HAL
open science

Circulation générale océanique et variabilité à méso-échelle en Méditerranée Orientale: approche numérique

Bahjat Alhammoud

To cite this version:

Bahjat Alhammoud. Circulation générale océanique et variabilité à méso-échelle en Méditerranée Orientale: approche numérique. Planète et Univers [physics]. ENSTA ParisTech, 2005. Français. NNT : 2005AIX22097 . pastel-00001798

HAL Id: pastel-00001798

https://pastel.hal.science/pastel-00001798

Submitted on 16 Jun 2006

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

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

THESE
DE
DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LA MEDITERRANEE – AIX-MARSEILLE-II

Présentée par :
M. Bahjat ALHAMMOUD

Pour obtenir le grade de **Docteur en Sciences de l'Environnement Marin**
Spécialité : **Océanographie physique**

Sujet de la thèse :

Circulation générale océanique et variabilité à méso-échelle en Méditerranée Orientale: Approche numérique

Soutenue le 2 décembre 2005
Devant le jury composé de :

Prof. Alex Lascaratos	Rapporteur	(Université d'Athènes)
Dr. Michel Rixen	Rapporteur	(NURC)
Prof. Michel Crépon	Examinateur	(LOCEAN, IPSL, UPMC)
Dr. Isabelle Taupier-Letage	Examinatrice	(LOB-COM, CNRS)
Dr. Laurent Mortier	Co-directeur de thèse	(UME, ENSTA ; LOCEAN-IPSL)
Dr. Karine Béranger	Invitée	(UME, ENSTA)
Prof. Ivan Dekeyser	Directeur de thèse	(COM, Univ. Aix-Marseille-II)

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique
COM : Centre d'Océanologie de Marseille
ENSTA : Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées.
IPSL : Institut Pierre Simon Laplace
LOB : Laboratoire d'Océanographie et de Biogéochimie
LOCEAN : Laboratoire d'Océanographie et Climat : Expérimentation et Analyse Numérique
NURC : NATO Under-Sea Research Center
UME : Unité d'enseignement et de recherche en MEcanique
UMPC : Université Pierre et Marie Curie

A mes Parents,

إلى والداي

Remerciements

Je remercie les membres de jury qui ont accepté de juger mes travaux et plus particulièrement Messieurs Alex Lascaratos et Michel Rixen, les rapporteurs, pour avoir accepté de référer cette thèse malgré le temps fort court qui leur fut imparti.

Mes sincères gratitudes vont à (mon parrain scientifique) Monsieur Ivan Dekeyser, Directeur de thèse, pour la confiance qu'il m'a témoignée, et pour le soutien qu'il m'a apporté tout au long de mon séjour en France.

Mes grands remerciements vont à Monsieur Laurent Mortier, co-directeur de thèse, pour sa disponibilité et son attention à mes soucis le long de cette thèse.

Je ne saurai jamais comment remercier Michel Crépon qui m'a ouvert un portail de savoir en Océanographie 'les portes de LOCEAN (ex-LODYC)'.

Je suis reconnaissant à Karine Béranger pour le soutien qu'elle m'a toujours accordé.

Je remercie Monsieur Pierre Soler ex-directeur de LODYC et Madame Laurence Eymard Directrice de LOCEAN (ex-LODYC) de m'avoir accueilli dans le laboratoire.

Je remercie la direction de l'ENSTA, et tout particulièrement, Monsieur Antoine Chaigne Directeur de l'UME de m'avoir acceuilli au sein de son unité où j'ai bénéficié d'excellentes conditions de travail.

Mes sincères remerciements à toute l'équipe Méditerranée, l'ensemble des membres du LODYC, de l'UME, et du COM (personnel, collègues et amis) pour toute l'aide qu'ils m'ont apporté au plan scientifique et aussi footballistique.

Je ne saurai jamais comment remercier Monsieur Claude Millot pour son encouragement et ses discussions fructueuses.

Mes grands remerciements à tous mes instituteurs et professeurs de l'école primaire à l'université d'Alep qui ont su semer en moi la graine de l'avidité du savoir.

Je remercie mes camarades du bureau Awa, Ramen et Sorayda (Tour26), Alexandra, Julie, et Sébastien (Tour45) pour le partage de moments de joie et de difficulté et surtout d'avoir supporté ma personnalité tout au long cette période.

Merci aux amis : tribu de LODYC, clan de LBCM, la troupe de LOP-MNHN, la communauté de Palaiseau, les Concordiens et les PSTIs pour l'échange culturel qu'ils m'ont apporté de richesse et offert des trésors inestimables.

Enfin, je remercie ma famille pour leur soutien moral et leur grande affection. Je réserve ma dernière pensée pour Farida qui a partagé avec moi les souffrances psychologiques de la dernière année de thèse.

Ce travail a été effectué en collaboration avec le projet MERCATOR d'océanographie opérationnelle, qui a notamment mis à ma disposition les données atmosphériques ECMWF.

Les moyens de calculs nécessaires à la réalisation de ce travail ont été mis à ma disposition en grande partie par l'Institut du Développement et des Ressources en Informatique scientifique (IDRIS).

J'adresse mes gratitudes envers le ministère de l'enseignement supérieur en Syrie, l'Université de Techrine, et l'Institut Supérieur de la Recherche Marine à Lattaquié d'avoir cru en mes capacités et de m'avoir fourni d'excellentes conditions logistiques et financières.

Acronymes :

AC: Algerian Current
AEs: Algerian Eddies
ADW: Adriatic Deep Water
AIS: Atlantic Ionian Stream
AMC: Asia Minor Current
AMEs: Asia Minor Eddies
APE: Available Potential Energy
ASW: Adriatic Surface Water
ATC: Atlantic-Tunisian Current
AVHRR: Advanced Very-High-Resolution Radiometer
AW: Atlantic Water

BI: Bassin Ionien
BL: Bassin Levantine

CDW: Cretan Deep Water
CIW: Cretan Intermediate Water
CLBC: Central Levantine Basin Current
CG: Cretan Gyre
CC: Cilician Current

DFD: German Remote Sensing Data Centre
DLR: Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EC : Egyptian Current
EEs: Egyptian Eddies
EMDW: Eastern Mediterranean Deep Water
EMT: Eastern Mediterranean Transient

GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GHER: GeoHydrodynamics and Environnement Research

KE: Kinetic Energy

IAs: Ionian Anticyclones
ICA: Ionian Central Anticyclone
IPA: Ierapetra Anticyclone
ISW: Ionian Surface Water

LB: Levantine Basin
LC: Libyan Current
LDW: Levantine Deep Water
LEs : Libyan Eddies
LG: Latakia Gyre
LIW: Levantine Intermediate Water
LSW: Levantine Surface Water

MDW : Mirtoan Deep Water
MEC: Middle East Current
MEEs: Middle-East Eddies
MFS: Mediterranean Forecasting System
MLD: Mixing Layer Depth
MMA Mersa-Matruh Anticyclone
MMJ: Mid-Mediterranean Jet
MODB5: Mediterranean Oceanographic Data Base- version 5
MOM: Modular Ocean Model
MOMA: Modular Ocean Model-Array
MRV: Messina Rise Vortex

OGCM: Ocean General Circulation Model
OPA: Ocean parallel model

PA : Pelops Anticyclone
PAM: Prototype Atlantique-Méditerranée
POEM: Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean
POEM-ON85: POEM survey (October-November 1985)
POEMBC-O91: POEM BioChemical Survey (October 1991)
POM: Princeton Ocean Model

RG: Rhodes Gyre

SA : Syrte Anticyclone
SLA: Sea Level Anomaly
SMA: Shikmona Anticyclone
SSH: Sea-Surface Height
SSS: Sea-Surface Salinity
SST: Sea-Surface Temperature

TMW: Transitional Mediterranean Water

θ: Potential Temperature
WIA: Western Ionian Anticyclone
WMDW: Western Mediterranean Deep Water

Résumé:

L'étude de la circulation dans le bassin Est de la Mer Méditerranée a été abordée par une analyse conjointe de simulations numériques réalisées avec un modèle à très haute résolution horizontale, de climatologies et d'observations in-situ et satellitaires. Une validation approfondie du modèle montre un bon accord entre les différentes masses d'eau. La circulation de surface est, elle aussi, en bon accord avec les schémas de circulation récents. Ainsi, la majeure partie de l'eau atlantique suit la côte africaine et forme un jet côtier intense au niveau de la côte libyenne, plutôt que le Mid Mediterranean Jet décrit il y a quelques années par plusieurs auteurs. Les structures de mésoéchelle bien répertoriées (tourbillons d'Egypte, Ierapetra, ...) sont également correctement reproduites. En accord avec des observations par satellite, le modèle montre que des tourbillons de mésoéchelle très énergétiques dominent la circulation de surface dans le sud du bassin Levantin. Les tourbillons de mésoéchelle sont plus énergiques en été qu'en hiver dans l'ensemble du bassin. Les simulations permettent en outre une analyse détaillée du cycle de vie de ces tourbillons et comment ils sont susceptibles d'affecter la circulation moyenne. Selon la position et le développement des tourbillons, des différents régimes de la circulation peuvent être reproduits. Notamment, les tourbillons du bassin Levantin (Tourbillons egyptiens, Lattaquié, Ierapetra) peuvent entraîner des blocages et bifurcations vers le large de l'inflow côtier d'eau atlantique de surface.

Abstract :

The circulation in the eastern Mediterranean basin has been studied using a general circulation model with very high horizontal resolution, climatologies, in-situ and remote sensed observations. A thorough validation of the model shows a good agreement of the various water masses. The surface circulation is also in good agreement with recent circulation schemes derived from observations. For instance, the main part of the Atlantic inflow follows the African coast and forms a permanent and intense coastal jet along the Libyan coasts, rather than the Mid Mediterranean Jet described few years ago by several authors. The well known mesoscale structures (Egyptian eddies, Ierapetra...) are also well reproduced. In good agreement with altimetric and SST observations, the model shows that energetic mesoscale eddies dominate the surface circulation in the south of the Levantine basin. Mesoscale eddies are more energetic in summer than in the whole of the basin. In addition, simulations allow a detailed analysis of the life cycle of these eddies and how they are able to control the mean circulation. Depending on the position and development of these eddies, different circulation regimes are observed. In particular, eddies in the Levantine basin (Egyptian eddies, Lattaquia, Ierapetra) can block and force offshore bifurcations of the coastal surface Atlantic inflow.

Table des matières :

Remerciements iii
Acronymes : v
Résumé: vii
Abstract : vii
Table des matières : ix
Table des figures : xii
Introduction I-1
I Description générale de la mer Méditerranée Orientale I-5
I.1 Localisation et topographie I-5
I.2 Climat I-6
I.2.1 Hiver (Fig.1.4a) I-8
I.2.2 Eté (Fig.1.4b) I-8
I.3 Masses d'eau I-8
I.3.1 Masses d'eau I-8
I.3.2 Formation des masses d'eau I-12
I.3.2.1 La LIW I-13
I.3.2.2 L'eau de Crète intermédiaire (CIW) I-15
I.3.2.3 L'eau profonde de la Méditerranée Est (EMDW) I-15
I.3.3 Le phénomène d'EMT: I-15
I.4 La circulation générale des masses d'eau I-18
I.4.1 La circulation superficielle I-18
I.4.1.1 Le Bassin Ionien (BI) I-18
I.4.1.2 Le Bassin Levantin (BL) I-21
I.4.2 La circulation intermédiaire : I-23
I.4.3 La circulation profonde I-25
I.5 Transport aux détroits I-26
I.5.1 Détroit de Sicile I-26
I.5.2 Détroit d'Otrante I-26
I.5.3 Passages de l'Arc de Crète I-26
I.6 Etude de la variabilité de la circulation de la mer Méditerranée Orientale I-27
I.6.1 La variabilité saisonnière : I-27
I.6.1.1 Le bassin Ionien: I-27
I.6.1.2 Le bassin Levantin: I-28
I.6.2 La variabilité interannuelle : I-29
I.7 Modélisation numérique de la circulation Méditerranéenne: I-30
I.7.1 POM (Princeton Ocean Model): I-30
I.7.2 GFDL-MOM (GFDL-Modular Ocean Model): I-32
I.8 L'activité à méso-échelle : I-34
I.8.1 Les tourbillons dans le Bassin Ionien central : I-35
I.8.2 Les tourbillons du Sud du BI : I-35
I.8.3 Le tourbillon de Pélops (PA) : I-35
I.8.4 Les tourbillons du Sud du BL : I-36
I.8.5 Le tourbillon de Lattaquié : I-36
I.8.6 Les tourbillons associés au AMC : I-36
I.8.7 L'anticyclone d'Ierapetra (IPA): I-37

I.8.8 Le MMJ comme structure de méso-échelle : I-37
I.9 Conclusion..... I-38
II Les différents types de données disponibles..... II-39
II.1 Satellites II-39
II.2 In situ..... II-39
II.3 Le modèle MED16 ..... II-39
II.3.1 Les équations primitives du modèle OPA..... II-40
II.3.2 Définition du domaine de la maquette MED16 ..... II-40
II.3.3 Conditions initiales:..... II-42
II.3.4 Conditions aux limites à l'interface air-mer:..... II-44
II.3.4.1 Forçage thermique :..... II-45
II.3.4.2 Forçage halin II-49
II.3.4.3 Forçage mécanique..... II-52
II.3.5 Description des différentes simulations MED16 ..... II-55
II.3.5.1 Simulations avec des forçages atmosphériques relatifs à la période postérieure à mars 1998..... II-55
II.3.5.2 Simulations climatiques avec un forçage interannual de plus de 15 ans . II-61
III Validation des simulations MED16..... III-63
III.1 Introduction :..... III-63
III.2 Bilan énergétique sur le domaine III-64
III.3 Contenu thermique III-65
III.4 Contenu halin III-68
III.5 Caractéristiques des masses d'eau de la Méditerranée Orientale..... III-72
III.5.1 Masses d'eau du bassin Méditerranée Oriental :..... III-72
III.5.2 Formation des masses d'eaux :..... III-75
III.5.2.1 ISW et LSW III-76
III.5.2.2 LIW III-77
III.5.2.3 CIW III-81
III.5.2.4 ADW III-82
III.5.2.5 LDW..... III-85
III.5.2.6 CDW..... III-86
III.6 Fonction de courant zonale III-86
III.7 Fonction de courant barotrope..... III-87
III.8 Transport à travers les détroits III-89
III.8.1 Détroit de Sicile..... III-89
III.8.2 Détroit d'Otrante III-90
III.8.3 Passages à l'Ouest de l'arc de Crète..... III-90
III.8.4 Passages à l'Est de l'Arc de Crète..... III-91
III.9 Conclusion..... III-91
IV Analyse de la circulation dans le bassin Ionien IV-93
IV.1 Introduction :..... IV-93
IV.2 La circulation superficielle..... IV-93
IV.2.1 La circulation superficielle moyenne :..... IV-93
IV.2.2 L'activité à méso-échelle : IV-97
IV.2.2.1 Les anticyclones dans le BI central :..... IV-97
IV.2.2.2 Les tourbillons du Sud du BI : IV-101
IV.2.2.3 Le tourbillon de Pélops (PA) :..... IV-104
IV.2.2.4 L'*upwelling* du Sud de la Sicile IV-106
IV.2.3 Comparaison avec des images SST :..... IV-107
IV.2.4 La variabilité saisonnière de la circulation dans le BI : IV-109
IV.2.4.1 En hiver :..... IV-110

IV.2.4.2 En été : IV-113
IV.2.5 La variabilité interannuelle de la circulation : IV-114
IV.3 La circulation intermédiaire : IV-114
IV.4 Conclusion IV-118
V Analyse de la circulation dans le Bassin Levantin V-121
V.1 Introduction : V-121
V.2 La circulation superficielle V-121
V.2.1 La circulation superficielle moyenne : V-121
V.2.2 L'activité à méso-échelle : V-124
V.2.2.1 L'anticyclone d'Ierapetra (IPA): V-126
V.2.2.2 Le MMJ et ses subdivisions : V-132
V.2.2.3 Tourbillons du Sud du BL V-134
V.2.2.4 Tourbillons de l'Est du BL V-136
V.2.2.5 Tourbillon de Lattaquié (LG) V-136
V.2.2.6 Tourbillons associés à l'AMC : V-138
V.2.3 Comparaison avec les images SST : V-138
V.2.4 La variabilité Saisonnière de la circulation dans le BL V-140
V.2.4.1 En hiver : V-140
V.2.4.2 En été : V-142
V.2.4.3 La variabilité de l'interaction d'AMC/LG : V-144
V.2.5 La variabilité inter-annuelle de la circulation : V-145
V.3 La circulation intermédiaire V-146
V.4 Conclusion V-148
Conclusions et perspectives 151
Références 155
Annexes 165
Annexe A : Articles 165
Article 1 : Surface circulation of the Levantine Basin: comparison of model results with observations 165
Article 2 : Seasonal and Mesoscale Variabilities of the Eastern Mediterranean circulation from a High Resolution Numerical Model 179
Annexe B : Rappel théorique de la fonction de Bernoulli 187
Conservation de la fonction de Bernoulli dans le système des équations primitives en état stationnaire 187
Annexe C : Etude supplémentaire (Simulation de l'EMT) 189

Table des figures :

Fig.1.1 : La localisation et les bassins de la Mer Méditerranée (1) Détroits Ouest de l'Arc de Crète, (2) Détroits Est de l'Arc de Crète, (3) Le Bassin de Rhodes, (4) le Bassin d'Antalya, (5) le Bassin Cilicien, (6) le Bassin de Lattaquié, (7) Les champs abyssaux d'Herodotus. I-5
Fig.1.2 : La bathymétrie de la Méditerranée (en mètres), implémentée dans le modèle MED16 (cf. chapitre.II.1). I-5
Fig.1.3 : Régimes du vent sur la Méditerranée. mA : Maritime Arctique régime, cA : Continentale Arctique régime, mP : Maritime Polaire régime, cP : Continentale Polaire régime, mT : Maritime Tropical régime, cT : Continental Tropical régime. Les zones grises indiquent les sites de la formation des eaux denses intermédiaires et profondes dans la mer Méditerranée: Le golfe du Lion, la mer Adriatique, la mer Egée et le bassin de Rhodes au Nord du BL [d'après Béthoux (1980)]. I-7
Fig.1.4 : Le régime de vent dominant la Méditerranée à partir de la reanalyse d'ECMWF sur la période de 1979 à 1993 : (a) en janvier, (b) en juillet d'après Pinardi & Masetti (2000). I-7
Fig.1.5 : La structure de la salinité de la colonne d'eau dans la Méditerranée Est (a) de la campagne METEOR 1987 ; pre-EMT et (b) de la campagne METEOR 1995 ; post-EMT [D'après Roether & Klein (2003)]. I-10
Fig.1.6 : Diagrammes θ /S de plusieurs régions de la Méditerranée Est: (a) Au Nord-Ouest du Bassin Ionien d'après Malanotte-Rizzoli et al. (1997), (b) Dans le Bassin Levantin d'après Özsoy et al. (1989), (c) Dans les passages Ouest de l'arc de Crète et (d) Dans les passagesEst de l'arc de Crète d'après Malanotte-Rizzoli et al. (1999). I-11
Fig.1.7 : Le schéma de la circulation thermohaline dans la Méditerranée : (a) pre-EMT et (b) post-EMT [Lascaratos et al. (1999)] I-13
Fig.1.8 : Les trois phases de la convection profonde au large, (a) le préconditionnement, (b) la convection profonde (fort mélange vertical) et (c) l'étalement des eaux néoformées, d'après Marshall & Schott (1999) I-14
Fig.1.9 : Evolution de niveau de l'isopycne σ_θ>29.2 dans la mer de Crète d'après Theocharis et al. (1999b), pour la position de la section, voir la ligne en bas. I-16
Fig.1.10 : Historique des schémas de la circulation superficielle de la Méditerranée orientale d'après, (a) Nielsen (1912), (b) Ovchinnikov (1966), (c) Robinson et al. (2001). I-19
Fig.1.10 : (suite) (d) Pinardi et al. (2005), et (e) Hamad et al. (2005) I-21
Fig.1.11 : Historique de la circulation intermédiaire dans la Méditerranée orientale d'après, (a) Ovchinnikov (1966), (b) Robinson et al. (2001) (c) Pinardi & Masetti (2000) et (d) Millot & Taupier-Letage (2005). I-24
Fig.1.12 : La circulation des eaux profondes de la Méditerranée orientale (a) la circulation d'après El-Gindy & El-Din (1986), (b) d'après Millot & Taupier-Letage (2005) I-25
Fig.1.13 : La profondeur(en mètres) de l'isopycne 29.05 au Nord-Est du BL. Expérience à basse résolution (11 km) (haut), expérience à haute résolution(5.5 km) (bas) d'après Lascaratos & Nittis (1998). I-31
Fig.1.14 : La circulation superficielle dans la Méditerranée déduite des sorties d'une simulation numérique à haute résolution (~10 km) d'après Horton et al. (1997). I-32
Fig.2.1 : Le domaine de la maquette (a) PAM, (b) MED16 ..... II-41
Fig.2.2: (a) Distorsion des grilles à Gibraltar, (b) la zone de rappel en Atlantique. Le temps de relaxation est compris entre 2 jours et un an de 11°W à 7.5°W. II-41
Fig.2.4: Champs de salinité pour deux climatologies. Pour la climatologie MODB4 pour la moyenne Juillet à Septembre : (a) coupe horizontale à 25m de profondeur (b) section verticale est-ouest à travers la Méditerranée orientale. Pour la climatologie MEDATLAS-II pour la moyenne de septembre (c) coupe horizontale à 25m de profondeur (d) coupe verticale est-ouest à travers la Méditerranée orientale. La position des sections est indiquée sur les champs horizontaux (a, c), l'intervalle des isohalines est 0.02.. II-43
Fig.2.5: Champs de température potentielle pour deux climatologies. Pour la climatologie MODB4 pour la moyenne Juillet à Septembre : (a) coupe horizontale à 25m de profondeur (b) section verticale est-ouest à travers la Méditerranée orientale. Pour la climatologie MEDATLAS-II pour la moyenne de septembre (c) coupe horizontale à 25m de profondeur (d) coupe verticale est-ouest à travers la Méditerranée orientale. La position des sections est indiquée sur les champs horizontaux (a, c), l'intervalle des isothermes est 0.05°C. II-44
Fig.2.6 : La Méditerranée découpée en 14 zones (selon le projet MFSPP). II-45
Fig.2.7 : Flux de chaleur net ($W.m^{-2}$) issu d'ECMWF sur la Méditerranée pour le mois de février 1999 ECMWF (haut) et ERA40 (bas). II-46

Fig.2.8 : Flux de chaleur net (W.m^{-2}) issu d'ERA40 sur la Méditerranée pour le mois d'août 1999 ECMWF (haut) et ERA40 (bas). *II-47*
Fig.2.9 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle du bilan de chaleur (W.m^{-2}) par bassin (voir Fig.2.6) de janvier 1987 en avril 2004 : (a) pour la Méditerranée entière, (b) la mer Adriatique (zone 5), (c) le bassin Ionien (zone 6), (d) la mer Egée (zone 9), (e) le Sud du bassin Levantin (zone 12), (f) le bassin de Rhodes (zone 11). En noir ERA40 et en bleu ECMWF. Les années correspondantes sont indiquées en haut de la figure. *II-48*
Fig.2.10 : Flux d'évaporation nette sur la Méditerranée en février 1999 pour (a) ECMWF et (b) ERA40. .... *II-50*
Fig.2.11 : Flux d'évaporation nette sur la Méditerranée en août 1999 pour (a) ECMWF et (b) ERA40. ..... *II-50*
Fig.2.12 : Bilan d'évaporation nette mensuel de janvier 1987 à avril 2004 moyenné par bassin (voir Fig.2.6) en mm/mois pour : (a) la Méditerranée entière, (b) la mer Adriatique (zone 5), (c) le bassin Ionien (zone 6), (d) la mer Egée (zone 9), (e) le Sud du bassin Levantin (zone 12), (f) le bassin de Rhodes (zone 11). En noir ERA40, en bleu ECMWF. Les années sont indiquées en haut de la figure pour information. *II-51*
Fig.2.13 : Champs de la tension de vent superposés sur le rotationel moyennés sur 11 ans de 1988-1999 issu de ERA40 (a) en hiver, (b) en été. *II-52*
Fig.2.14 : Champs de la tension du vent de l'année 1999 issu d'ECMWF (a) en hiver, (b) en été. *II-53*
Fig.2.15 : Séries temporelles du bilan mensuel du rotationnel de vent de janvier 1987 à avril 2004 moyenné par bassin (voir Fig.2.6), (a) la Méditerranée entière, (b) la mer Adriatique (zone 5), (c) le bassin Ionien (zone 6), (d) la mer Egée (zone 9), (e) le Sud du bassin Levantin (zone 12), (f) le bassin de Rhodes (zone 11). En noir ERA40, en bleu ECMWF. Les années sont indiquées approximativement en haut de la figure pour information. *II-54*
Fig.2.16 : Séries temporelles du bilan mensuel issues de la simulation MED16-07 (a) du rotationel du vent, (b) du flux net de chaleur et (c) du flux net d'E-P moyennés par bassin, (traits plein noir) Méditerranée entière, (traits pointillés bleu) Méditerranée Orientale et (tirets rouges) Méditerranée Occidentale. Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation. *II-58*
Fig.2.16 (suite): Séries temporelles du bilan mensuel issues de la simulation MED16-07 (d) du rotationel de vent, (e) du flux net de chaleur et (f) du flux net d'E-P moyennés par bassin, (traits plein noir) Méditerranée Orientale, (traits pointillés bleu) bassin Levantin et (tirets rouges) bassin Ionien. Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation. *II-59*
Fig.2.16 (suite) : Séries temporelles du bilan mensuel issues de la simulation MED16-07 (g) du rotationel de vent, (h) du flux net de chaleur et (i) du flux net d'E-P moyennés par bassin, (traits plein noir) Méditerranée Orientale, (traits pointillés bleu) mer Egée et (tirets rouges) mer Adriatique. Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation. *II-60*
Fig.3.1: Séries temporelles sur les premiers 14 ans de la simulation MED16-07 intégrée sur la verticale : Energie potentielle (haut) et energie cinétique moyenne (bas). *III-64*
Fig.3.2: Séries temporelles sur les derniers 5 ans de la simulation MED16-07 intégrée sur la verticale (colonne à gauche) Energie potentielle et (colonne à droite) Energie cinétique moyenne. *III-65*
Fig.3.3: Série temporelle du contenu thermique intégré sur la verticale de la mer Méditerranée (trait plein), de la Méditerranée orientale (tirets), et la Méditerranée occidentale (pointillé). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation. *III-65*
Fig.3.4: Série temporelle du contenu thermique intégré sur la verticale de la mer Méditerranée orientale (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé bleu), du bassin Levantin (tirets bleus clairs), de la mer Adriatique (trait plein rouge) et de la mer Egée (trait pointillé orange). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation. *III-66*
Fig.3.5: Série temporelle du contenu thermique intégré sur la verticale des trois couches (a) 0-150m, (b, c) 150-600m et (d, e) 600m-fond de la mer Méditerranée orientale (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé bleu), du bassin Levantin (tirets bleus clairs), de la mer Adriatique (trait plein rouge) et de la mer Egée (trait pointillé orange). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation. *III-67*
Fig.3.6: Série temporelle du contenu en sel intégré sur la verticale, de la mer Méditerranée (trait plein), de la Méditerranée orientale (tirets), et la Méditerranée occidental (pointillé). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation. *III-68*
Fig.3.7: Série temporelle du contenu en sel intégrée sur la verticale (a) de la mer Méditerranée orientale (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé bleu) et du bassin Levantin (tirets bleus clairs), (b) de la mer Méditerranée orientale (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé blue), du bassin Levantin (tirets bleus clairs), de la mer Adriatique (trait double pointillé rouge) et de la mer Egée (trait pointillé orange). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation. *III-69*
Fig.3.8: Série temporelle du contenu en sel intégré sur la verticale des trois couches (a) 0-150m, (b, c) 150-600m et (d, e) 600m-fond, du bassin Méditerranée oriental (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé bleu), du bassin Levantin (tirets bleus clairs), de la mer Adriatique (trait double pointillé rouge) et de la mer Egée (trait pointillé orange). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.III-71

Fig.3.9 : Diagrammes θ/S de MED16-07 pendant le mois d'octobre moyenné sur les 14 dernières années dans (a) le NW du BI, (b) le centre du BI, (c) l'Ouest de l'arc de Crète et (d) le centre du BL. *III-72*
Fig.3.10 : Champs verticaux d'Ouest en Est à 34°N pendant le mois d'août de (a) la salinité et de (b) la température moyennés sur les 14 dernières années de l'expérience MED16-07. ..... *III-73*
Fig.3.11 : Diagrammes θ/S de MED16-07 (rouge) moyennés sur les 14 dernières années, de POEM (diamant : après 1987 et étoile : avant 1987), et MEDATLAS-II (noir) dans l'Ouest de l'arc de Crète (colonne à gauche) et au Sud du BL (colonne à droite), pendant (a) le mois de septembre, (b) le mois de novembre et (c et d) le mois de mars. *III-75*
Fig.3.12 : Carte de la profondeur de la couche de mélange calculé dans la Méditerranée Est pour le 21 février la 11ème année (haut) et pour le 2 février la 23ème année (bas). *III-76*
Fig. 3.13 : Vecteurs normalisés de la vitesse et isolignes de la fonction de Bernoulli superposés sur la profondeur de l'isopycne 29.10 kg m^{-3} dans le bassin Levantin pendant le mois de février, moyennés sur les 14 dernières années de la simulation MED16-07. ..... *III-78*
Fig.3.14 : Coupes verticales à 35°N dans la région de convection du bassin Levantin en février de l'année 23 de la simulation MED16-07 (a) salinité et (b) température potentielle. *III-79*
Fig.3.15 : Série temporelle, de décembre de l'année 19 à avril de l'année 20, de l'évolution de la convection dans le bassin de Rhodes avec (colonne à gauche) la vitesse et les isolignes de la fonction de Bernoulli projetés sur la surface de l'isopycne 29.10 kg/m^3, les couleurs indiquent la profondeur de l'isopycne , et (colonne à droite) des sections verticales Est-Ouest à 34.5°N de la densité (intervalle des contours de 0.02 kg/m^3). *III-80*
Fig.3.16 : Maximum de la profondeur de la couche de mélange en mètre de l'année 2 à l'année 23 de la simulation MED16-07 au Nord-Ouest du bassin Levantin (région de Rhodes, zone 11 sur la Fig.2.6). *III-81*
Fig.3.17 : Coupes verticale à 23°E dans la région de convection de la Mer Egée en février de l'année 21 de la simulation MED16-07 (a) de la salinité, (b) de la température potentielle. *III-82*
Fig.3.18 : Maximum de la profondeur de la couche de mélange en mètre dans la mer Egée (Zone 9 sur la Fig.2.6) de l'année 2 à l'année 23 de la simulation MED16-07. ..... *III-82*
Fig.3.19 : Série temporelle des coupes verticales à travers la mer Adriatique à 41.6°N de novembre de la 20ème année à juin de la 21ème année de la simulation MED16-07, (colonne de gauche) de la salinité, (colonne du milieu) de la température potentielle et (colonne de droite) de la densité superposée sur la vitesse méridienne. *III-84*
Fig.3.20 : Maximum de la profondeur de la couche de mélange en mètre dans la mer Adriatique (Zone 5 sur la Fig.2.6) de l'année 2 à l'année 23 de la simulation MED16-07. ..... *III-85*
Fig.3.21: Coupes verticales à 34°N (a) de la salinité et(b) de la température potentielle, illustrant la convection hivernale pour le mois de février de l'année 23 de la simulation MED16-07 (voir Fig.3.12bas). *III-85*
Fig.3.22: Fonction de courant zonale d'overturning dans la Méditerranée Orientale moyenne pour la 16ème année (haut) et la 20ème année (bas), l'intervalle des contours 0.1 Sv. *III-87*
Fig.3.23: Moyenne annuelle de la fonction de courant barotrope dans la Méditerranée Orientale de la simulation MED16-07 pour la 16ème année (haut) et la 20ème année (bas), l'intervalle ces contours 0.5 Sv. *III-88*
Fig.3.24 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle (a) du transport volumique de la LIW vers la Méditerranée Occidentale à travers le Détroit de Sicile et (b) du transport de l'ADW vers le bassin Ionien à travers le Détroit d'Otrante (moyenne mensuelle : trait fin plein et filtrage sur 12 mois : trait gras plein). Les valeurs négatives indiquent le transport vers l'Ouest et le Sud respectivement. *III-89*
Fig.3.25 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle du transport volumique à travers les passages d'Ouest de l'Arc de Crète (a) vers l'Ouest sortant de la mer Egée, et (b) vers l'Est entrant dans la mer Egée (moyenne mensuelle : trait fin plein et filtrage sur 12 mois : trait gras plein). Les valeurs négatives indiquent le transport vers l'Ouest. *III-90*
Fig.3.26 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle du transport volumique à travers les passages d'Est de l'Arc de Crète : trait plein rouge (Passage de Kassos : pointillé bleu, passage de Karapathos : tiret bleu claire, passage de Rhodes : trait pointillé orange) (a) vers l'Ouest entrant dans la mer Egée et (b) vers l'Est sortant de la mer Egée (transport total lissé sur 12 mois en trait gras plein noir). *III-91*
Fig 4.1 : Une moyenne des premiers 50 m de profondeur sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/20 cm s^{-1} (a) vitesse sur la salinité, (b) vitesse sur la température. *IV-94*
Fig.4.2 : Sections méridiennes des champs moyennés sur les 13 dernières années de la salinité superposée sur la vitesse zonale, les valeurs positives (en rouge) et négatives (en bleu) indiquent la vitesse vers l'Est et l'Ouest respectivement. Les contours indiquent les isohalines <38.6 caractéristiques d'AW dans le BI, l'intervalle est 0.2, (a) à 16.5°E longitude et (b) à 18°E longitude. *IV-96*
Fig.4.3 : La variance de la hauteur dynamique de la surface de la mer (SSH) moyennée sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07. ..... *IV-97*

Fig.4.4: Des moyennes des premiers 50 m de profondeur sur deux jours des champs de la vitesse superposés sur la salinité (a) et sur la température (b) de l'expérience MED16-07 en septembre de l'année 12. Une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/50 cm s^{-1}. *IV-98*
Fig 4.4: (suite), Champs de la vitesse superposés sur la salinité (c) et sur la température (d) en mars l'année 18. ..... *IV-99*
Fig.4.4 : (suite), la vitesse superposés sur la salinité (e) et sur la température (f) en août l'année 21. ..... *IV-100*
Fig.4.5: Caractéristiques des tourbillons du BI : (a) Un champs de SSH moyenne sur deux jours en février l'année 16 de MED16-07, (b) Une section verticale de la température dans le tourbillon (#1) et (c) La même que (b) mais pour le tourbillon (#2). *IV-101*
Fig.4.6 : Diagrammes Hovemoller Longitude/Latitude (abcsisses)-Temps (ordonnées) de la moyenne mensuelle de SSH pendant 52 mois de la simulation (de janvier de l'année 13 à mars de l'année 17) dans le BI (a) le centre, (b) N-S du centre. La position des sections est tracée en bas des diagrammes. *IV-102*
Fig.4.6 : (suite), (c) au Sud et (d) au Nord-Est du bassin. La position des sections est tracée en bas des diagrammes. *IV-103*
Fig.4.7 : Des trajectoires des tourbillons du Sud du Bassin Ionien et celui de PA au N-E du bassin. Les étoiles indiquent la position de la formation des tourbillons. Les contours indiquent les isobathes (1000, 2000, et 3000m)..... *IV-104*
Fig.4.8 : Diagrammes représentant (a) la durée de vie en fonction de l'année de la formation, (b) la fréquence de la formation de l'anticyclone de Pélops. *IV-105*
Fig.4.9 : Deux images SST (en °C) du bassin Ionien en septembre, image NOAA/AVHRR (haut), images moyenne sur deux jours de sorties du modèle (bas). *IV-108*
Fig.4.10 : SSH moyenne sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 (a) en février, (b) en septembre. *IV-109*
Fig.4.11 : Série temporelle de la vitesse de l'expérience MED16-07 (a) en janvier/Y20, (b) en juillet/Y20, (c) en janvier/Y21, (d) en juillet/Y21. ..... *IV-111*
Fig.4.11 (suite) : (e) en janvier/Y22, (f) en juillet/Y22, (g) en janvier/Y23, (h) en juillet/Y23. ..... *IV-112*
Fig.4.12 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposé sur les isohalines de l'AW (<38.7) à 17°E, (a) en mars l'année 18 et (b) en septembre l'année 12. ..... *IV-113*
Fig.4.13 : Des champs de moyenne mensuelle du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, (a) les isolignes de Bernoulli, la profondeur et la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.05 kg m^{-3}, (b) les isobathes et la salinité projetées sur la surface de l'isopycne 29.05 kg m^{-3}. Notons que les vecteurs de la vitesse sont normalisés pour raison de lisibilité et d'interprétation. . *IV-115*
Fig.4.14 : Idem que la Figure.4.13 mais pour l'isopycne 29.10 kg m^{-3}. *IV-117*
Fig.4.15 : Sections zonales de la Salinité et la densité superposées sur la vitesse méridienne de moyenne mensuelle du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, (a) à 39°N latitude, (b) dans le Détroit d'Otrante à 40°N latitude. Les valeurs positives (en rouge)/négatives (en bleu) indiquent la vitesse en (m), vers le nord/sud respectivement. Les contours en trait plein indiquent les isohalines d'intervalle 0.025, et tirets gras indique les isopycnes d'intervalles 0.1 kg/m^3 ..... *IV-118*
Fig 5.1 : Moyenne des premiers 50 m de profondeur sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 de vitesse sur la salinité (haut), et la vitesse sur la température (bas) (une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/20 cm s^{-1}). *V-122*
Fig.5.2 : Sections méridiennes des champs moyennés sur les 13 dernières années de la salinité superposée sur la vitesse zonale ; les valeurs positives/négatives (en rouge/bleu) indiquent la vitesse vers l'Est/l'Ouest. Les contours indiquent les isohalines, l'intervalle est 0.1, à (a) 25.5°E longitude et (b) 28°E longitude...... *V-123*
Fig 5.3 : Moyenne des 50 premiers m de profondeur sur deux jours des champs de vitesse superposés sur (a) la salinité et (b) la température de l'expérience MED16-07 en décembre de l'année 21 (une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/50 cm s^{-1}). *V-125*
Fig.5.3: (suite) la vitesse superposée sur (c) la salinité et (d) la température en octobre de l'année 20, les lignes blanches sur (c) indiquent la position des sections méridiennes de la Fig.5.8. ..... *V-126*
Fig.5.4 : (a) Carte de la SSH du Bassin Levantin de la simulation MED16-07 le 7 novembre l'année 17 et coupes verticales de (b) la température à travers les tourbillons d'IPA, (c) d'EEs et de (d) LG. *V-127*
Fig.5.5 : Diagrammes représentant (a) la durée de vie en fonction de l'année de formation, (b) la fréquence de formation de l'anticyclone d'Ierapetra (IPA). *V-128*
Fig.5.6 : Trajectoires de certains tourbillons dans le BL : IPA, EEs, MEEs. Les contours indiquent les isobathes 1000, 2000, et 3000 m. *V-128*
Fig.5.7 : Génération et propagation d'IPA à partir des images IR-AVHRR (haut) et SSHA des sorties de MED16-07 (bas). *V-129*
Fig.5.8 : Séries temporelles d'une moyenne spatiale sur la zone Sud-Est Crète (Zone d'Ierapetra) des champs mensuels à partir de janvier de l'année 10 de (a) la vorticité, (b) le critère Okubo-Weiss, (c) le transport vers l'Ouest à travers le passage de Kassos et (d) le transport vers l'Est. *V-130*

Fig.5.9 : Corrélation croisée entre (a) le critère Okubo-Weiss et le transport à travers le passage de Kassos, et (b) la vorticité et le rotationel du vent au Sud-Est de Crète. Ligne parabolique représente la courbe de signification de la corrélation. V-131
Tableau 5.1 : Récapitulatif de la variabilité du tourbillon d'Ierapetra (IPA). V-132
Fig.5.10 : Sections méridiennes des champs de la salinité superposée sur la vitesse zonale, moyennés sur 2 jours en octobre de l'année 20. Les valeurs positives/négatives (en rouge/bleu) indiquent la vitesse vers l'Est/Ouest. Les contours indiquent les isohalines <38.8, l'intervalle est 0.05, à (a) 25.5°E, (b) 28°E, (c) 29°E et (d) 31°E de longitude ; les flèches indiquent la position du MMJ. V-133
Fig.5.11 : Diagrammes Hovemoller longitude/latitude-temps (le temps en ordonnées) de la moyenne mensuelle de SSH pendant 52 mois de la simulation (de janvier de l'année 13 en mars de l'année 17) dans le BL. La position des sections est tracée en bas des diagrammes. V-135
Fig.5.12 : Série temporelle des champs moyennés sur deux jours de la vitesse superposée sur le module de la vitesse de l'année 9. ..... V-137
Tableau 5.2 : Récapitulation de la présence du tourbillon de Lattaquié (LG) ; absence : −, présence : ++, présence partielle sur la saison : +. V-138
Fig.5.13 : Images SST dans le Bassin Levantin pendant l'été de AVHRR (haut) et du modèle MED16-07(bas). . V-139
Fig.5.14 : SSH moyenne sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 en (a) février, (b) septembre. . V-140
Fig.5.15 : Série temporelle de la vitesse de l'expérience MED16-07 en (a) janvier de l'année 20, (b) juin de l'année 20, (c) janvier de l'année 21, (d) juin de l'année 21. ..... V-141
Fig.5.15 (suite): (e) janvier de l'année 22, (f) juin de la année 22, (g) janvier de l'année 23 et (h) juin de l'année 23. ..... V-142
Fig.5.16 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposées sur les isohalines de l'AW (<38.7) (haut) à 25.5°E et (bas) à 28°E. V-143
Fig.5.17 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposées sur les isohalines à travers le canal de Cilicie (32.5°E/35.1-36.1°N) au Nord de Chypre (a) en janvier et (b) en juin. V-144
Fig.5.18 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle (haut) du transport à travers le canal de Cilicie (trait plein et tirets indiquent le transport vers l'Ouest et l'Est respectivement) et (bas) de la quantité de sel de la colonne d'eau jusqu'à 100 m de profondeur dans le Sud-Ouest de la baie d'Antalya (30-31.5°E/35.5-36.5°N). V-145
Fig.5.19: Série temporelle des isolignes de la fonction de Bernoulli et isocouleurs de la profondeur et de la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.10 dans le Bassin Levantin de la 17ème année en (a) juin, (b) septembre et (c) en décembre. Les couleurs indiquent la profondeur en mètres. V-147
Fig.5.20 : Champs mensuels du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 des isolignes de la fonction de Bernoulli et de la profondeur et de la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.10. Notons que les vecteurs de la vitesse sont normalisés pour une raison de lisibilité et d'interprétation. V-148
Fig.6.1 : Schémas de la circulation superficielle de la Méditerranée orientale à partir des sorties du modèle MED16. Traits pleins indiquent les structures permanentes, traits pointillés indiquent les structures récurrentes et tirets indiquent les structures de la variabilité interannuelle. 152
Fig.6.2 : Schémas de la circulation intermédiaire de la Méditerranée orientale à partir des sorties du modèle MED16. Traits pleins indiquent les structures permanentes, traits pointillés indiquent les structures récurrentes. 153
Fig.C.1 : Diagrammes θ/S de MED16-07 (rouge) moyennés sur les 14 dernières années, de POEM (diamant : après 1987 et étoile : avant 1987), et MEDATLAS-II (noir) dans le BL), pendant (a) le mois de mars et (b) le mois de décembre. 189
Fig.C.2 : Coupes verticales Est-Ouest à Gibraltar de la Salinité (a) avec frottement au fond, (b) sans frottement et (c) la différence entre a et b, illustrant l'augmentation de sel au fond du seill grace à l'écoulement de l'eau Méditerranéenne sortante du Détroit. 190
Fig.C.3 : Coupes verticales de la salinité (a, b) à 17.5°E au sud de la mer Adriatique et(c, d) à 34.2°N au centre du BL, illustrant les modifications apportées par un coeficient de viscosité variable à 3D (colonne à droite) au résultat d'un coefficient constant (colonne à gauche). 191
Fig.C.4 :Fonction de courant zonale dans la Méditerranée Oriental, issu de l'expérience (a) avec un coefficient de viscosité constant et (b) avec un coefficient de viscosité variable à 3D. 191

Introduction

Contexte général

La Mer Méditerranée est un carrefour entre les trois continents qui l'entourent : l'Afrique, l'Asie et l'Europe. Bien que la Méditerranée ne représente que 0.7% de la surface des océans et seulement 0.3% de leur volume [Lacombe (1990)], de grandes civilisations, des modèles politiques et artistiques, des religions se sont développés et propagés à partir de ses rives depuis des milliers d'années. La Méditerranée est la première mer qui a bénéficié d'études scientifiques et d'observations océanographiques, et cela depuis l'antiquité, avec les mesures de courant de marée et de vagues qui ont été réalisées pendant le voyage d'Ulysse [Aristote (350 B.C.)]. Cet intérêt est resté soutenu jusqu'à aujourd'hui et par exemple, sa circulation thermohaline, dont on peut observer facilement les changements, fait dire que la mer Méditerranée peut être vue comme un véritable modèle réduit de l'océan global soumis au changement climatique [Bethoux *et al.* (1999)]. Elle est le siège de nombreux processus physiques et dynamiques qui sont caractéristiques de la circulation générale de l'océan mondial (ex. formation des eaux intermédiaire et profonde, phénomènes à méso-échelle, variabilité interannuelle, etc...). A ce titre, elle a toujours été l'objet pour l'étude des processus physiques et dynamiques qui gouvernent sa circulation, mais qui se sont le plus souvent limités à la Méditerrané Occidentale laissant la Méditerranée Orientale largement sous explorée.

Les premiers traits de la circulation de la Méditerranée Orientale ont été esquissés avec une exactitude étonnante dans ses grandes lignes au début de XXème siècle lors d'une campagne océanographique danoise conduite par Nielsen [Nielsen (1912)]. Durant les deux dernières décennies, des progrès considérables ont pu être réalisés grâce notamment à:

- La mise en place de vastes programmes d'observation *in situ* tel que POEM (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean [Malanotte-Rizoli & Robinson (1988)])
- L'utilisation croissante de données satellitales (altimétrie ou imagerie IR-AVHRR [Ayoub *et al.* (1998); Hamad (2003)])
- Un effort soutenu en matière de modélisation et d'assimilation [Beckers *et al.* (2002); The MFSPP Group (2002)]

Malgré ces efforts, la circulation dans les différents bassins de la Méditerranée Orientale n'est pas encore bien décrite et reste sujette à de nombreuses controverses. Plusieurs schémas de circulation ont été proposés depuis ceux de Ovchinnikov (1966), Lacombe & Tchernia (1972), Robinson *et al.* (1991) et plus récemment de Hamad *et al.* (2005) et Pinardi *et al.* (2005). Ces différents schémas sont contradictoires sur de nombreux points :

- Le courant de surface lié au transport vers l'Est des eaux d'origine Atlantique, coule-t-il au milieu du bassin levantin pour former le MMJ (Mid-Méditerranean Jet) comme l'affirment les scientifiques de POEM, ou coule-t-il le long des côtes de Libye et d'Egypte comme le pensent, conformément au schéma de Nielsen, Hamad et Millot [Hamad (2003); Millot & Taupier-Letage (2005)] pour former un circuit cyclonique en remontant vers le Nord le long des côtes du Moyen Orient et en coulant vers l'Ouest au niveau de la Turquie? Les grands tourbillons anti-cycloniques décrits dans la littérature (Ierapétra, Mersa-Matruh, Shikmona) sont-ils permanents ou simplement des structures récurrentes ?
- Le parcours de la LIW travers-t-il le centre du bassin Ionien directement vers la Méditerranée occidentale selon l'observation POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.*

(1997)], ou suit-il les côtes grecques et italiennes en circuit cyclonique avant de sortir dans la Méditerranée occidentale [Millot & Taupier-Letage (2005)] ?

Ces descriptions contradictoires reflètent très certainement la grande variabilité à méso-échelle de la circulation de surface dans le bassin Méditerranée Orientale, comme a commencé à le montrer le groupe POEM. Le programme POEM a en effet mis en évidence pour la première fois l'existence de trois échelles spatiales caractérisant la circulation de la Méditerranée : l'échelle du bassin, l'échelle de sous-bassin et la méso-échelle [Robinson *et al.* (1987)]. Une décennie plus tard, une tentative partielle, limitée par la nature des données utilisées, d'étudier la variabilité de la circulation dans la Méditerranée, et examiner la variabilité des tourbillons à méso-échelle à partir des mesures altimétriques a été faite par Ayoub (1997). Récemment, des nouvelles hypothèses ont été proposées à propos ces tourbillons à l'aide d'imagerie IR-AVHRR [Hamad (2003)]. Mais, leurs caractéristiques, génération et sens de propagation sont toujours mal connus, ce qui rend de surcroît délicat la proposition d'un schéma de circulation générale.

Problématique et objectifs

Pour caractériser la circulation générale et la variabilité à méso-échelle associée, les observations océanographiques *in situ* sont indispensables mais elles nécessitent des campagnes d'acquisition de données longues, couvrant plusieurs années mais adaptées aussi aux échelles de temps plus courtes relevant de la méso-échelle, ainsi qu'une résolution spatiale adéquate. Ceci explique largement les difficultés évoquées quant à la description de la circulation en Méditerranée Orientale.

Malgré la haute résolution spatiale et temporelle que les mesures satellitales (altimétrie et IR-AVHRR) peuvent fournir, celles-ci sont malheureusement limitées à la surface de l'océan et ne fournissent de plus qu'une information partielle (uniquement les anomalies pour l'altimétrique) ou seulement qualitative (pour l'imagerie SST). Les modèles numériques, qui ont atteint maintenant des résolutions spatiales suffisantes, et qu'il est possible de valider convenablement, sont devenus des outils potentiels précieux pour les études de la variabilité de la circulation en 3D et à long terme, ainsi que les études des phénomènes et processus aux petites échelles spatio-temporelles (convection, propagation de tourbillon…).

La disponibilité au LOCEAN (ex-LODYC) du modèle à haute résolution MED16, développé pour l'appui scientifique du projet d'océanographie opérationnel MERCATOR, nous a permis de fixer l'objectif stratégique de ce travail de thèse qui est de clarifier à partir d'un modèle les points contradictoires cités précédemment. Plus particulièrement, il s'agit d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes :

- Quelle description de la circulation moyenne et de sa variabilité obtient-on en Méditerranée Orientale à partir des sorties du modèle MED16?
- Quelles sont les caractéristiques des tourbillons à méso-échelle et comment ceux-ci modèlent-ils la circulation moyenne des eaux de surface et intermédiaire?
- Dans quelle mesure la description des phénomènes à méso-echelle est-elle comparable à celle déduite des observations *in situ,* ou de l'imagerie IR, reportée dans la littérature?
- Et de façon plus accessoire, quel est le rôle de la résolution spatiale et l'emprise temporelle des forçages atmosphériques (nécessairement limités par les modèles de prévision météorologiques disponibles aujourd'hui) dans la réponse de la circulation et la variabilité spatio-temporelle reproduite par le modèle?

Cette thèse est organisée comme suit. S'agissant d'un premier travail de modélisation focalisé sur la Méditerranée Orientale au sein de LOCEAN (ex-LODyC), dans une première étape, une synthèse la plus complète possible des travaux antérieurs sur l'étude de la circulation et de sa variabilité dans la Méditerranée Orientale a été réalisée. Il s'agissait en particulier d'analyser dans quel mesure le changement de la circulation thermohaline de la Méditerranée Orientale ayant eu lieu vers les années 1985-1990 appelé l'«*Eastern Mediterranean Transient* (EMT) [Roether *et al.* (1996)], qui de surcroît est intervenu pendant une période de collecte intensive de données, a affecté la description de la circulation et les climatologies qui ont été construites et ont servi pour initialiser et valider les modèles.

Le deuxième chapitre de cette thèse est consacrée à la description des données et des simulations utilisées au cours de ce travail.

Le troisième chapitre est consacré à la validation du modèle par rapport aux observations *in situ* et aux mesures satellitales, validation qui porte plutôt sur des bilans et sur quelques traits de la circulation qui sont bien établis.

Dans les chapitres 4 et 5, une analyse de la circulation moyenne dans les bassins Ionien et Levantin à partir des sorties du modèle MED16 est présentée. Certaines composantes récurrentes de la circulation permanente à l'échelle du bassin et des sous-bassins y sont ainsi identifiées. J'ai cherché en particulier à caractériser l'intense variabilité à méso-échelle que révèle le modèle.

Enfin, la conclusion générale de ce travail présente une synthèse des principaux résultats.

Cette thèse s'est déroulée à l'ENSTA (Site de Palaiseau) et au LOCEAN sous la direction de M. Ivan Dekeyser et la co-direction de M. Laurent Mortier. Tout au long de ce travail, une étroite collaboration a été entretenue avec Michel Crépon (LOCEAN) et Karine Béranger (ENSTA) à qui on doit le développement du modèle MED16. Mentionnons aussi la collaboration établie avec C. Millot et N. Hamad et un séjour dans leur laboratoire à Toulon qui m'a permis de profiter de l'immense base de données d'image SST rassemblée par leur soins.

I Description générale de la mer Méditerranée Orientale

I.1 Localisation et topographie

La Mer Méditerranée est une mer semi fermée (Fig.1.1), située entre 30°N et 45°N (~800 km) et entre 6°W et 36°E (~4000 km). Elle est connectée à l'Océan Atlantique par le Détroit de Gibraltar large d'environ 15 km et dont le seuil le moins profond est situé à 350 m. La Mer Méditerranée est caractérisée par un talus continental abrupt sur une majeure partie de son pourtour.

La Méditerranée est subdivisée en trois parties principales : la Méditerranée occidentale, la Méditerranée orientale et la Mer Noire [Tchernia (1980)]. Chaque partie est elle-même formée de plusieurs bassins.

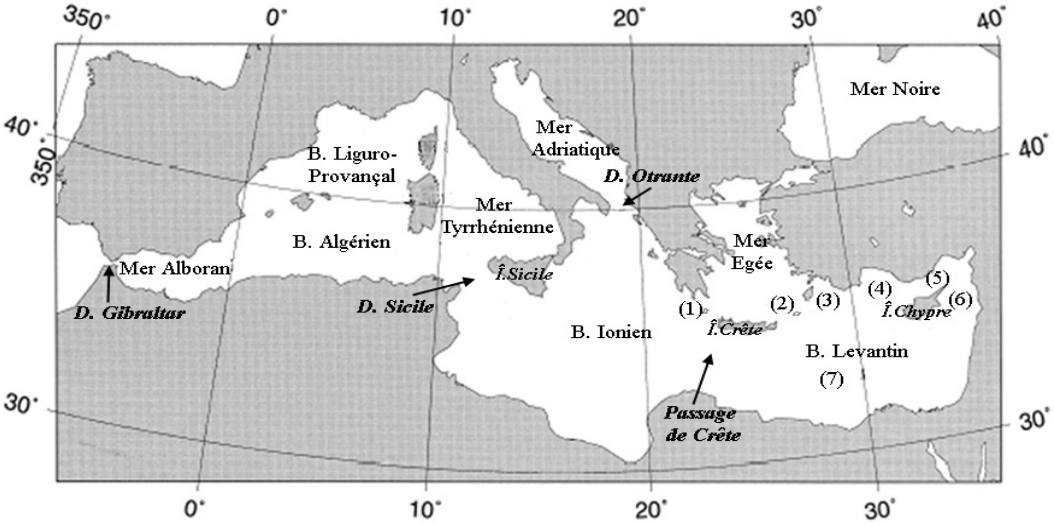


Fig.1.1 : La localisation et les bassins de la Mer Méditerranée (1) Détroits Ouest de l'Arc de Crète, (2) Détroits Est de l'Arc de Crète, (3) Le Bassin de Rhodes, (4) le Bassin d'Antalya, (5) le Bassin Cilicien, (6) le Bassin de Lattaquié, (7) Les champs abyssaux d'Herodotus.

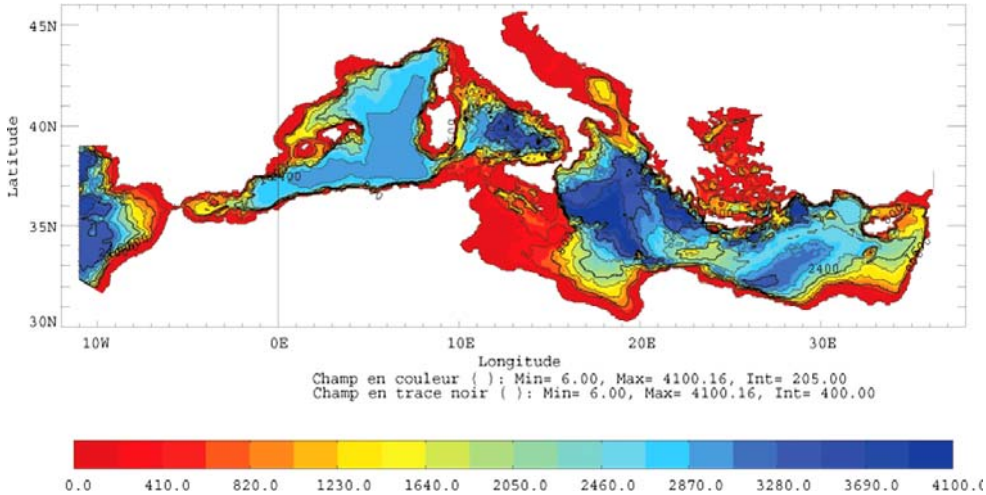


Fig.1.2 : La bathymétrie de la Méditerranée (en mètres), implémentée dans le modèle MED16 (cf. chapitre.II.1).

La Méditerranée occidentale est formée de quatre principaux bassins : la Mer d'Alboran, le Bassin Algérien, le Bassin Liguro-Provençal et la Mer Tyrrhénienne. La Méditerranée occidentale est séparée de la Méditerranée orientale par le Détroit de Sicile d'une profondeur de 430 m.

La Méditerranée orientale comprend quatre bassins principaux: Le Bassin Ionien (BI) et le Bassin Levantin (BL) séparés par le Passage de Crète, la Mer Egée entre la Crète et les Dardanelles et la Mer Adriatique. Le passage de Crète consiste en un seuil situé au Sud de l'île de Crète et profond d'environ 2000 m. Le BI communique avec la Mer Adriatique par le Détroit d'Otrante d'une largeur de ~75 km dont le seuil est à ~800 m. Le BI est relié à la Mer Egée par plusieurs détroits peu profonds à l'Ouest de l'Arc de la Crète (Antikythira : profond de 700 m et large de 32 km ; Kythira :profond de 160 m et large de 33 km). Il convient de signaler la chaîne sous marine de 800 m à l'Est de Malte car elle sépare le BI en deux sous-bassins : Nord Ionien et Sud Ionien. Le BL est la limite Est de la Méditerranée. Ce bassin atteint une profondeur moyenne de 2500-3000 m (Fig.1.2). Ses principaux sous-bassins sont le Bassin de Rhodes (4000 m), le Bassin d'Antalya (2500 m), le Bassin de Cilicie (1000 m), le Bassin de Lattaquié (1500 m) et les champs abyssaux d'Herodotus (3500 m). Les reliefs topographiques sont les monts sous-marins d'Anaximander (1500 m entre Rhodes et Antalya) et d'Eratosthenes (1000 m au Sud de Chypre). Le BL est connecté à la Mer Egée par les détroits d'Est de l'Arc de la Crète (Rhodes : dont le seuil est de 350 m et large de 17 km ; Karapathos : 850 m et 43 km ; Kassos : 1000 m et 67 km). La mer Egée est reliée à la Mer Noire par le Passage des Dardanelles, la Mer de Marmara, et le Détroit du Bosphore d'une profondeur d'environ 50 m [Balopoulos *et al.* (1999); Özsoy *et al.* (1989)].

I.2 Climat

Le principal moteur de la *machine* thermodynamique responsable de la circulation thermohaline méditerranéenne est le climat. La position de moyenne latitude met la Méditerranée sous l'influence de divers régimes climatiques continentaux, maritimes, polaires et tropicaux (Fig.1.3) [Béthoux (1980)]. Un système de fronts atmosphériques, entre le Nord et le Sud de la Mer Méditerranée, résulte de plusieurs facteurs :

- la position des massifs continentaux au Nord de l'Afrique et au Sud de l'Europe.
- la présence des régions caractérisées par un climat polaire au Nord du bassin et un climat aride passant même à un climat désertique dans les régions Sud et Sud-Est.
- la cellule de Hadley dont la frontière Nord atteint le Sud de la Méditerranée.

La Méditerranée est caractérisée par des précipitations faibles et une forte évaporation toute l'année. Ceci s'accompagne d'une perte de chaleur et de masse importante. La perte de masse par l'évaporation n'est pas compensée par l'apport des rivières et les précipitations. Ce qui donne un bilan E-P positif de 0.7 à 0.95 m/an [Tchernia (1980)], bilan toujours positif soumis toutefois à des variations non négligeables.

La variabilité saisonnière entre l'hiver et l'été est nettement marquée sur l'ensemble de la Méditerranée (Fig. 1.4).

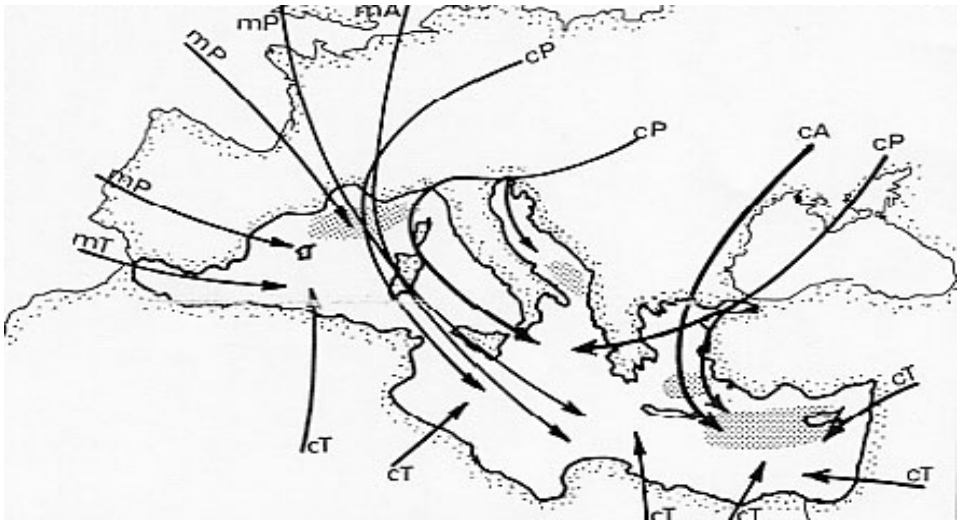


Fig.1.3 : Régimes du vent sur la Méditerranée. mA : Maritime Arctique régime, cA : Continentale Arctique régime, mP : Maritime Polaire régime, cP : Continentale Polaire régime, mT : Maritime Tropical régime, cT : Continental Tropical régime. Les zones grises indiquent les sites de la formation des eaux denses intermédiaires et profondes dans la mer Méditerranée: Le golfe du Lion, la mer Adriatique, la mer Egée et le bassin de Rhodes au Nord du BL [d'après Béthoux (1980)].

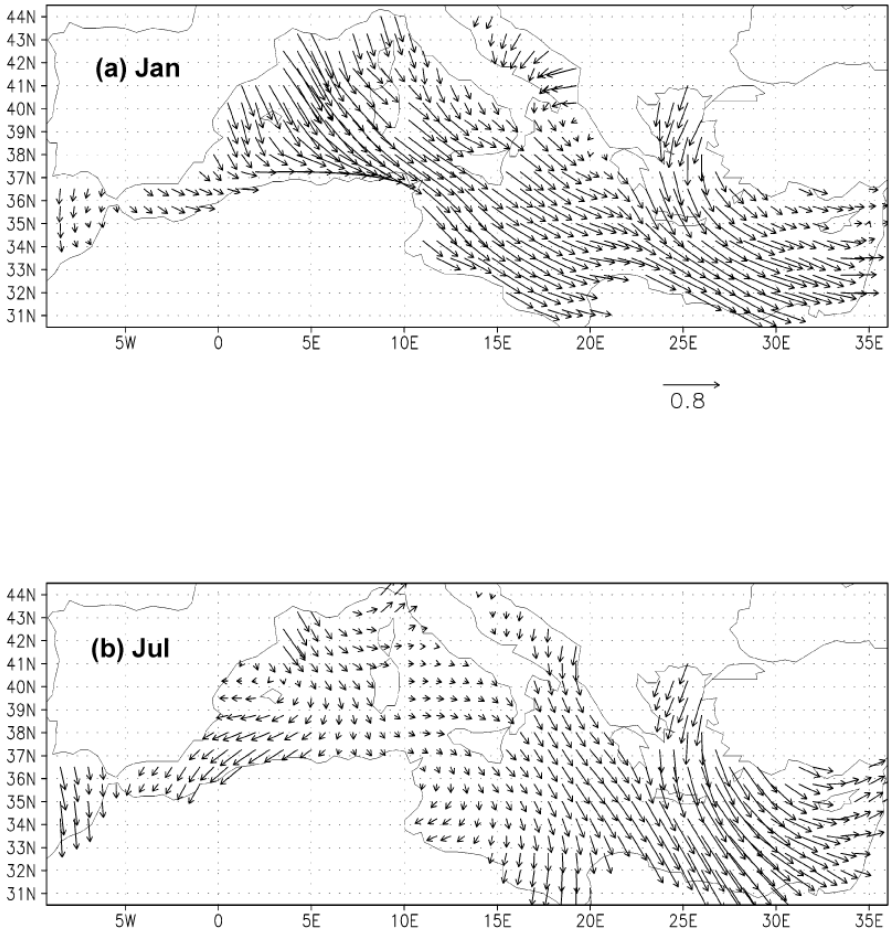


Fig.1.4 : Le régime de vent dominant la Méditerranée à partir de la reanalyse d'ECMWF sur la période de 1979 à 1993 : (a) en janvier, (b) en juillet d'après Pinardi & Masetti (2000).

I.2.1 Hiver (Fig.1.4a)

Le climat hivernal de la Méditerranée est relativement peu froid et humide à l'exception des régions du Sud soumises à un climat aride. L'hiver de la Méditerranée est caractérisé par le vent du Nord et Nord-Ouest (transportant de l'air polaire des hautes latitudes) dominant l'ensemble du bassin. Le Mistral, en particulier le vent de Nord-Ouest très froid et sec, souffle fort sur la Méditerranée occidentale où sa signature peut atteindre le Détroit de Sicile. Les vents du Nord soufflent sur la Mer Egée et le bassin Levantin. Les régimes de Poyras (Nord-Est) et Sirocco (Sud-Ouest) avec un cyclone extra-tropical dominent le Sud du bassin en hiver [Özsoy (1993)]. Ce régime de vent présente une forte variabilité spatio-temporelle que nous verrons en détail au chapitre II.

I.2.2 Eté (Fig.1.4b)

Pendant l'été, la Méditerranée est soumise à un climat de type tropical caractérisé par le réchauffement de la couche superficielle océanique malgré l'intense évaporation. La température de surface devient très élevée de 22 à 26°c en allant d'Ouest en Est [Madec (1990)]. Une thermocline saisonnière se forme séparant deux couches océaniques bien marquées. Le champ de vent montre une extrême variabilité entre les saisons. En été, le régime de vents en général est méridional. Les vents Etésiens dominent au Nord de la Méditerranée orientale et sont intenses. Par contre, la Méditerranée occidentale a un régime de vent faible associé à un rotationel positif.

I.3 Masses d'eau

I.3.1 Masses d'eau

Jusqu'aux années 80s, les données hydrologiques pour la Méditerranée orientale montrent l'existence de trois masses d'eau permanentes (Fig.1.5A): l'eau atlantique (**AW**)[1], l'eau levantine intermédiaire (**LIW**) formée au Nord du Bassin Levantin et l'eau profonde de la Méditerranée Est (**EMDW**) formée essentiellement au Sud de l'Adriatique [Lacombe & Tchernia (1972); Malanotte-Rizzoli & Hecht (1988); Wüst (1961); Zavatarelli & Mellor (1995)]. A partir de 1987, on a observé l'introduction dans le BL et le BI des eaux intermédiaires et profondes d'origine égéenne appelées plus tard l'eau de Crète intermédiaire et profonde (**CIW, CDW** respectivement) dans la Méditerranée Est (Fig.1.5B et Fig.1.6). Cet événement a été appelé *« **Eastern Mediterranean Transient*** (**EMT**)*»* et sera détaillé ci-après (§I.3.3). Les caractéristiques des masses d'eaux sont présentées par bassin dans le Tableau 1.1.

1 On retient la terminologie anglaise adoptée par la CIESM :
AW : Atlantic Water
LIW : Levantine Intermediate Water
EMDW : Eastern Mediterranean Deep Water .

Acronym	Salinité	T (°C)	σ_θ (kg.m^{-3})	Profond(m)	Auteurs
Bassin Ionien					
AW	36.2-38.6	15.0	27.8-28.8	0-200	Manca (2000)
ISW	38.5-38.9	14-21	27.0-28.8	-	Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)
LIW	38.8-39.1	15-17	29-29.1	200-800	Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)
CIW	38.8-39.1	14.5-15.5	29.5-29.15	200-600	Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999)
$EMDW_{Ad/Eg}$	38.7/38.8	13.5/13.8	29.18/29.22	>1200	Theocharis *et al.* (1999a) et Klein *et al.* (1999)
Bassin Levantin					
AW	36.2-38.8	15.	<28.4	100	Kress *et al.* (2003) et Malanotte-Rizzoli & Hecht (1988)
LSW	>39.2	23-25	<27.5	50	Manca (2002)
LIW	38.8-39.15	14.7-17	28.9-29.15	200-800	Theocharis *et al.* (1999a)
CIW	38.8-39.1	14.5	29.5-29.15	200-600	Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999)
LDW	38.8	14	29.15	400-2000	The LIWEX Group (2003)
$EMDW_{Ad/Eg}$	38.7/38.8	13.5/13.8	29.18/29.22	>1200	Theocharis *et al.* (1999a) et Klein *et al.* (1999)
Mer Egée					
CSW	-	19-21	-	-	Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991)
CIW	>39.1	15.5-17.5	29.0-29.18	50-500	Georgopoulos *et al.* (2000)
TMW	38.8-38.9	14.25	29.16-29.26	300-700	Georgopoulos *et al.* (2000) et Theocharis *et al.* (1999a)
CDW	>39.1	14.0	29.35	>800	Georgopoulos *et al.* (2000)
Mer Adriatique					
ASW	38.2	13.5-14	<29	-	Iudicone *et al.* (2003)
ISW	<38.5	14-12	<28	-	Manca (2002)
LIW	>38.85	>14.5	-	200-400	Astraldi *et al.* (1999)
ADW	38.7	13.5	29.18	>800	Manca *et al.* (2003)

Tab.1.1 : Caractéristiques des masses d'eau dans la Méditerranée orientale selon la littérature. Notons que les cases blanches signifient que telles caractéristiques ne sont pas précisées par l'auteurs.

AW : C'est une masse d'eau relativement légère (σ~27 à 28.8 kg.m^{-3}) et peu salée qui occupe presque toute la couche superficielle de la Méditerranée. Son épaisseur diminue d'Ouest en Est de 300 m au Sud-Ouest du Bassin Algérien à quelques dizaines de mètres au Nord-Est du Bassin Levantin [Tchernia (1980)]. L'AW est identifiable par son minimum de salinité d'environ ~36.2 à l'entrée du Détroit de Gibraltar, qui augmente jusqu'à ~38.6 dans le Bassin Levantin [Lacombe & Tchernia (1972); Lascaratos *et al.* (1999); Malanotte-Rizzoli & Hecht (1988); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Özsoy *et al.* (1989)]. Pendant l'été, cette masse d'eau peut être trouvée en sub-surface dans le BL d'une densité de σ~27.8-28.8 kg.m^{-3} [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)].

LIW : C'est l'eau la plus répandue dans la Méditerranée, elle est caractérisée par un maximum de salinité en sub-surface (S~38.95-39.05) et une température potentielle de l'ordre de 15-17°C. Elle constitue une couche épaisse située entre 100 m et 700 m environ limitée par les isopycnes de 28.8 et 29.10 dans le BL et 29.10 et 29.15 dans le BI [Castellari *et al.* (2000); Kress *et al.* (2003)]. Sa salinité et sa température diminuent en allant vers l'Ouest de la Méditerranée sous l'effet du mélange avec l'AW et l'eau profonde [Lascaratos *et al.* (1999); Özsoy (1993); Tchernia (1980); The LIWEX Group (2003)].

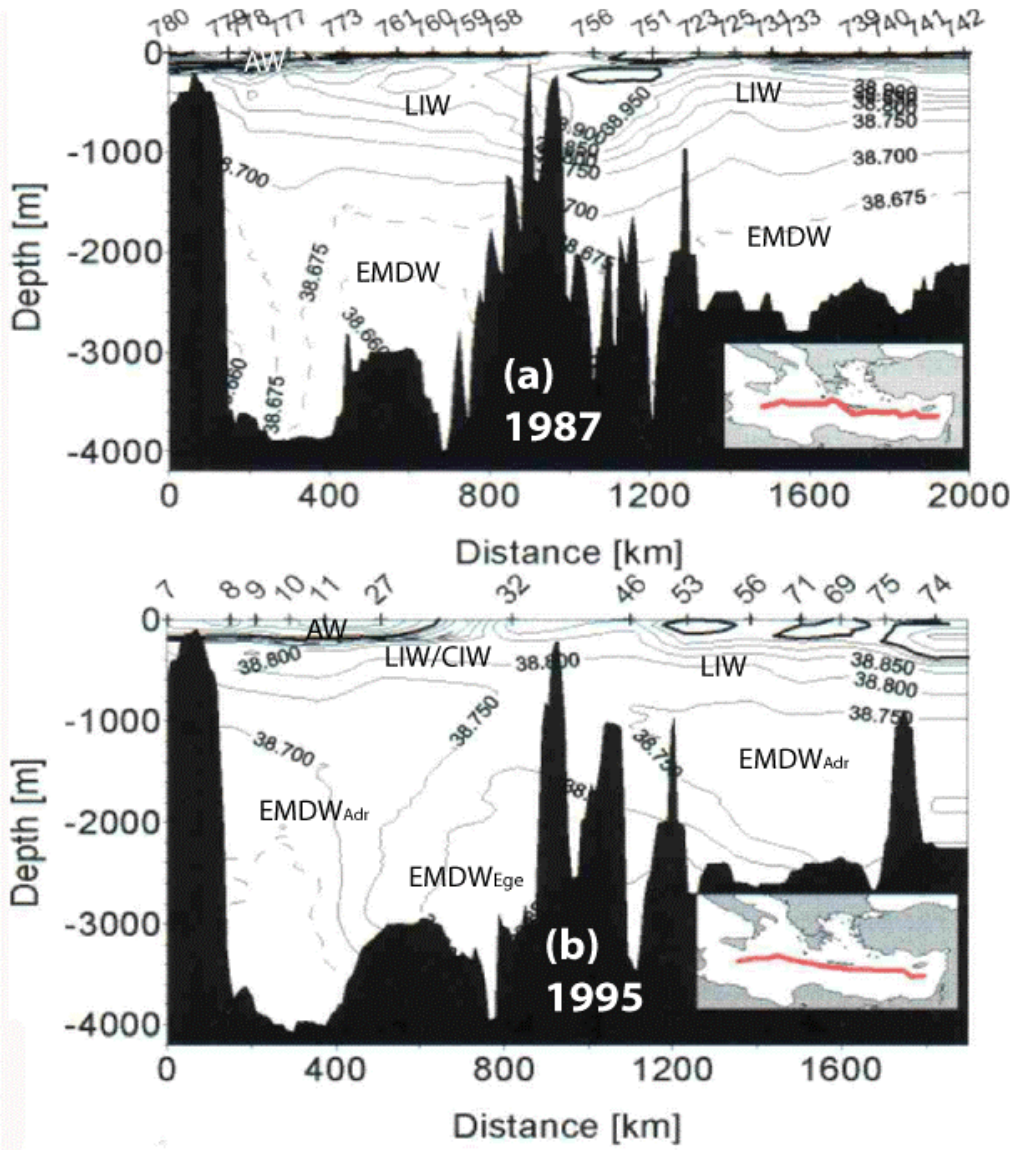


Fig.1.5 : La structure de la salinité de la colonne d'eau dans la Méditerranée Est (a) de la campagne METEOR 1987 ; pre-EMT et (b) de la campagne METEOR 1995 ; post-EMT [D'après Roether & Klein (2003)].

CIW : Cette masse d'eau a été découverte dans les années 1980s dans le bassin de Crète au Sud de la mer Egée. Ses caractéristiques hydrologiques sont proches de celles de LIW. La CIW se distingue par sa température plus froide de 14.5-15.5°C, par sa forte salinité (S~38.9-39.1) en sub-surface (50-400 m) et par une densité de l'ordre de σ_θ~29.15 kg.m^{-3} dans la mer de Crète et 28.8-29.10 kg.m^{-3} dans le BI et le BL [Balopoulos *et al.* (1999); Georgopoulos *et al.* (2000); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Theocharis *et al.* (1999a); Theocharis *et al.* (2002)].

EMDW : Jusqu'au début des années 1990s, les couches profondes (>1000 m) de la Méditerranée orientale étaient considérées comme étant occupées par une masse d'eau relativement homogène appelée eau profonde de la Méditerranée orientale (**EMDW**). C'est une masse d'eau dense (σ_θ>29.10 kg.m^{-3}) due à sa température de 13.5°C et sa salinité de l'ordre de 38.7. Sa source principale est l'eau Adriatique profonde (**ADW** pour *'Adriatic Deep Water'*) [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Manca & Bregant (1998); Wüst (1961)].

ADW : L'eau profonde d'Adriatique est une masse d'eau froide (θ~12°C), dense (σ_θ~29.1-29.15 kg.m^{-3}), et peu salée (S< 38.5). Elle coule du détroit d'Otrante et plonge au fond du BI. Elle constitue une partie importante de l'EMDW [Lacombe & Tchernia (1972); Manca & Bregant (1998); Manca (2002); Wüst (1961)].

A la fin des années 1990s, cette vision a été changée à la suite de la campagne océanographique réalisée par le N/O Meteor qui a mis en évidence un profond changement des caractéristiques hydrologiques de l'EMDW [Roether *et al.* (1996); Theocharis *et al.* (1999b)]. En effet, le fond de la Méditerranée en dessous de 1000 m, s'est séparé en deux couches. La 1ère de profondeur entre 1000 et 2000 m est occupée par l'EMDW ancienne associée à l'ADW. La 2ème couche celle du fond (>2000 m) est remplie par des eaux denses (σ_θ>29.20 kg.m^{-3}) originaires de la mer Egée (précisément de la mer de Crète) à la CDW.

La **CDW** est maintenant reconnue comme une masse d'eau séjournant principalement dans le fond (>700m) de la mer de Crète avant les années 80s [Theocharis *et al.* (1993)]. Elle est caractérisée par sa densité σ_θ>29.2 kg.m^{-3} résultant d'une température T~13.9-14.2°C et d'une salinité S~38.85-39.01 [El-Gindy & El-Din (1986); Georgopoulos *et al.* (2000); Theocharis *et al.* (1999a); Theocharis *et al.* (1993)].

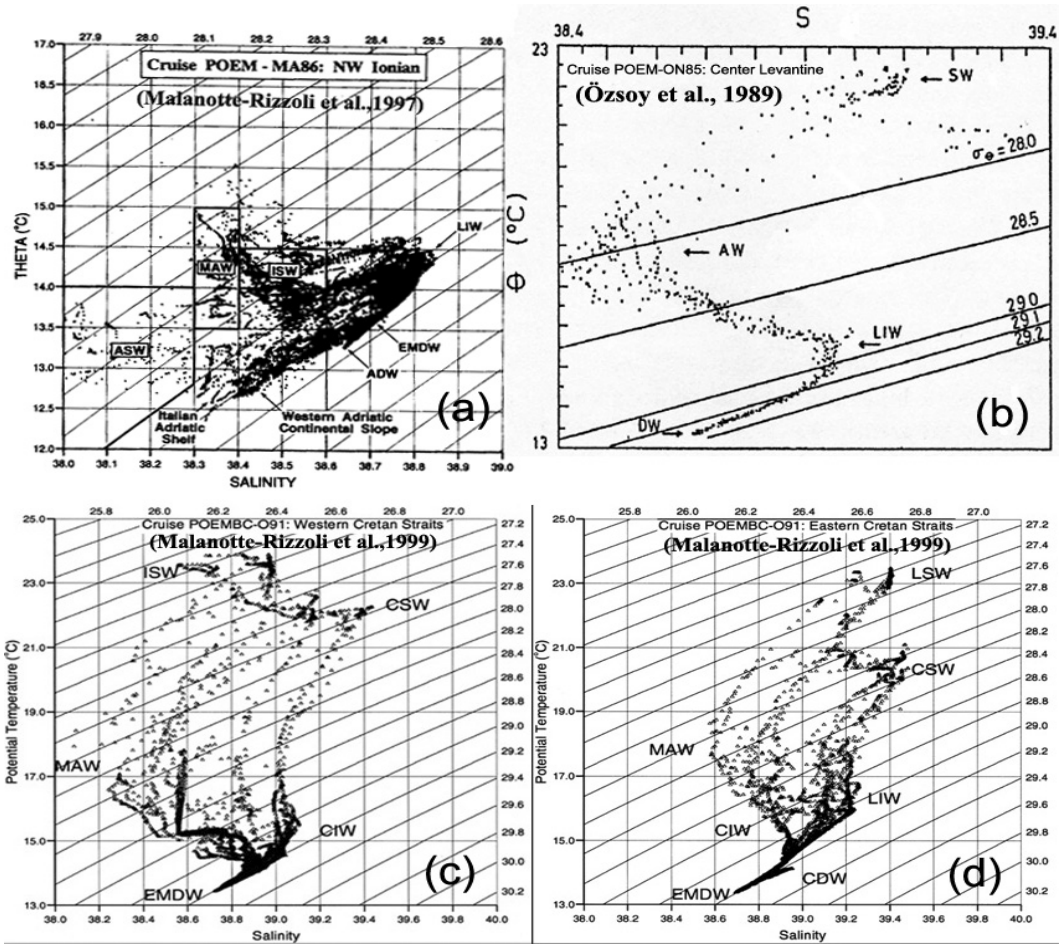


Fig.1.6 : Diagrammes θ /S de plusieurs régions de la Méditerranée Est: (a) Au Nord-Ouest du Bassin Ionien d'après Malanotte-Rizzoli et al. (1997), (b) Dans le Bassin Levantin d'après Özsoy et al. (1989), (c) Dans les passages Ouest de l'arc de Crète et (d) Dans les passagesEst de l'arc de Crète d'après Malanotte-Rizzoli et al. (1999).

D'autres masses d'eau sont observées dans la Méditerranée Orientale avec une variabilité saisonnière et interannuelle (Fig.1.6) :

L'eau levantine superficielle (**LSW**)[2] qui occupe presque la totalité de la surface du BL jusqu'à 40 m de profondeur pendant l'été. Elle résulte de la combinaison d'un fort réchauffement en surface de l'AW et d'une forte évaporation. Elle est caractérisée par une température très élevée (qui peut dépasser 27°C) et une forte salinité de l'ordre de 39.5 mais sa densité est plus faible que celle de l'AW [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1991); Robinson & Golnaraghi (1994)].

L'eau ionienne superficielle (**ISW**) occupe principalement la surface du Nord-Est du BI. C'est une masse d'eau peu salée (S>38.4) et relativement froide en hiver (θ~14.2-15.5°C) et chaude pendant l'été (θ~18-25°C). Elle est le résultat du mélange entre l'AW et l'ASW au Nord du Bassin Ionien [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999)].

L'eau Adriatique superficielle (**ASW**) est la masse d'eau douce et froide qui occupe la surface de la mer Adriatique et le Nord-Ouest du BI, marquée par une salinité de S~38.2 et une température θ~13.5-14°C. Elle est confinée au-dessus de l'isopycne de σ_θ~29.0 kg.m^{-3} qui peut atteindre ~140 m de profondeur au Nord-Ouest du BI [Astraldi *et al.* (1999); Iudicone *et al.* (2003); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)].

L'eau levantine profonde (**LDW**) est une masse d'eau dense formée dans la région de Rhodes et identifiée par θ~13.7°C, S~38.7 et σ_θ~29.25. Elle n'a été reportée que récemment car elle était toujours incluse dans l'EMDW [Kontoyiannis *et al.* (1999); Malanotte-Rizzoli & Robinson (1994a); Ovchinnikov *et al.* (1990); Sur *et al.* (1992)]. La LDW séjourne dans les couches profondes du BL en dessous de la LIW.

I.3.2 Formation des masses d'eau

La circulation thermohaline de la Méditerranée est forcée par le bilan négatif des flux de chaleur et de masse à la surface (eau douce et chaleur). Traditionnellement, cette circulation est décrite par une cellule principale ouverte sur l'Océan Atlantique (orientée d'Ouest en Est) et deux cellules secondaires fermées (orientées du Nord au Sud). La grande cellule transforme l'AW en eau plus froide et plus salée, la LIW. Les deux autres cellules transforment les eaux de surface et intermédiaire en eaux plus froides et plus lourdes qui occupent le fond du bassin : la WMDW dans la Méditerranée occidentale et l'EMDW dans la Méditerranée orientale (Fig.1.7a). Après les années 1985-1987, la cellule secondaire de la Méditerranée orientale a subi certains changements, comme le déplacement (dit transitoire) de la source principale de l'EMDW de la mer Adriatique à la mer Egée (Fig.1.7b). Les principaux sites de formation des masses d'eaux méditerranéennes sont le Golfe du Lion, la Mer Adriatique, le Sud de la Mer Egée (le bassin de Crète) et le Nord du Bassin Levantin (voir les zones grises Fig.1.3) [Béthoux (1980); Lascaratos *et al.* (1999)].

2 LSW : Levantine Surface Water
ISW : Ionian Surface Water
ADW : Adriatic Deep Water
CIW: Cretan Intermediate Water
CDW: Cretan Deep Water

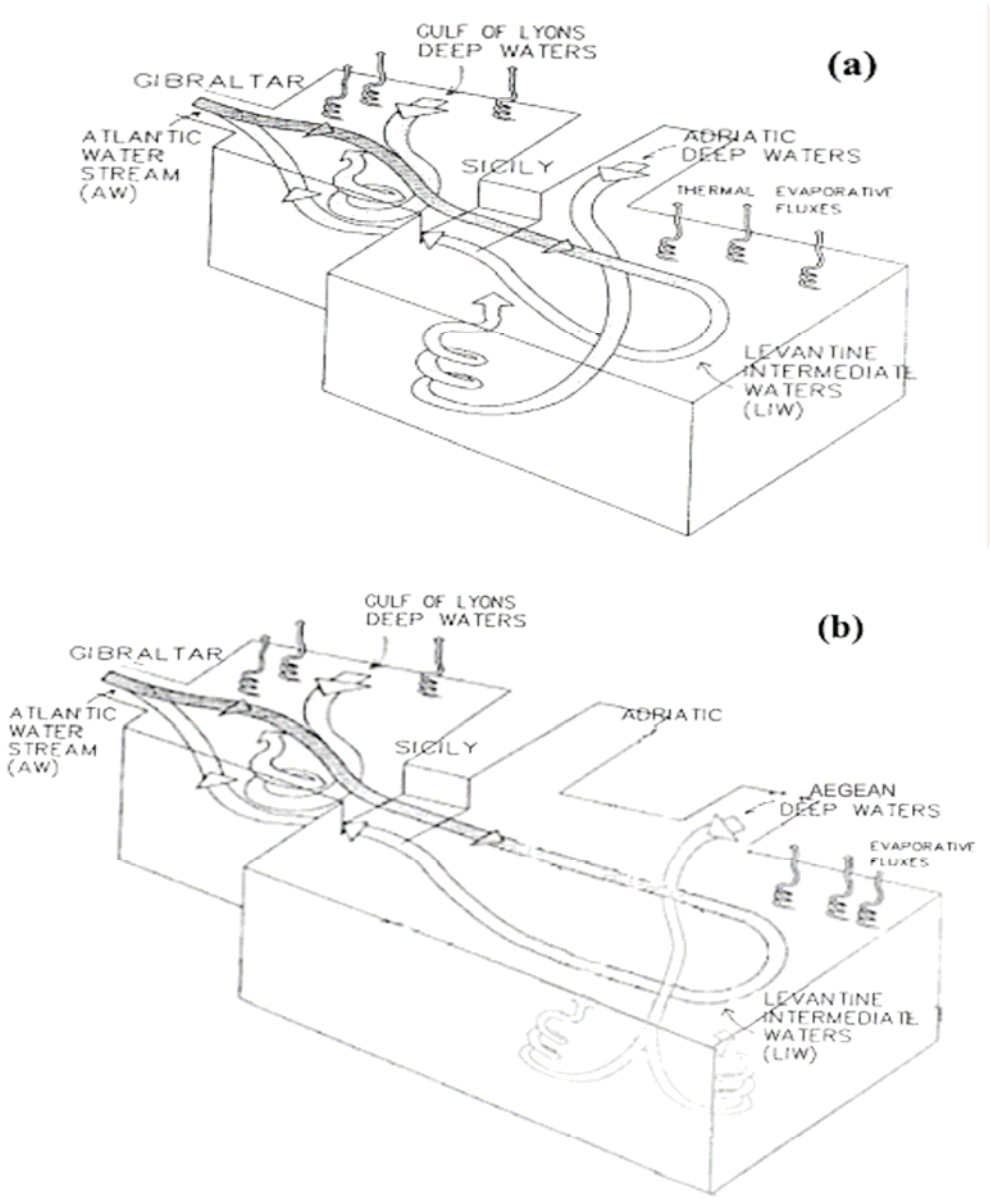


Fig.1.7 : Le schéma de la circulation thermohaline dans la Méditerranée : (a) pre-EMT et (b) post-EMT [Lascaratos et al. (1999)]

I.3.2.1 La LIW

Plusieurs mécanismes de formation de LIW ont été proposés depuis Wüst (1961). Sous l'effet du réchauffement et de l'évaporation pendant l'été dans le BL, l'AW se transforme en LSW (chaude et salée). Puis le refroidissement en hiver implique une augmentation de sa densité. Une forte instabilité gravitationnelle en résulte, ce qui engendre un mouvement convectif jusqu'à une profondeur de ~500 m pendant les mois de février et mars au Nord du BL [Lascaratos *et al.* (1999); Robinson & Golnaraghi (1994); Sur *et al.* (1992); Tchernia (1980)].

Ovchinnikov (1984) supposait que la convection avait lieu au centre du gyre de Rhodes (RG) et à sa périphérie sur une profondeur de 250 m, ce qui est en accord avec les observations d'Ozturgut (1976), d'Özsoy *et al.* (1989) et Robinson & Golnaraghi (1994). Ce mécanisme est analogue à celui de la formation d'eau profonde dans le Golfe du Lion caractérisé par trois

phases (le préconditionnement, le mélange vertical violent et l'étalement (Fig.1.8)). En effet, la présence d'eau salée au centre d'un cyclone permet la formation d'eaux plus froides et plus salées sous l'effet du refroidissement et de l'évaporation, et donc plus denses. Cette eau formée arrive par advection à la périphérie du tourbillon et s'enfonce sous l'eau sous-jacente jusqu'à une profondeur intermédiaire de 300-500 m où elle trouve son équilibre [Lascaratos & Nittis (1998); The LIWEX Group (2003)].

Wüst (1961) et Morcos (1972) ont suggéré la possibilité de formation de LIW au Sud du Bassin Levantin et de la Mer Egée [Georgopoulos *et al.* (1989); Miller (1963); Theocharis *et al.* (1999a)], tandis que d'autres auteurs parlent de toute la zone entre Rhodes et Chypre [Lascaratos *et al.* (1993)] ou tout le BL [Robinson *et al.* (1991)].

Brenner *et al.* (1991), The POEM Group (1992), Brenner (1993) et Özsoy (1993) ont observé des cellules de LIW au Sud du BL dans le centre des tourbillons anticycloniques (ex: l'anticyclone de Shikmona (SMA)). Lascaratos *et al.* (1993), Lascaratos & Nittis (1998) et Nittis & Lascaratos (1998) ont montré que la formation de la LIW est contrôlée par le pré-conditionnement atmosphérique, alors que la convection est contrôlée par des petits tourbillons baroclines. Ils ont suggéré que la zone de formation de la LIW serait variable et pourrait occuper toute la zone du Nord du BL. Leur étude a permis d'estimer un taux de formation de la LIW de 1.2 Sv en moyenne annuelle, ce qui est en bon accord avec l'estimation faite à partir des climatologies (~1.0 Sv), celle de Castellari *et al.* (2000) (~1.5 Sv), celle d'Ovchinnikov (1983) de ~1.23 Sv et aussi l'estimation de Tziperman & Speers (1994) de ~1.5 Sv. Quant au temps d'un cycle de renouvellement de LIW, il serait de l'ordre de 5-6 ans, en bon accord avec Roether *et al.* (1998), mais deux fois plus important que l'estimation de Myers, (1999) de 2 ans seulement, soit beaucoup plus petit que la proposition d'Ovchinnikov (1983) de 25 ans.

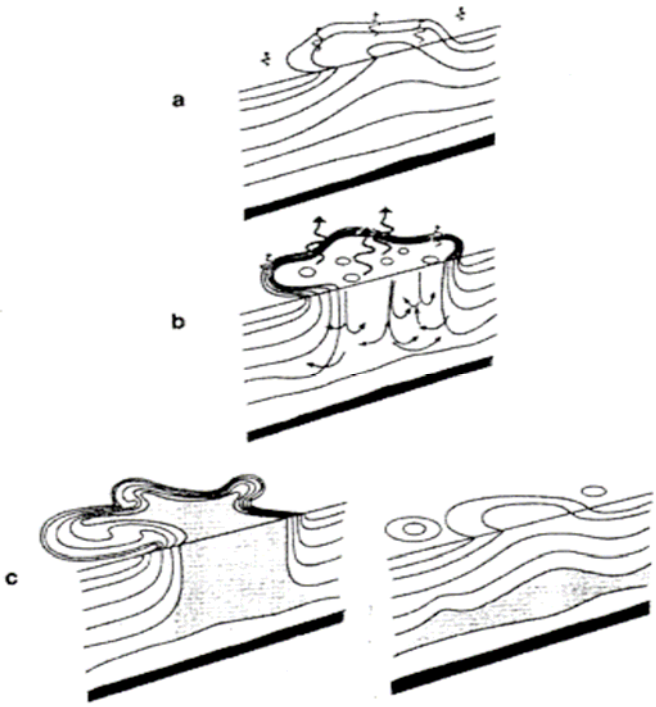


Fig.1.8 : Les trois phases de la convection profonde au large, (a) le préconditionnement, (b) la convection profonde (fort mélange vertical) et (c) l'étalement des eaux néoformées, d'après Marshall & Schott (1999)

I.3.2.2 L'eau de Crète intermédiaire (CIW)

Sous l'influence des conditions climatiques dans la mer Egée et le mélange de la LSW et LIW avec des masses plus froides, la densité augmente et engendre une convection jusqu'à ~300 m. Ce processus donne naissance à la CIW [Theocharis *et al.* (1999a)].

I.3.2.3 L'eau profonde de la Méditerranée Est (EMDW)

Nous avons vu ci-dessus que l'EMDW est composée de l'ADW, CDW et LDW [El-Gindy & El-Din (1986); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Roether *et al.* (1996); Wüst (1961)], mais comment sont-elles formées ?

L'étude de Malanotte-Rizzoli (1994) a montré que l'origine de l'EMDW se trouve dans la Mer Adriatique autrement dit l'ADW. Pendant l'hiver, sous l'effet du vent du Nord (Bora), des eaux denses sont formées sur le plateau continental au Nord de l'Adriatique. Arrivées au Sud de l'Adriatique, elles se mélangent avec la LIW formant une masse d'eau dense de ~29.2 $kg.m^{-3}$, ~38.5 et ~13°C qui sort du détroit d'Otrante et plonge jusqu'à des profondeurs >2000 m pour former l'EMDW. Celle-ci remplit les BI et BL en profondeur à un taux moyen de ~0.3 Sv [Castellari *et al.* (2000); Gacic *et al.* (1996); Schlitzer *et al.* (1991)].

Roether *et al.* (1996) ont montré pour la première fois une forte contribution des eaux de la Mer Egée (précisément la CDW) dans l'EMDW et ont fait l'hypothèse de l'inversion des rôles entre les deux sources : les eaux de la Mer Adriatique étant remplacées par celles de la Mer Egée. C'était le premier signe de l'EMT.

De nombreux mécanismes de la formation de la CDW ont été proposés :

- la convection hivernale due à l'évaporation et le refroidissement qui produit des eaux plus denses que celles sous-jacentes [Theocharis *et al.* (1999a)].
- la convection profonde est provoquée par le mélange entre la CIW, la LIW et l'ancienne CDW, ce qui peut engendrer des eaux denses de σ_θ>29.2 [Theocharis *et al.* (1999a)].
- la formation d'eau froide et dense sur le plateau des Cyclades, et l'eau profonde du bassin de Mirtoan (MDW) peuvent engendrer des eaux de mêmes caractéristiques que la CDW [Tsimplis *et al.* (1999)].

Dans le scénario proposé pour l'EMT, la CDW sort des passages Est et Ouest de l'arc de Crète puis plonge au fond des BI et BL en se mélangeant à LIW pour remplacer l'ADW comme cela est détaillé dans la partie suivante.

Sur *et al.* (1992) indiquent la présence d'une convection profonde sous la thermocline (>800 m) dans le gyre de Rhodes, ce qui produit la LDW qui contribue localement, à son tour, à la formation de l'EMDW [Özsoy (1993); The LIWEX Group (2003)]. Castellari *et al.* (2000) ont estimé à l'aide d'une simulation numérique un taux de formation de la LDW de ~0.9 Sv.
Wu *et al.* (2000) ont estimé à l'aide d'une simulation numérique un cycle de renouvellement de l'EMDW de 126 ans, en accord avec l'observation de Roether & Schlitzer (1991).

I.3.3 Le phénomène d'EMT:

Jusqu'aux années 80s, les océanographes attribuaient un rôle majeur à la formation de l'ADW dans la mer Adriatique (la partie Sud) pour alimenter l'EMDW et une contribution mineure de la mer Egée [El-Gindy & El-Din (1986); Roether & Schlitzer (1991); Schlitzer *et al.* (1991)]. Or, après la campagne de mesure du N/O Meteor réalisée en 1995, les données hydrologiques ont révélé que la Mer Egée est devenue la source principale de l'EMDW tout au moins depuis la campagne du même N/O en 1987 (Roether et al. 1996). Plusieurs travaux ont ensuite mis en évidence le changement de la circulation thermohaline de la Méditerranée, en particulier de la cellule fermée de la Méditerranée orientale (Fig.1.7b) appelé plus tard

« l'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT) par Klein *et al.* (1999) » [Lascaratos *et al.* (1999); Roether *et al.* (1996); Theocharis *et al.* (1999a)]. Ces études ont conclu que l'EMT a eu lieu entre 1985 et 1988.

Ce n'est qu'en octobre 1987 et pour la première fois qu'on a observé une quantité non-négligeable d'eau dense (dit CDW σ_θ> 29.2 kg.m^{-3}) dans le fond du Bassin de Crète (Fig.1.9). En 1989, cette isopycne a atteint le niveau des seuils des détroits à l'Est de l'Arc de la Crète. Trois ans plus tard, elle est arrivée à une profondeur de ~100m. Un maximum de flux associé à cette eau a été enregistré dans les passages de Kassos et d'Antikythira, respectivement à l'Est et à l'Ouest de la Crète, pendant l'année 1994. En 1999, la CDW avait alors rempli entièrement le fond du BI et du BL [Klein *et al.* (1999); Theocharis *et al.* (1999a); Theocharis *et al.* (2002)].

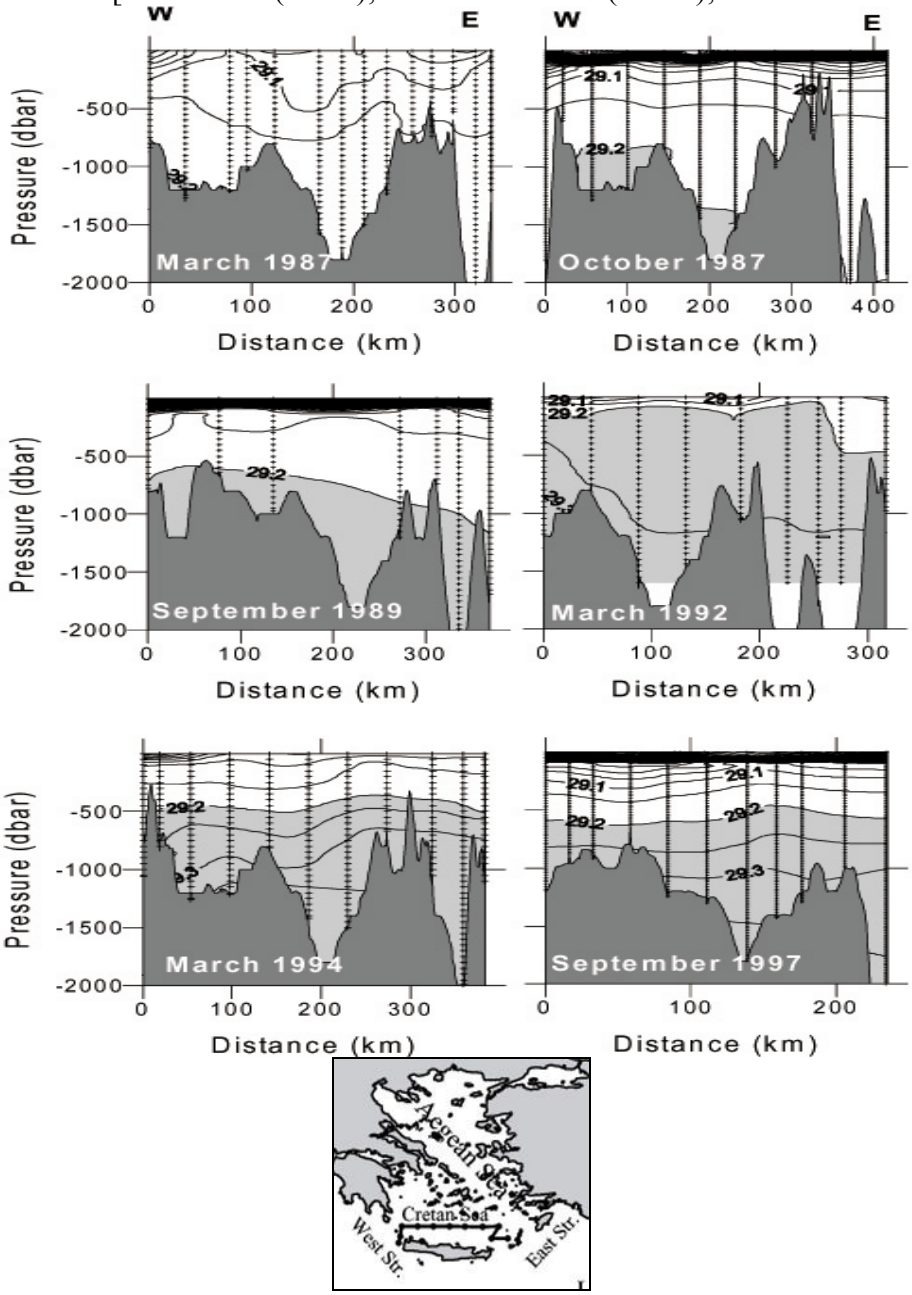


Fig.1.9 : Evolution de niveau de l'isopycne σ_θ>29.2 dans la mer de Crète d'après Theocharis et al. (1999b), pour la position de la section, voir la ligne en bas.

De nombreux changements ont été observés dans le climat méditerranéen à l'Est et dans la circulation depuis 1987. Un hiver exceptionnellement froid a frappé la Méditerranée orientale en 1987 et une forte activité anticyclonique à méso-échelle s'est manifestée dans la Méditerranée orientale [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); The POEM Group (1992)]. On note également une diminution de l'apport d'AW et une augmentation de la salinité à la surface du BL [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Pinardi *et al.* (1997)] et une diminution de la quantité d'eau formée (~0.1 Sv) de l'ADW qui ne plonge plus au fond du BI [Klein *et al.* (2000); Manca & Bregant (1998); Manca & Giorgetti (1998a); Poulain *et al.* (1996)].

La question est de savoir quelles sont les raisons de ces changements, et si et comment ils peuvent être reliés à l'EMT ? Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer l'origine de l'EMT :

- le changement du climat de la Méditerranée peut déclencher ce genre de phénomène (évaporation-précipitation).
- la diminution du flux d'eau douce de la Mer Noire et de la rivière du Nil.
- la présence des hivers froids et secs consécutifs sur la partie Nord de la Méditerranée en particulier sur la Mer Egée qui engendrerait une baisse de la température et une augmentation de la salinité.
- l'augmentation de la salinité dans le BL due à la diminution du flux entrant de l'AW et sortant de la LIW.

Les données hydrologiques ne permettent pas de déterminer la cause de ce changement, ni d'en comprendre les mécanismes, car elles sont peu nombreuses. Les modèles numériques semblent être les outils adaptés pour étudier et évaluer ce phénomène, ainsi que son impact sur la circulation thermohaline et les caractéristiques biogéochimiques de la Méditerranée.

Plusieurs tentatives ont été faites pour modéliser l'EMT à l'aide des models numériques de la circulation générale océanique (OGCM):

Samuel *et al.* (1999) ont montré qu'un hiver froid sur la Mer Egée en 1987 suivi par des coups du vent du Nord pendant 6 ans peuvent augmenter les échanges entre la Mer Egée et le reste de la Méditerranée orientale. Mais, un flux de chaleur vers l'atmosphère plus élevé que ce qui a été observé a été nécessaire pour réaliser cette simulation.

Lascaratos *et al.* (1999) à l'aide de POM, ont réussi à former les CIW et CDW correctement en forçant leur modèle avec les caractéristiques de l'atmosphère observées pendant les années 1979 à 1994. Les auteurs ont bien montré la production de l'EMT pendant l'année 1987 et l'intensification de la formation des eaux profondes pendant l'année 1989.

Wu *et al.* (2000) ont idéalisé les forçages d'un OGCM par un fort refroidissement au Nord de la Mer Egée pendant 8 ans (1987-1995) pour reproduire l'EMT. Cette étude a montré que 75% du gain de sel au fond (profondeur > 1000 m) est dû à la redistribution en sel des couches supérieures et intermédiaires vers les couches profondes et non à un surcroît d'évaporation.

Stratford & Haines (2002) , avec un OGCM basé sur la *version Modular Ocean Model* de *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (MOM-GFDL), ont conclu que l'augmentation de l'évaporation sur la Mer Egée était un paramètre important pour expliquer la production de l'EMDW.

Nittis *et al.* (2003) ont montré une forte variabilité inter-annuelle de la formation de l'eau dense dans la Mer Egée. Ces auteurs ont monté que l'association des hivers froids et des flux à la surface est nécessaire pour déclencher l'EMT.

Malgré tous ces efforts, il n'y a pas encore d'explication définitive des origines de l'EMT. Par ailleurs, quelle influence a eu l'EMT sur la circulation de la Méditerranée et sur la biologie ?

I.4 La circulation générale des masses d'eau

I.4.1 La circulation superficielle

La circulation superficielle de la Méditerranée orientale a été étudiée dès le début du 20ème siècle par Nielsen (1912). L'auteur a proposé le 1er schéma de circulation à l'échelle du bassin. Ses travaux ont été suivis par de nombreuses études aboutissant à plusieurs schémas dont le plus récent est celui de Hamad *et al.* (2005).

I.4.1.1 Le Bassin Ionien (BI)

Nielsen (1912) a décrit la circulation générale de la Méditerranée orientale comme un circuit cyclonique le long des côtes contrôlé par l'effet Coriolis (Fig.1.10a). Le courant d'eau Atlantique entre à travers le Détroit de Sicile, puis progresse vers l'Est en suivant la côte africaine jusqu'au passage de Crète par lequel l'AW entre dans le BL. Le courant de retour traverse la Mer Egée pour entrer dans le BI en suivant ses côtes Nord. Arrivé au niveau du Détroit d'Otrante, une partie du courant entre dans la Mer Adriatique tandis que l'autre rejoint les eaux sortant de la mer Adriatique et longe la côte italienne. Au Sud-Est de la Sicile, le courant forme deux branches, l'une traverse le centre du BI et l'autre rejoint le courant longeant la côte africaine.
Entre les années 1960 et 1975, plusieurs études ont été menées dans la Méditerranée orientale [Engel (1967); Lacombe & Tchernia (1972); Ovchinnikov (1966); Ovchinnikov & Fedoseyev (1965); Wüst (1961)]. Un schéma de circulation a été proposé par Ovchinnikov (1966) (Fig.1.10b.) basé sur le calcul des courants géostrophiques à partir d'une climatologie de l'hydrologie. Plusieurs gyres à l'échelle des sous-bassins ont été révélés. Ce schéma montre l'AW traversant le centre du BI en formant deux gyres, un gyre cyclonique au Nord et un anticyclonique au Sud du bassin. Les auteurs ont signalé pour la première fois un gyre cyclonique pendant l'hiver et anticyclonique pendant l'été au Sud-Ouest de la Crète. Ce schéma indique un courant s'écoulant vers l'Ouest le long des côtes libyennes, à l'inverse de celui de Nielsen (1912).

Plus, récemment, à partir des observations des campagnes POEM (1985-1995), trois échelles spatiales pour caractériser la circulation de la Méditerranée ont été proposées :l'échelle de bassin, l'échelle de sous-bassin et la méso-échelle (de l'ordre du rayon de déformation de Rossby ; $R_o \approx 10$-15 km dans la Méditerranée) [Brankart & Brasseur (1998); The POEM Group (1992)]. Le schéma de circulation de la Méditerranée orientale déduit de ces campagnes est présenté sur la Fig.1.10c [Malanotte-Rizzoli (1994); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Robinson & Golnaraghi (1994); Robinson *et al.* (2001)]. Ces auteurs ont décrit la circulation superficielle dans le BI à partir du parcours des masses d'eaux superficielles (AW, ISW, LSW et ASW).

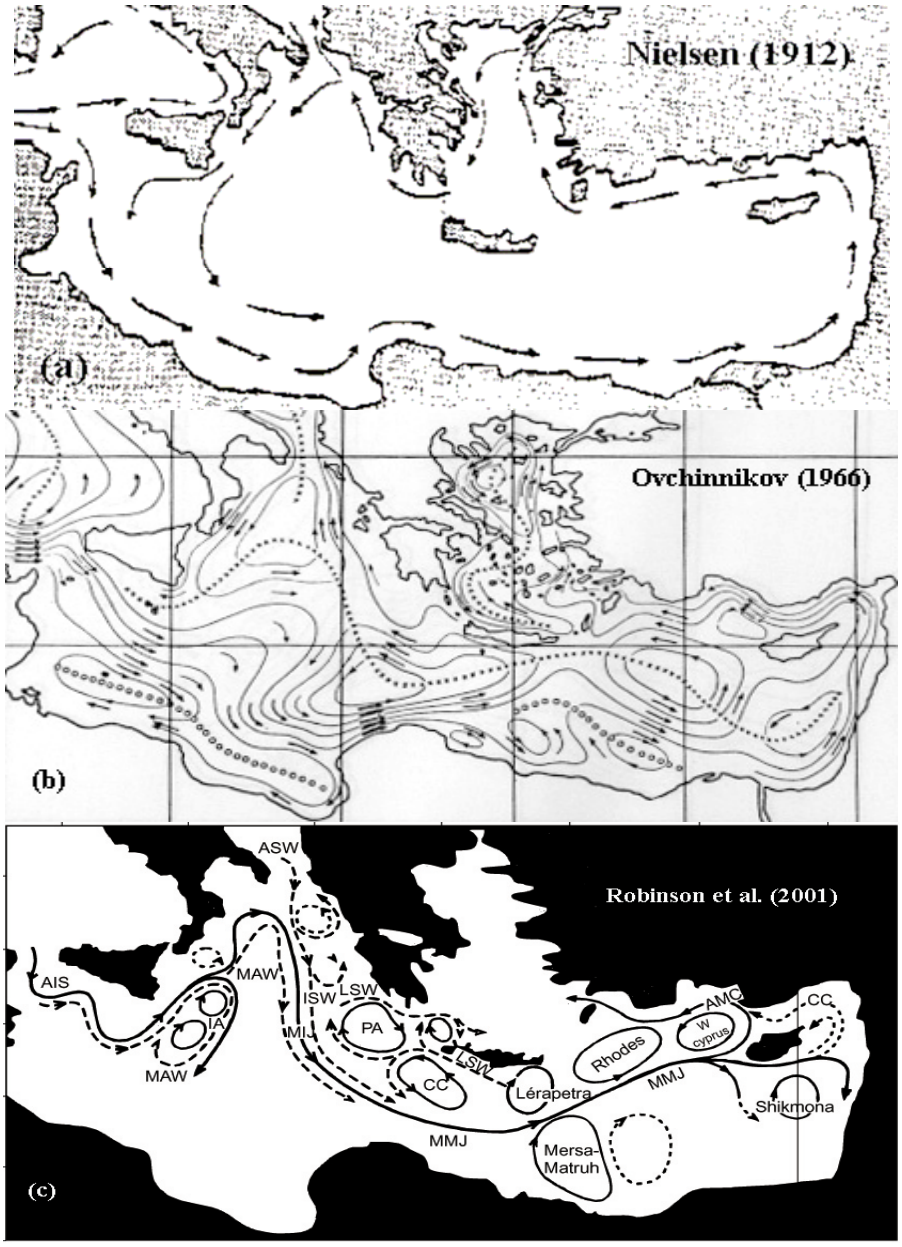


Fig.1.10 : Historique des schémas de la circulation superficielle de la Méditerranée orientale d'après, (a) Nielsen (1912), (b) Ovchinnikov (1966), (c) Robinson et al. (2001).

L'AW entre dans le Bassin Ionien par le Détroit de Sicile pour former l'*Atlantic Ionian Stream* (AIS) [Hecht & Gertman (2001); Lermusiaux & Robinson (2001); Malanotte-Rizzoli (1994)]. Celui-ci se divise en deux branches à 16°E. Une branche va jusqu'au Nord-Est du Bassin Ionien, puis tourne vers le Sud en suivant un trajet méridien jusqu'au Sud-Est du BI. La deuxième branche suit la périphérie de l'anticyclone central Ionien (IA pour *Ionian Anticyclon*) [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)], puis tourne vers l'est pour rejoindre sa branche jumelle à l'entrée du Passage de Crète (34.5°N, 19°E).

La LSW entre dans le BI par le Nord du Passage de Crète en désaccord avec Nielsen (1912) puis effectue des méandres vers le Nord-Ouest entre le gyre de Crète (CG) et l'anticyclone de Pélops (PA).

L'ASW entre dans le BI via le Détroit d'Otrante et coule vers le Sud parallèlement au parcours de l'AW et l'ISW jusqu'au Passage de Crète pour joindre le « *Mid-Mediterranean*

Jet » (MMJ voir plus loin la définition de ce courant), ce qui s'oppose aux schémas précédents (voir Tableau.1 dans Robinson *et al.* (2001)).

Ces campagnes n'étaient pas suffisantes pour décrire la circulation globale de la Méditerranée orientale [Brankart & Brasseur (1998)]. Ces derniers ont reconstruit la circulation de la Méditerranée à partir de la climatologie MED04 et MED05 [Brasseur *et al.* (1996)]. Les traits de ce schéma, raffinés par une simulation numérique, ont été présentés par Pinardi & Masetti (2000) (Fig.1.10d). Etant donné que ce schéma ait été déduit par la même méthode qu'Ovchinnikov (1966), il n'en diffère pas fondamentalement. La différence principale se trouve dans la partie Sud du BI en dessous de l'AIS où la circulation anticyclonique d'Ovchinnikov (1966) est réduite à un circuit anticyclonique dans le Golfe de Syrte et une branche de l'AIS introduite sur le plateau continental tunisien. Dans le Nord-Est du BI, le CG devient plus petit, associé à la présence de PA et un petit cyclone au Nord-Ouest du bassin. A l'exception de l'AIS, du PA et du CG, ce schéma s'oppose à celui de POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)].

Les observations hydrologiques les plus récentes du projet « *Mediterranean Forcasting System Pilot Project (MFSPP)»* (des radiales XBT répétées tous les 15 jours ou tous les mois pendant deux ans) ont montré la persistance pendant les années 1999-2000 des tourbillons anticycloniques comme l'*Ionian Central Anticyclone* (ICA), le PA, ainsi que le CG observés précédemment [Fusco *et al.* (2003); Manzella *et al.* (2001); Zervakis *et al.* (2003)].

Les données altimétriques entre 1992 et 1996 montrent que la circulation au Nord du Bassin Ionien a un sens anticyclonique sur la période 1992-1994 et cyclonique par la suite [Ayoub (1997)], en accord avec les observations de POEM à la même période [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)] et l'analyse de Larnicol *et al.* (2002). Au Sud du bassin (en dessous de 35°N), Ayoub *et al.* (1998) ont indiqué la présence de plusieurs petites cellules anticycloniques. Ainsi que l'existence d'une certaine propagation vers l'Ouest, qui a été interprété comme des ondes de Rossby. Un anticyclone quasi permanent, a été observé au niveau du Passage de Crète (20-23°E, 33-35°N) en face du Cap Syrte.

L'analyse des images de température de la surface de la mer issues des radiomètres satellitaire (SST-AVHRR par exemple) se révèlent très utiles pour caractériser la circulation de surface quand il existe des fronts bien marqués, parce que ces données sont disponibles depuis les années 1970 avec une très bonne résolution spatio-temporelle, et une couverture synoptique entravée seulement par la nébulosité. Les travaux de Marullo *et al.* (1999a) sur la SST-AVHRR de 1983 à 1993 ont montré les mêmes grands traits de la circulation superficielle dans le BI que ceux vus par le groupe POEM avec en plus le Western Ionian Anticyclone (WIA) au Nord-Est de la Sicile.

Par contre Hamad (2003), Millot & Taupier-Letage (2005) et Hamad *et al.* (2005) en effectuant l'analyse de la SST-AVHRR sur la période 1996-2000, ont présenté une nouvelle vision de la circulation dans la Méditerranée orientale (Fig.1.10e). Dans le BI, ils décrivent la circulation de l'AW par un courant côtier qui suit le talus continental dès le Détroit de Sicile jusqu'au passage de Crète. Ce courant fait plusieurs méandres et génère de nombreux tourbillons. Ces tourbillons se propagent vers le large et peuvent atteindre un diamètre de quelques centaines de km et une longévité de quelques mois à quelques années. Au Nord-Est du bassin, un courant d'Est d'AW constitue la branche de retour de la circulation cyclonique (en faisant le tour du BL, voir §I.4.1.2) et suit toujours les côtes Grecques et Italiennes en accord avec Ovchinnikov (1966); Pinardi & Masetti (2000). Ils ont également décrit le PA et sa propagation vers l'Ouest. Notons que leur interprétation des données ne révèle aucune signature d'AIS ou de MIJ, en accord avec le schéma de Nielsen (1912), mais s'opposant aux Robinson & Golnaraghi (1994), Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997), Ovchinnikov (1966) et Pinardi & Masetti

(2000). Leur vision de l'AIS est plutôt celle d'une AW directement issue du Détroit de Sicile et entraînée à la périphérie des anticyclones situés au Sud, mécanisme similaire à celui qui décrit la circulation de l'AW dans le Bassin Algérien.

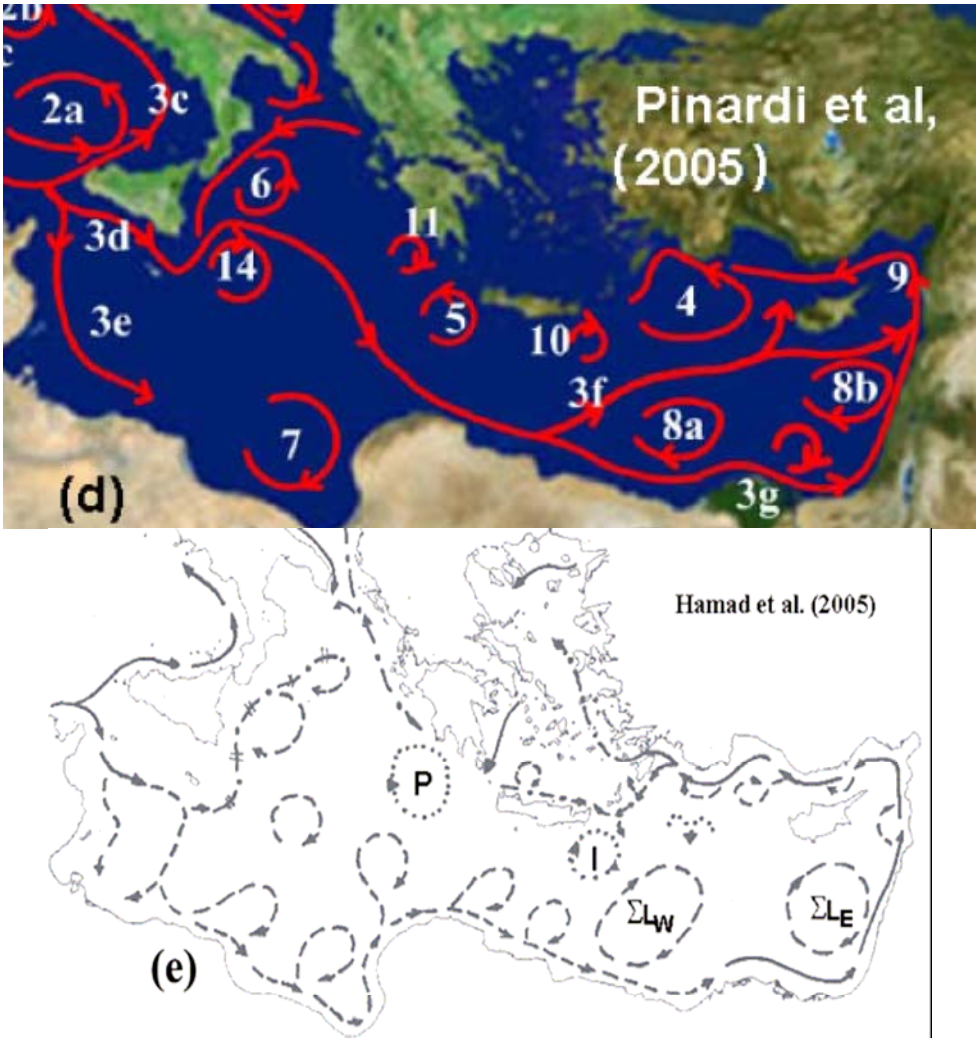


Fig.1.10 : (suite) (d) Pinardi et al. (2005), et (e) Hamad et al. (2005)

I.4.1.2 Le Bassin Levantin (BL)

La circulation dans le BL a été présentée par Nielsen (1912) comme une large circulation cyclonique le long des côtes du bassin (Fig.1.10a). Ce courant entre dans le BL à travers le Passage de Crète et longe la côte africaine pour remonter vers le Nord le long des côtes du Moyen Orient. Puis il coule vers l'Ouest et longe les côtes d'Asie Mineure et de la Grèce en passant par la mer Egée. Notons ici que Nielsen (1912) ne signale aucun courant de retour au Sud de la Crète, l'intégralité de celui-ci circulant en Mer Egée.

Le schéma d'Ovchinnikov (1966) (Fig.1.10b.) décrit un courant qui entre par la partie sud du Passage de Crète et méandre au large des côtes africaines. Un grand cyclone à l'échelle du sous-bsssin occupe la zone entre les îles de Crète, Rhodes et Chypre, cyclone qui sera appelé plus tard le RG. Pour la 1ère fois, cet auteur signale la présence d'un anticyclone permanent dans la zone de Mersa-Matruh (dit MMA, voir plus loin) et un cyclone dans la zone de Shikmona.

Un courant d'Ouest sort du BL via la partie Nord du passage de Crète pendant l'hiver, alors qu'un courant d'Est coule pendant l'été.

Les années 1970s-1980s ont apporté quelques modifications aux schémas précédents [Moskalenko (1974); Ovchinnikov *et al.* (1976); Philippe & Harang (1982)]. Ces travaux ont décrit le détachement du courant africain de la côte et son écoulement au centre du Bassin Levantin (similaire au MMJ décrit plus loin), il se divise en deux branches au Sud-Ouest de Chypre, une branche rejoignant le RG et l'autre passant dans le Bassin de Lattaquié pour alimenter le courant de retour coulant vers l'Ouest le long de la côte d'Asie Mineure (appelé « *Asia Minor Current* » AMC).

Les campagnes POEM (1985-1995) ont apporté une nouvelle vision de la circulation générale du BL, complètement différente des précédentes. Ces données montrent un courant qui méandre au centre du BL et peut être associé au flux de l'AW. Ce courant a été appelé par Özsoy *et al.* (1989) « *Central Levantine Basin Current* » (CLBC). Par la suite Robinson *et al.* (1991) ont décrit un jet intense entrant par le passage de Crète et traversant le centre du BL (nommé *Mid-Mediterranean Jet* « MMJ ») (Fig.1.10c). Le MMJ méandre vers l'Est apportant l'AW entre le RG et le MMA. Au centre du BL, il subit plusieurs subdivisions, certaines branches allant vers le Nord et les autres vers le Sud circulant dans les systèmes des gyres RG, MMA et SMA. Un écoulement vers le Sud et le Sud-Ouest le long de la côte du Moyen Orient a été mentionné [Malanotte-Rizzoli (1994); Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989); Özsoy *et al.* (1991); Robinson & Golnaraghi (1994); Robinson *et al.* (2001)]. L'AMC a été considéré comme une structure permanente de méso-échelle. Il méandre fortement en engendrant une série de petits tourbillons anticycloniques dans le Bassin d'Antalya [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989)]. Un courant de la LSW sortant vers le BI a été observé au Sud de la Crète en accord avec Lacombe & Tchernia (1972).

Pinardi & Masetti (2000) et Brankart & Brasseur (1998) décrivent une circulation cyclonique dominant dans le bassin (Fig.1.10d) associée au déplacement de la position du MMJ vers le Sud près des côtes africaines. Même si le RG occupe la zone entre Crète et Chypre, ce schéma est plus proche des schémas (a Nielsen (1912)) et (b Ovchinnikov (1966)) que celui de POEM (c).

L'analyse des données altimétrie (ERS1/2 et T/P) a montré une circulation cyclonique pendant l'hiver dans le BL [Ayoub (1997)] en accord avec Nielsen (1912). De nombreux tourbillons quasi-permanents à l'échelle de sous-bassin, séparés par des fronts et des jets de méso-échelle, dominent la circulation du BL. Bien qu'il y ait un certain accord avec le schéma du groupe POEM, cette étude, pour la première fois, met en question l'existence de MMJ et des tourbillons de MMA et SMA. La position et la forme des tourbillons de MMA et SMA montrent une telle fluctuation qu'on ne peut plus les considérer comme des structures permanentes [Larnicol *et al.* (2002)] mais plutôt comme des structures récurrentes.

Par contre, l'analyse de Marullo *et al.* (1999a) à partir des images SST montre la présence de MMJ, RG, CG, AMC et aussi l'anticyclone d'Iera Petra (IPA pour « *Iera Petra Anticyclone* », voir plus loin) au Sud-Est de la Crète en accord avec le schéma de POEM.

Les observations du projet MFSPP ont aussi remis en question la présence du MMJ. Elles montrent un courant de surface qui semble être collé le long des côtes Libyenne et Egyptienne [Fusco *et al.* (2003); Manzella *et al.* (2001); Zervakis *et al.* (2003)]. Ces travaux ont montré la signature d'IPA, ainsi que celles de MMA et SMA en accord avec Brankart & Brasseur (1998) et Pinardi & Masetti (2000).

La circulation du Bassin Levantin selon Hamad (2003), Millot & Taupier-Letage (2005) et Hamad *et al.* (2005) (Fig.1.10e) peut être décrite par un courant côtier suivant les isobathes. Ce courant entre dans le BL par le Sud du Passage de Crète et coule vers l'Est du bassin, puis il

tourne vers le Nord le long des côtes du Moyen Orient pour rejoindre l'AMC dans le Bassin de Cilicie. Notons que ces travaux ne mentionnent aucun retour de l'AMC à travers le Passage de Crète en accord avec Brankart & Brasseur (1998) et Pinardi & Masetti (2000). Cependant, l'AMC entre complètement dans la Mer Egée par les passages Est de l'Arc de Crète suivant Nielsen (1912). Contrairement au schéma de POEM, le RG et le MMJ n'ont aucune signature en accord avec Le Vourch *et al.* (1992) concernant RG. Cette analyse ne montre aucun tourbillon permanent, mais des tourbillons récurrents en accord avec Ayoub (1997) et Larnicol *et al.* (2002), d'origines différentes, qui se propagent en permanence. Pour la première fois, ils ont observé la propagation de l'anticyclone d'Iera Petra (IPA, voir plus loin) vers le Sud jusqu'à la côte africaine.

I.4.2 La circulation intermédiaire :

La circulation des eaux intermédiaires consiste en l'écoulement des masses d'eau qui se trouvent sous la thermocline vers 200-600 m de profondeur. Cette circulation marque le parcours de la LIW. Wüst (1961) a montré que LIW se propage de la zone de formation vers l'Est et l'Ouest en hiver et seulement vers l'Ouest pendant l'été. Dans le BI, une partie de la LIW coule vers le Nord pour entrer dans la mer Adriatique, tandis que le reste va directement vers la Méditerranée occidentale à travers le Détroit de Sicile.

Ovchinnikov (1966) a présenté la circulation de la LIW par des cartes des courants géostrophiques à 500 m de profondeur (Fig.1.11a) issues de la climatologie. Il a montré que la LIW se forme au Nord du BL, avant de s'étaler vers le Sud du bassin. Puis elle se divise en deux branches, l'une part vers l'Est dans un large cyclone et l'autre tourne vers l'Ouest et entre dans le BI via le Passage de Crète. La majeure partie de la LIW traverse le centre du bassin en direction de la Méditerranée occidentale, tandis qu'une petite branche coule vers le Nord-Ouest du bassin le long de la côte Grecque et génère plusieurs tourbillons avant d'entrer dans la Mer Adriatique.

Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997) ont décrit le parcours de la LIW à partir des données POEM dans le Bassin Ionien (Fig.1.11b). Leur schéma est conforme aux cartes d'Ovchinnikov (1966).

La compilation de la climatologie par Brankart & Brasseur (1998), raffinée par Pinardi & Masetti (2000) a donné une vue générale du parcours de la LIW dans la Méditerranée orientale (Fig.1.11c). Les auteurs montrent la dispersion de la LIW du RG vers le Sud-Est et l'Ouest du BL. La LIW sort via la partie Nord du passage de Crète puis elle tourne à droite et forme deux branches au Sud-Ouest de la Grèce. Les deux branches suivent le même chemin désigné par Ovchinnikov (1966) et Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997).

Récemment, des hypothèses d'un schéma de la circulation des eaux intermédiaires (LIW et CIW) dans la Méditerranée orientale ont été proposées par Millot & Taupier-Letage (2005). Ce schéma propose la formation de la LIW au Sud-Est de Rhodes et la CIW au Sud-Ouest de la mer de Crète en accord avec la littérature. Ils décrivent une circulation cyclonique suivant l'isobathe de 500 m dans la Méditerranée orientale (Fig.1.11d). La LIW sort du Bassin de Rhodes en s'écoulant vers le Sud-Ouest pour entrer dans le BI à travers la partie Nord du Passage de Crète, tandis qu'une partie de la LIW entre dans la Mer Egée à travers le détroit de Kassos. Dans le BI, le courant suit l'isobathe 500 m jusqu'au Détroit d'Otrante où une partie de LIW entre dans la Mer Adriatique, le reste continuant jusqu'au Sud-Est de la Sicile où la majorité de la LIW entre dans la Méditerranée occidentale via le détroit de Sicile, une partie re-circulant vers l'Est pour entrer à nouveau dans le BL. Notons qu'aucun schéma de la circulation de la LIW dans le BL n'a été établi à partir des observations POEM à part la persistance au

niveau de LIW des signatures des tourbillons de surface [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989)]. Des simulations numériques ont montré la possibilité de la dispersion de la LIW vers l'Ouest et l'est de son site de formation [Lascaratos & Nittis (1998); Wu & Haines (1996)].

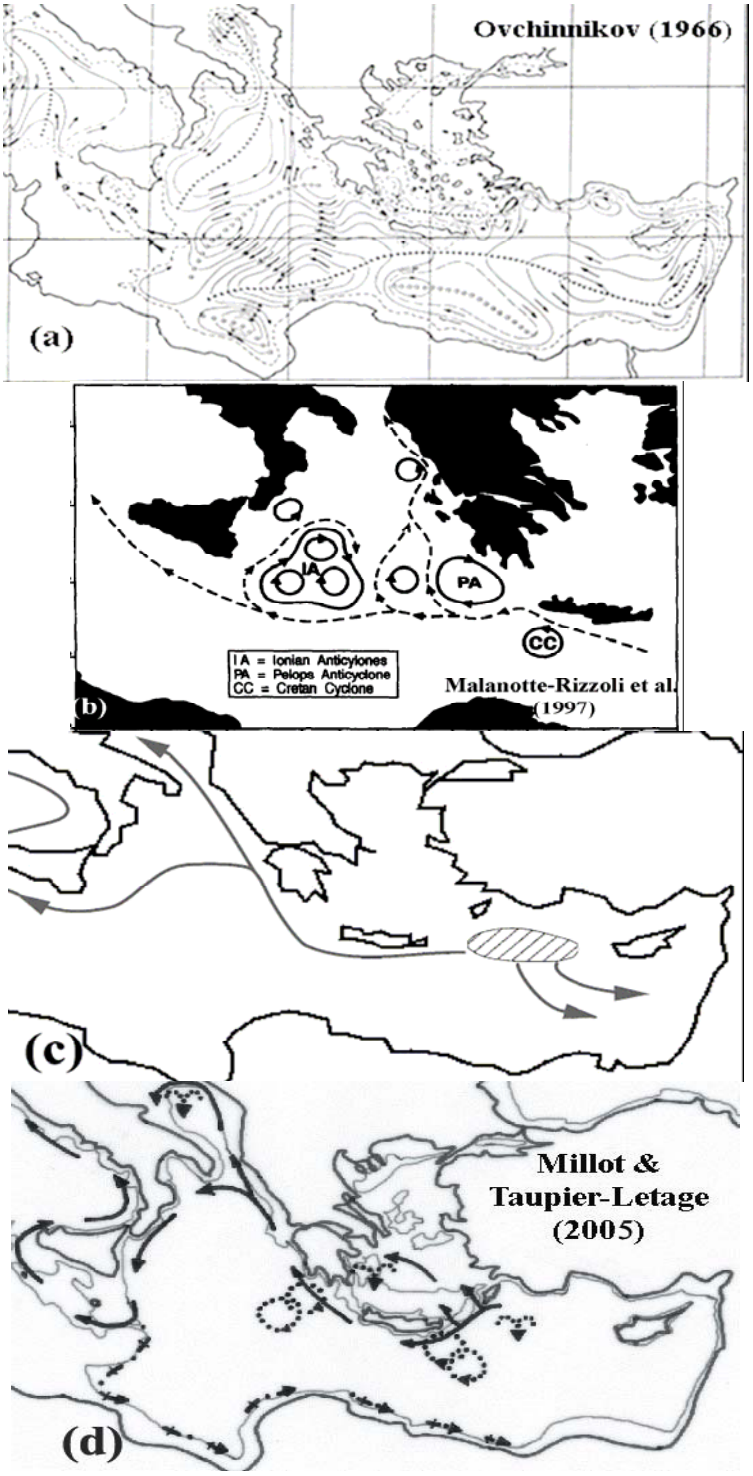


Fig.1.11 : Historique de la circulation intermédiaire dans la Méditerranée orientale d'après, (a) Ovchinnikov (1966), (b) Robinson et al. (2001) (c) Pinardi & Masetti (2000) et (d) Millot & Taupier-Letage (2005).

I.4.3 La circulation profonde

La circulation de l'EMDW est encore peu documentée à l'exception de quelques études réalisées par El-Gindy & El-Din (1986), Manca & Bregant (1998) et Manca (2002).

El-Gindy & El-Din (1986) ont étudié la circulation des masses d'eaux profondes dans la Méditerranée orientale à partir de données hydrographiques sur la période 1948-1972 et pour une profondeur supérieure à 1000 m. Cette étude est particulièrement intéressante car elle confirme la contribution de la CDW à la formation de l'EMDW même avant l'EMT. Les auteurs ont identifié trois composantes de l'EMDW :

- l'eau profonde Adriatique (ADW): θ=13°C et S=38.6
- l'eau profonde Levantine (LDW) : θ=16.2°C et S=39.12
- l'eau profonde Crétoise (CDW): θ=14.2°C et S=38.97

Cette étude propose une circulation quasi cyclonique dans le BI et une circulation cyclonique bien développée dans le BL (Fig.1.12a). Des observations hydrographiques au Nord du BI entre 1986-1999 aboutissent à la même conclusion [Manca & Bregant (1998) ; Manca (2002)]. Le schéma récemment proposé par Millot & Taupier-Letage (2005) est cohérent avec l'analyse d'El-Gindy & El-Din (1986) (Fig.1.12b). Les auteurs présentent deux zones de formation de l'EMDW composée des eaux profondes Adriatique et de la mer Egée (ADW et CDW respectivement). La CDW entre dans le BI et le BL via les détroits de l'Arc de Crète. Les deux branches se rejoignent à l'Ouest de la Crète et forment un courant qui suit la côte grecque jusqu'au Détroit d'Otrante. L'ADW sort par le Détroit d'Otrante pour rejoindre la CDW en suivant les isobathes 1000-2700 m le long de la côte sicilienne. Au Sud-Est de la Sicile, une petite branche entre dans la Méditerranée occidentale alors que la majorité de cette eau retourne vers le centre du BL pour fermer la cellule cyclonique de la circulation.

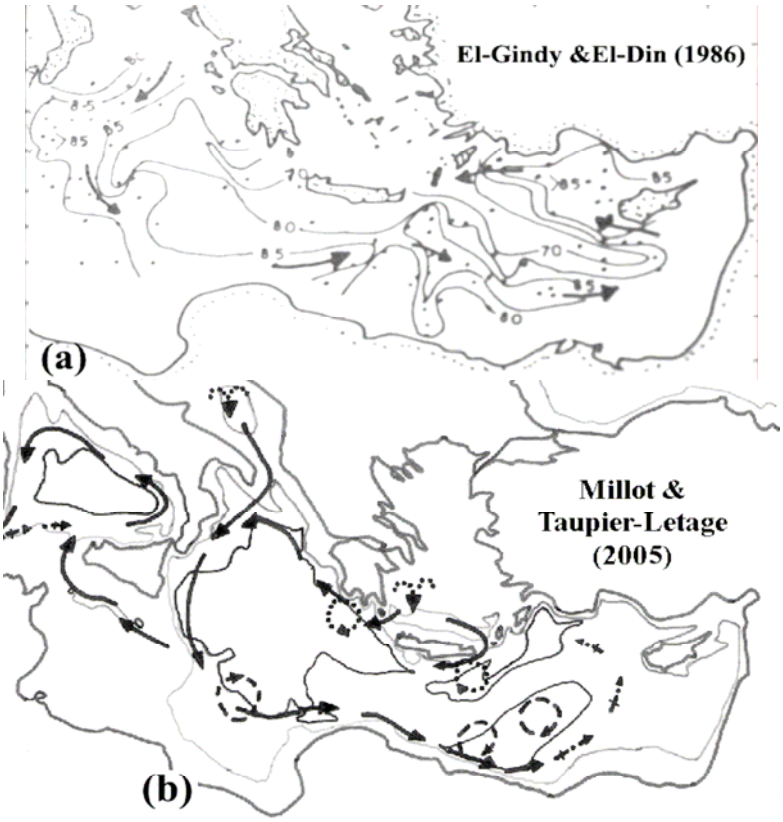


Fig.1.12 : La circulation des eaux profondes de la Méditerranée orientale (a) la circulation d'après El-Gindy & El-Din (1986), (b) d'après Millot & Taupier-Letage (2005)

I.5 Transport aux détroits

Les détroits constituent des zones clés qui contribuent activement à la circulation dans la Méditerranée (Fig.1.1). Ils jouent un rôle important car ils contrôlent l'interconnexion des différents sous-bassins de la Méditerranée, à travers lesquels les distributions des masses d'eau se produisent (Pour une review voir Astraldi *et al.* (1999)).

I.5.1 Détroit de Sicile

Le détroit de Sicile sépare la Méditerranée occidentale de la Méditerranée orientale. Les eaux Atlantiques passent à travers celui-ci vers le bassin oriental en surface, tandis que les eaux levantines le traversent vers l'Ouest en sortant au niveau des couches profondes. Ce détroit peut être donc considéré comme un passage à deux couches dont la dynamique est similaire à celle du Détroit Gibraltar [Béranger *et al.* (2004)]. Ceci définit le Détroit de Sicile comme un point de contrôle de la cellule thermohaline zonale de la Méditerranée, ce qui explique sa sensibilité à la variabilité de cette dernière [Gasparini & Astraldi (2002)]. En effet, le transport de l'eau Atlantique à travers le détroit de Sicile est fortement influencé par l'activité à méso-échelle dans la région sicilienne [Béranger *et al.* (2004)], raison pour la quelle l'estimation du transport varie beaucoup d'une étude à l'autre (ex : Astraldi *et al.* (1999) observent 1.1 Sv tandis que Manzella *et al.* (1988) mentionnent 2.35 Sv). Les simulations numériques sont plutôt en accord avec Astraldi et donnent une valeur moyenne de l'ordre 1 Sv. Un fort signal saisonnier peut être observé sur le transport avec des valeurs de 1.4 Sv en hiver et 0.8 Sv pendant l'automne [Astraldi *et al.* (2001); Béranger *et al.* (2005a)].

I.5.2 Détroit d'Otrante

Le détroit d'Otrante connecte le bassin Ionien à la mer Adriatique qui est la source de l'eau dense ADW (détaillée ci-dessus). Ce détroit contrôle la cellule secondaire profonde de la circulation thermohaline de la Méditerranée. De nombreuses études et observations ont été réalisées pour une meilleure compréhension de la dynamique de ce détroit [Astraldi *et al.* (1999); Manca (2000); Manca (2002)]. Ces auteurs ont estimé que le transport moyen d'ADW à travers le détroit d'Otrante est de l'ordre 0.3 Sv avec une variabilité saisonnière d'une amplitude de ~0.2 Sv. Le transport à travers ce détroit a été influencé par l'EMT qui a réduit son débit à ~0.1 Sv [Klein *et al.* (1999); Manca *et al.* (2003); Manca (2002)].

I.5.3 Passages de l'Arc de Crète

Les passages de l'Arc de Crète connectent la mer Egée au bassin Ionien à l'Ouest et au bassin Levantin à l'Est. Ce n'est que récemment et suite à l'EMT qu'on a pris en considération l'importance de ces passages, ce qui explique le manque d'observations. Cependant, malgré le peu de données, plusieurs initiatives pour l'estimation de leur transport ont été réalisées par Kontoyiannis *et al.* (1999), Tsimplis *et al.* (1997) et plus récemment par Nittis *et al.* (2003). Kontoyiannis *et al.* (1999) ont calculé le flux de la CDW à travers les passages Est et Ouest de l'Arc, ils ont trouvé une valeur de l'ordre ~0.3 Sv. Par contre Tsimplis *et al.* (1997) ont montré un transport total de ~0.5 Sv, valeur qui n'est que la moitié de l'estimation réalisée par Nittis *et al.* (2003).

I.6 Etude de la variabilité de la circulation de la mer Méditerranée Orientale

I.6.1 La variabilité saisonnière :

Pendant le dernier demi-siècle, de nombreuses études ont été dédiées à l'étude de la variabilité de la circulation dans la mer Méditerranée par un grand nombre de moyens d'observation océanique et d'outils numériques. D'autres mentionnent une forte variabilité saisonnière [Ayoub *et al.* (1998); Fusco *et al.* (2003); Horton *et al.* (1994); Lacombe *et al.* (1981); Larnicol *et al.* (2002); Larnicol *et al.* (1995); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Myers & Haines (2000); Myers *et al.* (1998); Özsoy *et al.* (1991); Pinardi *et al.* (1997); Pinardi & Navarra (1993); Roussenov *et al.* (1995); The POEM Group (1992); Zavatarelli & Mellor (1995); Zervakis *et al.* (2003)]. Robinson & Golnaraghi (1994); Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) ont même montré que le signal saisonnier dans la Méditerranée orientale est plus fort que celui dans la Méditerranée occidentale. Mais quelles sont les caractéristiques de cette variabilité? Sous quelle forme se manifeste-t-elle ?

Je présente ici une synthèse de ces résultats dans la Méditerranée orientale. Etant donné que le printemps et l'automne sont considérés comme des saisons transitoires et courtes par rapport à l'hiver et l'été, la variabilité saisonnière dans la Méditerranée orientale peut être efficacement présentée par la différence entre les signaux hivernaux et estivaux [Iudicone *et al.* (1998); Marullo *et al.* (1999a)].

I.6.1.1 Le bassin Ionien:

I.6.1.1.1 En hiver :

La circulation dans le BI en hiver est caractérisée par une circulation cyclonique délimitée au Sud par l'écoulement de l'AIS. L'AIS traverse le détroit de Sicile puis tourne vers le Sud-Est pour couler le long de la côte africaine jusqu'au passage de Crête. Cette circulation a été décrite pour la première fois par Ovchinnikov (1966) à partir de la climatologie. Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) ont montré une circulation cyclonique au-dessus d'AIS en accord avec d'autres observations [Lacombe *et al.* (1981); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Robinson & Golnaraghi (1994); The POEM Group (1992)]. Les résultats des modèles numériques OGCM révèlent également ce sens de circulation [Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991); Pinardi *et al.* (1997); Pinardi & Navarra (1993); Roussenov *et al.* (1995); Zavatarelli & Mellor (1995)]. Myers & Haines (2000) notent que l'AIS forme deux branches, l'une traversant le centre du bassin et la seconde tournant vers le Sud le long des côtes libyennes en accord avec Pinardi & Masetti (2000).

Les analyses des données altimétriques de T/P et ERS1/2 montrent une série de petites structures cycloniques et anticycloniques le long de la côte Ouest de la Grèce variant dans le temps et l'espace [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998); Iudicone *et al.* (1998); Larnicol *et al.* (2002)]. Au Nord-Ouest du bassin, leurs données altimétriques montrent un anticyclone (WIA : 18°E/39°N) caractéristiques de la circulation pendant l'hiver en désaccord avec les observations et les simulations numériques précédemment citées.

I.6.1.1.2 En été :

La campagne d'été POEM-AS87 a révélé un trajet d'AIS au centre et au Nord du BI, qui arrive jusqu'à ~39°N puis il se dirige vers le Sud-Est pour engendrer une circulation anticyclonique [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); The POEM Group (1992)]. Les travaux de Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991) et Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) ont montré que la circulation dans cette région devient anticyclonique pendant l'été en accord avec

Lacombe *et al.* (1981), Pinardi & Navarra (1993) et Horton *et al.* (1994). De nombreuses expériences numériques ont montré ce renversement associé à une instabilité de l'AIS. Marullo *et al.* (1999a) ont observé le renversement de la circulation au Nord du BI à partir des images IR-AVHRR en accord avec Ayoub (1997), et plus tard Larnicol *et al.* (2002). Cette variabilité de l'AIS a été expliquée par le régime du vent dominant dans ce bassin [Ayoub *et al.* (1998); Ovchinnikov & Fedoseyev (1965); Pinardi & Navarra (1993)]. Hamad (2003) et Hamad *et al.* (2005) ont considéré que le signal saisonnier le plus important dans le bassin Méditerranée oriental est celui du courant hivernal qui coule le long des côtes grecques vers l'Adriatique, qui disparaît en été à cause de vents Etésiens. Roussenov *et al.* (1995) ont mentionné la génération de PA en été en accord avec l'observation acquise plus tard par *MFSPP* [Fusco *et al.* (2003); Zervakis *et al.* (2003)].

I.6.1.2 Le bassin Levantin:

I.6.1.2.1 En hiver :

Ovchinnikov (1966) a indiqué une faible variabilité saisonnière dans le BL en désaccord avec Brankart & Brasseur (1998) et Pinardi & Masetti (2000). La circulation dans le BL reportée par les campagnes POEM [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989); Robinson & Golnaraghi (1994); The POEM Group (1992)] montre l'absence d'IPA, SMA et l'intensification de MMJ, AMC et le CG qui deviennent instables. Pinardi & Masetti (2000) mentionnent l'intensification en hiver de RG et AMC associés au passage de MMJ au Sud du bassin. Les travaux de Fusco *et al.* (2003) et Zervakis *et al.* (2003) ont montré que le PA et l'IPA deviennent plus petits et plus profonds (>800 m). Les campagnes de Krivosheya *et al.* (1996) ont indiqué un jet fort traversant le bassin de Lattaquié du Sud au Nord associé à un anticyclone à sa droite et deux cyclones à sa gauche en accord avec Özsoy (1993). Les conclusions obtenues par Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) et Pinardi & Navarra (1993) ont montré un affaiblissement de RG, de CG, et de MMA ainsi que la disparition de la signature de SMA. Les sorties des modèles numériques ont montré l'intensification des courants (AIS, MMJ, AMC) associés à l'affaiblissement voir la disparition des tourbillons pendant l'hiver [Myers & Haines (2000)].

Larnicol *et al.* (1995) n'ont indiqué aucune variabilité saisonnière de MMA et SMA. Par contre, Iudicone *et al.* (1998) ont observé une forte intensification de MMJ et d'AMC et la présence de MMA. Les mêmes conclusions ont été obtenues par Marullo *et al.* (1999a). La période hivernale analysée par Hamad (2003) est caractérisée par l'absence des vents Etésiens, avec comme conséquence, la continuité de l'écoulement d'AMC vers la mer Egée à travers le passage de Rhodes.

I.6.1.2.2 En été :

Les traits de la circulation générale dans le BL ne changent pas beaucoup par rapport à ceux de l'hiver selon Ovchinnikov (1966). La différence, selon POEM, se manifeste par la signature de SMA qui forme un gyre multipolaire, associé à l'intensification des autres tourbillons (RG, MMA, …) [Özsoy (1993)]. Les auteurs mentionnent un cyclone au Sud-Ouest de Crète pendant l'été en accord avec Horton *et al.* (1994), mais à l'opposé des observations *MFSPP* [Fusco *et al.* (2003)]. Les mesures de la campagne CYBO ont montré l'affaiblissement du MMJ au Sud-Ouest de Chypre [Zodiatis *et al.* (2003a); Zodiatis *et al.* (1998)]. Krivosheya *et al.* (1997) ont observé dans le bassin de Lattaquié une circulation complètement différente par rapport à celle d'hiver, caractérisée par un jet faible et confiné à la côte syrienne et un cyclone dominant le centre du bassin. Horton *et al.* (1994) et Zervakis *et al.* (2003) ont montré que l'IPA est généré en été avec une intensité maximale à la fin de l'été en accord avec Hamad

(2003); Iudicone *et al.* (1998); Larnicol *et al.* (2002); Larnicol *et al.* (1995) et contrairement à Hecht & Gertman (2001). Les travaux de modélisation numérique montrent également l'affaiblissement des courants (MMJ, AMC, CG) et l'intensification des tourbillons (MMA, SMA, RG…) [Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991); Myers & Haines (2000); Pinardi & Navarra (1993); Roussenov *et al.* (1995); Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991); Zavatarelli & Mellor (1995)].

Les travaux de Marullo *et al.* (1999a) et Ayoub *et al.* (1998) ont conclu que le signal saisonnier n'était pas évident à caractériser dans le BL à partir de données satellitaires.

I.6.2 La variabilité interannuelle :

Les observations climatologiques ont mis en évidence une large variabilité inter-annuelle dans la Méditerranée. L'exemple le plus important dans la Méditerranée orientale est celui de l'EMT (voir §I.3.3). Robinson *et al.* (1991) et The POEM Group (1992) ont interprété la présence/absence de certains tourbillons d'une année à l'autre, comme des structures récurrentes liées à la variabilité inter-annuelle. De nombreuses études ont traité la variabilité inter-annuelle dans la Méditerranée orientale à partir d'observation du transport à travers ses détroits (Sicile, Otrante, Crète, etc) [Astraldi *et al.* (1999); Tsimplis *et al.* (1999)]. D'autres ont abordé cette variabilité à partir de l'hydrologie comme la formation et l'évolution des caractéristiques des masses d'eau [Manca *et al.* (2003); Theocharis *et al.* (1999b)]. Les mesures *in situ* n'ont pas permis jusqu'ici une véritable étude de la variabilité inter-annuelle de la circulation dans la Méditerranée orientale, excepté l'unique analyse des campagnes POEM par Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999) dédiée à l'EMT (voir §I.3.3). Les données satellitaires ont été largement utilisées pour étudier cette question [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998); Hamad (2003); Iudicone *et al.* (1998); Larnicol *et al.* (2002); Marullo *et al.* (1999b)]. Les études les plus poussées de la variabilité interannuelle sont celles qui ont été effectuées à l'aide de modèles numériques [Demirov & Pinardi (2002); Korres *et al.* (2000b); Lascaratos *et al.* (1999); Myers & Haines (2000); Pinardi *et al.* (1997); Pinardi & Masetti (2000); Samuel *et al.* (1999) parmi d'autres]. Malgré tous ces efforts, la variabilité inter-annuelle à long terme reste mal connue.

Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999) ont comparé la circulation obtenue par les campagnes POEM-AS87 et POEMBC-O91. Cette analyse a montré qu'en 1991 l'AIS forme un jet plus fort qu'en 1987 ainsi que les tourbillons IPA et MMA contrairement à CG qui devient plus faible et plus petit en accord avec Marullo *et al.* (1999b). Hamad (2003) a montré qu'une branche de l'AW entre dans le BI le long des côtes italiennes pendant les années 1993-1997 puis elle disparaît. Manca (2000) et Fusco *et al.* (2003) ont observé que la circulation anticyclonique au Nord-Ouest du BI devient cyclonique pendant 1999-2000. Les IPA et PA montrent aussi une variabilité interannuelle par leur intensité, taille, position et propagation [Ayoub (1997); Larnicol *et al.* (2002)]. Les travaux de Marullo *et al.* (1999b) ont conclu que le BI montre une variabilité plus forte que le BL et l'amplitude de la variabilité inter-annuelle est plus forte en hiver que dans les autres saisons mais elle reste plus faible que la variabilité saisonnière en accord avec Hamad (2003). Pinardi *et al.* (1997) et Pinardi & Masetti (2000) ont décrit la variabilité inter-annuelle par le changement d'intensité et de forme de RG dans le BL et par le changement de l'axe d'écoulement d'AIS. Ces auteurs ont conclu que la variabilité interannuelle dans la Méditerranée orientale est plus forte que la variabilité saisonnière en désaccord avec Marullo *et al.* (1999b) et Hamad (2003). Une analyse réalisée par Korres *et al.* (2000a) et Korres *et al.* (2000b) à partir d'un modèle a montré que le maximum de variabilité en Méditerranée orientale se trouve au centre du BL et du BI en accord avec Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999) et Marullo *et al.* (1999b). Quant au MMJ, il change son parcours selon la position

de RG et MMA. En général, RG est intense et large en hiver, avec le MMJ qui est alors repoussé vers la côte africaine. En 1984 et 1987, le MMA s'intensifie et devient plus large, avec le MMJ qui coule alors au centre du BL. Demirov & Pinardi (2002) ont comparé les sorties de MOM avant et après l'EMTet montrent qu'en 1991 après le début de l'EMT les AIS, MMA, AMC et MMJ sont plus intenses qu'en 1987 avant l'EMT et que cela est associé à la disparition de SMA et CG.

I.7 Modélisation numérique de la circulation Méditerranéenne:

La circulation dans la Méditerranée montre une certaine complexité due à une interaction de plusieurs échelles spatiales (bassin, sous-bassin, méso, et petite échelle). Ceci met en défi les modèles numériques pour la résolution de la circulation générale et de sa variabilité.

La 1ère tentative a été conduite par Menzin & Moskalenko (1982) pour étudier la composante barotrope de la circulation à l'aide d'un modèle numérique aux équations primitives. Par la suite, de nombreuses expériences ont été réalisées pour modéliser la circulation globale/régionale de la Méditerranée. Stanev *et al.* (1989) ont étudié la réponse de la circulation aux forçages annuels et saisonniers à l'aide d'un modèle de basse résolution. Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1989) et Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991) ont réalisé un modèle de la Méditerranée orientale afin d'étudier les composantes barotrope et barocline de la circulation. Beckers (1991) a appliqué le modèle du GHER dans la Méditerranée occidentale, puis dans l'ensemble de la Méditerranée [Beckers *et al.* (2002)]. Le « *Modular Ocean Model* » (MOM) (version modulaire du modèle du GFDL) a été largement employé dans la Méditerranée à plusieurs résolutions et avec des objectifs différents tels que la simulation climatologique, la variabilité inter-annuelle, la réponse aux forçages etc. [Horton *et al.* (1997); Korres *et al.* (2000a); Myers & Haines (2000); Myers *et al.* (1998); Pinardi *et al.* (1997); Roussenov *et al.* (1995); Wu & Haines (1996); Wu & Haines (1998); Wu *et al.* (2000)]. La circulation générale de la Méditerranée a été simulée par Zavatarelli & Mellor (1995) et Drakopoulos & Lascaratos (1999) à l'aide du *Princeton Ocean Model* (POM). Ce modèle a été appliqué plus tard dans le BL à haute résolution pour étudier la formation de LIW [Lascaratos & Nittis (1998)]. Herbault *et al.* (1996); Herbault *et al.* (1997) ont mené plusieurs expériences dans la Méditerranée occidentale avec le modèle OPA. Une comparaison entre les résultas de différents modèles de la Méditerranée à basse résolution a été présentée par le groupe MEDMEX [Beckers *et al.* (2002)]. Bien que plusieurs approches aient été appliquées (modèle inverse, modèle conceptuel, méthodes d'assimilation…), nous allons survoler certains travaux de modélisation numérique (modèle pronostique aux équations primitives) conduits dans la Méditerranée en exposant leurs principaux résultats.

I.7.1 POM (Princeton Ocean Model):

POM comporte une surface libre et les premières simulations globales de la Méditerranée ont utilisé une résolution de 0.25°x0.25° sur 29 niveaux verticaux. A l'aide de ce modèle, la circulation thermohaline dans la Méditerranée a été bien reproduite par la formation de l'EMDW dans la mer Adriatique et la LIW dans le bassin Levantin [Zavatarelli & Mellor (1995)]. Les auteurs ont obtenu un signal saisonnier de la circulation dans le BI (hiver : cyclonique, Eté : anticyclonique) en accord avec Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1989), Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991) et Bergamasco *et al.* (1993). Le modèle a généré un cyclone au Nord-Est du bassin, mais n'a pas reproduit SMA ni PA. Ceci est dû à la basse résolution du modèle. L'écoulement de la LIW traverse le BI directement vers la Méditerranée occidentale pendant l'été, tandis que deux branches sont observées pendant l'hiver : une branche

passe dans le Nord du BI et l'autre parcourt le Sud du bassin. Les auteurs concluent que le forçage dominant dans le BI est le vent, tandis que le forçage thermohalin est prépondérant dans le bassin Levantin.

Drakopoulos & Lascaratos (1999) ont étudié la circulation climatologique à l'aide du POM à basse résolution (1/4°x1/4°), avec des forçages atmosphériques issus de l'ECMWF en moyenne mensuelle sur la période de 1986 à 1992. La circulation présentée par le modèle est en accord avec les observations *in situ*. Ils montrent aussi le renversement saisonnier de la circulation au Nord du BI, l'intensification du MMJ en hiver et l'affaiblissement du RG en été.
Des études dédiées à la formation de la LIW, à l'aide de POM à très haute résolution (5.5x5.5 km) dans le BL, ont également été réalisées par Lascaratos & Nittis (1998). Le modèle reproduit les éléments principaux de la circulation observés par le group POEM dans le BL. La comparaison entre deux expériences à basse et haute résolution a permis de conclure que :

- **La phase de pré-conditionnement a lieu entre novembre et janvier.**
- **La phase de formation d'eau dense a lieu en février-mars.**
- **La phase de la dispersion va de mars jusqu'à la fin avril.**
- **La haute résolution permet l'existence des petits tourbillons baroclines à la périphérie du RG (Fig.1.13).**
- **Ces tourbillons baroclines permettent de restratifier la zone après la phase de formation, contrôlant ainsi la convection.**

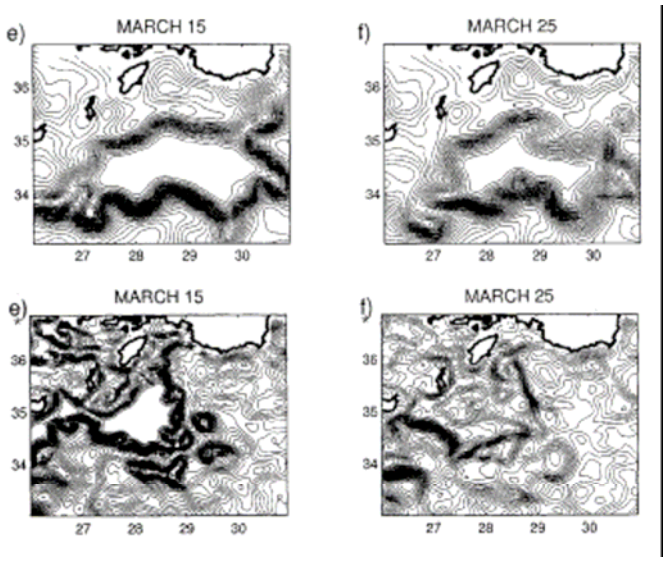


Fig.1.13 : La profondeur(en mètres) de l'isopycne 29.05 au Nord-Est du BL. Expérience à basse résolution (11 km) (haut), expérience à haute résolution(5.5 km) (bas) d'après Lascaratos & Nittis (1998).

Les premières prévisions en temps réel ont été effectuées sur la Méditerranée en utilisant le modèle POM [Horton *et al.* (1997)]. Cette expérience fut innovante car caractérisée par :

- Une résolution horizontale de 10 km.
- Une utilisation des forçages atmosphériques synoptiques.
- Une prise en compte détaillée de l'orographie continentale basée sur un downscaling des vents sur une grille de 10 km avec un modèle de couche limite atmosphérique simplifié.
- Une assimilation de données à l'entrée du modèle.

Les résultats du modèle sont particulièrement intéressants car ils montrent un courant côtier le long de la côte africaine de la Méditerranée orientale (Fig.1.14). La majorité des

structures de la circulation présentées dans la littérature ont été reproduites correctement ainsi que le renversement de la circulation dans le Nord du BI. Les auteurs ont montré la corrélation entre IPA et l'orographie de l'île de Crète, et que la dissipation d'IPA peut être liée à la résolution de 10x10 km et au flux à travers le passage de Kassos.

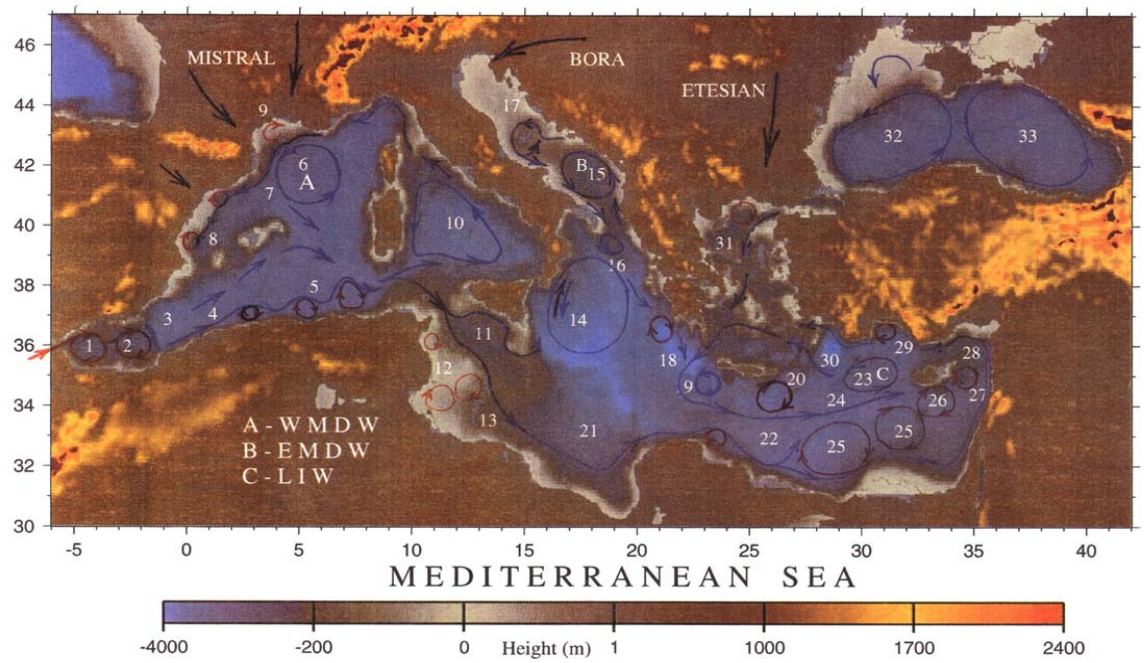


Fig.1.14 : La circulation superficielle dans la Méditerranée déduite des sorties d'une simulation numérique à haute résolution (~10 km) d'après Horton et al. (1997).

I.7.2 GFDL-MOM (GFDL-Modular Ocean Model):

Roussenov *et al.* (1995) ont utilisé le modèle MOM (0.25°x0.25°) pour étudier la circulation générale de la Méditerranée et sa variabilité saisonnière. Généralement, la circulation simulée dans la Méditerranée orientale, peut être résumée par un courant dirigé vers l'Est, coulant au centre du bassin en traversant deux systèmes de tourbillons à l'échelle du sous-bassin. Des tourbillons cycloniques occupent la partie Nord et des anticycloniques occupent la partie Sud du bassin. Le modèle montre un cycle saisonnier modulé par un cycle interannuel d'une période de 3 ans. C'est la première fois qu'un modèle numérique reproduit le MMA avec une variabilité saisonnière en déphasage avec le PA. Les auteurs ont indiqué l'intensification des tourbillons PA, MMA et SMA pendant l'été et RG en hiver dans la Méditerranée orientale. Cette étude conclut aussi que MMA est lié à la variabilité saisonnière du flux de chaleur Le problème principal de ce modèle est la formation de la LIW dans le BI au lieu du BL, et son incapacité à former la EMDW.

La configuration précédente du MOM a été utilisée par Wu & Haines (1996), Wu & Haines (1998) forcée par des moyennes mensuelles de climatologie de SST et SSS afin d'étudier la circulation thermohaline de la Méditerranée (120 ans de simulation). Ce modèle, contrairement à Roussenov *et al.* (1995), forme bien la LIW dans le BL. Les auteurs attribuent à celle-ci un rôle primordial pour la formation de WMDW/EMDW par convection profonde. Ceci confirme qu'une anomalie dans le taux de formation de LIW peut provoquer une anomalie dans la formation d'eaux profondes et la circulation générale de la Méditerranée, et par voie de conséquence, dans le transport au Détroit de Gibraltar avec un *feedback* possible du flux d'AW par le Détroit sur la formation de LIW. Mais dans leur modèle, l'ADW ne plonge pas

suffisamment dans le BI. Dans la Méditerranée orientale, la circulation générale résultante est cohérente avec les observations et la littérature (ex : RG, MMA, MMJ, AIS et AMC). La variabilité saisonnière se caractérise par la disparition totale d'AMC et la présence de SMA pendant l'été.

Une simulation de 11 ans (1979-1990) a été réalisée par Pinardi *et al.* (1997) à l'aide du MOM (1/4x1/4°) pour étudier la réponse de la Méditerranée à la variabilité interannuelle des forçages atmosphériques. Les auteurs ont montré que le signal de la variabilité interannuelle dans la Méditerranée orientale se manifeste par :

- **Le renversement de direction des courants dans certaines parties de la Méditerranée orientale (ex : l'AIS va vers le Sud en longeant la côte africaine en 1986, par contre il va vers le Nord en 1987 en formant 2 branches à l'Est de la Sicile).**
- **La présence/absence de MMA et SMA.**
- **La variation de l'intensité et de l'extension de RG et le changement de la position de MMJ.**

Les auteurs concluent que la réponse du transport à travers le Détroit de Sicile est retardée de 6 à 18 mois par rapport au forçage atmosphérique.

Une nouvelle configuration du MOM (MOM Array, version de MOM parallélisé) d'une résolution de 0.25°x0.25° avec une surface libre a été forcée pendant 300 ans avec différents forçages atmosphériques [Myers & Haines (2000); Myers *et al.* (1998)]. Cette simulation a confirmé les hypothèses de Roether *et al.* (1996) que la formation de l'EMDW dans la mer Egée pendant l'EMT résulte d'une redistribution de sel dans la Méditerranée orientale. Le modèle reproduit la LDW et l'ADW qui plongent jusqu'au fond du bassin. La formation de CIW est mentionnée et montre un cycle de 2 ans. Une importante quantité de LIW sort par le passage de Crète si le MMJ est confiné à la côte. Cette quantité diminue considérablement lorsque le MMJ coule au centre du passage. Cette étude indique un cycle interannuel de 2 ans et interdécennal de 12-16 ans pour la formation de LIW. Selon les auteurs, cette variabilité peut être expliquée par le *feedback* entre les processus aux échelles différentes.

Pour la première fois le modèle MOM a été appliqué sur la Méditerranée à plus haute résolution (0.125°x0.125° et 41 nivaux verticaux) par Wu *et al.* (2000). Pour caractériser l'EMT qui a été mis en évidence en particulier à l'aide de mesures de CFC^{12}, ce traceur chimique passif a été suivi dans leur modèle au cours de cette expérience. Deux expériences ont été réalisées:

- Exp-A : Une simulation de 17 ans après l'initialisation du CFC^{12} à zéro. Les sorties de l'année 17 ont été comparées avec la campagne METEOR 1987.
- Exp-B : même configuration que pour l'exp-A, mais la SST a été réduite de 1-2°C au Nord de la mer Egée en février.

Les résultats du modèle ont montré une forte concentration de CFC^{12} dans l'EMDW des deux sources (Egée et Adriatique) en accord avec Sur *et al.* (1992), The POEM Group (1992) et Malanotte-Rizzoli (1994) (voir §I.3). Cette étude a révélé qu'une faible perte d'eau douce supplémentaire en surface dans la Méditerranée orientale associée à une répétition d'hivers froids, et une diminution de la température de la mer Egée de 1-2°C, pouvaient déclencher la formation d'EMDW en Mer Egée et un scénario de type EMT.

Les travaux de Pinardi *et al.* (1997) ont été complétés par une simulation de 15 ans (1979-1993) [Pinardi & Masetti (2000)]. La variabilité interannuelle dans la Méditerranée orientale est plus forte que la variabilité saisonnière. Les auteurs expliquent la variabilité interannuelle comme une conséquence due à :

- La variation des forçages atmosphériques.

- La variation météorologie et la formation des masses d'eau.
- La variation non-linéaire de la dynamique de l'océan à meso-échelle.
- L'interaction des tourbillons de méso-échelle barotropes et baroclines avec la circulation générale, ce qui provoque un transfert de KE⇔APE.

Pour étudier la réponse de l'océan à la variabilité basse fréquence du forçage atmosphérique, Korres *et al.* (2000a) et Korres *et al.* (2000b) ont adopté la même configuration que Roussenov *et al.* (1995) pour réaliser une simulation interannuelle de 9 ans (1980-1989). Cette étude mentionne le passage de l'AIS au Sud du BI en général**.** Cependant, pendant les étés 1984 et 1987, l'AIS montre deux branches, une branche s'écoulant vers le Nord et l'autre vers le Sud du bassin. Pendant l'hiver 1982, l'IA était très intense. Celui-ci apparaît généralement en été. Le MMJ s'écoule entre les MMA et RG et change son parcours selon leurs positions. En général, le RG est intense et large en hiver, donc le MMJ est poussé vers la côte africaine. En 1984 et 1987 le MMA s'intensifie, le MMJ s'écoule alors vers le centre du BL. L'AMC est intense en hiver et instable en été. Le modèle reproduit la formation de LIW en février. La LIW passe au Nord et au Sud de la Crète puis suit la côte grecque en hiver et suit la côte africaine en été, à cause de la présence de PA. Le modèle montre un déphasage de 3 mois entre le détroit de Sicile et celui de Gibraltar. En conclusion, pour ces auteurs, la convection en hiver détermine la mémoire de la circulation et la variabilité en été : plus l'hiver est froid, plus la profondeur de la couche de mélange (MLD pour *'Mixed Layer Depth*') est profonde et plus la circulation pendant l'été suivant est variable.

Demirov & Pinardi (2002) utilisent la même configuration que Korres *et al.* (2000a) en divisant le forçage atmosphérique en deux périodes :

- P-I (1981-1987) est caractérisée par des vents forts dans la Méditerranée occidentale et faibles sur la Méditerranée orientale.
- P-II (1988-1993) est caractérisé par des vents faibles sur la Méditerranée occidentale et forts dans la Méditerranée orientale.

La comparaison de la circulation en 1987 et 1991 montre les résultats suivants :

1987 : L'AIS se subdivise en deux branches, la première s'écoulant au Nord du bassin et formant l'ICA, la deuxième faisant des méandres et développant trois anticyclones qui influencent le passage de AW et LIW dans le Sud du bassin. Notons que l'AIS coule directement au centre du BI vers le BL pendant la P-I. Cette période est caractérisée par la présence de MMA, MMJ, SMA, RG et CG.

1991 : Les deux branches de l'AIS sont plus fortes qu'en 1987. La première va plus loin au Nord du BI, tandis que la deuxième forme trois anticyclones plus intenses que ceux de 1987. L'AMC est plus fort et entre dans la mer Egée. La partie P-II est caractérisée par l'intensification de MMA qui pousse MMJ vers le centre du BL. Le RG est plus faible qu'en 1987 et est associé à une disparition de SMA et de CG. Les résultats de ce modèle sont en bon accord avec l'observation des campagnes POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999)].

I.8 L'activité à méso-échelle :

L'échelle horizontale des structures de méso-échelle est généralement associée au premier rayon interne de déformation de Rossby qui est de l'ordre de 10 à 15 km dans la Méditerranée [Robinson *et al.* (1987)]. Ces structures ayant des dimensions horizontales de un (filaments, fronts dynamiques, …) à quelques rayons de déformation (méandres liés aux instabilités, tourbillons, …), . L'étude des phénomènes à méso-échelle a donc besoin d'observations à haute résolution qui, à l'exception notables des images de SST, restent peu nombreuses. C'est la raison pour laquelle seules quelques structures de méso-échelle ont été jusqu'à présent

documentées. Je présente ci-dessous certaines de ces structures qui ont été observées dans la Méditerranée Orientale.

I.8.1 Les tourbillons dans le Bassin Ionien central :

Bien que la résolution spatiale d'échantillonnage des campagnes POEM ait été de 3 à 4 fois supérieure au rayon de déformation, ces campagnes ont permis de mettre en évidence l'existence d'une intense activité à méso-échelle dans la Méditerranée Est [Robinson & Golnaraghi (1994)]. Un système anticyclonique constitué de plusieurs noyaux au centre du BI a été observé [Malanotte-Rizzoli (1994)] : il s'agit des *Ionian Anticyclones* (IAs). Ce régime d'IAs est associé aux méandres de l'AIS. Ces tourbillons ont été considérés comme des structures récurrentes qui varient en position, taille et intensité selon le passage de l'AIS [Hecht & Gertman (2001); Horton *et al.* (1997); Lermusiaux & Robinson (2001)].

La combinaison des mesures de T/P et ERS1/2 a permis d'identifier de tels tourbillons, mais n'a pas mis en évidence leur propagation [Ayoub (1997)]. Par contre, l'analyse des images SST-AVHRR par Hamad (2003) ne montre aucune signature de l'AIS au centre du BI, tandis que des tourbillons de l'ordre de 70-100 km de diamètre sont détectables et se propagent dans plusieurs directions, Sud, Nord et Nord-Est.

I.8.2 Les tourbillons du Sud du BI :

Dans cette zone, à partir des données altimétriques, Ayoub (1997) a observé, pour la 1ère fois, la propagation de tourbillons vers l'Ouest le long du plateau continental africain avec une vitesse de propagation de ~1-1.5 km/jour. L'intensification des tourbillons et leur propagation ont été interprétées comme l'une des conséquences de la variabilité de la bathymétrie dans le Sud du BI [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998)]. Hamad (2003) s'oppose à ces études, notamment sur le sens de propagation des tourbillons : la génération des tourbillons à méso-échelle se ferait par instabilité barocline du courant le long de la côte libyenne, puis les tourbillons se détachent du courant et se propagent vers le Nord-Est.

I.8.3 Le tourbillon de Pélops (PA) :

Robinson *et al.* (1991) ont décrit pour la première fois une structure anticyclonique permanente au Sud-Ouest du Péloponnèse. De nombreuses études ont associé cet anticyclone aux vents Etésiens [Ayoub *et al.* (1998); Golnaraghi & Robinson (1994); Le Vourch *et al.* (1992); Robinson & Golnaraghi (1994)] dont le rotationnel présente un minimum fortement négatif dans cette région. Le diamètre du PA a été estimé par Matteoda & Glenn (1996) à environ 100 km, sa profondeur pouvant atteindre ~2000 m selon Theocharis *et al.* (1999a). L'analyse des données altimétriques a révélé le PA comme une structure multipolaire récurrente dont la position varie parallèlement à la côte grecque [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998)]. Les données SST-AVHRR de Matteoda & Glenn (1996) ont montré une forte variabilité interannuelle du PA. Ces auteurs ont mentionné la tendance à la propagation vers l'Ouest du PA. Larnicol *et al.* (2002) s'accordent avec Ayoub *et al.* (1998) pour dire que le PA est un tourbillon récurrent soumis à un cycle saisonnier. Les auteurs indiquent la formation du PA en automne et sa dissipation à la fin de l'hiver suivant. A partir des données SST-AVHRR, Hamad (2003) confirme le cycle saisonner de PA et sa propagation vers l'Ouest. Ils ont aussi observé parfois une survie de plus d'un an de PA ce qui conduit alors à la coexistence de deux anticyclones dans la zone de Pélops.

I.8.4 Les tourbillons du Sud du BL :

La circulation au Sud du BL a été décrite initialement par deux anticyclones : le *Mersa-Matruh Anticyclone* (MMA) et le *Shikmona Anticyclone* (SMA) [Robinson *et al.* (1991); The POEM Group (1992)]. Ces deux anticyclones ont été considérés comme des structures permanentes, tout en montrant une variabilité en taille, position et intensité [Brenner (1993); Brenner *et al.* (1991); Özsoy *et al.* (1991)]. Özsoy (1993) suggère que ces tourbillons sont des systèmes anticycloniques constitués de plusieurs centres, ce qui est confirmé plus tard par Horton *et al.* (1994) et Horton *et al.* (1997). Ces derniers ont montré le rôle du vent sur la génération de MMA ainsi que son interaction avec IPA, où l'un ne s'intensifie seulement si l'autre s'affaiblit, ce qui est confirmé par l'analyse des mesures altimétries [Ayoub (1997)]. Larnicol *et al.* (2002) ont observé une large fluctuation du MMA et du SMA en accord avec Brenner (1993).

Les observations de MFSPP et CYBO ont montré la signature du MMA et du SMA à une profondeur >500 m [Fusco *et al.* (2003); Zodiatis *et al.* (2003a); Zodiatis *et al.* (1998)].

Ce n'est que récemment qu'on a pu observer la propagation des tourbillons de MMA et SMA [Hamad (2003); Hamad *et al.* (2005)]

I.8.5 Le tourbillon de Lattaquié :

Le gyre de Lattaquié (LG pour *Lattakia Gyre*) montre une variabilité aléatoire. L'analyse des observations des campagnes POEM [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989)] a montré un gyre récurrent dans le bassin de Lattaquié. Un cyclone assez intense, avec une profondeur >300 m, a été observé pendant l'été 1985 à l'Ouest du bassin, alors qu'il a complètement disparu pendant la campagne suivante en 1986. Durant l'été 1987, on observe un anticyclone intense au centre du bassin qui s'affaiblit tout en restant stationnaire pendant l'automne. La campagne POEM en juillet 1988 montre un cyclone en surface seulement, se déplaçant vers le Sud du bassin. Six mois plus tard, un anticyclone s'installe au Nord du bassin. Les sorties d'un modèle inverse, à partir des observations POEM, montrent aussi l'existence du LG [Robinson & Golnaraghi (1993)].

Les observations réalisées par le R/V *Vityas* en février-mars 1992 et mars 1993, montrent un tourbillon anticyclonique au centre du bassin de Lattaquié. La signature de ce tourbillon persiste jusqu'à 500-1000 m de profondeur, et se propage dans le sens du transport moyen, soit vers le Nord en hiver sur toute la colonne d'eau à une vitesse de 4-5 km/j. Cependant, pendant l'été le tourbillon se propage vers le Nord dans la couche de la surface et vers le Sud dans les couches en dessous de la thermocline [Krivosheya *et al.* (1996); Krivosheya *et al.* (1997); Ovchinnikov & Abousamra (1994)].

Les cartes altimétriques ont montré une variabilité saisonnière du tourbillon de Lattaquié, d'une activité anticyclonique pendant l'été à une activité cyclonique en hiver au Nord-Est du bassin [Ayoub (1997)]. Rappelons tout de même qu'il s'agit là d'une anomalie par rapport à une moyenne inconnue.

I.8.6 Les tourbillons associés au AMC :

L'analyse des observations POEM montre un anticyclone intense jusqu'à une profondeur >300 m dans le golfe d'Antalya. Robinson *et al.* (1991) considère le tourbillon d'Antalya comme une structure récurrente qui montre une forte variabilité saisonnière. Özsoy *et al.* (1991) et Özsoy (1993) ont montré une série de tourbillons (cyclones/anticyclones) qui occupent la baie d'Antalya et le bassin de Cilicie au cours des observations de POEM.

Les mesures altimétriques montrent plusieurs structures anticycloniques le long des côtes turques associées aux méandres de l'AMC [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998)]. A partir

de l'analyse des images SST-AVHRR, Hamad (2003) conclut que ces tourbillons sont dans la continuité des tourbillons formés le long des côtes du moyen orient (Sud-Est du BL).

I.8.7 L'anticyclone d'Ierapetra (IPA):

L'IPA est mentionné comme une structure anticyclonique au Sud-Est de Crète d'un diamètre de ~100-150 km et d'une profondeur de ~1500 m. L'analyse des observations POEM montre un anticyclone récurent au Sud-Est de la Crète [Özsoy (1993); Robinson *et al.* (2001); The POEM Group (1992)]. Cette structure est nommée « *Iera Petra Anticyclone*» par Theocharis *et al.* (1993). Ceux-ci relient la variabilité de l'IPA à la position de MMJ. Par la suite, plusieurs auteurs ont signalé l'existence de cette structure [Hecht & Gertman (2001); Larnicol *et al.* (1995); Theocharis *et al.* (1999a)]. Horton *et al.* (1994) et Horton *et al.* (1997) ont montré le rôle des vents Etésiens et l'écoulement de la mer Egée vers le BL dans la génération d'IPA. Tandis que The MFSPP Group (2002) indiquent que la résolution du forçage atmosphérique est le facteur principal dans la génération d'IPA.

Certains auteurs s'accordent sur l'intensification d'IPA en été et son affaiblissement pendant l'hiver [Ayoub (1997); Larnicol *et al.* (1995)], tandis que Matteoda & Glenn (1996) ont montré que l'IPA pouvait persister plus de 4 ans. L'analyse des images SST-AVHRR par Hamad (2003) sur la période 1996-2001 a apporté de nouveaux éléments à propos de la formation et de la variabilité d'IPA. L'auteur conclut que l'IPA est formé en été (juin-août) et peut être alimenté par le courant qui suit la pente africaine ou par les eaux issues du Nord (AMC, mer Egée). Ces résultats montrent que l'IPA peut atteindre un diamètre ~200 km et une longévité jusqu'à ~3 ans. L'IPA peut aussi se propager vers le Sud pour fusionner avec les tourbillons du Sud de BL (la zone de Mersa-Matrouh) ou bien rester immobile pendant ~20 mois au Sud-Est de la Crète.

I.8.8 Le MMJ comme structure de méso-échelle :

De nombreuses études, observations et modèles, ont indiqué l'existence d'un courant intense au centre du BL, le *Mid-Mediterranean Jet* que nous avons déjà vu (Fig.1.10c) [Özsoy *et al.* (1991); Robinson *et al.* (1991)]. Ce courant a d'abord été considéré comme une structure permanente de la circulation dans le BL. Il est la continuité de l'AIS, et apporte l'AW à travers le Passage de Crète vers le centre du BL (33.5-34.5°N) [Golnaraghi & Robinson (1994); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Robinson *et al.* (2001); The POEM Group (1992); Theocharis *et al.* (1999a)].

En fait, le MMJ méandre largement vers l'Est entre le RG et le MMA au centre du bassin et subit plusieurs subdivisions [Robinson & Golnaraghi (1993)]. A partir de données hydrologiques, Robinson *et al.* (1987) ont observé une subdivision du MMJ au Sud-Ouest de Chypre en deux branches. Une branche passe à l'Ouest de Chypre puis tourne vers le Nord-Ouest pour encercler le cyclone de Rhodes. La seconde branche passe à l'Est de Chypre dans le bassin de Lattaquié pour alimenter l'AMC. Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989) ont indiqué que le MMJ subit deux subdivisions. La première a eu lieu au centre du BL en trois branches: Une branche se dirige vers le Sud et entre dans l'anticyclone de Mersa-Matrouh, tandis que la deuxième dévie vers le Nord-Est pour rejoindre le cyclone de Rhodes et que la troisième continue son chemin vers l'Est jusqu'au Sud-Ouest de Chypre, où elle se scinde alors en deux branches. Une retourne vers le Nord-Ouest dans le cyclone de Rhodes en passant à l'Ouest de Chypre et l'autre branche continue vers le Sud-Est le long des côtes du Moyen Orient pour encercler le SMA. Ceci est confirmé par Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991) à l'aide d'un modèle inverse en accord avec Zavatarelli & Mellor (1995) et Zodiatis *et al.* (1998).

Les analyses de la SLA ont remis en question le MMJ [Ayoub (1997); Larnicol *et al.* (2002)], tout comme les observations de MFSPP qui ne montrent aucune signature de MMJ au centre du BL, mais plutôt un courant qui semble être confiné le long de la côte africaine [Fusco *et al.* (2003); Manzella *et al.* (2001)]. A l'aide d'un modèle à très haute résolution (~5 km) du BL, Korres & Lascaratos (2003) ont montré le passage du MMJ au Sud du MMA en suivant la côte africaine. Plus tard, les analyses de la SST-AVHRR par Hamad (2003); Hamad *et al.* (2005) et Millot & Taupier-Letage (2005) ont montré que l'AW circule le long de la côte africaine indiquant l'absence du MMJ.

I.9 Conclusion

Malgré la grande diversité des descriptions de la circulation en Méditerranée orientale et de sa variabilité, qui témoignent surtout du manque de données in-situ sur le long terme et d'expériences dédiées spécifiquement à l'étude de la méso-échelle, il est important de noter que les trois schémas principaux sont en accord sur une majorité de points (la formation de LIW au Nord du BL, le trajet vers la mer Adriatique…) mais en désaccord sur deux points importants : la circulation de l'AW au Sud de la Méditerranée orientale, et la recirculation vers l'Est de LIW le long des côtes africaines.

En conclusion, et de façon générale, les courants s'intensifient et deviennent plus stables pendant l'hiver, tandis que la signature des tourbillons est plus forte en été ce qui témoigne d'une augmentation de l'activité tourbillonnaire à méso-échelle pendant l'été.

On peut également conclure de ces travaux que la variabilité inter-annuelle de la circulation dans la Méditerranée orientale se manifeste par le changement de position de passage des jets (AIS et MMJ), ainsi que par l'intensification/affaiblissement des gyres ou tourbillons à l'échelle des sous-bassins (WIA, MMA, RG, IPA…).

Les résultats parfois contradictoires des travaux exposés ci-dessus révèlent surtout la complexité de la circulation et sa variabilité très importante encore très insuffisamment étudiée avec l'instrumentation et surtout l'échantillonnage adéquat.

II Les différents types de données disponibles

Les études reportées au cours de cette thèse s'appuient sur trois jeux de données : les observations satellitaires, les mesures *in situ*, et principalement les sorties d'un modèle numérique à haute résolution. Leurs principales caractéristiques sont décrites ci-dessous.

II.1 Satellites

Des images SST-AVHRR sont disponibles gratuitement sur le serveur allemand du DLR (Deutschen zentrum für Luft- und Raumfahrt) (http://www.dfd.dlr.de) et sur le serveur américain du PODAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) (http://podaac.jpl.nasa.gov/sst). Le DLR développe des applications informatiques de base de données comme ISIS (Intelligence Satellite data Information Système) qui facilite l'accès aux données.

J'ai récupéré quelques images, parmi les quelques 2000 images analysées et interprétées par Hamad (2003), afin de les comparer aux sorties du modèle [Alhammoud *et al.* (2003b)]. Les images SST couvrent la période de 1996 à 2000 qui correspond en partie à la période du forçage atmosphérique utilisé dans le modèle.

J'ai également récupéré des données altimétriques de T/P et ERS1-2 satellites, qui couvrent la même période du forçage. Ces données sont accessibles sur le site du MFSPP et le site de *Colorado Centre for Astrodynamics Research* (http://www-ccar.Colorado.edu/~realtime/global-realtime_ssh/).

II.2 In situ

J'ai utilisé la base de données MEDAR/MEDATLAS [The MEDAR/MEDATLAS Group (2002)], Par laquelle j'ai eu accès aux mesures des campagnes POEM.

J'ai aussi utilisé des données XBT collectées dans le cadre du MFSPP entre septembre 1999 et septembre 2000. Ces données ont une résolution spatiale de ~12 miles et une résolution temporelle de ~15 jours à un mois. Les mesures ont été réalisées jusqu'à une profondeur de 460-760 m [Fusco *et al.* (2003)].

II.3 Le modèle MED16

Comme nous l'avons déjà vu dans le premier chapitre, la Méditerranée est un bassin à dynamique complexe. De nombreux facteurs influencent la circulation (ex : le forçage atmosphérique, les forces thermohalines, et l'effet de la topographie). La variabilité à mésoéchelle observée dans tous les sous-bassins de la Méditerranée est engendrée par la combinaison des différents facteurs. C'est la raison pour laquelle un modèle de haute résolution est indispensable pour comprendre la réponse de la mer Méditerranée aux forçages atmosphériques tous en prenant en compte la topographie et l'effet de stratification. Afin de répondre à cette question, il faut adopter une résolution horizontale dans la Méditerranée permettant de résoudre le rayon de Rossby de déformation (10-15 km).

Un modèle à très haute résolution (de ~1/16°⇔~5 km) de la Mer Méditerranée (nommé MED16) issu du Prototype Atlantique-Méditerranée (PAM) [Béranger (2001); Drillet *et al.* (2000); Drillet & Le Provost (2004)], a été développé dans le contexte du projet MERCATOR [Bahurel (2000)]. Ce modèle est, lui-même basé sur le code aux équations primitives OPA [Madec *et al.* (1997)], et sera utilisé dans le cadre de cette thèse.

Dans ce modèle, la diffusion horizontale h_t et la viscosité horizontale h_m permettent de modéliser les effets aux échelles sous-mailles. Elles sont représentées par un opérateur biharmonique dont le coefficient varie avec la maille, ce qui assure une dissipation numérique homogène sur tout le domaine. Les coefficients de dissipation et de diffusion horizontales ont été pris égaux pour les traceurs et la dynamique.La diffusion verticale est paramétrée dans le modèle TKE d'OPA. (Blanke et Delecluse, 1991). Une condition de non-glissement est, en général, utilisée pour les simulations. Certains points seront détaillés plus loin.

II.3.1 Les équations primitives du modèle OPA

Le modèle OPA résout les équations de Navier-Stokes dans l'approximation hydrostatique et l'hypothèse de Boussinesq. Les équations de base modélisées sont l'équation de conservation de la quantité de mouvement, l'équation de continuité, l'équation de conservation de la température et de la salinité, et l'équation d'état définie selon Jacket & McDougall (1995). Les équations résolues sont les suivantes :

$$\partial_t \vec{\mathbf{U}}_h = -\left[\left(\nabla \times \vec{\mathbf{U}}\right)\times \vec{\mathbf{U}} + \frac{1}{2}\nabla\left(\vec{\mathbf{U}}^2\right)\right]_h - f\mathbf{k}\times \vec{\mathbf{U}}_h - \frac{1}{\rho_0}\nabla_h p + \mathbf{D}^U \qquad (2.1)$$

$$\partial_Z p = -\rho g \qquad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{\mathbf{U}} = 0 \qquad (2.3)$$

$$\partial_t T = -\nabla \cdot \left(T\vec{\mathbf{U}}\right) + D^T \qquad (2.4)$$

$$\partial_t S = -\nabla \cdot \left(S\vec{\mathbf{U}}\right) + D^S \qquad (2.5)$$

où on définit,

$$D^U = \nabla(A_H \nabla.\vec{U}) - \nabla \times (A_H \nabla \times \vec{U}) + \partial_Z (A_V \partial_Z \vec{U}_h),$$

$$D^T = \partial_Z (wT) + \nabla[K_H \nabla T + \partial_Z (K_V \partial_Z T)],$$

$$D^S = \partial_Z (wS) + \nabla[K_H \nabla S + \partial_Z (K_V \partial_Z S)]$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \qquad (2.6)$$

Où ∇ est l'opérateur vectoriel de la dérivée dans les directions $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$, t est le temps et z la coordonnée verticale ; ρ est la densité *in situ* donnée par l'équation (2.6), ρ_0 est une densité de référence, p est la pression, f représente l'accélération de Coriolis $(f = 2\mathbf{\Omega}\cdot\mathbf{k})$ et g celle de la gravité.

D^U, D^T et D^S sont les termes des paramétrisations des phénomènes de petite échelle physique inférieurs à la dimension horizontale de la maille du modèle pour la dynamique, la température et la salinité respectivement.

II.3.2 Définition du domaine de la maquette MED16

La maquette MED16 tourne indépendamment de PAM et compte 788x319x43 points. La maquette MED16 est comprise entre les longitudes 11° W et 36.5° E et entre les latitudes 30-46° N (Fig.2.1). Les deux grilles horizontales de l'Atlantique et la Méditerranée se connectent au niveau du détroit de Gibraltar grâce à une distorsion des grilles de chaque bassin, distorsion qui permet en outre de bien représenter la forme arrondie du détroit (Fig.2.2a). Ces grilles

assurent une résolution de 5.7-7.4 km dans l'Atlantique et d'environ 5 km dans la Méditerranée (6.01 km au sud et 4.85 km au nord du bassin). Le pas de temps varie de 600 à 900s selon les simulations.

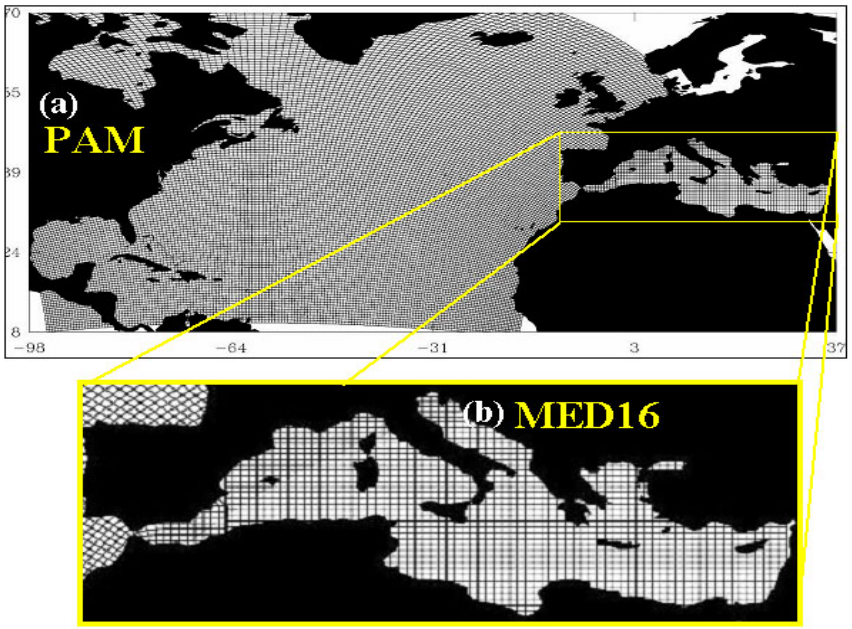


Fig.2.1 : Le domaine de la maquette (a) PAM, (b) MED16

Chaque sous-domaine (Atlantique, Méditerranée) possède sa propre résolution verticale définie sur 43 niveaux horizontaux, les 19 premiers niveaux jusqu'au seuil du détroit de Gibraltar étant communs. Ce choix de deux grilles verticales différentes autorise une meilleure représentation de la bathymétrie des deux bassins (Tab.2.1). La bathymétrie au 1/12° de Smith & Sandwell (1997) a été interpolée sur la grille du modèle qui contient 22 îles.

Au cours des simulations, l'Océan Atlantique est simulé par une zone tampon où la salinité et la température du modèle sont relaxées vers la climatologie de Reynaud *et al.* (1998) avec un temps de rappel de l'ordre de 2 jours à 1 an dans la zone de 11°W-6.5°W (Fig.2.2b). Le débit de plusieurs fleuves est pris en compte à partir des données UNESCO [Vörösmarty *et al.* (1996)].

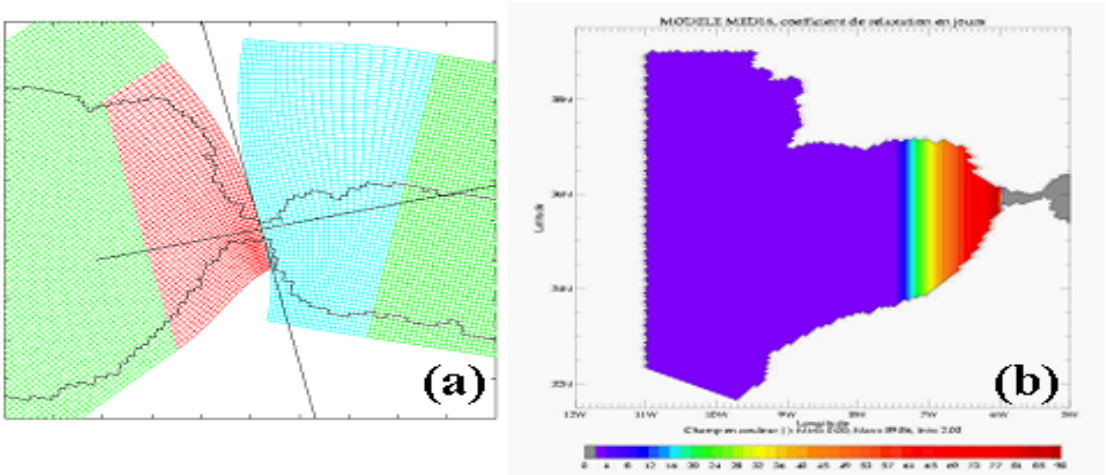


Fig.2.2: (a) Distorsion des grilles à Gibraltar, (b) la zone de rappel en Atlantique. Le temps de relaxation est compris entre 2 jours et un an de 11°W à 7.5°W.

	Les niveaux verticaux en MED16				Les niveaux verticaux en Atlantique			
Level	gdept	gdepw	e3t	e3w	gdept	gdepw	e3t	e3w
1	3.13	0.0	6.64	6.27				
2	9.77	6.27	6.64	6.27				
3	17.02	13.17	7.25	6.89				
4	25.09	20.81	8.07	7.64				
5	34.15	29.35	9.06	8.54				
6	44.39	38.98	10.24	9.62				
7	56.06	49.9	11.67	10.92				
8	69.42	62.38	13.37	12.48				
9	84.83	76.72	15.4	14.34				
10	102.65	93.28	17.82	16.56				
11	123.35	112.48	20.7	19.2				
12	147.47	134.82	24.11	22.34				
13	175.6	160.86	28.13	26.04				
14	208.45	191.26	32.85	30.4				
15	246.79	226.75	38.35	35.49				
16	291.51	268.17	44.72	41.42				
17	343.54	316.42	52.04	48.25				
18	403.92	372.49	60.37	56.07				
19	464.56	432.09	66.8	63.11	473.69	437.43	69.77	64.94
20	535.2	498.92	74.55	70.62	553.93	512.3	80.24	74.87
21	613.8	573.48	82.71	78.59	645.69	598.17	91.76	85.87
22	700.73	656.21	91.19	86.92	749.94	696.07	104.25	97.89
23	796.26	747.41	99.88	95.52	867.53	806.89	117.59	110.83
24	900.52	847.29	108.65	104.26	999.14	931.42	131.61	124.53
25	1013.53	955.93	117.37	113.02	1145.22	1070.22	146.08	138.8
26	1135.2	1073.3	125.92	121.67	1305.99	1223.64	160.77	153.42
27	1265.28	1199.2	134.19	130.1	1481.39	1391.75	175.4	168.11
28	1403.44	1333.37	142.06	138.18	1671.11	1574.36	189.72	182.61
29	1549.25	1475.42	149.47	145.83	1874.6	1771.05	203.49	196.69
30	1702.2	1624.86	156.35	152.98	2091.11	1981.16	216.51	210.11
31	1861.76	1781.19	162.67	159.58	2319.74	2203.84	228.62	222.69
32	2027.35	1943.84	168.41	165.62	2559.47	2438.15	239.73	234.31
33	2198.4	2112.23	173.58	171.07	2809.24	2683.04	249.77	244.89
34	2374.33	2285.79	178.19	175.95	3067.99	2937.43	258.74	254.39
35	2554.6	2463.95	182.27	180.29	3334.65	3200.26	266.67	262.83
36	2738.7	2646.2	185.85	184.12	3608.25	3470.51	273.6	270.25
37	2926.16	2832.04	188.99	187.48	3887.86	3747.23	279.61	276.71
38	3116.54	3021.01	191.71	190.4	4172.64	4029.52	284.78	282.29
39	3309.46	3212.71	194.07	192.93	4461.85	4316.6	289.21	287.08
40	3504.57	3406.76	196.1	195.12	4754.82	4607.77	292.97	291.17
41	3701.56	3602.85	197.84	197.0	5050.98	4902.41	296.16	294.63
42	3900.17	3800.68	199.34	198.62	5349.83	5199.97	298.85	297.56
43	4100.16	4000.01	200.61	200.0	5650.94	5500.0	301.11	300.03

Tab. 2.1: les niveaux verticaux de la grille de la mer Méditerranée et l'Océan Atlantique.

II.3.3 Conditions initiales:

Dans la Mer Méditerranée, les conditions initiales (température et salinité) sont issues soit de la climatologie de '*Mediterranean Oceanographic Data Base'* (MODB, versions 4-5) [Brasseur *et al.* (1996)], soit de la climatologie MEDATLAS-II [Rixen *et al.* (2001)]. La climatologie MODB5 n'a été utilisée que dans les premières simulations, une convection profonde anormale se produisant au démarrage des simulations entre 400m et le fond dans le Golfe de Lion. De manière générale, on observe la présence de structures mésoéchelles dans

MODB4 par rapport à MEDATLAS-II. Un effort pour fournir une climatologie < plus lisse > et dans un sens plus stable sur la verticale, a été fait par M. Rixen pour MEDATLAS. Certains profils relatifs à des tourbillons ont été éliminés de la base de données avant que ne soit appliquée la méthode d'extrapolation des données sur une grille Méditerranée.

Sur les figures 2.4 et 2.5, je présente les champs horizontaux et verticaux de la salinité des deux bases de données. Dans la Méditerranée orientale, je regarde pour MODB4 la moyenne saisonnière de juillet en septembre et la moyenne mensuelle de septembre pour MEDATLAS-II, période pendant laquelle la stratification est bien établie. Les LSW sont présentes sur une plus grande partie du bassin Levantin en surface dans MEDATLAS-II par rapport à MODB4. La LIW est située dans les couches intermédiaires et est caractérisée par le maximum de salinité sur les deux sections (Fig.s 2.4b, d). Par contre, les deux bases de données montrent une répartition différente de l'eau profonde (<38.7) qui est située au fond des deux bassins (BI, BL) dans MEDATLAS-II, alors qu'elle n'est présente que dans le BI dans MODB4. Cela s'explique par le fait qu'il y a moins d'années de mesures dans MODB4 que dans MEDATLAS.

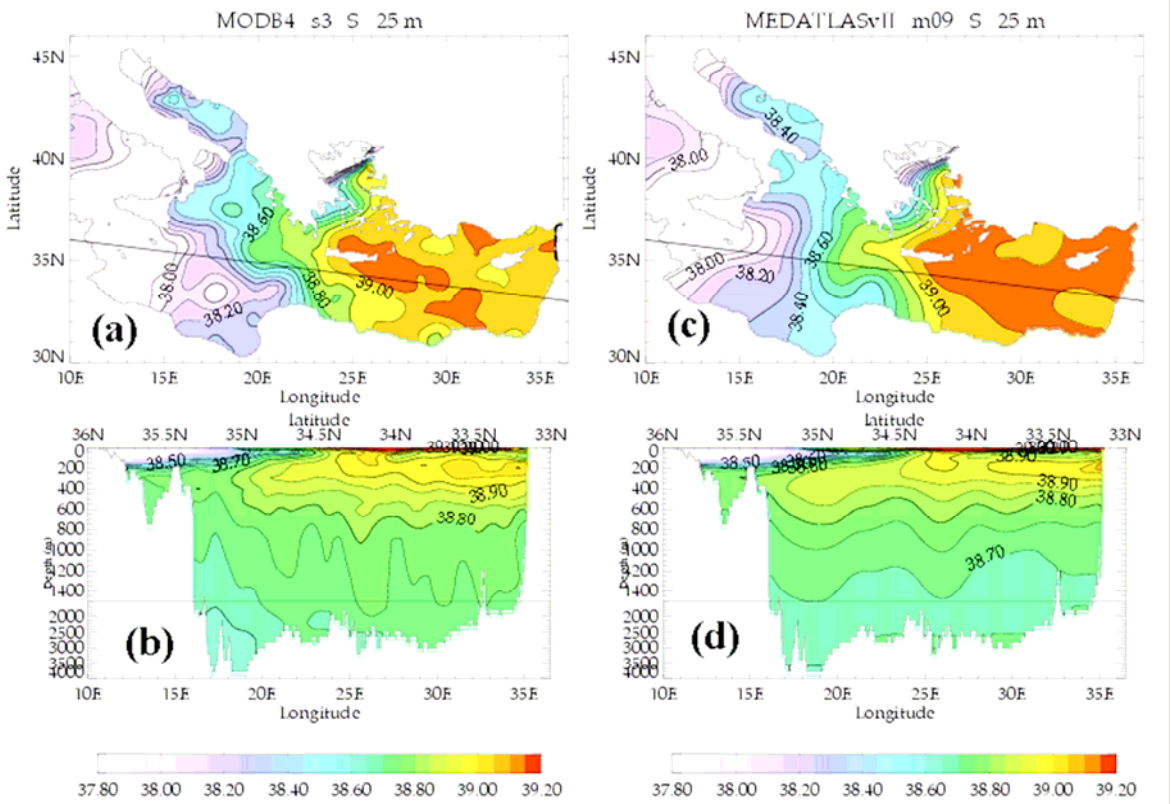


Fig.2.4: Champs de salinité pour deux climatologies. Pour la climatologie MODB4 pour la moyenne Juillet à Septembre : (a) coupe horizontale à 25m de profondeur (b) section verticale est-ouest à travers la Méditerranée orientale. Pour la climatologie MEDATLAS-II pour la moyenne de septembre (c) coupe horizontale à 25m de profondeur (d) coupe verticale est-ouest à travers la Méditerranée orientale. La position des sections est indiquée sur les champs horizontaux (a, c), l'intervalle des isohalines est 0.02.

Dans les champs de température (Fig.2.5), on note plusieurs structures méso-échelles dans MODB4 par rapport à MEDATLAS-II comme je l'ai précédemment expliqué. Malgré les différences observées sur l'horizontale entre les deux bases de données, la structure verticale de la colonne d'eau est quasiment la même, puisqu'il y a peu de données in situ en dessous de 1000m.

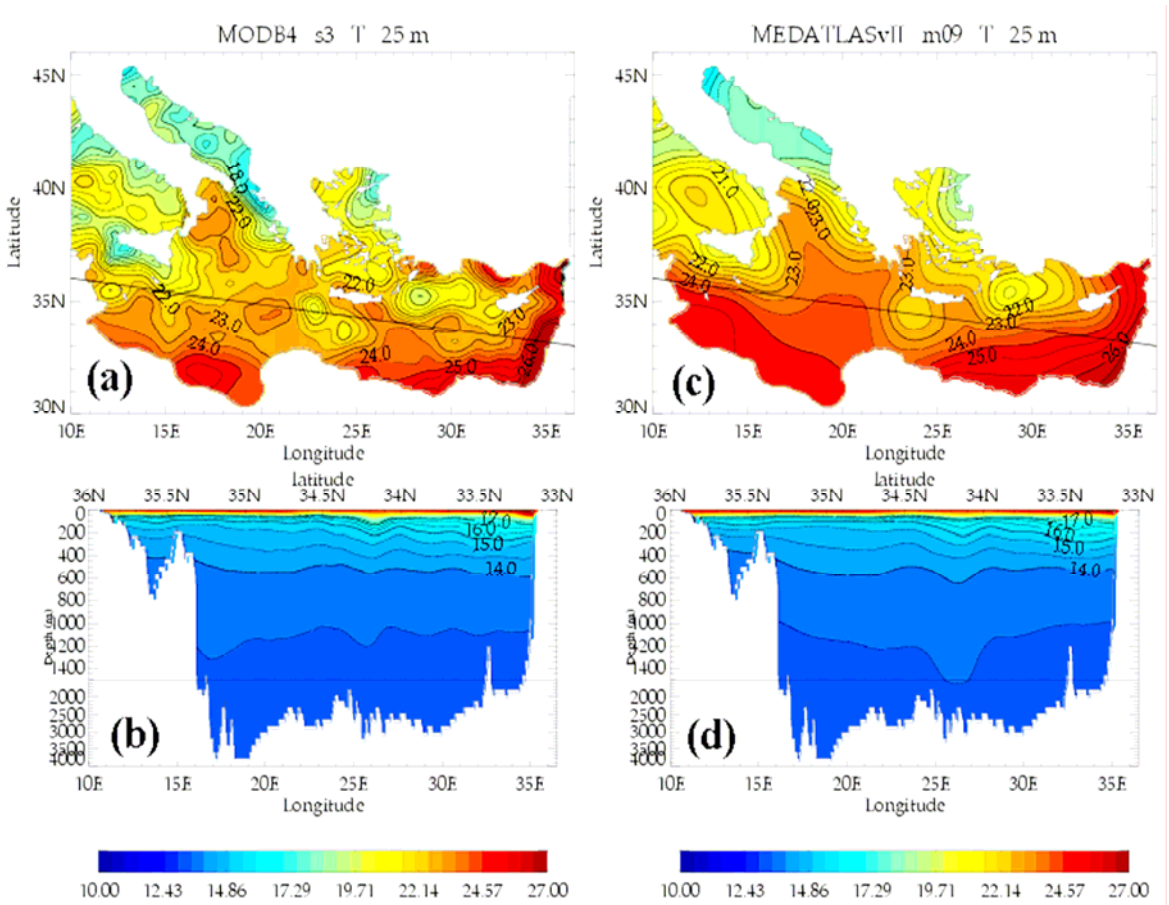


Fig.2.5: Champs de température potentielle pour deux climatologies. Pour la climatologie MODB4 pour la moyenne Juillet à Septembre : (a) coupe horizontale à 25m de profondeur (b) section verticale est-ouest à travers la Méditerranée orientale. Pour la climatologie MEDATLAS-II pour la moyenne de septembre (c) coupe horizontale à 25m de profondeur (d) coupe verticale est-ouest à travers la Méditerranée orientale. La position des sections est indiquée sur les champs horizontaux (a, c), l'intervalle des isothermes est 0.05°C.

II.3.4 Conditions aux limites à l'interface air-mer:

Les variations de la densité de l'eau de mer $\rho(T,S,P)$ sont régies par les variations de la température T, la salinité S et la pression P à la surface de la mer. En effet, l'interaction océan-atmosphère se traduit par l'échange d'énergie cinétique due aux flux de la quantité du mouvement, et d'énergie potentielle provoquée par le flux de chaleur et de sel. Les formules de ces forçages sont adoptées de Béranger (2000). Les forçages atmosphériques du modèle sont issus de l'*European Centre for Medium-range Weather Forecasts* (ECMWF) pendant deux périodes calculées avec deux versions du modèle atmosphérique ; la re-analyse ECMWF de 1987 à 2000 dénommée **ERA40** d'une résolution spatiale d'environ 100km (1.125° par 1.125°), et l'analyse ECMWF de 1998 à 2004 dénommée **ECMWF** d'une résolution plus élevée d'environ 50km (0.5° par 0.5°). Ces forçages ont été interpolés directement de la grille ECMWF sur la grille PAM. Juste avant cette interpolation, les valeurs des champs sur la terre ont été enlevées et remplacées par extrapolation par les valeurs de la mer afin d'éviter une certaine pollution des valeurs près des côtes, notamment pour les champs de vents. J'analyserai ces forçages sur la mer Méditerranée entière et sur certaines régions découpées (Fig.2.6).

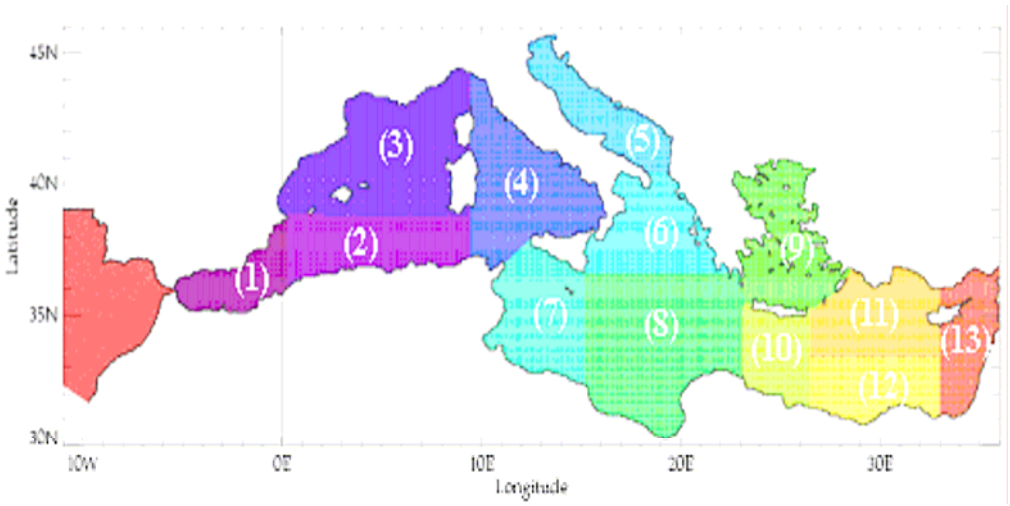


Fig.2.6 : La Méditerranée découpée en 14 zones (selon le projet MFSPP).

II.3.4.1 Forçage thermique :

En général, les échanges de chaleur à l'interface air-mer sont dus au réchauffement solaire, au bilan de chaleur infra-rouge, aux échanges turbulents de chaleurs sensible et latente, qui dépendent de plusieurs variables.

La condition limite de surface suivante permet la prise en compte dans les équations primitives du flux de chaleur Q qui dépend du réchauffement de l'océan et de l'interaction avec l'atmosphère (§II.3.1) :

$$(K_v \frac{\partial T}{\partial z})_{z=0} = \frac{Q}{\rho_o C_p} \qquad (2.7)$$

avec K_v la diffusivité turbulente verticale, ρ_o la densité de l'eau de la mer et C_p sa capacité calorifique. Le flux de chaleur est calculé en fonction du flux de chaleur disponible (climatique) et d'un terme de réponse de l'océan à ce flux. Ce terme selon Barnier *et al.* (1995), qui tient compte de la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère, peut être modélisé par un terme de relaxation. Ce terme dépend de la température de référence de surface de l'océan (climatologie) SST^c, de la température de surface du modèle SST^m, et du terme de sensibilité λ_T du flux net à la température de surface de l'océan et qui ne dépend que des variables climatiques de surface et qui représente une correction de flux induite par la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère.

$$Q=Q^c-\lambda_T(SST^c-SST^m) \qquad (2.8)$$

Pour tenir compte des différences de résolution entre la climatologie et le modèle, Béranger (2000) a proposé de moyenner la température du modèle dans le terme de relaxation sur un nombre de points de grille n correspondant à la résolution originelle de la climatologie ($\sum_{i=1,n} SST^m(i)$). Dans notre cas n vaut 64, la moyenne est faite sur une boite d'environ 1 degré.

$$Q = Q^c - \lambda_T \left(SST^c - \frac{\sum_{i=1,n} SST^m(i)}{n} \right) \qquad (2.9)$$

Pour voir la distribution spatiale du flux net de chaleur, Je présente des cartes hivernale et estivale du flux de chaleur sur la Méditerranée (Fig.2.7 et Fig.2.8) pour l'analyse ECMWF et la re-analyse ERA40.

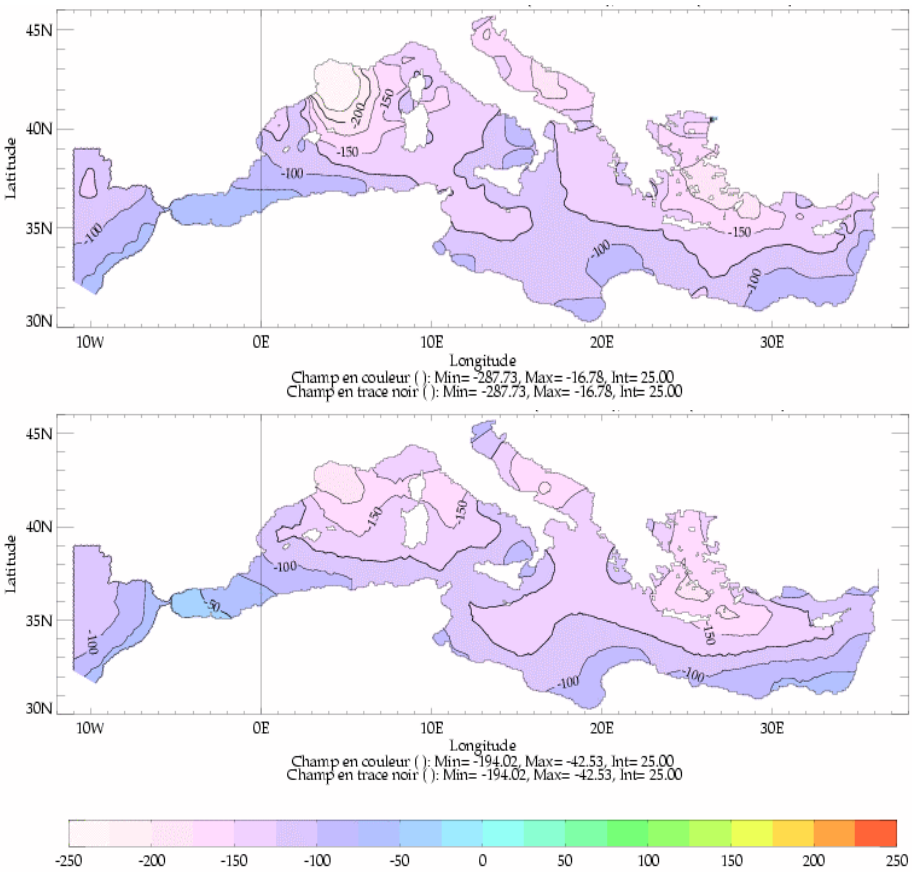


Fig.2.7 : Flux de chaleur net (W.m^{-2}) issu d'ECMWF sur la Méditerranée pour le mois de février 1999 ECMWF (haut) et ERA40 (bas).

On observe un fort refroidissement pendant le mois février 1999 sur toute la Méditerranée. En particulier, les pertes atteignent plus de 250 W.m^{-2} en moyenne mensuelle pour ECMWF (200 W.m^{-2} pour ERA40 seulement) dans le Golfe de Lion. Les budgets annuels sont compris entre –1 et –39 W.m^{-2}, avec pour la période 1999 à 2001, des pertes de chaleur supérieures de 10 à 13 W.m^{-2} dans ECMWF par rapport à ERA40 [Béranger *et al.* (2005b)].

Pour ECMWF, dans la mer Adriatique et en mer Egée, elles sont de l'ordre de 180 W.m^{-2}. On note qu'en moyenne mensuelle, les flux d'ERA40 sont entre 20 à 30 W.m^{-2} plus faibles que dans ECMWF. En août 1999, les valeurs sont un peu plus élevées dans ECMWF que dans ERA40 et la répartition géographique du chauffage est légèrement différente. On peut donc conclure que le cycle saisonnier est plus marqué dans ECMWF que dans ERA40 en général à plus ou moins 50 W.m^{-2} , mais parfois dans des régions clefs où la convection hivernale peut se dérouler.

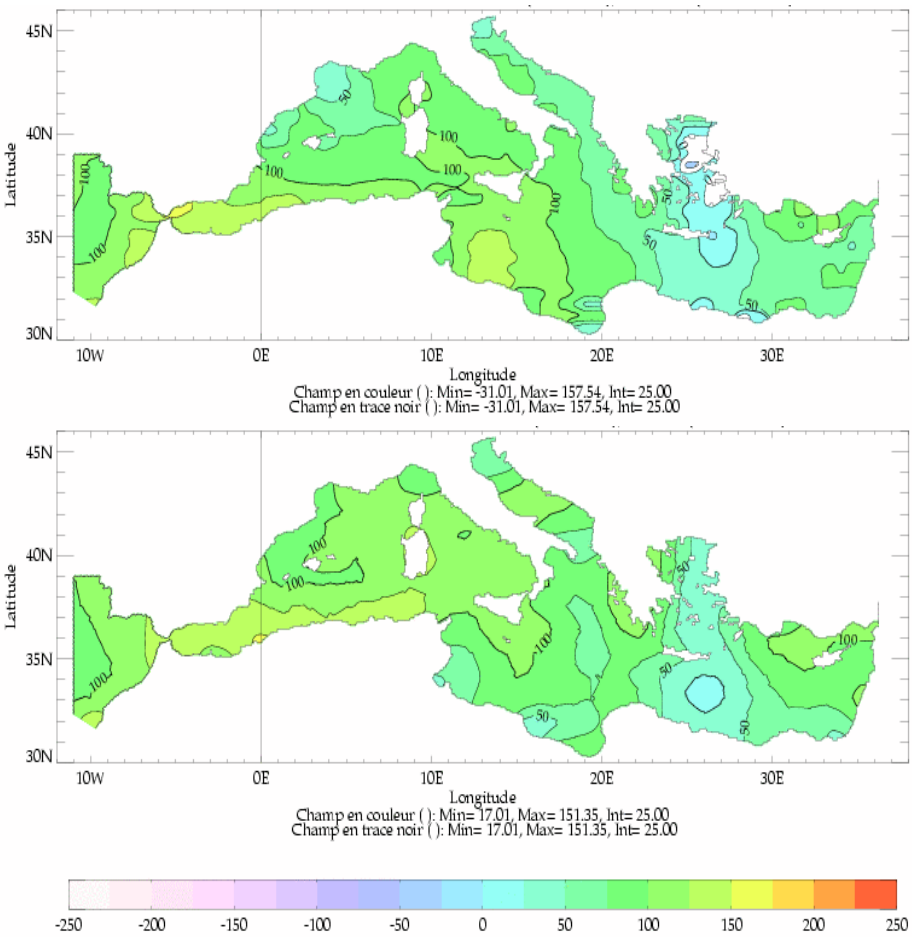


Fig.2.8 : Flux de chaleur net (W.m^{-2}) issu d'ERA40 sur la Méditerranée pour le mois d'août 1999 ECMWF (haut) et ERA40 (bas).

Les séries temporelles du bilan de flux de chaleur net de 1987 à 2004 par bassin sont représentées sur la figure.2.9. Le cycle saisonnier apparaît clairement dans la mer Méditerranée ainsi que tous les sous-bassins modulé par un signal interannuel. Dans la Méditerranée (Fig.2.9a), le flux de chaleur montre un minimum pendant le mois janvier ou février (~ -250 W.m^{-2}) et un maximum pendant l'été de ~160 W.m^{-2} correspondant à un gain de chaleur par la mer. Les séries d'ECMWF et d'ERA40 ont le même comportement, où on trouve le maximum de perte de chaleur pendant l'hiver. On note des années particulièrement froides pour les différents bassins (1992, 1999, 2000, 2002 et parfois 2003) [Béranger *et al.* (2005b)].

Dans la mer Adriatique (Fig.2.9b), le cycle saisonnier est important. Il est compris entre +200 à –550 W.m^{-2} en moyenne journalière (pas de figure), ce qui est une amplitude beaucoup plus grande qu'en moyenne mensuelle. L'hiver 2003 est particulièrement froid (–300 W.m^{-2} en moyenne). Dans le bassin Levantin et le bassin de Rhodes, les pertes de chaleur atteignent des valeurs de l'ordre de 200 à 250 W.m^{-2} (–600 W.m^{-2} en moyenne journalière) en décembre 2002 (Fig.2.9e, f). Pour la mer Egée (Fig.2.9d), elles sont de l'ordre de –370 W.m^{-2} pour l'année 2003 (mais atteignent –800 W.m^{-2} en moyenne journalière).

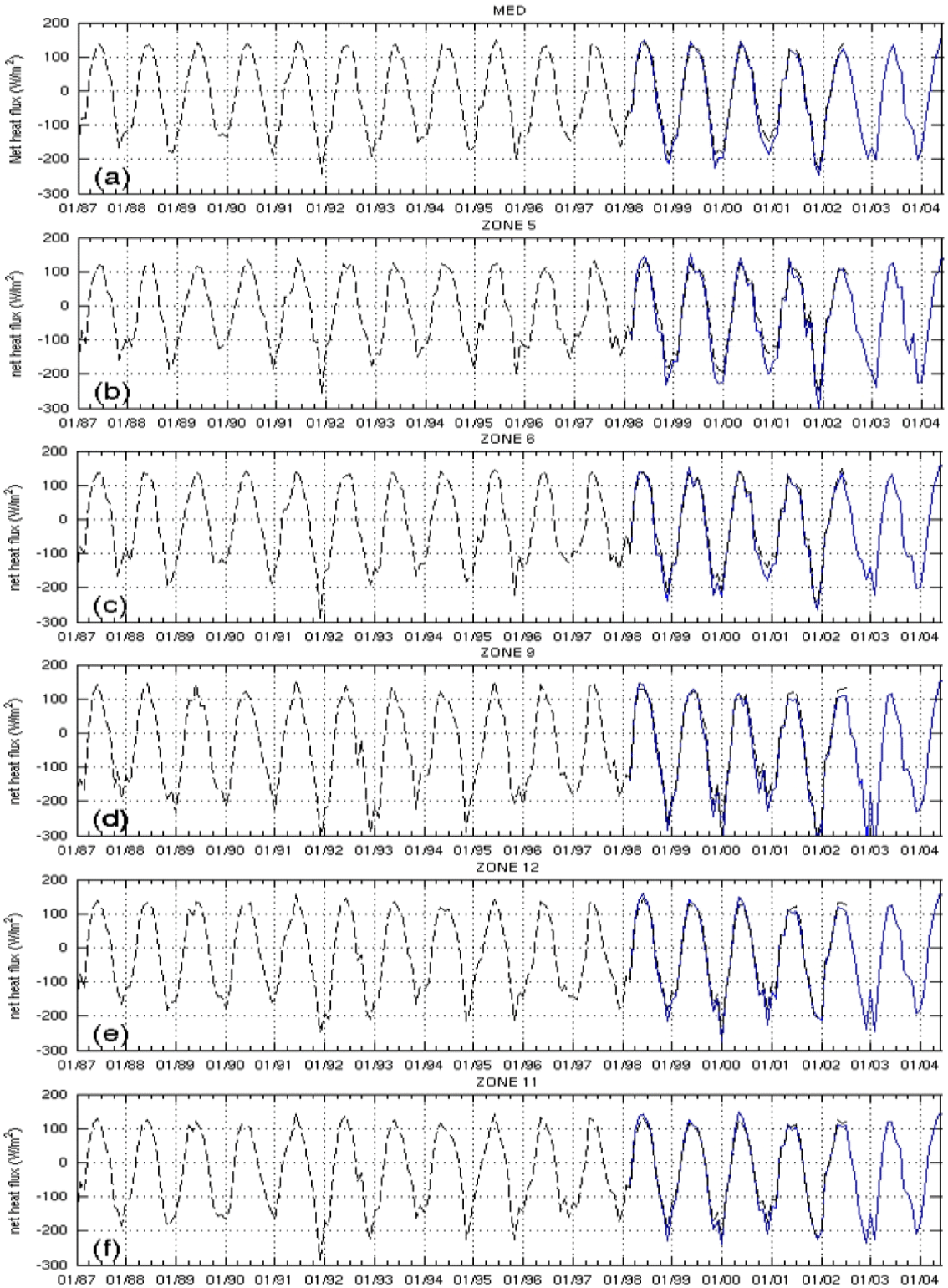


Fig.2.9 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle du bilan de chaleur ($W.m^{-2}$) par bassin (voir Fig.2.6) de janvier 1987 en avril 2004 : (a) pour la Méditerranée entière, (b) la mer Adriatique (zone 5), (c) le bassin Ionien (zone 6), (d) la mer Egée (zone 9), (e) le Sud du bassin Levantin (zone 12), (f) le bassin de Rhodes (zone 11). En noir ERA40 et en bleu ECMWF. Les années correspondantes sont indiquées en haut de la figure.

II.3.4.2 Forçage halin

La Méditerranée est un bassin d'évaporation où les gains d'eau douce (précipitations et apport des fleuves) ne compensent pas les pertes par évaporation. Le flux d'eau douce agit sur la salinité. Dans le modèle, à cause de la condition de toit rigide, le forçage halin est paramétré sous la forme d'un flux de sel virtuel, qui est généralement appelé terme de forçage dans l'équation de conservation du sel. De manière analogue à la température, la condition limite de surface peut être écrite de la façon suivante :

$$(K_v \frac{\partial S}{\partial z})_{z=0} = SSS^m (E - P - R) - \lambda_s \left(\frac{SSS^m - SSS^c}{SSS^m} \right) \qquad (2.10)$$

Le premier terme représente le flux virtuel de sel et dépend de E l'évaporation, P les précipitations et R l'apport des rivières. Le second terme représente un terme de rappel de la salinité de surface du modèle SSS^m vers une salinité de surface climatologique SSS^c. Mais ce terme, contrairement au cas de la température, ne représente pas un terme de rétroaction de l'océan sur l'atmosphère. Il est utilisé afin de compenser les fortes erreurs dans les champs d'évaporation et de précipitations issues du forçage atmosphérique des modèles météorologiques tels que l'ECMWF. De manière analogue à la température, on moyenne le terme de rappel sur une boite d'environ 1 degré.

$$(K_v \frac{\partial S}{\partial z})_{z=0} = SSS^m (E - P - R) - \lambda_s \left(\frac{\sum_{i=1,n} [SSS^m(i) - SSS^c(i)]}{\sum_{i=1,n} SSS^m(i)} \right) \qquad (2.11)$$

La moyenne annuelle du flux d'évaporation nette (Evaporation moins Précipitation) est ~0.7 m en accord avec l'estimation de Boukthir & Barnier (2000). En moyenne annuelle, l'évaporation nette sur la Méditerranée est comprise entre 0.62 et 0.89 m/an, les différences entre ERA40 et ECMWF variant de 0.01 à 0.09 m/an (il n'y a pas de biais systématique comme sur le flux de chaleur).

Sur les figures (Fig.2.10 et Fig.2.11) Je présente des cartes hivernale et estivale de la distribution spatiale du flux d'évaporation nette, sur la Méditerranée pour ECMWF et ERA40. Le maximum d'évaporation se trouve dans le Golfe de Lion en hiver et dans la mer Egée pendant l'été à cause des vents (Mistral et Etésiens respectivement).

Les séries temporelles d'évaporation nette de 1987 à 2004 par bassin sont représentées sur la figure.2.10. Le cycle saisonnier apparaît plus ou moins clairement dans la mer Méditerranée, la mer Adriatique et le bassin Ionien. Par contre, il est bien marqué dans le bassin Levantin et la Mer Egée. Il est modulé par un signal interannuel. La figure 2.10a pour la Méditerranée montre que cette mer est un bassin d'évaporation. Le maximum d'évaporation nette y arrive en été et le minimum en hiver à cause des pluies. Les séries d'ECMWF et d'ERA40 ont presque le même comportement à plus ou moins 20 mm/mois près.

Dans la mer Adriatique, le cycle saisonnier est important. Il est compris entre +200 à –550 W.m^{-2} en moyenne journalière (pas de figure), ce qui est une amplitude beaucoup plus grande qu'en moyenne mensuelle (Fig.2.9b). Dans le bassin Levantin et le bassin de Rhodes, les pertes de chaleur atteignent des valeurs de l'ordre de 200 à 250 W.m^{-2} (–600 W.m^{-2} en moyenne journalière) en décembre 2002 (Fig.2.9e, f). Pour la mer Egée (Fig.2.9d), elles sont de l'ordre de –370 W.m^{-2} pour l'année 2003 (mais atteignent –800 W.m^{-2} en moyenne journalière).

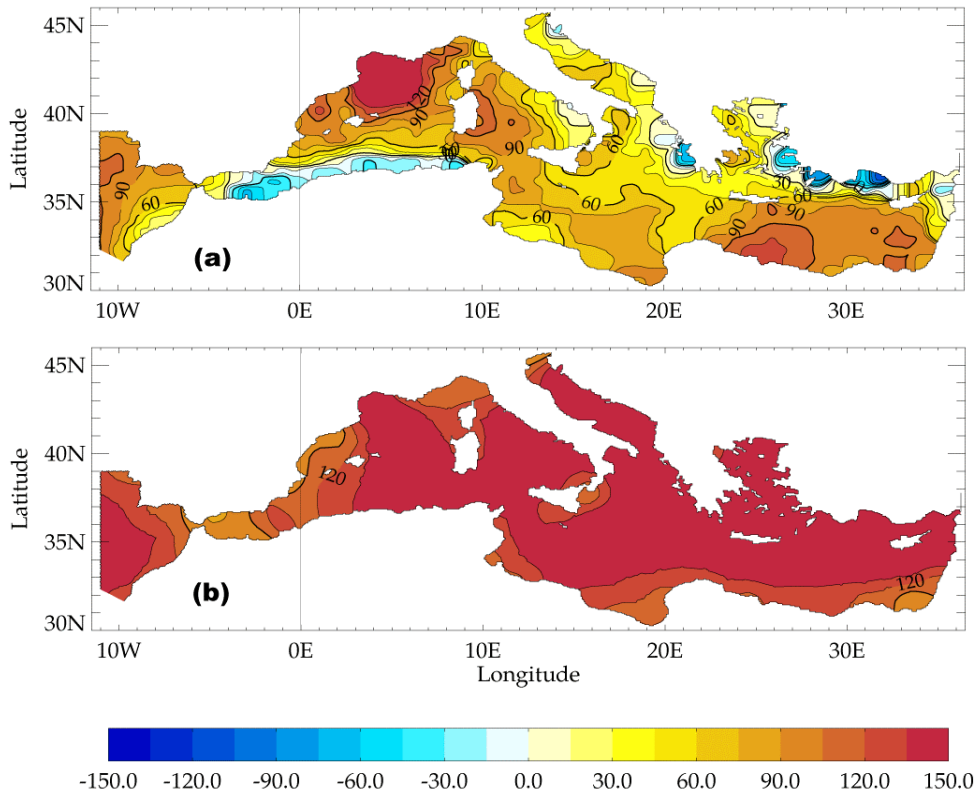


Fig.2.10 : Flux d'évaporation nette sur la Méditerranée en février 1999 pour (a) ECMWF et (b) ERA40.

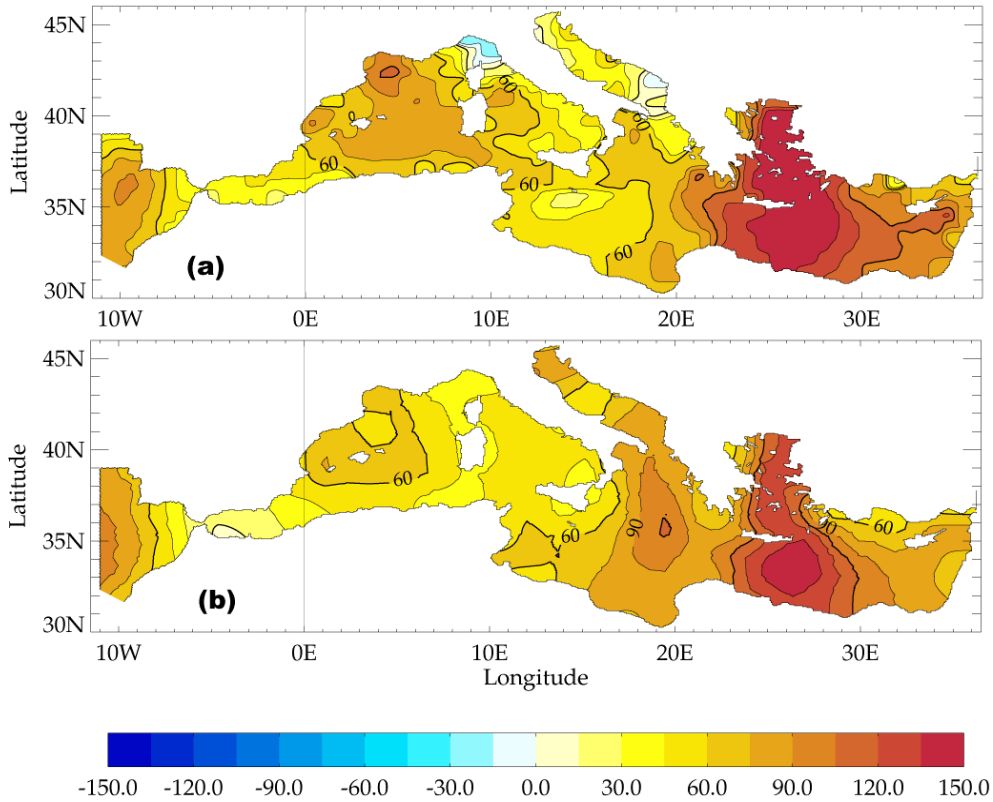


Fig.2.11 : Flux d'évaporation nette sur la Méditerranée en août 1999 pour (a) ECMWF et (b) ERA40.

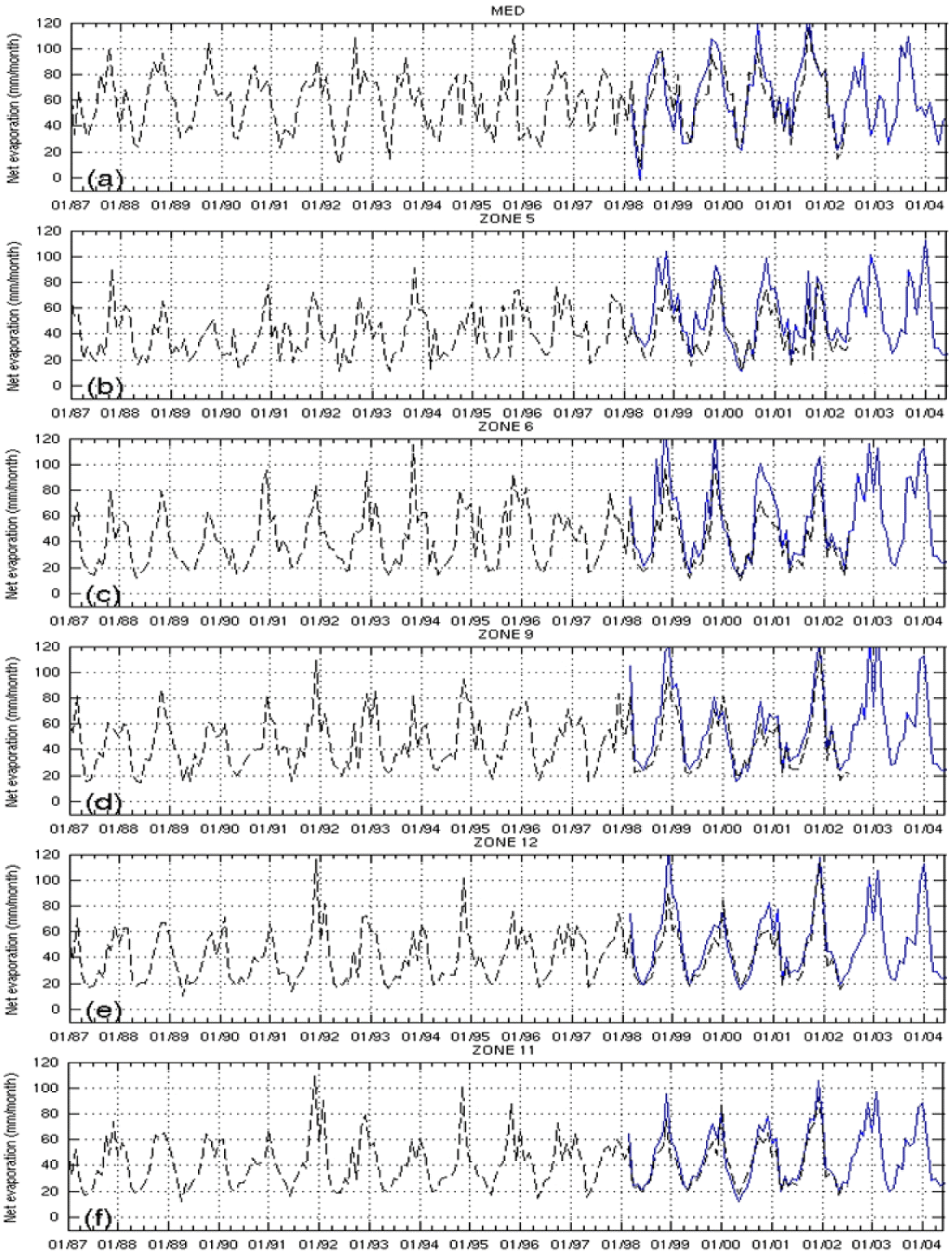


Fig.2.12 : Bilan d'évaporation nette mensuel de janvier 1987 à avril 2004 moyenné par bassin (voir Fig.2.6) en mm/mois pour : (a) la Méditerranée entière, (b) la mer Adriatique (zone 5), (c) le bassin Ionien (zone 6), (d) la mer Egée (zone 9), (e) le Sud du bassin Levantin (zone 12), (f) le bassin de Rhodes (zone 11). En noir ERA40, en bleu ECMWF. Les années sont indiquées en haut de la figure pour information.

II.3.4.3 Forçage mécanique

L'action du vent est paramétrée par l'intermédiaire de la tension de cisaillement du vent à la surface $\vec{\tau}$. La condition limite de surface s'exprime par le gradient vertical de la vitesse à la surface de l'océan en fonction de la tension de vent.

$$(K_v \frac{\partial \vec{u}}{\partial z})_{z=0} = \frac{\vec{\tau}}{\rho_{eau}} \qquad (2.12)$$

Le cycle saisonnier apparaît clairement dans les champs de tension de vent pour ERA40 et ECMWF (Fig.2.13 et Fig.2.14), en particulier avec le Mistral sur le Golfe du Lion et les Etésiens sur la mer Egée. Par contre, le Mistral est beaucoup moins marqué dans ERA40 (Béranger et al., 2005b).

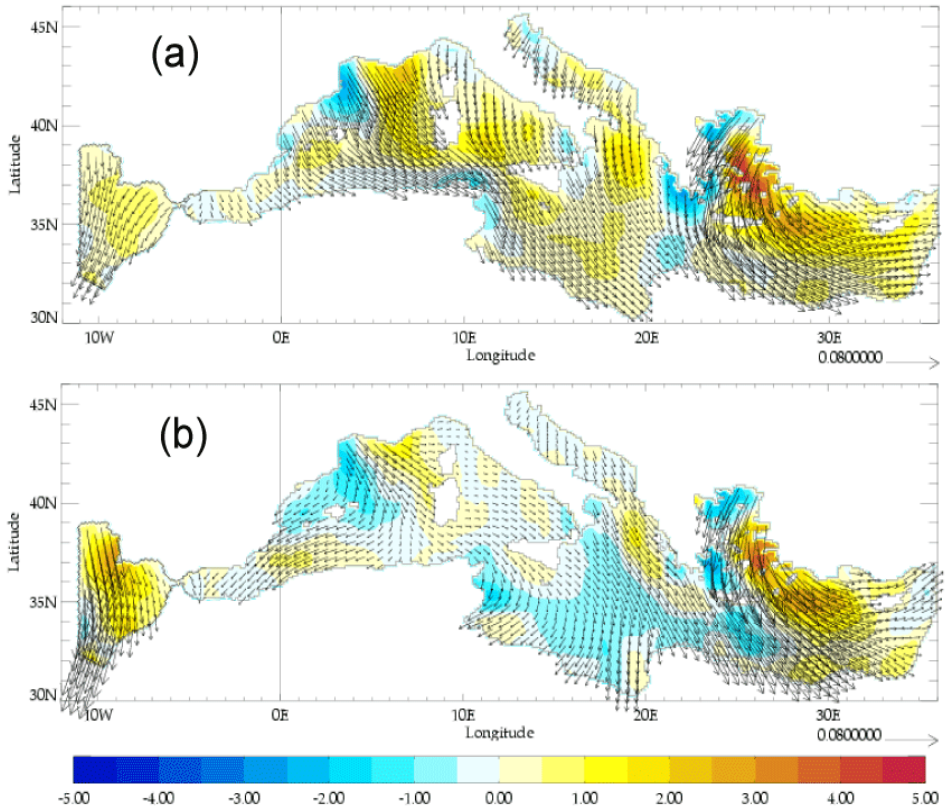


Fig.2.13 : Champs de la tension de vent superposés sur le rotationel moyennés sur 11 ans de 1988-1999 issu de ERA40 (a) en hiver, (b) en été.

On constate à partir des champs ERA40, que les vents sont forts sur la mer Egée autant en hiver qu'en été, ce qui est comparable à ce que l'on trouve dans la littérature (§I.2 ; Fig.1.4). Le rotationel du vent issu d'ERA40 montre une forte variabilité saisonnière hiver-été sur le bassin Ionien, qui est dominé par des valeurs positives en hiver et négatives en été. Par contre le rotationel sur le bassin Levantin ne change pas beaucoup (Fig.2.13). Quant aux vents ECMWF, ils montrent une variabilité saisonnière dans les deux bassins BI et BL (Fig.2.14).

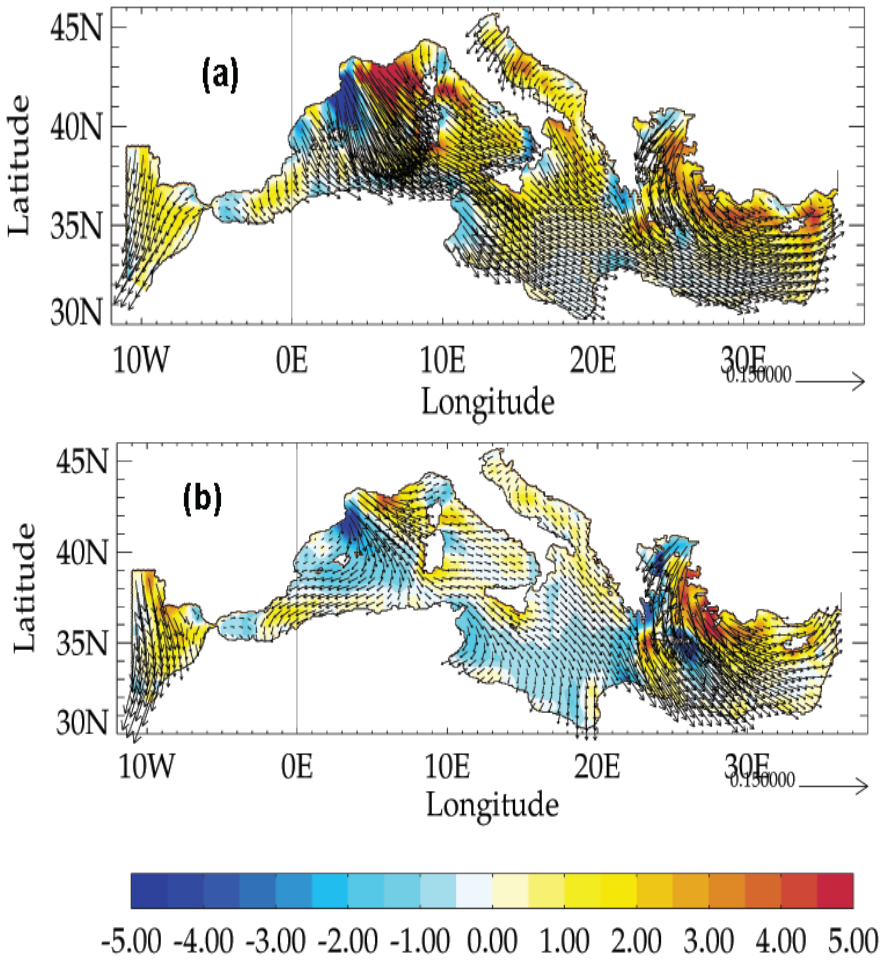


Fig.2.14 : Champs de la tension du vent de l'année 1999 issu d'ECMWF (a) en hiver, (b) en été.

La figure 2.15 montre des séries temporelles de la moyenne spatiale du rotationel de vent au-dessus de la mer Méditerranée, la mer Adriatique, le bassin Ionien, la mer Egée, le Sud du bassin Levantin, le bassin de Rhodes. On remarque que le rotationel du vent est, en général, positif sur toute la mer Méditerranée avec des pics et un maximum en hiver (décembre-janvier) (Fig.2.15). Le minimum du rotationel se trouve au-dessus du bassin Ionien.

En général, l'amplitude du rotationel de vent en moyenne mensuelle par bassin est plus faible dans ERA40 que dans d'ECMWF. C'est également le cas pour la norme du vent (Béranger et al. 2005b).

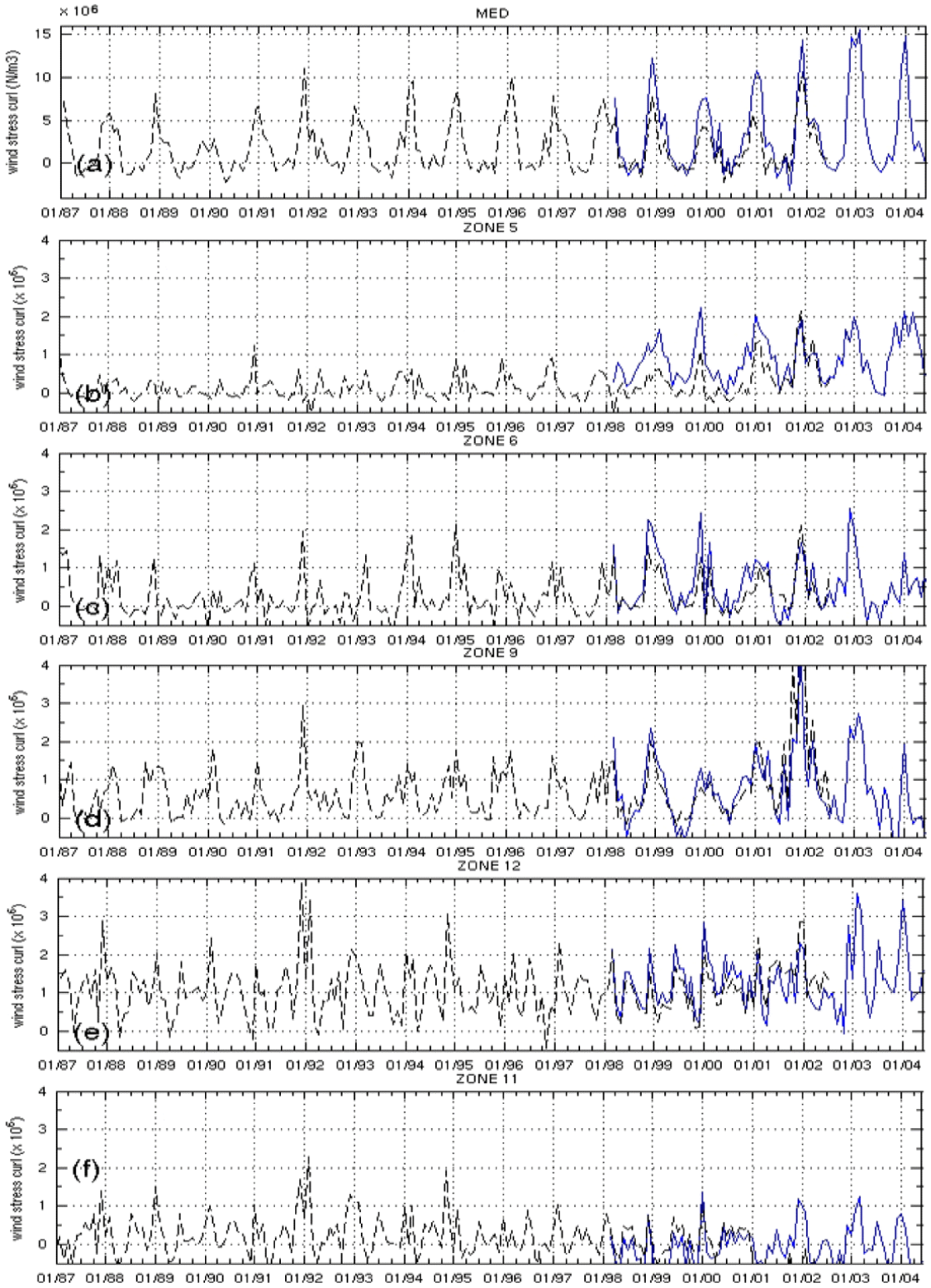


Fig.2.15 : Séries temporelles du bilan mensuel du rotationnel de vent de janvier 1987 à avril 2004 moyenné par bassin (voir Fig.2.6), (a) la Méditerranée entière, (b) la mer Adriatique (zone 5), (c) le bassin Ionien (zone 6), (d) la mer Egée (zone 9), (e) le Sud du bassin Levantin (zone 12), (f) le bassin de Rhodes (zone 11). En noir ERA40, en bleu ECMWF. Les années sont indiquées approximativement en haut de la figure pour information.

II.3.5 Description des différentes simulations MED16

Plusieurs expériences ont été effectuées à l'aide de la maquette MED16. Toutes les simulations diffèrent soit par les conditions initiales en Méditerranée, soit par les paramétrisations sur l'introduction des flux de chaleur et d'eau douce en surface, soit par la source et la résolution du forçage atmosphérique. Je noterai que les paramétrisations des simulations dont les sorties ont été incluses dans ce manuscrit.

La condition latérale '*non-slip*' est utilisée.

II.3.5.1 Simulations avec des forçages atmosphériques relatifs à la période postérieure à mars 1998

II.3.5.1.1 La simulation MED16-05 :

La simulation MED16-05 est l'une des premières simulations que nous avons pu exploiter et qui nous a appris beaucoup sur la circulation et la convection [Béranger *et al.* (2005a)], notamment dans le bassin Est [Alhammoud *et al.* (2005)]. Cette simulation a duré 11 ans. Le coefficient de la diffusion/viscosité horizontale est h_t=h_m= -4.10^9 m^4 s^{-1}.

Les conditions initiales saisonnières (température et salinité) sont issues de la climatologie MODB5 [Brasseur *et al.* (1996)] dans la Mer Méditerranée. Le modèle a été forcé par les flux de chaleur, les flux d'eau douce et les vents journaliers d'une année perpétuelle, issus des analyses ECMWF couvrant la période mars 1998 à février 1999 (§II.3.4). Ce choix était motivé par la résolution relativement fine du forçage atmosphérique du modèle ECMWF mise en place depuis mars 1998 (0.5°X0.5°, grille : TL319). Plus le forçage atmosphérique présente de fines structures spatiales et plus les vents liés à l'orographie sont mieux représentés.

Les flux de chaleur sont introduits par la méthode de correction de flux [Barnier *et al.* (1995)] avec un coefficient de rétroaction constant λ_T (λ_T =40 W.m^{-2}.K^{-1}). Selon les simulations, dans le terme de rétroaction, la température de surface du modèle est relaxée vers la climatologie (mensuelle ou saisonnière) ou vers la température satellite de Reynolds hebdomadaire (avant 02/2001) ou journalière (depuis 03/2001) (Tab.2.2).

Le flux d'eau douce est introduit comme un flux virtuel de sel, avec un coefficient λ_S équivalent à 40 W.m^{-2}.K^{-1} (voir §II.3.4.2). Les débits des fleuves [Vörösmarty *et al.* (1996)] sont introduits en utilisant un schéma *upstream* à l'embouchure des fleuves sur un point. L'apport d'eau douce de la Mer Noire est modélisé en utilisant les estimations de [Stanev *et al.* (2000)].

Pour la période allant de mars 1998 à février 1999, la perte de chaleur donnée par les flux ECMWF pour l'océan correspond à 22 W.m^{-2} et l'évaporation nette au-dessus de la Mer Méditerranée est de 0.644 m/an sont en bon accord avec les études compilées dans Boukthir & Barnier (2000).

II.3.5.1.2 La simulation MED16-07

Le plus grand problème identifié de MED16-05 était lié à la condition initiale (climatologie MODB5). Cela entraînait de la convection profonde en particulier en hiver dans les deux bassins et ceci anormalement jusqu'au fond de l'océan (bien que déjà observé).

Donc cette nouvelle simulation MED16-07 est différente de la précédente, en particulier par les conditions initiales et aussi par le forçage interannuel utilisé (Fig.2.16). Et également sur la paramétrisation des fleuves et des coefficients de rappel intervenant dans la paramétrisation des flux de surface. Mais ces changements n'ont pas remis en cause les résultats déjà obtenus avec MED16-05.

Simulation	MED16-05 (11 ans)	MED16-07 (spinup, 8 ans)
Forcage ECMWF	Mars 1998- Février 1999	Année 2000
Etat initial T,S	Modb5 (saisonnier)	Medatlas-II (mensuel)
Relaxation SST	Reynolds (hebdomadaire)	Medatlas-II (mensuel)
paramétrée	Equations 2.7 et 2.8 $\lambda_T = 40$ W.m^{-2}.K^{-1}	Equations 2.7 et 2.9 λ_T (saisonnier)=10 à 40 W. m^{-2}.K^{-1}
Relaxation SSS	Modb5(saisonnier)	medatlas-II(mensuel)
paramétrée	Equation 2.10 λ_S # 40 W.m^{-2}	Equation 2.11 λ_S # 40 W.m^{-2}
Débit des fleuves	Sur un point	Sur un point
Schéma «upstream» à l'embouchure	sur 1 point	Etalé sur un cercle de diamètre variable
Coefficients h_t et h_m	-4.10^9 m^4.s^{-1}	-4.10^9 m^4.s^{-1}
Pas de temps	600s	600s

Tab.2.2. Résumé des principales paramétrisations utilisées dans les deux simulations MED16-05 et MED16-07.

Année relative de simulation	ECMWF analyses	SST de rappel
Y01	09/2000 – 12/2000	Medatlas mensuel
Y02 - Y09	01/2000 - 12/2000	Medatlas mensuel
Y10	01/2000 – 02/2000	Medatlas mensuel
	03/1998 – 12/1998	Reynolds hebdomadaire
Y11-12	01/1999 – 12/2000	Reynolds hebdomadaire
Y13	01/2001 – 12/2001	Reynolds journalier
Y14	01/2002 – 02/2002	Reynolds journalier
	03/1998 – 12/1998	Reynolds hebdomadaire
Y15-Y16	01/1999 – 12/2000	Reynolds hebdomadaire
Y17-Y18	01/2001 – 12/2002	Reynolds journalier
Y19	01/2003 – 02/2003	Reynolds journalier
	03/1998 – 12/1998	Reynolds hebdomadaire
Y20-Y21	01/1999 – 12/2000	Reynolds hebdomadaire
Y22-Y24	01/2001 – 08/2003	Reynolds journalier

Tab.2.3. Analyses ECMWF utilisées pour le forçage de la simulation MED16-07 et le rappel de SST.

Les conditions initiales sont fournies par la climatologie mensuelle MEDATLAS-MED2 [The MEDAR/MEDATLAS Group (2002)] dans la Mer Méditerranée (Tab.2.2). L'expérience a duré 23 années dont 8 ans de spinup (Tab.2.3). Pendant les 8 premières années de simulation, le modèle a été forcé par des champs journaliers avec l'année perpétuelle 2000 des analyses ECMWF (0.5°X0.5° résolution spatiale).

Pour ce spinup, le flux net de chaleur a été corrigé d'un facteur 1.12 pour que les pertes de chaleur pour l'océan soient égales à 7 W.m^{-2} sur la Méditerranée, une valeur classiquement acceptée. La température du modèle a été relaxée vers la climatologie avec un coefficient λ_T(saisonnier) variant de 10 en hiver à 40 W.m^{-2}.K^{-1} en été (moins fort en hiver, lors des évènements de convection). La salinité du modèle a été relaxée vers la climatologie avec un coefficient constant λ_S équivalent à 40 W.m^{-2}.K^{-1}. Ce coefficient a été gardé à une valeur forte

pour éviter de trop fortes dérives liées à la mauvaise représentation du flux d'eau douce dans les flux atmosphériques. Les apports d'eau douce sont toujours paramétrés comme un flux virtuel de sel et les débits des fleuves sont introduits en utilisant un schéma *upstream* sur un cercle entourant l'embouchure, plus ou moins grand (selon la valeur du débit).

La condition de non-glissement est adoptée dans les deux simulations. Après le spinup, plusieurs runs interannuels ont été lancés à la suite comme cela est expliqué dans le tableau (Tab 2.3). A la fin du spinup, aucune correction sur les flux n'a été faite et les pertes de chaleur sont de l'ordre de -30 $W.m^{-2}$ et l'évaporation nette varie autour de 0.7 m/an. Au bout de 8 ans, un premier run interannuel a été lancé sur la période mars 1998 en février 2002. Ensuite, le même forçage a été répété deux fois (voir Tab.2.3).

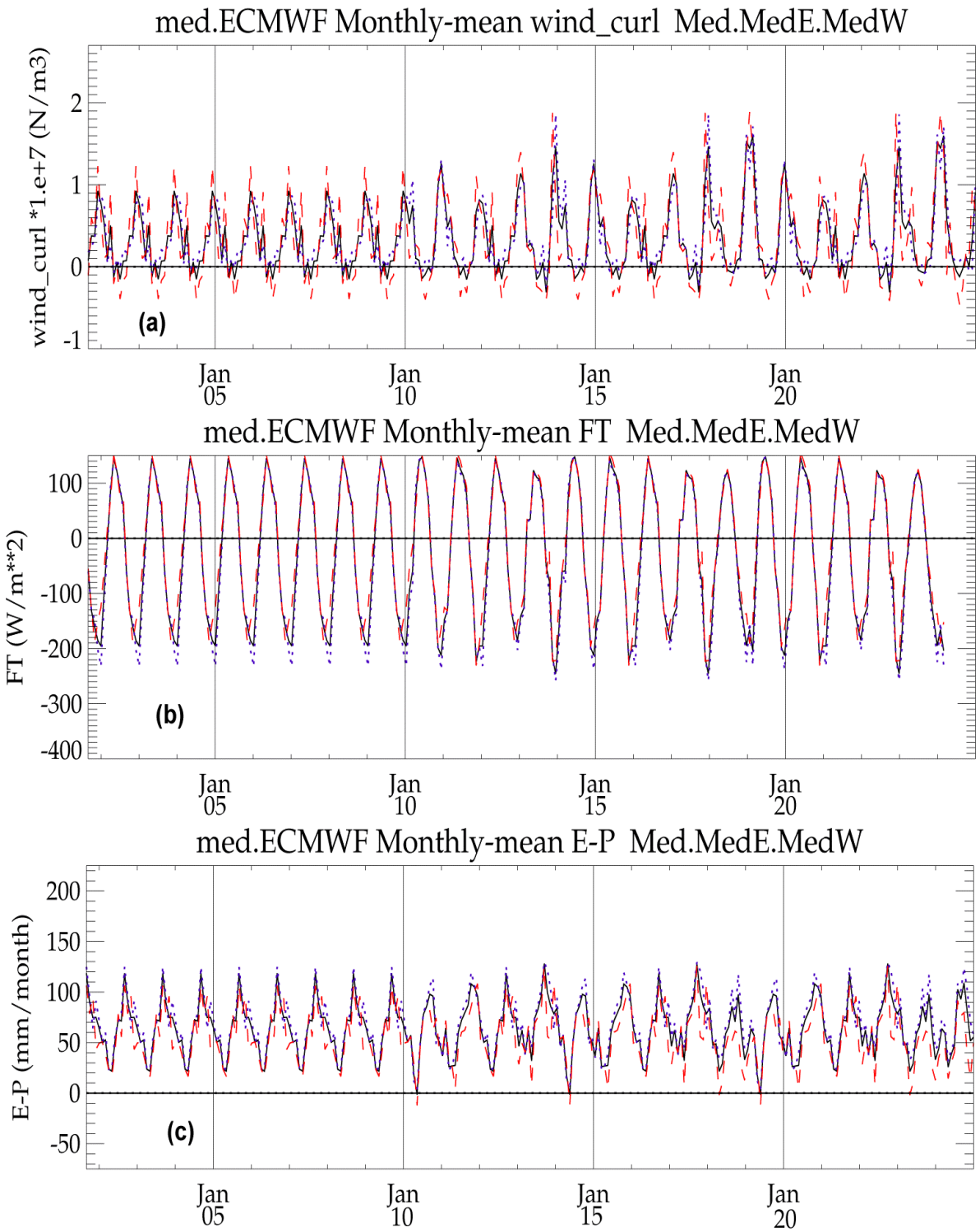


Fig.2.16 : Séries temporelles du bilan mensuel issues de la simulation MED16-07 (a) du rotationel du vent, (b) du flux net de chaleur et (c) du flux net d'E-P moyennés par bassin, (traits plein noir) Méditerranée entière, (traits pointillés bleu) Méditerranée Orientale et (tirets rouges) Méditerranée Occidentale. Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

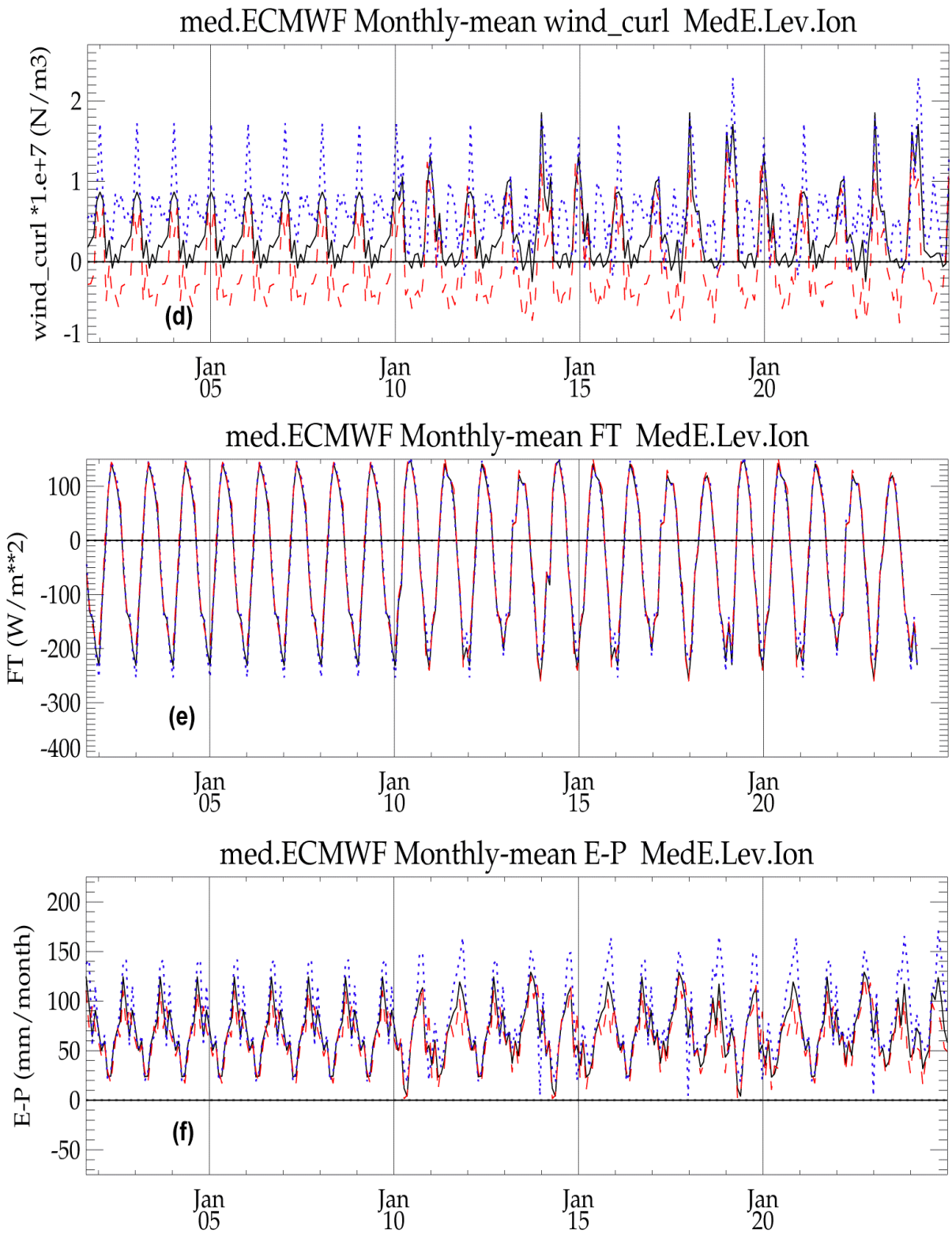


Fig.2.16 (suite): Séries temporelles du bilan mensuel issues de la simulation MED16-07 (d) du rotationel de vent, (e) du flux net de chaleur et (f) du flux net d'E-P moyennés par bassin, (traits plein noir) Méditerranée Orientale, (traits pointillés bleu) bassin Levantin et (tirets rouges) bassin Ionien. Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

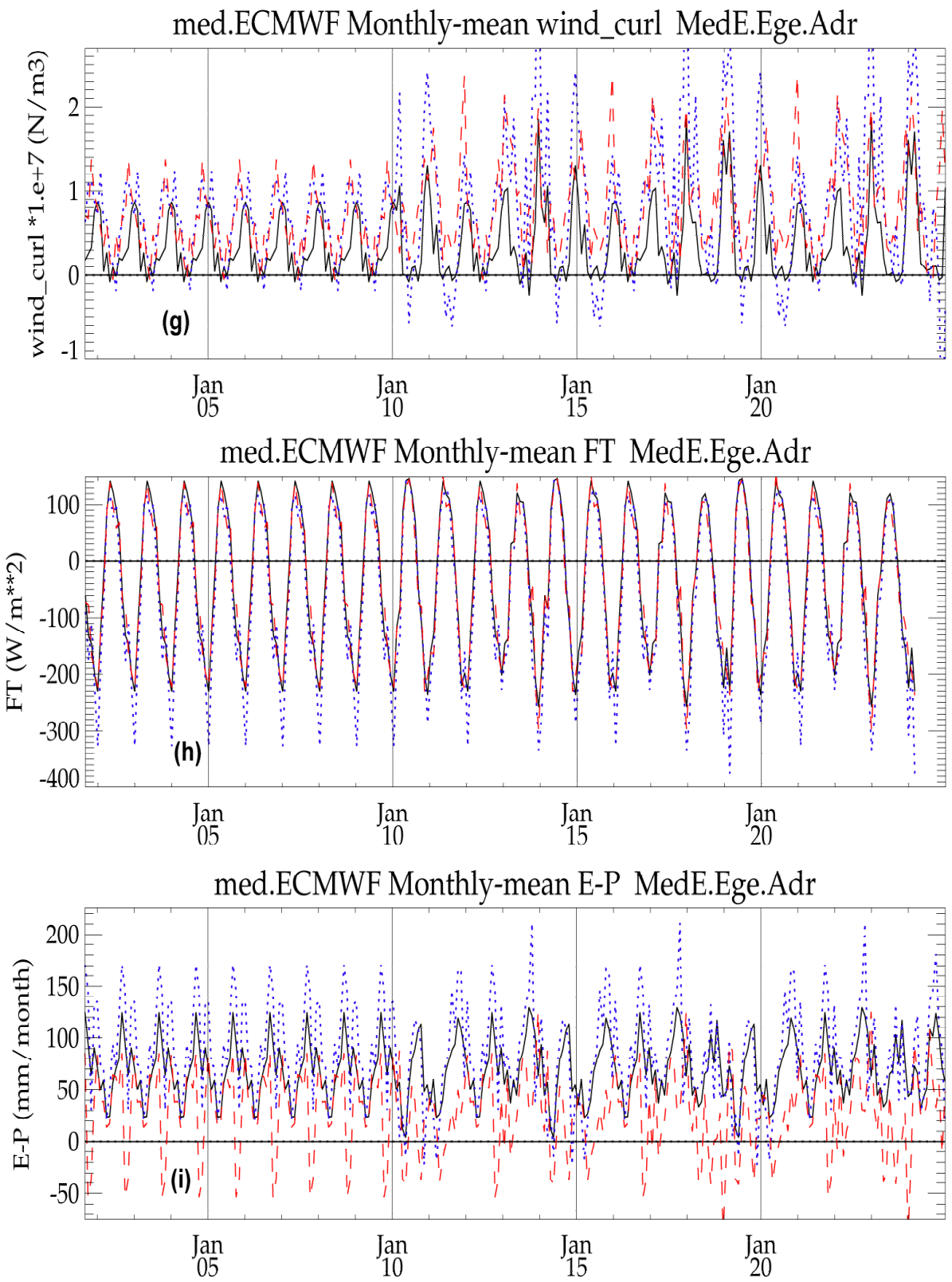


Fig.2.16 (suite) : Séries temporelles du bilan mensuel issues de la simulation MED16-07 (g) du rotationel de vent, (h) du flux net de chaleur et (i) du flux net d'E-P moyennés par bassin, (traits plein noir) Méditerranée Orientale, (traits pointillés bleu) mer Egée et (tirets rouges) mer Adriatique. Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

II.3.5.2 Simulations climatiques avec un forçage interannual de plus de 15 ans

II.3.5.2.1 Simulations MED16-ERA40

Cette simulation a été effectuée dans l'objectif de simuler la circulation de la Méditerranée sur une longue période, couvrant en particulier la période correspondant à l'EMT. Les paramétrisations de MED16-07 ont été conservées pour cette simulation.

Le but de cette expérience explique la recherche d'un état initial antérieur aux années 1990s, la climatologie saisonnière MODB4. Les forçages sont issus d'ERA40 de janvier 1987 à décembre 2000. Les champs ont une résolution de 1.125° soit 2 fois plus grossière que la résolution des analyses ECMWF précédemment utilisées. La température a été relaxée vers la SST hebdomadaire ou journalière de Reynolds avec un coefficient égal à λ_T(saisonnier). La salinité a été relaxée vers la climatologie MODB4 saisonnière.

Quant aux coefficients de viscosité, ils n'ont pas changé par rapport à ceux de l'expérience MED16. Il n'y a pas eu de spinup effectué avec une année perpétuelle, le run a commencé en janvier 1987.

II.3.5.2.2 Simulation MED16-ERA40-ECMWF

Une nouvelle simulation MED16-ERA40-ECMWF, démarrant en mars 1998 à partir de la simulation précédente MED16-ERA40, a été forcée jusqu'à 06/2005 par les analyses ECMWF.

II.3.5.2.3 Simulation MED16-ERA40-RV3D

Les premières analyses de la simulation MED16-ERA40 ont montré l'absence de convection profonde dans le Golfe du Lion ainsi que la plongée plus ou moins profonde des masses d'eau formées (Béranger et al. 2005b).

Cette expérience a été effectuée dans le but d'améliorer les résultats de la simulation MED16-ERA40. Plusieurs modifications ont donc été apportées (Tab.2.5). Dans un premier temps, nous avons fait tourner le modèle pendant un spinup de 4 ans, avec l'état initial saisonnier MODB4, et en faisant un rappel vers la climatologie dans le centre des bassins uniquement. Pendant le spinup, le modèle a été forcé de manière perpétuelle par les champs journaliers de l'année 1987 d'ERA40.

Quant aux coefficients de diffusion horizontale, Nous avons imposé une variation en trois dimensions avec des valeurs constantes à la surface mais différentes pour les traceurs et la dynamique (h_m=–6.10^9 m^4.s^{-1}, h_t=–3.10^9 m^4.s^{-1}). Une des solutions que nous avons choisie, est de diminuer la viscosité au fond en espérant ainsi mieux modéliser la circulation des eaux profondes (en les détruisant moins par mélange horizontal). Donc la viscosité a été paramétrée de manière à augmenter en fonction de la profondeur d'une forme tangente hyperbolique, sa valeur au fond étant 10 fois plus faible qu'à la surface. Ce changement des coefficients avec l'augmentation du pas de temps de 600 s à 900 s, nous a permis d'avoir un nombre de Peclet de l'ordre 25-30. Les coefficients de la viscosité et de la diffusion verticales sont fixés à –1.10^5.

Dans l'expérience MED16-ERA40, le débit moyen à travers le Détroit Gibraltar de l'ordre 0.55 Sv. Ce qui est inférieur aux mesures (~0.8 Sv) [Lafuente et al. 2002]. Dans le but d'avoir un transport plus réaliste, nous avons utilisé une condition latérale de non-glissement partiel au Détroit Gibraltar seulement.

	MED16-ERA40	MED16-ERA40-RV3D
SPINUP		ERA40 :1987 4 ans
Forcage	ERA40 : Jan 1987- Fev 1998 ECMWF: Mars 1998- Jun 2005	Idem ECMWF: Mars 1998- Jun 2003
Etat initial T,S	MODB4 (saisonnier)	Idem
Relaxation SST	SST ERA40 hebdomadaire/journalier	idem
paramétrée	- Equations 2.7 et 2.9 λ_T(saisonnier)	Robuste diagnostique 4 ans Spinup idem idem
Relaxation SSS	MODB4(saisonnier)	idem
paramétrée	Equation 2.11	idem
Débit des fleuves	Sur un point	idem
Schéma «upstream» à l'embouchure	Etalé sur un cercle de diamètre variable	idem
h_m et h_t en surface	h_m=h_t=–3.10^9 m^4.s^{-1}	h_{ms}=-6.10^9 m^4.s^{-1} h_{ts}=–3.10^9 m^4.s^{-1}
h_m et h_t en profondeur	h_m=h_t=–3.10^9 m^4.s^{-1}	h_{mb}=-0.6.10^9 m^4.s^{-1} h_{tb}=–0.3.10^9 m^4.s^{-1}
Coefficients de la viscosité et diffusivité verticales	Constants: V_m=V_t=-1.10^5	Constants: V_m=V_t=-1.10^5
condition latérale :	No-slip	No-slip No-slip-partiel à Gibraltar
Pas de temps	600 s	900 s

Tab.2.5. Résumé des principales paramétrisations utilisées dans les deux simulations MED16-ERA40 et MED16-ERA40-RV3D.

II.3.5.2.4 Simulation MED16-ERA40-RV3D-ECMWF

La simulation MED16-ERA40-RV3D-ECMWF est la suite de la simulation MED16-ERA40-RV3D. En effet cette expérience est une simulation jumelle celle de MED16-ERA40-ECMWF, mais diffère par les paramètres de la diffusion et la viscosité qui ont été utilisés pour la simulation MED16-ERA40-RV3D (Tab.2.5).

III Validation des simulations MED16

III.1 Introduction :

Comme nous l'avons constaté au cours du premier chapitre, il existe peu d'observations concernant la Méditerranée Est adaptées à l'étude des trois échelles de la circulation (bassin, sous-bassin et méso-échelle). L'acquisition de mesures in-situ depuis des navires océanographiques ou des mouillages, nécessitent des campagnes d'acquisition de données longues et onéreuses qui doivent avoir lieu le plus proche possible des côtes dans des eaux territoriales pas toujours faciles d'accès. Ces méthodes sont irremplaçables. Cependant, les modèles numériques, particulièrement ceux à haute résolution, semblent très prometteurs. Ils permettent notamment de simuler la variabilité spatio-temporelle à long terme et en trois dimensions, celle-ci est une information nouvelle difficilement obtenue avec des données in-situ.

Dans le chapitre précédent, J'ai décrit le modèle numérique ainsi que les conditions initiales et les forçages employés pour réaliser les simulations. Ce chapitre sera consacré à l'analyse du comportement du modèle MED16 à l'aide des bilans énergétique et hydrologique. Le but de ce chapitre est de comparer les résultats du modèle aux observations précédemment citées (§II.1, §II.2). En effet, j'essaierai de répondre à certaines questions :

- Le modèle a-t-il atteint un état d'équilibre ? Quelle variabilité temporelle montre-t-il ?
- Le modèle a-t-il gardé les caractéristiques des masses d'eau de l'état initial ?
- Le modèle a-t-il créé de nouvelles masses d'eau ? Quelles sont leurs caractéristiques ?
- Le modèle a-t-il pu reproduire des processus de la formation d'eau observés dans la Méditerranée Est ?
- Peut-t-on enfin faire confiance au modèle à partir de ces bilans validés et s'en servir pour l'étude de la circulation de surface et intermédiaire ?

Afin de répondre aux questions précédentes, j'étudie l'évolution du comportement global du modèle au cours de la simulation, pour la simulation MED16-07 en particulier. Une étude similaire a été faite pour la simulation MED16-ERA40 dans Béranger et al. (2005b) récemment soumis.

Pour MED16-07, j'analyse des séries temporelles du bilan d'énergie cinétique et potentielle, du contenu thermique et halin dans certaines zones clés. Une comparaison entre les masses d'eau du modèle et l'observation in-situ est aussi présentée. La formation de la LIW et l'ADW est étudiée et comparée avec l'observation in-situ [The LIWEX Group (2003); The MEDAR/MEDATLAS Group (2002); The POEM Group (1992)] et les résultats d'autres simulations numériques [Lascaratos & Nittis (1998); Nittis & Lascaratos (1998); Wu & Haines (1996)]. Enfin, j'examine le transport volumique à travers les principaux passages dans le bassin Est en le comparant aux observations disponibles et aux valeurs reportées dans la littérature [Astraldi *et al.* (1999); Béranger *et al.* (2004); Garzoli & Maillard (1979); Kontoyiannis *et al.* (1999); Manca (2002); Nittis *et al.* (2003); Tsimplis *et al.* (1997)].

III.2 Bilan énergétique sur le domaine

Pendant la période de spinup, une conversion d'énergie potentielle (le calcul de l'énergie potentielle utilisable est plus délicat à cause de la stratification quasi nulle en profondeur, mais donne les mêmes résultats) en énergie cinétique explique la décroissance d'énergie potentielle sur le domaine (Fig.3.1). Celle-ci ne se stabilise qu'après dix ans d'intégration.

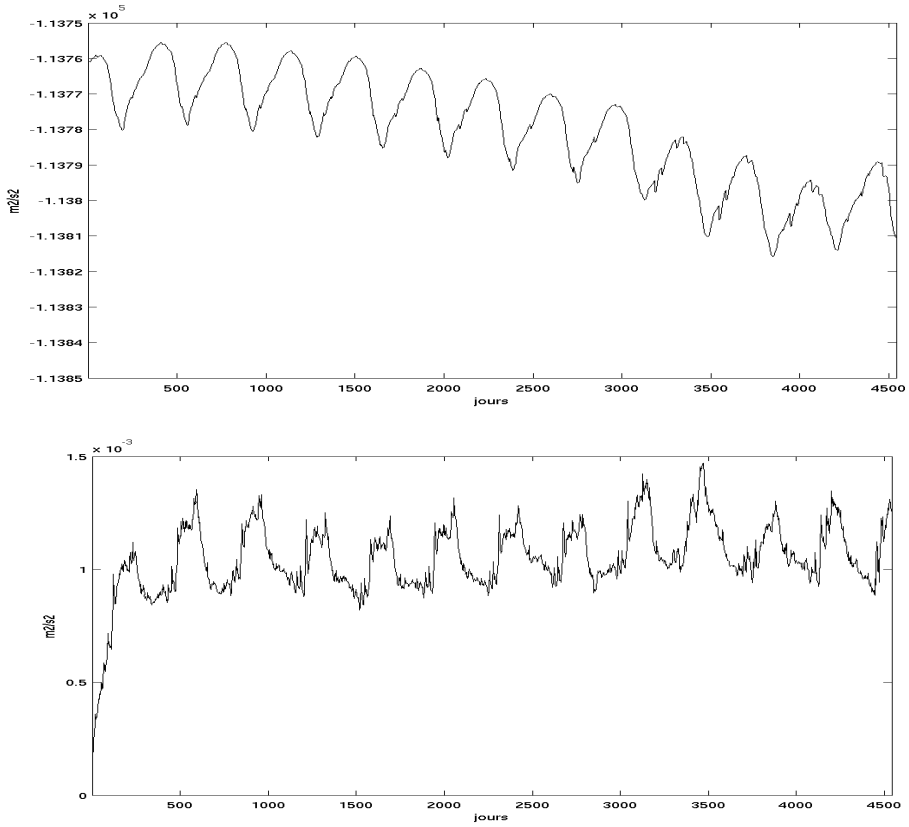
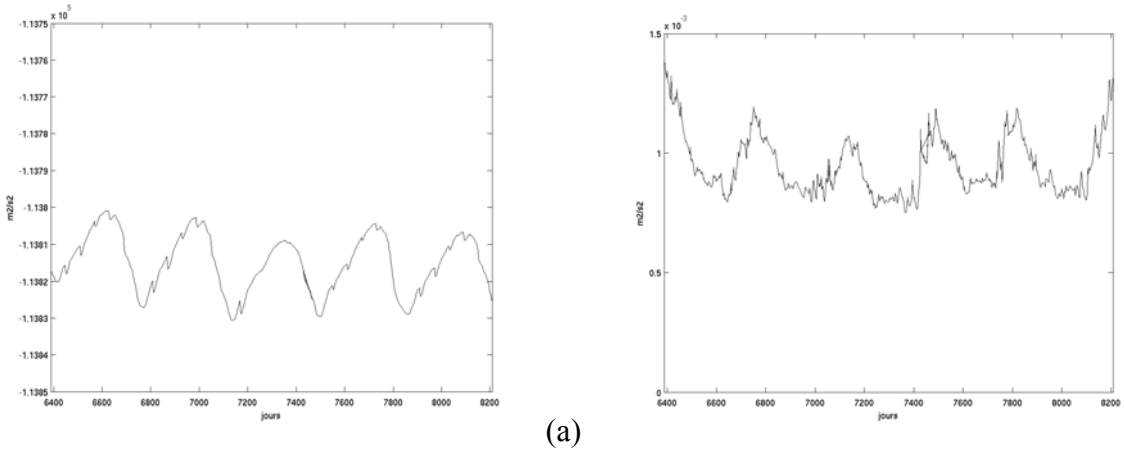


Fig.3.1: Séries temporelles sur les premiers 14 ans de la simulation MED16-07 intégrée sur la verticale : Energie potentielle (haut) et energie cinétique moyenne (bas).

La variabilité saisonnière de l'énergie potentielle est évidente au cours de la simulation et montre une forte régularité jusqu'à la fin de la simulation (Fig.3.2). L'énergie cinétique moyenne sur le bassin, classiquement nulle au départ à cause de l'état initial des vitesses, augmente rapidement au début de la première année (Fig.3.1) et commence une oscillation saisonnière plus ou moins stable entre 7.5 et 12.5 cm²/s² à partir de la deuxième année d'intégration jusqu'à la fin de la simulation (Fig.3.2). L'ordre de grandeur de cette énergie (~12 cm²/s²) est en bon accord avec les résultats d'autres simulations [Demirov & Pinardi (2002); Korres *et al.* (2000a); Roussenov *et al.* (1995)]. On retrouve un cycle annuel, en opposition de phase avec l'énergie potentielle, montrant un minimum au cours de l'été et un maximum en hiver dû aux forçages atmosphériques et à une instabilité accrue des courants en hiver, conformément aux résultats de e.g. [Sammari *et al.* (1995)]. Cette oscillation est modulée par la variabilité interannuelle avec des maxima (>13 cm²/s²) pendant les années relatives 3, 4, 7, 10, 11, 13 et 19 de la simulation. Les pics des années 3, 4 et 7 sont dus aux ajustements internes du bassin pendant la phase du spinup. Par contre, les autres pics peuvent avoir une relation avec le forçage atmosphérique, en particulier la forte tension du vent (Fig.2.15 ; Fig.2.16).



(a) (b)

Fig.3.2: Séries temporelles sur les derniers 5 ans de la simulation MED16-07 intégrée sur la verticale (colonne à gauche) Energie potentielle et (colonne à droite) Energie cinétique moyenne.

III.3 Contenu thermique

Sur la figure.3.3, je présente des séries temporelles de l'évolution du contenu thermique de la mer Méditerranée et de ses sous bassins : la Méditerranée Occidentale et Orientale. Tout d'abord et d'après le calcul, on constate que le contenu thermique sur la totalité de la Méditerranée montre un léger réchauffement de ~0.1°C par rapport à l'état initial au cours de la simulation.

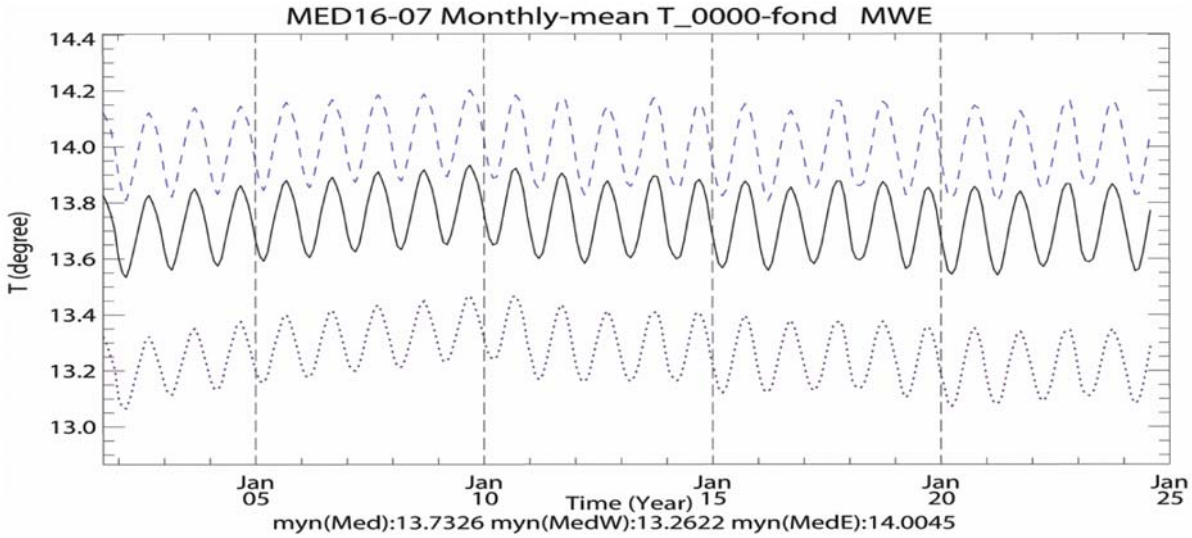


Fig.3.3: Série temporelle du contenu thermique intégré sur la verticale de la mer Méditerranée (trait plein), de la Méditerranée orientale (tirets), et la Méditerranée occidentale (pointillé). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

On peut déjà distinguer le cycle saisonnier d'une amplitude de ~0.25 °C avec un minimum de la température en février-mars et un maximum en août-septembre. Ce signal est modulé par une légère variabilité interannuelle à partir de la 10ème année. Pendant les 10 premières années, le modèle montre un réchauffement rapide du bassin (~0.2°C), puis un refroidissement (~0.1°C) moins rapide pendant 5 ans avant de se retrouver proche de son état initial. Bien que le bassin occidental apparaisse plus froid (13.26°C) et que le bassin oriental soit plus chaud (14°C) que la mer Méditerranée en moyenne (13.73°C) (Tab.3.1), les deux bassins montrent le même

comportement que la mer Méditerranée, avec une tendance plus marquée dans le bassin occidental que l'oriental. En revanche, l'amplitude du signal saisonnier est plus forte (~0.35°C) dans le bassin oriental.

Quant aux sous bassins de la Méditerranée Orientale, on trouve que le contenu thermique de la mer Egée est le plus élevé (14.79°C) et celui de la mer Adriatique est le plus faible (13.58°C). Dus aux plateaux continentaux au Nord de ces deux bassins, le cycle annuel montre une forte amplitude de ~1.3°C pour la mer Adriatique et de ~1.7°C pour la mer Egée (Fig.3.4). Des pics minima sont visibles dans la mer Adriatique pendant l'hiver des années 11, 12, 15, 20, 21 et 24 et en mer Egée pendant les années relatives 12, 16, 19, 21 et 24, mais je ne trouve pas une relation directe avec le forçage atmosphérique. Les bassins Ionien et Levantin montrent le même comportement que le bassin Méditerranée Est avec un léger décalage –0.1°C et +0.1°C respectivement (à partir de la 10ème année pour le Levantin).

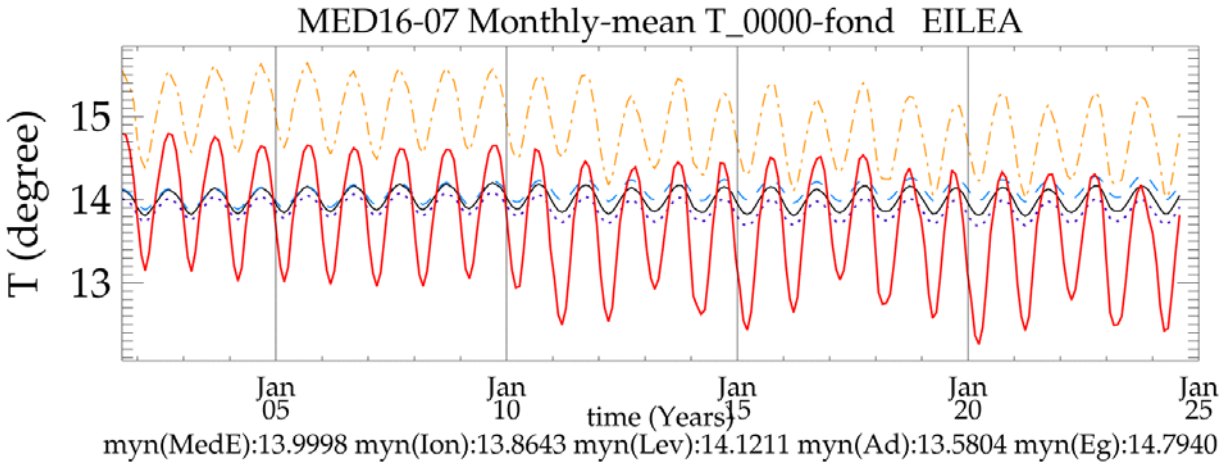


Fig.3.4: Série temporelle du contenu thermique intégré sur la verticale de la mer Méditerranée orientale (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé bleu), du bassin Levantin (tirets bleus clairs), de la mer Adriatique (trait plein rouge) et de la mer Egée (trait pointillé orange). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

On considère que la couche superficielle essentiellement composée d'AW est comprise entre 0 et 150m. Les eaux intermédiaires correspondant à la LIW chaude et salée, occupent les couches entre 150-600m. Les eaux profondes (ADW, EMDW, et LDW) sont situées en dessous de 600m (Tab.3.1) [Rixen *et al.* (2005)]. Le fort cycle annuel du contenu thermique dans la Méditerranée Orientale et ses sous bassins au cours de la simulation, semble limité aux couches superficielles et intermédiaires (avec une amplitude de 5°C et 0.5°C respectivement) (Fig.3.5a, b et c). Tandis que la faible dérive est due aux couches profondes (>600m de profondeur) (Fig.3.5d et e) qui montrent un réchauffement de ~0.15°C du même ordre de grandeur que les estimations reportées dans la littérature [Béthoux (1980); Rixen *et al.* (2005)], mais ce réchauffement doit être mis en rapport avec l'ajustement de l'état initial représentatif plutôt des années 80-90 aux forçages représentatifs des années 2000. Pour les 13 dernières années, tous les sous bassins montrent une stabilisation autour des valeurs moyennes (Tab.3.1) comparables à celles de Rixen *et al.* (2005). Une oscillation interannuelle fortement liée au forçage atmosphérique peut être observée jusqu'à une profondeur de 600m (Fig.3.5a, b et c).

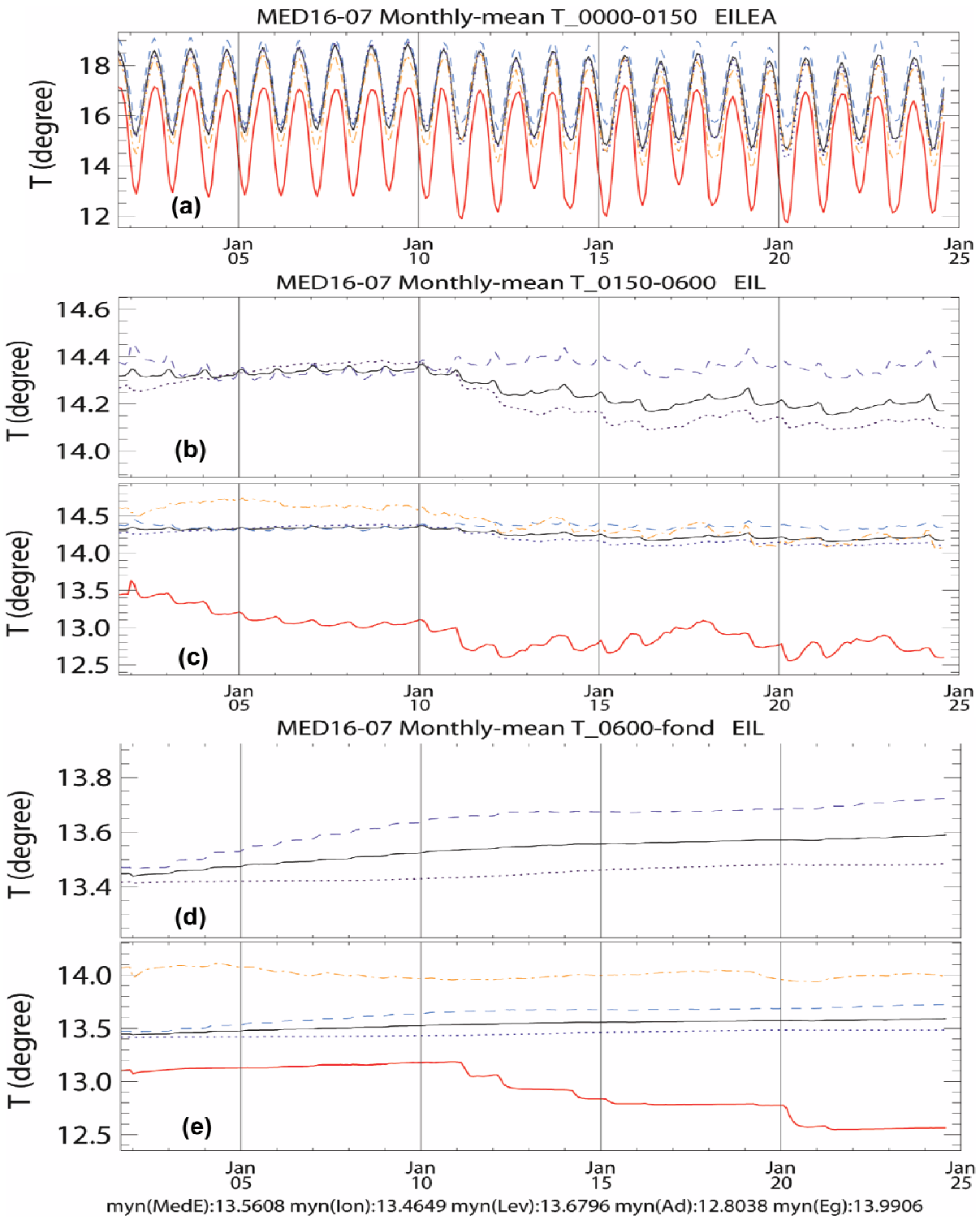


Fig.3.5: Série temporelle du contenu thermique intégré sur la verticale des trois couches (a) 0-150m, (b, c) 150-600m et (d, e) 600m-fond de la mer Méditerranée orientale (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé bleu), du bassin Levantin (tirets bleus clairs), de la mer Adriatique (trait plein rouge) et de la mer Egée (trait pointillé orange). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

	Couche (m)	Med	MedW	MedE	Ion	Lev	Adr	Ege
Contenu thermique (°c)	**0-fond**	13.7284	13.2561	13.9998	13.8643	14.1211	13.5804	14.7940
	0-150			16.6636	16.5218	17.2286	14.8066	16.2646
	150-600			14.2273	14.1618	14.3607	12.8082	14.2966
	600-fond			13.5608	13.4649	13.6796	12.8038	13.9906
Contenu en Sel	**0-fond**	38.6147	38.4318	38.7419	38.6969	38.8017	38.3638	38.8249
	0-150			38.5845	38.3674	38.8745	38.2189	38.7155
	150-600			38.8086	38.7820	38.8563	38.4252	38.8658
	600-fond			38.7397	38.7095	38.7772	38.5069	38.8764

Tab.3.1 Bilan thermique et halin moyenné sur les 14 dernières années de la simulation dans la Méditerranée (Med), et ses sous bassins : la Méditerranée Occidentale (MedW), la Méditerranée Orientale (MedE), le Bassin Ionien (Ion), le Bassin Levantin (Lev), la mer Adriatique (Adr) et la mer Egée (Ege).

III.4 Contenu halin

Le contenu halin de la mer Méditerranée montre un gain de ~0.02 pendant les 10 premières années, puis se stabilise autour de 38.61 pour le reste de la simulation (Fig.3.6). On retrouve le cycle saisonnier d'une amplitude de ~0.05 avec un minimum à la fin du printemps et un maximum à la fin de l'automne. La variabilité interannuelle est très faible voire invisible.

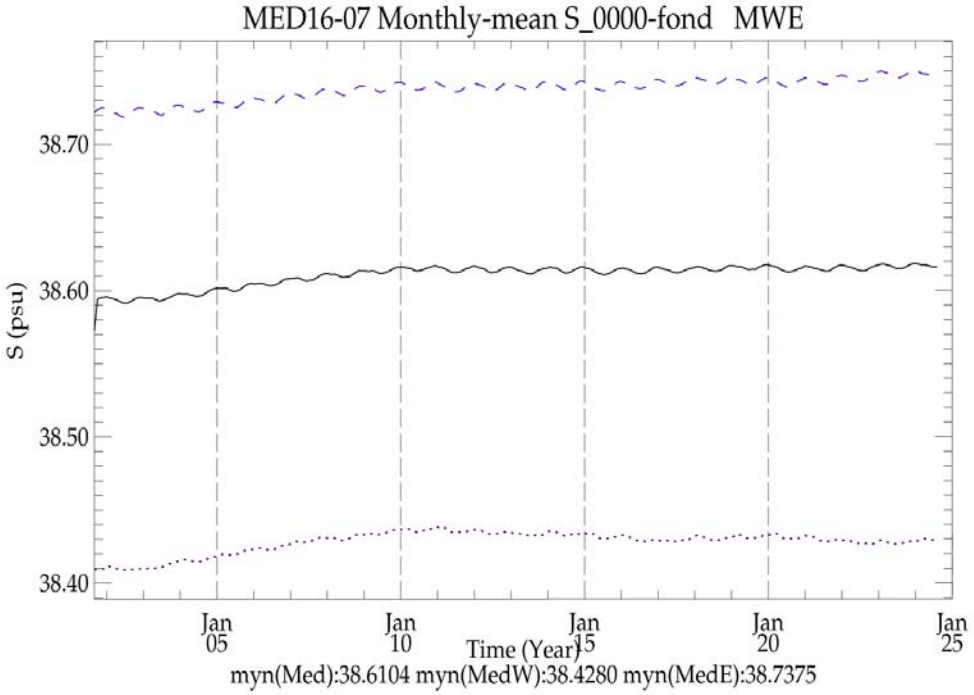


Fig.3.6: Série temporelle du contenu en sel intégré sur la verticale, de la mer Méditerranée (trait plein), de la Méditerranée orientale (tirets), et la Méditerranée occidental (pointillé). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

Le bassin occidental montre un bilan de sel de 38.43 inférieur à celui de la Méditerranée et du bassin oriental de 38.61 et 38.74 respectivement (Tab.3.1), qui sont en accord, d'une façon surprenante, avec les observations de Rixen *et al.* (2005). Pendant les 10 premières années, les deux bassins montrent une salinisation du même ordre que la Méditerranée (~0.03). Par la suite, cette tendance diffère selon les bassins. En effet, on observe une baisse du budget moyen en sel

pour le bassin occidental, alors que celui du bassin oriental continue d'augmenter (~0.02) jusqu'à la fin de la simulation (Fig.3.6). On constate qu'un faible signal interannuel se manifeste dans le bassin occidental, contrairement au bassin oriental où le cycle saisonnier d'une amplitude de ~0.005 domine la variabilité annuelle.

Les séries temporelles de l'évolution du contenu en sel (Fig.3.7a, b) dans le bassin Levantin montrent une dérive en sel (~+0.05) plus forte que celle du bassin Ionien (~+0.01), mais elles sont du même ordre que celui du bassin oriental (~+0.03) pendant les 12 premières années de la simulation. Puis le bassin Ionien montre un fort gain de sel pendant 5 ans pour se stabiliser autour de 38.7. Cependant, le bassin Levantin montre une perte de sel pendant 5 ans avant de regagner du sel jusqu'à la fin de la simulation. Par contre, la mer Adriatique et la mer Egée présentent une forte déssalinisation pendant les 12 premières années (Fig3.7b), qui se stabilisent autour de 38.36 et 38.83 respectivement pour le reste de la simulation. Une forte variabilité saisonnière modulée par un signal interannuel se manifeste dans les deux bassins Adriatique et Egée [Béranger *et al.* (2005b)].

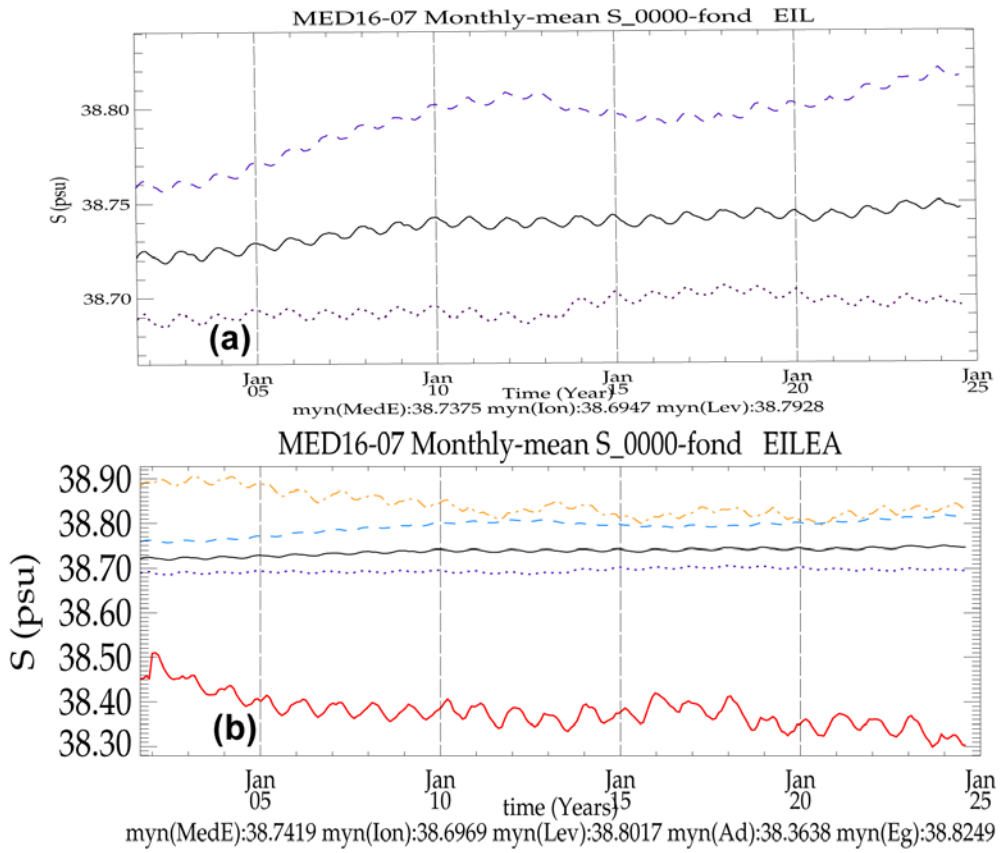


Fig.3.7: Série temporelle du contenu en sel intégrée sur la verticale (a) de la mer Méditerranée orientale (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé bleu) et du bassin Levantin (tirets bleus clairs), (b) de la mer Méditerranée orientale (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé blue), du bassin Levantin (tirets bleus clairs), de la mer Adriatique (trait double pointillé rouge) et de la mer Egée (trait pointillé orange). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

Le bilan en sel des eaux superficielles dans la Méditerranée Est (0-150m) montre une forte variabilité saisonnière avec une amplitude de ~0.1 variant autour d'une moyenne de ~38.58 sans aucune dérive le long de la simulation (Fig.3.8a). Les bassins Ionien et Adriatique sont les moins salés, 38.37 et 38.22 respectivement (Tab.3.1), ils montrent une légère baisse en sel pendant les

10 premières années puis un gain pendant les 5 années suivantes et une perte pendant les 10 dernières années. Les bassins Levantin et Egée sont les plus salés (38.87 et 38.72 respectivement) montrant une dérive opposée à celle des bassins Ionien et Adriatique. Les signaux saisonniers et interannuels semblent fortement liés aux flux E-P (Fig.2.12, Fig.2.16c, f, i).

Le comportement des eaux intermédiaires montre la même tendance que celle du contenu thermique (Fig.3.7b, c et Fig.3.8b, c). Pendant les 10 dernières années, on observe un léger gain de sel dans la Méditerranée Est et les bassins Ionien et Levantin de l'ordre de 0.015, alors que les mers Adriatique et Egée semblent assez stables autour de 38.43 et 38.87 respectivement avec une forte oscillation interannuelle.

Quant aux eaux profondes (600m-fond), elles ne sont pas encore stabilisées et le contenu en sel continue à augmenter dans la Méditerranée Est, la mer Egée, le bassin Ionien et le bassin Levantin alors qu'il diminue fortement dans la mer Adriatique après la 10ème année (Fig.3.8 d, e). La diminution du contenu en sel dans la mer Adriatique peut être liée d'une part à la diminution du contenu en sel dans les couches intermédiaires associées à la LIW moins salée que celle observée, et d'autre part liée à la convection et la formation de l'ADW au Sud de la mer Adriatique (détaillés ci-après).

Bien que le contenu en sel ne soit pas conservé dans le modèle (toit rigide) et une certaine dérive des caractéristiques soient visibles, les masses d'eaux principales restent néanmoins bien identifiables et je vais étudier leurs caractéristiques ci-après.

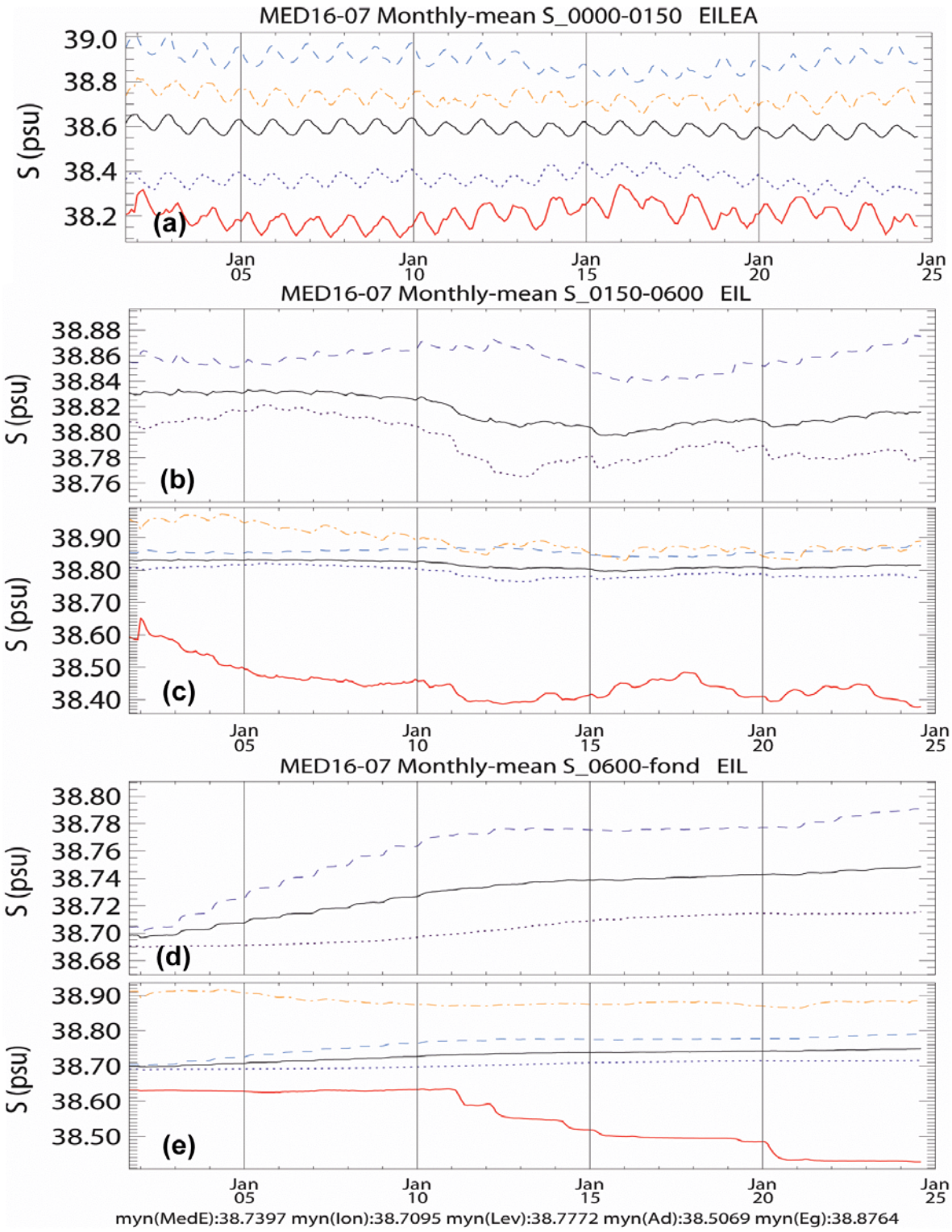


Fig.3.8: Série temporelle du contenu en sel intégré sur la verticale des trois couches (a) 0-150m, (b, c) 150-600m et (d, e) 600m-fond, du bassin Méditerranée oriental (trait plein noir), du bassin Ionien (pointillé bleu), du bassin Levantin (tirets bleus clairs), de la mer Adriatique (trait double pointillé rouge) et de la mer Egée (trait pointillé orange). Les abscisses présentent le temps en année relative à la simulation.

III.5 Caractéristiques des masses d'eau de la Méditerranée Orientale

Dans cette section, j'analyse l'hydrologie des masses d'eaux présentes dans le bassin Méditerranée oriental dont j'étudie les caractéristiques reproduites par le modèle et les comparons avec des observations *in situ.* Le modèle reproduit certaines masses d'eau correctement, mais d'autres diffèrent quelque peu. Pour cela, une étude des masses d'eau relatives à la moyenne des 15 dernières années, correspondant à la période du forçage interannuel (§II.3.6), de la simulation a été réalisée. J'évalue la capacité du modèle à conserver les caractéristiques des masses d'eaux initiales dans le bassin, et quelles sont les caractéristiques de celles crées par le modèle au cours de la simulation.

III.5.1 Masses d'eau du bassin Méditerranée Oriental :

Afin d'étudier les caractéristiques des masses d'eaux dans la Méditerranée orientale, j'ai choisi quatre zones (des pavés de 2°x2°) : Dans le N-W Ionien, le Centre Ionien, le W-Crète et au Centre Levantin dont les diagrammes θ/S sont présentés sur la figure.3.9. Ces diagrammes θ-S montrent une structure conforme à celle présentée dans la littérature (Voir ci-dessus §I.3.1). Les masses d'eau principales observées dans la Méditerranée Est sont identifiables sur les sorties du modèle. On retrouve les masses d'eaux suivantes dans la Méditerranée Orientale (BI et BL) : l'ISW, l'AW, la LSW, la CIW, la LIW, la LDW et l'EMDW avec des caractéristiques (Tab.3.2) comparables à celles reportées dans la littérature (§I.3.1 et Tab1.1) [Lascaratos & Nittis (1998); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Özsoy (1993); Theocharis *et al.* (1999a)].

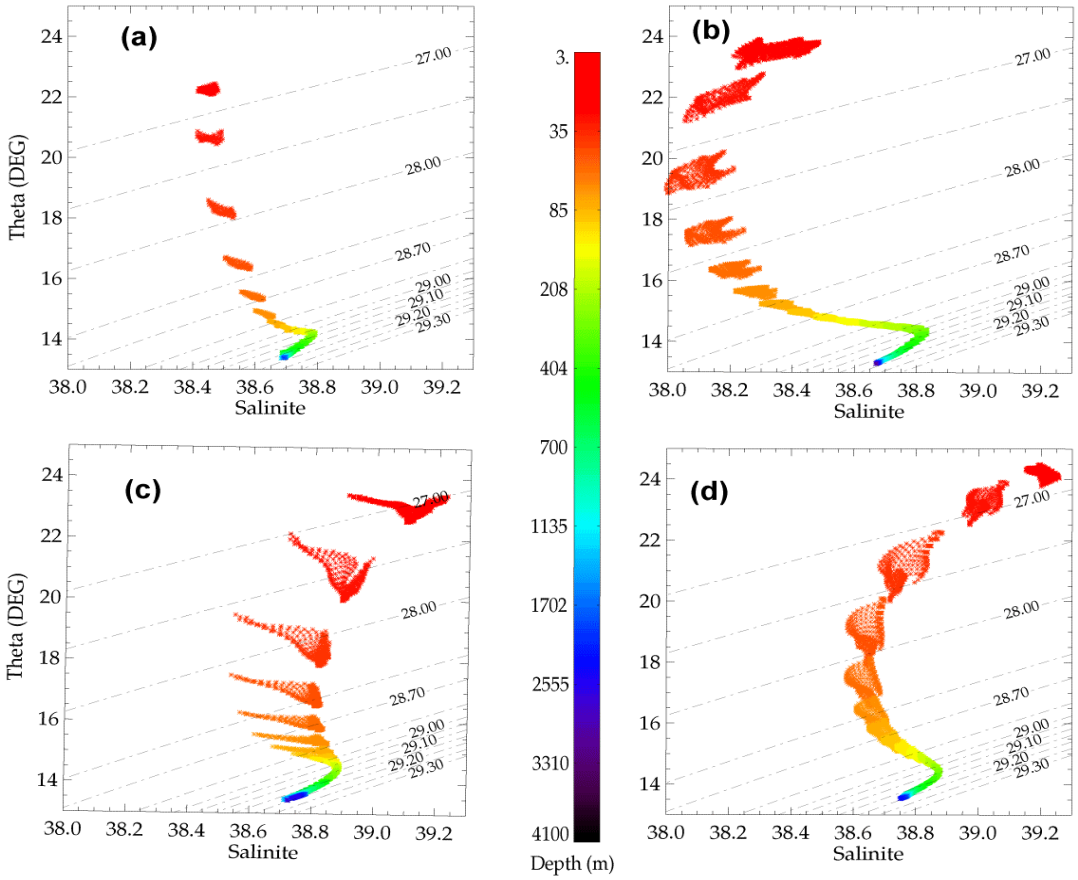


Fig.3.9 : Diagrammes θ/S de MED16-07 pendant le mois d'octobre moyenné sur les 14 dernières années dans (a) le NW du BI, (b) le centre du BI, (c) l'Ouest de l'arc de Crète et (d) le centre du BL.

La figure.3.10, montre un fort gradient de densité et de salinité à une profondeur de 200 à 300 m dans le bassin Ionien, et de 100 à 200 m dans le bassin Levantin. Cela correspond à la séparation entre les eaux Atlantiques fraîches et relativement chaudes et les eaux Levantines intermédiaires salées et relativement plus froides que celles-ci. On peut donc distinguer l'AW par un minimum de salinité (<38.5) qui occupe la surface du bassin ionien jusqu'à 300 m de profondeur (Tab.3.2), alors qu'elle est limitée à quelques lentilles d'eau à 100 m en subsurface dans le bassin Levantin. Le maximum de salinité (>39.2) et de température (23°C) se trouve alors dans les 100 premiers mètres dans le bassin Levantin indiquant principalement la LSW.

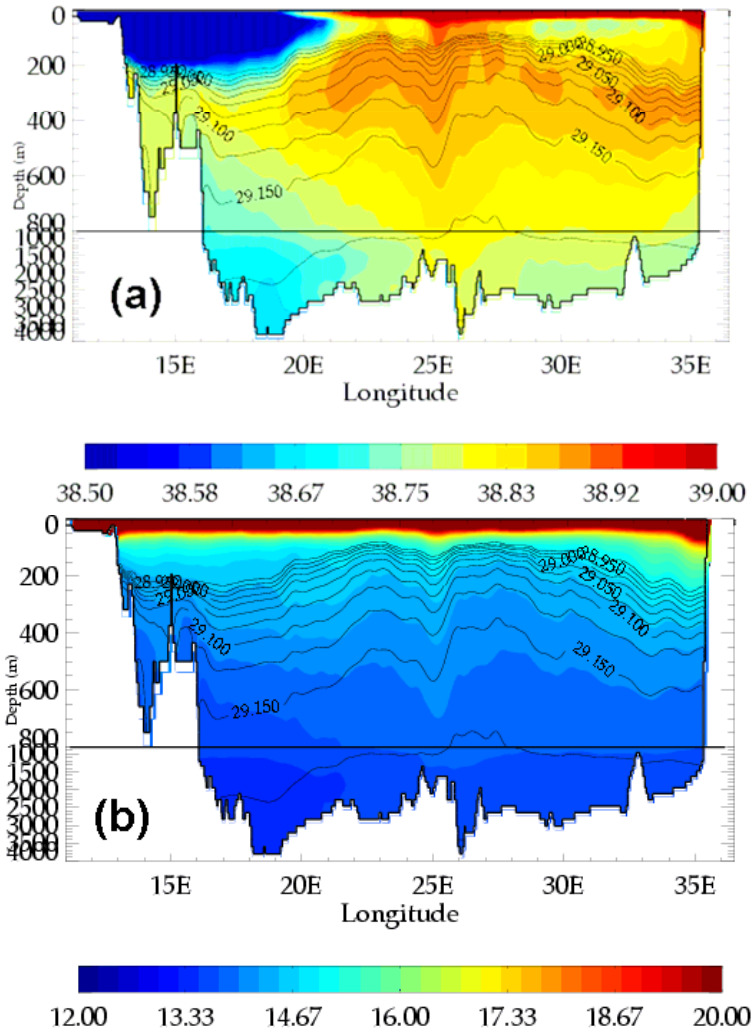


Fig.3.10 : Champs verticaux d'Ouest en Est à 34°N pendant le mois d'août de (a) la salinité et de (b) la température moyennés sur les 14 dernières années de l'expérience MED16-07.

Sous la couche précédente, on trouve les eaux intermédiaires (LIW) caractérisées par une relation quasi-linéaire entre la température et la salinité avec des valeurs allant de 13.5 à 16°C en température, de 38.8 à 38.95 en salinité, et de 29.00 à 29.15 en densité. Cette masse d'eau est située entre 200 et 600 m de profondeur. L'eau profonde de la Méditerranée Est (EMDW), d'une densité supérieure à 29.2 et d'une salinité inférieure à 38.75, est ensuite observée entre 700 m et le fond selon la région. Au fond du bassin Ionien, on observe la présence d'eaux de salinité inférieure à 38.7 et de température ~12°C, ces eaux correspondent à l'ADW (initialement présente mais non formée dans la simulation).

Bassin Ionien					
Masse d'eau	**accronym.**	**S**	**θ(°C)**	**σ0**	**Depth (m)**
Ionian Surface Water	ISW	38.3-38.6	15 - 25.	~27 - 28.5	0-50
Atlantic Water	AW	38.2-38.6	15.-18.	27.8-28.8	0-300
Levantine Intermediate Water	LIW	38.8-38.9	13.5-14.5	29.05-29.15	250-700
Cretan Intermediate Water	CIW	38.8-39.1	14.5-15.	29.1-29.15	200-600
Adriatic Deep Water	ADW	<38.7	12.0-13.0	29.15-29.18	>1500
East Med. Deep Water	EMDW	38.65-38.75	13-14	>29.18	>1200
Bassin Levantin					
Masse d'eau	**accronym.**	**S**	**θ(°C)**	**σ0**	**Depth (m)**
Levantine Surface Water	LSW	>39.1	23-25	<27.5	0-50
Atlantic Water	AW	36.2-38.8	15.-18	27.8-28.8	0-200
Levantine Intermediate Water	LIW	38.8-39.1	13.5-14.5	29.05-29.15	200-600
Levantine Deep Water	LDW	~38.8	~14.0	29.15	>600
East Med. Deep Water	EMDW	~38.7	~13.5	>29.18	>1200

Tab.3.2 : Caractéristiques hydrologiques principales des masses d'eaux du modèle Med16-07.

Je compare ici les sorties du modèle avec la climatologie la plus récente MEDATLAS-II [The MEDAR/MEDATLAS Group (2002)] et les mesures *in situ* des campagnes POEM (Fig.3.11). Comme je ne disposes pas d'observations qui coïncident avec la période de la simulation, je vais utiliser la moyenne mensuelle sur les 14 dernières années de la simulation. J'ai séparé les mesures *in situ* avant 1987 et après 1987, afin de vérifier si la simulation est plutôt caractéristique d'une période pré-EMT ou post-EMT.

Les diagrammes θ-S dans la Méditerranée Est issus du modèle, montrent une bonne correspondance avec les observations pendant l'été (Fig.3.11a, b). Les masses d'eau superficielle dans le bassin Ionien sont en bon accord avec les mesures POEM, mais plus salées (+0.2) que la climatologie MEDATLAS-II. Par contre, dans le BL, elles sont moins salées que la climatologie MEDATLAS-II et les mesures POEM après 1987, en particulier l'AW. En ce qui concerne les eaux intermédiaires (maximum de salinité sub-surface), elles révèlent une différence en salinité (environ - 0.5). Ceci peut être expliqué par un mélange important dans le modèle ou par le fait du lissage dû à la moyenne de 14 ans des sorties du modèle. Les eaux profondes des deux bassins (BI, BL) sont en bon accord avec l'observation POEM et la climatologie MEDATLAS-II. On constate que l'AW est moins salée que dans la climatologie et dans les observations POEM pendant l'hiver (Fig.3.11c, et d), ce qui peut être lié au fort mélange dans le modèle dans les couches de surface.

Dans tous les cas, les masses d'eaux principales observées dans la Méditerranée Est sont identifiables sur les sorties du modèle et malgré certaines différences entre les diagrammes θ-S, les caractéristiques hydrologiques sont comparables.

On remarque que les caractéristiques des masses d'eau reproduites par le modèle sont plus proches de celles observées avant l'EMT. Ceci peut être expliqué par le fait que l'état initial de

la salinité et la température (MEDATLAS-II) est plutôt caractéristique d'un état pré-EMT et que le forçage atmosphérique du modèle (1998-2004) conforme à la climatologie, contrairement au début des années 1990 caractérisées par une anomalie froide [Pinardi *et al.* (2005)].

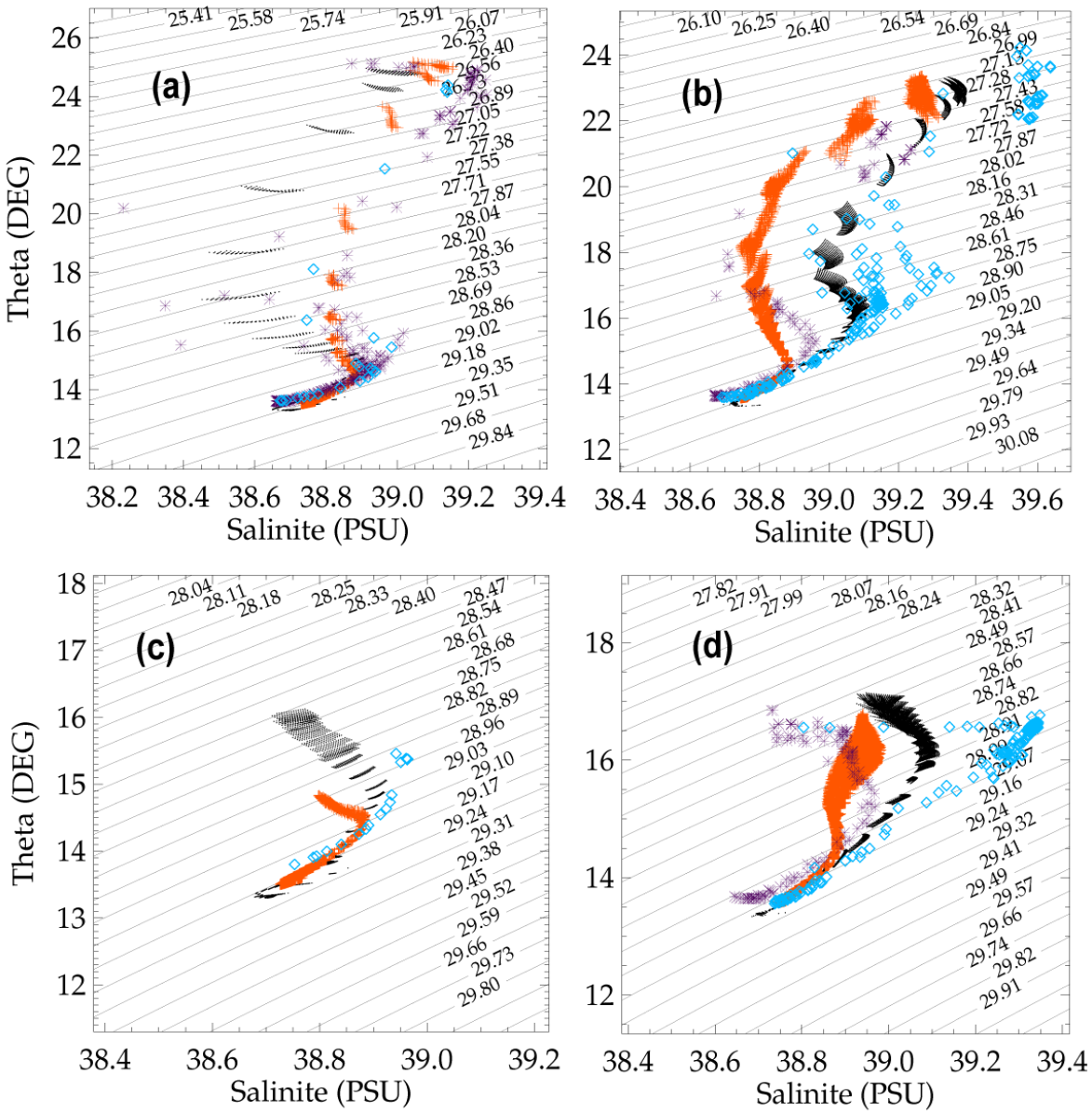


Fig.3.11 : Diagrammes θ/S de MED16-07 (rouge) moyennés sur les 14 dernières années, de POEM (diamant : après 1987 et étoile : avant 1987), et MEDATLAS-II (noir) dans l'Ouest de l'arc de Crète (colonne à gauche) et au Sud du BL (colonne à droite), pendant (a) le mois de septembre, (b) le mois de novembre et (c et d) le mois de mars.

III.5.2 Formation des masses d'eaux :

Sur la figure.3.12, on constate que le modèle MED16 reproduit correctement les zones de la formation d'eau dense largement admises dans la littérature (§I.3 et Fig.1.3). On peut localiser la zone de la formation de l'ADW au Sud de la mer Adriatique, la zone de formation de la CIW et CDW au Sud de la mer Egée et la zone de la formation de la LIW au Nord-Ouest du BL. On remarque sur les sorties du modèle que le Nord-Ionien (17-19°E/38.5-39.5°N) et le Sud-Ouest de la Crète (22-24°E/33.5-34.5°N) peuvent être des zones de convection pouvant atteindre 600 m

(Fig.3.12). La profondeur et la position des zones convectives montrent une forte variabilité interannuelle (détaillée ci-dessus).

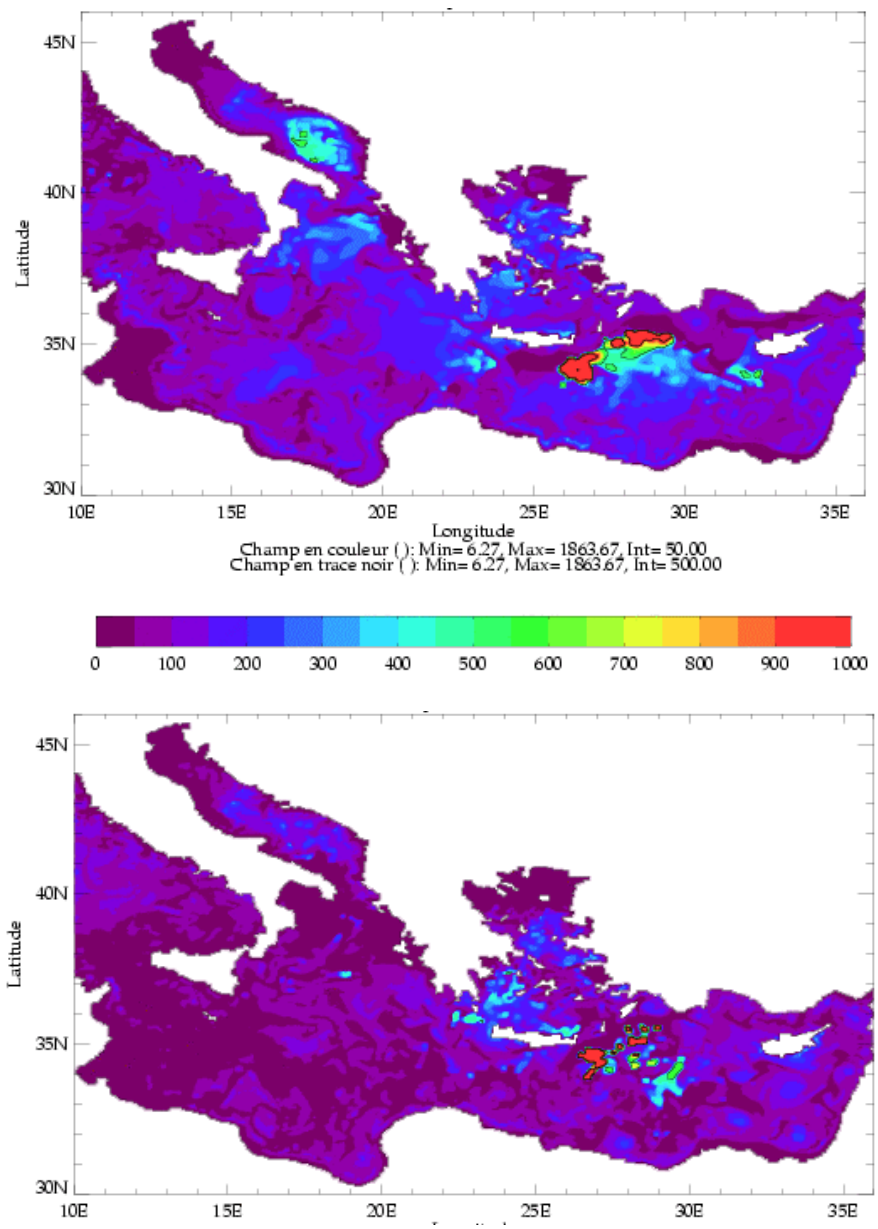


Fig.3.12 : Carte de la profondeur de la couche de mélange calculé dans la Méditerranée Est pour le 21 février la 11ème année (haut) et pour le 2 février la 23ème année (bas).

III.5.2.1 ISW et LSW

Le modèle MED16 (Tab.3.1 et Tab.3.2) reproduit les ISW et LSW conformément aux caractéristiques reportées dans la littérature. Les sorties de l'expérience MED16-07 montrent que l'ISW et la LSW sont formées dans le BI et le BL par un fort réchauffement et une intense évaporation (§II.3.5) pendant l'été. Ceci est en accord avec les observations POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Özsoy (1993)]. La présence de la LSW pendant l'été-automne dans le BL joue un rôle important dans la convection et la formation de la LIW dans le BL.

III.5.2.2 LIW

Quant à la LIW, nous avons vu dans le chapitre I que le gyre de Rhodes (RG) est considéré classiquement comme le site principal de la formation de la LIW, tandis que d'autres auteurs décrivent toute la zone entre Rhodes et Chypre, voire tout le BL comme zone de convection.

La LIW joue un rôle crucial dans la circulation thermohaline de la Méditerranée, et la modélisation de sa formation et de sa dispersion reste un défi pour les modélisateurs. Ces processus ont été largement étudiés à l'aide des modèles numériques [Castellari *et al.* (2000); Lascaratos & Nittis (1998); Roether *et al.* (1998); Wu & Haines (1996)]. Bien que les océanographes soient d'accord sur le mécanisme de la formation, la dispersion dans le BL et BI est un sujet de controverse jusqu'à nos jours.

Après avoir déterminé les caractéristiques de la LIW dans le modèle ci-dessus (Tab.3.2), il nous faut choisir une méthode adaptée à l'étude de sa dispersion dans la Méditerranée.

Talley & McCartney (1982) ont utilisé la projection de la salinité sur une surface de la vorticité potentielle minimale pour étudier le déplacement en Atlantique des eaux formées en mer du Labrador. La dispersion de la LIW dans la Méditerranée a été analysée par Haines & Wu (1995) en projetant la salinité et la vorticité potentielle sur une surface isopycnale donnée. Par la suite, plusieurs auteurs ont utilisé la salinité sur une isopycne donnée comme traceur de LIW [Lascaratos & Nittis (1998); Manca *et al.* (2003); Roether *et al.* (1998); Wu & Haines (1996); Wu & Haines (1998)]. Une autre approche consiste à utiliser la fonction de Bernoulli, comme l'ont fait Rothstein *et al.* (1998) pour suivre le parcours des eaux tropicales en Atlantique.

La première méthode montre certaines limites dues à l'existence de plusieurs minima dans les sites de la formation d'eau, ce qui complique le choix de la surface d'égale vorticité potentielle représentant la masse d'eau concernée. Quant à la deuxième méthode, sa limitation se trouve lors du passage de la masse d'eau étudiée au-dessus d'un accident topographique ou d'un seuil de détroit à cause du changement rapide des caractéristiques de la masse d'eau dû au mélange sur ces structures topographiques, ce qui complique l'interprétation des résultats.

En revanche, la fonction de Bernoulli peut résoudre ce problème en fournissant un indice de fiabilité de l'écoulement résultant. En effet, cette méthode utilise la projection des vecteurs de vitesse et les isolignes de la fonction de Bernoulli sur une surface isopycne donnée. Ceci permet de déterminer les régions où l'écoulement est adiabatique (pas d'échange avec les eaux voisines): plus les vecteurs sont parallèles aux isolignes de la fonction de Bernoulli, plus l'écoulement horizontal est représentatif, et a contrario, s'ils ne le sont pas, le mélange vertical domine l'écoulement horizontal. Ce diagnostic s'est montré très efficace pour les études de la circulation océanique à grande échelle [Lazar *et al.* (2002); Rothstein *et al.* (1998)].
J'ai d'abord évalué cette méthode dans un modèle à haute résolution spatiale comme le nôtre et sur la circulation dans la Méditerranée où l'activité à méso-échelle est forte. Il me semble que la combinaison de cette méthode avec le suivi de la salinité peut offrir un bon outil pour étudier la dispersion d'une masse d'eau comme la LIW. Notons que c'est la première fois qu'on applique cette méthode dans un modèle de circulation de la Méditerranée [Alhammoud *et al.* (2003a)]. Un rappel théorique de la fonction de Bernoulli est disponible dans l'annexe B.

D'après la section §III.5.1 et Tab.3.2, on peut choisir les surfaces isopycnales 29.05 et 29.10 $kg.m^{-3}$ pour étudier la formation et le déplacement de la LIW. Ces surfaces isopycnales ont déjà été utilisées par plusieurs auteurs dans le même objectif [Lascaratos & Nittis (1998); Manca *et al.* (2003); Nittis & Lascaratos (1998); Roether *et al.* (1998); Wu & Haines (1998)].

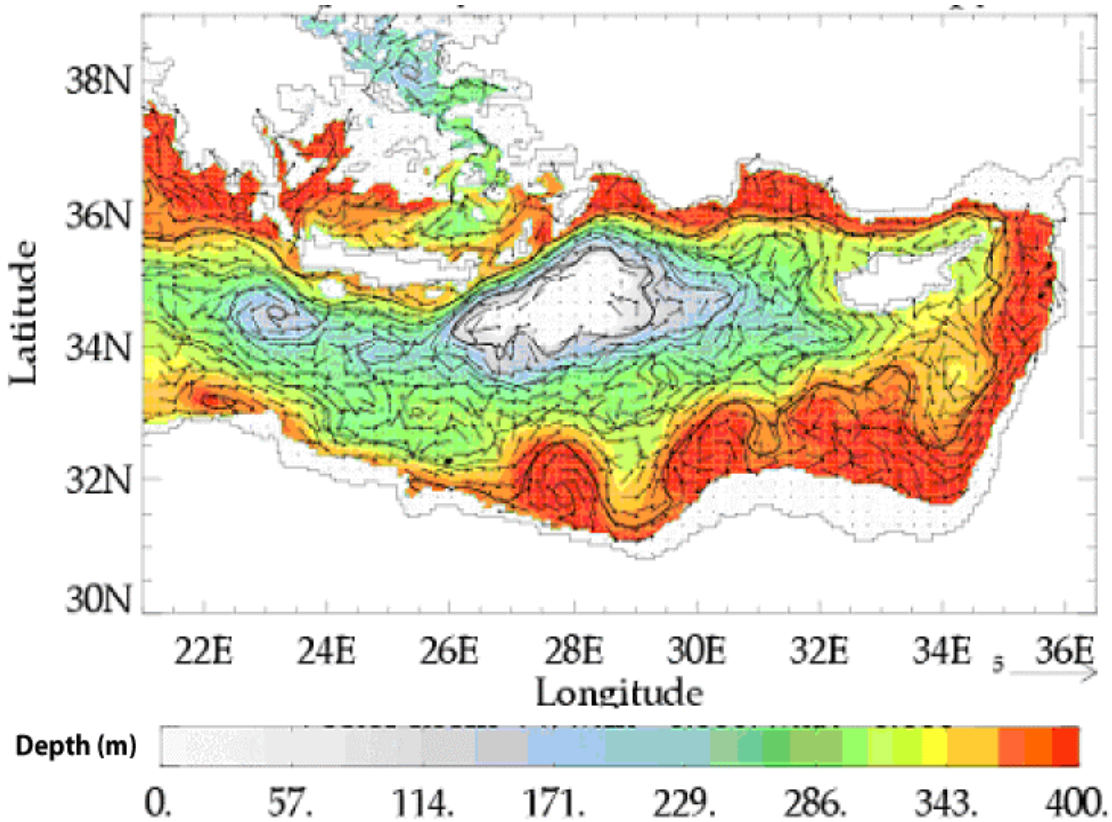


Fig. 3.13 : Vecteurs normalisés de la vitesse et isolignes de la fonction de Bernoulli superposés sur la profondeur de l'isopycne 29.10 kg m^{-3} dans le bassin Levantin pendant le mois de février, moyennés sur les 14 dernières années de la simulation MED16-07.

Sur la Fig.3.13, on constate que l'isopycne 29.10 kg m^{-3} croise la surface de la mer dans le bassin de Rhodes connu comme un lieu de formation de la LIW pendant le mois de février [Haines & Wu (1995); Lascaratos & Nittis (1998)]. Le modèle montre que cette zone est étendue vers le Sud jusqu'au centre du BL au Sud-Est de la Crète. Ceci peut être lié à l'intensification de l'AMC au Nord-Ouest du BL. La superficie de la zone convective varie selon les conditions climatiques (ex : les années relatives 12, 16, 21 et 22 correspondant aux forçages de l'année 2000 et 2001 Fig.2.9, Fig.2.12, Fig.2.15). Elle peut s'étendre sur la majorité de la surface du BL, de l'île de Chypre jusqu'au Sud-Ouest de la Crète conformément à l'observation de Robinson *et al.* (1991). La profondeur de cette isopycne varie de 50 m, à la périphérie de RG et au centre de CG, à ~400-500 m dans le centre des anticyclones au Sud du BL en accord avec l'observation METEOR et POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Roether *et al.* (1998)]. La structure verticale de la colonne d'eau dans la zone de la convection montre la présence de plusieurs colonnes d'eau homogène d'une salinité de 38.8-38.95, et d'une température de l'ordre de ~14°C, qui peuvent atteindre une profondeur de l'ordre 1000 m (Fig.3.14).

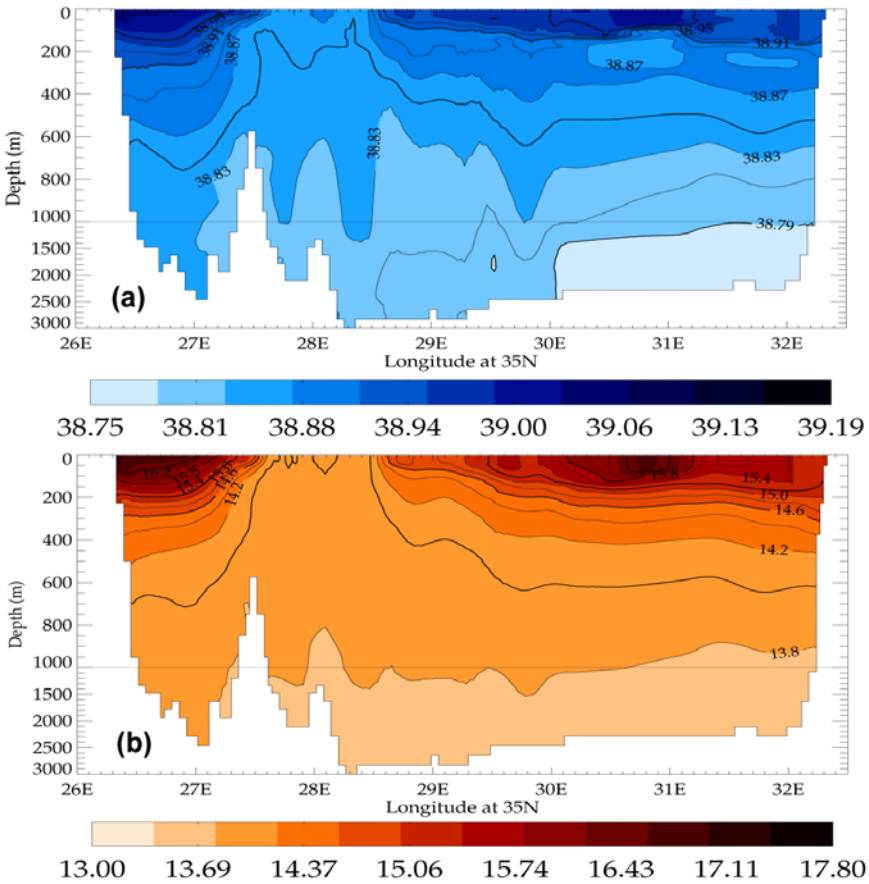


Fig.3.14 : Coupes verticales à 35°N dans la région de convection du bassin Levantin en février de l'année 23 de la simulation MED16-07 (a) salinité et (b) température potentielle.

Je présente l'évolution de la formation de la LIW sur la Fig.3.15. Les sorties du MED16-07 confirment le mécanisme de formation de la LIW dans le RG et le BL par la convection profonde au large et ses trois phases traditionnelles [Marshall & Schott (1999)] : le pré-conditionnement, le mélange vertical et la dispersion d'eau néoformée en bon accord avec l'observation LIWEX [The LIWEX Group (2003)] et les résultats d'autres simulations numériques [Béranger *et al.* (2005b); Lascaratos & Nittis (1998)].

Pendant la première phase en décembre, on remarque l'intensification du RG associée à une forte évaporation et perte de chaleur. Ce qui provoque une élévation des isopycnes ~29.05 près de la surface à 100-200 m (Fig.3.15a,f). L'intensification de l'évaporation conduit progressivement à une destruction de la stratification et la formation des cheminées en janvier où l'isopycne 29.10 atteint la surface (Fig.3.15b, g). La zone convective s'élargit en février pour atteindre son maximum associé à un approfondissement des cheminées jusqu'à ~600 m de profondeur (Fig.3.15c, h). Au cours de cette phase, un fort gradient de densité se forme à la périphérie du RG. A la fin de mars et pendant le mois d'avril, le front de densité devient instable et génère un courant de densité instable autour de la zone qui engendre des tourbillons baroclines, cycloniques à gauche et anticycloniques à droite (Fig.3.15d,e, i, j), d'un diamètre de l'ordre de 40-80 km comparable à ceux observés dans le Golfe du Lion [Madec (1990); The MEDOC Group (1970)], et aux résultats numériques de Lascaratos & Nittis (1998). Pendant cette période la zone convective se réduit et le processus touche à sa fin. La pycnocline est reformée à partir de mars-avril par le mélange induit par les tourbillons (Fig.3.15j) [Wu & Haines (1996)].

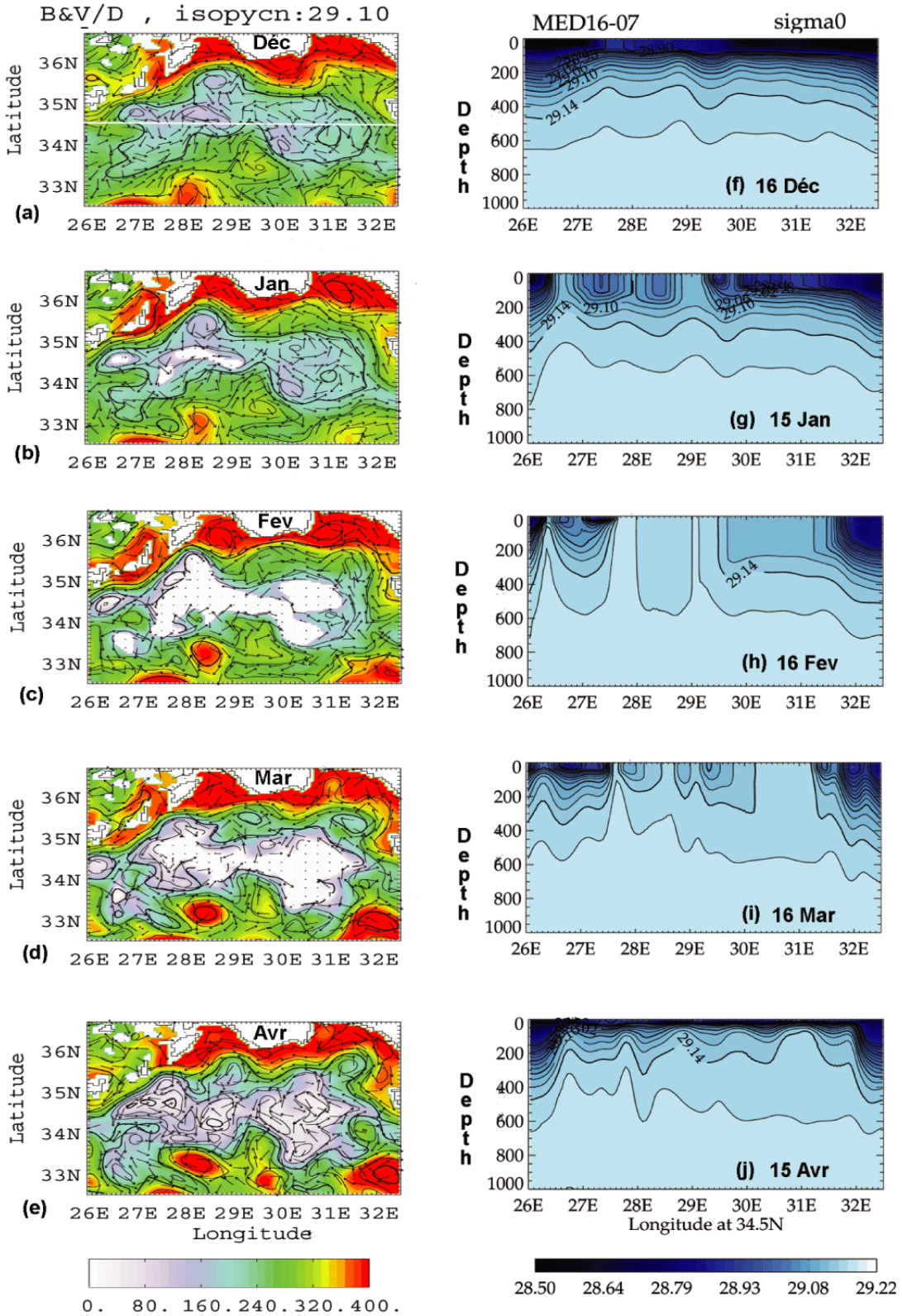


Fig.3.15 : Série temporelle, de décembre de l'année 19 à avril de l'année 20, de l'évolution de la convection dans le bassin de Rhodes avec (colonne à gauche) la vitesse et les isolignes de la fonction de Bernoulli projetés sur la surface de l'isopycne 29.10 kg/m^3, les couleurs indiquent la profondeur de l'isopycne , et (colonne à droite) des sections verticales Est-Ouest à 34.5°N de la densité (intervalle des contours de 0.02 kg/m^3).

De nombreuses études ont été menées sur l'impact des tourbillons cycloniques sur la convection [Jones & Marshall (1993); Lascaratos & Nittis (1998); Legg & Marshall (1993); Lilly & Rhines (2002)], mais l'impact des anticyclones, notamment ceux issus des courants de bord, n'ont été étudiés que récemment [J.M. Lilly, 2005 communication personnelle]. Ces tourbillons jouent un rôle important dans la dispersion d'eau formée au centre du gyre et dans le rétablissement de la stratification par l'apport des eaux avoisinant la périphérie de la zone convective. Ceci sera détaillé plus loin dans l'analyse de la circulation de la LIW dans le bassin Levantin (§V.3).

Bien que le RG reste la zone principale de formation de la LIW, MED16 montre la possibilité de la formation de la LIW dans différentes régions du BL, au Sud de Chypre en accord avec Brenner *et al.* (1991) et au Sud de Crète dans le CG en accord avec Lascaratos & Nittis (1998) et Nittis & Lascaratos (1998).

En négligeant la période de spinup, la moyenne de la profondeur de la couche de mélange (MLD) est de l'ordre de 400 m (Fig.3.16) ce qui correspond bien à la profondeur de la LIW dans le bassin de Rhodes. MED16-07 montre une forte variabilité interannuelle de la formation de la LIW au cours des 15 dernières années, autant sur la localisation de la convection que sur la profondeur de celle-ci. Cette dernière peut atteindre des profondeurs supérieures à 800 m (ex : les années 16, 21, et 22). Durant ces années, on observe la production d'une convection profonde associée à la formation de LDW (détaillé ci-après) [Béranger *et al.* (2005b)] en cohérence avec la littérature [Gertman *et al.* (1994); Özsoy (1993); Sur *et al.* (1992)].

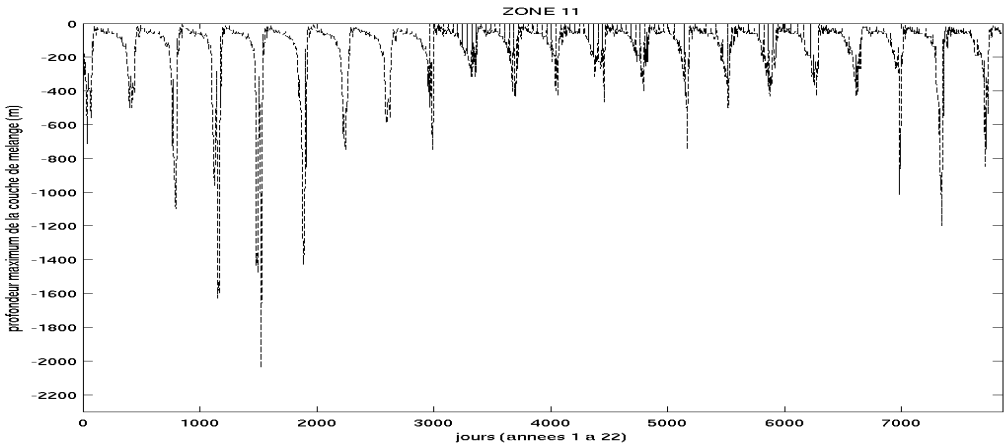


Fig.3.16 : Maximum de la profondeur de la couche de mélange en mètre de l'année 2 à l'année 23 de la simulation MED16-07 au Nord-Ouest du bassin Levantin (région de Rhodes, zone 11 sur la Fig.2.6).

III.5.2.3 CIW

Theocharis *et al.* (1999a) ont montré la formation de la CIW dans la mer de Crète au Sud de la mer Egée sous l'influence des conditions climatiques en présence de la LSW et LIW. La convection pouvait atteindre jusqu'à 400 m de profondeur.

Pendant l'hiver, le modèle MED16 reproduit la convection observée dans la mer de Crète (Fig.3.17). Une homogénéisation de la colonne d'eau a lieu jusqu'à 400 m de profondeur caractérisée par une salinité de 38.85-39.0 et par une température de 14.5-15°C en bon accord avec la littérature. La convection hivernale dans la mer Egée varie de manière interannuelle et peut atteindre des profondeurs >800 m pendant certaines années (16, 22, 23) de la simulation (Fig.3.18).

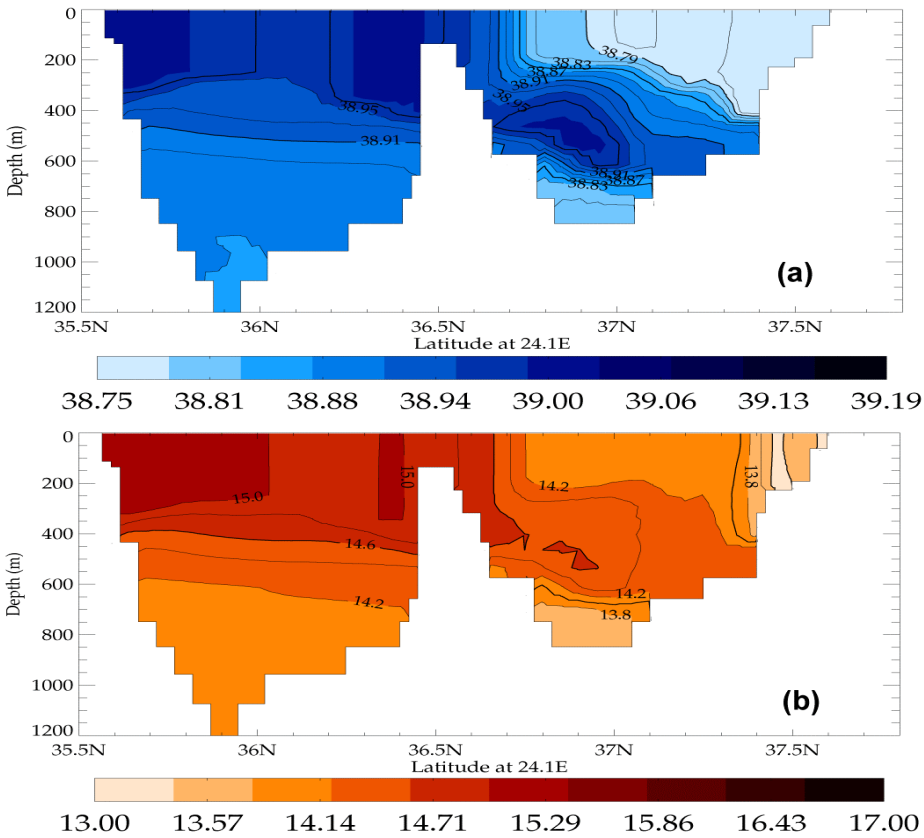


Fig.3.17 : Coupes verticale à 23°E dans la région de convection de la Mer Egée en février de l'année 21 de la simulation MED16-07 (a) de la salinité, (b) de la température potentielle.

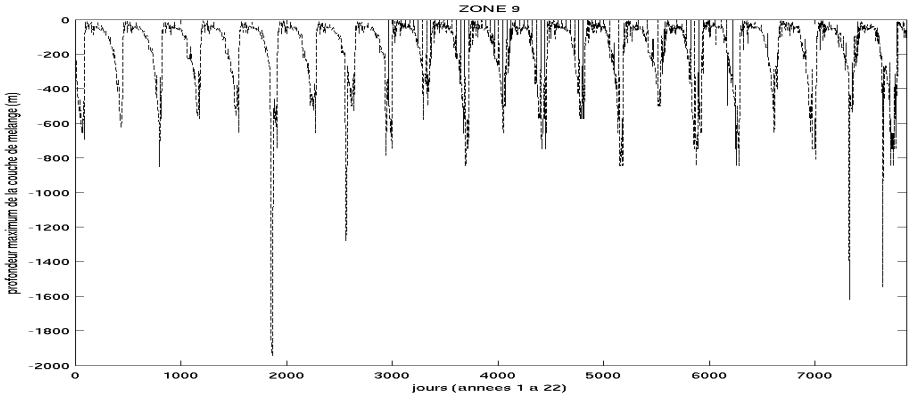


Fig.3.18 : Maximum de la profondeur de la couche de mélange en mètre dans la mer Egée (Zone 9 sur la Fig.2.6) de l'année 2 à l'année 23 de la simulation MED16-07.

III.5.2.4 ADW

La formation de l'ADW au sud de la mer Adriatique a toujours été considérée qualitativement similaire au processus de la formation de la WMDW dans le Golfe du Lion. Les eaux froides superficielles sont formées par refroidissement et l'évaporation pendant l'hiver. Comme dans le golfe du Lion, l'eau sous-jacente chaude et salée est la LIW. Le mélange entre les deux masses d'eaux produit une masse d'eau froide, salée et dense qui plonge jusqu'au fond de la mer Adriatique [Artegiani *et al.* (1989); Klein *et al.* (1999); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Manca (2002); Ovchinnikov (1983); Wu *et al.* (2000)]. L'ADW coule ensuite par le détroit d'Otrante le long du talus jusqu'au fond du bassin ionien formant la EMDW.

La Fig.3.12 (haut) montre que le modèle reproduit bien la convection au Sud de la mer Adriatique avec une profondeur de 400-600 m comparable à celle reportée dans la littérature. L'analyse du processus de la formation de l'ADW dans le modèle montre que pendant le mois de novembre, le gyre au Sud de la mer Adriatique s'élargit et occupe toute la surface du Sud de la mer Adriatique jusqu'à une profondeur de ~400 m entraînant la LIW (>38.8 ; ~15°C) dans sa périphérie (Fig.3.19a-c). Au centre du gyre, les isopycnes forme un dôme avec en son centre les eaux adriatiques (<38.4 ; 12.5°C). Pendant le mois de décembre, une forte perte de chaleur de la surface de la mer entraîne la formation d'eaux superficielles froides ~14°C (Fig.3.19d-f) tandis que le gyre se divise en deux centres à la surface en devenant quasiment barotrope. Ceci entraîne la LIW vers le centre du bassin ce qui forme des eaux salées (38.6), froides (13.5°C) et denses (29.05) à une profondeur de ~150 m. Par conséquent, la colonne d'eau devient instable ce qui provoque la formation des cheminées au centre du gyre pendant le mois de janvier (Fig.3.19g-i).

Le vent (la Bora) souffle fort, en hiver, ce qui intensifie le gyre au Sud de la mer Adriatique, et ce qui provoque un fort mélange avec la LIW séjournant à ~200 m. Ceci forme une masse d'eau caractérisée de σ>29.1, S=38.5 et θ=13°C, qui détruit la stratification et plonge jusqu'à 400 m conformément à Civitarese & Gacic (2001) (voir leur figure 3). Au cours du mois de février, le gyre montre une vitesse supérieur à 10 cm/s jusqu'au fond, un fort mélange se produit et une homogénéisation de la colonne d'eau peut être observée jusqu'à 1000 m (Fig.3.19j-l). Pendant le mois de mars, la convection atteint son maximum et la nouvelle ADW (σ>29.15, S=38.5 et θ=12.5°C) remplit le fond du Sud de la mer Adriatique (Fig.3.19m-o). En avril, la thermocline et la pycnocline réapparaissent sur les 100 premiers mètres (Fig.3.19q, r). Pendant la période mai-juin, le gyre se rétracte à 400 m de profondeur, la veine de la LIW réapparaît à ~200 m et la stratification se reproduit en s'associant à la phase de la dispersion de l'ADW (Fig.3.19s-x). En effet, les caractéristiques de cette masse d'eau sont légèrement moins fortes que celles reportées dans la littérature [Klein *et al.* (2000); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Manca *et al.* (2003)]. Ceci pourrait expliquer le déplacement de l'ADW dans le BI à 1500 m seulement contre une profondeur observée >2000 m. Notons que Manca *et al.* (2003) ont indiqué que l'ADW ne plongeait pas à une profondeur >1500 m au Nord du BI.

La MLD montre une forte variabilité interannuelle de la convection au Sud de la mer Adriatique (Fig.3.20) d'une période de 4 ans ce qui est liée à la répétition du forçage atmosphérique de la simulation (§II.3.4 et §II.3.5.1.2). Certaines années (13, 17 et 22) caractérisées par des hivers doux et des fortes précipitations, la convection ne dépasse pas 300 m de profondeur et par conséquent, peu d'ADW est formée.

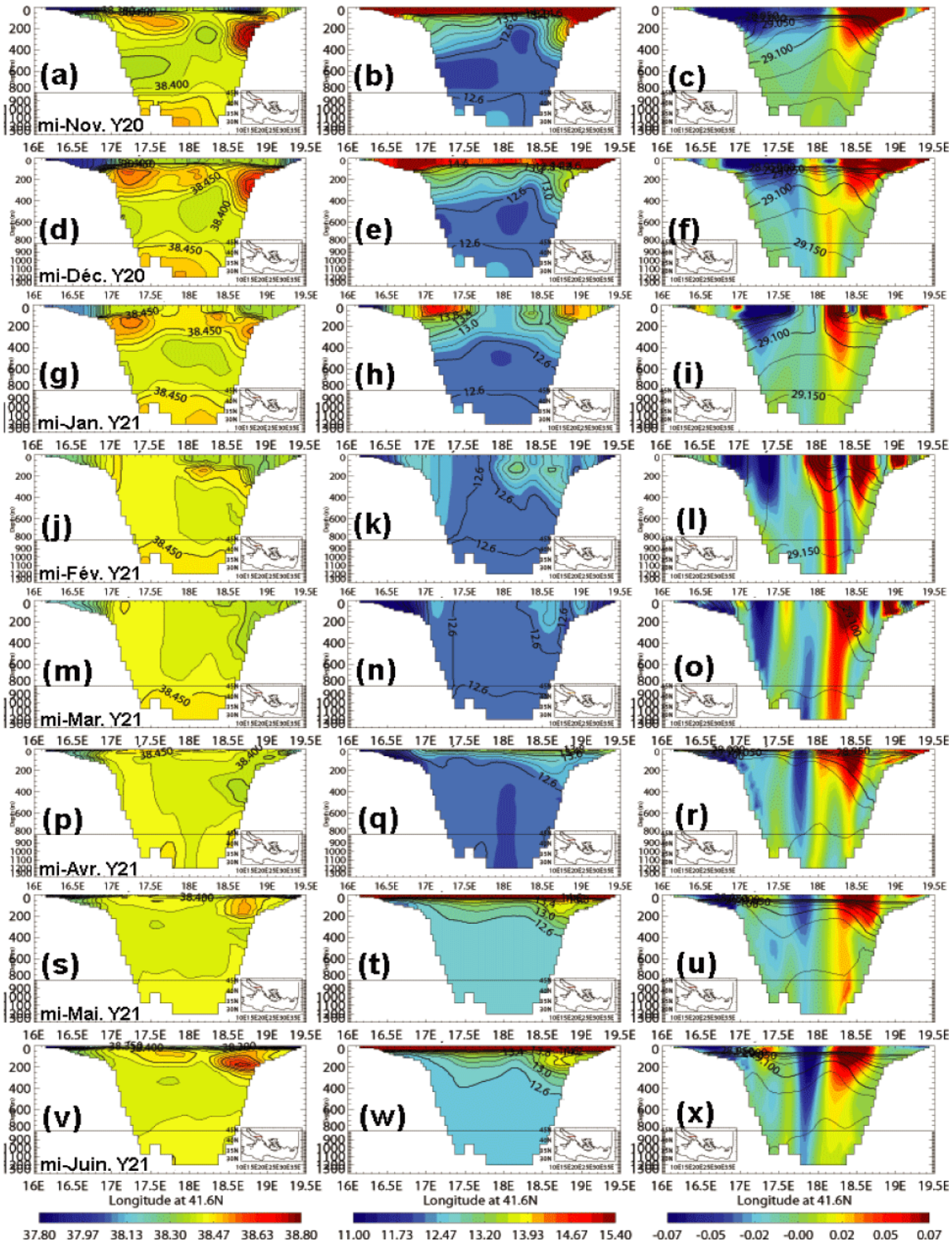


Fig.3.19 : Série temporelle des coupes verticales à travers la mer Adriatique à 41.6°N de novembre de la 20ème année à juin de la 21ème année de la simulation MED16-07, (colonne de gauche) de la salinité, (colonne du milieu) de la température potentielle et (colonne de droite) de la densité superposée sur la vitesse méridienne.

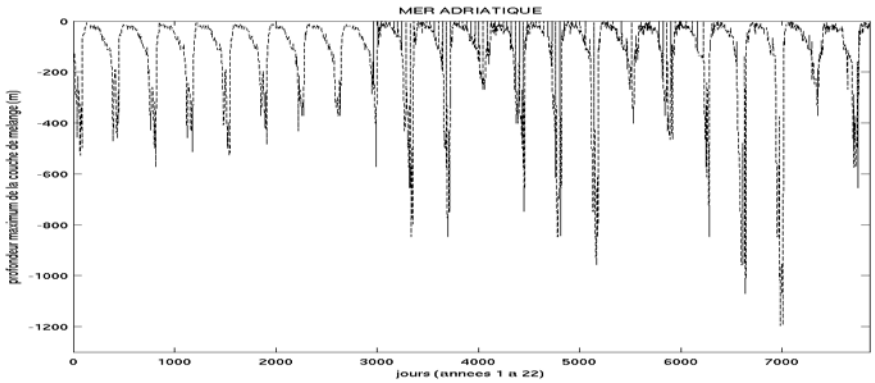


Fig.3.20 : Maximum de la profondeur de la couche de mélange en mètre dans la mer Adriatique (Zone 5 sur la Fig.2.6) de l'année 2 à l'année 23 de la simulation MED16-07.

III.5.2.5 LDW

Sur *et al.* (1992) ont indiqué pour la première fois la formation occasionnelle de LDW par la convection profonde dans le RG. Les sorties de MED16-07 montrent que la profondeur de la convection peut atteindre 1000-2000 m certaines années (Fig.3.12, bas), (Fig.3.16) et (Fig.3.21) à cause d'un fort refroidissement pendant des hivers très froids, comme cela a été observé par Özsoy (1993) et Gertman *et al.* (1994). Les eaux formées sont caractérisées par une salinité de l'ordre 38.85-38.9 et une température de l'ordre de 13.8-14.2°C et une densité de l'ordre de 29.15. Les caractéristiques de la LDW formée par le modèle sont donc tout à fait conformes à celles décrites dans la littérature [Castellari *et al.* (2000); The LIWEX Group (2003)] (§I.3.1 et Tab.1.1).

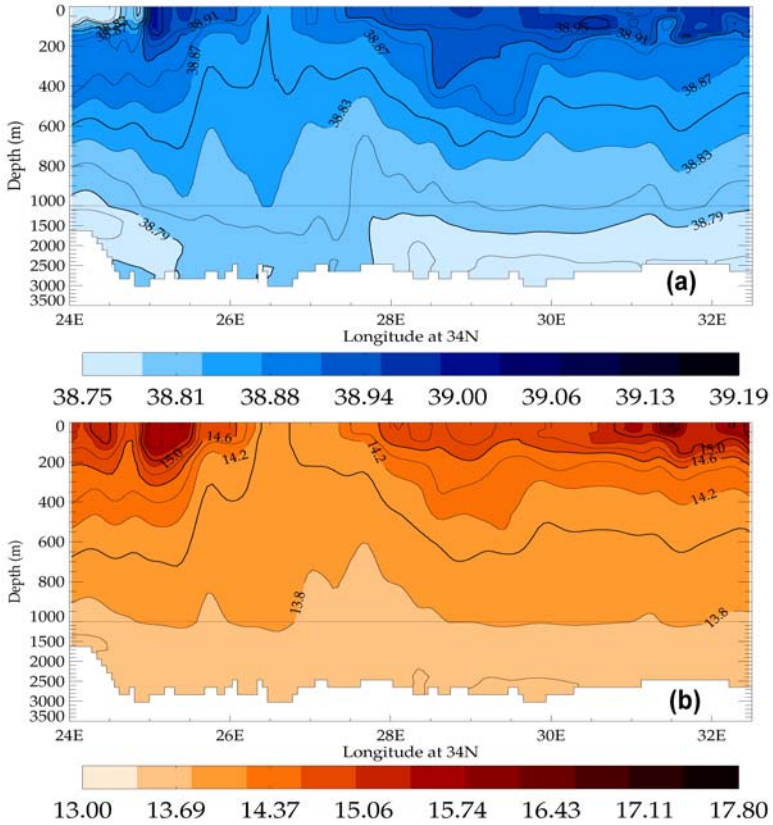


Fig.3.21: Coupes verticales à 34°N (a) de la salinité et(b) de la température potentielle, illustrant la convection hivernale pour le mois de février de l'année 23 de la simulation MED16-07 (voir Fig.3.12bas).

III.5.2.6 CDW

Comme nous l'avons constaté dans le premier chapitre, la contribution de la CDW dans la EMDW est négligeable par rapport à l'ADW [El-Gindy & El-Din (1986)]. Ce n'est que récemment qu'une quantité importante ~20% de l'EMDW a été remplacée par la CDW [Roether *et al.* (1996)]. De nombreux mécanismes de formation de la CDW ont été proposés [Theocharis *et al.* (1999a); Tsimplis *et al.* (1999)] (§I.3.2.3).

Sur la Fig.3.18 le maximum de MLD dans la mer de Crète atteint des profondeurs de ~1500 m pendant certaines années ce qui montre que le modèle est en mesure de former des eaux profondes pendant l'hiver. Mais la faible quantité formée et la différence entre ces caractéristiques et celles observées dans la Méditerranée Est, ne nous permettent pas de déterminer si cette masse est bien la CDW ou non. Dans tous les cas, cette formation d'eau profonde dans la Mer de Crète n'est pas à mettre en rapport avec le mécanisme qui aurait présidé à l'EMT. En effet les forçages atmosphériques (1998-2004) utilisés ne comprennent pas l'anomalie atmosphérique qui aurait pu déclencher l'EMT selon Wu & Haines (1998). L'objectif de la simulation MED16-ERA40 (voir Annexe C) était justement d'essayer de simuler cet épisode.

III.6 *Fonction de courant zonale*

La fonction de courant zonale représente le transport volumique, intégré méridionalement sur toute la bande de latitude du domaine. Cette fonction de courant, dite fonction d'*overturning* couramment utilisé dans l'Atlantique selon les méridiens, est généralement utilisée pour caractériser l'intensité de la circulation thermohaline. Les sorties de MED16-07 (Fig.3.22) montrent une cellule positive s'étendant de la surface à 500 m de profondeur, communément connue comme la cellule principale de la circulation thermohaline de la Méditerranée constituée de l'écoulement vers l'Est des eaux atlantiques à la surface et l'écoulement vers l'Ouest des eaux méditerranéennes dans les couches intermédiaires à ~250 m [Lascaratos *et al.* (1999); Malanotte-Rizzoli (1994)]. Vers 15°E à 150-200 m de profondeur, cette cellule atteint un transport maximum d'environ 0.6 Sv, valeur déjà obtenue par Myers, (1999).

Sous cette cellule, apparaît une cellule inverse profonde, située entre 500 et 2000 m au niveau de la mer Egée et le bassin de Rhodes (Fig.3.22 haut). Le transport moyen de ~0.2 Sv dans cette cellule suggère la formation de la LDW et la CDW et leur plongée vers le fond en accord avec Schlitzer *et al.* (1991) et Theocharis *et al.* (2002).

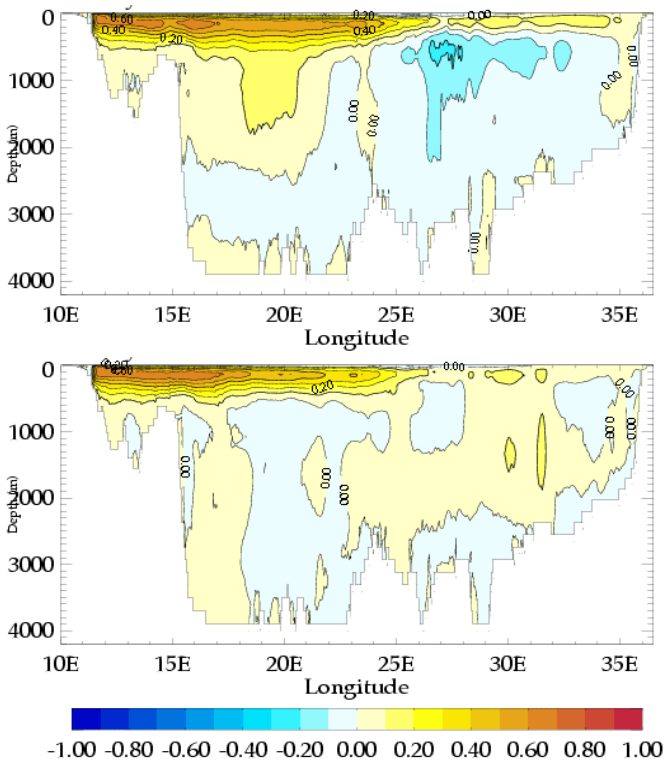


*Fig.3.22: Fonction de courant zonale d'*overturning *dans la Méditerranée Orientale moyenne pour la 16ème année (haut) et la 20ème année (bas), l'intervalle des contours 0.1 Sv.*

Vu la variabilité interannuelle de la convection et de la formation des eaux profondes, on attend évidemment une variabilité interannuelle de la fonction de courant zonale (Fig.3.22). Mais on remarque également que la profondeur de la cellule principale se réduit et la cellule négative s'affaiblit, voire disparaît à la fin de la simulation.

Alors, comment explique-t-on cette variabilité ? En effet, ce qui contrôle l'intensité de transport d'*overturning* zonal, ce sont les gradients zonaux de densité à grande échelle notamment la différence de densité entre les eaux dense d'origine méditerranéenne et les eaux plus légères d'origine atlantique. Donc le maintien du gradient de densité à grande échelle dépendra essentiellement de la conservation des propriétés des eaux denses méditerranéennes après leur dispersion loin de leurs sites de formation. On peut donc penser, au vu de l'affaiblissement du transport d'*overturning* zonal qui est observé, qu'un mélange important des eaux denses se soit produit au cours de la simulation conformément aux résultats obtenus des diagrammes θ-S. La structure spatiale de la cellule thermohaline positive semble cohérente : de 0.6 à 0.8 Sv d'eaux atlantiques passent par le Détroit de Sicile et avancent dans le bassin Ionien jusqu'au centre du BL, valeur similaire à celle de la cellule d'*overturning* supérieure.

III.7 Fonction de courant barotrope

La fonction du courant barotrope représente le transport volumique horizontal intégré sur toute la colonne d'eau. Elle est utilisée communément pour décrire la structure générale de la circulation horizontale dans les premiers 1000 m de l'océan. Son interprétation devient difficile dans les zones où cohabitent des écoulements de différentes origines à différentes profondeurs, comme c'est le cas de la Méditerranée Est. Elle nous permet néanmoins de visualiser d'une

manière réaliste les structures principales de la circulation superficielle observée dans la Méditerranée Est (Fig.3.23), tels que les anticyclones au centre du BI (IAs), l'anticyclone de Pélops (PA), le courant AIS traversant le centre du BI [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)], le gyre Sud Adriatique, le RG et les anticyclones au Sud du BL (Mersa-Matrouh et Shikmouna selon POEM [Robinson *et al.* (1991)]). La circulation dans le BI forme deux cellules, cyclonique au Nord et anticyclonique au Sud d'une intensité de ~2 Sv, séparées par l'AIS transportant ~3 Sv conformément aux résultats obtenus par Roussenov *et al.* (1995). La circulation générale dans le BL présente une large cellule cyclonique s'étendant sur tout le bassin avec un maximum de transport de l'ordre 4 Sv au centre du RG. Des anticyclones de méso-échelle avec un maximum de transport >5 Sv (dans la région de Mersa-Matrouh), entourent la cellule cyclonique en accord avec Hamad (2003) et Millot & Taupier-Letage (2005).

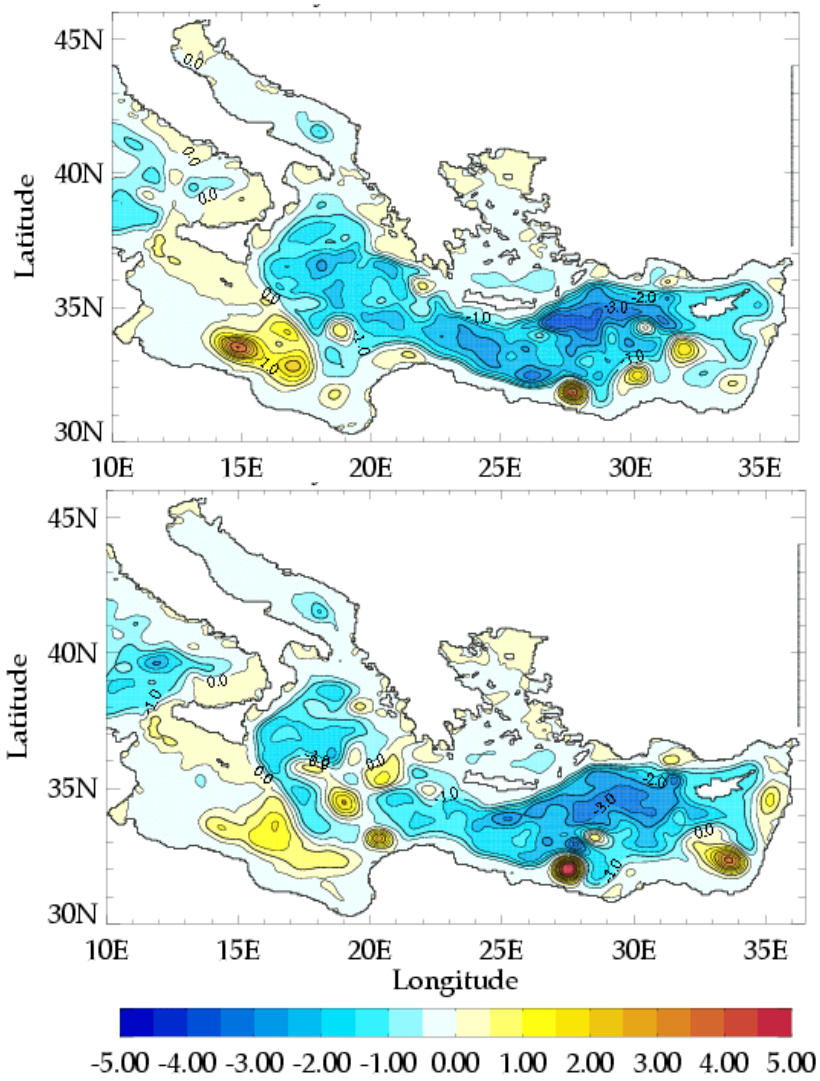


Fig.3.23: Moyenne annuelle de la fonction de courant barotrope dans la Méditerranée Orientale de la simulation MED16-07 pour la 16ème année (haut) et la 20ème année (bas), l'intervalle ces contours 0.5 Sv.

Bien qu'on trouve globalement la structure de la fonction de courant au long de la simulation, une variabilité interannuelle est décelable (Fig.3.23). La circulation est plus faible pendant la 20ème année que pendant la 16ème année par exemple. On note que le modèle reproduit de

manière réaliste les structures générales de la circulation de la Méditerranée orientale, qui seront détaillées dans les chapitres suivants.

III.8 Transport à travers les détroits

Les détroits sont considérés comme des clés de contrôle de la circulation générale. Ce sont des zones à travers lesquelles l'échange entre les masses d'eau de deux océans ou bassins ait lieu, ce qui joue un rôle important pour le mélange et la distribution de ces masses d'eau. Afin de valider le modèle aux observations, je vais passer en revue le détroit de Sicile, interconnexion entre le bassin Est et le bassin ouest, le détroit d'Otrante, et les passages de l'Arc de Crète qui contrôlent l'arrivé d'eau levantine et la sortie des eaux de la mer Egée vers le BI et le BL.

III.8.1 Détroit de Sicile

Sur la figure.3.24a, je présente le transport de la LIW vers le bassin Occidental de la Méditerranée, à travers le Détroit de Sicile. La variabilité du transport autour d'un débit moyen de 1.045 Sv sur les 14 dernières années de la LIW est de l'ordre de ±0.25 Sv, tout à fait en accord avec l'observation d'Astraldi *et al.* (1999) (1.1 Sv), de Garzoli & Maillard (1979) (1.15 Sv), de Gasparini & Astraldi (2002) (1.0±0.25 Sv), et les observations les plus récentes [Béranger *et al.* (2004)] ainsi que la valeur de la climatologie (1.0±0.25 Sv) [Béranger *et al.* (2005b); Béranger *et al.* (2005a)]. Bien qu'un signal saisonnier soit décelable avec un maximum de flux pendant l'hiver (~1.4 Sv) et minimum pendant l'été (~0.7 Sv), une variabilité de haute fréquence domine le transport au cours de la simulation. Ceci peut être lié à la variabilité de méso-échelle de la circulation dans cette région [Moretti *et al.* (1993)]. Malgré un débit plus fort pendant l'année 19 (1.65 Sv) qui semble fortement lié au forçage atmosphérique, un cycle de 2 ans caractérise la variabilité interannuelle.

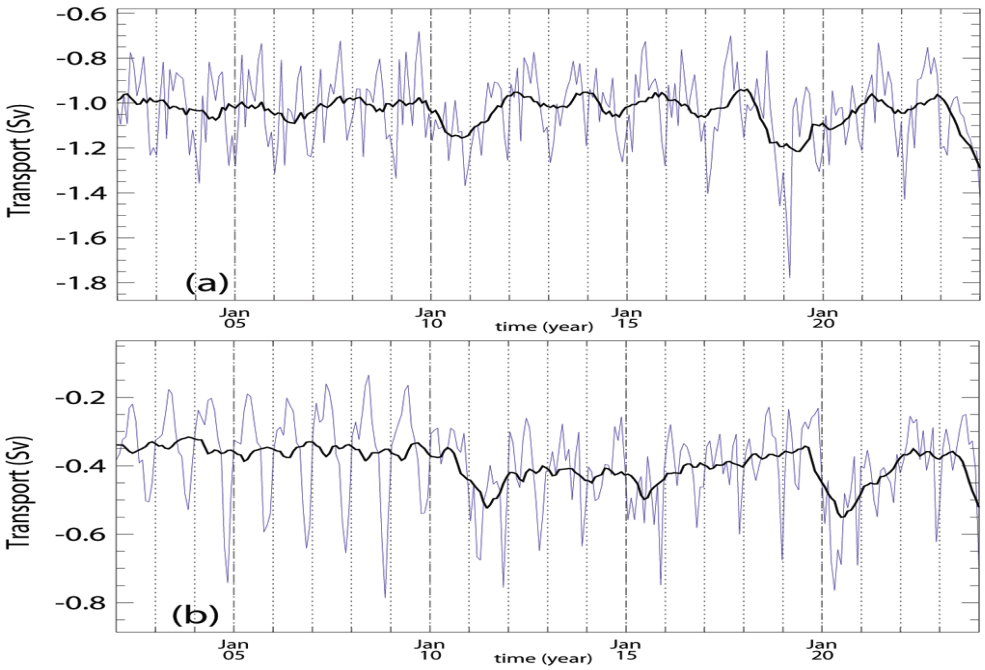


*Fig.3.24 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle (a) du transport volumique de la LIW vers la Méditerranée Occidentale à travers le Détroit de Sicile et (b) du transport de l'ADW vers le bassin Ionien à travers le Détroit d'Otrante (moyenne mensuelle : trait fin plein et filtrage sur 12 mois : trait gras plein). Les valeurs négatives indiquent le transport vers l'Ouest et le Sud respectivement.***Détroit d'Otrante**

Concernant le transport de l'ADW à travers le Détroit d'Otrante (Fig.3.24b), le modèle montre un débit moyen sur les 14 dernières années de l'ordre de 0.41 Sv en accord avec la valeur reporté dans la littérature [Roether & Schlitzer (1991); Theocharis *et al.* (2002)]. Le transport de l'ADW montre un minimum de ~0.25 Sv pendant l'été et un maximum de ~0.6-0.75 Sv à la fin de l'automne conformément aux observations de Manca (2002) (0.35-0.45 Sv) et Manca *et al.* (2003) (0.15-0.5 Sv). A partir de la 10ème année (2 ans après la fin du forçage perpétuel), le transport à travers le Détroit d'Otrante est dominé par une variabilité à haute fréquence ressemblant beaucoup à celle du Détroit de Sicile. Ceci masque la variabilité saisonnière, mais le maximum de transport d'ADW vers le BI est évident pendant l'automne et le début de l'hiver. Par contre, la variabilité interannuelle est fortement corrélée avec le forçage atmosphérique utilisé (§II.3.4 et Fig.2.16), qui engendre un maximum de transport annuel moyen pendant les années 11, 15 et 20 correspondant au forçage de l'année 1999 caractérisé par un hiver froid [Manca *et al.* (2003)].

III.8.3 Passages à l'Ouest de l'arc de Crète

Le flux des eaux de la mer de Crète vers le BI à travers les passages à l'Ouest de la Crète est de l'ordre de ~1.25 Sv au début de la simulation et décroît jusqu'à une moyenne sur les 14 dernières années de 0.86 Sv (Fig.3.25a). En revanche, pendant la même période, le flux des eaux du BI vers la mer Egée augmente de ~0.25 Sv à ~0.4 Sv. Ceci conduit à un flux net vers le BI à travers les passages Ouest de l'arc de Crète de ~0.46 Sv, ce qui est en accord avec Kontoyiannis *et al.* (1999) (~0.3 Sv pour la CDW sulement) et Tsimplis *et al.* (1997) (0.5 Sv) mais inférieur à l'estimation de Nittis *et al.* (2003) (~1 Sv). Contrairement aux détroits de Sicile et d'Otrante, la variabilité saisonnière du flux de la mer de Crète vers le BI est nettement visible avec un minimum du transport de ~0.5 Sv pendant l'été et un maximum qui peut atteindre ~2 Sv pendant l'hiver. Ceci peut être lié aux vents du Nord et à la dispersion de la CIW et CDW après leur formation pendant l'hiver. La signature de la variabilité interannuelle peut être observée pendant les 15 dernières années de la simulation d'une période de ~4 ans conformément à celle du forçage atmosphérique (1998-2003).

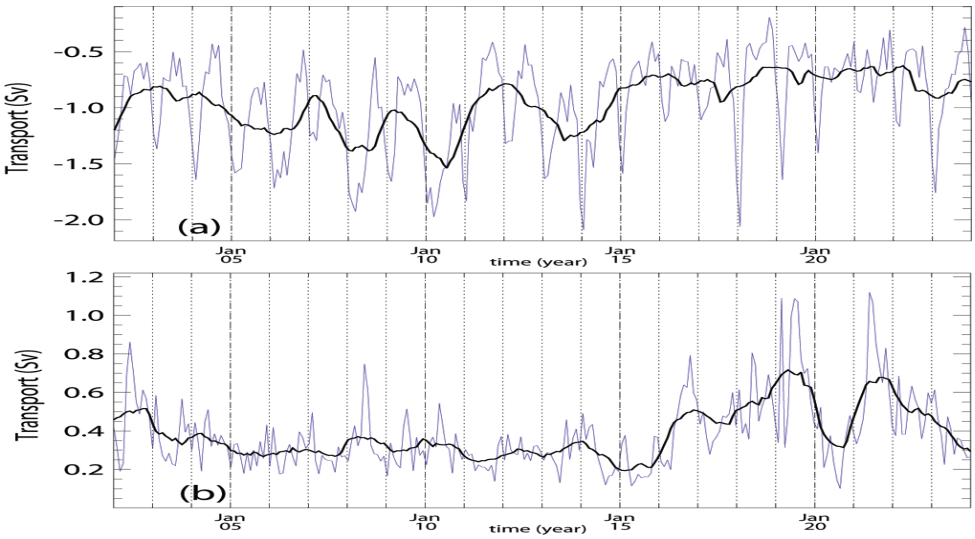


Fig.3.25 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle du transport volumique à travers les passages d'Ouest de l'Arc de Crète (a) vers l'Ouest sortant de la mer Egée, et (b) vers l'Est entrant dans la mer Egée (moyenne mensuelle : trait fin plein et filtrage sur 12 mois : trait gras plein). Les valeurs négatives indiquent le transport vers l'Ouest.

III.8.4 Passages à l'Est de l'Arc de Crète

Le transport à travers les passages de l'Est de l'Arc de Crète (Fig.3.26) entre le BL et la mer Egée est nettement plus élevé que celui des passages d'Ouest, ce qui peut être explique l'impacte de l'AMC. Le flux total des eaux levantines varie de 1 Sv pendant l'été à 4 Sv pendant l'hiver. Le flux moyen des eaux levantines sur les 14 dernières années est de ~2.23 Sv pour un flux moyen des eaux égéennes de ~1.7 Sv seulement. Ceci donne un bilan de transport à travers les passages à l'Est de l'arc de Crète de ~0.53 Sv. Cette valeur est en bon accord avec l'observation de Kontoyiannis *et al.* (1999) (~0.3 Sv pour la CDW seulement) mais inférieure de l'estimation de Nittis *et al.* (2003) (~1 Sv). La variabilité interannuelle (~1 Sv) est plus forte qu'à l'Ouest (~0.5 Sv).

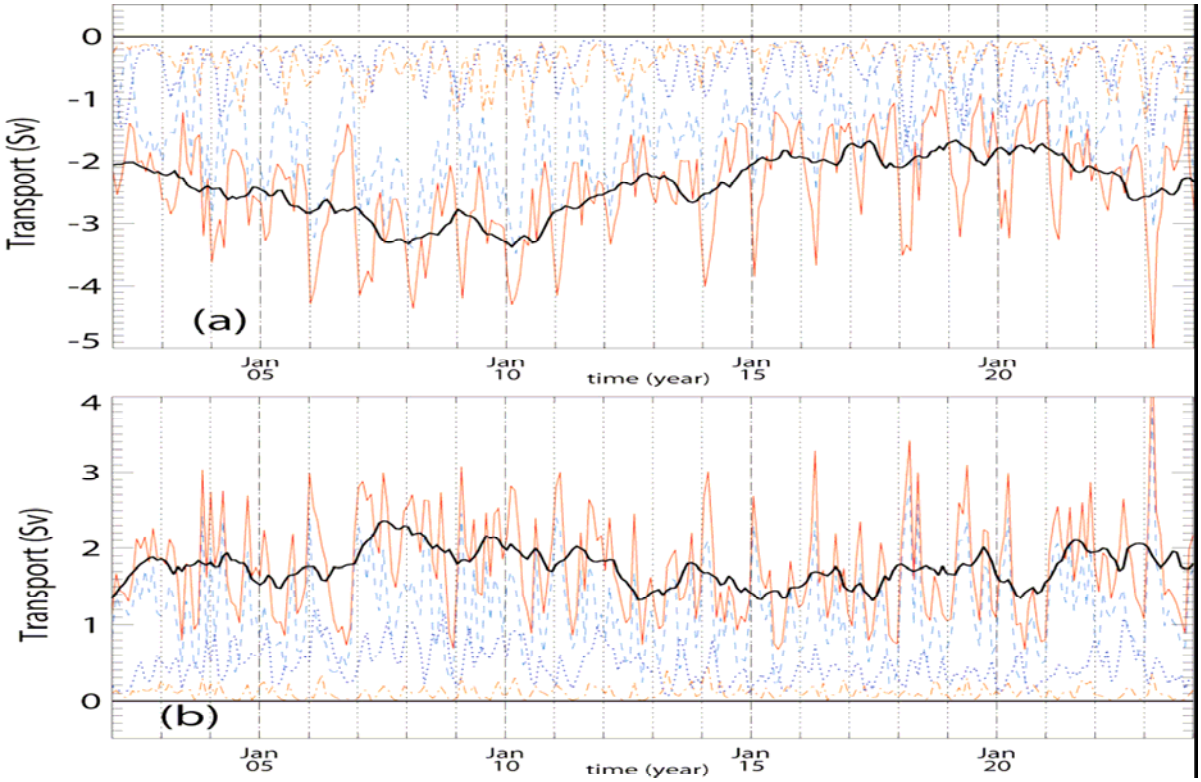


Fig.3.26 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle du transport volumique à travers les passages d'Est de l'Arc de Crète : trait plein rouge (Passage de Kassos : pointillé bleu, passage de Karapathos : tiret bleu claire, passage de Rhodes : trait pointillé orange) (a) vers l'Ouest entrant dans la mer Egée et (b) vers l'Est sortant de la mer Egée (transport total lissé sur 12 mois en trait gras plein noir).

III.9 Conclusion

Dans ce chapitre, j'ai tenté d'évaluer le comportement du modèle au cours de cette simulation à partir des quantités intégrales (énergie, flux aux détroits, volume d'eaux formées, …) ou de l'hydrologie. L'analyse des séries temporelles des bilans énergétiques, contenu thermique et contenu en sel, nous a permis de vérifier l'état d'équilibre du modèle tout au long de l'expérience. L'énergie cinétique est stabilisée à partir de la 2ème année de la simulation, tandis que l'ajustement à l'échelle globale du champ de densité n'est atteint qu'après 10 ans, avec tout de même un gain thermique sur la totalité de la Méditerranée de ~0.1°C observé pour les 24 ans de simulation. En revanche, le contenu en sel se stabilise après la 10ème année. Pourtant, les sous bassins de la Méditerranée Orientale ne montrent pas tous le même comportement, le BI et le BL gagnant du sel, la mer Adriatique et la mer Egée en perdant

pendant 10 ans pour se stabiliser par la suite de la simulation. Le bilan par couches des sous bassins de la Méditerranée Orientale montre que la dérive observée est due aux couches profondes >600m qui n'atteingnet pas encore leur état d'équilibre en fin de simulation. La perte de sel dans les couches profondes s'explique par le fait que les masses d'eaux néoformées sont en général moins salées que celles observées ou décrites dans les climatologies.

Un cycle saisonnier modulé par une variabilité interannuelle est décelable sur toutes les séries temporelles précédemment citées. L'amplitude de ce cycle est plus importante dans la Méditerranée Orientale que dans la Méditerranée Occidentale, tandis que la variabilité interannuelle semble plus marquée dans le bassin Occidental de la Méditerranée.

Le modèle est capable de simuler le processus de convection hivernale correctement dans les zones communément observées (Sud Adriatique, Sud Egée et Nord Levantin). J'ai montré que le processus de la formation de l'ADW au Sud de la mer Adriatique et la LIW dans le RG suit les mêmes phases conformément aux mécanismes de convection profonde au large. L'utilisation de la fonction de Bernoulli pour le diagnostic de la formation des masses d'eaux a permis de clarifier l'importance des tourbillons dans le processus de convection profonde et la dispersion des eaux néoformées. Notons que le modèle montre que le Nord Ionien et le passage de Crète peuvent être des zones de convection occasionnelles à cause de la forte recirculation cyclonique dans ces régions (ce point sera détaillé plus loin).

Les caractéristiques hydrologiques des masses d'eaux du modèle à la fin de la simulation sont en accord avec les observations. On constate que ces caractéristiques sont plus proches de celles de la situation pré-EMT. Le modèle revient en effet à une situation pré-EMT malgré un état initial issu de la climatologie MEDATLAS-II qui contient les mesures pré-EMT et post-EMT, et ceci en raison d'un forçage atmosphérique sur la période 1998-2003 qui ne présente pas d'anomalie froide ou venteuse.

Le transport *d'overturning* est une méthode efficace pour évaluer la capacité du modèle à simuler d'une façon réaliste la circulation en Méditerranée. L'analyse de la fonction du courant zonale dans la Méditerranée Orientale a permis d'évaluer la circulation thermohaline telle qu'elle est vue par le modèle MED16. La cellule principale (orientée Est-Ouest apportant l'AW et la LIW) est reproduite correctement avec les bonnes valeurs de transport par rapport à la littérature. En revanche, la cellule secondaire (apportant les eaux profondes et qui est plutôt orientée Nord-Sud, donc de ce fait pas bien vu par une fonction de courant zonale) n'est reproduite que de manière occasionnelle.

Les études de la fonction du courant barotrope montrent que le modèle est capable de reproduire les principaux éléments de circulation générale dans la Méditerranée Orientale telle qu'elle est observée. Une forte variabilité spatio-temporelle des structures à méso-échelle est remarquée tout au long de la simulation. Le transport à travers des principaux passages dans le bassin Oriental montre des valeurs étonnamment conformes aux observations. On peut mettre en évidence un cycle de deux ans du flux de la LIW à travers le Détroit de Sicile. Ce signal pourrait être lié à la dynamique interne du bassin oriental. Par contre, la variabilité du flux de l'ADW à travers le Détroit d'Otrante est fortement corrélée au forçage atmosphérique. Le bilan d'échanges entre la mer Egée et le BI et le BL est reproduit d'une façon satisfaisante et comparable aux valeurs reportées dans la littérature.

Arrivé à ce point, on peut considérer que le modèle atteint sa phase d'équilibre à partir de la 10ème année au moins dans les couches supérieures à 1000 m. C'est sur cette base qu'on peut faire confiance au modèle pour étudier la phénoménologie des circulations superficielle et intermédiaire, ainsi que leur variabilité dans la Méditerranée orientale.

IV Analyse de la circulation dans le bassin Ionien

IV.1 Introduction :

Dans le chapitre précédent, nous avons analysé le comportement du modèle et étudié le bilan d'énergie, de sel et de chaleur sur le domaine. D'une façon générale, le modèle atteint son état d'équilibre. Par la suite, nous avons montré à partir du bilan de l'hydrologie que le modèle reproduit d'une façon satisfaisante les masses d'eaux dans la Méditerranée orientale en bon accord avec l'observation POEM et la climatologie MEDATLAS. Nous pouvons donc faire confiance au modèle pour étudier la circulation de ces masses d'eaux précédemment définies.

Dans ce chapitre, j'étudie la circulation dans le Bassin Ionien. Tout d'abord, je présente l'état moyen de la circulation superficielle, puis j'analyse les structures à mesoéchelle reproduites par le modèle. J'étudie ensuite la variabilité saisonnière et interannuelle de la circulation superficielle. Cette variabilité est analysée comparativement à des données satellitaires altimétrique et de SST. Par un suivi de la trajectoire de la LIW par diagnostic de la fonction de Bernoulli, j'ai également examiné la capacité du modèle à reproduire la circulation intermédiaire telle qu'elle est connue dans la littérature.

Dans cette partie, j'utilise les sorties de l'expérience MED16-07 (voir §II.6.1.2).

IV.2 La circulation superficielle

IV.2.1 La circulation superficielle moyenne :

Les caractéristiques moyennes de la circulation superficielle du BI, à l'échelle du bassin, sont présentées sur la Fig.4.1. L'AW occupe le Sud et le Sud-Est du bassin, alors que les eaux LSW, ISW et ASW séjournent au Nord et Nord-Est du bassin au dessus de 34°N à l'Est et 37°N à l'Ouest. Une distribution zonale et méridienne (de S-SW en N-NE) de la température et la salinité domine le BI. La température diminue et la salinité augmente avec un gradient de ~5°C et ~1 en fonction de la latitude. Des eaux relativement chaudes occupent la partie Sud du BI où un maximum de la température ~21°C peut être observé dans le Golfe de Syrte en accord avec les images SST-AVHRR d'Hamad (2003) et de Marullo *et al.* (1999b). La salinité peut atteindre des valeurs de l'ordre 38.5 à l'Est du BI au Sud du Passage de Crète ce qui correspond bien à l'observation POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)].

L'AW est caractérisée par une salinité de l'ordre de 37.5 et une température de 15°C à 19°C à travers le Détroit de Sicile conformément aux observations d'Astraldi *et al.* (1999) et Sammari *et al.* (1999). Deux veines d'AW progressent vers l'Est, l'une à l'intérieur du BI et l'autre en suivant le talus Tunisien. Leurs caractéristiques sont modifiées en allant vers l'Est sous l'effet du réchauffement, de l'évaporation et du mélange avec l'AW plus ancienne et l'ISW.

Une veine importante d'eau salée (>38.75) entre dans le BI depuis la partie Nord du Passage de Crète et depuis la mer Egée par les détroits à l'Ouest de l'arc de Crète et progresse vers le N-NW du BI. Un front, bien visible sur les isohalines, orienté selon un axe NW-SE s'établit entre l'eau douce de l'AW et les eaux salées levantines, ce qui est déjà observé par les campagnes de POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)]. Le NW du bassin est caractérisé par des températures inférieures à 17°C, qui sont dues au mélange avec l'ASW et aux conditions climatiques sévères dominantes dans cette région.

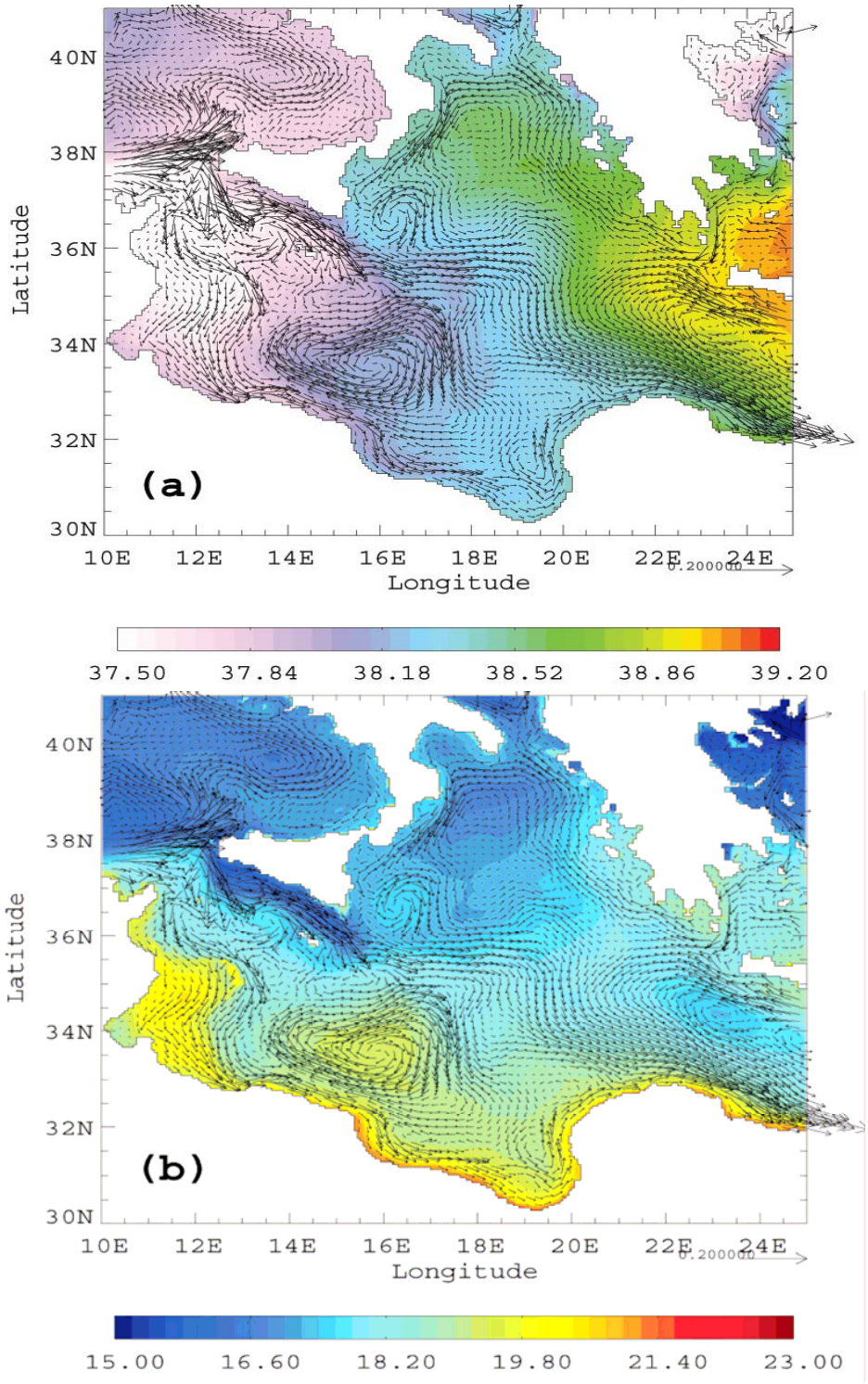


Fig 4.1 : Une moyenne des premiers 50 m de profondeur sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/20 cm s^{-1} (a) vitesse sur la salinité, (b) vitesse sur la température.

Le courant algérien (AC) transportant l'AW arrive au niveau de la pointe ouest de l'île de Sicile (12°E/38°N), pour se diviser en deux branches. L'une continue son écoulement dans la

mer Tyrrhénienne et l'autre tourne à droite pour entrer dans le BI. Cette dernière, à son tour, se divise en deux branches :

La première branche s'écoule le long de la côte sicilienne vers l'est en passant entre la Sicile et Malte pour donner naissance à un jet puissant qui correspond bien à l'AIS. Le minimum de température associé à ce courant est probablement dû à *l'upwelling* le long de la côte de la Sicile. Au centre du bassin, l'AIS s'élargit et forme des méandres et des tourbillons dans son trajet vers le passage de Crète en accord avec Korres *et al.* (2000a). La Figure (4.2a,b) présente le profil vertical des courants zonaux à travers le BI à 16.5°E et à 18°E respectivement. L'AIS est bien identifiable à ~35.5°N (La flèche Fig.4.2a, b) par un jet étroit d'une largeur de ~100km. Sa signature, d'une salinité <38.6 et d'une vitesse >5cm.s^{-1}, est identifiable jusqu'à une profondeur supérieure à 100m.
Le modèle montre que l'AIS est un jet permanent et intense avec une vitesse moyenne supérieure à 20 cm.s^{-1} en surface, ce qui correspond bien à celui révélé par les campagnes POEM et GOIN-URSS [Hecht & Gertman (2001)], et en cohérence avec Nielsen (1912), Ovchinnikov (1966) et Pinardi & Masetti (2000), mais en désaccord avec le schéma de Hamad (2003).

Quant à la deuxième branche au niveau du Détroit de Sicile, elle tourne vers le sud et suit le talus tunisien et est désignée par *Atlantic-Tunisian Current* (ATC) [Béranger *et al.* (2004)]. L'ATC quitte le talus vers 13°E/33.5°N pour former un courant qui coule le long de la côte libyenne comme une veine fine de dizaines de kilomètres de large seulement ayant une vitesse de l'ordre de 15 cm.s^{-1}. Par analogie avec le Courant Algérien, j'appellerai ce courant le « *Libyan Current* (LC)». La structure verticale des courants (Fig.4.2) montre que le LC est serré contre la côte (31.5°N) dans les 50 premiers mètres de profondeur. Les parcours de l'ATC et du LC sont cohérents avec ceux issus de l'analyse des images IR-AVHRR par Hamad (2003) et les schémas de Nielsen (1912) et de Pinardi & Masetti (2000).
Les deux courants, l'AIS et le LC se rejoignent au cap Syrte (21°E/33.5°N) pour engendrer un courant côtier intense qui longe la côte africaine du BL (je l'appellerai l'*Egyptian Current* (EC).

Au Sud du BI, un système anticyclonique d'un diamètre ~300km occupe la zone entre l'AIS et le LC. Ce système est caractérisé par une température et une salinité similaires à celles observées dans la région du Golfe de Syrte. La signature de cet anticyclone est bien visible par l'incurvation des isohalines et les deux noyaux négatif et positif de la vitesse entre 33°N et 35°N (Fig.4.2a). Cette circulation montre une importante variabilité saisonnière et inter-annuelle qui se traduit par l'intensification/affaiblissement des courants, et l'apparition/disparition des tourbillons et des méandres à méso-échelle. L'activité à méso-échelle et la variabilité précédemment citée seront détaillées plus loin.

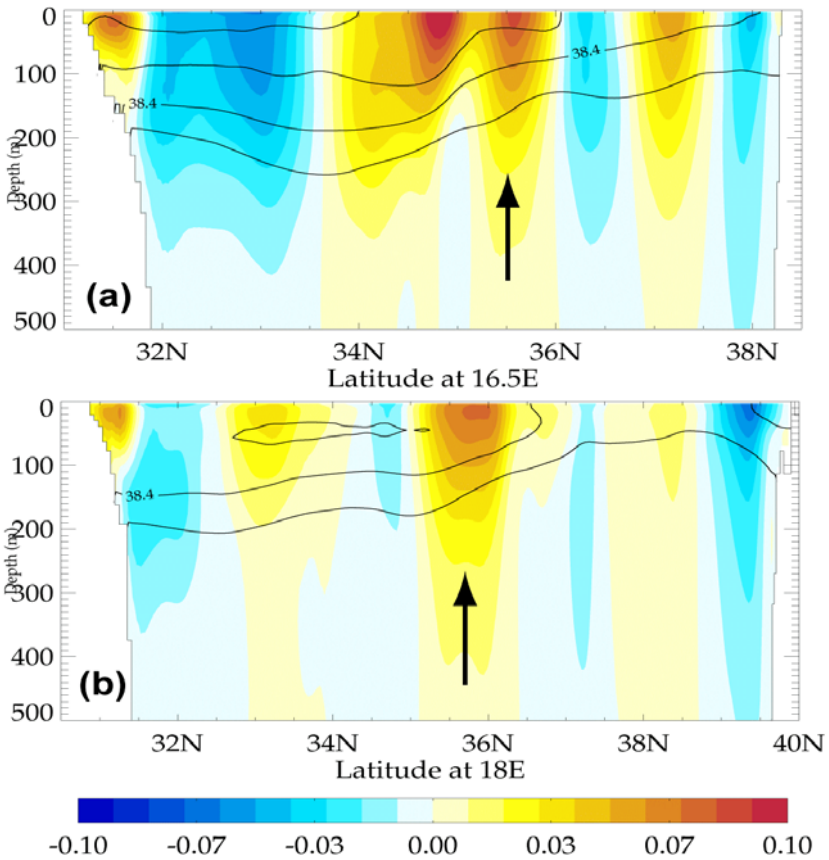


Fig.4.2 : Sections méridiennes des champs moyennés sur les 13 dernières années de la salinité superposée sur la vitesse zonale, les valeurs positives (en rouge) et négatives (en bleu) indiquent la vitesse vers l'Est et l'Ouest respectivement. Les contours indiquent les isohalines <38.6 caractéristiques d'AW dans le BI, l'intervalle est 0.2, (a) à 16.5°E longitude et (b) à 18°E longitude.

La circulation dans la partie Nord du BI est caractérisée par une large circulation cyclonique d'une intensité de l'ordre de 10cm.s^{-1} fluctuant le long des côtes Nord du BI entre l'île de Crète et la Sicile. Au Sud-Ouest de la Crète, une partie de l'AMC recircule dans le cyclone de Crète (CC). Celui-ci est identifiable par une température nettement plus froide que celle des zones avoisinantes (23°E/34.5°N) (Fig.4.1b). Le reste de l'AMC rejoint les eaux sortant de la mer Egée par les détroits à l'Ouest de l'arc de Crète pour engendrer un courant qui coule vers le Nord-Ouest le long des côtes grecques. Arrivant au Détroit d'Otrante, une petite partie entre dans la mer Adriatique, alors que le reste traverse le détroit d'Otrante vers le Sud-Ouest en longeant la côte italienne jusqu'à la pointe NE de la Sicile. Il rejoint l'AIS après avoir recirculé dans un anticyclone d'un diamètre ~100km qui est bien visible sur la vitesse zonale entre 36.5°N et 37.5°N (Fig.4.2a). Cet anticyclone correspond bien à l'IA observé par Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997), et à la recirculation dans cette région indiquée par Robinson & Golnaraghi (1993), en accord également avec Lermusiaux & Robinson (2001).

La structure de la circulation générale vue par MED16 dans le Nord du BI est conforme aux schémas précédemment reportés sur la Fig.1.10 (§I.4) [Hamad (2003); Millot & Taupier-Letage (2005); Nielsen (1912); Ovchinnikov (1966); Pinardi & Masetti (2000)] à l'exception du schéma déduit des observations POEM [Robinson *et al.* (2001)].

IV.2.2 L'activité à méso-échelle :

La résolution horizontale de MED16 qui est de l'ordre ~4.5-6km permet de bien résoudre le 1er rayon de déformation et donc une bonne représentation des phénomènes à méso-échelle comme les jets, les tourbillons, les méandres et les *upwellings côtiers,* etc. Le modèle MED16 montre en effet une forte activité tourbillonnaire dans la Méditerranée orientale, plus importante dans la partie Sud que dans la partie Nord (Fig.4.3). Hormis la baie d'Antalya, le maximum de variabilité se trouve en dessous de 35°N ; dans le Sud du BI (17°E/33°N), dans la zone Mersa-Matrouh et à l'entrée du Bassin Lattaquié (35°E/34°N).

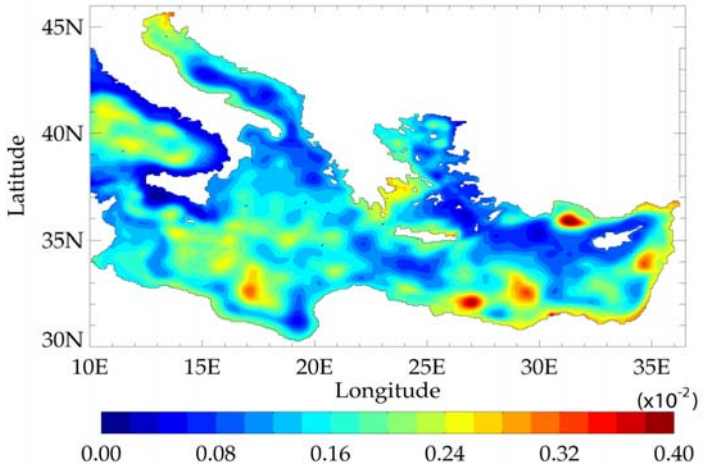


Fig.4.3 : La variance de la hauteur dynamique de la surface de la mer (SSH) moyennée sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07.

IV.2.2.1 Les anticyclones dans le BI central :

Nous avons vu dans le chapitre I (§I.7.1) que la circulation dans le centre du BI peut être décrite par le courant AIS associé à de grands anticyclones récurrents dénommés IAs. L'analyse des différentes simulations MED16 donne de façon remarquable la même image de cette circulation, avec en plus les détails des structures à méso-échelle dues aux méandres de l'AIS dans le centre et le Sud du bassin. Après avoir traversé le détroit de Sicile, l'AIS circule sous la forme d'un jet étroit (une largeur <100km) d'une vitesse variant de 30 à 80 $cm.s^{-1}$. Ce jet méandre fortement jusqu'à engendrer des anticyclones de grands diamètres sur les deux côtés de son trajet. Les Figures (4.4a-f) illustrent cette activité à méso-échelle qui varie beaucoup en forme, position et intensité.

Les tourbillons au centre du bassin (désormais les IAs) ont un diamètre d'environ 300km qui est le plus élevé (Fig.4.5a (1), b) dans la Méditerranée orientale. Ces tourbillons ont souvent une forme irrégulière à cause de leur interaction avec l'AIS. La section verticale de la température (Fig.4.5b) montre un fort contraste entre les eaux chaudes piégées dans le centre et les eaux froides à l'extérieur des tourbillons. La signature des IAs est identifiable sur les isothermes jusqu'à une profondeur supérieure à 1000m.

Malgré la variabilité saisonnière et inter-annuelle de ces tourbillons, ils sont en général présents tout au long de l'année. Notons que pendant les années 10-15, le modèle reproduit le *Messina Rise Vortex* (MRV) et la déviation de l'AIS vers le Nord du bassin (Fig.4.4a, b) conformément aux observations de Lermusiaux & Robinson (2001) et Nardelli *et al.* (2003).

Des diagrammes Hovemoller temps-longitude/latitude de SSH issus de l'expérience MED16-07 révèlent une propagation lente (<1 km/jour) des tourbillons vers le ESE le long de l'isobathe 2500 m (Fig4.6a). Ce sens de propagation a été signalé pour la première fois dans

cette région par Alhammoud *et al.* (2003b) et Hamad (2003). On observe une durée de vie des IAs supérieure à 18 mois en accord avec les valeurs déjà indiquées par ces auteurs. Certains tourbillons survivent plus de 2 ans.

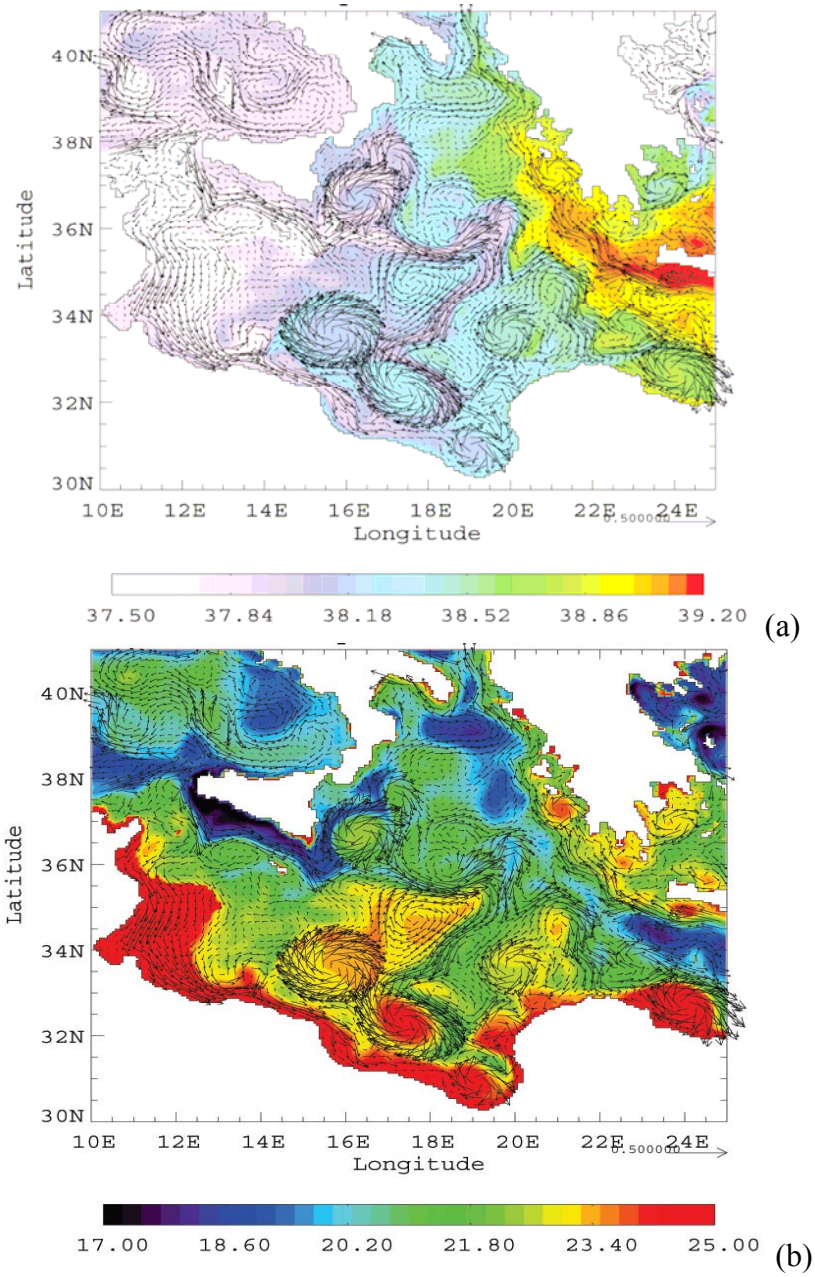


Fig.4.4: Des moyennes des premiers 50 m de profondeur sur deux jours des champs de la vitesse superposés sur la salinité (a) et sur la température (b) de l'expérience MED16-07 en septembre de l'année 12. Une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/50 cm s^{-1}.

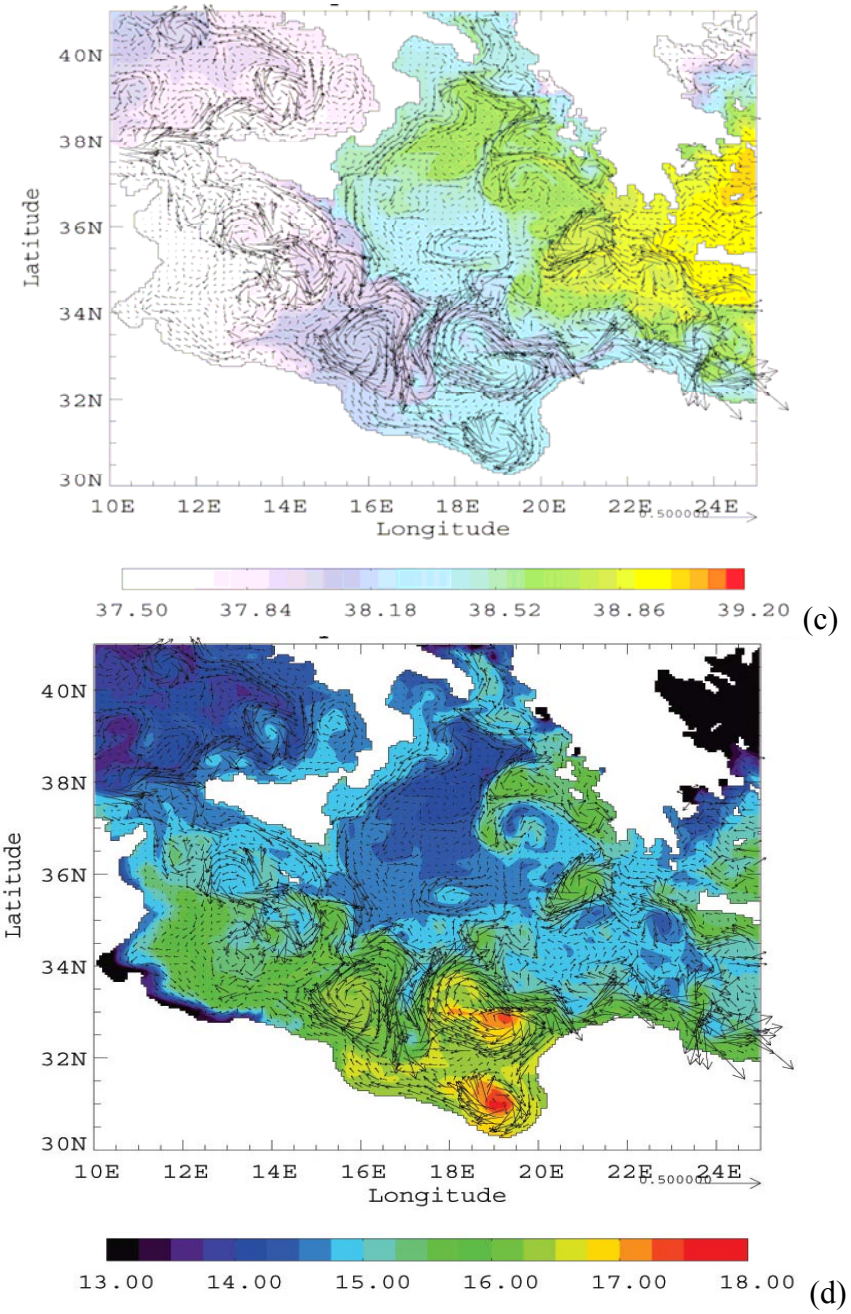


Fig 4.4: (suite), Champs de la vitesse superposés sur la salinité (c) et sur la température (d) en mars l'année 18.

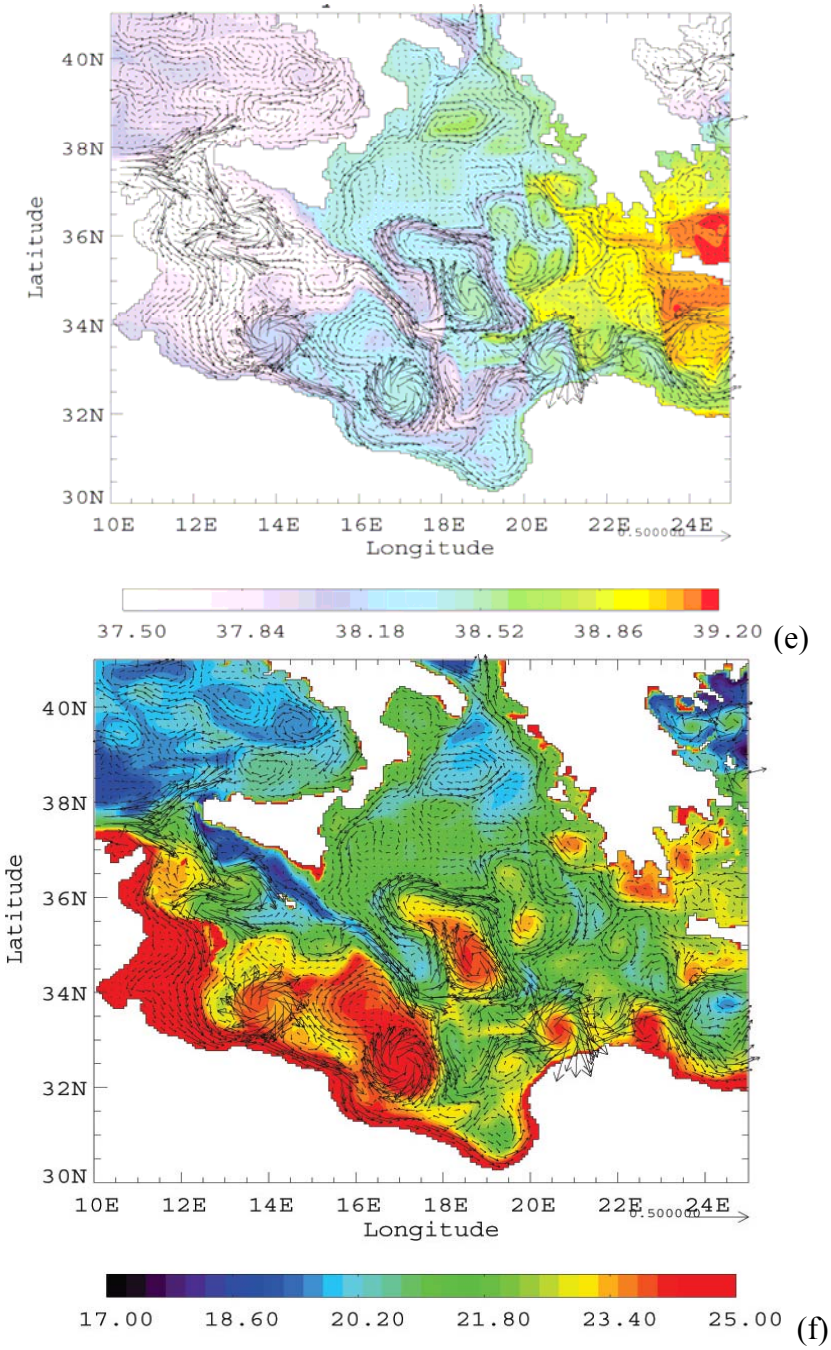


Fig.4.4 : (suite), la vitesse superposés sur la salinité (e) et sur la température (f) en août l'année 21.

Les IAs arrivent au niveau du Cap Syrte (19-20°E/34-35°N) où : (1) soit ils retournent vers le Sud-Ouest pour circuler dans le Sud du BI, (2) soit ils restent stationnaires pendant 1 à 2 ans avant de se dissiper comme le montrent les données altimétriques [Ayoub (1997)]. La circulation dans cette zone montre un comportement complexe ce qui est probablement lié à plusieurs facteurs :

- La bathymétrie dans cette région est caractérisée par une pente accore associée à un mont sous marin de 1000 m (19.7°E/33.5°N).
- L'interaction de l'AIS avec la bathymétrie et l'érosion des IAs sur le mont sous marin dans cette zone [Herbette (2003)].

- La génération permanente des tourbillons de méso-échelle qui se propagent vers le Sud du BI ou vers le Passage de Crète et le BL.

Malgré la répétition du forçage atmosphérique interannuel du modèle, ces tourbillons montrent quand même une forte variabilité sans corrélation avec cette répétition. Ceci nous conduit à dire que le vent ne joue au plus qu'un rôle secondaire dans la génération et la propagation des IAs.

IV.2.2.2 Les tourbillons du Sud du BI :

Sur la figure.4.4, le modèle montre une forte activité tourbillonnaire dans le Sud du BI en dessous de 35°N au cours de l'année. j'appellerai ces tourbillons les LEs (pour *Lybian Eddies*) par analogie aux *Algerian Eddies* (AEs). Les LEs sont anticycloniques avec des diamètres qui varient au cours de leurs vies, entre 75 et 150km et peuvent même atteindre 200km. Ces tourbillons ont des extensions verticales pouvant aller de la surface jusqu'à 1000 m (Fig.4.5c). Ces caractéristiques de LEs ont déjà été indiquées par Hamad (2003).

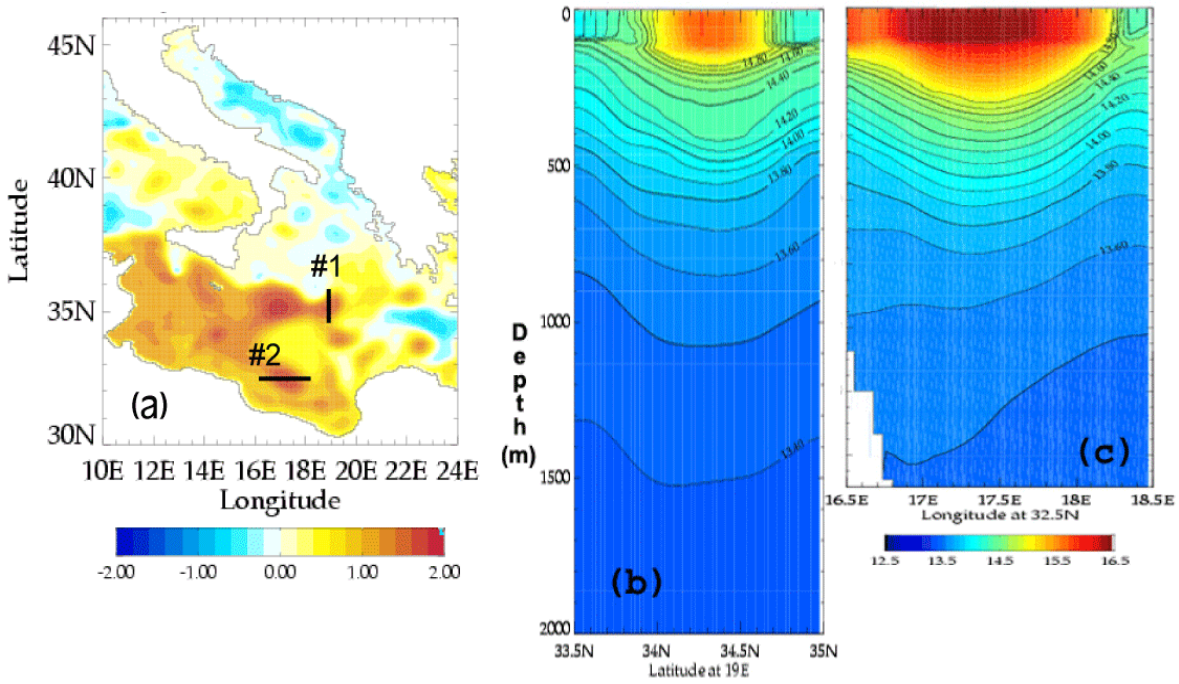


Fig.4.5: Caractéristiques des tourbillons du BI : (a) Un champs de SSH moyenne sur deux jours en février l'année 16 de MED16-07, (b) Une section verticale de la température dans le tourbillon (#1) et (c) La même que (b) mais pour le tourbillon (#2).

Bien que leur diamètre soit plus petit que celui des IAs, leur vorticité (-0.16×10^{-4} s^{-1}) est plus importante que celle des IAs. Ceci peut être interprété par la conservation de la vorticité potentielle [Gill (1982)]. En effet, en l'absence de forçage et en négligeant la variation de la vorticité planétaire et la baroclinicité du fluide, la conservation de la vorticité potentielle se réduit à $d(\zeta/H)/dt=0$, où ζ est la vorticité relative du fluide et H est la profondeur de la colonne d'eau. Donc, si H diminue, ζ aussi ce qui produit un gain de la vorticité négative (anticyclonique). Etant donné la présence de gradients topographiques zonaux dus à une remontée des fonds vers l'Ouest, une structure se propageant vers l'Ouest ou Sud-Ouest, acquiert de la vorticité anticyclonique. Il nous reste de vérifier l'existence d'une propagation vers l'Ouest.

Les diagrammes Hovemoller temps-longitude/latitude de SSH (Fig4.6c) mettent en évidence la propagation des LEs vers l'Ouest avec une vitesse de propagation d'environ 1-2km/j. Les vitesses orbitales de surface associées aux LEs sont de l'ordre 40-80 cm/s. Ayoub (1997) a déjà observé une propagation des signaux de SLA vers l'Ouest dans le Sud du BI à partir des données altimétriques. L'auteur a estimé la vitesse de propagation entre 1 et 1.5 km/j ce qui est en cohérence avec nos résultats. Malgré la différence entre les valeurs estimées de la vitesse et la valeur calculée (0.22 km/j) selon la théorie des ondes de Rossby linéaires, en l'absence de courant moyen et par fond plan, l'auteur a interprété ces signaux de SLA au Sud du BI comme des ondes de Rossby planétaire. Le manque d'accès au signal de la surface moyenne de la mer, et par conséquent la signature des courants moyens dans les mesures de T/P a peut-être conduit l'auteur à cette interprétation.

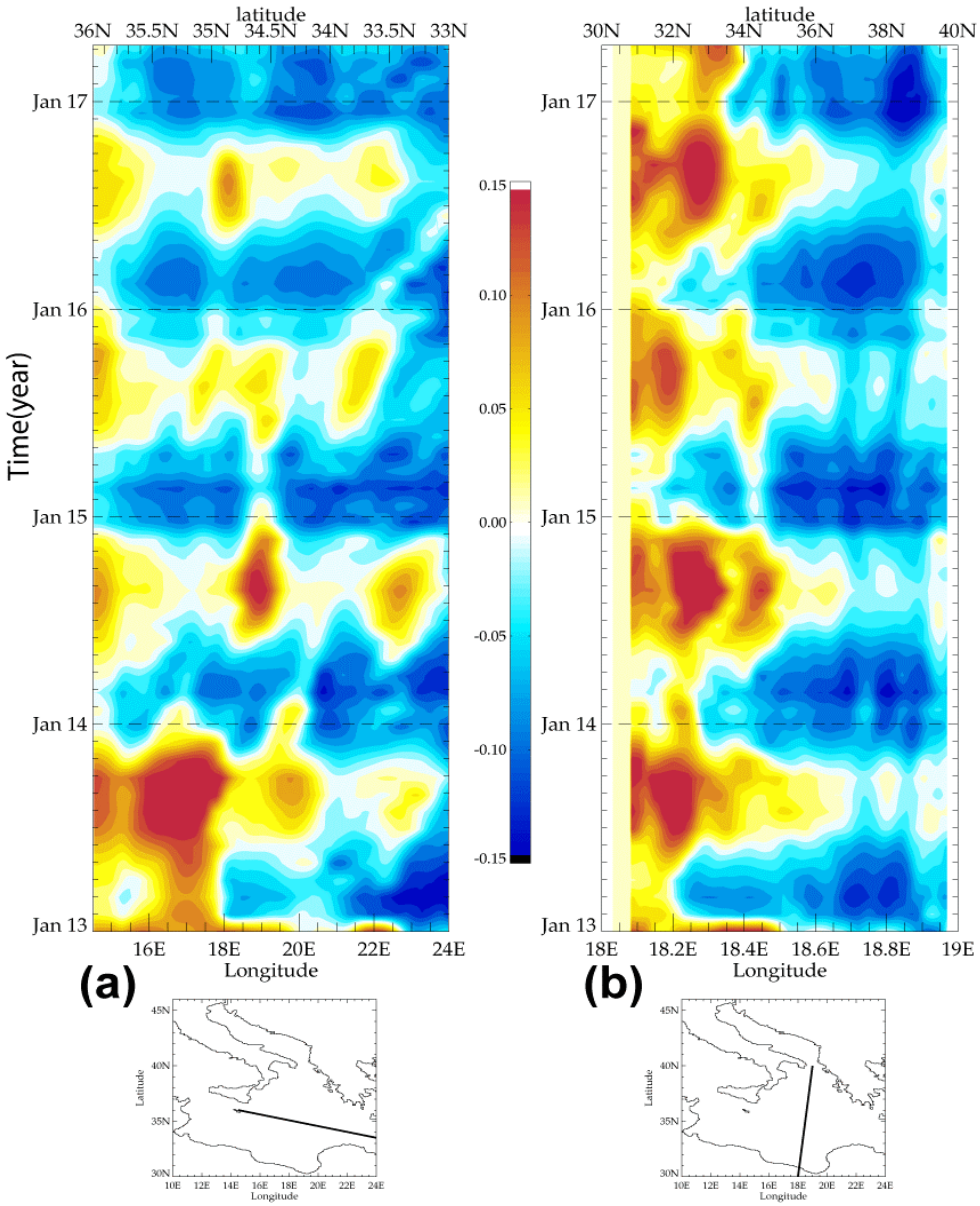


Fig.4.6 : Diagrammes Hovemoller Longitude/Latitude (abcsisses)-Temps (ordonnées) de la moyenne mensuelle de SSH pendant 52 mois de la simulation (de janvier de l'année 13 à mars de l'année 17) dans le BI (a) le centre, (b) N-S du centre. La position des sections est tracée en bas des diagrammes.

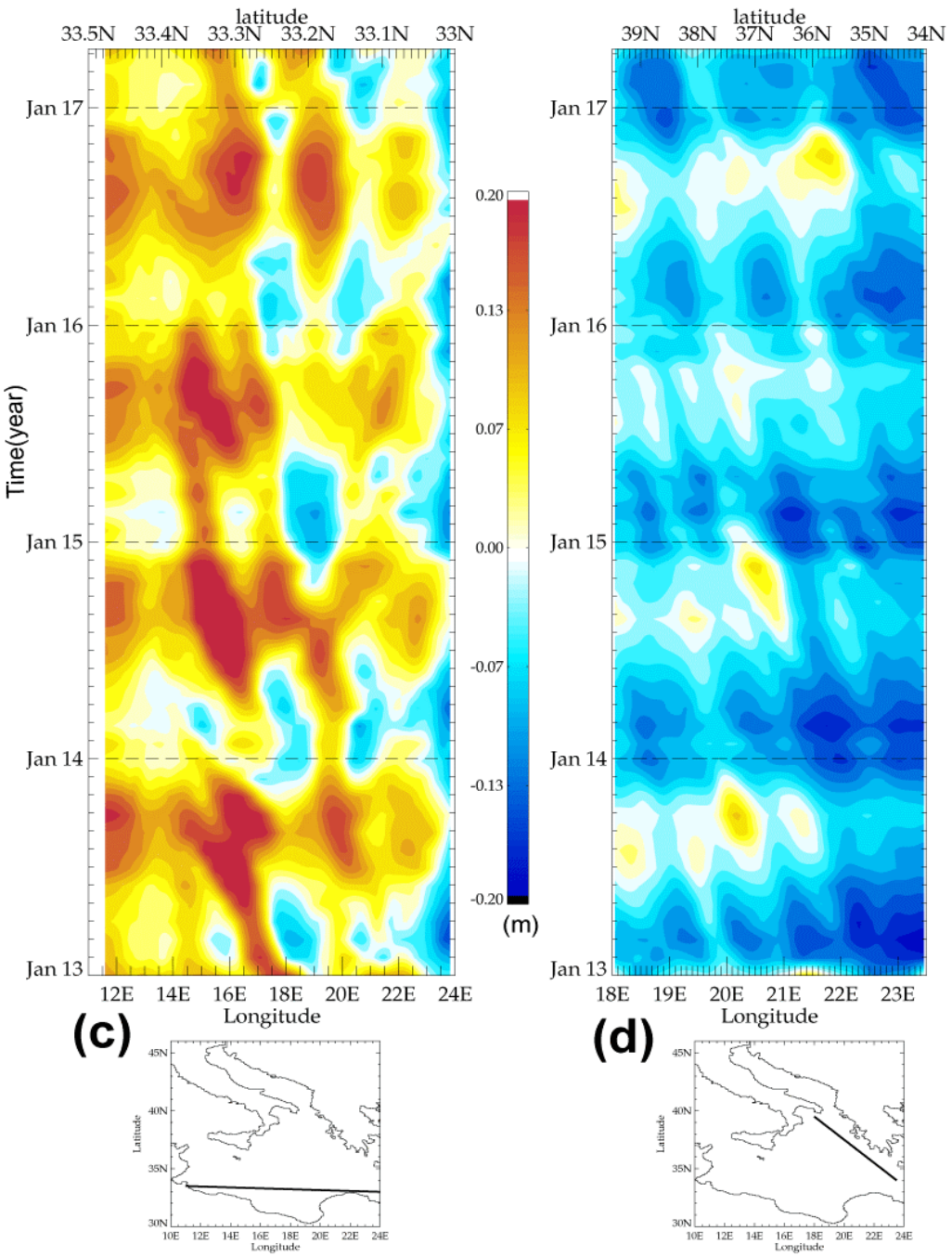


Fig.4.6 : (suite), (c) au Sud et (d) au Nord-Est du bassin. La position des sections est tracée en bas des diagrammes.

Un suivi de trajectoire des LEs (Fig.4.7) montre clairement leur propagation dans un premier temps vers l'Ouest en suivant l'isobathe 1500m. A proximité de 15-16°E/34°N, la plupart des LEs se dirigent vers le centre du bassin en étant piégés dans un large circuit anticyclonique entre l'AIS au Nord et la pente continentale au Sud. Ils font 1 ou 2 tours dans ce circuit avant de continuer leur propagation vers l'Ouest en suivant l'isobathe 500 m. Ils arrivent alors au plateau continental tunisien peu profond (300-400m). Ils interagissent alors fortement avec la bathymétrie, se dissipent et relâchent les eaux les composant, dans les eaux ambiantes. Ce processus joue un rôle important dans la modification des caractéristiques de l'AW dès son entrée dans le BI. Les LEs montrent une longévité de quelques mois à ~2 ans, et peuvent même

durer plus de 3 ans et accomplir plusieurs fois ce circuit. Notons que c'est la première fois que l'on observe ce phénomène et de telles trajectoires dans cette région.

Même si j'ai appelé les LEs par analogie aux AEs, ils ne sont pas similaires dans le sens de propagation autant que dans leur origine. Les LEs se forment généralement au printemps ou en été vers 18-20°E/33-34°N selon différents mécanismes. Soit ils sont engendrés au large par l'instabilité de l'AIS à l'Est du bassin, soit ils résultent de l'interaction de l'AIS et la bathymétrie du plateau continental, ou alors à cause de l'érosion des IAs sur la bathymétrie de la zone de la Cyrénaïque. Notons que certains tourbillons cycloniques se forment le long de la côte libyenne sous l'effet de cisaillement entre le LC et les LEs. Ces tourbillons ont un diamètre qui ne dépasse pas ~75 km et ils se dissipent rapidement avant de se développer.

IV.2.2.3 Le tourbillon de Pélops (PA) :

L'anticyclone de Pélops, depuis sa découverte par The POEM Group (1992), a été considéré comme une composante permanente de la circulation dans le BI par certains auteurs, tandis que d'autres le considèrent comme une structure récurrente (§I.5.1, §I.7.3). Les sorties de MED16-07 montrent, tout d'abord, que le modèle est capable de reproduire l'anticyclone de Pélops au Nord-Est du BI (Fig.4.4a-f) et appuient les considérations de ces derniers auteurs. Le PA se forme en général à la fin de l'été ou pendant l'automne (tab.4.1 et Fig.4.8a), où les vents Etésiens soufflent fort sur la Grèce. Nos résultats sont en accord avec Matteoda & Glenn (1996), Roussenov *et al.* (1995) et l'observation de MFS [Fusco *et al.* (2003); Zervakis *et al.* (2003)]. Le diamètre du PA varie de 50 à 150 km au cours de sa vie selon l'année de formation. Le PA est donc identifiable par les eaux chaudes et salées de son centre, originaires de la mer Egée et du BL ce qui correspond bien aux observations de Nittis *et al.* (1993). Des sections verticales de température à travers PA montrent une extension verticale atteignant ~2000 m en bon accord avec les observations MFSPP et celles de Theocharis *et al.* (1999a).

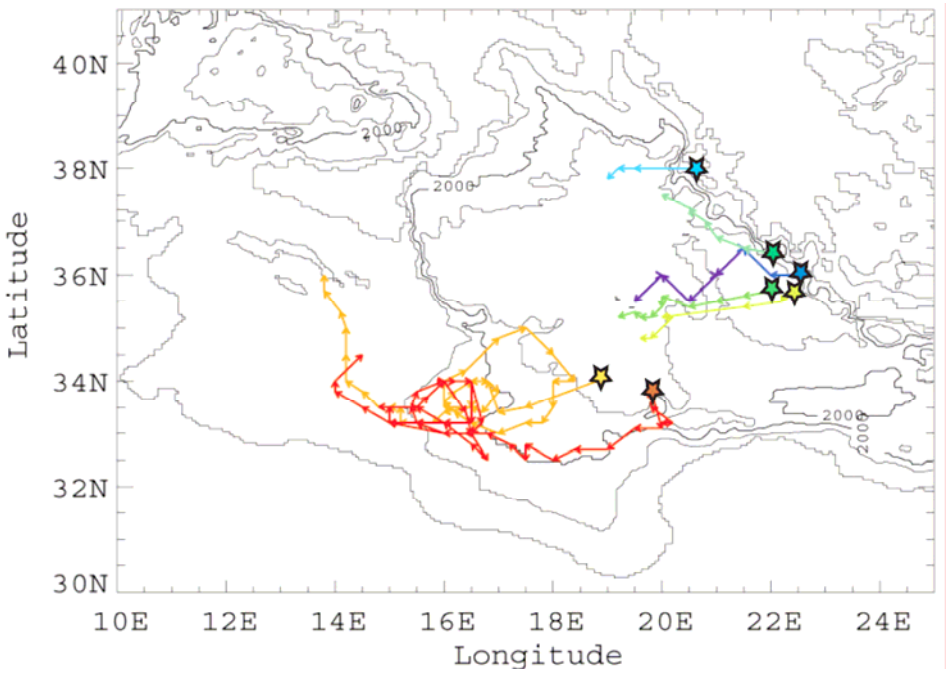


Fig.4.7 : Des trajectoires des tourbillons du Sud du Bassin Ionien et celui de PA au N-E du bassin. Les étoiles indiquent la position de la formation des tourbillons. Les contours indiquent les isobathes (1000, 2000, et 3000m)

Les figures (4.6d) et (4.7) montrent que la position de formation du PA se trouve sur un axe orienté du Nord-Ouest en Sud-Est (21°E/38°N-23°E/36°N) parallèle à la côte grecque en accord avec l'analyse des images altimétriques réalisée par Ayoub *et al.* (1998) (Tab.4.1).

Deux sens de propagation (vers l'Ouest et vers le Nord-Ouest) sont reproduits par le modèle (Fig.4.7). Cependant, certains tourbillons peuvent aussi rester stationnaires (Tab.4.1). La vitesse de propagation des tourbillons varie entre 1 et 2 km/j [Alhammoud *et al.* (2003b)]. Notons que les tourbillons formés au Sud-Ouest de la Grèce sont, en général, plus intenses et se propagent plus rapidement que ceux engendrés au Nord-Ouest de la Grèce. Ceci peut être lié au courant sortant de la mer Egée à travers les passages Ouest de l'Arc de Crète. En effet, à la fin de l'été, les vents Etésiens induisent une intensification des courants dans la mer Egée et le Nord de la Méditerranée Est. La rencontre du courant sortant à travers le passage de Kystique avec l'extension d'AMC sortant par le passage de Crète forme alors un jet intense et instable. L'interaction de ce jet avec la topographie au Sud-Ouest de la Grèce, associée à un rotationel négatif du vent ($>-5*10^6$ N m^{-3}), peut engendrer des anticyclones intenses (ex. l'automne des années 13, 17 et 22 (Fig.4.8b)). Pendant certaines années (13, 16 et 18), deux ou trois anticyclones (dit 3 PA) existent en même temps au Nord-Est du BI comme mentionné par Hamad (2003) (Tab.4.1).

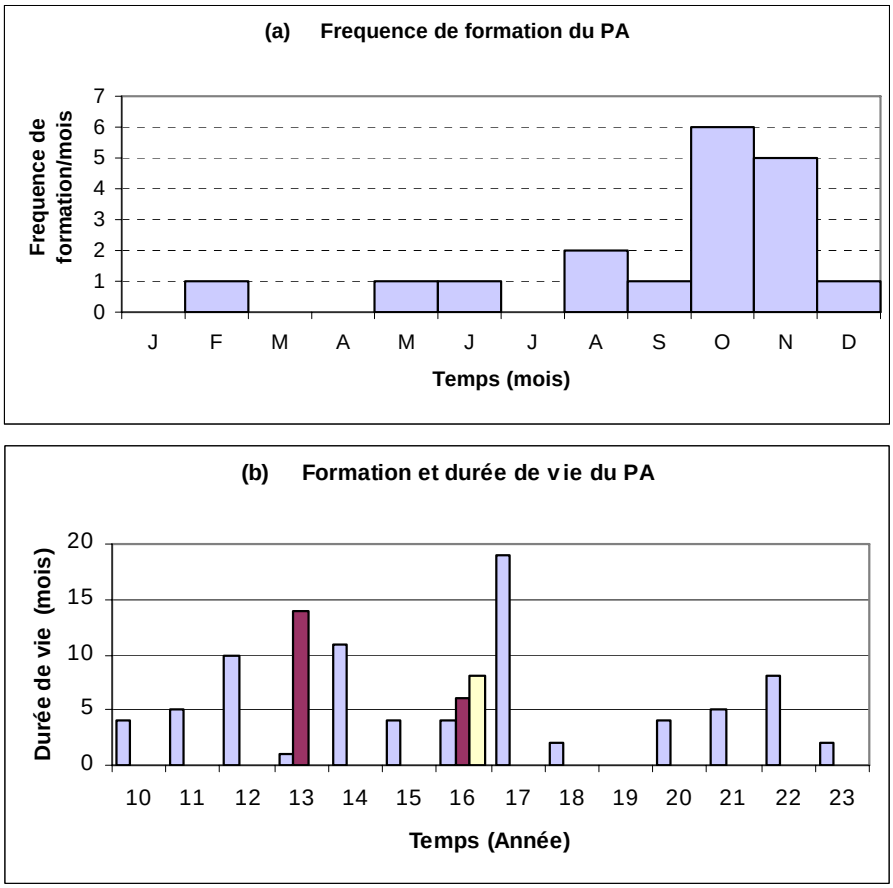


Fig.4.8 : Diagrammes représentant (a) la durée de vie en fonction de l'année de la formation, (b) la fréquence de la formation de l'anticyclone de Pélops.

La longévité de PA montre une forte variabilité interannuelle (Fig.4.8b), avec une durée de vie de 3 à 18 mois. Le signal saisonnier du PA se traduit par son intensification/affaiblissement avec une intensité maximale en novembre-décembre.

Date de formation	Date de dissipation	Position de formation	Sens de Propagation
10/Y10	01/Y11	S-Oust Grèce (~21.5°E/36.5°N)	N-W
02/Y11	10/Y11	N-Oust Grèce (~20°E/38°N)	W
11/Y11	03/Y12	Oust Grèce (~21°E/37°N)	N-W
10/Y12	08/Y13	S-Oust Grèce (~21.5°E/36.5°N)	N-W
09/Y13	10/Y13	Oust Grèce (~21°E/37°N)	W-N-W
10/Y13	12/Y14	S-Oust Grèce (~21.5°E/36.5°N)	W-N-W
08/Y14	07/Y15	Oust Grèce (~21°E/37°N)	W
11/Y15	03/Y16	Oust Grèce (~21°E/37°N)	N
05/Y16	09/Y16	Oust Grèce (~20°E/37°N)	W
10/Y16	04/Y17	Oust Grèce (~21°E/37.5°N)	N-W
11/Y16	07/Y17	S-Oust Grèce (~21.5°E/36.5°N)	Stationnaire
11/Y17	06/Y19	S-Oust Grèce (~21.5°E/36.5°N)	W
10/Y18	12/Y18	Oust Grèce (~21°E/37°N)	Stationnaire
12/Y20	03/Y21	S-Oust Grèce (~22°E/36°N)	Stationnaire
10/Y21	03/Y22	S-Oust Grèce (~22°E/36°N)	W
08/Y22	03/Y23	S-Oust Grèce (~22°E/36°N)	W
06/Y23	08/Y23	N-Oust Grèce (~20°E/39°N)	Stationnaire

Tab.4.1 : Récapitulatif de la variabilité de la formation et de la propagation de l'anticyclone de Pélops (PA) dans la simulation MED16-07.

IV.2.2.4 L'*upwelling* du Sud de la Sicile

Un des phénomènes simulés par le modèle d'une façon remarquable, est l'*upwelling* le long de la côte Sud de la Sicile (Fig.4.4). On remarque que les eaux Atlantiques sont plus froides dans la partie Nord du Détroit de Sicile que celles dans la partie Sud, tout en ayant la même salinité. Ce contraste est plus fort pendant l'été et l'automne qu'en hiver et au printemps (Fig.4.4b, d et f) en bon accord avec Béranger *et al.* (2004). Ce phénomène, en effet, est clairement le résultat d'un régime du vent d'Ouest dominant la région sicilienne associé à un

écoulement vers l'Est en surface le long de la côte Sud de Sicile, deux processus qui sont associés à une remontée des isopycnes et isothermes à la côte [Béranger *et al.* (2004)]. Le vent d'Ouest notamment provoque un *wind induced upwelling* classique [Cushman-Roisin (1994)]. Ceci engendre des filaments caractérisés par des eaux plus froides que l'AW provenant du Bassin Algérien. Ces filaments sont entraînés par la suite dans le centre du BI par l'AIS. Ce phénomène a déjà été observé par plusieurs auteurs [Ayoub (1997); Hamad (2003); Le Vourch *et al.* (1992); Marullo *et al.* (1999a); Philippe & Harang (1982); Robinson *et al.* (1999)]. Certains parmi eux proposent d'autres mécanismes pour expliquer cet *upwelling*. Robinson *et al.* (1999) ont montré que l'inertie du dôme isopycnal provoqué par les méandres de l'AIS peut engendrer un tel *upwelling*. Quant à Janowitz & Pietrafesa (1982), ils évoquent l'influence de la variation de la topographie sur l'AIS et le vent ce qui peut produire un *upwelling* le long de la côte sicilienne.

IV.2.3 Comparaison avec des images SST :

Le but d'une comparaison avec les images SST-AVHRR est de montrer des exemples de la correspondance presque exacte entre SST-AVHRR et SST-modèle. Cette comparaison à pour but de montrer que les structures de la circulation de surface jusqu'aux échelles de l'ordre de 10km sont très fidèlement reproduites par le modèle. Les valeurs numériques sont parfois en désaccord, surtout en été, car la comparaison est faite entre la température de peau nocturne (AVHRR) et la température à 3 m dans le modèle qui peuvent largement différer dans la réalité. En raison de la couverture nuageuse en hiver, je présente des images d'été et d'automne seulement.

La Fig.4.9 représente des images SST-AVHRR et SST-modèle en septembre. L'image de la sortie de la simulation est moyennée sur deux jours ce qui explique que la SST du modèle est un peu plus froide (pas de cycle diurne de la SST dans le modèle) que la SST-AVHRR, mais la ressemblance est remarquable. A grande échelle, sur les deux images, on constate que les AW occupant le Sud du bassin sont plus chaudes alors que, dans la partie Nord du bassin, les eaux sont refroidies sous l'effet des vents Etésiens. L'AIS se manifeste sur les deux images par un jet au centre du bassin associé aux eaux froides dû au mélange entre l'AW et l'eau provenant de l'*upwelling* au Sud de la Sicile discuté ci-dessus.

Les eaux au Nord du bassin et au Sud de Sicile sont en général plus froides que celles des images AVHRR. Ceci peut-être lié à la mauvaise représentation de l'orographie de l'île de la Sicile dans le modèle de prévision du ECMWF, ce qui a pour effet de renforcer les vents prévus par le modèle météorologique au Sud de la Sicile, ce qui provoque un mélange excessif dans le modèle et un *upwelling* plus intense. La signature des IAs et LEs sont bien comparables au centre et au Sud du BI. Ces tourbillons sont caractérisés par des eaux chaudes au centre et ont un diamètre de ~75-150 km au centre du bassin (18°E/33.5°N) et au Sud-Ouest du bassin (14.5°E/33°N) (§IV.2.2.1 et §IV.2.2.2).

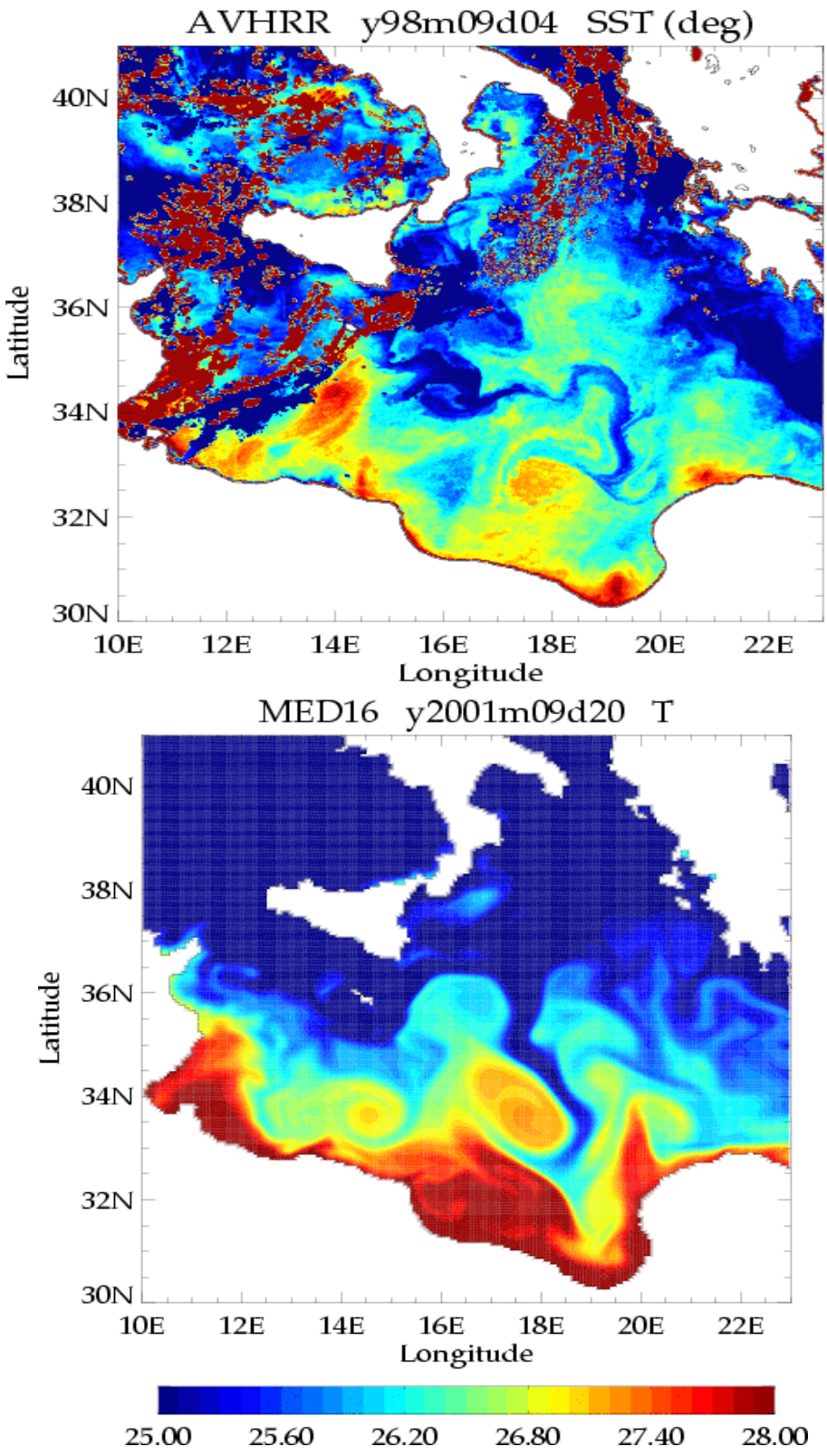


Fig.4.9 : Deux images SST (en °C) du bassin Ionien en septembre, image NOAA/AVHRR (haut), images moyenne sur deux jours de sorties du modèle (bas).

IV.2.4 La variabilité saisonnière de la circulation dans le BI :

Comme le printemps et l'automne sont considérés dans la littérature comme des saisons intermédiaires et courtes [Marullo *et al.* (1999a)], je vais focaliser mes analyses sur la circulation en hiver et en été. La circulation superficielle dans le Bassin Ionien montre un signal saisonnier bien visible sur les structures à l'échelle du sous-bassin et aussi à méso-échelle. Le signal saisonnier dans le BI se manifeste en général par un mode dipolaire de l'intensification/affaiblissement de la circulation cyclonique au Nord et l'activité anticyclonique au Sud. L'intensification de l'une est toujours associée à un affaiblissement de l'autre (Fig.4.10). Cette variabilité est clairement contrôlée par le régime du vent dominant dans le bassin (voir le forçage atmosphérique du modèle §II.3.5.3). On constate qu'un rotationel du vent positif caractérise la partie Nord du BI pendant le mois de janvier, qui s'affaiblit pendant l'été, tandis qu'un rotationnel du vent négatif commence à s'installer dans la partie Sud du bassin pendant le mois d'août.

Le signal saisonnier est bien évident sur le transport à travers les Détroits d'Otrante et de Sicile. On observe que le maximum de flux à travers le Détroits d'Otrante (~0.6-0.75 Sv) a lieu à la fin d'automne et décroît rapidement pendant l'hiver pour atteindre son minimum qui est de l'ordre 0.2 Sv (§III.8.2). Ensuite, il montre un autre pic au printemps. De même pour le Détroit de Sicile, bien que le maximum de flux (~1.5 Sv) soit en hiver, il montre une fluctuation de haute fréquence de l'ordre d'une quinzaine de jours. En fait, les fluctuations engendrées par le vent ou la variabilité à méso-échelle peuvent masquer le signal saisonnier sur le flux à travers les détroits [Béranger *et al.* (2005a)].

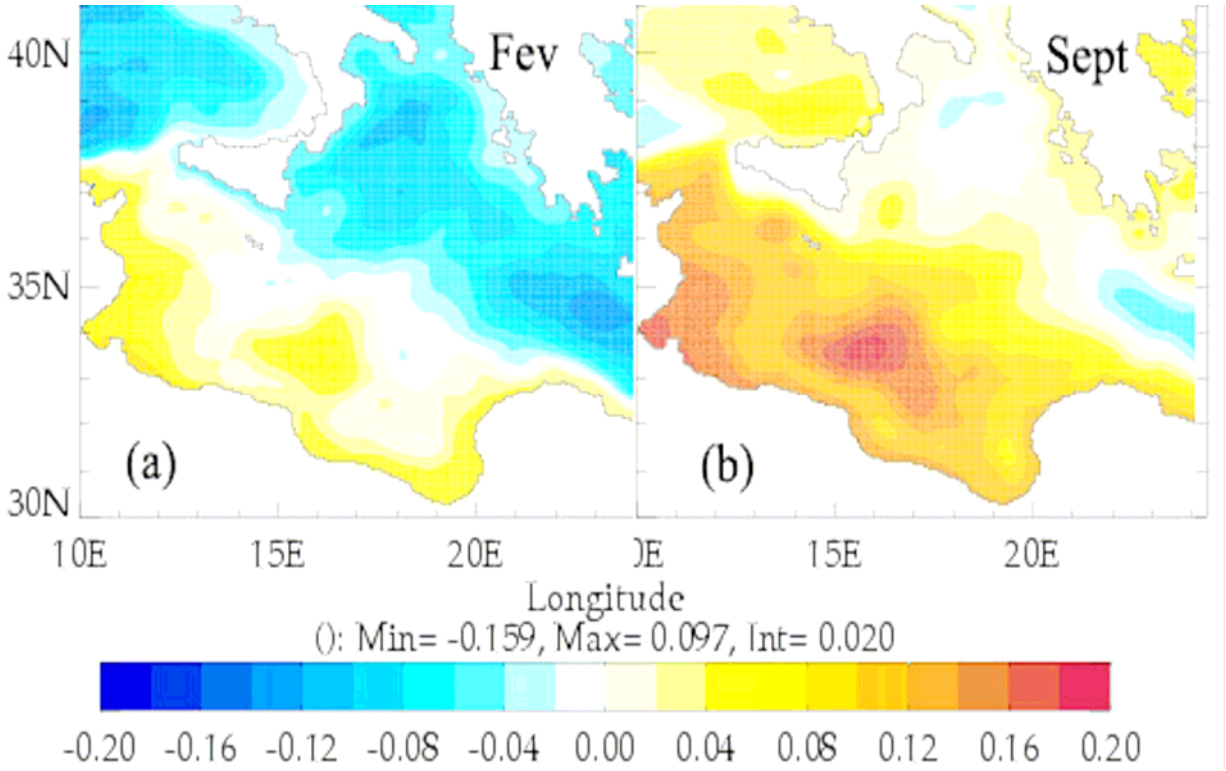


Fig.4.10 : SSH moyenne sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 (a) en février, (b) en septembre.

Pour caractériser la variabilité de l'activité à méso-échelle, j'utilise des images journalières des sorties du modèle en janvier et en juillet (Fig.4.11a-h).

IV.2.4.1 En hiver :

La Figure (4.10) montre clairement qu'une forte circulation cyclonique domine au Nord du BI en bon accord avec l'observation [Lacombe *et al.* (1981); The POEM Group (1992)], mais aussi avec les résultats des simulations numériques [Pinardi *et al.* (1997); Roussenov *et al.* (1995); Zavatarelli & Mellor (1995)]. En revanche, le signal anticyclonique (présent en été) est quasiment absent au Sud du bassin. Dans la zone du Détroit de Sicile, l'AIS semble plus faible et instable en circulant au centre du Détroit de Sicile loin au sud de la côte sicilienne (Fig.4.11a, c et e). Au centre du bassin, l'AIS forme un jet instable et étroit d'une vitesse ~30-50 $cm.s^{-1}$ qui méandre fortement dans un trajet interrompu par les IAs. Quant à l'ATC et le LC, ils montrent une forte variabilité sur des périodes d'une quinzaine de jours à un mois.

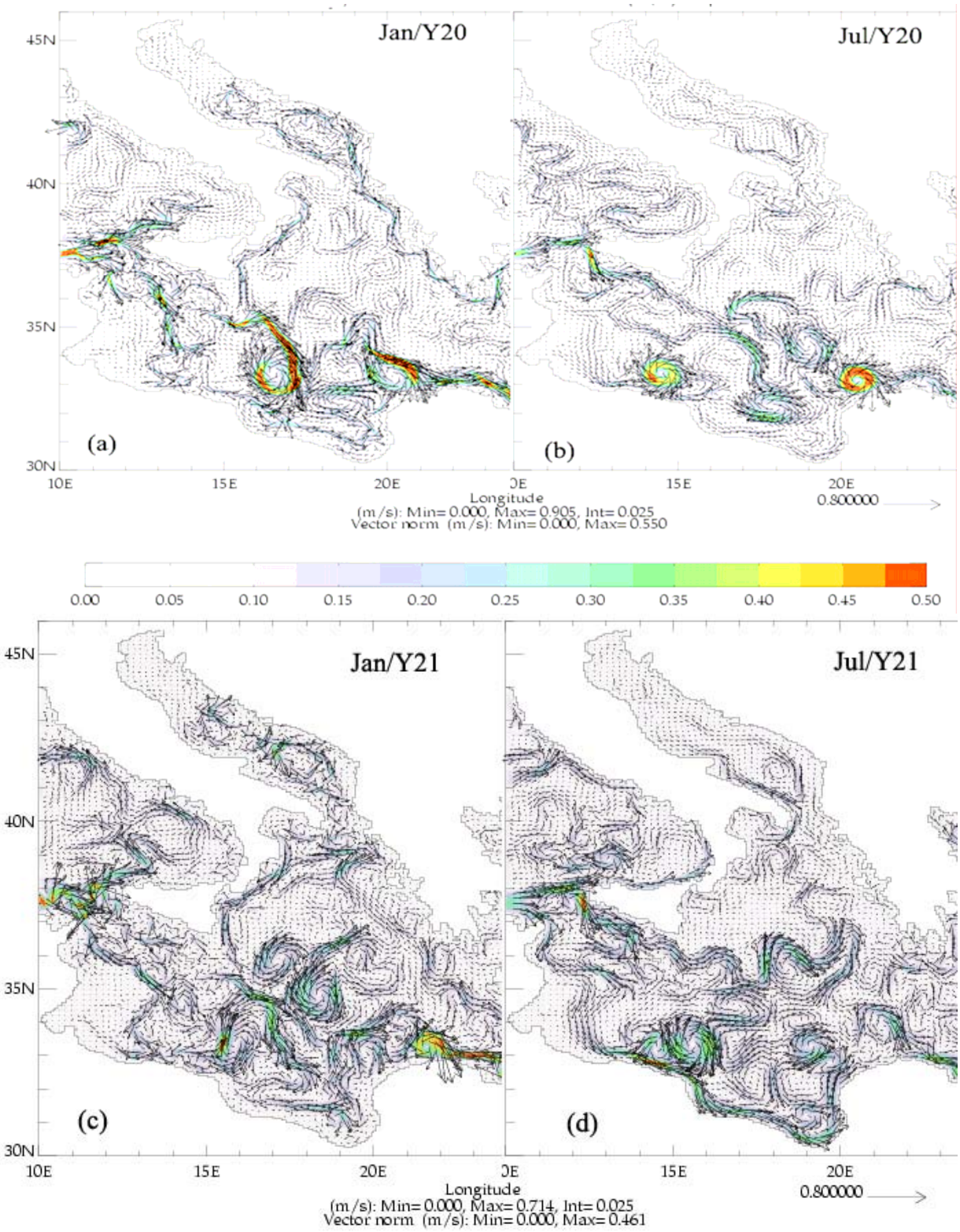


Fig.4.11 : Série temporelle de la vitesse de l'expérience MED16-07 (a) en janvier/Y20, (b) en juillet/Y20, (c) en janvier/Y21, (d) en juillet/Y21.

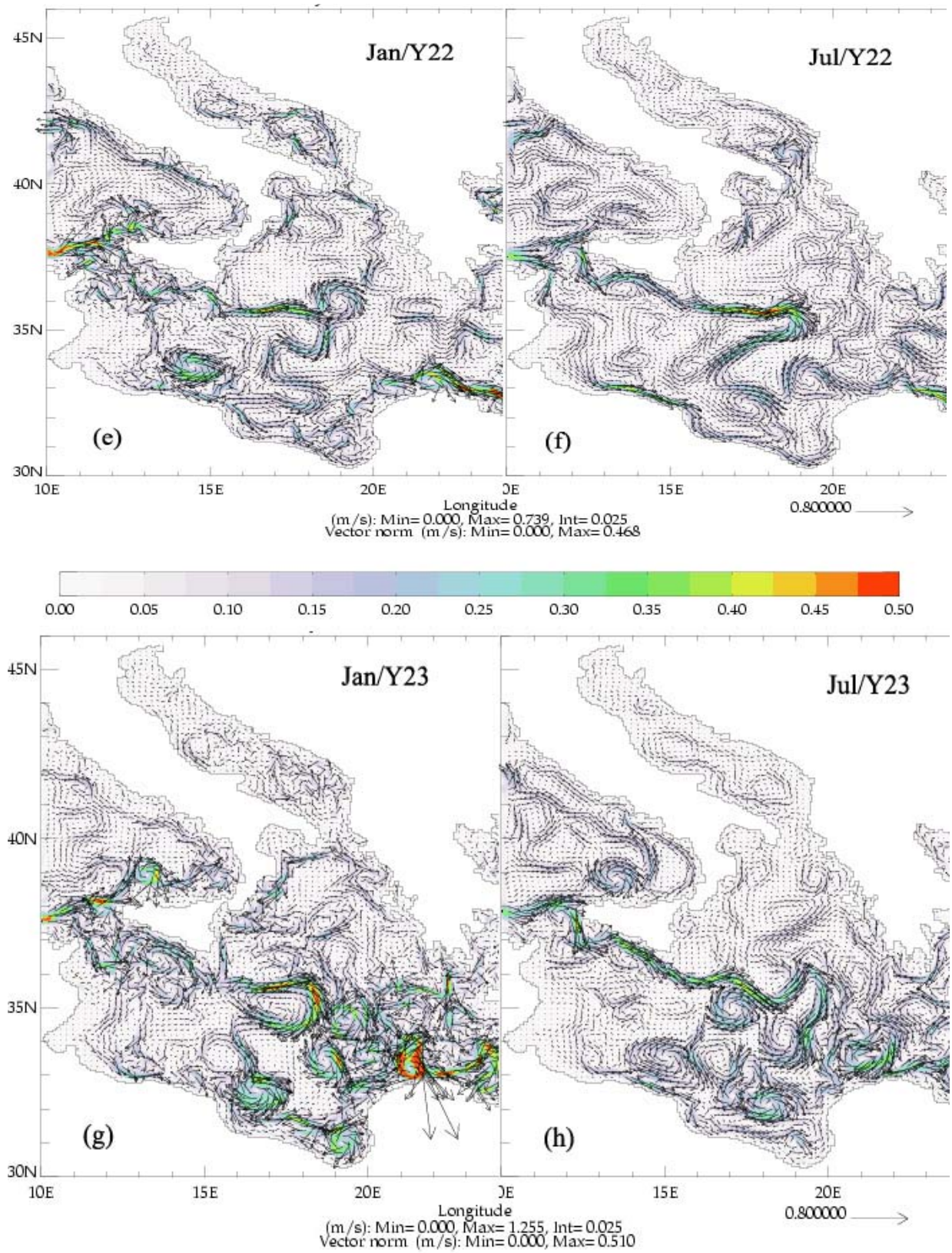


Fig.4.11 (suite) : (e) en janvier/Y22, (f) en juillet/Y22, (g) en janvier/Y23, (h) en juillet/Y23.

La figure (4.12) montre une forte variabilité saisonnière de la stratification verticale de la salinité et la vitesse en surface. En hiver, AW occupe les premiers 150 m du BI associé à une pente importante des isohalines orientée nord-sud qui atteint une profondeur de ~75 m à 36°N, alors que cette profondeur peut atteindre les 200 m à 32°N près du talus (Fig.4.12a). Au sud du bassin, l'extension verticale de l'activité tourbillonnaire sur les isolignes des vitesses >10 cm s^{-1} est limitée à 150 m [Alhammoud *et al.* (2005)].

IV.2.4.2 En été :

Sur les images journalières, (Fig.4.11b, d et f) on constate que le courant de retour le long de la côte grecque s'affaiblit, voire il cesse son écoulement pendant l'été. Ce qui est fortement lié aux vents Etésiens qui gouvernent la partie Nord du bassin Ionien en bonne cohérence avec l'analyse des images SST-AVHRR [Hamad (2003)] (§I.5.1.1.2).

L'activité tourbillonnaire au centre et au Sud du bassin est un peu plus active et plus intense en été (Fig.4.11a-f). Dans la zone du Détroit de Sicile, l'AIS est bien marqué par un jet direct le long de la côte Sud Sicilienne. Sa vitesse est deux fois plus importante qu'en hiver, et peut atteindre 70 cm.s^{-1}. L'AIS est plus large d'environ 25-30 km qu'en hiver. Le courant est également plus stable qu'en hiver et coule au centre du bassin quasi directement vers le Sud-Est jusqu'au Cap Syrte en effectuant un large méandre dans le sens anticyclonique. Ce qui renforce la signature positive de SSH pendant l'été (Fig.4.10). Par contre, L'ATC et le LC montrent le même comportement qu'en hiver.

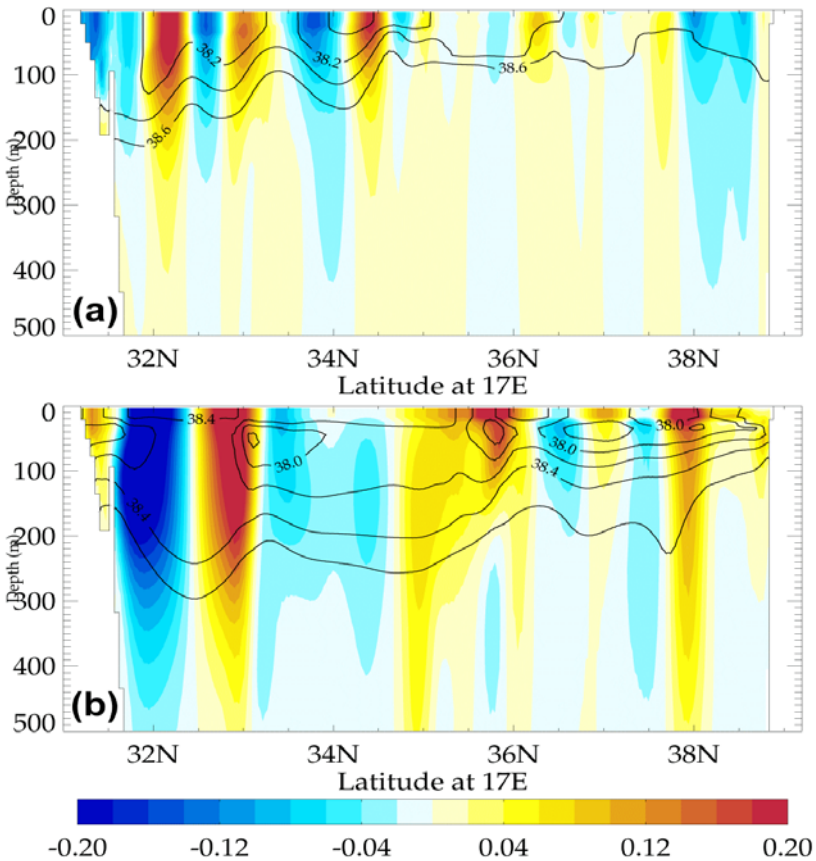


Fig.4.12 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposé sur les isohalines de l'AW (<38.7) à 17°E, (a) en mars l'année 18 et (b) en septembre l'année 12.

Les IAs et les LEs montrent des signatures verticales différentes de celles de l'hiver. Les isolignes de la vitesse >10 cm s^{-1} peuvent aller jusqu'à 400 m, soit deux fois plus profond qu'en hiver (Fig.4.12). Des noyaux d'AW (<37.8) se trouvent en sub-surface vers ~100 m de profondeur, pendant que les isolignes (<38.6) atteignent une profondeur de ~400 m associées à une pente faible nord-sud (Fig.4.12b). Ceci peut être expliqué par la forte stratification et l'affaiblissement de la circulation cyclonique au Nord du BI pendant l'été.

IV.2.5 La variabilité interannuelle de la circulation :

Les observations ont mis en évidence une variabilité interannuelle importante dans la Méditerranée orientale, en particulier celle qui est liée à l'EMT (§I.7.2). L'analyse d'une série temporelle de 18 ans (Y06-Y24) de la vitesse horizontale à 25 m de profondeur issue des sorties du MED16-07, montre un signal interannuel évident dans le BI. Bien que les forçages atmosphériques (durée de 5 ans interannuelle 1998-2002) soient répétés trois fois sur la période de 18 ans de la simulation interannuelle (§II.3.5.1.2), la variabilité de la circulation s'est manifestée différemment.

Au Sud de la Sicile, l'AIS ne varie pas beaucoup d'une année sur l'autre au cours de la simulation. Par contre, au centre du bassin, son trajet montre une forte variabilité interannuelle. Pendant les années 7, 9, 10 et 12, l'AIS tourne vers le Nord à la pointe Sud-Est de Sicile pour circuler le long de la côte Est Sicilienne et engendrer le MRV. Cette intrusion d'AIS est déjà documentée par plusieurs auteurs [Hamad *et al.* (2005); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Pinardi & Masetti (2000); The POEM Group (1992)]. Pendant le reste de la simulation, au centre du BI, l'AIS se dirige vers le Sud-Est jusqu'au Cap Syrte pour entrer par la suite dans le BL, ce qui correspond aux résultats obtenus par Korres *et al.* (2000a).

Le courant de retour longeant la côte grecque constitue un courant faible pendant 6 ans (y6-y12), puis s'intensifie pendant 6 ans (y12-y18). Par la suite, il demeure quasi inexistant jusqu'à la fin de la simulation (y23). Quant au courant le long des côtes italiennes au Nord-Ouest du BI, il est faible pendant les 6 premières années puis s'intensifie pendant le reste de la simulation.

Au Sud du bassin, les ATC et le LC ne montrent pas une variation significative au cours de la simulation à l'exception de rares situations où ils disparaissent presque complètement. Le signal interannuel des tourbillons au centre et au Sud du bassin, se manifeste par l'intensification/affaiblissement, l'augmentation/diminution de leur diamètre et la vitesse de propagation.

IV.3 La circulation intermédiaire :

La circulation intermédiaire correspond au déplacement des masses d'eau sous la thermocline, soit en dessous de 200 m de profondeur dans le BI. Etant donné que la LIW se trouve entre 200 m et 700 m de profondeur dans la Méditerranée orientale (§III.5, Tab.3.2), on peut étudier la circulation intermédiaire par l'analyse du mouvement de la LIW. Pour cela, je vais tracer les caractéristiques d'une masse d'eau sur une surface, sur laquelle la masse d'eau prédéfinie se déplace.

Comme nous l'avons constaté dans le chapitre III, la fonction de Bernoulli peut résoudre ce problème en attribuant un indice de la fiabilité de l'écoulement résultant.

J'ai montré au cours du troisième chapitre également, que le modèle forme la LIW avec de bonnes caractéristiques par rapport à celles rapportées dans la littérature (§III.5.2.2, Tab.3.2). J'ai donc choisi les surfaces isopycnes 29.05 et 29.10 kg m^{-3} (Fig.4.13 et Fig.4.14 respectivement) pour investiguer le déplacement de la LIW. Ces surfaces isopycnales ont déjà été utilisées par

plusieurs auteurs avec le même objectif [Lascaratos & Nittis (1998); Manca *et al.* (2003); Nittis & Lascaratos (1998); Roether *et al.* (1998); Wu & Haines (1998) parmi d'autres]

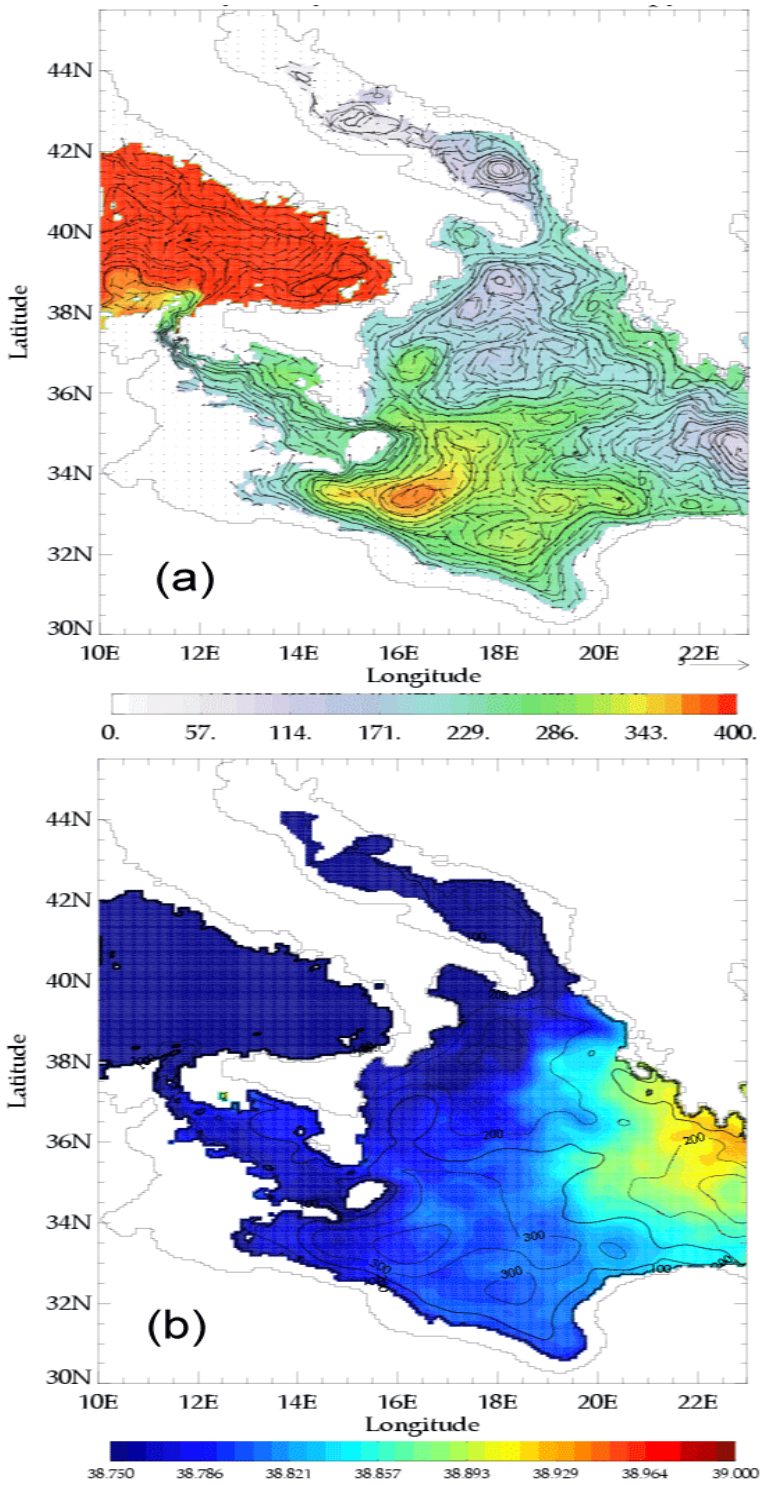


Fig.4.13 : Des champs de moyenne mensuelle du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, (a) les isolignes de Bernoulli, la profondeur et la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.05 kg m^{-3}, (b) les isobathes et la salinité projetées sur la surface de l'isopycne 29.05 kg m^{-3}. Notons que les vecteurs de la vitesse sont normalisés pour raison de lisibilité et d'interprétation.

Sur la figure (4.13a, b), la profondeur de l'isopycne 29.05 kg m^{-3} dans le BI varie de ~50 m au Nord du bassin et au Passage de Crète à ~500 m au Sud-Ouest du bassin. Etant donné que la LIW est formée dans le BL, on suit dans cette partie le chemin de la LIW à partir du Passage de Crète jusqu'au Détroit de Sicile où elle sort pour la Méditerranée Occidentale.

La distribution de la salinité sur l'isopycne 29.05 kg m^{-3} (Fig.4.13b) montre un gradient d'Est en Ouest avec un front quasi méridional vers 20°E. Le maximum de la salinité (>38.95), peut être lié au mélange avec la CIW, se trouve à l'Ouest des passages de l'arc de Crète. Tandis que le minimum de la salinité (<38.75), dû au mélange avec les eaux douces superficielles du BI et de la mer Adriatique, occupe le Nord-Ouest du bassin le long de la côte italienne (Fig.4.15a). Cette distribution horizontale de la salinité correspond bien à l'observation de Manca *et al.* (2003) et les résultats d'autres simulations numériques réalisées par Haines & Wu (1995), Wu & Haines (1996) et Wu & Haines (1998).L'analyse des cartes de la fonction de Bernoulli sur l'isopycne 29.05 kg m^{-3} (Fig.4.13a), montre que la circulation intermédiaire dans le BI consiste en trois structures à l'échelle du sous-bassin. La première structure au Sud-Ouest de la Crète est la signature du CG qui occupe presque les deux tiers du Passage de Crète. Une large circulation cyclonique composée de plusieurs cyclones de méso-échelle caractérise le Nord du bassin au dessus de 36°N. Au Sud-Ouest du bassin, plusieurs anticyclones de méso-échelle forme une large circulation anticyclonique de plus grande échelle. Cette vue de sub-bassin échelle de la circulation est en bon accord avec celle rapportée par Ovchinnikov (1966) (Fig.1.10a).

Un courant de la LIW d'une salinité ~38.9 quitte le BL à travers la partie Nord du passage de Crète (Fig.4.13b). En arrivant au Sud de la Grèce, il se divise en deux branches. La première branche se dirige vers le Nord-Ouest le long de la côte grecque. Et la deuxième forme plusieurs méandres en recirculant dans le CG en accord avec l'observation de Manca *et al.* (2003). Ensuite, elle subit une deuxième division en deux branches en face du cap de Syrte, l'une continue la recirculation dans le CG pour rentrer dans le BL. Tandis que l'autre tourne vers l'Ouest et coule le long de l'isobathe 500 m jusqu'à 15°E où il méandre à plusieurs reprises en contournant le plateau continental tunisien pour sortir à travers le Détroit de Sicile vers la Méditerranée occidentale en accord avec le schéma d'Ovchinnikov (1966), mais en opposition à ceux de Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997) et de Millot & Taupier-Letage (2005). En effet, le manque de mesures *in situ* dans cette région peut conduire à une mauvaise interprétation de la circulation de la LIW dans le BI.

Quant à la branche longeant la côte grecque, elle méandre jusqu'au niveau du Détroit d'Otrante, puis une partie entre dans la mer Adriatique, tandis que le reste tourne vers le sud-Ouest le long de la côte italienne. Jusqu'ici, le parcours de cette branche est en accord avec tous les schémas présentés dans la littérature (§I.4.2, Fig.1.10a-d). Au Sud-Est de la Sicile, une petite partie rejoint le courant sortant par le seuil du Détroit de Sicile. Mais la majeure partie se dirige vers l'Est au centre du BI à la périphérie des deux circulations cyclonique et anticyclonique précédemment citées. A la fin, ce courant forme plusieurs méandres pour alimenter la branche circulant vers le sud dans la périphérie du CG.

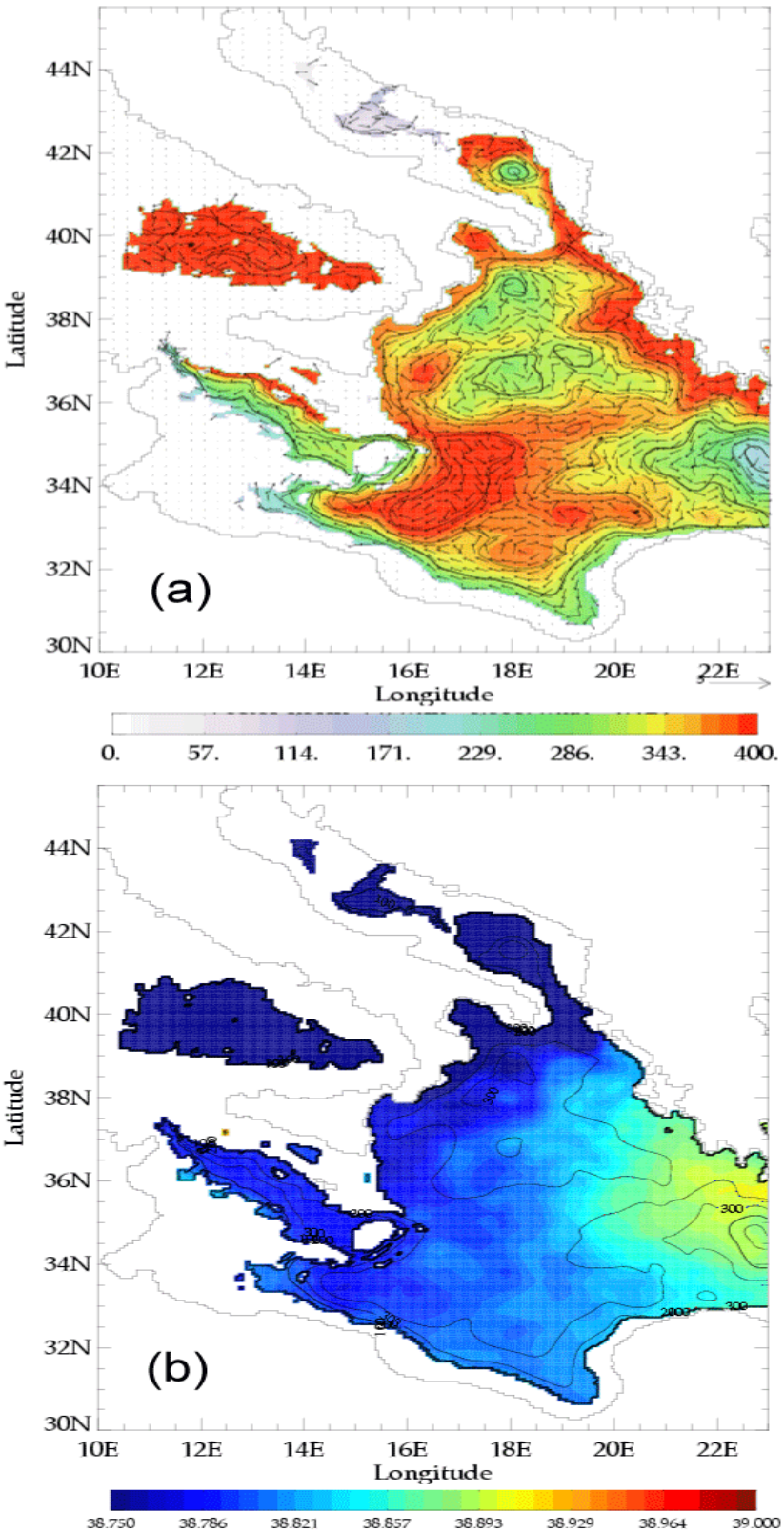


Fig.4.14 : Idem que la Figure.4.13 mais pour l'isopycne 29.10 kg m^{-3}.

La circulation révélée par l'isopycne 29.10 kg m^{-3} (Fig.4.14a, b) ne diverge pas beaucoup de celle déduite de l'isopycne 29.05 kg m^{-3} mais elle trace également une autre masse d'eau. En

effet, l'écoulement entrant dans la mer Adriatique à travers le Détroit d'Otrante est renversé, avec un écoulement sortant vers le BI associé à l'ADW d'une salinité <38.75 (Fig.4.15b). La salinité au Sud-Ouest des passages de l'arc de Crète est plus faible ce qui correspond bien à la LIW d'une salinité ~38.9.

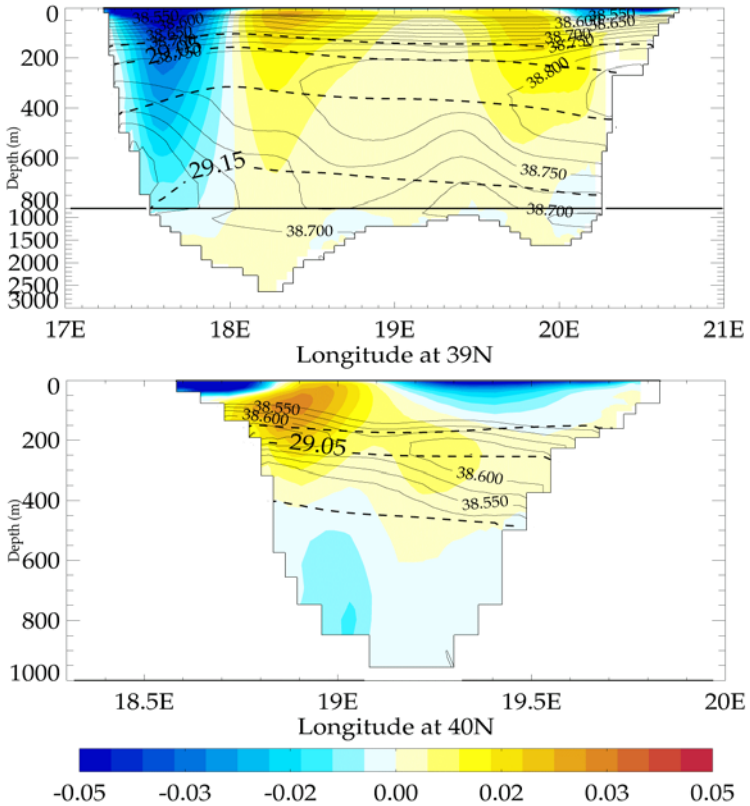


Fig.4.15 : Sections zonales de la Salinité et la densité superposées sur la vitesse méridienne de moyenne mensuelle du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, (a) à 39°N latitude, (b) dans le Détroit d'Otrante à 40°N latitude. Les valeurs positives (en rouge)/négatives (en bleu) indiquent la vitesse en (m), vers le nord/sud respectivement. Les contours en trait plein indiquent les isohalines d'intervalle 0.025, et tirets gras indique les isopycnes d'intervalles 0.1 kg/m^3 .

IV.4 Conclusion

Dans ce chapitre, j'ai décrit et examiné la circulation générale dans le bassin Ionien telle qu'elle est reproduite par le modèle. J'ai aussi étudié certains phénomènes de l'activité à méso-échelle au cours de la simulation. Il apparaît que de nombreux phénomènes observés soient bien simulés par le modèle, bien que d'autres ne le soient pas. Une variabilité saisonnière modulée par un signal interannuel est observable sur les sorties du modèle conformément à la littérature.

Le résultat principal de cette étude est la mise en évidence des tourbillons libyens (LEs) et de leur propagation vers l'Ouest contrôlée par la bathymétrie du Sud du Bassin Ionien. Le modèle montre que les LEs se forment au centre et au Sud-Est du bassin, alors qu'on pensait qu'ils sont générés par l'instabilité du courant libyen (LC) par analogie aux tourbillons algériens (AEs) [Hamad (2003); Millot & Taupier-Letage (2005)]. Les LEs sont caractérisés par des vitesses orbitales de l'ordre de 50 cm s^{-1} dans leurs périphéries et montrent une vitesse de translation de l'ordre de 1-2 km/j et une durée de vie de quelques mois à quelques années.

J'ai mis en évidence le rôle important des LEs dans le processus du mélange dans la région du Détroit de Sicile. Les LEs gardent dans leur cœur des eaux de la région du Golfe de

Syrte et les transportent à travers le bassin pour les relâcher près de la Sicile. Cela fait apparaître le Sud-Ouest du BI comme une zone tampon entre les eaux qui viennent de l'Atlantique par le Détroit de Sicile et celles qui viennent du Bassin Ionien. Le manque de mesures *in situ* dans cette région est un vrai handicap pour valider ces nouveaux résultats.

La propagation vers le Sud-Est des anticyclones au centre du Bassin Ionien (IAs) associé à l'AIS, révélée par le modèle, est un deuxième résultat important. Leurs faibles vitesses de translation vers l'Est (<1 km/j), leurs diamètres (~250 km) et surtout leurs extensions verticales importantes (~1000 m) sont caractéristiques de ces tourbillons au large et les distinguent bien des LEs. L'analyse des cartes SSH ne nous a pas permis de déterminer avec précision le mécanisme de génération des tourbillons. Une étude raffinée de ce mécanisme pourra être entrepris dans des travaux futurs à l'aide du modèle MED16.

Quant à l'anticyclone de Pélops (PA), également à notre connaissance, c'est la première fois qu'un OGCM de l'ensemble de la Méditerranée reproduit sa génération en été ainsi que sa propagation vers l'Ouest conformément aux observations spatiales [Ayoub (1997); Hamad (2003)]. Cette simulation confirme le rôle important des vents Etésiens dans la génération du PA voire aussi pour son déplacement vers le large. Mais le modèle montre aussi l'importance du rôle de l'écoulement à travers les détroits d'Ouest de l'Arc de Crète et le Passage de Crète dans le mécanisme de la formation du PA.

J'ai montré au cours de cette analyse des sorties du modèle que la circulation générale superficielle dans le Bassin Ionien ne s'accorde complètement avec aucun des schémas publiés dans la littérature. Cependant, elle est cohérente partiellement avec tous les schémas (ex : la circulation cyclonique au Nord du BI mentionnée par Ovchinnikov (1966) ; l'AIS rapporté par les campagnes POEM [Hecht & Gertman (2001); Robinson *et al.* (1991); The POEM Group (1992)] ; le courant côtier de l'AW le long de la pente (dit le LC) révélé par Hamad (2003)). Cette circulation montre une forte variabilité saisonnière, avec un mode dipolaire entre la partie Nord et la partie Sud du bassin, fortement liée au forçage atmosphérique du modèle. J'ai montré que le signal saisonnier est modulé par un signal interannuel contrôlé par la dynamique interne du bassin. Je constate également que l'amplitude de la variabilité saisonnière est plus forte et domine la variabilité interannuelle.

L'analyse de cette expérience contribue d'une façon significative à la compréhension du déplacement de la LIW et de la façon dont elle se répand dans le Bassin Ionien pour atteindre le Bassin de Malte, ce qui reste encore mal connu.

J'ai mis en évidence le passage de la LIW dans une branche au Sud du BI le long de la pente Nord africaine. Il me semble que cette branche transporte la majeure partie de la LIW vers la Méditerranée Occidentale à travers le Détroit de Sicile, alors qu'on pensait que la majorité de la LIW traversait le centre du BI pour atteindre le Détroit de Sicile [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)]. Dans la partie Nord du BI, le modèle confirme le schéma proposé par Millot & Taupier-Letage (2005) caractérisé par une circulation cyclonique le long des isobathes de 500m. Cependant, le retour de cette branche passe au centre du bassin d'Ouest en Est en s'opposant à tous les schémas mentionnés dans la littérature.

Ces résultats, qui ont révélé plusieurs points nouveaux de la circulation dans le BI, amènent à repenser la circulation superficielle de méso-échelle ainsi que la circulation de la LIW dans ce bassin.

V Analyse de la circulation dans le Bassin Levantin

V.1 Introduction :

Dans le chapitre précédent, nous avons étudié la circulation superficielle et intermédiaire dans le BI. Comme nous l'avons constaté, le modèle est capable de reproduire de nombreux phénomènes observés *in situ.* Les variabilités saisonnière et interannuelle ont aussi été analysées et comparées favorablement aux observations satellitaires et hydrographiques.

De la même manière que dans le chapitre précédent, l'objectif de ce chapitre est de décrire et d'analyser la circulation horizontale de méso et moyenne échelle dans le BL. La circulation superficielle et sa variabilité dans le BL ont été explorées à partir d'une 1ère expérience MED16-05 (cf. §II.6.1). Cette analyse montre des résultats originaux qui ont fait l'objet d'une publication [Alhammoud *et al.* (2005)] (voir annexe A). Dans ce chapitre, je ne présenterai que l'analyse des sorties de la simulation MED16-07. La différence essentielle entre cette simulation et la simulation MED16-05 est le forçage atmosphérique interannuel de 5 ans (1998 à 2003) répété trois fois après avoir fait tourner le modèle pendant 8 ans de spin-up. Etant donné, que les forçages atmosphériques soient plus réalistes, cette configuration MED16-07 nous permet d'étudier la variabilité spatiale et temporelle de la circulation ainsi que la réponse du modèle au forçage d'une façon plus réaliste. Je présenterai tout d'abord la circulation moyenne à l'échelle de bassin, puis traiterons les phénomènes à méso-échelle. Certaines des structures de méso-échelle obtenues seront comparées aux observations satellitaires puis j'étudierai la variabilité saisonnière et inter-annuelle de la circulation et enfin, la circulation intermédiaire.

V.2 La circulation superficielle

V.2.1 La circulation superficielle moyenne :

A l'échelle du bassin, la circulation superficielle générale dans le BL issue de MED16-07 a les mêmes traits que celle issue de la simulation précédente MED16-05 [Alhammoud *et al.* (2005)]. Les caractéristiques moyennes de la circulation sont présentées sur la figure (5.1). Sur la salinité, on observe un filament d'eau plus douce (<38.2), au niveau du plateau continental égyptien, qui semble être le résultat du panache du Nil [Weber *et al.* (2004)]. Excepté ce filament, le champ de la salinité montre la même distribution de grande échelle que celle du BI, une distribution zonale et méridienne (de S-SW en N-NE) avec un maximum de salinité (~39.2) au Nord-Est près du Bassin de Lattaquié et un minimum de salinité (~38.55) au Sud-Ouest du bassin à l'entrée du passage de Crète. En revanche, la température présente un minimum (~16°C) au Nord-Ouest du bassin (Bassin de Rhodes), puis elle augmente graduellement vers le pourtour du bassin. On observe un gradient de ~5°C entre le Bassin du Rhodes et les côtes du BL à l'Est de 29°E en accord avec la climatologie MODB4 [Brankart & Brasseur (1998)]. Au Nord-Ouest du bassin (28.5°E/35°N), une tache de ~38.9 et de ~16.5°C, moins salée et plus froide que les eaux avoisinantes, indique la signature du RG.

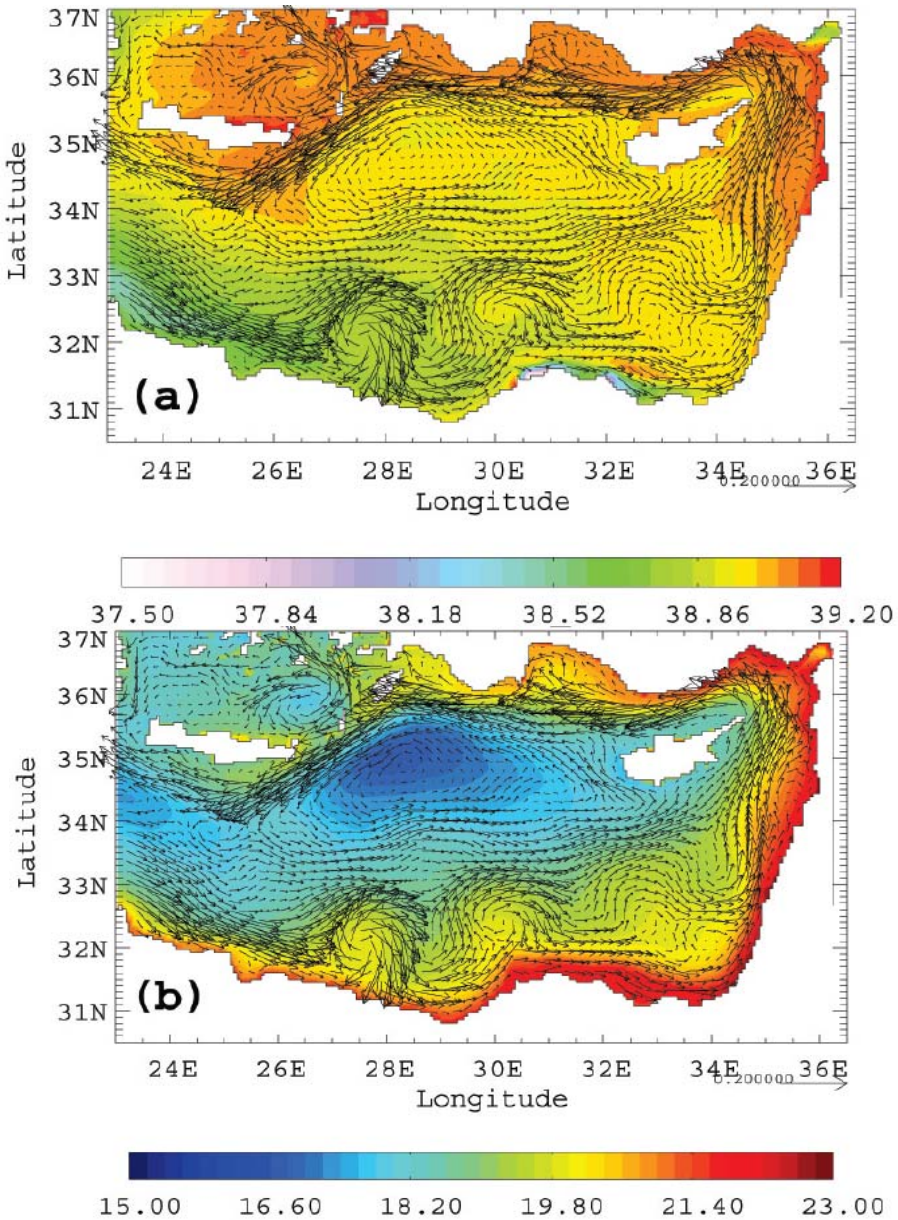


Fig 5.1 : Moyenne des premiers 50 m de profondeur sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 de vitesse sur la salinité (haut), et la vitesse sur la température (bas) (une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/20 cm s^{-1}).

Le champ des vitesses montre une circulation cyclonique, les courants suivant les côtes du bassin en accord avec le schéma de Nielsen (1912), la climatologie de Brankart & Brasseur (1998) et le schéma le plus récent proposé par Hamad (2003) et Millot & Taupier-Letage (2005). Un courant intense d'une vitesse moyenne de l'ordre de 20 cm.s^{-1} entre dans le BL par le Sud du passage de Crète associé à une large veine d'AW distinguée par une salinité de ~38.7. Ce courant longe les côtes égyptiennes et méandre vers l'Est jusqu'aux côtes du Moyen Orient à l'Est du BL. Par analogie aux AC, LC et AMC, j'appellerai ce courant *Egyptian current* (EC). Au niveau du plateau continental égyptien, la vitesse d'EC diminue considérablement et le courant devient instable en formant de grands méandres. Ces méandres se développent pour engendrer des anticyclones à méso-échelle dans la zone de Mersa-Matrouh. Ces tourbillons sont bien

documentés dans la littérature depuis Ovchinnikov (1966) et dernièrement Millot & Taupier-Letage (2005). Vers 31.5E/32.5N, l'EC se subdivise en deux branches :

- La 1ère branche continue son chemin vers l'Est puis tourne vers le Nord le long des côtes orientales du BL en formant le *Middle East Current* (MEC) en accord avec les schémas de Nielsen (1912), d'Ovchinnikov (1966) et celui de Hamad (2003) ainsi que l'analyse du projet MFSTEP, mais en opposition à celui issu des campagnes POEM [Robinson *et al.* (1991)]. Pinardi & Masetti (2000) ont indiqué, à partir des observations et de simulations numériques, un courant se dirigeant vers le Nord pendant l'hiver et vers le Sud pendant l'été.
- La seconde branche quitte la côte vers le large suivant l'isobathe 2500 m jusqu'au mont sous-marin d'Eratosthène où elle se subdivise en deux parties. Une de celle-ci tourne vers le Nord-Ouest, en passant à l'Ouest de Chypre pour alimenter l'AMC au Sud de la Baie d'Antalya. La deuxième partie coule le long des côtes sud de Chypre pour rejoindre le MEC près des côtes libanaises.

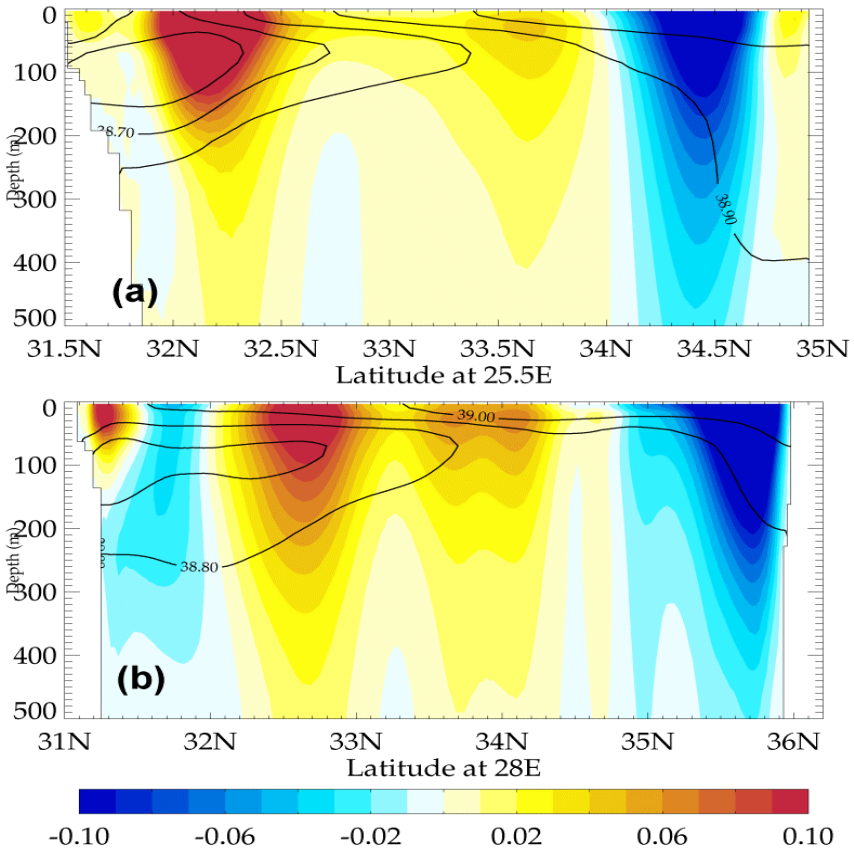


Fig.5.2 : Sections méridiennes des champs moyennés sur les 13 dernières années de la salinité superposée sur la vitesse zonale ; les valeurs positives/négatives (en rouge/bleu) indiquent la vitesse vers l'Est/l'Ouest. Les contours indiquent les isohalines, l'intervalle est 0.1, à (a) 25.5°E longitude et (b) 28°E longitude.

Le MEC continue son chemin vers le Nord et sort du Bassin de Lattaquié engendrant le courant de Cilicie. Celui-ci arrive à la Baie d'Antalya à partir d'où il prend la dénomination d'AMC, ce qui représente le courant de retour de la circulation dans le BL [Hamad (2003); Millot (1992); Pinardi & Masetti (2000); Robinson *et al.* (1991)]. L'AMC s'intensifie (~30-35 cm.s^{-1}) en circulant vers l'Ouest jusqu'à l'île de Rhodes. Ensuite, il change de direction vers le Sud-Ouest pour atteindre le Sud-Est de l'île de Crète. Au niveau de 35N/26E, le courant

s'affaiblit en sortant du BL par le Nord du passage de Crète emportant les eaux levantines salées et chaudes (~39.0, ~18.5°C) dans le BI (Fig.5.2). Des petites branches d'AMC caractérisées par des températures élevées, entrent dans la mer Egée à travers les passages de Rhodes et de Karapathos conformément aux observations de la SST [Hamad (2003); Marullo *et al.* (1999a)]. Une petite partie d'AMC recircule vers l'Est dans le BL à l'Est de l'île de Crète. Cette recirculation forme avec l'AMC un large cyclone dominant la circulation entre Chypre et la Crète, ce qui peut être interprété comme une signature du RG. La recirculation de cette veine dans le centre du BL pourrait être associée au MMJ et sa signature caractérisée par le passage d'AW entre le RG et le MMA [Robinson *et al.* (1991)]. Mais le modèle ne montre pas la trace d'AW associée à cette veine (Fig.5.2), tandis que l'AW (S<38.8) forme un jet d'une épaisseur ~300 m le long de la côte africaine qui diminue graduellement vers le centre du bassin. Cette recirculation peut être mieux interprétée comme le CLBC (voir §I.4.1.2). Au Sud-Ouest de la Crète, une lentille d'eau froide (17°C) indique la périphérie du CG (détaillé précédemment §IV.1.2, Fig.4.1).

V.2.2 L'activité à méso-échelle :

Rappelons que la résolution de la grille horizontale du modèle est de l'ordre de 5 km soit plus de deux fois moins que le 1er rayon de déformation de Rossby. Le modèle est ainsi sans doute capable de bien résoudre les phénomènes de méso-échelle et leur interaction avec la topographie qui dans le BL joue un rôle important. MED16 révèle d'une forte variabilité à méso-échelle dans le Bassin Levantin, en particulier dans le Sud du bassin, dans le Bassin de Lattaquié et dans la Baie d'Antalya (Fig.4.3 et Fig.5.3). Pour cette raison, j'utiliserai des sorties instantanées du modèle afin d'étudier ces phénomènes. Des résultats préliminaires sur les tourbillons côtiers dans le BL ont fait l'objet d'un article [Alhammoud *et al.* (2003a)] (voir annexe A). La différence principale entre les deux expériences MED16-05 [Alhammoud *et al.* (2005)] et MED16-07 (cette étude) se manifeste par l'apparition de structures à méso-échelle qui n'ont pas été résolues dans l'expérience MED16-05, à cause du forçage atmosphérique perpétuel employé pendant la simulation (ex : IPA). Ces structures seront détaillées ci-après.

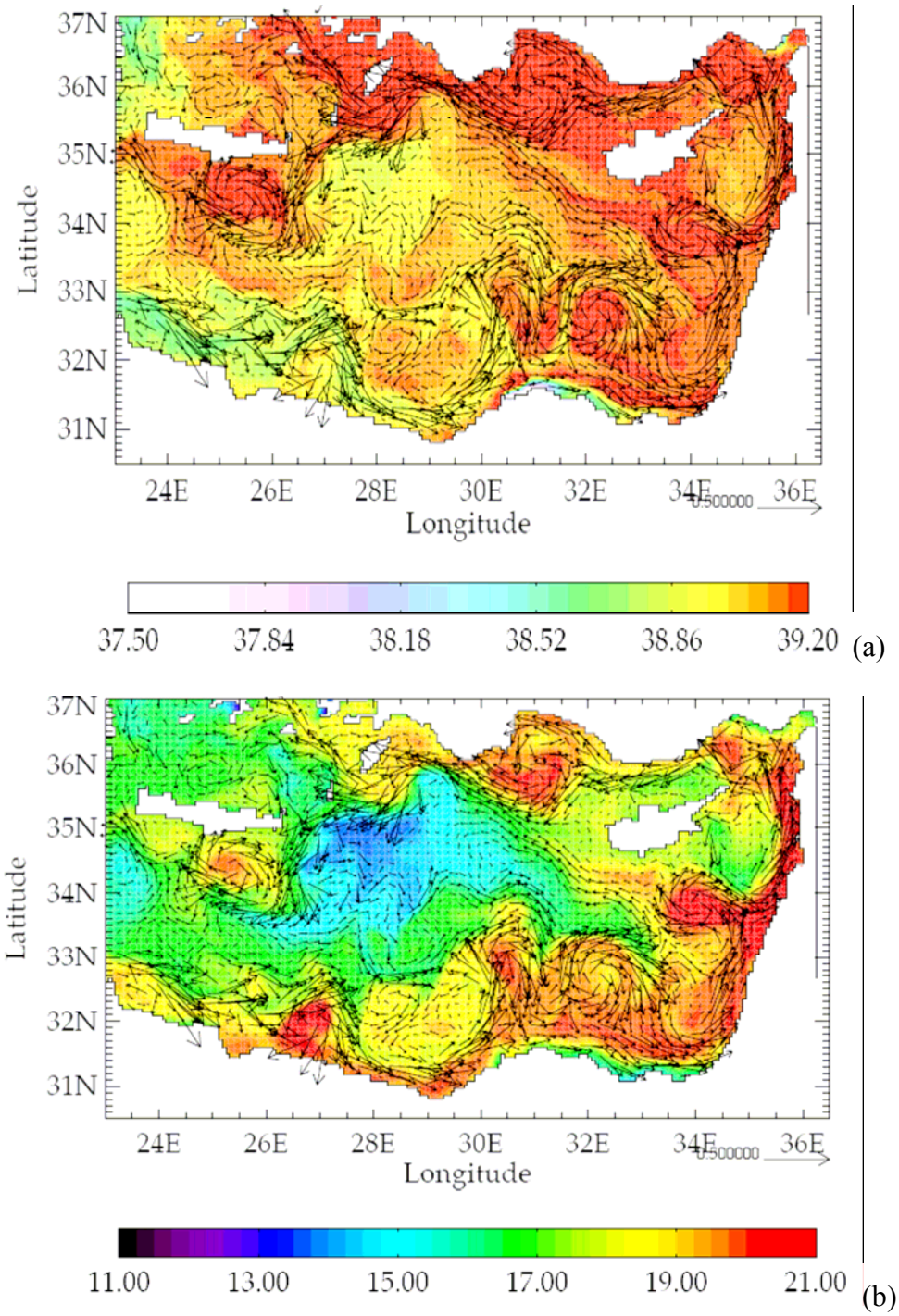
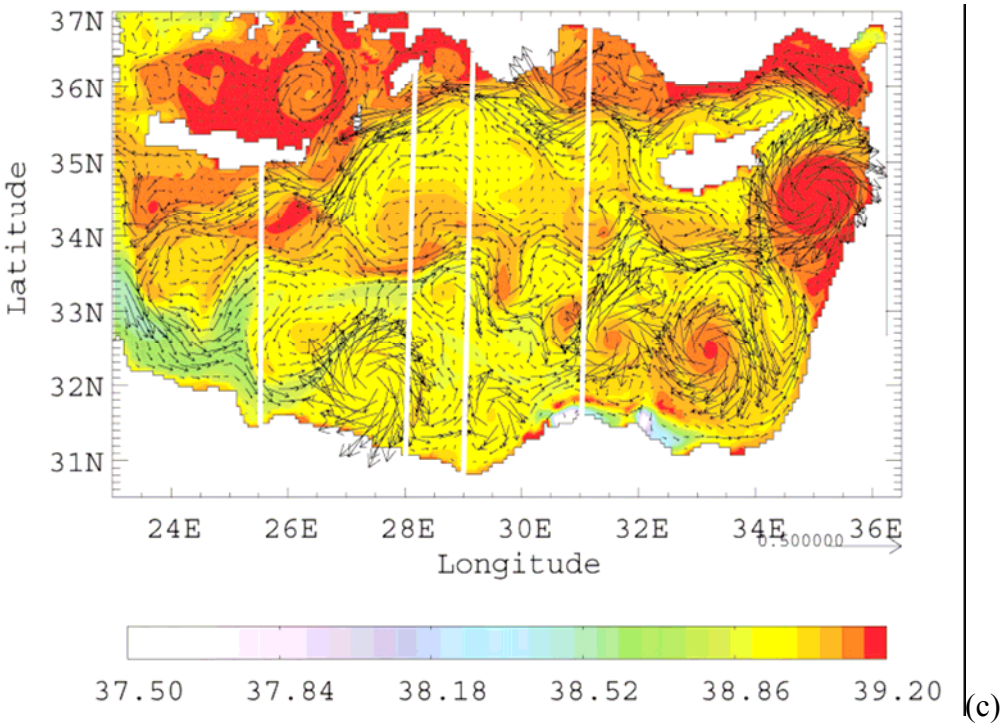


Fig 5.3 : Moyenne des 50 premiers m de profondeur sur deux jours des champs de vitesse superposés sur (a) la salinité et (b) la température de l'expérience MED16-07 en décembre de l'année 21 (une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/50 cm s^{-1}).



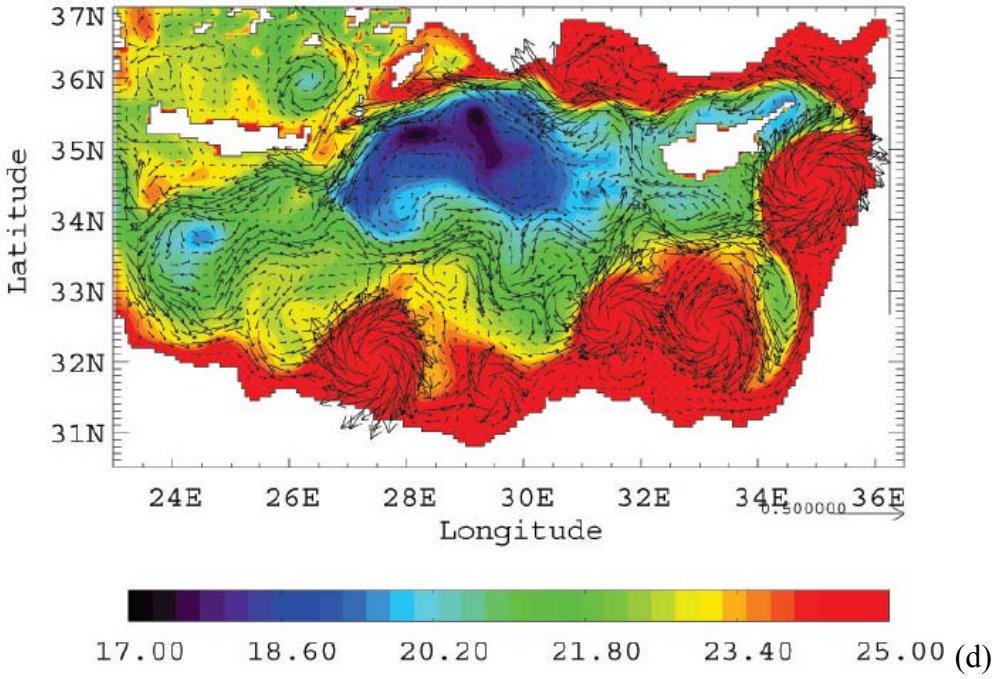


Fig.5.3: (suite) la vitesse superposée sur (c) la salinité et (d) la température en octobre de l'année 20, les lignes blanches sur (c) indiquent la position des sections méridiennes de la Fig.5.8.

V.2.2.1 L'anticyclone d'Ierapetra (IPA):

Il y a un accord sur l'existence d'IPA, mais certains auteurs le considèrent comme une structure permanente, et d'autres le considèrent comme un tourbillon récurrent dans la circulation du BL (voire ci-dessus §I.8). Malgré les efforts qui ont été faits pour modéliser et étudier IPA et sa variabilité, le mécanisme de la génération d'IPA reste controversé.

L'analyse des sorties de MED16-07 confirme de nombreux éléments déjà observés concernant l'IPA (Fig.5.3a, b). L'IPA est identifié comme un anticyclone d'un diamètre ~150 km au Sud-Est de la Crète avec une extension verticale qui peut atteindre des profondeurs supérieures à 1000 m (Fig.5.4) conformément aux observations MFSPP [Fusco *et al.* (2003)]. A la surface, l'IPA se distingue par une température >20°C et par une salinité de l'ordre de 39 (Fig.5.3a, b), caractéristiques des eaux levantines pendant l'automne [Zervakis *et al.* (2003)].

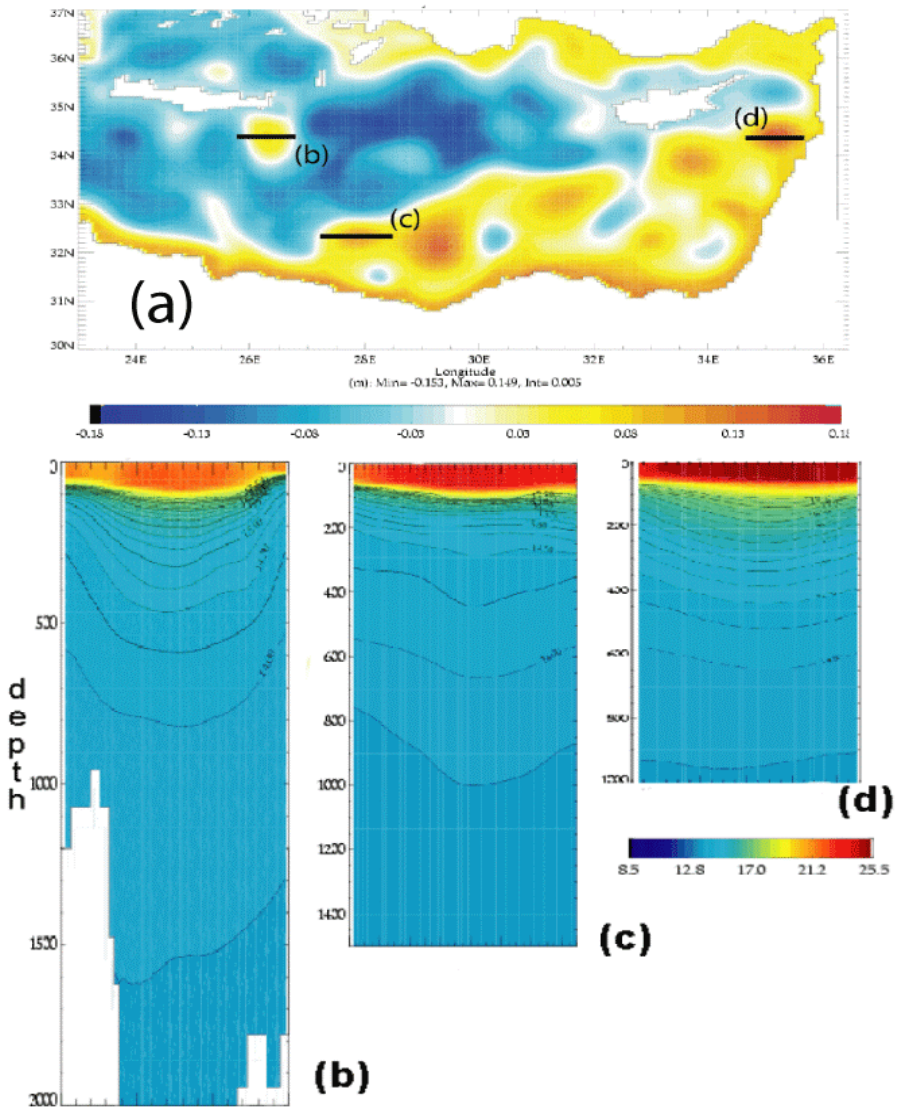


Fig.5.4 : (a) Carte de la SSH du Bassin Levantin de la simulation MED16-07 le 7 novembre l'année 17 et coupes verticales de (b) la température à travers les tourbillons d'IPA, (c) d'EEs et de (d) LG.

L'IPA montre un cycle saisonnier modulé par une variabilité interannuelle importante. On constate que l'IPA se forme, en général, à la fin de l'été et au début de l'automne (juillet en novembre) et disparaît au printemps (Tab.5.1) en accord avec la climatologie de Brankart & Brasseur (1998). Cette variabilité saisonnière peut être liée aux vents Etésiens qui soufflent fort pendant l'été (Juillet-Août). Pendant l'expérience MED16-07 et sur les 15 ans de forçage interannuel, le modèle reproduit l'IPA pendant 8 ans avec une durée de vie qui varie de 4-11

mois (~5-6 mois en moyenne) (Fig.5.5). Dans les cas où la structure n'est pas stationnaire, elle se propage lentement vers l'Ouest ou le Sud-Ouest (Fig.5.6) avec un diamètre de ~100-200 km.

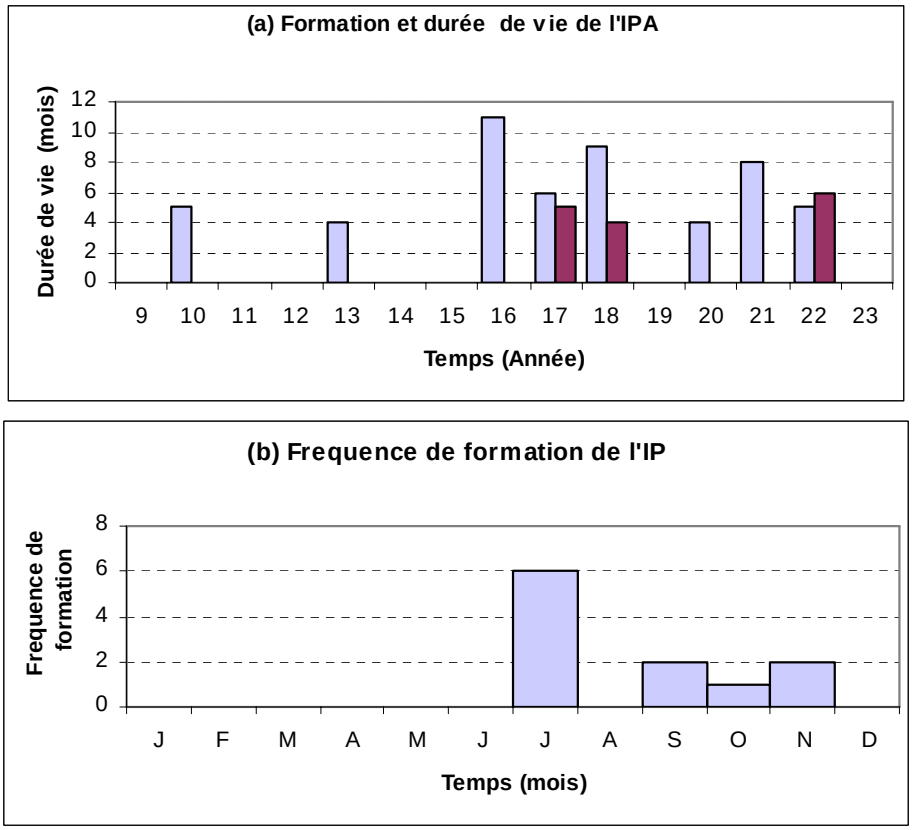


Fig.5.5 : Diagrammes représentant (a) la durée de vie en fonction de l'année de formation, (b) la fréquence de formation de l'anticyclone d'Ierapetra (IPA).

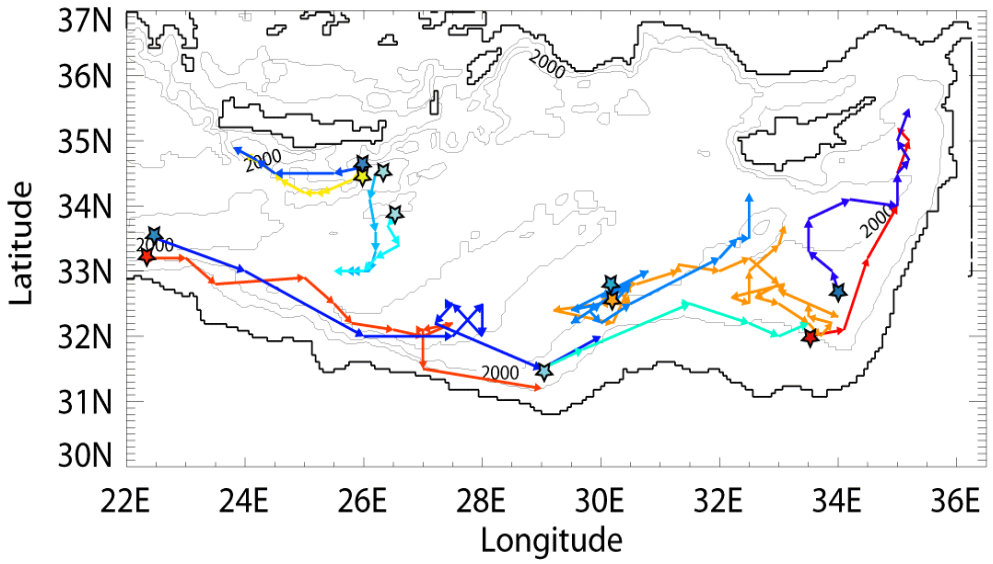


Fig.5.6 : Trajectoires de certains tourbillons dans le BL : IPA, EEs, MEEs. Les contours indiquent les isobathes 1000, 2000, et 3000 m.

On observe en juillet de l'année 15 une petite structure anticyclonique d'un diamètre ~100 km (pas de figure), différente d'IPA apparaît au Sud-Est de l'île de Crète (26.5°E/33.5°N). Elle est engendrée par l'activité tourbillonnaire au Sud du BL en accord avec les observations de Hamad (2003). Cette structure demeure stationnaire pendant 6 mois, sa taille augmentant jusqu'à ~150 km, puis elle se propage vers le Sud-Ouest jusqu'à 25°E/33°N pendant 5 mois ce qui donne une longévité de ~11 mois.

En collaboration avec l'équipe du M. Millot du Laboratoire d'Océanographie et de Biogéochimie du Centre d'Océanologie de Marseille, nous avons procédé à une comparaison systématique des sorties du modèle avec des images SST-AVHRR [Alhammoud *et al.* (2003b)]. On observe (Fig.5.7) en juillet de l'année 16, un petit anticyclone (~75 km) qui se forme au Sud-Est de Crète (27°E/34°N) et se propage rapidement vers le Sud-Ouest. En 4 mois, il atteint les côtes africaines et disparaît par l'interaction avec l'EC vers 25°E. En même temps (octobre de l'année 16), l'AMC s'intensifie, créant ainsi des méandres au niveau de l'île de Crète. Ces méandres se développent en un grand anticyclone (~150 km) en octobre à 27°E/34°N. Ce tourbillon se propage vers le Sud-Ouest en intensifiant sa signature. Il atteint un diamètre de ~200 km en hiver occupant plus de la moitié du passage de Crète. Au printemps de l'année 17, il arrive au large des côtes africaines et interagit avec l'EC et se dissipe par la suite.

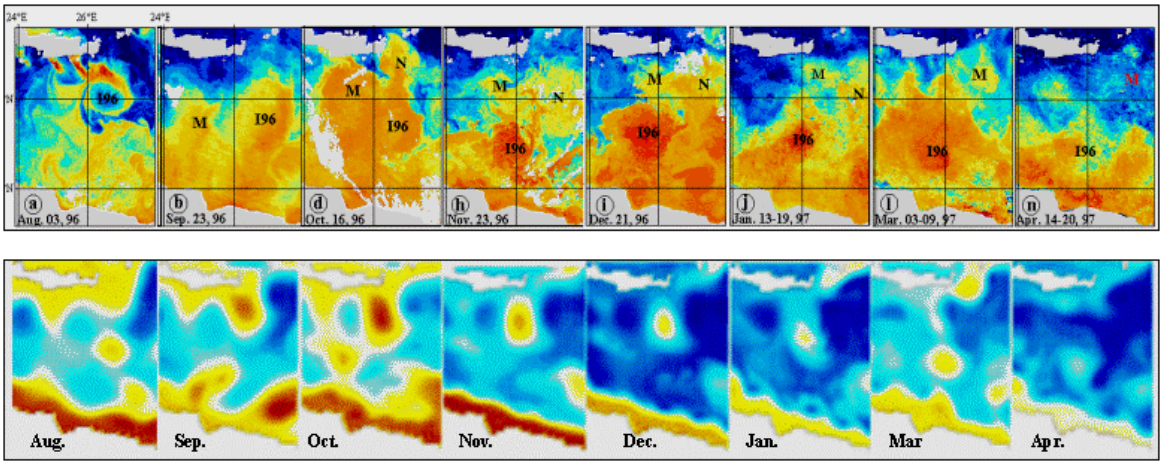


Fig.5.7 : Génération et propagation d'IPA à partir des images IR-AVHRR (haut) et SSHA des sorties de MED16-07 (bas).

Pendant l'année 16, on constate l'existence de deux tourbillons IPA en même temps, phénomène observé pour la 1ère fois par Hamad (2003). Les années 17, 18 et 19 sont marquées par un IPA faible qui demeure stationnaire à 25°E/34°N avec un diamètre ~75-100 km. Pendant l'année 20, IPA montre une forte signature et se propage vers l'Ouest donnant une longévité plus de ~8 mois. En juillet de l'année 21, l'AMC forme deux grands méandres qui se développent par la suite en deux tourbillons en septembre. Le premier propage vers le Sud-Ouest jusqu'à l'EC où il se dissipe au mois de janvier suivant. Le deuxième demeure stationnaire à ~25.5°E/34.5°N jusqu'à sa disparition en février de l'année 22.

Globalement, on constate que le modèle reproduit l'IPA d'une façon très réaliste. L'IPA est généré le plus souvent en été-automne et se dissipe en hiver-printemps présentant ainsi une longévité d'une durée de 4-11 mois et une vitesse de propagation de l'ordre de 0.2 à 1 km/j [Alhammoud *et al.* (2003b)]. A notre connaissance, c'est le premier modèle (OGCM) qui reproduit ce tourbillon en le conservant sur une période supérieure à 6 mois. Cette étude montre

que l'IPA a une forte variabilité interannuelle (présence/absence) superposée à son cycle de vie annuelle (génération, intensification, propagation).

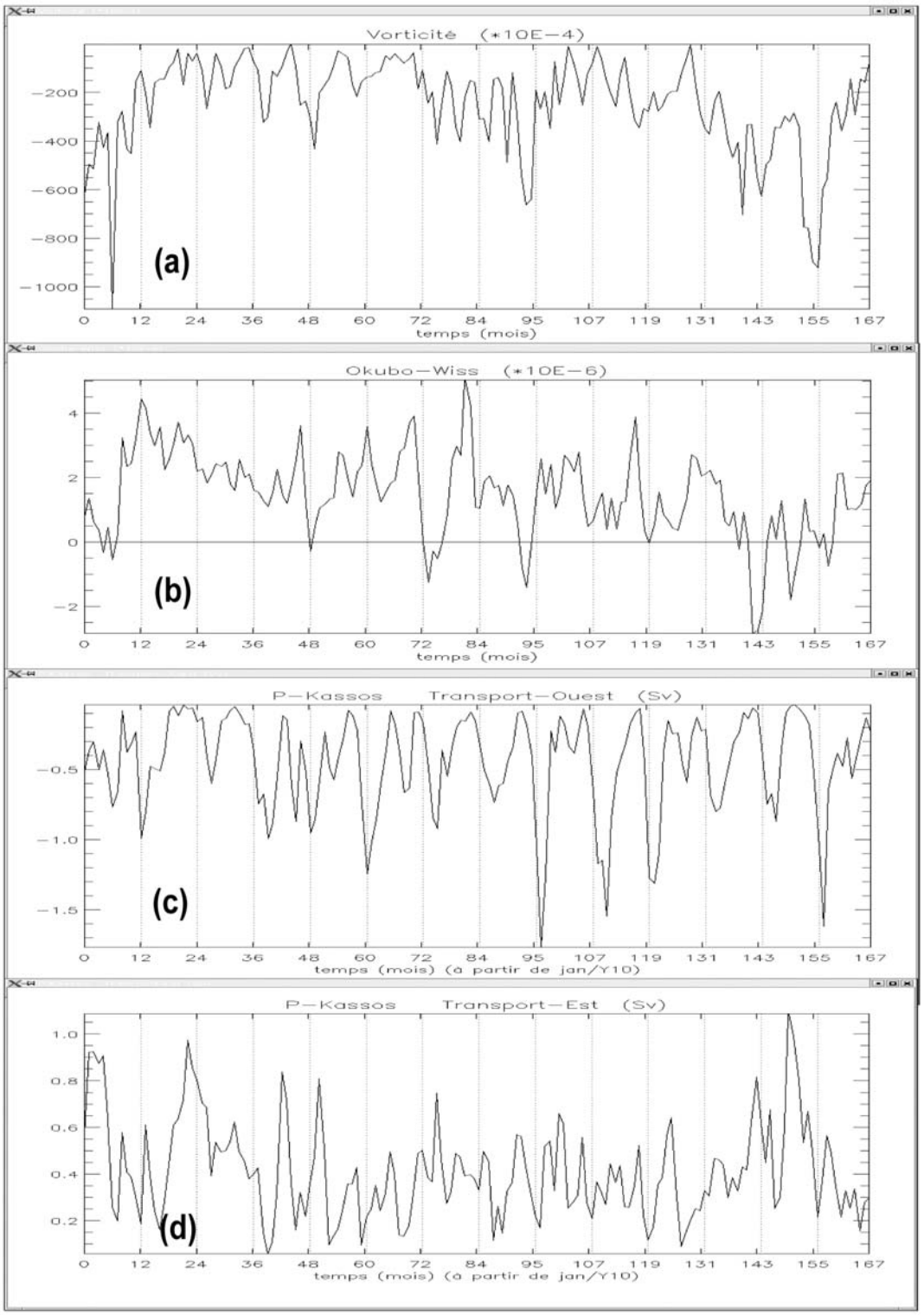


Fig.5.8 : Séries temporelles d'une moyenne spatiale sur la zone Sud-Est Crète (Zone d'Ierapetra) des champs mensuels à partir de janvier de l'année 10 de (a) la vorticité, (b) le critère Okubo-Weiss, (c) le transport vers l'Ouest à travers le passage de Kassos et (d) le transport vers l'Est.

Horton *et al.* (1994) ont associé la génération d'IPA au vent. Quelques années plus tard, ils ont également indiqué la contribution possible de l'écoulement à travers les passages Est de l'Arc de Crète à la formation d'IPA [Horton *et al.* (1997)]. En revanche, The MFSPP Group (2002) a suggéré le vent comme un facteur unique pour la formation d'IPA.
L'analyse conjointe des séries temporelles du rotationel du vent, de la vorticité, le critère Okubo-Weiss [Okubo (1970); Weiss (1991)] dans la zone d'Ierapetra et du transport à travers le passage de Kassos des sorties de MED16-07 (Fig.5.8), a confirmé l'importance du vent et l'écoulement dans le passage de Kassos dans le processus de la génération d'IPA. Cependant, il nous semble que ces deux facteurs ne soient pas les seuls à contribuer à la formation de l'IPA. Par une simple corrélation croisée (Fig.5.9) entre le rotationel du vent et la vorticité à la surface de la mer (utilisée comme une indice d'un anticyclone IPA) au Sud-Est de Crète et aussi entre le critère Okubo-Weiss (indice d'un tourbillons) et le transport, on trouve des valeurs de l'ordre de seulement 0.3. Ceci nous conduit à évoquer le rôle de la topographie et la circulation au Nord-Ouest du BL dans la formation d'IPA.

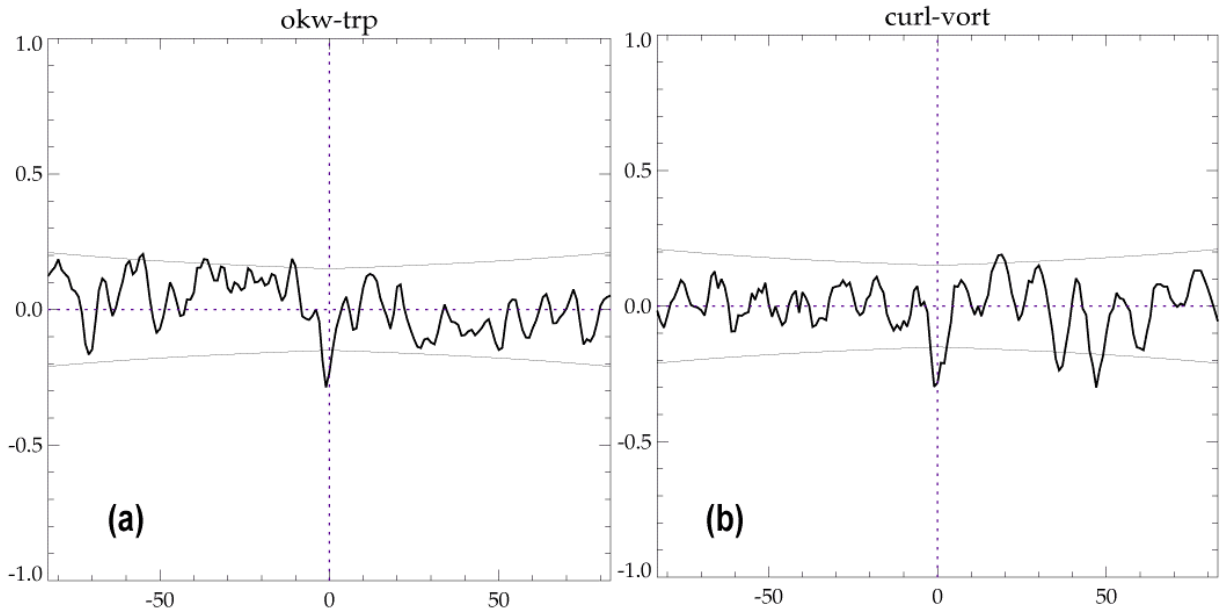


Fig.5.9 : Corrélation croisée entre (a) le critère Okubo-Weiss et le transport à travers le passage de Kassos, et (b) la vorticité et le rotationel du vent au Sud-Est de Crète. Ligne parabolique représente la courbe de signification de la corrélation.

Date début	Date fin	Position	Taille	Sens de propagation
07/Y10	12/Y10	25°E/34.5°N	~100 km	W (24.5°E/34.5°N)
11/Y13	02/Y14	26.5°E/34.5°N	~100 km	S-W (25°E/33.5°N)
07/Y16	05/Y17	26.5°E/33.5°N	~100 m	Stat. (génér. S d'AMC) S-W (25°E/33°N)
07/Y17	12/Y17	27°E/34°N	~75-100 km	(génér. S d'AMC) S-W (Fusion avec les tourbillons du S-BL)
10/Y17	06/Y18	27°E/34°N	~150-200 km	S-W (Fusion avec les EEs)
07/Y18	10/Y18	26°E/34°N	~75 km (faible)	W (24.5°E/34°N)
11/Y19	01/Y19	25°E/34°N	~75 km (faible)	Stationnaire.
07/Y20	09/Y20	26°E/34.5°N	~75 km (faible)	W (23.5°E/34.5°N)
09/Y21	05/Y22	26°E/34.5°N	~100 km	Stationnaire. W (23.5°E/34.5°N)
07/Y211	01/Y22	25°E/33.5N	~200 km	S-W (Fusion avec les EEs)
09/Y22	02/Y23	25.5°E/34.5°N	~100 km	Stationnaire.

Tableau 5.1 : Récapitulatif de la variabilité du tourbillon d'Ierapetra (IPA).

V.2.2.2 Le MMJ et ses subdivisions :

Comme nous l'avons remarqué dans le premier chapitre (§I.8.8), le MMJ a été défini comme un jet puissant apportant essentiellement l'AW dans le centre du BL. Il forme plusieurs méandres et subit plusieurs divisions en allant vers l'Est [Özsoy *et al.* (1991); Robinson *et al.* (1991)]. En revanche, l'analyse des images SST-AVHRR de Hamad (2003) et Millot & Taupier-Letage (2005) ne montre pas la signature du MMJ. Depuis, ce sujet suscite débats et controverse.

MED16 montre une recirculation de l'AMC au Sud de la Crète formant un jet traversant le centre du BL (Fig.5.3c, d) associé aux eaux levantines. Dans certaines situations, le développement des grands anticyclones au Sud du bassin (détaillé ci-après) provoque un afflux d'AW vers le centre du bassin (Fig.5.10), qui est alors entraînée par le courant de recirculation d'AMC. On peut alors interpréter ce courant comme une signature du MMJ conformément aux observations POEM. Mais il diffère du MMJ défini par POEM par plusieurs points :

- Le jet reproduit par MED16 n'est pas une continuité d'AIS.
- Le jet est formé par la recirculation d'AMC.
- Le jet n'est pas associé essentiellement à l'AW, mais le passage de celle-ci est conditionné par le développement d'un anticyclone intense au Sud du bassin (Zone de Mersa-Matrouh).
- Le jet n'est pas une structure permanente.

Ce jet est caractérisé par une largeur de l'ordre de 100 km et une vitesse >30 cm.s^{-1} à la surface qui décroît jusqu'au ~5 cm.s^{-1} à 200 m de profondeur. Comme je l'avais déjà mentionné pour la circulation moyenne, le jet parcourt le centre du BL jusqu'au Sud de Chypre, où il se

divise en deux branches, une branche continue son trajet dans le Bassin de Lattaquié pour joindre le MEC. Tandis que la deuxième branche tourne vers le Nord-Ouest en passant à l'Ouest de Chypre pour alimenter l'AMC en accord avec Özsoy (1993).

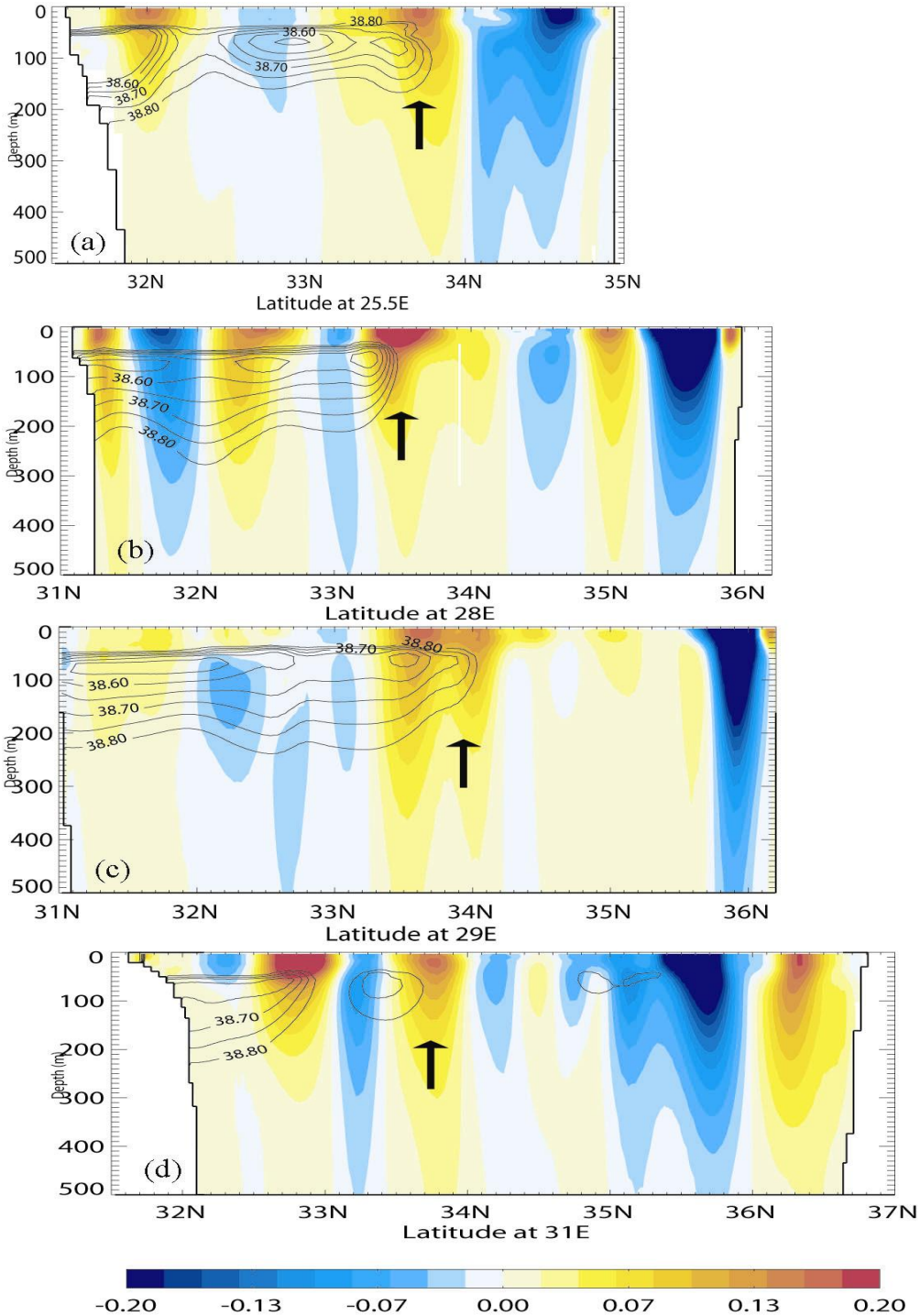


Fig.5.10 : Sections méridiennes des champs de la salinité superposée sur la vitesse zonale, moyennés sur 2 jours en octobre de l'année 20. Les valeurs positives/négatives (en rouge/bleu) indiquent la vitesse vers l'Est/Ouest. Les contours indiquent les isohalines <38.8, l'intervalle est 0.05, à (a) 25.5°E, (b) 28°E, (c) 29°E et (d) 31°E de longitude ; les flèches indiquent la position du MMJ.

V.2.2.3 Tourbillons du Sud du BL

Robinson *et al.* (1987) ont mentionné pour la première fois l'intense activité tourbillonnaire à méso-échelle dans le BL. De nombreuses études ont depuis été portées sur la variabilité de cette activité [Ayoub (1997); Larnicol *et al.* (2002)]. Récemment, de nouveaux éléments ont été apportés sur les caractéristiques et la propagation des tourbillons au Sud de BL [Alhammoud *et al.* (2003a); Alhammoud *et al.* (2003b); Hamad (2003)].

Un important système des tourbillons anticycloniques occupe les zones Ouest et Est du plateau continental égyptien (Mersa-Matrouh et Shikmona respectivement) au Sud du BL (Fig.5.3 et Fig.5.4). J'appellerai ces tourbillons les EEs (pour *Egyptian Eddies*) par analogie aux *Lybian Eddies* (LEs) et aux *Algerian Eddies* (AEs) même si les mécanismes de formation ne sont pas forcément les mêmes. Leur diamètre varie au cours de leur évolution, entre 75 et 200 km et leur extension verticale peut atteindre 1000 m de profondeur (Fig.5.4c) conformément aux observations POEM et MFSPP [Fusco *et al.* (2003); Özsoy (1993); Zervakis *et al.* (2003)]. Ces EEs montrent une vitesse orbitale de l'ordre de 50 $cm.s^{-1}$ associé à un transport barotrope de l'ordre 5 Sv (Fig.3.23).

Les EEs sont générés soit à la sortie du golfe de Syrte (21.5°E/33.5°N) soit à l'entrée du BL près des champs abyssaux d'Herodotus, soit sur le plateau continental égyptien (vers 32N/30E). Les EEs sont plus intenses en été qu'en hiver et montrent aussi une forte variabilité interannuelle. Le vent, l'instabilité du courant ou l'effet de la topographie pourraient être responsable de leur génération, mais aucune étude sur ce sujet n'a encore été faite.

La Fig.5.6 montre une tendance à la propagation des EEs selon une trajectoire suivant les isobathes 1000-2000 m du golfe de Syrte (23°E/33.5°N) à l'entrée du BL jusqu'au Bassin de Lattaquié au Nord-Est du BL. Les EEs se propagent dans le sens de l'écoulement au Sud du BL (§V.2.1) à une vitesse qui varie entre ~1 et 2 km/j (Fig.5.11a). Ces tourbillons ont une longévité de quelques mois à plus d'un an. Ces résultats sont en accord avec l'observation de l'imagerie IR-AVHRR [Hamad (2003)] (Fig.5.5).

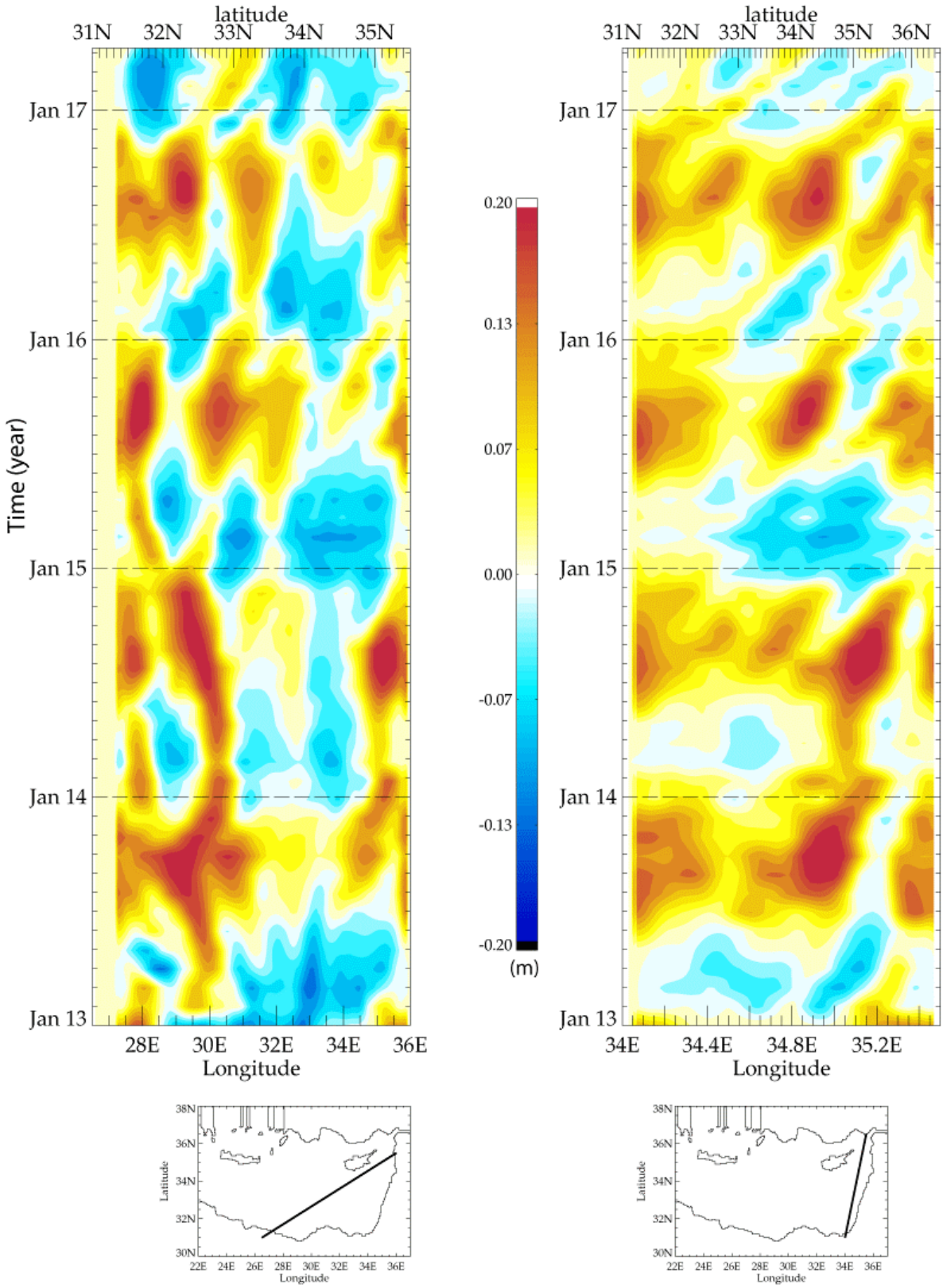


Fig.5.11 : Diagrammes Hovemoller longitude/latitude-temps (le temps en ordonnées) de la moyenne mensuelle de SSH pendant 52 mois de la simulation (de janvier de l'année 13 en mars de l'année 17) dans le BL. La position des sections est tracée en bas des diagrammes.

V.2.2.4 Tourbillons de l'Est du BL

The POEM Group (1992) a décrit un courant qui coule du Nord vers le Sud en longeant les côtes orientales du BL. Ce courant circule particulièrement dans la périphérie du SMA. Ayoub (1997) a décrit le SMA comme une structure anticyclonique complexe à plusieurs centres. En revanche, Hamad (2003) a montré un écoulement vers le Nord de l'AW le long des côtes du Moyen-Orient associé à la présence de plusieurs tourbillons qui se propagent vers le Nord-Est.

MED16 reproduit ce système de tourbillons à l'Est du BL. J'appellerai ces tourbillons les MEEs pour *Middle-East Eddies.* Ces dremiers sont caractérisés par un diamètre (~50-100 km) plus petit que celui des EEs et une signature sur la verticale >800 m. Il semble que ces tourbillons soient générés le long de la côte Est du bassin. Ils se propagent dans un axe orienté du Sud au Nord parallèlement à la côte Est du BL (Fig.5.11b). Leur vitesse de propagation (~3-5 km/j) est plus élevée que celles des EEs, et par conséquent, leur durée de vie est plus courte [Alhammoud *et al.* (2003b)].

V.2.2.5 Tourbillon de Lattaquié (LG)

Les observations ont montré une variabilité aléatoire du LG (§I.8.5). A partir de la simulation MED16-07, on constate qu'une tendance anticyclonique domine la circulation du Bassin de Lattaquié. Cette circulation est alimentée par les EEs et les MEEs décrits ci-dessus. En effet, la topographie particulière associée au seuil au Nord du bassin joue un rôle principal sur la circulation des tourbillons dans ce bassin. En général, les MEEs traversent le Bassin de Lattaquié pour se dissiper sur le plateau continental Cilicien. Mais lorsqu'un tourbillon arrive au printemps ou en été, il se développe et reste bloqué jusqu'à la fin de l'été, voire la fin de l'automne (Fig.5.12). Cet anticyclone s'intensifie et s'élargit pour occuper toute la superficie du bassin à la fin de l'été. Au début de l'automne, le tourbillon est poussé par le MEC vers le Nord du bassin. Le LG se rétracte alors et se dissipe sur le seuil dans le bassin de Cilicie en venant renforçer l'AMC. D'une façon générale, cette variabilité du LG influence considérablement la variabilité de l'AMC. Notons également qu'une variabilité inter-annuelle de LG est bien observée dans cette région (Tab.5.2). Ces résultats sont en bon accord avec les observations d'Ovchinnikov & Abousamra (1994), Krivosheya *et al.* (1996) et Krivosheya *et al.* (1997).

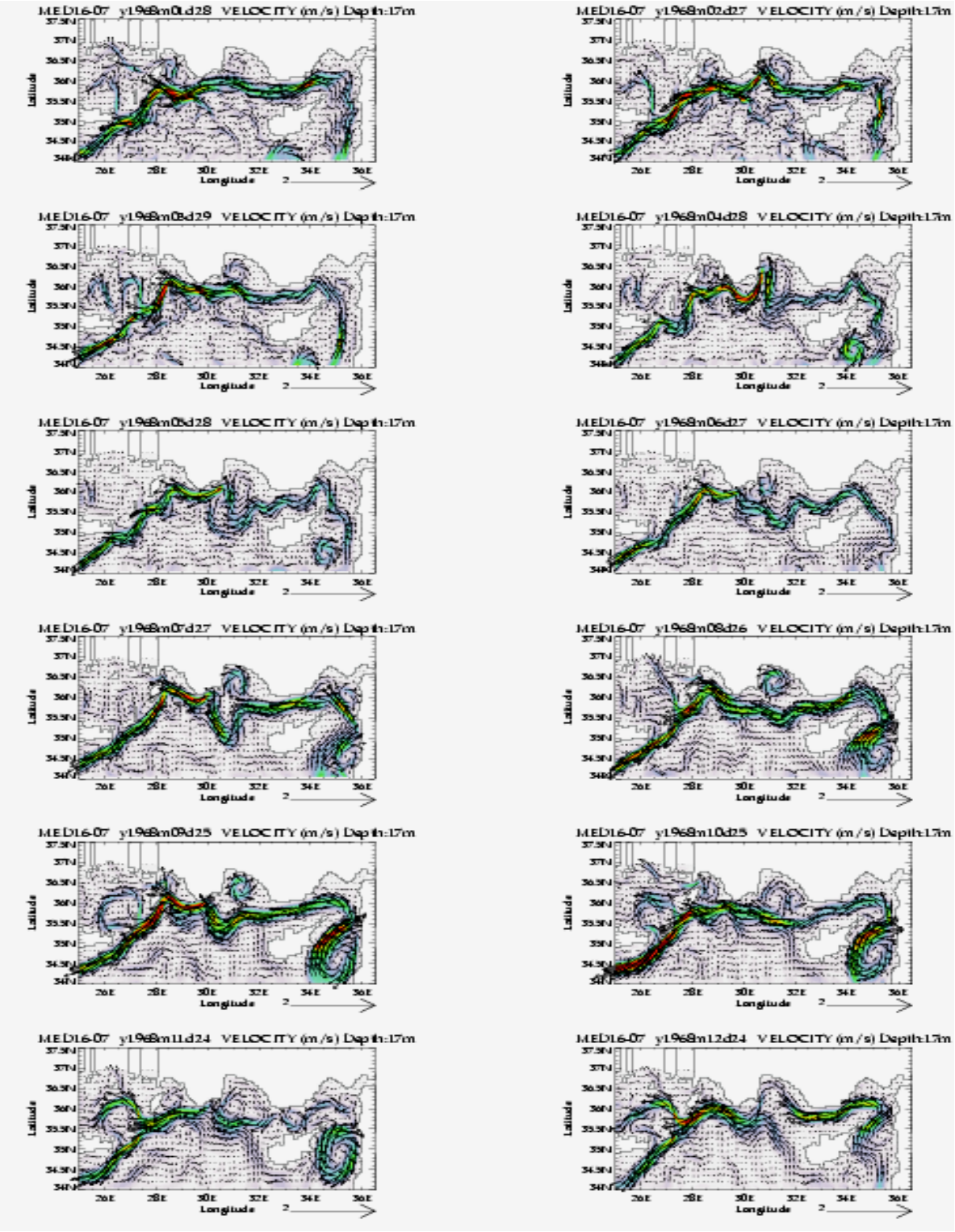


Fig.5.12 : Série temporelle des champs moyennés sur deux jours de la vitesse superposée sur le module de la vitesse de l'année 9

ANNÉE MODÈLE	ANNÉE FORÇAGE	HIVER (JFM)	PRINTEMPS (AMJ)	ETE (JAS)	AUTOMNE (OND)
Y10	1998	−	+	+	++
Y11	1999	+	++	++	++
Y12	2000	−	++	++	−
Y13	2001	−	++	+	++
Y14	2002/1998	+	+	−	++
Y15	1999	−	++	++	++
Y16	2000	−	−	−	+
Y17	2001	++	++	+	++
Y18	2002	+	++	++	−
Y19	2003/1998	−	+	++	++
Y20	1999	++	+	++	++
Y21	2000	−	++	++	−
Y22	2001	−	−	++	+
Y23	2002	+	+	++	++
Y24	08/2003	−	++		

Tableau 5.2 : Récapitulation de la présence du tourbillon de Lattaquié (LG) ; absence : −, présence : ++, présence partielle sur la saison : +.

V.2.2.6 Tourbillons associés à l'AMC :

L'AMC est le courant de retour de la circulation cyclonique présente dans le BL. L'AMC peut atteindre une vitesse de l'ordre de 1 $m.s^{-1}$ et une profondeur de 100-300 m selon la saison et la présence ou non du LG [Robinson & Golnaraghi (1993)]. Ce courant méandre fortement en créant une série de tourbillons cycloniques/anticycloniques de méso-échelle le long des côtes d'Asie Mineure [Hamad (2003)].

Dans la simulation MED16-07, les méandres de l'AMC se développent pour engendrer des tourbillons (AMEs pour *Asia Minor Eddies*) anticycloniques d'un diamètre de l'ordre de 50-100 km. Plusieurs facteurs interviennent dans la génération des AMEs, l'instabilité de l'AMC, la topographie de la Baie d'Antalya, les vents Etésiens et le LG. En général, les AMEs montrent une variabilité de haute fréquence de l'ordre de la quinzaine de jours. Pendant l'hiver, l'AMC est plus intense et est associé à la génération des petits tourbillons (~50 km de diamètre) dans la Baie d'Antalya et le Bassin de Rhodes. Ces tourbillons ne survivent pas longtemps et se dissipent sur place après un ou deux mois. A la fin du printemps, l'AMC s'affaiblit et devient instable, et en même temps un tourbillon apparaît à l'entrée de la Baie d'Antalya. Un peu plus tard, un autre tourbillon est généré dans le Bassin de Rhodes. Par la suite, ces tourbillons soit se propagent dans le sens de l'écoulement de l'AMC, soit se dissipent sans se propager. Dans tous les cas, les AMEs montrent une longévité d'un mois à plusieurs mois (Fig.5.12) en accord avec l'analyse des images SST-AVHRR de Hamad (2003).

V.2.3 Comparaison avec les images SST :

Comme nous l'avons fait dans le chapitre précédent (§IV.2.3), l'objectif de cette comparaison entre images SST-AVHRR et SST-MED16-07 est de montrer des exemples où le modèle reproduit fidèlement certaines structures de la circulation de surface jusqu'aux échelles de l'ordre de 10km. Une comparaison basée sur une analyse statistique aurait pu apporter des

détails quantitatifs complémentaires. Cependant, ceci n'était pas envisageable au cours de la thèse faute d'une base de données de SST adaptée.

Une comparaison de la SST des sorties de l'expérience MED16-05 avec des images SST-AVHRR a déjà été présentée dans Alhammoud *et al.* (2005). Par ailleurs, en raison de la couverture nuageuse en hiver, je présente des images d'été seulement. Sur la Figure.5.13, l'image de la sortie du modèle est moyennée sur deux jours à une profondeur de 3 m. Ceci pourrait expliquer le fait que la SST du modèle soit un peu plus froide que la SST-AVHRR. Néanmoins, une ressemblance remarquable au niveau des structures de grande et moyenne échelle entre les deux images peut être observée.

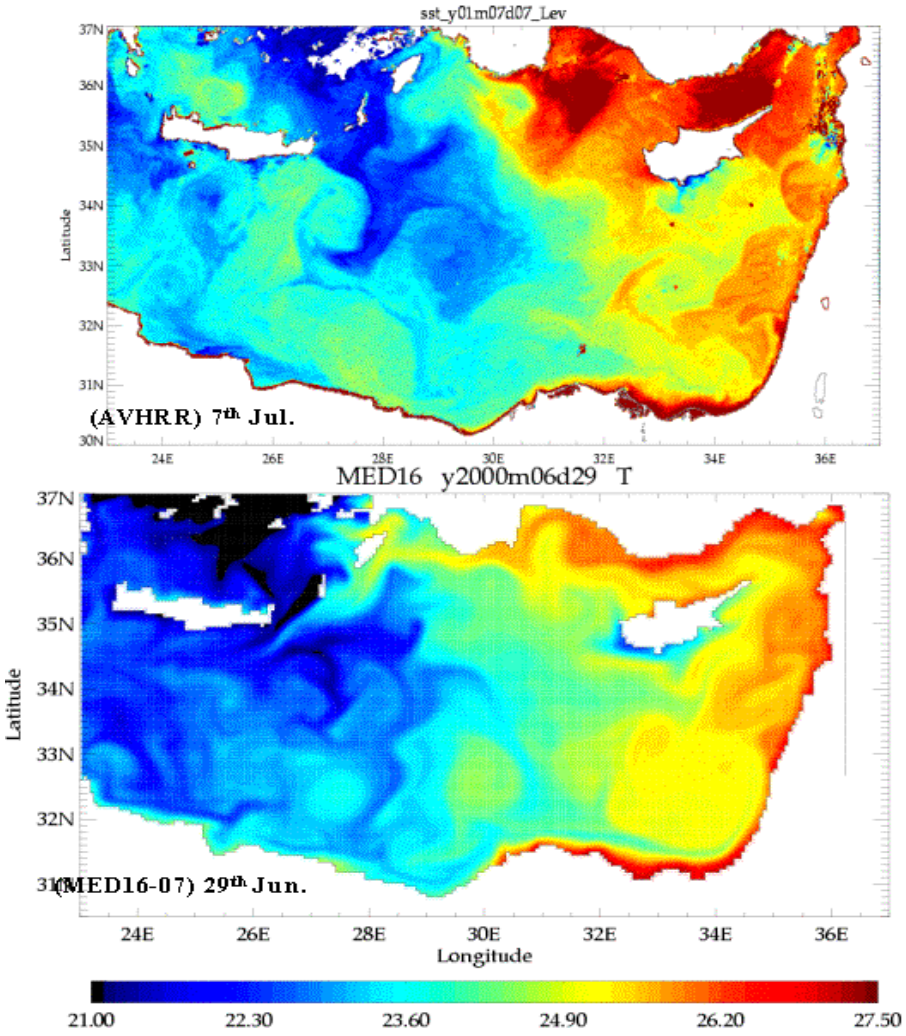


Fig.5.13 : Images SST dans le Bassin Levantin pendant l'été de AVHRR (haut) et du modèle MED16-07(bas).

Sur les deux images la température augmente du Sud-Ouest au Nord-Est du bassin. On peut nettement distinguer l'eau froide d'AW entrant dans le BL à travers le passage de Crète. Sur les deux images on observe que l'EC se subdivise bien en deux branches au niveau du plateau continental égyptien (31°E/31°N). Une branche coule vers le large et l'autre continue son chemin en longeant la côte. Les deux branches sont bien présentes sur les deux images. Le MEC et l'AMC montrent une similitude étonnante au regard de leurs températures (chaudes) le long des côtes du Moyen-Orient et d'Asie Mineure. Arrivé à l'île de Rhodes, une partie de l'AMC entre

dans la mer Egée via le passage de Rhodes et l'autre partie tourne vers le Sud-Ouest pour atteindre la Crète.

Les activités des EEs dans le Sud du BL sont bien comparables dans les zones de Mersa-Matrouh et Shikmona. On observe des tourbillons dont le diamètre est de l'ordre de ~100-200 km sur les deux images (27.5°E/32.5°N ; 30°E/33°N ; 33.5°E/33.5°N). Par ailleurs, une tache d'eau froide reliée à l'up*welling* dû à l'influence des vents Etésiens, est bien visible le long de la côte Sud de Chypre.

On observe que la température donnée par le modèle au Sud de la Crète (Fig.5.13 bas) est plus froide que celle fourni par l'imagerie AVHRR. Ceci est peut être lié à une mauvaise représentation orographique de l'île de Crète dans les modèles météorologiques conduisant à une surestimation des vents au Sud de Crète provoquant alors une SST trop froide.

V.2.4 La variabilité Saisonnière de la circulation dans le BL

De la même façon que pour le Bassin Ionien, je traite la variabilité saisonnière dans le Bassin Levantin. Le signal saisonnier de la circulation superficielle dans le Bassin Levantin est bien évident sur les structures à l'échelle du sous-bassin autant qu'à méso-échelle. Le signal saisonnier dans le BL se manifeste en général par l'intensification/affaiblissement de la circulation cyclonique centrée sur le RG et l'activité anticyclonique au pourtour du bassin (Fig.5.14) [Alhammoud *et al.* (2005)]. L'intensification de la circulation cyclonique, pendant l'hiver, peut être liée au rotationel du vent positif dominant dans le BL (voir le forçage atmosphérique du modèle §II.3.5.3) alors que ce rotationel positif du vent s'est déplacé vers le Nord du bassin pendant l'été. Ceci permet à l'activité anticyclonique de se développer au Sud du BL.

J'utiliserai des images journalières des sorties du modèle en janvier et en juillet afin de caractériser la variabilité de l'activité à méso-échelle (Fig.5.15a-h).

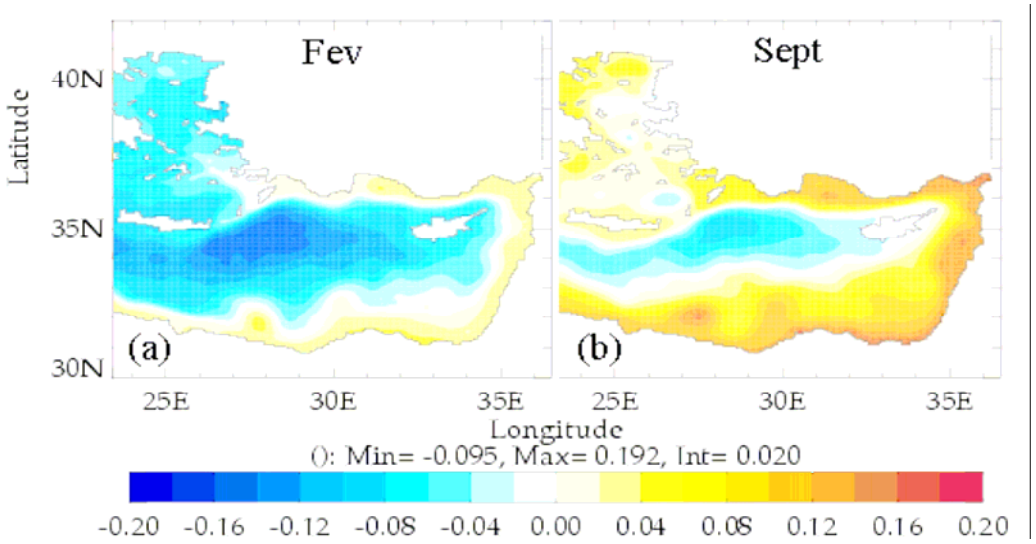


Fig.5.14 : SSH moyenne sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 en (a) février, (b) septembre.

V.2.4.1 En hiver :

La circulation superficielle en hiver se distingue par un intense signal cyclonique dominant dans le BL (Fig.5.14). Un courant fort suit la pente continentale des côtes du bassin composé des principaux courants l'EC, le MEC et l'AMC. Leur vitesse peut atteindre des valeurs de l'ordre de 50-70 cm.s^{-1}. Au Sud du bassin, plusieurs tourbillons se forment le long du chemin de l'EC, mais ils restent confinés à la côte tandis que l'activité tourbillonnaire au centre

du bassin reste faible (Fig.5.15). Au Nord du bassin, l'AMC se divise en deux branches au Sud de l'île de Rhodes, la branche la plus importante continue son écoulement vers le sud-ouest pour sortir du BL par le Nord du passage de Crète. Une petite branche de l'AMC entre dans la mer Egée par les passages Est de l'arc de Crète. On observe, au Sud de l'île de Crète, la signature d'IPA qui persiste jusqu'au printemps (décrit ci-dessus §V.2.2.1) (Fig.5.15e, g).

La distribution verticale de la salinité et la vitesse en surface montrent une forte variabilité saisonnière (Fig.5.16). L'EC est serré à la côte avec une largeur de l'ordre de quelque dizaines de kilomètres et une profondeur de l'ordre de 300 m (Fig.5.16). L'AMC montre une largeur de ~40 km et une profondeur de ~300 m (Fig.5.17). Les isohalines indiquent que l'EC transporte l'AW tandis que l'AMC transporte les eaux levantines caractérisées par leur salinité élevée (>38.9).

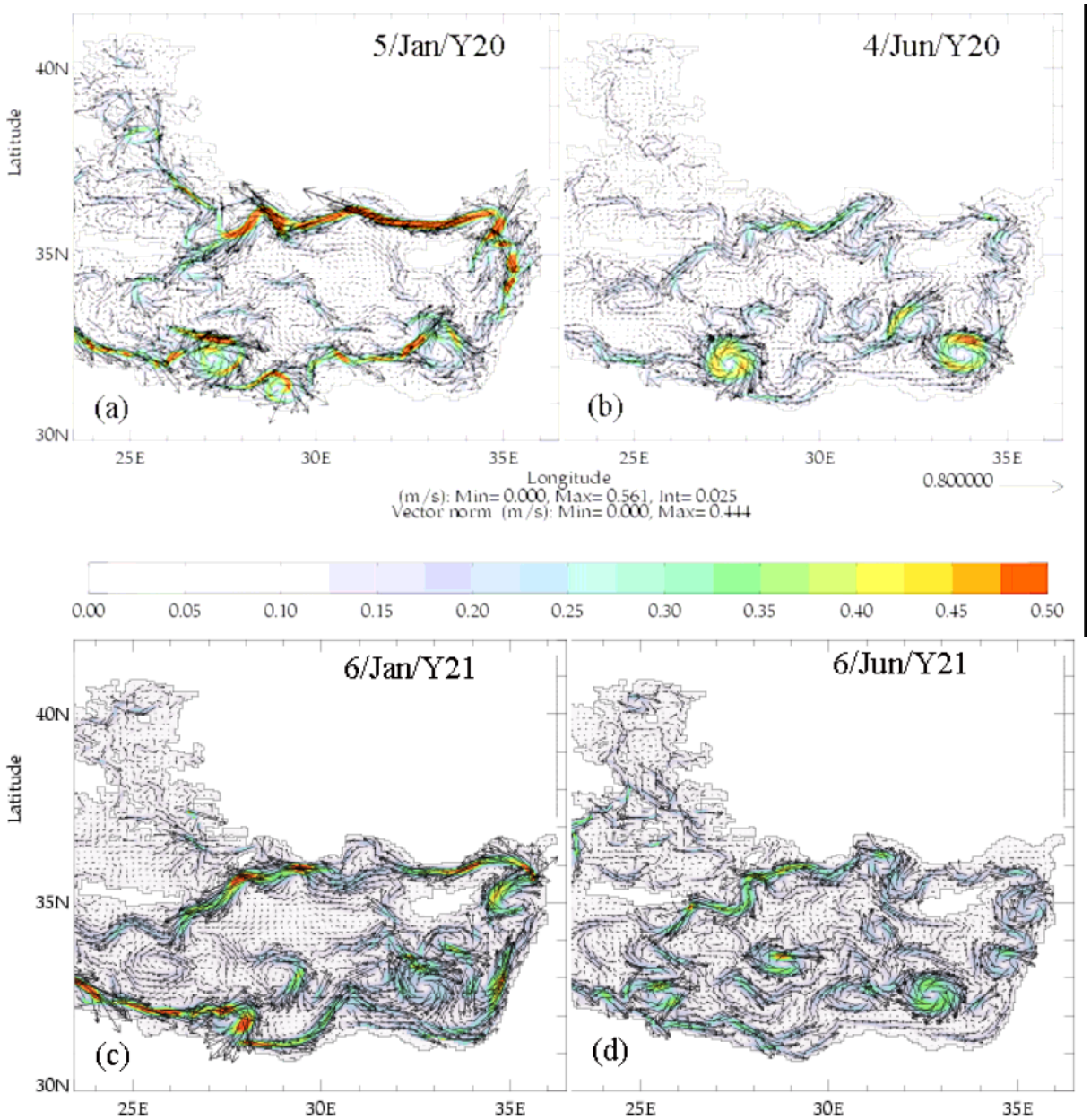


Fig.5.15 : Série temporelle de la vitesse de l'expérience MED16-07 en (a) janvier de l'année 20, (b) juin de l'année 20, (c) janvier de l'année 21, (d) juin de l'année 21.

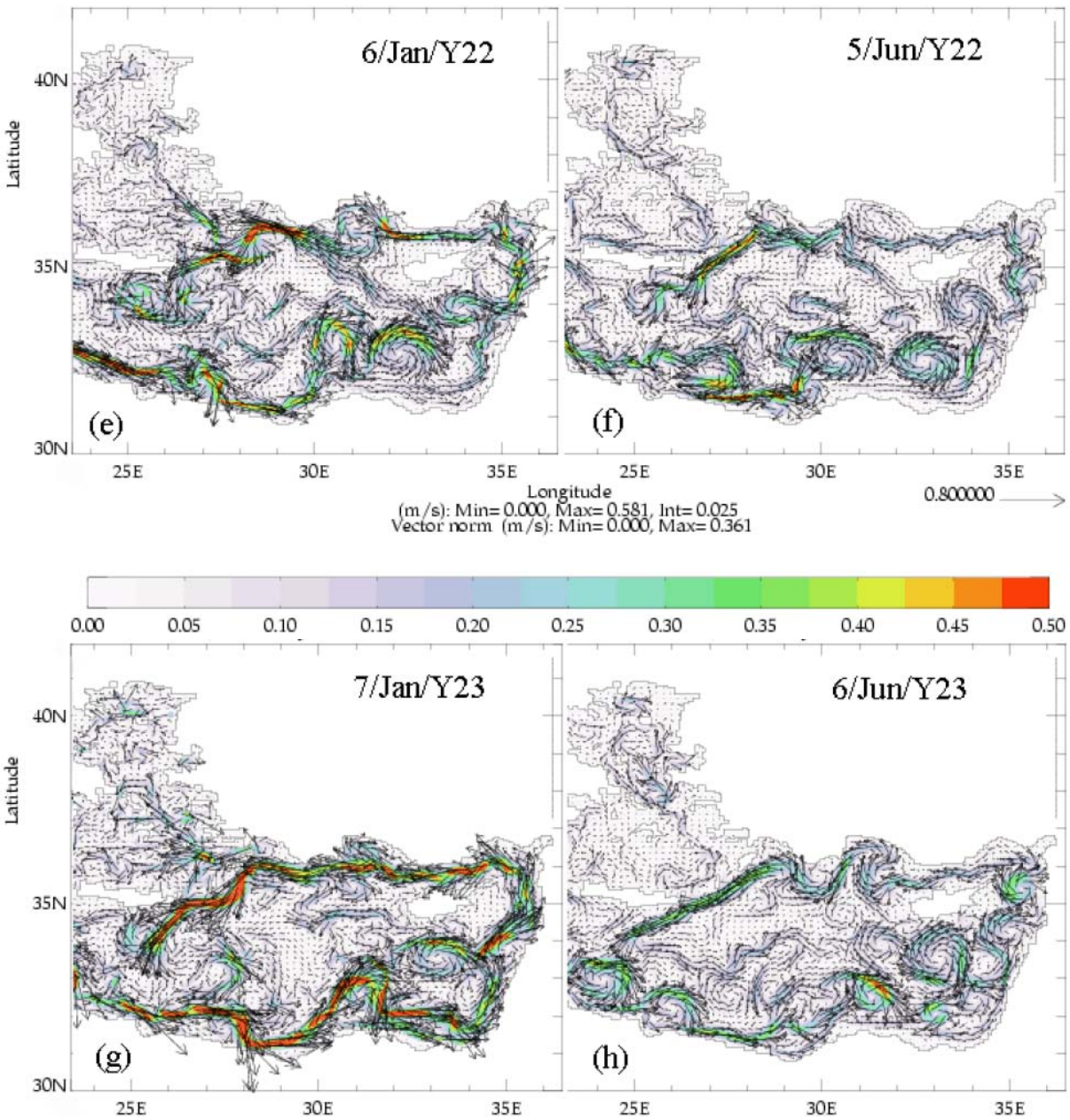


Fig.5.15 (suite): (e) janvier de l'année 22, (f) juin de la année 22, (g) janvier de l'année 23 et (h) juin de l'année 23.

V.2.4.2 En été :

La circulation, en été, dans le BL est caractérisée par l'affaiblissement des courants côtiers et l'intensification des activités tourbillonnaires au centre et au Sud du bassin (Fig.5.14) en cohérence avec les résultats obtenus par Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) et Özsoy (1993). Sur les images journalières, on constate que l'EC et le MEC deviennent faibles et instables (Fig.5.15 colonne de droite). Les tourbillons dans les zones de Mersa-Matrouh et Shikmona se développent considérablement par rapport à l'hiver et se propagent vers le large en accord avec Pinardi & Navarra (1993). Quant à l'AMC, il s'affaiblit considérablement pendant l'été et jusqu'à la fin de l'automne (détaillé plus loin §V.2.4.3), en particulier dans le canal de Cilicie, de même que la veine d'AMC entrant dans la mer Egée qui peut même disparaître.

Le centre du bassin est dominé par une activité de méso-échelle (tourbillons, jets, fronts…). Des coupes horizontales de l'énergie cinétique tourbillonnaire (TKE) montrent bien

des valeurs plus élevées en été qu'en hiver. Une série des tourbillons longent les côtes Est du BL, et le LG occupe la totalité du Bassin Lattaquié.

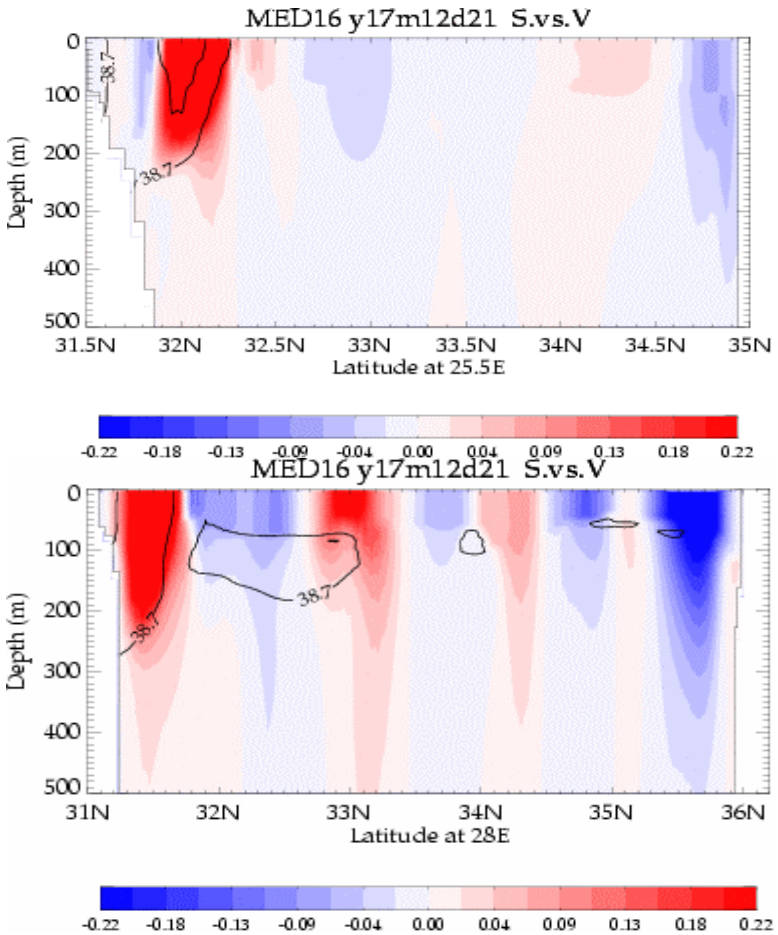


Fig.5.16 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposées sur les isohalines de l'AW (<38.7) (haut) à 25.5°E et (bas) à 28°E.

Les isohalines montrent que l'AW est limitée à une couche mince entre 50 et 200 m de profondeur, et que l'AW est advectée vers le centre du bassin par les tourbillons au Sud du BL (Fig.5.16). La vitesse en surface montre que l'extension verticale d'EC (~200 m) est moins profonde qu'en hiver. La signature d'AMC en surface devient légèrement moins large moins profonde qu'en hiver (>60 km, ~100 m respectivement) (Fig.5.17).

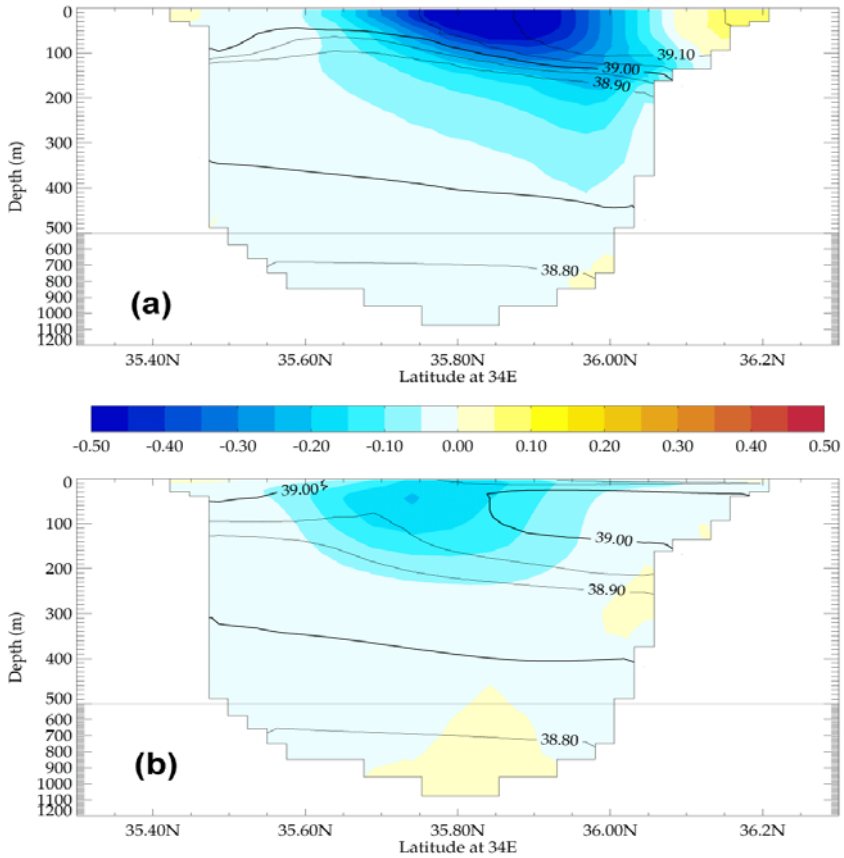


Fig.5.17 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposées sur les isohalines à travers le canal de Cilicie (32.5°E/35.1-36.1°N) au Nord de Chypre (a) en janvier et (b) en juin.

V.2.4.3 La variabilité de l'interaction d'AMC/LG :

Les sorties de la simulation MED16-07 montrent un signal saisonnier fort de l'AMC (Fig.5.17). Les valeurs négatives de la vitesse zonale dominent la section dans le canal de Cilicie. Ceci montre que la circulation dans le Bassin de Cilicie est dominée par la composante barotrope représentée par l'AMC qui coule vers l'Ouest. En hiver, le noyau du courant occupe la partie Nord du canal de Cilicie (32.5°E/35.75°N) avec une vitesse supérieure à 50 cm.s^{-1}, tandis qu'en automne, il se décale vers le Sud (32.5°E/35.5°N) et sa vitesse diminue jusqu'à ~30 cm.s^{-1}. L'AMC (U> 10 cm.s^{-1}) en hiver a une largeur de 50 à 60 km et une profondeur de 300 à 400 m. En automne, il n'a qu'environ 30 km de large et quelques dizaines de mètres de profondeur.

Afin d'étudier l'influence de l'AMC sur le transport et la circulation au Nord du BL, analysons des séries temporelles du transport et de la quantité de sel issues de la simulation MED16-07 (Fig.5.18). Le transport vers l'Ouest (en moyenne ~2 Sv) est dix fois plus important que celui vers l'Est (~0.2 Sv) avec une fluctuation saisonnière de ~2 Sv. Il présente un maximum en hiver (janvier-février) de l'ordre de 3 Sv et deux minima à la fin du printemps (avril-mai) et en automne (octobre-novembre) de l'ordre de 1.5 et 1 Sv respectivement [Alhammoud *et al.* (2003a)]. Cela coïncide bien avec la variabilité de la structure d'AMC décrite ci-dessus, mais aussi avec la variabilité de LG (voir §V.2.2.5).

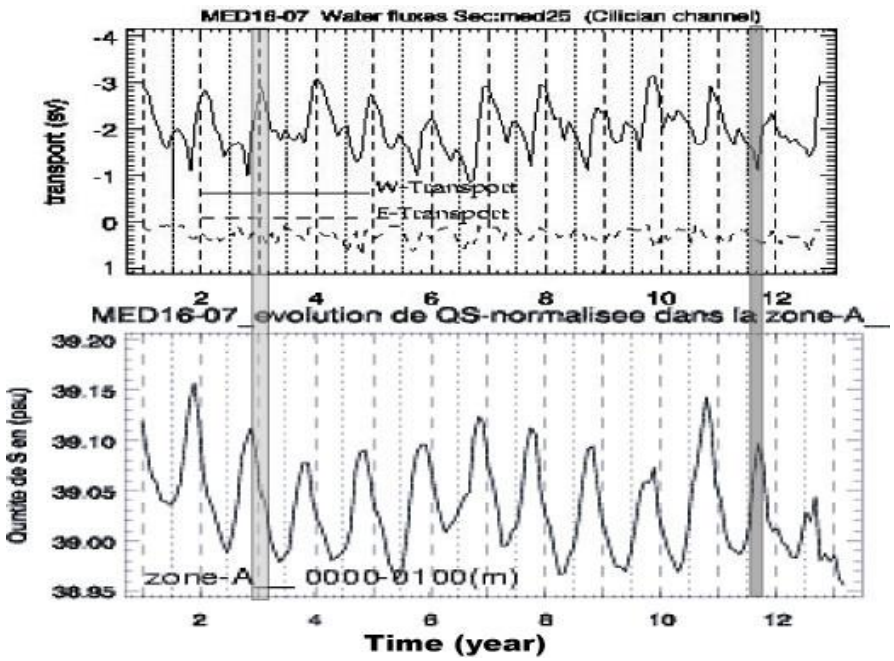


Fig.5.18 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle (haut) du transport à travers le canal de Cilicie (trait plein et tirets indiquent le transport vers l'Ouest et l'Est respectivement) et (bas) de la quantité de sel de la colonne d'eau jusqu'à 100 m de profondeur dans le Sud-Ouest de la baie d'Antalya (30-31.5°E/35.5-36.5°N).

Pendant l'automne, le LG atteint son extension maximale, il occupe alors la totalité du Bassin de Lattaquié bloquant le passage du MEC pour alimenter l'AMC. Ce qui explique le minimum du transport et la réduction d'AMC. A la fin de l'automne, le LG se dissipe sur le seuil du Bassin de Cilicie en dégageant un flux important, permettant ainsi aux eaux du MEC d'alimenter l'AMC. Cela explique la signature forte d'AMC en hiver et l'augmentation rapide du transport pendant l'automne. La quantité de sel dans la Baie d'Antalya (Fig.5.18 bas) montre un maximum de salinité (39.15) en automne et un minimum de salinité (38.96) au printemps. En effet, les deux séries sont bien corrélées avec un décalage de deux mois entre les pics. Pendant l'été, la quantité de sel augmente avec un maximum de salinité en automne à cause de la diminution du transport d'AMC et la formation de la LSW très salée. Puis à la fin de l'automne, le LG se dissipe, l'AMC devient plus fort, le transport à travers le canal de Cilicie augmente et par la suite le transport de l'AW (peu salé) augmente aussi. L'AW envahit la Baie d'Antalya en hiver et provoque la diminution de la salinité avec une valeur minimale atteinte deux mois plus tard au début du printemps. Ces résultats correspondent aux observations des campagnes POEM présentées par Özsoy (1993) et qui ont noté un flux important d'AW dans les Bassins de Lattaquié, de Cilicie et d'Antalya pendant l'hiver et un faible flux pendant l'été et l'automne

V.2.5 La variabilité inter-annuelle de la circulation :

La variabilité inter-annuelle de la circulation dans le BL a été étudiée en analysant une série temporelle de 16 ans (de l'année 10 à l'année 25) de la vitesse horizontale à 25 m de profondeur issue des sorties du MED16-07. Malgré la triple répétition des forçages atmosphériques sur la période de 16 ans de la simulation MED16-07 (cf. §II.3.5.1.2), le signal de la variabilité de la circulation dans le BL ne montre pas cette répétitivité.

Au Sud du bassin, l'EC montre une forte intensité jusqu'à 26°E puis s'affaiblit de l'année 10 à l'année 15. Pendant cette période, la zone Mersa-Matrouh est dominée par des tourbillons intenses et de grands diamètres. Ensuite, l'EC s'intensifie le long de la côte égyptienne de l'année 17 à l'année 22. Ceci est associé à une activité tourbillonnaire importante dans la zone

Shikmona. Cependant, les tourbillons occupant la zone Mersa-Matrouh s'affaiblissent, voire disparaissent complètement. La vitesse et le sens de propagation des tourbillons au Sud de BL montrent une variation d'une année à l'autre (Fig.5.11).

A l'Est du bassin, le MEC montre un signal de 3 ans en phase avec le LG qui demeure intense puis il s'amortit pendant 3 ans pour s'intensifier ensuite. En revanche, le transport à travers le canal de Cilicie (Fig.5.18) montre une fluctuation de l'AMC de 3 ans. Cette variation peut être expliquée par la variabilité du MEC et du LG. Quant à la branche d'AMC qui entre dans la mer Egée, elle montre aussi une variation de 3-5 ans ainsi que le transport à travers les passages Est de l'Arc de Crète (Fig 3.26).

La signature d'IPA montre une forte variabilité interannuelle de son intensité, taille, position et sens de propagation (cf. §V.2.2.1). De manière générale, le signal interannuel dans le BL est caractérisé principalement par la présence/absence de certains éléments de la circulation générale (IPA, LG…) et par l'intensification/affaiblissement des courants et jets (EC, AMC…). Cette variabilité de la circulation dans le BL est en conformité avec les résultats décrits dans la littérature (cf. §I.7.2).

V.3 La circulation intermédiaire

Comme nous l'avons indiqué dans le premier chapitre, la circulation intermédiaire peut être décrite par le parcours de la LIW. Excepté des cartes de courants géostrophiques issues de la climatologie, réalisées par Ovchinnikov (1966), aucun schéma complet de circulation de LIW dans le BL n'existe dans la littérature pour l'instant (voir §I.4.2). Ovchinnikov (1966) a montré que la LIW s'étale vers le Sud du bassin à partir de son site de formation dans le RG. Puis la LIW se divise en deux branches, l'une part vers l'Est dans un large cyclone et l'autre tourne vers l'Ouest pour entrer dans le BI en cohérence avec la première description proposée par Wüst (1961).

J'ai montré dans le 3ème chapitre la formation de la LIW pendant l'hiver (voir §III.5.2.2). J'ai montré également que la phase de la dispersion de l'eau néoformée commence à partir du mois d'avril. Pour cette raison, je ne traite la circulation de la LIW dans le BL qu'à partir de juin (Fig.5.19). L'analyse des sorties MED16 montre une pente de la profondeur de l'isopycne 29.10 de ~50 m au centre du RG jusqu'au 500 m au pourtour du bassin (Fig.5.19 ; Fig.5.20a) en accord avec Lascaratos & Nittis (1998) et The LIWEX Group (2003). Comme nous l'avons constaté à la fin de la formation de la LIW, un front d'instabilité gravitationnelle s'est généré associé aux petits tourbillons baroclines cyclones et anticyclones sur ses côtés (voir §III.5.2.2 ; Fig.3.15d,e, i, j). En effet, ce processus s'amplifie par la suite et forme des '*Salinity fingers'* poussées par les cyclones emportant la LIW (Fig.5.19a). Les cyclones se développent et se détachent du front en propageant dans le sens de l'écoulement général dans le bassin (détaillé ci-dessous) (Fig.5.19b). A la fin de l'année, on trouve que les cyclones atteignent le BI à l'Ouest et le Bassin de Lattaquié à l'Est. De leur côté, les anticyclones traversent le front et arrivent au centre de la zone de formation apportant des eaux salées de l'Est du BL restratifiant ainsi le bassin à cette profondeur(Fig.5.19c).

Afin de suivre l'écoulement moyen dans les couches intermédiaires du BL, j'ai utilisé la moyenne sur les 13 dernières années du mois de juin des champs précédents (Fig.5.20). MED16 montre donc la formation de la LIW dans le Nord-Ouest du BL. Après la phase de dispersion, la LIW coule vers le Sud-Ouest associé au chemin de l'AMC pour sortir par le Nord du passage de Crète vers le BI. Au Sud de la Crète, la LIW recircule dans le sens cyclonique et rentre à nouveau dans le BL par la partie Sud du passage de Crète. Une circulation cyclonique suivant l'isobathe 2500 m s'établit en laissant les signatures anticycloniques des EEs à sa droite prés de la côte. Au Sud de Chypre, une partie de la LIW tourne vers le Nord-Ouest et recircule dans le RG, tandis qu'une partie fait le tour de Chypre en passant dans le Bassin de Lattaquié. Ces

résultats sont en accord avec les cartes de la hauteur dynamique à 500 m issues des campagnes POEM [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1991); The POEM Group (1992)]. En effet, cette description de la circulation intermédiaire dans le BL est cohérente avec tous les schémas présentés dans la littérature (voir §I.4.2 et Fig.1.10).

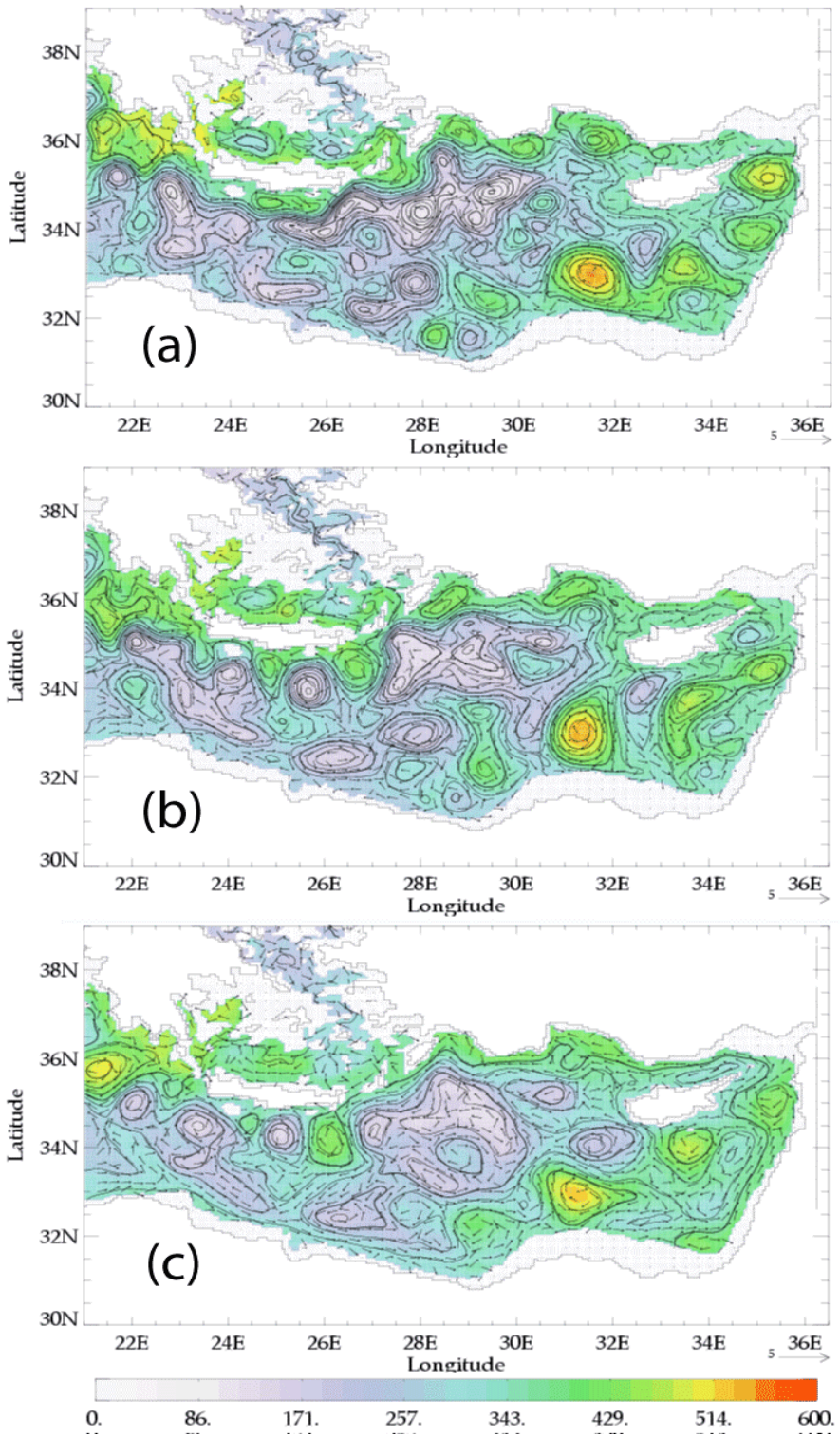


Fig.5.19: Série temporelle des isolignes de la fonction de Bernoulli et isocouleurs de la profondeur et de la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.10 dans le Bassin Levantin de la 17ème année en (a) juin, (b) septembre et (c) en décembre. Les couleurs indiquent la profondeur en mètres.

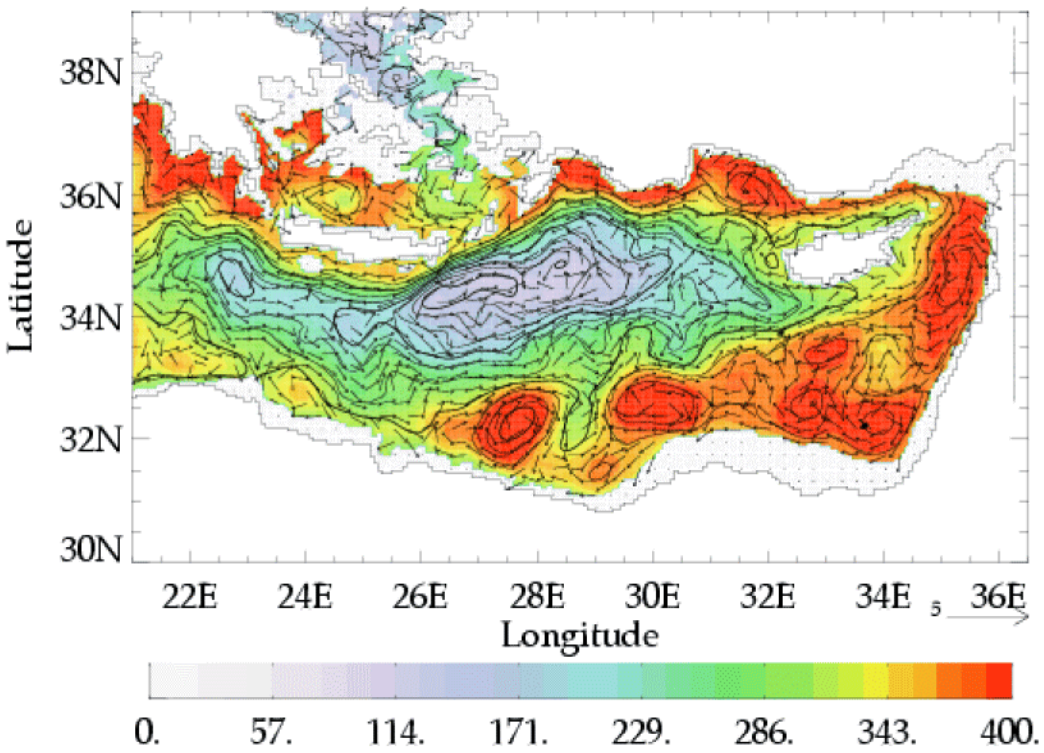


Fig.5.20 : Champs mensuels du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 des isolignes de la fonction de Bernoulli et de la profondeur et de la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.10. Notons que les vecteurs de la vitesse sont normalisés pour une raison de lisibilité et d'interprétation.

V.4 Conclusion

Dans ce chapitre, j'ai présenté la circulation générale dans le Bassin Levantin à partir d'une simulation numérique de 24 ans. J'ai également présenté plusieurs phénomènes de méso-échelle qui sont simulés par le modèle.

Les principaux résultats de ce chapitre sont ceux concernant l'IPA. Le modèle reproduit l'IPA à plusieurs reprises d'une façon très réaliste conformément aux observations hydrographiques et satellitaires. Cette étude je montre la complexité du mécanisme de la génération de cet anticyclone. En effet, plusieurs facteurs interviennent dans ce phénomène, le vent, l'écoulement à travers les passages d'Est de l'Arc de Crète, la topographie de la Crète et la circulation au Nord-Ouest du BL. Bien que j'aie employé des vents identiques répétés trois fois, le modèle forme l'IPA d'une façon différente à chaque fois. Ceci nous conduit à penser que si la résolution du forçage atmosphérique joue un rôle important dans un modèle pour la génération d'IPA, les vents ne sont pas l'unique facteur dans ce processus en accord avec Horton *et al.* (1994). La topographie joue vraisemblablement un rôle important de même que les instabilités de l'AMC.

Un des points importants des résultats obtenus est celui concernant le MMJ et les controverses associées [Millot (2005)]. On peut conclure que MED16 montre l'existence du MMJ comme une structure récurrente et non permanente. J'ai également mis en évidence que l'advection d'AW dans le MMJ est conditionnée par la présence des grands anticyclones dans la zone Mersa-Matrouh qui contraignent ou pas le passage d'AW le long de la côte africaine. En effet, selon la position et le développement des tourbillons de mésoéchelle, le MMJ ou le courant côtier peuvent être engendrés. En d'autre terme, des systèmes « temps » océaniques se sont

générés par l'activité tourbillonnaire à mésoéchelle. Notons que le modèle ne reproduit aucune trace d'un courant qui coulerait du Nord au Sud le long des côtes du Moyen-Orient.

L'analyse de la circulation au Sud du BL confirme les hypothèses de Millot (1992), Larnicol *et al.* (2002) et Hamad *et al.* (2005) à propos de la présence de tourbillons récurrents à méso-échelle (EEs) contrairement à l'interprétation des observations POEM qui mentionne deux tourbillons permanents MMA et SMA [Robinson *et al.* (1991)].

J'ai montré que l'origine du gyre de Lattaquié (LG) est dans la zone Shikmona au Sud-Est du BL. J'ai également montré l'impact du LG sur la circulation générale et en particulier sur l'AMC.

L'utilisation de la fonction de Bernoulli, nous a permis de suivre l'écoulement de la LIW et de schématiser la circulation intermédiaire dans le BL. J'ai démontré le rôle des tourbillons baroclines dans le processus d'étalement de la LIW.

Le modèle simule une forte variabilité saisonnière dans le BL. Plusieurs éléments de cette variabilité produite par le modèle ont déjà été observés (cf. §I7.1.2.2). L'intensification des tourbillons au Sud du bassin et l'affaiblissement des courants ont été mentionnés par plusieurs auteurs [Krivosheya et al, 1997 ; Zodiatis et al, 1998; Malanotte-Rizzoli et al, 1991].
Enfin, cette analyse de la circulation dans le BL laisse plusieurs questions ouvertes : le mécanisme de la formation d'IPA, le mécanisme de génération des EEs, …

Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse s'est appuyé essentiellement sur l'analyse conjointe des sorties d'un modèle numérique de circulation océanique à haute résolution horizontale de l'ordre de 5 km, d'observations hydrographiques *in situ* et satellitaires pour réexaminer les schémas de la circulation en Méditerranée Orientale et de la variabilité à méso-échelle associée.

Le principal résultat de ce travail concerne la circulation des eaux superficielles et intermédiaires qui ont un parcours le long des côtes plutôt qu'au centre des bassins et qui montrent une forte activité tourbillonnaire. En particulier, le MMJ apparaît comme une structure récurrente, de surcroît rarement associée à un flux d'AW, plutôt qu'une structure permanente transportant l'AW comme cela était largement admis depuis les années 1990s.

L'analyse des sorties d'une simulation sur 24 ans a d'abord montré que l'énergie cinétique est stabilisée à partir de la 2ème année de la simulation, tandis que l'ajustement à l'échelle globale du champ de densité n'est atteint qu'après 10 ans. Par contre, 24 ans de simulation ne suffisent pas aux couches profondes pour atteindre leur état d'équilibre. Les caractéristiques hydrologiques des masses d'eaux du modèle à la fin de la simulation sont en accord avec les observations.

Le modèle simule le processus de convection hivernale correctement au Sud de la mer Adriatique et dans le RG et montre l'importance des tourbillons dans le processus de convection profonde et la dispersion des eaux néoformées. Les échanges à travers les principaux détroits sont reproduits de façon satisfaisante avec des valeurs comparables à celles reportées dans la littérature. Cette analyse a aussi montré que le flux de LIW à travers le Détroit de Sicile pourrait être lié à la dynamique interne du bassin oriental avec une périodicité de 2 ans. Par contre, la variabilité du flux de l'ADW à travers le Détroit d'Otrante est fortement corrélée aux forçages atmosphériques. L'analyse de la circulation thermohaline a montré que le modèle reproduit la cellule principale d'*overturning* (orientée Est-Ouest apportant l'AW et la LIW) correctement. En revanche, la cellule secondaire en profondeur n'est reproduite que de manière occasionnelle.

A partir du modèle, j'ai pu schématiser les traits principaux de la circulation superficielle dans la Méditerranée orientale (Fig.6.1). Le schéma général montre une large circulation cyclonique à l'échelle de bassin suivant l'isobathe 1000 m, circulation qui est associée à une activité tourbillonnaire tout au long de son parcours. La circulation superficielle reproduite par le modèle est en cohérence avec les schémas reportés dans la littérature sur certains points, et en désaccord sur d'autres. Excepté le passage d'AIS et MMJ au centre du bassin, ce schéma correspond bien à celui proposé par Hamad (2003) et Millot & Taupier-Letage (2005). Malgré la correspondance entre ce schéma et celui de POEM [Robinson *et al.* (1991)] concernant le passage d'AIS et MMJ, ce schéma contredit le schéma POEM pour le passage des eaux atlantiques le long des côtes africaines et du Moyen-Orient (LC, EC, MEC). Cette circulation montre un cycle saisonnier modulé par endroits par une variabilité interannuelle. Le cycle saisonnier dans le Bassin Ionien est caractérisé par un mode dipolaire entre la partie Nord et la partie Sud du bassin, fortement liée au forçage atmosphérique. Dans le bassin Levantin, la variabilité saisonnière se manifeste par l'intensification/affaiblissement de la circulation cyclonique générale centré dans le RG. La variabilité saisonnière à méso-échelle se manifeste par l'augmentation de l'activité tourbillonnaire et l'instabilité plus importante des courants pendant l'été et vice versa pendant l'hiver. J'ai montré également que l'amplitude de la variabilité saisonnière est plus forte et domine la variabilité interannuelle. Cette dernière peut être contrôlée

par la dynamique interne du bassin au moins autant que par la variabilité interannuelle des forçages atmosphériques. La variabilité interannuelle est notamment décelable par le passage éventuel de l'AIS vers le Nord le long des côtes Est de la Sicile et la formation épisodique du MMJ et son passage au centre du bassin Levantin.

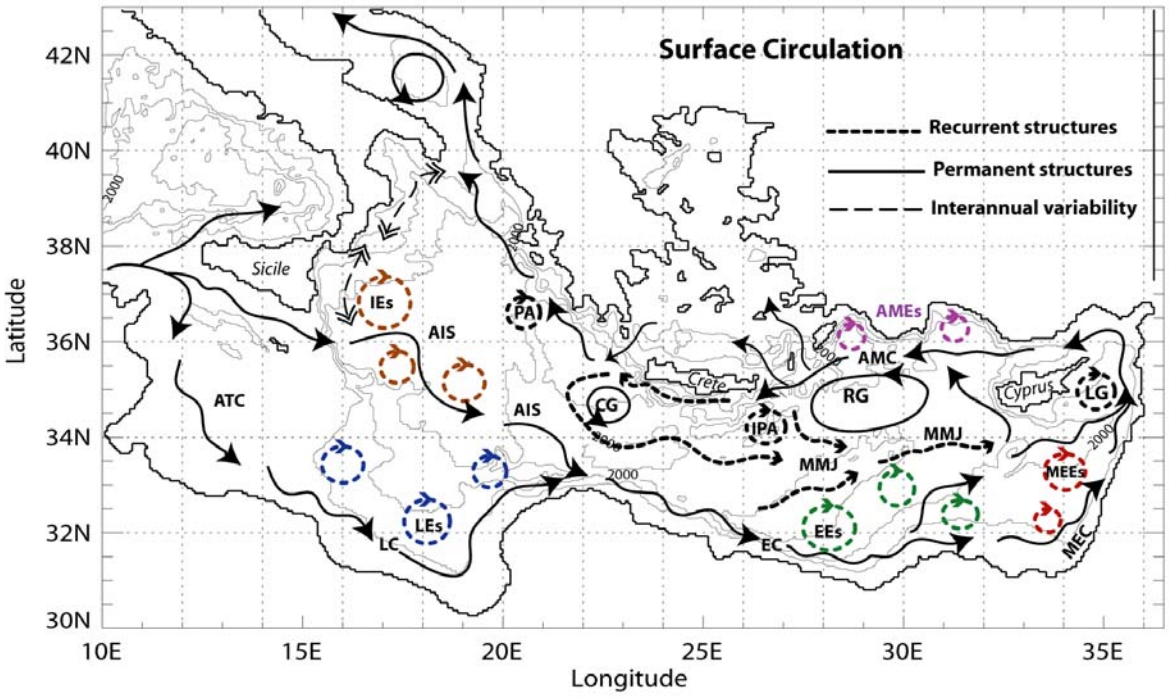


Fig.6.1 : Schémas de la circulation superficielle de la Méditerranée orientale à partir des sorties du modèle MED16. Traits pleins indiquent les structures permanentes, traits pointillés indiquent les structures récurrentes et tirets indiquent les structures de la variabilité interannuelle.

Le modèle révèle une forte activité à méso-échelle qui domine les deux bassins Ionien et Levantin, caractérisée par des tourbillons plus ou moins permanents : PA, IAs, LEs, IPA, EEs, MEEs, LG.

PA (*Pelops Anticyclone*) : Au Nord-Est du Bassin Ionien, on peut identifier l'anticyclone de Pélops d'un diamètre de l'ordre de 100 km et d'une extension verticale de l'ordre de 2000 m. PA se forme en été, puis se propage vers l'Ouest ou le Nord-Ouest avec une vitesse de translation de 1 à 2 km/j avec une durée de vie variant entre 3 et 18 mois conformément aux observations satellitaires [Ayoub (1997); Hamad (2003)]. Cette étude a mis en évidence le rôle de l'écoulement à travers les détroits d'Ouest de l'Arc de Crète et le Passage de Crète dans le mécanisme de la formation du PA.

IAs (*Ionian Anticyclones*) : Au centre du Bassin Ionien, un système d'anticyclones est engendré par l'instabilité de l'AIS conformément à Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997). Les IAs sont caractérisés par un diamètre de l'ordre de 250 km et une vitesse de translation vers l'Est de quelques centaines de mètres par jour. Leur signature verticale peut atteindre 1000 m.

LEs (*Libyan Eddies*) : Au Sud du Bassin Ionien, le long des côtes libyennes, j'ai montré la propagation vers l'Ouest d'un système de tourbillons avec une vitesse de 1-2 km/j et d'un diamètre de l'ordre 200 km. Les LEs ont une durée de vie de 2 à 3 ans et une signature sur la verticale jusqu'à 1000 m.

IPA (*Ierapetra Anticyclone*) : Le modèle reproduit cette structure au Sud-Est de la Crète à plusieurs reprises conformément aux observations hydrographiques et satellitaires. L'IPA montre un diamètre variant de 75 à 150 km et une extension verticale de l'ordre de 1000 m. Malgré le

cycle annuel d'IPA marqué par sa génération en été, une forte variabilité interannuelle peut être décelée dans son intensité et sa propagation. Les résultats obtenus confirment les hypothèses de Horton *et al.* (1994) à savoir que les vents ne sont pas l'unique facteur de génération d'IPA. Notre analyse montre également que la topographie joue vraisemblablement un rôle important de même que les instabilités de l'AMC dans ce processus de génération.

EEs (*Egyptian Eddies*) : Conformément aux observations de Hamad *et al.* (2005) et Millot & Taupier-Letage (2005), le modèle reproduit un système d'anticyclones le long de la côte égyptienne. Les EEs ont des diamètres entre 100 et 250 km et se propagent vers le Nord-Est suivant l'isobathe 2500 m avec une vitesse de propagation de 1 à 2 km/j. Ces tourbillons sont engendrés soit à la sortie du golfe de Syrte (21.5°E/33.5°N) soit à l'entrée du BL près des champs abyssaux d'Herodotus, soit sur le plateau continental égyptien (vers 32N/30E).

MEEs (*Middle-East Eddies*) : Ce système de tourbillons engendré au Sud-Est du Bassin Levantin se propage le long la côte du Moyen-Orient avec une vitesse de 3 à 5 km/j. Les MEEs sont caractérisés par un diamètre de l'ordre de 50 à 100 km, plus petit que celui des EEs, et une signature sur la verticale >800 m et une courte durée de vie.

LG (*Latakia Gyre*) : Le gyre de Lattaquié est caractérisé par un diamètre variant au cours de sa vie de 75 à 200 km et une signature sur la verticale >700 m. Cette étude propose la zone Shikmona au Sud-Est du BL comme zone de génération des tourbillons dont le LG. Etant donné que le Bassin de Lattaquié est le passage principal du courant de retour da la circulation générale, le LG joue un rôle considérable sur la variabilité de l'AMC, par conséquent sur la circulation générale au Nord du Bassin Levantin.

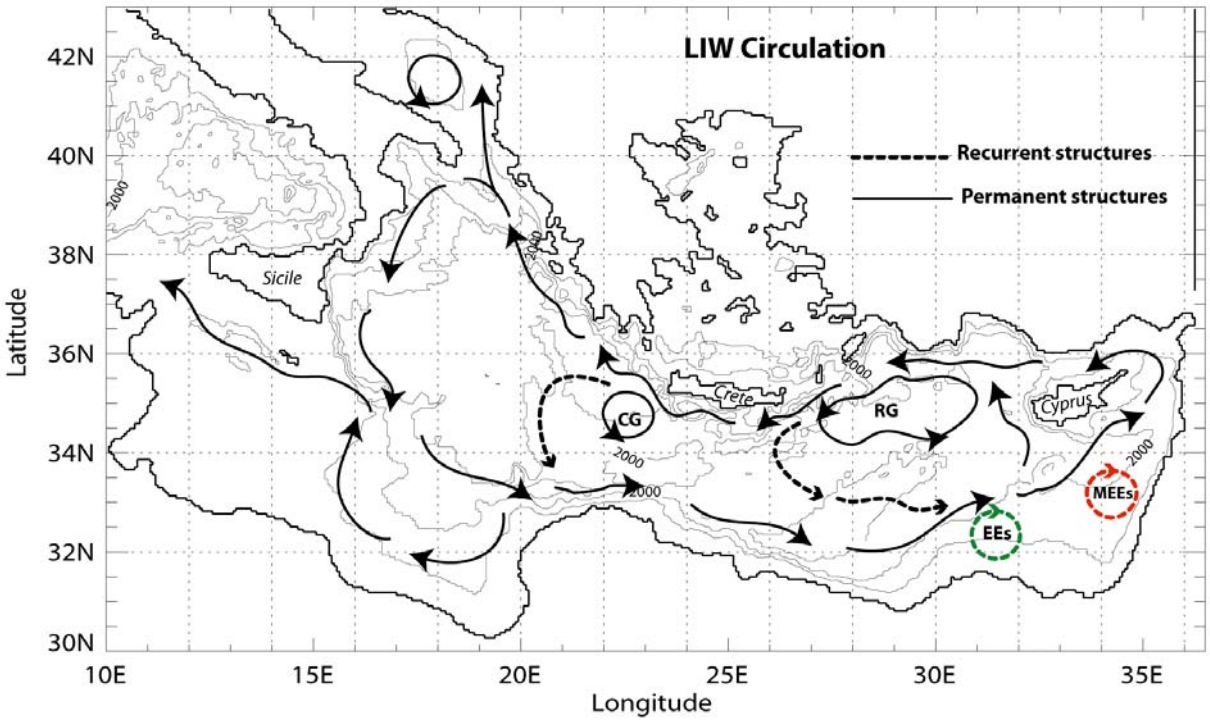


Fig.6.2 : Schémas de la circulation intermédiaire de la Méditerranée orientale à partir des sorties du modèle MED16. Traits pleins indiquent les structures permanentes, traits pointillés indiquent les structures récurrentes.

Afin de suivre l'écoulement de la LIW, j'ai utilisé la fonction de Bernoulli qui nous a permis de schématiser la circulation intermédiaire dans la Méditerranée Orientale (Fig.6.2). J'ai montré que les tourbillons baroclines jouent un rôle important dans le processus d'étalement de la LIW à

partir de son site de formation dans le Nord-Ouest de BL. J'ai également mis en évidence le passage de la LIW dans une branche au Sud du BI le long de la pente Nord africaine. Il nous semble que cette branche transporte la majeure partie de la LIW vers la Méditerranée Occidentale par le Détroit de Sicile, alors que d'après [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)], la majorité de la LIW traverse le centre du BI. Dans la partie Nord du BI, le modèle confirme le schéma proposé par Millot & Taupier-Letage (2005) caractérisé par une circulation cyclonique le long de l'isobathe 500m. Mais, le retour de cette branche passe au centre du bassin d'Ouest en Est en opposition avec tous les schémas mentionnés dans la littérature.

Une partie de ce travail a été dédié à l'étude de l'impact de la résolution des forçages atmosphérique sur la circulation et sa variabilité. Une comparaison entre les forçages ECMWF et ERA40 a été réalisée [Béranger *et al.* (2005b)]. Nous avons démontré l'importance de la haute résolution des forçages atmosphériques pour la génération de certaines structures (ex : IPA, PA, etc.). Cette étude montre qu'ERA40 à plus basse résolution spatiale que les analyses ECMWF à partir de 1998 ne provoque qu'une convection intermédiaire dans la mer Adriatique (et Golfe du Lion), avec en conséquence moins d'eaux profondes néoformées.

Nous avons vu que le modèle forme une eau profonde trop peu salée dans le Sud de la mer Adriatique, ce qui l'empêche vraisemblablement de plonger jusqu'au fond du Bassin Ionien. Des études supplémentaires devront être menées afin de comprendre si c'est ce défaut de sel ou bien la dynamique de l'*outflow* au fond qui empêche l'ADW de plonger. J'ai réalisé certaines expériences dans cette direction en augmentant le frottement au fond en aval du seuil du Détroit d'Otrante et en diminuant la viscosité horizontale dans les couches profondes. Des résultats encourageants, mais non complètement concluants ont été obtenus (Annexe C). Une amélioration du modèle a ce niveau me semble nécessaire. Si le mélange trop important en aval des seuils est à l'origine des mauvaises caractéristiques de l'EMDW, l'implantation de la technique *« Bottom Boundary Layer »* (BBL) associée au schéma d'advection « *Total Variance Diminishing »* (TVD) [Barnier, 2005 : comm. perso], dans le code MED16 peut être prometteuse.

Néanmoins, ce travail de thèse s'achève aussi sur un commencement, celui du projet EGYPT qui aborde en particulier l'étude du mécanisme de génération des EEs le long des côtes égyptiennes à partir des instabilités du courant EC contrôlé en partie par la topographie du talus. Le projet EGYPT rassemblera de nombreux scientifiques des rives de la Méditerranée et devrait permettre une première étude in-situ approfondie de la circulation dans le sud du BL.

Références

Alhammoud, B., Béranger, K., Mortier, L., and Crépon, M. (2003a). "Seasonal and mesoscale variabilities of the Eastern Mediterranean circulation from a high resolution numerical model." in: *Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea: Similarities and Differences of Two Interconnected Basins*, A. YILMAZ, ed., Tubitak, Ankara, Turkey, 344-352.

Alhammoud, B., Béranger, K., Mortier, L., Crépon, M., and Dekeyser, I. (2005). "Surface circulation of the Levantine Basin: comparison of model results with observations." *Prog. in Oceanogr.*, 66(2-4), 299-320.

Alhammoud, B., Hamad, N., Béranger, K., Mortier, L., and Millot, C. (2003b). "Eastern Mediterranean Mesoscale Eddies: Characteristics, propagation and impacts on the sub basin-scale circulation." in: *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Acropolis, Nice, France.

Aristote. (350 B.C.). *Circa*.

Artegiani, A., Azzolini, R., and Salusti, E. (1989). "On the dense water in the Adriatic Sea." *Oceanol. Acta*, 12, 151-160.

Astraldi, M., Balopoulos, S., Candela, J., Font, J., Gacic, M., Gasparini, G. P., Manca, B.-B., Theocharis, A., and Tintoré, J. (1999). "The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation;." *Prog. in Oceanogr.*, 44, 65-108.

Astraldi, M., Gasparini, G.-P., and Gervasio, L. (2001). "Dense water dynamics along the strait of Sicily (Mediterranean Sea)." *J. Phys. Oceanogr.*, 31(12), 3457-3475.

Ayoub, N. (1997). "Variabilite du niveau de la mer et de la circulation en Mediterranee a partir des donnees altimetriques et de champs de vent. Comparaison avec des simulations numeriques," Ph.D., Univ. Paul Sabatier, Toulouse.

Ayoub, N., LeTraon, P. Y., and De Mey, P. (1998). "A description of the Mediterranean surface variable circulation from combined ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetric data." *J. Mar. Sys.*, 18(1-3), 3-40.

Bahurel, P. (2000). "Mercator et les données: Note de travail." Rapport interne, MERCATOR Project, Toulouse, France.

Balopoulos, E., Theocharis, A., Kontoyiannis, H., Varnavas, S., Voutsinou-Taliadouri, F., Iona, A., Souvermezoglou, A., Ignatiades, L., Gotsis-Skretas, O., and Pavlidou, A. (1999). "Major advances in the oceanography of the southern Aegean Sea-Cretan Straites system (eastern Mediterranean)." *Prog. in Oceano.*, 44, 109-130.

Barnier, B., Siefrid, L., and Marchesiello, P. (1995). "Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses." *J. Mar. Sys.*, 6, 363-380.

Beckers, J. M. (1991). "Application of a 3D model to the Western Mediterranean." *J. Mar. Sys.*, 1, 315-332.

Beckers, J. M., Rixen, M., Brasseur, P., Brankart, J. M., Elmoussaoui, A., Crépon, M., Herbaut, C., Martel, F., Van den Berghe, F., Mortier, L., Lascaratos, A., Drakopoulos, P., Korres, G., Nittis, K., Pinardi, N., Masetti, E., Castellari, S., Carini, P., Tintore, J., Alvarez, A., Monserrat, S., Parrilla, D., Vautard, R., and Speich, S. (2002). "Model intercomparison in the Mediterranean : MEDMEX simulation of the seasonal cycle." *J. Mar. Sys.*, 33-34, 215-251.

Béranger, K. (2000). "Application d'une nouvelle formulation des conditions atmosphériques de surface pour la simulation de la circulation et des masses d'eau dans l'ocean Atlantique Sud," Ph.D Thèse, Université Joseph Fourier: Grenoble-I, Grenoble.

Béranger, K. (2001). "Modélisation aux équations primitives à très haute résolution de la circulation générale de la Méditerranée." Rapport interne, ENSTA/MERCATOR project, Paris, France.

Béranger, K., Drillet, Y., Bourdallé-Badie, R., Izart, L., Crépon, M., Alhammoud, B., Bozec, A., Testor , P., Mortier, L., and Bouruet-Aubertot, P. (2005b). "Interannual variability of water formation derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation." *Ocean Dyn.*, submitted.

Béranger, K., Mortier, L., and Crépon, M. (2005a). "Seasonal Variability of water transport through the straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation." *Prog. in Oceano.*, 66(2-4), 341-364.

Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G.-P., Gervasio, L., Astraldi, M., and Crépon, M. (2004). "The dynamics of the Sicily Strait: a comprehansive study from observation and models." *Deep-Sea Res. II*, 51, 411-440.

Bergamasco, A., Malanotte-Rizzoli, P., Thacher, W. C., and Long, R. B. (1993). "The seasonal steady circulation of the Eastern Mediterranean determined with the adjoint method." *Deep-Sea Res. I*, 40(6), 1269-1298.

Béthoux, J. P. (1980). "Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities." *Oceanol. Acta*, 3, 79-88.

Bethoux, J. P., Gentili, B., Morin, P., Nicolas, E., Pierre, C., and Ruiz-Pino, D. (1999). "The Mediterranean Sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic." *Prog. in Oceano.*, 44(1-3), 131-146.

Boukthir, M., and Barnier, B. (2000). "Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project." *J. Mar. Sys.*, 24, 343-354.

Brankart, J. M., and Brasseur, P. (1998). "The general circulation in the Mediterranean Sea: a climatological approach." *J. Mar. Sys.*, 18(1-3), 41-70.

Brasseur, P., Beckers, J. M., Brankart, J. M., and Schoenauen, R. (1996). "Seasonal temperature and salinity fields in the Mediterranean Sea: climatological analyses of historical data set." *Deep-Sea Res.*, 43(2), 159-192.

Brenner, S. (1993). "Long -term evolution and dynamics of a persistent warm core eddy in the eastern Mediterranean sea." *Deep-Sea Res. II*, 40(6), 1193-1206.

Brenner, S., Rozentraub, Z., Bishop, J., and Krom, M. (1991). "The mixed layer/thermocline cycle of persistent core eddy in the eastern Mediterranean." *Dyn. Atm. Ocean*, 15, 457-467.

Castellari, S., Pinardi, N., and Leaman, K. (2000). "Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean Sea : influence of the time frequency of the atmospheric forcing." *Journal of Geophysical research*, 105(C10), 24,157-24,181.

Civitarese, G., and Gacic, M. (2001). "Had the Eastern Mediterranean Transient an impact on the new production in the southern Adriatic?" *Geophys. Res. Let.*, 28(8), 1627-1630.

Cushman-Roisin, B. (1994). *Interduction to Physical Oceanography*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 320.

Demirov, E., and Pinardi, N. (2002). "Simulation of the Mediterranean Sea circulation from 1979 to 1993: Part I. The interannual variability." *J. Mar. Sys.*, 33-44, 23-50.

Drakopoulos, P., and Lascaratos, A. (1999). "Modelling the Mediterranean Sea: climatological forcing." *J. Mar. Sys.*, 20, 157-173.

Drillet, Y., Béranger, K., Brémond, M., Gaillard, F., Le Provost, C., and Theetten, S. (2000). "Expérimentation PAM." Technical report, MERCATOR project, Toulouse, France.

Drillet, Y., and Le Provost, C. (2004). "Meddies Mediterranean Sea." *J. Geophys. Res*, 109(C12).

El-Gindy, A. H., and El-Din, S. H. (1986). "Water masses and circulation pattern in the deep layer of the Eastern Mediterranean." *Oceanol. Acta*, 9(3), 239-248.

Engel, I. (1967). "Currents in the Eastern Mediterranean." *International Hydrographic Review*, 44, 23-40.

Fusco, G., Manzella, G. M. R., Cruzado, A., Gacic, M., Gasparini, G.-P., Kovacevic, V., Millot, C., Tziavos, C., Velasquez, Z., Walne, A., Zervakis, V., and Zodiatis, G. (2003). "Variability of the mesoscale features in the Mediterranean Sea from XBT data analysis." *Ann. Geophysicae*, 21(1), 21-32.

Gacic, M., Kovacevic, V., Manca, B.-B., Papageorgiou, E., Poulain, P. M., Scarazzato, P., and Vetrano, A. (1996). "Thermohaline properties and circulation in Strait of Otranto." in: Dynamic of the Mediterranean straites and channels, F. BRIAND, ed., CIESM Science series, Monaco, 117-145.

Garzoli, S., and Maillard, C. (1979). "Winter circulation in the Sicily and Sardinia strait region." *Deep-Sea Res.*, 26A, 933-954.

Gasparini, G.-P., and Astraldi, M. (2002). "Experimental evidence of the interannual variability of the currents in two Mediterranean straits: the Strait of Sicily and the Corsica Channel." in: *Tracking*

long-term hydrological change in the Mediterranean Sea, CIESM Workshop Series, Monaco, 45–52. Available from: www.ciesm.org/publications/Monaco02.pdf.

Georgopoulos, D., Chronis, G., Zervakis, V., Lykousis, V., Poulos, S., and Iona, A. (2000). "Hydrology and circulation in the Southern Cretan Sea during the CINCS experiment (May 1994-September 1995)." *Prog. in Oceano.*, 46, 89-112.

Georgopoulos, D., Theocharis, A., and Zodiatis, G. (1989). "Intermediate water formation in the Cretan Sea (South Aegean Sea)." *Oceanol. Acta*, 12, 353-359.

Gertman, I., Ovchinnikov, I. M., and Popov, Y. I. (1994). "Deep convection in the eastern basin of the Mediterranean Sea." *Oceanology*, 34(1), 19-24.

Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean dynamics*, Academic Press, Orlando, Floride, 662.

Golnaraghi, M., and Robinson, A.-R. (1994). "Dynamical studies of the Eastern Mediterranean circulation." in: Ocean processes in climate dynamics: Global and Mediterranean Examples, P. MALANOTTE-RIZOLI ,andA.-R. ROBINSON, eds., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 395-406.

Haines, K., and Wu, P. (1995). "A modelling study of the thermohaline circulation of the Mediterranean Sea: water formation and dispersal." *Oceanol. Acta*, 18(4), 401-417.

Hamad, N. (2003). "La circulation de surface dans le bassin oriental de la Méditerranée d'après les observations satellitaires infrarouge.," Ph.D., Université de la Méditerranée (Aix-Marseille II), Marseille.

Hamad, N., Millot, C., and Taupier-Letage, I. (2005). "The surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean Sea." *Prog. in Oceanogr.*, in press.

Hecht, A., and Gertman, I. (2001). "Physical features of the Eastern Mediterranean resulting from the integration of POEM data with Russian Mediterranean cruises." *Deep-Sea Res. I*, 48, 1847-1876.

Herbault, C., Mortier, L., and Crépon, M. (1996). "A sensitivity study of the general circulation of the Western Mediterranean Sea." *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 65-84.

Herbault, C., Mortier, L., and Crépon, M. (1997). "A sensitivity study of the general circulation of the Western Mediterranean Sea. Part II: The Response to Atmospheric Forcing." *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2126-2145.

Herbette, S. (2003). "Erosion des tourbillons océaniques: influence de la topographie et d'un front isopycnal - Aplication aux Anneaux des Aiguilles-," Ph.D., Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Horton, C., Clifford, M., and Schmitz, J. (1997). "A real-time oceanographic nowcast/forcast system fot the Mediterranean Sea." *J. Geophys. Res*, 102(C11), 25123-25156.

Horton, C., Kerling, J., Athey, G., Schmitz, J., and Clifford, M. (1994). "Airborne expendable bathythermograph surveys of the eastern Mediterranean." *J. Geophys. Res*, 99(C5), 9891-9905.

Iudicone, D., Nardelli, B.-B., and Santoleri, R. (2003). "Distribution and mixing of intermediate water in the Channel of Sicily (Mediterranean Sea)." *J. Geophys. Res*, 108(C9), 8105-8128.

Iudicone, D., Santoleri, R., Marullo, S., and Gerosa, P. (1998). "Sea level variability and surface eddy statistics in the Mediterranean Sea from TOPEX/POSEIDON data." *J. Geophys. Res*, 103(C2), 2995-3011.

Jacket, D. R., and McDougall, T. J. (1995). "Minimal adjustment of hydrographic data to achieve static stability." *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 381-389.

Janowitz, G. S., and Pietrafesa, L. J. (1982). "The effect of alongshore variations in bottom topography on a boundary current, or, topographically induced upwelling." *Continental Shelf Res.*, 1, 123-141.

Jones, H., and Marshall, J. (1993). "Convection with rotation in a neutral ocean: a study of open ocean deep convection." *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1009-1039.

Klein, B., Roether, W., Guiseppe, C., Gacic, M., Manca, B.-B., and Ribera d'Alcalà, M. (2000). "Is the Adriatic returning to dominate the production of Eastern Mediterranean Deep Water?" *Geophys. Res. Let.*, 27(20), 3377-3380.

Klein, B., Roether, W., Manca, B.-B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., and Luchetta, A. (1999). "The large deep water transient in the Eastern Mediterranean." *Deep-Sea Res. I*, 46, 371-414.

Kontoyiannis, H., Theocharis, A., and Nittis, K. (1999). "Structures and characteristics of newly formed water masses in the NW Levantine during 1986, 1992, 1995." in: Environment security: the eastern Mediterranean as a laboratory basin for the assessment of contrasting ecosystems, P.

MALANOTTE-RIZZOLI ,andV. N. EREMEEV, eds., Kluwer Academic publishing, Dordrecht, 465-473.

Korres, G., and Lascaratos, A. (2003). "A one-way nested eddy resolving model of the Aegean and Levantine basins: implementation and climatological runs." *Ann. Geophysicae*, 21(1), 205-220.

Korres, G., Pinardi, N., and Lascaratos, A. (2000a). "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.

Korres, G., Pinardi, N., and Lascaratos, A. (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.

Kress, N., Manca, B.-B., Klein, B., and Deponte, D. (2003). "Continuing influence of the changed thermohaline circulation in the eastern Mediterranean on the distribution of dissolved oxgen and nutrients: Physical and chemical characterization of the water masses." *J. Geophys. Res*, 108(C9), 8109-8129.

Krivosheya, V. G., Ovchinnikov, I. M., Titov, V. B., Udodov, A. I., Aboukora, I., Bouras, K., and Abousamra, F. (1996). "Water daynamics in the Eastern Mediterranean between the coast of Syria and Cyprus in Winter." *Oceanology: English Translation*, 36(4), 478-485.

Krivosheya, V. G., Titov, V. B., Moskalenko, L. V., Udodov, A. I., Yakubenko, V. G., Abocora, I., and Bouras, K. (1997). "Water circulation and current variability in the Eastern Mediterranean between the coasts of Syria and Cyprus in Summer." *Oceanology: English Translation*, 37(1), 23-30.

Lacombe, H. (1990). "A model of the world ocean, water, salt, heat and wind in the Mediterranean." *oceanus*, 33, 26-36.

Lacombe, H., and Tchernia, P. (1972). "Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée." in: Mediterranean Sea, D. J. STANLEY, ed., Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 25-36.

Lacombe, H., Tchernia, P., Gascard, J.-C., Gonella, J., and Bethoux, J. P. (1981). "Response of the Mediterranean Sea to water and energy fluxes across its surface, on a seasonal and interannual scales." *Oceanol. Acta*, 4(2), 247-255.

Larnicol, G., Ayoub, N., and Le Traon, P. Y. (2002). "Major changes in Mediterranean Sea level variability from 7 yaers of TOPEX/POSEIDON and ERS-1/2 data." *J. Mar. Sys.*, 33-34, 63-89.

Larnicol, G., Le Traon, P. Y., Ayoub, N., and De Mey, P. (1995). "Mean sea level and surface circulation variability of the Mediterranean Sea from 2 years of TOPEX/POSEIDON altimetry." *J. Geophys. Res*, 100(C12), 25163-25177.

Lascaratos, A., and Nittis, K. (1998). "A high resolution three-dimenional numerical study of intermediate water formation in the Levantine Sea;." *J. Geophys. Res*, 103(C9), 18497-18511.

Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., and Klein, B. (1999). "Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review." *Prog. in Oceanogr.*, 44, 5-36.

Lascaratos, A., Wiliams, R., and Tragou, E. (1993). "Amixed layer study of th formation of Levantine Intermediate Water." *J. Geophys. Res*, 98(C8), 14739-14749.

Lazar, A., Inui, T., Malanotte-Rizoli, P., Busalacchi, A. J., Wang, L., and Murtugudde, R. (2002). "Seasonality of the ventilation of tropical Atlantic thermohaline in an ocean general circulation model." *J. Geophys. Res*, 107(C8), 3104-3122.

Le Vourch, J., Millot, C., Castagné, N., Le Borgne, P., and Orly, J. P. (1992). "Atlas of thermal fronts of the Mediterranean Sea drived from satellite imagery." Institut Océanographique, Monaco.

Legg, S., and Marshall, J. (1993). "A heton model of the spreading phase of open-ocean deep convection." *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1040-1056.

Lermusiaux, P. F. J., and Robinson, A.-R. (2001). "Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily." *Deep Sea Research I*, 48, 1953-1997.

Lilly, J. M., and Rhines, P. B. (2002). "Coherent eddies in the Labrador Sea observed from a mooring." *J. Phys. Oceanogr.*, 32(2), 585-598.

Madec, G. (1990). "La formation d'eau profonde et son impact sur la circulation régionale en Méditerranée occidentale: Une approche numerique," Thèse Doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.

Madec, G., Delecluse, P., Imbard, P., and Levy, C. (1997). "OPA, release 8, Ocean General Circulation reference manual." Technical report,*96/xx*, LODYC/IPSL, Paris, France.

Malanotte-Rizoli, P., and Robinson, A.-R. (1988). "POEM, Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean." *EOS Trans.*, 69(4).

Malanotte-Rizzoli, P. (1994). "The general circulation of the oceans." *Environmental Dyn.*, Series-III, 237-288.

Malanotte-Rizzoli, P., and Bergamasco, A. (1989). "The general circulation of the eastern Mediterranean: I. the barotropic wind driven circulation." *Oceanol. Acta*, 12, 335-351.

Malanotte-Rizzoli, P., and Bergamasco, A. (1991). "The wind and thermally driven circulation of the eastern Mediterranean Sea. II. the brocline case." *Dyn. Atm. Ocea*, 15, 355-419.

Malanotte-Rizzoli, P., and Hecht, A. (1988). "Large-scale properties of the eastern Mediterranean: A review." *Oceanol. Acta*, 11, 323-335.

Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B.-B., D'Alcala, M.-R., Theocharis, A., Bergamasco, A., Breant, D., Budillon, G., Civitarese, G., Georgopoulos, D., Michelato, A., Sansone, E., Scarazzato, P., and Souvermezoglou, E. (1997). "A synthesis of the Ionian sea circulation, hydrography and water masses pathway during POEM-phase I." *Prog. in Oceanogr.*, 39(3), 153-204.

Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B. B., Ribera d'Alcalà, M., Teocharis, A., Brenner, S., Budillon, G., and Oszoy, E. (1999). "The Eastern Mediterranean in the 80's and in the 90's: the big transition in the intermediate and deep circulations." *Dyn. Atm. Ocean*, 29, 365-395.

Malanotte-Rizzoli, P., and Robinson, A. R. (1994a). *Ocean processes in climate dynamics: Global and Mediterranean Examples*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 437.

Manca, B.-B. (2000). "Recent changes in dynamics of the Eastern Mediterranean affecting the water characteristics of the adjacent basins." *CIESM Workshop Series*, 10.

Manca, B.-B., and Bregant, D. (1998). "Dense water formation in the southern Adriatic Sea during winter 1996."*35*, Comm. Int. Mer Médit.

Manca, B.-B., Budillon, G., Scarazzato, P., and 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), 8102-8121.

Manca, B.-B., and Giorgetti, A. (1998a). "Thermohaline propreties and circulation pattrens in the southern Adriatic Sea from May 1995 to February 1996." in: *Atti Del 12° Congresso dell'Associanzo Italiana Di Oceanografia e Limnologia*, M. PICCAZZO, ed., A.I.O.L., Genova, 399-414.

Manca, B. B., Kovacevic, V., Gacic, M., Viezzoli, D. (2002). "Dense water formation in the Southern Adriatic Sea and spreading into the Ionian Sea in the period 1997-1999." *J. Mar. Res.*, 33-34, 133-154.

Manzella, G. M. R., Cardin, V., Cruzado, A., Fusco, G., Gacic, M., Galli, C., Gasparini, G.-P., Gervais, T., Kovacevic, V., Millot, C., Petit de La Villeon, L., Spaggiari, G., Tonani, M., Tziavos, C., Velasquez, Z., Walne, A., Zervakis, V., and Zodiatis, G. (2001). "EU-sponsored Effort Improves Monitoring of Circulation Variability in the Mediterranean." *EOS Trans.*, 82(43), 497-504.

Manzella, G. M. R., Gasparini, G.-P., and Astraldi, M. (1988). "Water exchange between the Eastern and Western Mediterranean through the strait of Sicily." *Deep-Sea Res.*, 35, 1021-1035.

Marshall, J., and Schott, F. (1999). "Open-Ocean convection: observations, theory and models." *Rev. Geophys.*, 37(1-64).

Marullo, S., Santoleri, R., Malanotte-Rizzoli, P., and Bergamasco, A. (1999a). "The sea surface temperature field in the Eastern Mediterranean from advanced very high resolution radiometer (AVHRR) data Part I. Seasonal variability." *J. Mar. Sys.*, 20(1-4), 63-81.

Marullo, S., Santoleri, R., Malanotte-Rizzoli, P., and Bergamasco, A. (1999b). "The sea surface temperature field in the Eastern Mediterranean from advanced very high resolution radiometer (AVHRR) data Part II. Interannual variability." *J. Mar. Sys.*, 20(1-4), 83-112.

Matteoda, A. M., and Glenn, S. M. (1996). "Observation of recurrent meso-scale eddies in the Eastern Mediterranean." *J. Geophys. Res*, 101(C9), 20687-20709.

Menzin, A. B., and Moskalenko, L. V. (1982). "Calculation of wind-driven currents in the Mediterranean sea by the electrical simulation method (homgeneous model)." *Oceanology*, 22, 537-540.

Miller, A.-R. (1963). "Physical oceanography of the Mediterranean Sea: A discourse." Rapp. Comm. Inter. Mer. Médit. 20.

Millot, C. (1992). "Are there major differences between the largest Mediterranean seas? A preliminary investigation." *Bulletin de l'Institut Océanographique*, 11, 3-25.

Millot, C. (2005). "Circulation in the Medditerranean Sea: evidences, debates and unanswered questions." *Sci. Mar.*, 69(Suppl. 1), 5-21.

Millot, C., and Taupier-Letage, I. (2005). "Circulation in the Mediterranean Sea." in: The Handbook of Environment Chemistry, Springer-Verlag, *in press*.

Morcos, S. A. (1972). "Sources of the Mediterranean intermediate water in the Levantine sea." in: Studies in physical oceanography, A. L. GORDON, ed., Gordon Breach, New York, 185-206.

Moretti, M., Sansone, E., Spezie, G., and De Maio, A. (1993). "Results of investigations in the Sicily channel (1986-19990)." *Deep-Sea Res. II*, 40(6), 1181-1192.

Moskalenko, L. V. (1974). "Steady-stat wind-driven currents in the Eastern half of the Mediterranean sea." *Oceanology: English Translation*, 14, 491-494.

Myers, P. G., 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. G., Haines, K., and Josey, S. (1998). "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.

Nardelli, B.-B., Larnicol, G., D'Acunzo, E., Santoleri, R., Marullo, S., and Le Traon, P. Y. (2003). "Near Real Time SLA and SST products during 2-years of MFS pilot project: processing, analysis of the variability and of the coupled patterns." *Ann. Geophysicae*, 21(1), 103-121.

Nielsen, J. N. (1912). "Hydrography of the Mediterranean and Adjacen Water." in: Report of the Danish Oceanographic expedition 1908-1910, Copenhagen, 72-191.

Nittis, K., and Lascaratos, A. (1998). "Diagnostic and prognostic numerical studies of LIW formation." *J. Mar. Sys.*, 18, 179-195.

Nittis, K., Lascaratos, A., and Theocharis, A. (2003). "Dense water formation in the Aegean Sea: Numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient." *J. Geophys. Res*, 108(C9), 8120.

Nittis, K., Pinardi, N., and Lascaratos, A. (1993). "Characteristics of the summer 1987 flow field in the Ionian Sea." *J. Geophys. Res*, 98(10), 171-10,184.

Okubo, A. (1970). "Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences." *Deep-Sea Res.*, 17, 445-454.

Ovchinnikov, I. M. (1966). "Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean." *Oceanology: English Translation*, 6, 48-57.

Ovchinnikov, I. M. (1983). "The renewal of the principal water masses of the Mediterranean." *Oceanology*, 23, 719-721.

Ovchinnikov, I. M. (1984). "The formation of Intermidiate Water in the Mediterranean." *Oceanology: English Translation*, 24, 168-173.

Ovchinnikov, I. M., and Abousamra, F. (1994). "Investigation of the Winter Regimeof Syrian waters of the Eastern Mediterranean Sea." *Oceanology: English Translation*, 34(3), 428-431.

Ovchinnikov, I. M., and Fedoseyev, A. F. (1965). "The horizontal circulation of the waters of the Mediterranean sea during the summer and winter seasons." in: Basic Features of the Geologic Structure, Hydrological Regime, and Biology of the Mediterranean, L. M. FOMIN, ed., Translation of the Institute for Modem Languages of the US Navy Oceanographic Office.

Ovchinnikov, I. M., Moskalenko, L. V., Neglyad, K. V., Osadchiy, A. S., Fedoseyev, A. F., Krishova, V. G., and Voytova, K. V. (1976). *Hydrology of the Mediterranean Sea*, Leningrad.

Ovchinnikov, I. M., Popov, Y. I., and Gertman, I. F. (1990). "Investigation of the formation of deep waters in the Eastern Mediterranean sea during the 36th cruise of R/V Ya." *Oceanology*, 30(6), 769-771.

Özsoy, E. (1993). "A synthesis of Levantine basin circulation and hydrography,1985-1990." *Deep-Sea Res. II*, 40(6), 1075-1119.

Özsoy, E., Hecht, A., and Unluata, U. (1989). "Circulation and hydrography of the Levantine Basin-Results of POEM coordinated experiments 1985-1986." *Prog. in Oceanogr.*, 22, 125-170.

Özsoy, E., Hecht, A., Unluata, U., Brenner, S., Oguz, T., Bishop, J., Latif, M. A., and Rozentraub, Z. (1991). "A review of the Levantine Basin circulation and variability during 1985-1988." *Dyn. Atm. Ocean*, 15, 421-456.

Ozturgut, E. (1976). "The source and spreading of the Levantine intermediate water in the Eastern Mediterranean." Saclant Antisubmarine Warfare Res. Cen. Memor. SM-92, La Spezia.

Philippe, M., and Harang, L. (1982). "Surface temperature fronts in the Mediterranean Sea from infrared satellite imagery." in: Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas, J. C. J. NIHOUL, ed., Elsevier, New York, 91-128.

Pinardi, N., Arneri, E., Crise, A., Ravaioli, M., and Zavatarelli, M. (2005). "The physical and ecological structure and variability of shelf areas in the Mediterranean Sea." in: The Sea, Vol(14), Chapitre 32.

Pinardi, N., Korres, G., Lascaratos, A., Roussenov, V., and Stanev, E. (1997). "Numerical simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper Circulation." *Geophys. Res. Let.*, 24(4), 425-428.

Pinardi, N., and Masetti, E. (2000). "Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review." *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecolo.*, 158, 153-173.

Pinardi, N., and Navarra, A. (1993). "Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea." *Deep-Sea Res. II*, 40(6), 1299-1326.

Poulain, P. M., Gacic, M., and Vetrano, A. (1996). "Current measurements in the Strait of Otranto reveal unforeseen aspects of its hydrodynamics." *EOS*, 77, 345-348.

Reynaud, T., LeGrand, P., Mercier, H., and Barnier, B. (1998). "A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study." *Inter. WOCE Newsletter*, 32, 29-31.

Rixen, M., Beckers, J.-M., Brankart, J.-M., and Brasseur, P. (2001). "A numerically efficient data analysis method with error map generation." *Ocean Modeling*, 2(1-2), 45-60.

Rixen, M., Beckers, J.-M., Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T., Maillard, C., Fichaut, M., Balopoulos, E., Iona, A., Dooley, H., Garcia, M. J., Manca, B.-B., Giorgetti, A., Manzella, G. M. R., Mikhailov, N., Pinardi, N., and Zavatarelli, M. (2005). "The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change." *Geophys. Res. Let.*, 32, L12608.

Robinson, A.-R., and Golnaraghi, M. (1993). "Circulation and dynamics of the Eastern Mediterranean Sea; Quasi-synoptic data-driven simulation." *Deep-Sea Res. II*, 40(6), 1207-1246.

Robinson, A.-R., and Golnaraghi, M. (1994). "The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean sea." in: Ocean processes in climate dynamics: Global and Mediterranean Examples, P. MALANOTTE-RIZZOLI ,andA.-R. ROBINSON, eds., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 255-306.

Robinson, A.-R., Golnaraghi, M., Leslie, W. G., Artegiani, W. G., Hecht, A., Lazzoni, A., Michelato, A., Sansone, E., Theocharis, A., and Unluata, U. (1991). "The Eastern Mediterranean general circulation: features, structures and variability." *Dyn. Atm. Ocea*, 15, 215-240.

Robinson, A.-R., Hecht, A., Pinardi, N., Bishop, Y., Leslie, W. G., Rosentroub, Z., Mariano, A. J., and Brenner, S. (1987). "Small synoptic/mesoscale eddies: the energetic variability of the Eastern Levantine basin." *Nature*, 327(6118), 131-134.

Robinson, A.-R., Sellschopp, J., Warn-Varnas, A., Leslie, W. G., Lozano, C. J., Haley, P. J., Anderson, L. A., and Lermusiaux, P. F. J. (1999). "The Atlantic Ionian Stream." *J. Mar. Sys.*, 20, 129-156.

Robinson, A. R., Theocharis, A., Lascaratos, A., and Leslie, W. G. (2001). "Mediterranean Sea Circulation." in: Encyclopedia of Ocean Sciences, Academic Press Ltd., London, 1689-1706.

Roether, W., and Klein, B. (2003). "Recent and expected future changes in the hydrography, ecology, and circulation of the Eastern Mediterranean." in: Mediterraneaan Climate Variability and Trends, H.-J. BOLLE, ed., Springer, Berlin, 372.

Roether, W., Klein, B., Beitzel, V., and Manca, B.-B. (1998). "Property dietributions and transient-tracer ages in Levantine Intermediate Water in the Eastern Mediterranean." *J. Mar. Sys.*, 18(1-3), 71-87.

Roether, W., Manca, B.-B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., and Luchetta, A. (1996). "Recent changes in eastern Mediterranean Deep Waters." *Science*(271), 333-335.

Roether, W., and Schlitzer, R. (1991). "Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethane and tririum data." *Dyn. Atm. Ocea*, 15(3-5), 333-354.

Rothstein, L. M., Zhang, R. H., Busalacchi, A. J., and Chen, D. (1998). "A numerical simulation of the mean water pathways in the subtropical and tropical Pacific Ocean." *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 322-343.

Roussenov, V., Stanev, E., V., A., and Pinardi, N. (1995). "A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation." *J. Geophys. Res*, 100(C7), 13515-13538.

Sammari, C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Stefani, A., and Brahim, M. (1999). "Hydrological characteristics in the Tunisia-Sardinia-Sicily area during spring 1995." *Deep Sea Research I*, 46, 1671-1703.

Samuel, S., Haines, K., Josey, S., and Myers, P. G. (1999). "Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field in the period 1980-1993." *J. Geophys. Res*, 104(C4), 7771-7784.

Schlitzer, R., Roether, W., Oster, H., Junghans, H., Hausmann, M., Johannsen, H., and Michelato, A. (1991). "Chlorofluoromenthane and oxygen in the Eastern Mediterranean." *Deep-Sea Res. I*, 38, 1531.

Smith, W. H. F., and Sandwell, D. T. (1997). "Global sea floor topography from satellite altimetry and ship deph soundings." *Science*, 277, 1956-1962.

Stanev, E., Le Traon, P. Y., and Peneva, E. L. (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*, 76(2-4), 5877-5892.

Stanev, E. V., Friedrich, H. J., and Botev, S. (1989). "On the seasonal response of intermediate and deep water to surface forcing in the Mediterranean sea." *Oceanol. Acta*, 12(2), 141-149.

Stratford, K., and Haines, K. (2002). "Modelling changes in Mediterranean Thermohaline circulation 1987-1995." *J. Mar. Sys.*, 33-34, 51-62.

Sur, H. I., Özsoy, E., and Ünlüata, Ü. (1992). "Simultaneous deep and intermediate depth convection in the northern Levantine sea, winter 1992." *Oceanol. Acta*, 16, 33-43.

Talley, L. D., and McCartney, M. S. (1982). "Distribution and circulation of Labrador sea water." *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1189-1205.

Tchernia, P. (1980). *Descriptive Regional Oceanography*, Pergamon Marine Series, London.

The LIWEX Group. (2003). "The Levantine Intermediate Water Experiment (LIWEX) Group : Levantine basin- A laboratory for multiple water mass formation processes." *J. Geophys. Res*, 108(C9), 8101-8126.

The MEDAR/MEDATLAS Group. (2002). "MEDAR/MEDATLAS 2002 Database. Cruise inventory, observed and analysed data of temperature and bio-chemical parameters." Direction de la Technologie Marine et des Systèmes d'Informations, IFREMER, Brest, (4 CD-ROM).

The MEDOC Group. (1970). "Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea." *Nature*, 227, 1037-1040.

The MFSPP Group. (2002). "Mediterranean Forecasting system pilot project, final report Part-I." Scientific report, Contract MAS3-CT98-0171.

The POEM Group. (1992). "General circultion of the Easten Mediterranean." *Earth. Sci. Rev.*, 32, 285-309.

Theocharis, A., Balopoulos, E., Kioroglou, S., Kontoyiannis, H., and Athanassia, I. (1999a). "A synthesis of the circulation and hydrography of the South Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc (March 1994–January 1995)." *Prog. in Oceanogr.*, 44, 469-509.

Theocharis, A., Georgopoulos, D., Lascaratos, A., and Nittis, K. (1993). "Water masses and circulation in the Eastern Mediterranean Sea." *Deep-Sea Res. II*, 40(6), 1121-1142.

Theocharis, A., Klein, B., Nittis, K., and Roether, W. (2002). "Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997-1999)." *J. Mar. Sys.*, 33-34, 91-116.

Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., and Balopoulos, E. (1999b). "Climatic change in the Aegean Sea influence the eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986-1997)." *Geophys. Res. Let.*, 26(11), 1617-1620.

Tsimplis, M. N., Velegrakis, A. F., Drakopoulos, P., Theocharis, A., and Collins, M. B. (1999). "Cretan deep water outflow into the Eastern Mediterranean." *Prog. in Oceanogr.*, 44, 531-551.

Tsimplis, M. N., Velegrakis, A. F., Theocharis, A., and Collins, M. B. (1997). "Low-frequency current variability at the straits of Crete, eastern Mediterranean." *J. Geophys. Res*, 102(C11), 25005-25020.

Tziperman, E., and Malanotte-Rizzoli, P. (1991). "The climatological seasonal circulation of the Mediterranean Sea." *J. Mar. Res.*, 49, 411-434.

Tziperman, E., and Speers, K. (1994). "A study of water mass transformation in the Mediterranean Sea : analysis of climatological data and a simple three-box model." *Dyn. Atm. Ocean*, 21, 53-82.

Vörösmarty, C. J., Fekete, B. M., and Tucker, B. A. (1996). "Global river discharge database."*RivDIS, vol. 0 to 7*, International Hydrological Programme, Global Hydrological Archive and Analysis Systems, UNESCO, Paris, France.

Weber, B., Jaquet, J.-M., and Faour, G. (2004). "Cartographie et origine des panaches chlorophylliens côtiers en Méditerranée orientale à partir des images de SeaWifs et d'ETM+ de Landsat-7." *Télédétection*, 4(2), 175-195.

Weiss, J. (1991). "The dynamics of enstrophy transfert in two-dimensional hydrodynamics." *Physica D*, 48, 273-294.

Wu, P., and Haines, K. (1996). "Modeling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in the Mediterranean deep water formation." *J. Geophys. Res*, 101(C3), 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.

Wu, P., Haines, K., and Pinardi, N. (2000). "Toward the understanding of deep-water Renewal in the Eastern Mediterranean." *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 443-458.

Wüst, G. (1961). "On the vertical circulation of the Mrditerranean sea." *J. Geophys. Res*, 66, 3261-3271.

Zavatarelli, M., and Mellor, G.-L. (1995). "A numerical study of the Mediterranean Sea circulation." *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1384-1414.

Zervakis, V., Papdoniou, G., Tziavos, C., and Lascaratos, A. (2003). "Seasonal variability and geostrophic circulation in the eastern Mediterranean as revealed through a repeated XBT transect." *Ann. Geophysicae*, 21(1), 33-47.

Zodiatis, G., Drakopoulos, P., Brenner, S., and Groom, S. (2003a). "Cyclops project: the hydrodynamics of the warm core eddy south of Cyprus, SE Levantine Basin." in: *Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea: Similarities and Differences of Two Interconnected Basins*, A. YILMAZ, ed., Tubitak, Ankara, Turky, 18-23.

Zodiatis, G., Theodorou, A., and Demetropoulos, A. (1998). "Hydrography and circulation of south of Cyprus in late summer 1995 and in spring 1996." *Oceanol. Acta*, 21(3), 447-458.

Annexes

Annexe A : Articles

Article 1 : Surface circulation of the Levantine Basin: comparison of model results with observations

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT®
Progress in Oceanography 66 (2005) 299–320
Progress in Oceanography
www.elsevier.com/locate/pocean

Surface circulation of the Levantine Basin: Comparison of model results with observations

B. Alhammoud [a,b,c,*], K. Béranger [a,b], L. Mortier [a,b], M. Crépon [a], I. Dekeyser [c]

[a] LODYC-IPSL, Université P. et M. Curie, T45–55, 4e Etage, BC 100, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France
[b] ENSTA, Unité d'Enseignement et de Recherche en Mécanique, Chemin de la Hunière, 91761 Palaiseau, France
[c] COM, Campus de Luminy, case 901, 13288 Marseille Cedex 09, France

Received 14 October 2002; received in revised form 7 August 2003; accepted 2 July 2004
Available online 9 June 2005

Abstract

The eastern Mediterranean (Levantine Basin) hydrography and circulation are investigated by comparing the results of a high-resolution primitive equation model with observations. After a 10-year integration, the model is able to reproduce the major water masses and the circulation patterns of the eastern Mediterranean. Comparisons with the POEM hydrographical observations show good agreement. The vertical distribution of the water masses matches that of the observations quite well in terms of monthly mean. The model surface circulation is in agreement with circulation schemes derived from recent observations. Some well-known mesoscale features of the upper thermocline circulation are also realistically reproduced. In agreement with satellite observations, the model shows that high-energy mesoscale eddies dominate the upper thermocline circulation in the southern and the central parts of the Levantine Basin. Most of the Atlantic Water follows the north African coast and forms a strong coastal jet near the Libyan coast rather than forming the Mid-Mediterranean Jet described by several authors. The sub-basin circulation shows a strong seasonal signal. A strong and stable current flows along the isobaths in winter, becoming weaker and with more meanders in summer. The mesoscale eddies throughout the whole basin are more energetic in summer than in winter.
© 2005 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Mediterranean Sea; Levantine basin; Circulation; Mesoscale eddies; Seasonal variability

* Corresponding author. Fax: +33 1 44 27 71 59.
E-mail address: bahjat@lodyc.jussieu.fr (B. Alhammoud).

0079-6611/$ - see front matter © 2005 Elsevier Ltd. All rights reserved.
doi:10.1016/j.pocean.2004.07.015

1. Introduction

Since the middle of the 1980s several international research programs have been carried out in the Mediterranean Sea (MED). In the Eastern Mediterranean Sea (EMED), we must mention the Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean Sea (POEM) program as a reference (The POEM group, 1992). Most of the oceanic processes driving deep and intermediate water formation are found in EMED, they force the thermohaline circulation (Robinson & Golnaraghi, 1994). These characteristics make the MED a good laboratory basin for the study of ocean processes and testing the model relevance (Malanotte-Rizzoli & Robinson, 1994). The Levantine Basin (LB), which is the easternmost part of the MED, is considered one of the drivers of the thermohaline circulation in the MED, owing to the Levantine Intermediate Water (LIW) formation by the loss of water due to intense surface evaporation (Lacombe & Tchernia, 1972; Tchernia, 1980). As a key region of intermediate and deep-water formation combined with its mid-latitude position, the LB is an important element for understanding the influence of air-sea interaction on the local circulation patterns.

Since the beginning of the 1900s, many schematics of the surface circulation in the EMED have been proposed (Nielsen, 1912; Ovchinnikov, 1966; Robinson et al., 1991). but most of them are contradictory. The actual circulation picture of the LB is rather complex, consisting of basin-scale, sub-basin-scale and mesoscale structures. Permanent, recurrent and transient cyclonic and anticyclonic eddies are interconnected by jets and currents (Ayoub, Le Traon, & De Mey, 1998). In any case, these circulation features are not well documented yet and the mechanisms driving them are still a matter of debate (Ayoub et al., 1998; Hamad, Millot, & Taupier-Letage, 2002; Larnicol, Ayoub, & Le Traon, 2002; The POEM group, 1992). A considerable amount of in situ data is still needed for studying the mesoscale sea-surface phenomena linked to flows. The collection of in situ standard physical oceanographic information is costly and time-consuming and cannot provide a simultaneous representation of the observations in the open sea. This is, of course, one of the reasons that convinced scientists to employ 3-D models to improve the understanding of the MED circulation (Bergamasco, Malanotte-Rizzoli, Carlisle Thacker, & Long, 1993; Pinardi, Korres, Lascaratos, & Roussenov, 1997; Roussenov, Stanev, Artale, & Pinardi, 1995; Wu & Haines, 1998). Due to the wide range of variability in the MED and the coarse resolution of past numerical models driven by a large scale climatological atmospheric forcing, it is difficult to reproduce correctly the MED circulation, especially the mesoscale patterns. The present study was carried out to investigate the surface circulation in the LB with a high-resolution numerical model, which resolves the Rossby radius of deformation (10–12 km in the MED). This model allows us to extend our knowledge of the LB surface circulation from limited in situ observations. The model results are compared with currently available observed data. Then a new view of the Atlantic Water (AW) pathway is proposed and argued.

The paper is organized as follows. Section 2 is devoted to the description of the studied area. The hydrographical characteristics and the main elements of the surface circulation in the LB are reviewed. In Section 3, the numerical model configuration and simulation set-up are presented. A comparison of the model results with observations is given in Section 4 which is the main part of this paper. We discuss the water-mass properties and their vertical distribution in the basin. The surface circulation and its seasonal variability are also described. Section 5 summarizes the main results.

2. Studied area and historical review

2.1. Levantine Basin bottom topography

The eastern Mediterranean Sea lies to the east of Sicily Strait (~150 km width and ~600 m depth). It comprises the Ionian and the Levantine Basins and the Adriatic and the Aegean Seas. The LB is one of

the major basins of the MED (Fig. 1) and occupies the easternmost part of the Mediterranean. The LB is bounded by the Cretan Archipelago and the Asia Minor to the north, the Middle East to the east, and the north-eastern Africa to the south. It has five sub-basins; the smaller-scale bathymetric features of LB are the Lattakia (1000–1500 m), Cilicia (1000 m) and Antalya (2000–3000 m) sub-basins (7, 8, 9, respectively, in Fig. 1). The deepest point is in the Rhodes sub-basin (4300 m) to the east of Rhodes Island (10 in Fig. 1). The Anaximander (1500 m) and Eratosthenes (1000 m) seamounts are east of the Rhodes sub-basin and south of Cyprus, respectively. Another deep and large sub-basin is the Herodotus Abyssal Plain (3000 m) which occupies the southern LB, with an axis lying in a southwest to northeast direction. The Mid-Mediterranean Ridge, running from the Ionian Basin to the center of the LB, extends northeastward to join Cyprus at the northeast corner of the basin. The LB communicates with the Ionian Basin through the Cretan passage which is 300 km wide and more than 2000 m deep, on average, between the Cretan and Libyan coasts (3 in Fig. 1). To the northwest, it is connected to the Aegean Sea through three passages between the islands of Crete and Karpathos (Kassos Strait, width 67 km, sill depth 350 m), the islands of Karpathos and Rhodes (Karpathos Strait, 43 km and 550 m), and Rhodes and Turkey (17 km and 350 m). The southeastern continental shelf at the Nile delta is separated into two shallow areas: Mersa-Matruh to the west and Shikmona to the east south of Cyprus (5, 6, respectively, in Fig. 1) (Ozsoy, Hecht, & Ünlüata, 1989; Tchernia, 1980).

2.2. Mean hydrographic characteristics and water masses

Hydrographic measurements show three permanent water masses (Lacombe & Tchernia, 1972; Zavatarelli & Mellor, 1995) which are schematized in Fig. 2. One of the major water masses of the EMED is the modified AW (MAW), which flows eastward from the Sicily Strait in the surface layer to balance the mass deficit of the EMED due to evaporation. It is usually identified as a subsurface minimum of salinity (~38.6) between 30 and 200 m depth. Its salinity increases and its depth range decreases as it flows eastward, because of the high evaporation. (Tchernia, 1980; Özsoy et al., 1989).

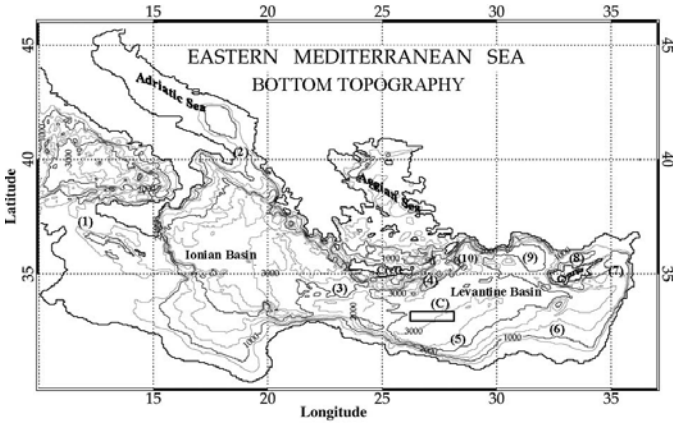


Fig. 1. The MED16 model bottom topography of the eastern Mediterranean Sea (isobaths every 500m) and major sub-basins and straits of the LB: (1) Sicily Strait, (2) Otranto Strait, (3) Cretan passage, (4) Ierapetra area, (5) Mersa-Matruh area, (6) Shikmona area, (7) Lattakia Basin, (8) Cilicia channel, (9) Antalya Basin, (10) Rhodes Basin, (C) Zone C of POEMON85 cruise.

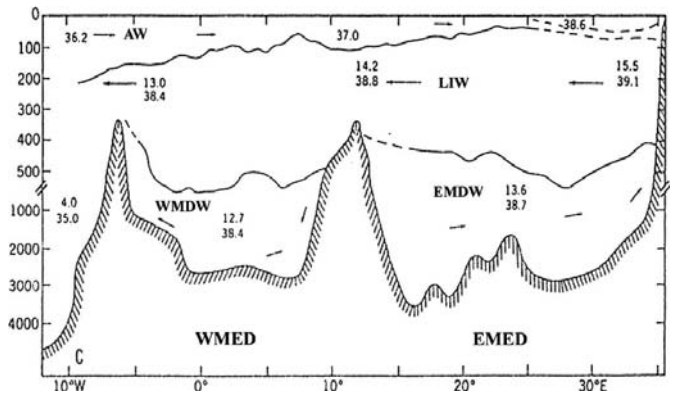


Fig. 2. Vertical distribution of the major Mediterranean Sea water masses, adapted from Zavatarelli and Mellor (1995).

The most important water mass in the EMED is the LIW, which affects not only the entire MED, but the Atlantic Ocean as well. A homogenous water mass occupies the intermediate depth between 300 and 700 m, below the AW. It is well known that this water mass is formed in winter in the LB by the transformation of AW. The LIW signature is characterized by the highest sub-surface salinity (38.8–39.0) in the LB. As LIW flows westward, as its salinity decreases due to the mixing with the adjacent water masses (Tchernia, 1980; Özsoy et al., 1989; Ozsoy, Ünlüata, & Top, 1993b).

The abyssal layers below 800m depth are occupied by a colder, less saline and dense water mass, the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW; ~13.6 °C, 38.7 and >29.05), which is formed by strong cooling in the northern part of the eastern basin (i.e., in the Adriatic and the Aegean Seas). Some authors divide the EMDW into two or three layers depending on ist origin (Malanotte-Rizzoli et al., 1997).

It is interesting to note that in summer the LB surface is entirely covered by a thin, warm and saline layer that overlies the AW, the so-called the Levantine Surface Water (LSW). This water mass plays an important role in the formation of the LIW (see Malanotte-Rizoli & Hecht, 1988; Özsoy et al., 1991; Malanotte-Rizzoli, 1994; Robinson & Golnaraghi, 1994; Robinson, Theocharis, Lascaratos, & Leslie, 2001 for a review).

2.3. Historical understanding of the surface circulation

The general circulation of water masses in the MED has been studied since the beginning of the 20th century. For many years our knowledge of the EMED general circulation was limited to the circulation maps provided by Nielsen (1912) (Fig. 3(a)). He described the circulation in the LB as a simple basin-wide cyclonic gyre in which the strongest current is close to the coast. His hypothesis was mainly based on the Coriolis force effect which maintains the current along the basin coast (i.e., to the right of the direction of the mean current).

In the 1960–1970s, further studies showed the presence of numerous cyclonic and anticyclonic sub-basin-scale gyres in the general circulation. Ovchinnikov (1966) drew the general circulation in the MED inferred from the surface geostrophic current (Fig. 3(b)). Lacombe and Tchernia (1972) studied the water mass circulation using hydrographic data. In the LB, they found an anticyclonic gyre at the southeastern corner of the basin and a cyclonic gyre between Rhodes and Cyprus, which might be related to the Shikmona anticyclone (SMA) and the Rhodes gyre (RG), respectively. Ovchinnikov (1966) also showed that the AW flows

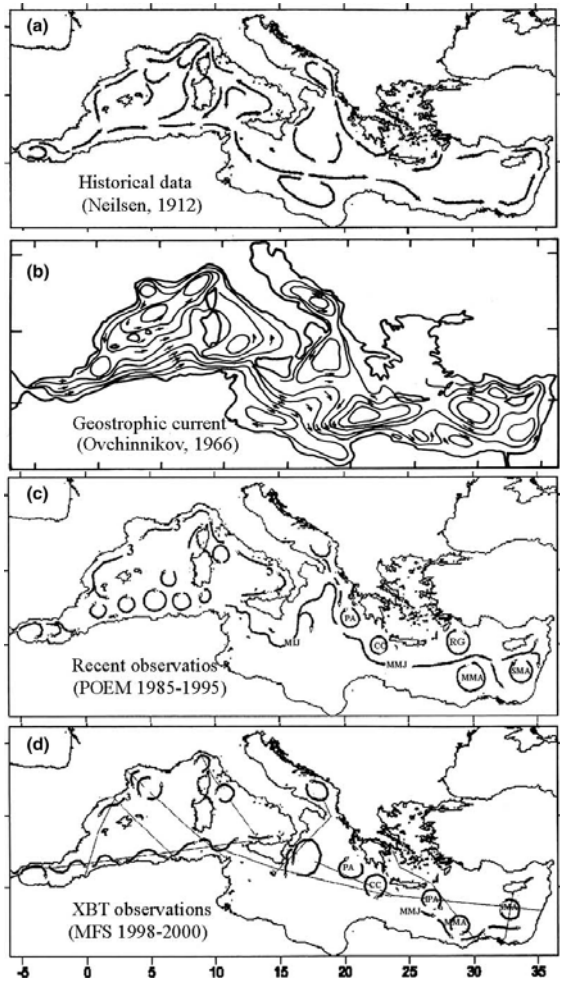


Fig. 3. The surface circulation pattern of the Mediterranean Sea as inferred: (a) from the historical data, (b) from the surface geostrophic current (Ovchinnikov, 1966), (c) from observations between 1985 and 1995 (Malanotte-Rizzoli et al., 1997; Millot, 1999), and (d) from MFS project measurements between 1998 and 2000. (a, c and d are taken from Manzella et al., 2001.)

further eastward through the southern part of the Cretan passage and appears to reach as far as the eastern coast of the LB. Then this AW bifurcates near the Egyptian continental shelf. One branch continues eastward to reach the eastern edge of the LB. Then it turns northward to cross the Lattakia Basin up to the northeast of Cyprus and there it flows westward along the Asia Minor coast and between the Greek islands to exit via the northern part of the Cretan passage. The second branch flows offshore to join its twin northwest of Cyprus and there it merges with the first branch described above.

The international POEM program, for the first time, supplied an adequate sampling resolution for in situ measurements, with a resolution of 0.25° to 0.5° latitude (Malanotte-Rizzoli & Robinson, 1988; Özsoy et al., 1989; Robinson et al., 1991; The POEM group, 1992; Malanotte-Rizzoli et al., 1997). The analysis of these hydrographic cruises exhibited a dramatically different pattern from the traditional picture of the circulation in the EMED (Fig. 3(c)). According to The POEM group (1992), among these changes was the presence of high energy and variable mesoscale structures consisting of eddies linked by meanders and jets. The POEM group (1992) provided a scheme of the circulation in the LB characterized by two systems of sub-basin gyres, an anticyclonic system in the south (Mersa-Matruh and Shikmona anticyclones; MMA and SMA, respectively) and a cyclonic one in the north (RG). The two systems are separated by a strong jet called the Central Levantine Basin Current (CLBC) by Özsoy et al. (1989) or the Mid-Mediterranean Jet (MMJ) by Robinson et al. (1991). This jet, which is associated with the AW (characterized by its salinity minimum values), enters the LB via the Cretan passage and meanders eastward between the RG and the MMA. Then it bifurcates south of Cyprus into two branches, one merging with the SMA and the other turning northward then westward to feed the Asia Minor Current (AMC). The AMC flows westward into the Aegean Sea carrying with it the LSW marked by its high salinity and temperature. These circulation features have been well documented by Malanotte-Rizoli and Hecht (1988); Malanotte-Rizzoli (1994); and Robinson and Golnaraghi (1994).

The most recent observations made during the Mediterranean Forecast System (MFS) program (Fig. 3(d)), confirmed the persistence of the sub-basin anticyclonic gyres in the southern part of the basin. These observations showed also that "there is no definite evidence of the MMJ which seems to be deviated to the south along the African coast" (Manzella et al., 2001).

It is worth noting that the four circulation pictures above (Fig. 3) agree with each other with respect to the large scale features, but differs in the sub-basin and mesoscale patterns. This may be attributed to the lack of data in this area, in particular near the southern coasts, or because of the low sampling resolution whose mesh is always larger than the Rossby radius of deformation (Robinson et al., 1987). Despite these efforts, the 'details' of the surface circulation in the LB are still poorly documented and explained. However, several features of the general circulation of the water masses in the LB continue to be debated.

3. Model configuration and simulation set-up

We used the MED16 prototype which is a high-resolution model of the Mediterranean circulation (Béranger, Mortier, & Crépon, 2005). It was developed in the context of the MERCATOR project (Bahurel, De Mey, Le Provost, & Le Traon, 2002). This MED16 model is based on the Océan Parallélisé (OPA) primitive equation model (Madec, Delecluse, Imbard, & Levy, 1997). A "no-slip" boundary condition is applied and a rigid-lid assumption is made. A biharmonic operator of the horizontal diffusion is used. The model domain covers the whole MED with a buffer zone between 11°W and 6.5°W to simulate the Atlantic Ocean. The computational grid mesh has a horizontal resolution of 1/16° cos ϕ in latitude (ϕ is the latitude) and 1/16° in longitude which is twice as high as the Rossby radius of deformation. The vertical grid has 43 Z-levels. The topography is interpolated from the data of Smith and Sandwell (1997).

The MED16 model was initialised in the MED by a seasonal mean potential temperature (θ) and salinity provided by the MED5 version of the MODB climatology (MODB5 hereinafter) compiled by Brasseur,

Beckers, Brankart, and Schoenauen (1996). A daily forcing by atmospheric data, wind, heat and fresh water fluxes from the analyses of the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF hereinafter) over the period March 1998–February 1999 was applied in a perpetual mode. These forcing data were chosen because of their high horizontal resolution (0.5 per 0.5°). The river runoffs are also added as a virtual salt flux (Béranger et al., 2005). With this choice of ECMWF fluxes over the MED, the net heat flux budget corresponds to a heat loss of 22 W m^{-2}, and the net evaporation is of the order of 650 mm yr^{-1}, a value in good agreement with studies compiled by Boukthir and Barnier (2000). The sea-surface temperature (SST) was relaxed to the estimated satellite weekly SST of Reynolds (covering the same period), while the sea-surface salinity (SSS) was relaxed to the seasonal SSS of MODB5. A constant coefficient of relaxation (-40 W m^{-2} K^{-1}) is used in the SST relaxation term and an equivalent constant coefficient is used in the SSS relaxation term. The model results (presented below) were taken from an eleven years model integration, including the spin-up phase.

4. Model results vs. observations

4.1. Hydrography

4.1.1. The vertical water-mass distribution vs. POEM observations

This paper reports on investigation of the surface circulation in the LB, comparing the model results to the observations. Since there is an intimate relationship between the distribution of the water-mass property and the surface circulation, the model hydrography was analysed and compared with the POEM observations to determine the water characteristics and their distribution according to the observations.

A water-mass analysis at the end of the run allowed us to check the overall water-mass distribution in the model. A west-east cross-section of monthly mean potential temperature and salinity down to 1000 m depth are shown in Fig. 4(a) and (b) for October from the 10th year of the model integration. This figure shows the different water masses in the EMED as described above (see Section 2.2). The fresh AW (<38.65) extends across the basin surface, occupying a layer of about 200–300 m thickness in the Ionian Basin, which diminishes from west to east. In the eastern regions, its signature is limited to a subsurface filaments of fresher water (<38.75) surrounded by the saline Levantine water. A thin layer with a maximum salinity (>39) and a temperature greater than 18 °C lies on the surface of the LB; this corresponds the LSW. Some parts of this water mass sink to 100–200 m depth due to the mixing and the mesoscale dynamic processes in the basin. A large tongue with a salinity ranging from 38.8 to 38.9 and a temperature of 14–16 °C appears between 200–700 m depth, indicating clearly the westward progression of LIW into the Ionian Basin. Along this section, the minimum temperature (<13.5 °C) combined with a salinity of (<38.75) shows that the EMDW occupies the basin below 900m depth.

We focus our attention on the water characteristics and their depth dependence, rather than on the interactions between the vertical water structure and the surface circulation described below. Nevertheless, we note the intensive undulation of the isohalines and isotherms is produced by the model and is related to major mesoscale features. This undulation clearly shows the relationship between the water-mass distribution and the surface circulation. Despite these mesoscale features, the vertical water masses distribution is in good agreement with the observations from the POEM Biochemical survey on October 1991 (POEMBC-O91) reported in Fig. 4 of Malanotte-Rizzoli et al. (1999). Salinity and temperature values from the model are remarkably consistent with the observations, except in the intermediate layer, where the model results are 0.05 less saline than the observations. The LIW is trapped in the middle of the Ionian Basin around 19°–20°E. That could be attributed to the intensification of the central Ionian anticyclone (Malanotte-Rizzoli et al., 1997).

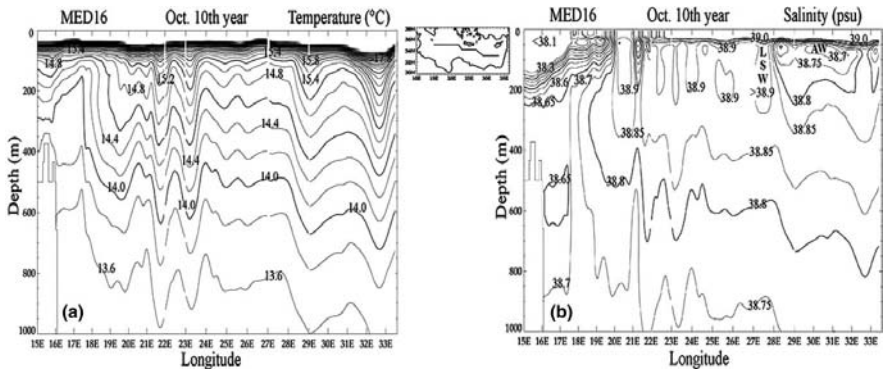


Fig. 4. Vertical distribution of water mass properties down to 1000 m averaged over October from the 10th year of the simulation for a west-east cross-section through the EMED (see inset map); (a) potential temperature (isotherm every 0.2 °C) and (b) the salinity (isohaline every 0.05). Blanks in the isolines are due to the graphic junction between the different cross-sections.

After 11 years of simulation, the initial MODB5 waters were replaced by new model waters, in particular the AW, throughout the basin. The characteristics of the water masses (see Section 2.2) are shown in a θ–S diagram in Fig. 5 for C-zone indicated in Fig. 1, which is at the same place as the POEM cruise of October–November 1985 (POEM-ON85) (26.5–28.5°E, 32.5–33°N). In Fig. 5, the initial state from MODB5 and the monthly mean of model results on November from 8th year simulation are superimposed over the POEM-ON85 data for October–November 1985. The diagram demonstrates the presence of the following permanent and transient water masses:

(i) the LSW of a highest salinity (>39),
(ii) the AW subsurface, with a minimum salinity of ~38.5–38.75,
(iii) the LIW of a high salinity and temperature (~38.9; ~14.75 °C), and
(iv) the EMDW of a maximum density (~29.2).

The model reproduces the water masses of the LB with relatively good temperature and salinity values. The model water-mass characteristics are closer to the observations than the initial state except in the LIW which displays a slightly lower salinity and temperature (~0.05 and 0.1 °C) (Alhammoud, Béranger, Mortier, & Crépon, 2003). This might be related to the strong mixing in the model between the deep water originating in the Adriatic Sea and the Levantine subsurface water masses. The net heat flux used to force the model is relatively low compared to climatologies in the MED. In fact, the annual mean heat budget is 22 W m^2, whereas a value of -5 W m^2 is common. This certainly has an effect on the water formation in the northern LB.

4.2. Surface circulation

4.2.1. Surface circulation inferred from the model

The main objective of this work was to assess the degree to which the model mimics the EMED upper thermocline circulation and the various dynamical processes that have been observed. Considering that the model resolution is roughly half (5–6 km) the Rossby radius of deformation, we expect to improve the qual-

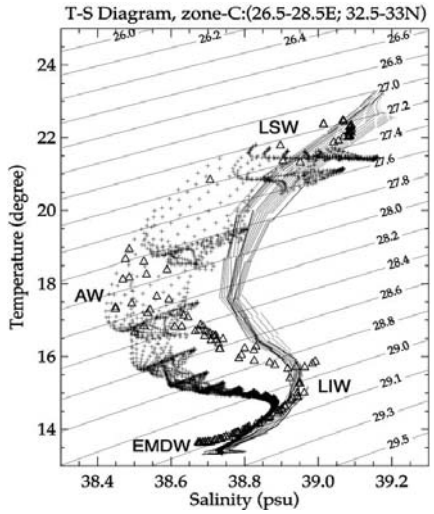


Fig. 5. θ-S diagram at the C-zone (see Fig. 1(C)) of: initial conditions in autumn from MODB5 (solid line), POEM observations for Oct–Nov 1985 (triangles) and model output in November from 10th year simulation (crosses).

ity of the simulation with respect to previous ones (Roussenov et al., 1995; Pinardi et al., 1997; Haines & Wu, 1998). In particular, such a resolution allows a more realistic representation of the MED bottom topography which plays a significant role in the general circulation. Fig. 6 shows the velocity vectors superimposed on the salinity field at a depth of 17 m in July during the 10th year of the simulation. These fields were averaged over two days. This presentation was chosen, on one hand, to figure out the major water masses of the LB surface and, on the other hand, to show their pathway which highlights the upper thermocline circulation.

The salinity pattern reveals the influence of the circulation on the horizontal salinity distribution. The AW can be traced by its low salinity values in the southern basin. The AW flows into the LB via the southern part of Cretan passage, and then spreads eastward along the North African coast. This water mass occupies only the southwestern part of the basin, while its signature in the north and northeast is much reduced. A narrow tongue (~100 km width) characterized by isohalines ranging from 38.6 to 38.85 meanders along the southern coasts of the LB in the surface layer (~200 m depth) (detailed below; see Fig. 10) then bifurcates into two branches near the Egyptian continental shelf. One branch continues toward the eastern coasts of the basin. The other branch turns northward into the basin interior where its salinity increases quickly due to the mixing with the high-salinity LSW and the intense summer evaporation. A homogenous saline water mass (>39) occupies nearly all the surface of the LB. In summer it forms the LSW (Özsoy et al., 1989). LSW flows into the Aegean Sea through the eastern straits of the Cretan arc, and into the Ionian Basin via the northern part of the Cretan passage (Malanotte-Rizzoli et al., 1997). The southern coast of Cyprus is marked by fresh water which is linked to the summer upwelling (Zodiatis, Theodorou, & Demetropoulos, 1998; Zodiatis et al., 2003). A strong zonal front is well established at 33–34.5 N to the south of Crete between the AW and the LSW (Malanotte-Rizzoli et al., 1999).

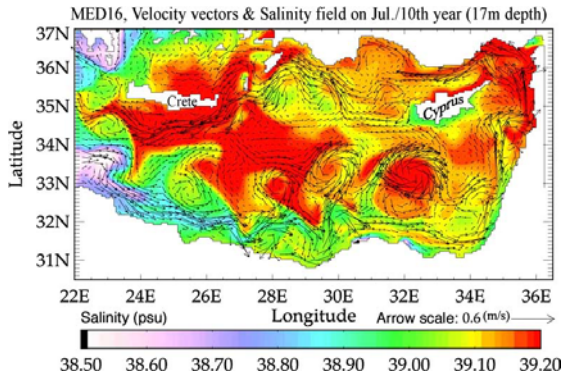


Fig. 6. The surface circulation in the eastern Mediterranean Sea, as inferred from the model output, shown by the velocity vectors superimposed on the salinity field at 17m depth in July from the 10th year integration; arrows indicate the velocity and colours show the salinity, the red corresponding to the highest salinity. Both fields are taken from 2-day-mean snapshots circulation.

The velocity vector field (Fig. 6) reveals a basin-scale cyclonic circulation along the shelf slope in the LB which appears to be dominated by mesoscale eddies in the southern part of the Basin. A strong current (nearly 40 cm s^{-1}, ~100 km width and 200 m depth) flows eastward into the LB through the southern part of the Cretan passage. It is associated with the AW inflow (mentioned above) and shows the same behaviour. This stream seems to be trapped near the Egyptian continental shelf at Mersa-Matruh, where it shows a high instability, then becomes weaker and bifurcates. The first branch follows the cyclonic coastal circulation across the Egyptian continental shelf then it turns northward along the Middle-East coasts generating many anticyclonic eddies along its path. The second branch re-circulates in the periphery of a complex anticyclonic system of eddies in the southern part of the LB (Mersa-Matruh and Shikmona areas). Then it turns westward again south of Cyprus to feed the AMC. The last anticyclonic gyre series seem to be generated by the instability of the coastal current and its interaction with the Mersa-Matruh continental shelf (29–30°E). It seems that these interactions intensify the eddy signature and increase its size. Then the eddy sheds the coastal current and propagates seaward (northeastward) across the Shikmona area along the 2000 m isobath. This feature is similar to the behaviour of the Algerian Current (Mortier, 1992). The eddy train feature in the south of the LB appears to be similar to the circulation feature observed in the POEM survey as the multiple centre anticyclone gyres of Mersa-Matruh and Shikmona south of Cyprus, keeping in mind that these eddies are not stationary, as proposed in POEM observations (Fig. 3(b)), but they transit from southwest to northeast LB, according to Hamad et al. (2002).

Along the eastern Levantine coasts, the northward stream meanders and generates many eddies of a diameter ranging between 30 and 100 km. They have a northward propagation with a speed up to ~1–5 km/day which is consistent with the observations of Ayoub et al. (1998) and Hamad, Millot, and Taupier-Letage (2001) (a few km/day and 3–10 km/day, respectively). These eddies get stronger and larger, displaying a life time of several months up to a year. On average, it is the time that an eddy takes to cross the basin. They reach their maximum extension in Lattakia Basin east of Cyprus where they remain motionless for several weeks to several months, preventing the AW flux from feeding the AMC. Then their energy dissipates and they break down to give an impulse flux into the Cilician current. Along the Anatolian coast, the relatively strong AMC, combined with the saline LSW, is well reproduced by the model. It meanders westward to leaving the LB through the northern part of the Cretan passage. A weak branch of the AMC

flows into the Aegean Sea through the eastern straits of the Cretan arc, showing a seasonal dependence (detailed below). Then the AMC bifurcates near the southeastern Cretan coast where it partly re-circulates to feed the eastward stream in the Mersa-Matruh area, and then partly leaves the LB to feed the northeastern Ionian coastal current. In the northern part of the Cretan passage, a westward flow is depicted in the model results as described by Özsoy et al. (1989), but in the opposite way to that observed by Ovchinnikov and Fedoseyev (1965).

The surface circulation displayed by the model shows that there is no evidence of the CLBC or MMJ in the centre of the LB, unless we consider the MMJ as the northern periphery intensification of the anticyclonic system gyres in the southern part of the LB. The analysis of the POEM observations by Özsoy et al. (1993a) and Özsoy et al. (1993b) shows a rather good agreement with our model results. The authors found that the CLBC can not be separated from the gyres and eddies, although its persistence and continuity were not well defined. In spite of the hydrographical signature of the Rhodes gyre east of Rhodes, this gyre was weakly present in the velocity-vector field. We think that it was masked by the strong AMC and the dominant cyclonic circulation between the Cyprus and Crete (Ayoub et al., 1998). Artale et al. (2002) linked the absence of the Ierapetra anticyclone (IPA), southeast of Crete, to the coarse horizontal resolution of the model grid, but we believe that this may be attributed to the coarse resolution of the model's atmospheric data forcing, as suggested by Lascaratos and Hatziapostolou (2001). Horton, Kerling, Athey, Schmitz, and Clifford (1994) showed that this eddy could be generated by local wind stress curl created by the interaction of dominant northerly winds in summer (the 'Etesians') with Crete's orography. We should remember that a perpetual year (February 1998–March 1999) from ECMWF is used for the atmospheric forcing of the model. This particular year is considered as a transit year of the IPA signal, where it is marked by the absence of the IPA variability (Larnicol et al., 2002; MFS team, 2001). Obviously, we do not expect to find the signature of the IPA in the model results.

In any case, the surface circulation displayed by the model shows the major elements and structures of the basin circulation inferred from the POEM surveys. A major difference between our results and those of POEM consists of the AW flux in the centre of the basin (MMJ), which seems to follow the slope of the continental shelf along the African coast. In the south of the LB there were no permanent anticyclonic gyres in the Mersa-Matruh and Shikmona areas, although there are transitory mesoscale eddies which propagate northeastward across the Mersa-Matruh area.

4.2.2. Comparison of the model SST with AVHRR-SST data

SST obtained from infrared imagery have been widely used to follow the Algerian Current instability (Millot, 1985). However satellite imagery revealed the existence of upwelling, meanders and eddies in nearly the whole MED. Several studies have compared satellite data with *in situ* observations (Özsoy et al., 1993a; Malanotte-Rizzoli et al., 1999; Marullo, Santoleri, Malanotte-Rizzoli, & Bergamasco, 1999a, 1999b) and model results to validate them (Matteoda & Glenn, 1996) or to study the general circulation variability (Ayoub et al., 1998; Larnicol et al., 2002).

There is a paucity of in situ observations with adequate resolution for quantitative model-data comparison. We compared the surface circulation in the LB from the model output with that inferred from Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR hereinafter) SST and satellite altimetry data. The AVHRR SST NOAA images produced by the German Remote Sensing Data Centre (Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt, http://eoweb.dlr.de) were used in this comparison. Fig. 7 shows the SST satellite image in the LB region (upper panel) on 7th August and the simulated image (lower panel) on 11th August from the 10th year of simulation. The SST-simulated image is taken from 2-day average pattern. The temperature field of the model results must be shifted by 1.5 °C to have the same colour patterns as the AVHRR image. A striking similarity between two images can be seen in Fig. 7.

Firstly, the intrusion of a large cold tongue of AW into the LB is easily identified in these two images. It streams eastward through the Cretan passage to follow the Libyan coast around 23°E to 26°E. The warm

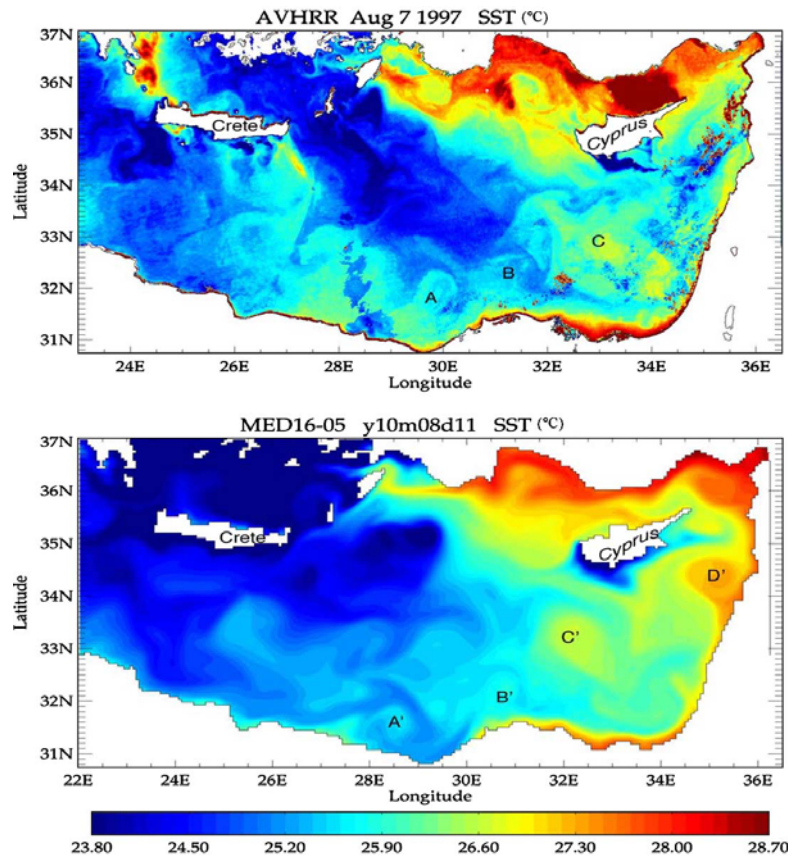


Fig. 7. AVHRR infrared image of the Levantine Basin surface temperature (upper panel) on 7th August, and the simulated image of the Levantine Basin surface temperature (lower panel) on 11th August, the red corresponding to highest temperature. (The model results have been shifted by 1.5 °C to have the same colour structure as the AVHRR image).

coastal water of the AMC is also clearly seen in the model results. It meanders westward along the Anatolian coast and then enters the Aegean Sea through the northern part of the eastern straits of the Cretan arc. Near the eastern part of Antalya sub-basin, the current becomes wider and instable. A warm-water filament from the coastal region extends southwest and surrounds a cold-water filament from the Rhodes area. This feature is less evident in the simulation than in the satellite data. In spite of the weak RG signal in the velocity-vector pattern, its thermal signature is evident in the simulated image. It is well distinguished by the cold-water patch with a multi-centre around 29°E and 35°N. In contrast, in the AVHRR-SST image, it

is masked by the strong signature of a northwesterly wind strike, the so-called "Etesian wind". A cold coastal current flowing northward along the eastern coast of the LB can be also inferred, corresponding to the large-scale cyclonic coastal current. The mesoscale eddy activity in the Mersa-Matruh and Shikmona areas is well reproduced, with a tendency to generate anticyclonic eddies. In the Mersa-Matruh area, there are two eddies of diameter about ~100 km around 28°E–31°E near the Egyptian coast in both images (A, A′, B, B′ in Fig. 7). An offshore gyre (C, C′ in Fig. 7), well pronounced by its warm core and cold periphery, of diameter about ~150 km, which occupies the centre of the Shikmona area (33.5°E, 32°N) in the satellite image, is shifted a little to the northwest (33°E, 33.5°N) in the model results. A warm patch detected in the southern part of the Lattakia Basin indicates an anticyclonic eddy in the model output (D' in Fig. 7 lower panel), while this feature is not visible in the AVHRR SST data. Moreover, the signature of IPA southeast of Crete is not evident in both images. Another striking feature South of Cyprus is the cold-water filament which stretches southeastward and appears to be the result of upwelling driven by westerly winds. South of Crete, the water is colder in the simulated image because of the strong mixing due to the strong wind resulting from the misrepresentation of the Cretan orography.

4.2.3. Comparison of the model SSH with SSH altimetric data

Since the AVHRR SST data give the temperature pattern, which does not necessarily coincide with the dynamic features, we attempt to compare the model output with the altimetric data which might provide an objective view of the ocean circulation patterns. Therefore, the analysis of the altimetric measurements of the MED can identify the main characteristics of the global-scale circulation. The pioneer work using the altimetric data in this basin was done by Bohm, Marullo, Manzella, and Santoleri (1993). Since then, many analyses of the altimetric data have been made to study the MED circulation and its variability (Larnicol, Le Traon, & De Mey, 1995; Ayoub et al., 1998; Iudicone, Santoleri, Marullo, & Gerosa, 1998; Larnicol et al., 2002). The sea surface height (SSH) from the altimetric data are obtained from the Colorado Centre for Astrodynamics Research (http://www-ccar.Colorado.edu/~realtime/global-realtime_ ssh/) re-analysis of a pooled data from TOPEX and ERS-2 satellites. The SSH anomalies are computed from the model which uses a "rigid lid" (see Section 3), and therefore a comparison between observation and model results can, obviously, be somewhat different quantitatively. The SSH anomaly has been computed from the model output for August in the 10th year integration. Then this model SSH was compared with the altimetry SSH data for the same period of 1998 in the LB. We chose this year, which is the same as the atmospheric data forcing used in the model (Section 3). Fig. 8 exhibits the SSH observed by satellite altimetry on 9th August 1998 (upper panel) and the SSH anomaly from 2-day-mean patterns of the model output for August in the 10th year (lower panel). There is a surprisingly good agreement between the two maps. The model exhibits similar general geographic distributions to those of the TOPEX/ERS-2 data. The minimum SSH values (−8 cm in the model output, −9 cm from observations) are near the eastern coast of the LB (35°E, 35°N and 34.5°E, 33°N, respectively). A negative signal in both maps (−6 cm) is marked in the northwest part of the LB east of Rhodes Island. This signal probably characterizes the region of the RG, which is well documented as a permanent cyclonic structure in the surface circulation of the LB. This feature is confined to the north of the Rhodes Sub-basin in the model results, whereas it extends southeastward in the satellite observations. The maximum SSH values (+10 cm in the model output, +7cm for observations) are found south of Cyprus. An anticyclonic signature of ~200km radius occupies the centre of the Mersa-Matruh area around 33.5°E, 33.5°N on the altimetric map. In the simulated SSH map, there is the same positive signature of ~150 km radius, but it is shifted 1° of longitude to the west (32.5°E, 33.5°N). The positive SSH contours on both maps show a high mesoscale anticyclonic activity in the Mersa-Matruh and Shikmona areas. Other strikingly similar pattern of multi-centre positive signals (about +6cm) are found in the southwestern part of the basin between 25°E and 30°E aligned on 33°N. A train of anticyclonic eddies, of a diameter about 50–150 km, are observed on an axis from 28°E, 32°N to 36°E, 34°N following the 2500m isobath (Fig. 1). A Hovmuller diagram of SSH zonal-temporal series (not shown) shows eddy prop-

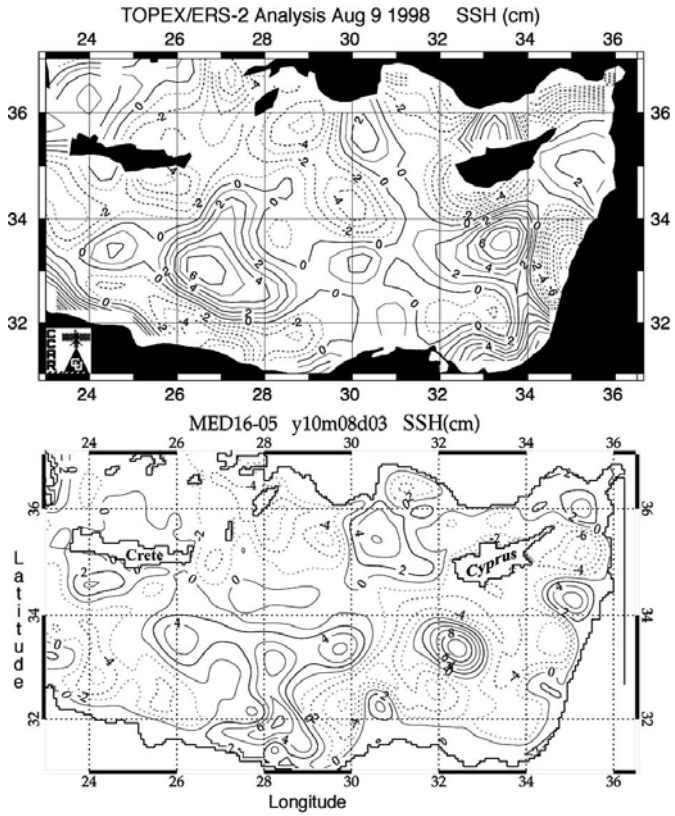


Fig. 8. SSH altimetric image of the Levantine Basin from TOPEX/ERS-2 satellites (upper panel) on 9th August 1998 and the simulated image of the SSH anomaly for the Levantine Basin (lower panel) on 3rd August from the 10th year of integration. Solid contours indicate the positive values, and dashed contours indicate the negative values. Contour interval is 1 cm in the satellite image and 2 cm in the model output.

agation in northeastern direction. In the TOPEX/ERS-2 map, a weak positive signal (~2cm) centred at 35°E, 35°N occupies the whole Lattakia Basin, while it seems stronger and shifted to the south in the model SSH map (35°E, 34.5°N). Similarly in the Cilician basin, a positive signature (+4cm) is marked on the SSH altimetric map, but it is displaced eastward by about 1° longitude in the model output. While the Antalya Bay was covered by negative contours, an anticyclonic feature (+2 and +6cm) appears southwest of the Antalya Basin in both images (observation and model results, respectively). The upwelling south of Cyprus is well marked by negative contours in both images, but it is rather weaker in the simulated SSH anomaly. Moreover, the upwelling signal south of Crete is much reduced in the model results compared with the sa-

tellite observations, it seems to be masked by a small positive signal located southwest of Crete. Such a difference could be explained by the misrepresentation of the island's orography. As mentioned above, neither of the two maps exhibits the IPA signature as well as the MMJ. Neither signal of the RG and the anticyclone south of the Lattakia Basin was evident in the AVHRR-SST image (Fig. 7).

The model results reveal a variation in the SSH anomaly amplitude values of 18 cm (from −8 to +10 cm) which seem to be consistent with altimetric data of 18 cm (from −10 to +8 cm) (Fig. 8, upper panel) as well as with the results of Ayoub et al. (1998), who found a range of 16 cm (from −6 to +10 cm). Also, our results are comparable to those obtained by Larnicol et al. (2002) of 27 cm (from −12 to +15 cm) and by the MFS team (2001), 22 cm (from −6 to +16 cm).

The model results are in good agreement with the satellite data. Such a comparison suggests that the model may successfully reproduce the main general circulation characteristics in the LB. The major features of the simulated pattern of the surface circulation in the LB were observed by the POEM group (Özsoy et al., 1993a) and more recently by Millot and his team (personnel communication). Fronts and buoy trajectories presented by Matteoda and Glenn (1996) coincide with the circulation structures exhibited by the model output. Noting that Ovchinnikov (1966, 1984), Ovchinnikov et al. (1976), Engel (1967), and Hecht, Pinardi, and Robinson (1988) indicated various anticyclonic eddies in the southern part of the LB, but these findings were never evidenced before satellite altimetry became available.

4.3. Seasonal variability

We now focus on the seasonal circulation variability in the LB. The seasonal variability of the EMED circulation has been studied by many authors. Özsoy et al. (1989) used the POEM data to investigate the seasonal circulation of the LB. Malanotte-Rizzoli (1994) studied the EMED seasonal variability using a data assimilation method. Zavatarelli and Mellor (1995) used a numerical model to investigate the general MED circulation and its variability. Satellite data were used by Ayoub et al. (1998) and Marullo et al. (1999a, 1999b) (Altimeter and AVHRR SST, respectively) to study the seasonal and inter-annual variability of the EMED. These studies revealed a strong seasonal variability in the EMED which is defined by two extreme patterns, one occurring in winter and the other in summer. Likewise, the model output can be used to investigate the seasonal variability of the LB circulation. A time series of the current patterns at a depth of 25 m over the last three years of simulation is presented in winter (Figs. 9(a), (b) and (c)) and in summer (Figs. 9(e), (f), and (g)) from 2-day mean model outputs. Also, to highlight the variability of the current in the vertical and its influence on the isohaline structure, Fig. 10 shows a longitudinal section at 27.2°E (see Fig. 9(a) and (f) for the section position) of the seasonal mean zonal velocity and the salinity through the LB down to 500m depth. The zonal velocity components in winter and summer from 10th year model integration are shown in Fig. 10(a) and (b), respectively. Eastward flow is denoted by positive values (solid contours) and westward flow is denoted by negative values (dashed contours), with an interval of 0.04 m s^{-1}. The vertical distribution of the salinity in winter and summer are given in Fig. 10(c) and (d), respectively, with a contour interval of 0.05 ; the analysis of these figures shows the seasonal variability and the characteristics of the surface circulation.

4.3.1. Winter circulation

An overall strong coastal cyclonic circulation can be seen in winter. A high stream along the African coast of about 40 cm s^{-1} or more (Fig. 9) is rather stable between 23°E and 28°E. In Fig. 10(a) there is a strong eastward current (contours > 8 cm s^{-1}) which is confined to the coast (32°N), of ~50km width and down to ~300 m depth. A narrow tongue of a vertical isohaline (<38.75 ; Fig. 10(c)) bound to the coast (32°N) can also be seen. This may underline the AW flow which occupies a thick layer in this region from the surface down to 300 m depth along the African coast associated with the strong eastward current described above.

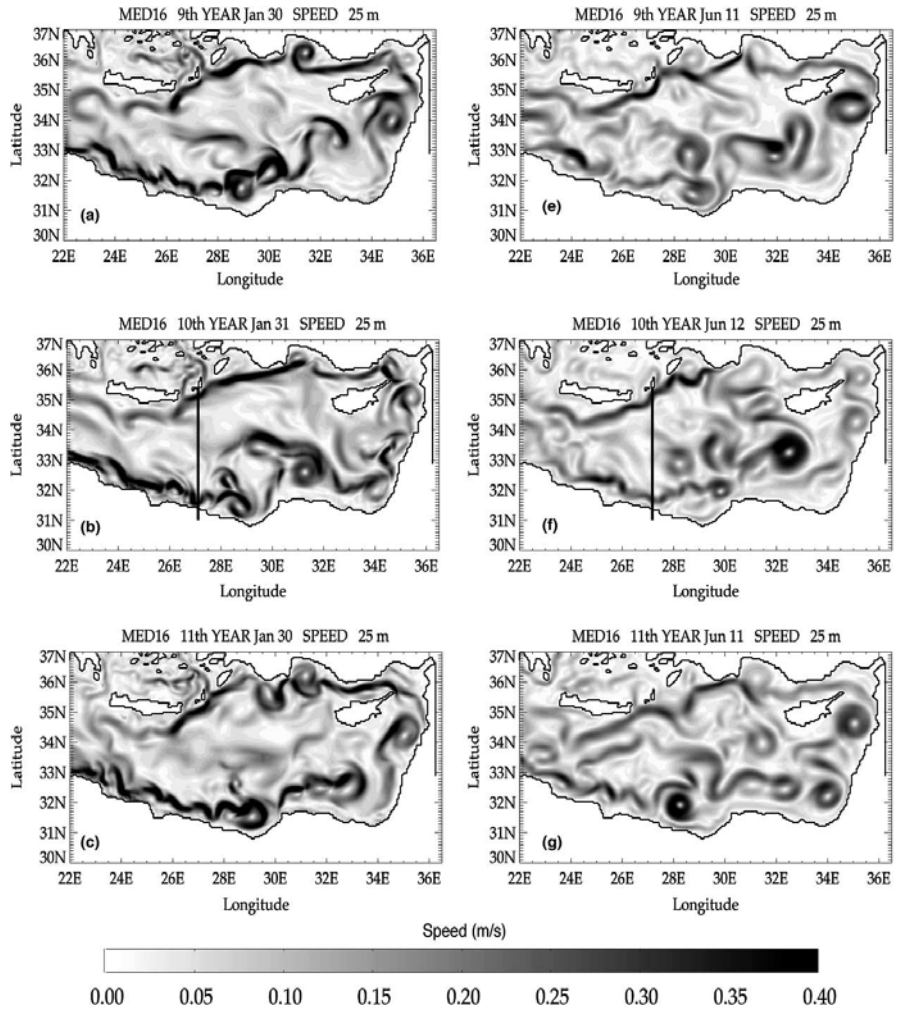


Fig. 9. Velocity magnitude patterns at 25m depth in the Levantine Basin from the last three years of the model integration, in winter (left column, a, b, c) and in summer (right column, d, e, f). Speed fields are based on 2-day-means, black corresponding to the highest speed. The solid lines at 27.2°E in (b) and (f) indicate the position of the cross-section in Fig. 10.

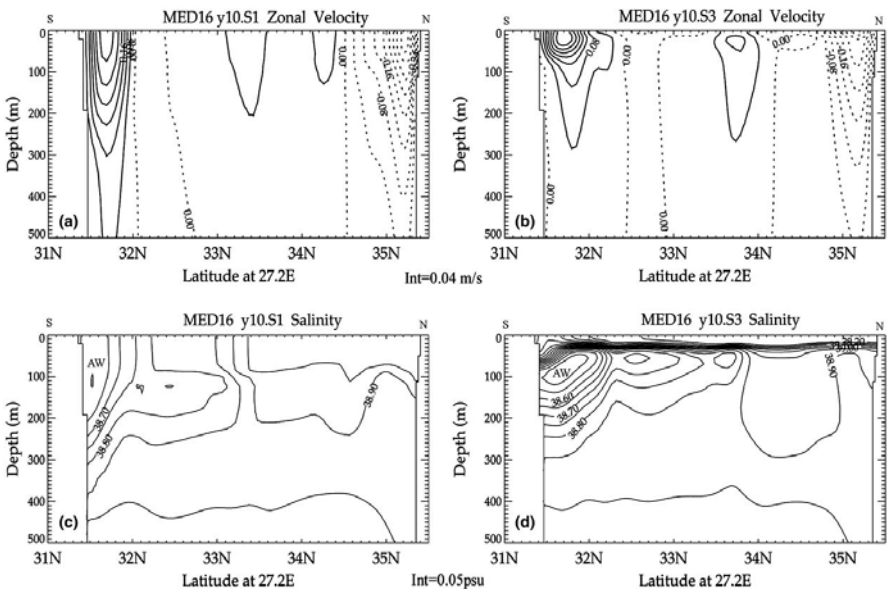


Fig. 10. South-north section at 27.2°E through the basin down to 500m depth. The seasonal mean of the zonal velocity in winter and summer from 10th year integration (upper panel, a and b, respectively). Eastward/westward flow indicated by positive/negative values (solid/dashed contours) and isoline interval is 0.04 m s^{-1}. The seasonal mean of the salinity fields in winter and summer from 10th year integration is depicted in (c) and (d), respectively (lower panel; isohaline interval is 0.05).

In the northern part of the basin, the flow, mainly displayed by the AMC, exhibits a strong westward velocity of about 35 cm s^{-1}. The AMC comes from Cilician channel through the Antalya Basin to bifurcate south of Rhodes Island. The first branch enters the Aegean Sea through the Karapathos Strait. The second (major) branch flows southward to exit out of the LB through the Cretan passage. A meridional section of the zonal velocity (Fig. 10(a)) shows the westward AMC flow (negative contour core more than 8 cm s^{-1}) of a width ~100 km and ~400 m depth southeast of Crete (35°N). This current core is combined with the Levantine waters marked by isohalines of more than 38.9 (Fig. 10(c)).

The mesoscale eddies in the southern part of the LB (Mersa-Matruh and Shikmona areas) are recognized by their strong signature locked to the coast and with a small radius (Fig. 9(a), (b), (c)). Along the eastern LB coasts, the northward coastal current is interrupted by small eddies which are observed throughout the year.

4.3.2. Summer circulation

During summer, the strong cyclonic coastal circulation gets weaker and is dominated by high mesoscale variabilities (eddies, meanders) in the centre of the basin (Fig. 9). The North African Current (23–28°E) becomes weaker (<25 cm s^{-1}) displaying a coastal instability and many meanders (Fig. 9(e)–(g)) which seem to play an important role in the southern eddies generation as shown in the western Mediterannean by Gervasio and Mortier (1998). These seasonal changes are clearly illustrated in Fig. 10(b) where the current core (32°N) is wider (~80 km) in summer than in winter (~50 km) and is limited to the upper 100 m in summer, compared to 300 m in winter. While the vertical salinity distribution (Fig. 10(d)) shows a thin subsurface layer (of only 150 m thickness) of the AW with isohaline contours of lower than 38.75 between 50 and 200 m depth which extends to the north up to 33°N and up to ~150 km width. The AW flow variability from the model output is in good agreement with the study of Iudicone et al. (1998) who found that the inflow (outflow) into (from) the LB is much weaker in summer than in winter.

The AMC intensity decreases strongly in the Cilician channel and the Antalya Basin. A north-south cross-section of the zonal velocity through the Cilician channel (not shown) exhibits a current core at 300 m depth in winter but only some 10m depth in summer. Near the Cretan arc (26–30°E), the AMC shows the same strength, but is deeper in winter than in summer (Fig. 10(a), (b), 35°N). The bifurcation south of Rhodes Island is not evident in summer, with a less significant signature of the Aegean branch flowing through the Karpathos Strait (Fig. 9, right panel). Wu and Haines (1998) and Roussenov et al. (1995) showed the same results by numerical modelling. They found that the AMC changes significantly from one season to another, having in winter a strong flow which becomes rather weak in summer. On the contrary, the extension of the current flowing along the eastern Cretan arc toward the Cretan passage has the same strength and pathway throughout the year long. A thin layer of LSW (see Sections 2.2 and 4.1.1) can be identified by isohaline contours of more than 39 in Fig. 10(d) down to ~100 m depth which occupies the whole LB surface in summer. The deeper layers do not exhibit a significant seasonal variability, and the 39.8 isohaline remains at the same depth.

The southern basin anticyclonic eddies in the Mersa-Matruh and Shikmona areas vary greatly in extent, shape, strength and position from winter to summer. During summer, many gyres and eddies detach from the coastal current meanders and propagate seaward to reach as far as the basin centre. A temporal series of eddy kinetic energy (not shown) in the LB suggested that the basin centre presents high energy mesoscale eddy activity. These results are in good agreement with those of Özsoy et al. (1989) who observed several anticyclonic gyres in the south-eastern LB with an strong signature in summer, whereas the number of eddies diminishes in winter. The variability exhibited by the southern eddies in the model results agrees with the multiple eddy signatures noticed by Ayoub et al. (1998) but opposes their results for the MMA intensification. Large and strong eddies propagate northward along the eastern coast of the LB in summer. A Hovmuller diagram of the model SSH in this area (not shown) highlighted the seasonal variability, the northward propagation and the signal intensification in summer. In late summer, a large anticyclonic gyre reaches the Lattakia Basin and remains motionless for several weeks. It seems to be an important factor in the AMC variability in the Cilician channel (Alhammoud et al., 2003). This eddy varies in intensity and extent from one year to another (Fig. 9(e)–(g)).

In general, the seasonal variability in the LB is successfully reproduced in the model solution which is in good agreement with most of the observations made in this area.

5. Discussion and conclusions

We have presented a comparison between the results of a very high-resolution numerical model and observations. Our objective was to better understand and describe the surface circulation in the Levantine Basin.

Firstly, we reviewed the hydrography and the surface circulation in the Levantine Basin. The surface circulation pattern described from previous observations reflects our still limited knowledge of the real dynamic features in the Levantine Basin. This is attributable to the lack of coherent data in some key regions, such as the southern Levantine Basin near the Libyan coast. We expected to compensate this deficiency with information provided by the model.

The hydrography analysis of the model allowed us to determine the different water masses in the basin (Atlantic Water, Levantine Surface Water, Levantine Intermediate Water and Eastern Mediterranean Deep Water); their characteristics and the vertical distribution of salinity and temperature were in good agreement with observations.

The general surface circulation given by the model in the Levantine Basin shows a large-scale cyclonic circulation mainly trapped along the coast, while mesoscale eddies occupy the centre and the southern part of the basin. Contrary to previous schemes and coarse-resolution modelling results, but in agreement with recent measurements in 1998–2000 (MFS team, 2001), the model results showed that there is no evidence of the Mid-Mediterranean Jet coming from the Ionian Basin into the centre of the Levantine Basin. Furthermore, the Atlantic Water follows the African coast, progressing eastward and then following the eastern coast of the Levantine Basin northward. Most of the Atlantic Water unambiguously flows along the African coast and displays numerous eddies and meanders which vary in shape, strength and extent. We showed that the Mersa-Matruh and Shikmona areas are dominated by propagating anticyclonic eddies rather than stationary features. The comparison of the sea-surface temperature and sea-surface height, between satellite data and model results, revealed similar surface circulation patterns, in particular the mesoscale eddies in the southern Levantine Basin.

We share the view of Larnicol et al. (2002), who questioned the persistence and the nomenclature of the anticyclonic eddies that appear in the southern Levantine Basin near Mersa-Matruh and Shikmona regions.

The model was not able to reproduce the Ierapetra anticyclonic gyre, probably due to the coarse resolution of the atmospheric forcing data (Lascaratos & Hatziapostolou, 2001). During 1998–1999 the Ierapetra anticyclone was not observed by the altimetry measurements (Larnicol et al., 2002; MFS team, 2001), whereas it was as a clear stationary feature in the AVHRR SST data (Hamad et al., 2002).

The circulation patterns displayed by the model presented a significant seasonal variability. High-energy mesoscale eddies appeared in summer, whereas the coastal cyclonic circulation was strong and dominant in winter. The instability exhibited by the current along the African coast, associated with the generation of meanders and mesoscale anticyclonic eddies allowed us to draw a modest analogy with the Algerian Current and the southern Levantine Basin current. This leads us to suspect the key role of the continental shelf and the bottom topography of the Egyptian coast in the generation of the southern mesoscale eddies and their direction of propagation.

Finally, in spite of the absence of the Ierapetra anticyclone, the model was able to reproduce most of the observed circulation features in the Levantine Basin (Atlantic Water flow, southern mesoscale anticyclonic eddies, Asia Minor Current, the Levantine Surface Water stream into the Aegean Sea, upwelling south of Cyprus, etc.).

These results may give a new insight into the surface circulation patterns in the Levantine Basin and highlight the importance of the high-resolution modelling for studying the mesoscale phenomena in the Mediterranean Sea.

Acknowledgements

This work was supported by the French MERCATOR project (www.mercator.com.fr), SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), and the High Institute of Marine Research (Tishreen University, Syria). We thank the PAM team from the European Centre for Research and Advanced Training in Scientific Computation (Toulouse, France) for providing the numerical code. We express our thanks to Météo-France which provided the daily atmospheric forcing fields from the analyses of the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF). The computations were done at the Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique (IDRIS) of the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS).

Appendix A.

Acronyms

AMC Asia Minor Current
AVHRR advanced very-high-resolution radiometer
AW Atlantic Water
CLBC Central Levantine Basin Current
ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMED Eastern Mediterranean Sea
IPA Ierapetra Anticyclone
LB Levantine Basin
LIW Levantine Intermediate Water
LSW Levantine Surface Water
MED Mediterranean Sea
MFS Mediterranean Forecasting System
MMA Mersa-Matruh Anticyclone
MMJ Mid-Mediterranean Jet
MODB5 Mediterranean Oceanographic Data Base – version 5
OPA Océan Parallélisé
POEM Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean
POEM-ON85 POEM survey (October–November 1985)
POEMBC-O91 POEM BioChemical Survey (October 1991)
RG Rhodes Gyre
SMA Shikmona Anticyclone
SSH sea-surface height
SST sea-surface temperature
SSS sea-surface salinity
θ potential temperature

References

Alhammoud, B., Béranger, K., Mortier, L., & Crépon, M, (2003). Seasonal and mesoscale variabilities of the eastern Mediterranean circulation from a high resolution numerical model. In: A.Yilmax (Ed.), *Oceanography of the eastern Mediterranean and Black Sea: Similarities and differences of two interconnected basins* (pp. 344–352). Ankara: Tubitak Publishing.

Artale, V., Iudicone, D., Santoleri, R., Rupolo, V., Marullo, S., & D'Ortenzio, F. (2002). Role of surface fluxes in ocean general circulation models using satellite sea surface temperature: validation of and sensitivity to the forcing frequency of the Mediterranean thermohaline circulation. *Journal of Geophysical Research, 107*(C8), 3120–3144.

Ayoub, N., Le Traon, P. Y., & De Mey, P. (1998). A description of the Mediterranean surface variable circulation from combined ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetric data. *Journal of Marine Systems, 18*, 3–40.

Bahurel, P., De Mey, P., Le Provost, C. & Le Traon, P.Y. Mercator project (2002). GODAE prototype system with applications. Example of the Mercator system. *European Geophysical Society XXVII General Assembly*, Nice, France, April 2002.

Béranger, K., Mortier, L., & Crépon, M. (2005). Seasonal variability of water transports through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation, *Progress in Oceanography*, this issue, doi:10.1016/j.pocean.2004.07.013.

Bergamasco, A., Malanotte-Rizzoli, P., Carlisle Thacker, W., & Long, R. B. (1993). A modelling study of the thermohaline circulation of the Mediterranean Sea: water formation and dispersal. *Oceanologica Acta, 18*(4), 401–417.

Bohm, E., Marullo, S., Manzella, G. M. R., & Santoleri, R. (1993). Variability of sea level and MCSST in the Mediterranean. IUGG XX General Assembly, Vienna 1991. *IAPSO Proceedings, 18*, 140.

Boukthir, M., & Barnier, B. (2000). Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project. *Journal of Marine Systems, 24*, 343–354.
Brasseur, P., Beckers, J. M., Brankart, J. M., & Schoenauen, R. (1996). Seasonal temperature and salinity fields in the Mediterranean Sea: climatological analyses of a historical data set. *Deep-Sea Research, 43*(2), 159–192.
Engel, I. (1967). Currents in the eastern Mediterranean. *International Hydrographic Review, 44*, 23–40.
Gervasio, L. & Mortier, L. (1998). Coastal current instabilities in the presence of topography. *European Geophysical Society XXIII General Assembly*, Nice, France, 20–24 April.
Haines, K., & Wu, P. (1998). GCM studies of intermediate and deep waters in the Mediterranean. *Journal of Marine Systems, 18*(1–3), 197214.
Hamad, N., Millot, C. & Taupier-Letage, I. (2001). A preliminary analysis of the alongslope circulation in the eastern Mediterranean as inferred from infrared images. In: *The 36th CIEMS Congress, Congrès de la Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Méditerranée*, Monaco, 24–28 September, 2001.
Hamad, N., Millot, C. & Taupier-Letage, I. (2002). The surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean Sea: new elements. In: *Proceedings of the 2nd International Conference on Oceanography of the eastern Mediterranean and Black Sea: similarities and differences of two interconnected basins*, Ankara, Turkey 14–18 October, 2002.
Hecht, A., Pinardi, N., & Robinson, A. (1988). Currents, water masses, eddies and jets in the Mediterranean Levantine Basin. *Journal of Physical Oceanography, 18*, 1320–1353.
Horton, C., Kerling, J., Athey, G., Schmitz, J., & Clifford, M. (1994). Airborne expendable bathythermograph surveys of the eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research, 99*(C5), 9891–9905.
Iudicone, D., Santoleri, R., Marullo, S., & Gerosa, P. (1998). Sea level variability and surface eddy statistics in the Mediterranean Sea from TOPEX/POSEIDON data. *Journal of Geophysical Research, 103*(C2), 2995–3011.
Lacombe, H., & Tchernia, P. (1972). Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In D. J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea, a national sedimentation laboratory* (pp. 25–36). Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross.
Larnicol, G., Le Traon, P. Y., & De Mey, P. (1995). Sea level variability in the Mediterranean Sea from two years of T/P data. *Journal of Geophysical Research, 100*, 25163–25177.
Larnicol, G., Ayoub, N., & Le Traon, P. Y. (2002). Major changes in Mediterranean sea-level variability from 7 years of TOPEX/Poseidon and ERS-1/2 data. *Journal of Marine Systems, 33–34*, 63–89.
Lascaratos, A. & Hatziapostolou, E. (2001). A numerical study of the cause of the eastern Mediterranean transport: the role of the northern Aegean and the Black Sea waters. *The 36th CIEMS Congress*, Congrès de la Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Méditerranée, Monaco 24–28 September 2001.
Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M. & Levy, C. (1997). OPA, release 8, Ocean General Circulation reference manual. *Technical report*, LODYC/IPSL, France, February 1997.
Malanotte-Rizzoli, P. (1994). The eastern Mediterranean Sea: an overview. In *The general circulation of the oceans. Summer school on environmental dynamics* (3, pp. 237–288). Lettere ed Arti di Veneza: Istituto Veneto di Scienze.
Malanotte-Rizoli, P., & Hecht, A. (1988). Large-scale properties of the eastern Mediterranean: a review. *Oceanologica Acta, 11*, 323–335.
Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B. B., D'Alcalá, M. R., Theocharis, A., Bergamasco, A., Breant, D., et al. (1997). A synthesis of the Ionian Sea circulation, hydrography and water masses pathway during POEM-phase I. *Progress in Oceanography, 39/3*, 153–204.
Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B. B., D'Alcalá, R. M., Theocharis, A., Brenner, S., Budillon, G., et al. (1999). The eastern Mediterranean in the 80's and in the 90's: the big transition in the intermediate and deep circulations. *Dynamics of Atmospheres and Oceans, 29*, 365–395.
Malanotte-Rizzoli, P., & Robinson, A. R. (1988). POEM : Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean. *EOS, the Oceanography Report, 69*(14), 194–203.
Malanotte-Rizzoli, P., & Robinson, A. R. (1994). Ocean processes in climate dynamics: Global and Mediterranean examples. Kluwer Academic Publishers, pp. 307–321.
Manzella, G. M. R., Cardin, V., Cruzado, A., Fusco, G., Gacic, G., Galli, C., et al. (2001). EU-sponsored effort improves monitoring of circulation variability in the Mediterranean, *EOS. Transactions of the American Geophysical Union, 82*(43), 497–504.
Marullo, S., Santoleri, R., Malanotte-Rizzoli, P., & Bergamasco, A. (1999a). The sea surface temperature field in the eastern Mediterranean from advanced very high resolution radiometer (AVHRR) data; Part I. Seasonal variability. *Journal of Marine Systems, 20*(1–4), 63–81.
Marullo, S., Santoleri, R., Malanotte-Rizzoli, P., & Bergamasco, A. (1999b). The sea surface temperature field in the eastern Mediterranean from advanced very high resolution radiometer (AVHRR) data; Part II. Interannual variability. *Journal of Marine Systems, 20*(1–4), 83–112.
Matteoda, A. M., & Glenn, S. M. (1996). Observations of recurrent mesoscale eddies in the eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research, 101*(C9), 20687–20709.
MFS team (2001). Mediterranean Forecast System Pilot Project, final scientific report-I/II of the EU-MAST Project, contract MAS3-CT98-0171. Available from: http://www.cineca.it/~mfspp000/documents/documents.html.

Millot, C. (1985). Some features of the Algerian Current. *Journal of Geophysical Research, 90*(C4), 7169–7176.
Millot, C. (1999). Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems, 20*(14), 423–442.
Mortier, L. (1992). Les instabilités du Courant Algérien. Ph.D. Thesis, University of Aix- Marseille-II, France.
Nielsen, J. N. (1912). Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters (pp. 72–191). In: *Report of the Danish Oceanographic Expedition 1908–1910, Copenhagen, Vol. 1*.
Ovchinnikov, I. M. (1966). Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology, 6*, 48–57.
Ovchinnikov, I. M. (1984). The formation of intermediate water in the Mediterranean. *Oceanology, 24*, 168–173.
Ovchinnikov, I. M. & Fedoseyev, A. F. (1965). The horizontal circulation of the waters of the Mediterranean Sea during the summer and winter seasons. In: L.M. Fomin (Ed.), *Basic features of the geologic structure, hydrological regime, and biology of the Mediterranean*, Translation of the Institute for Modem Languages of the US Navy Oceanographic Office.
Ovchinnikov, I. M., Moskalenko, L.V., Neglyad, K. V., Osadchiy, A. S., Fedoseyev, A. F., Krishova, V. G., et al. (1976). Hydrology of the Mediterranean Sea, *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
Ozsoy, E., Hecht, A., & Ünlüata, Ü. (1989). Circulation and hydrography of the Levantine Basin – results of POEM co-ordinated experiments 1985–1986. *Progress in Oceanography, 22*, 125–170.
Ozsoy, E., Hecht, A., Ünlüata, Ü., Brenner, S., Oguz, T., Bishop, J., et al. (1991). A review of the Levantine Basin circulation and variability during 1985–1988. *Dynamics of Atmospheres and Oceans, 15*, 421–456.
Ozsoy, E., Hecht, A., Ünlüata, Ü., Brenner, S., Sur, H. I., Bishop, J., et al. (1993a). A synthesis of Levantine Basin circulation and hydrography, 1985–1990. *Deep-Sea Research II, 40*, 1075–1119.
Ozsoy, E., Ünlüata, Ü., & Top, Z. (1993b). The Mediterranean water evolution, material transport by double diffusive intrusions, and interior mixing in the Black Sea. *Progress in Oceanography, 31*, 275–320.
Pinardi, N., Korres, G., Lascaratos, A., & Roussenov, V. (1997). Numerical simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation. *Geophysical Research Letters, 24*(4), 425–428.
Robinson, A. R., & Golnaraghi, M. (1994). The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean sea. In P. Malanotte-Rizzoli & A. R. Robinson (Eds.), *Ocean processes in climate dynamics: global and Mediterranean examples* (pp. 255–306). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
Robinson, A. R., Golnaraghi, M., Leslie, W. G., Artegiani, A., Hecht, A., Lazzoni, E., et al. (1991). The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans, 15*, 215–240.
Robinson, A. R., Hecht, A., Pinardi, N., Bishop, Y., Leslie, W. G., Rozentroub, Z., et al. (1987). Small synoptic/mesoscale eddies: the energetic variability of the eastern Levantine Basin. *Nature, 327*(N° : 6118), 131–134.
Robinson, A. R., Theocharis, A., Lascaratos, A., & Leslie, W. G. (2001). Mediterranean Sea circulation. *Encyclopedia of ocean sciences, 1689–1706*. London: Academic Press.
Roussenov, V., Stanev, E., Artale, V., & Pinardi, N. (1995). A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation. *Journal of Geophysical Research, 100*(C7), 13515–13538.
Smith, W. H. F., & Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science, 277*, 1956–1962.
Tchernia, P. (1980). *Descriptive regional oceanography. Pergamon Marine Series* (Vol. 3). .
The POEM group. (1992). General circulation of the eastern Mediterranean sea. *Earth Science Reviews, 32*, 285–309.
Wu, P., & Haines, K. (1998). The general circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation. *Journal of Geophysical Research, 103*(C1), 1121–1135.
Zavatarelli, M., & Mellor, G. L. (1995). A numerical study of the Mediteranean-Sea circulation. *Journal of Physical Oceanography, 25*, 1384–1414.
Zodiatis, G., Lardner, R., Lascaratos, A., Georgiou, G., Korres, G., & Syrimis, M. (2003). High resolution nested model for the Cyprus, NE Levantine Basin, eastern Mediterranean Sea: implementation and climatological runs. *Annales Geophysicae, 21*, 221–236.
Zodiatis, G., Theodorou, A., & Demetropoulos, A. (1998). Hydrography and circulation in the area south of Cyprus in late summer 1995 and in spring 1996. *Oceanologica Acta, 21*(3), 447–458.

Article 2 : Seasonal and Mesoscale Variabilities of the Eastern Mediterranean circulation from a High Resolution Numerical Model

24. Seasonal and Mesoscale Variabilities of the Eastern Mediterranean Circulation from a High Resolution Numerical Model (352)

Bahjat Alhammoud[1,2,3], Karine Béranger[1,2], Laurent Mortier[1,2], Michel Crépon[1]

bahjat@lodyc.jussieu.fr
[1] *LODYC, UPMC, Tour 26, BC 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France*
[2] *UME, ENSTA, Chemin de la Hunière, 91761 Palaiseau Cedex, France*
[3] *COM, Campus de Luminy, case 901, 13288 Marseille Cedex 9, France*

Abstract- Eastern Mediterranean hydrology and circulation are studied by comparing the results of a high resolution (~5km) numerical model (based on the OPA code) with observations in the Levantine Basin. The model is able to accurately reproduce the major water masses of the Eastern Mediterranean Basin. Comparisons with the POEM observations reveal a good agreement. Besides the surface circulation is in agreement with in-situ and satellite observations. A seasonal variability is well present. Some well known mesoscale features of the upper thermocline circulation are also shown as the mesoscale eddies generation at the southern coasts. The relationship between the eddies generation, Asia Minor Current (AMC) and transport variation through the Cilician channel is investigated. The intermediate circulation is studied as well.

Keywords- Mediterranean Sea, Levantine Basin, seasonal and meso-scale variabilities, Asia Minor current.

Introduction

It is well known that the eastern Mediterranean Sea (EMED) contains most of the processes driving deep and intermediate water formation similar to those which force the ocean thermohaline circulation. The Levantin Basin (LB), which is the easternmost part of the EMED (Fig.1) has a great impact on the thermohaline circulation of the Mediterranean Sea due to the formation of Levantine Intermediate Water (LIW) in winter. In spite of the work done on the EMED during the last two decades, the circulation patterns in the LB are still not enough documented and the mechanisms driving them are still a conflict subject today. The present study focuses on the LB.

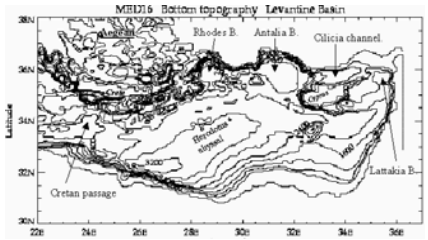


Fig.1. Model bottom topography in the Levantine Basin. Contour interval is 400m

The LB is located among the Cretan Archipelago and the Asia Minor to the North, the middle East to the East and the North-eastern African land to the South. It is divided into five sub-basins, the deepest region is located in the Rhodes Basin (4300 m) East of Rhodes island. The LB communicates to the West with the Ionian Basin through the Cretan Passage (2000m depth) and to the Northwest it is connected to the Cretan Sea by three straits East of the island of Crete.

The model used is the Mediterranean model MED16 [Béranger et al., 2001] developed in the context of the MERCATOR project. The numerical code is based on Ocean Parallel (OPA) numerical primitive equation model [Madec et al., 1997] with a rigid lid. The horizontal resolution is 1/16°cos□ (□ the latitude) and 43 levels are used on the vertical. The results from 2 simulations will be described hereafter: MED16-05 (11 years) and MED16-07 (13 years). MED16-05 has been initialised with the MODB-MED5 climatology [Brasseur et al., 1996] and forced by a yearly perpetual mode with daily air-sea surface fluxes (wind stress, heat and freshwater) from ECMWF analysis over the period 3/1998 to 2/1999. The initial hydrological conditions of MED16-07 were provided by the MEDATLAS-MED2 [MEDAR/MEDATLAS Group, 2002; Rixen, 2001, personnal communication]. During the first 8 years of the simulation, the model has been forced by a yearly perpetual mode with daily sea surface fluxes from ECMWF analysis of the year 2000. Then, an inter-annual simulation was run where the model has been forced by ECMWF fluxes over the period 3/1998 to 6/2002.

The model outputs are analyzed and compared to observations. We will focus our attention on comparisons between observations and our model for typical surface synoptical situations. SST and SSH from remote sensing are thus particularly helpful to these comparisons. The hydrology will be presented in the next section. Then we describe the surface circulation and its seasonal variability in the 3rd one. Section 4 is devoted to the intermediate circulation. In the last section, we present a conclusion and perspectives.

Water mass distribution

In the LB, the water column is composed of 4 water masses [Ozsoy et al. 1989 (hereafter OZ.89)]. Due to the intense heating and evaporation during summer, we find the warm and saline (>39.1 psu) Levantine Surface Water (LSW) in the first 100m depth. Under the LSW, a subsurface salinity minimum (<38.6 psu) indicates the Modified Atlantic Water (MAW) coming from the western Mediterranean sea. Below the MAW, the Levantine Intermediate Water mass (LIW) with a salinity of 38.85-39.05 psu and a temperature of 15-16°C is found at a mean depth of 400m. Then, the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) is located below 1000m depth.

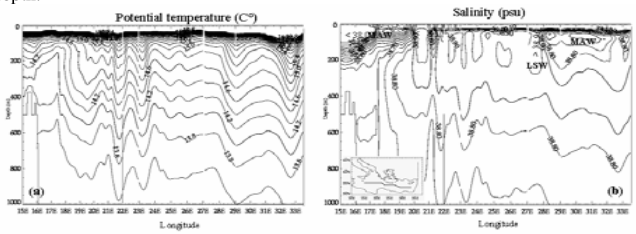


Fig 2: West-east vertical section in the LB of potential temperature (a) and salinity (b) from the MED16-05 simulation. Values correspond to October monthly mean of the year 10 of the simulation. Contour intervals are every 0.2°C and 0.05 psu.

The EMDW is colder (13.6°C) and more fresh (38.7 psu) than LIW and its density is larger than 29.15 kg.m^{-3} [Malanotte-Rizzoli et al. 1997 (hereafter M-R.97)].

A west-east cross section of the temperature and the salinity distribution down to 1000m depth is shown in Fig.2a,b. for the monthly mean of October from the 10th year of MED16-05. The vertical water structure is in good agreement with POEM observations (see Fig.4a,b from M-R.99). Salinity and temperature values from the model are remarkably consistent with the observations, except in the intermediate layer, where the observations are slightly saltier (0.05 psu) [Alhammoud et al. 2002a]. A comparison of T/S diagrams (not shown) from the climatology MODB5, MEDATLAS-II, the POEM survey in ON85, the MED16-05 and MED16-07 show a rather agreement of model results with POEM observation.

Surface Circulation

A historical review

For many years, our knowledge of the general circulation of the EMED has been limited to the coastal cyclonic circulation scheme provided by Nielsen (1912) and Ovchinnikov (1966). The analysis of the POEM hydrographic cruises during the 90's proposes a dramatically different scheme. POEM scheme of the circulation in the LB has two systems of sub-basin gyres, an anticyclonic system in the South (Mersa-Matrouh and Shikmona anticyclones) and a cyclonic one in the North (Rhodes gyre). These two systems are separated by a strong jet called the Mid-Mediterranean Jet (MMJ) by Robinson et al. (1991). Recent XBT observations from the Mediterranean Forecast System Pilot Program [Manzella et al., 2001] confirm the existence of the sub-basin anticyclonic gyres in the south. These observations show no evidence of the MMJ but rather along-slop anticlockwise flow of MAW. [Ayoub et al. 1998 hereafter (Ayoub.98)] draw similar conclusions from altimetry. Indeed, most features of the general circulation of the water masses in the LB are still discussed, probably because the general circulation is masked by the strong mesoscale, seasonal and interannual signals.

Basin scale surface circulation

The typical pattern of summer surface circulation is well pointed out by the salinity and the velocity (fig.3). A narrow tongue of MAW inflows the LB through the Cretan Passage and meanders along the African coasts. The salinity patterns show LSW as a homogenous saline water mass (>39 psu) which occupies nearly all the LB surface in summer as in OZ.89. LSW flow out the LB through the Cretan passage into the Ionian Basin and via the eastern straits of the Cretan arc into the Aegean Sea [M-R.97].

The velocity field reveals a cyclonic coastal circulation in the LB which is dominated by mesoscale eddies in the southern part of the basin. A coastal current of MAW flows eastward until the Egyptian continental shelf in the Mersa-Matrouh area. There it generates anticyclonic eddies which occupy the center and southeastern part of the LB. At around 31°E, this eastward coastal current bifurcates into 2 branches. The first branch flows along-slop and the second one flows northeastward along the shelf break. These 2 branch merge south-east of Cyprus. Sometimes, the north-eastward branch turns westward south of Cyprus to feed the AMC. The AMC is well reproduced along the Anatolian coast carrying out LSW to the Aegean via the Cretan arc straits according to OZ.89 observations.

The MMJ is not present in our simulations. Indeed, a scenario similar to the one proposed by Millot (1985) for the Algerian Basin circulation arises from MED16-05 and MED16-07 simulations. When coastal anticyclones are present in the Mersa-Matrouh and Shikmona areas, most of the newly incoming MAW is deviated offshore following the periphery of the anticyclones. These scheme is coherent with Ozsoy's one [OZ.93] as deduced from the POEM survey in 1990.

The model is not able to reproduce the Ierapetra Anticyclone (IPA). This has to be attributed to the coarse resolution of the atmospheric forcing data [Horton et al. 1994; Lascaratos & Hatziapostolou 2001].

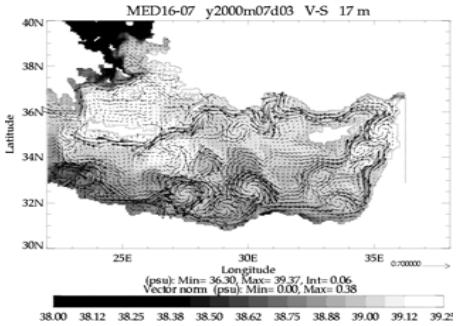


Fig.3: Surface circulation in the LB. Velocities are plotted on salinity at 17m depth. Fields from the MED16-07 simulation are a 2 day means for the 3 July of the year 11.

Mesoscale circulation deduced from Sea Surface Temperature (SST)

SST fields for August (fig.4) from AVHRR data (right) and from the model (left) show striking similarities. In the southern part of the basin, a series of mesoscale structure with anticyclonic rotation are clearly depicted in both images. The coastal current along the eastern coast of the LB is present too. The AMC associated with the LSW flows along the Turkish coast and enters into the Cretan sea. The AW flux into the LB through Cretan passage is easily distinguished. The most striking feature South of Cyprus island is the cold filament which appears to be result of upwelling driven by westerly winds.

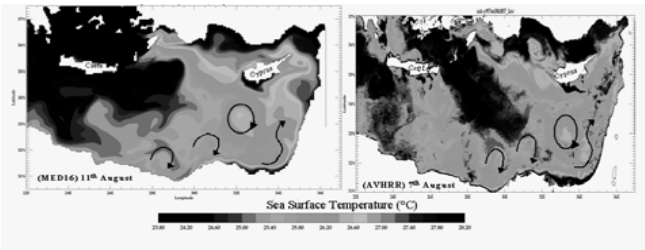


Fig 4: SST from AVHRR sensor (right) and from the MED16-05 simulation (left) in August.

All these features have been observed by the POEM group [OZ.93] and more recently by Millot and Hamad (personnel communication). As mentionned before, there is no Ierapetra gyre. South of Crete the water is colder in the model because the strong mixing due to the misrepresented Crete orography.

Mesoscale and seasonal variability

Many studies were carried on the seasonal variability in the EMED [Marullo & al. 1999; OZ.93 among others]. They all show a strong seasonal variability. The overall picture from our simulations show a clear seasonal signal with a strong coastal cyclonic circulation in winter, while during summer this coastal circulation becomes weaker and dominated by mesoscale eddies and meanders. The mesoscale activity in the south of the basin remains weak and trapped to the coast during winter. But in summer, it reaches the center of the basin [Alhammoud et al. 2002b]. The AMC and southern eddies variability are detailed below.

Asia Minor Current variability

To highlight the mesoscale and seasonal signals, we studied the AMC variability as a well documented feature. The westward mean transport in the Cilician channel North of Cyprus (Fig.1) is nearly 2 Sv (Sv=10^6 m^3) (eastward transport is negligible) and it is completely related to the AMC located in the upper thermocline layer. The maximum of the western flux occurs in January with 3 Sv and the minimum occurs between October and November with 1.5 Sv (fig.5a). The vertical structure of the AMC is thick in winter (300m depth), while in summer-autumn it is limited to a surface layer arround 50 m.

Fig.5b shows a time series of the normalized quantity of salt of the water column down to 100m depth at Antalya Basin. This quantity of salt decreases each winter with the invasion by MAW. This is coherent with OZ.93 observations: strong flux of MAW to the Lattakia, Cilician and Antalia basins in winter, weaker flux in summer and autumn.

The current begins to meander during spring. In summer, a cyclonic eddy occupies the Antalia basin and an anticyclone gyre develops in the Lattakia basin. In Autumn, the Antalia circulation reverses and the Lattakia basin anticyclone occupies the whole basin. This is clearly related to the minimum and maximum of the westward flux through the Cilician channel.

Mesoscale eddies recurrence

The mesoscale circulation is still poorly described in the LB. Some results concerning the seasonal variability of eddies are available from altimetry [Ayoub.98]. Sea-Surface Height (SSH) maps (Fig.6a,b) from MED16-07 simulation highlight the seasonal variability of the mesoscale eddies activity. The strong winter signal extending from 25°E to 33°E is associated to the eastward current which becomes narrow and trapped to the coast. Anticyclonic motions are developed in summer. We distinguish two anticyclonic systems which are clearly separated by the continental shelf break around 29°E. The anticyclonic signature between 25-28°E is associated to an eddy in the Mersa-Matrouh area. This eddy may drift eastward at a speed of 2,2 km/day. East of 29°E, several intense anticyclonic signals develop in summer. They vary greatly in extension, shape, strength and position from year to another. They are associated to the several

eddies in the Shikmona area whereas the stronger coastal circulation along Gaza can be related to the recirculation of water due to the eastern most eddy.

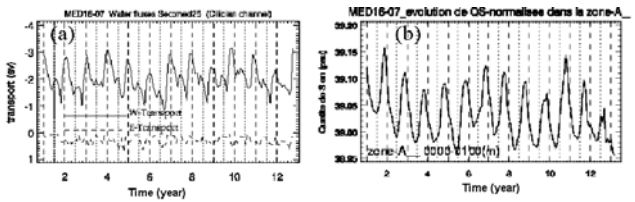


Fig.5 (a) Monthly mean transport through the Cilician Channel from MED16-07. Solid line indicates westward transport. (b) Normalized quantity of salt of the column water to 100 m depth in the Antalia basin from MED16-07.

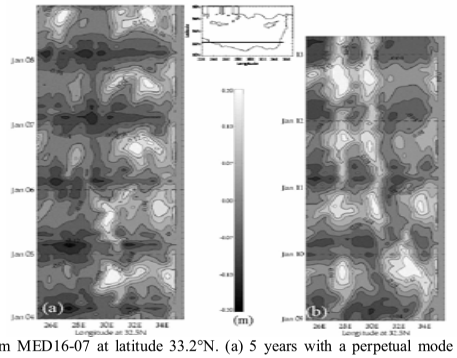


Fig.6 SSH from MED16-07 at latitude 33.2°N. (a) 5 years with a perpetual mode forcing, (b) 4.5 years with an inter-annual mode forcing. Dark indicates negative values (cyclonic motion)

Intermediate circulation

In spite of the importance of the LIW in the Mediterranean thermohaline circulation, its pathway in the LB is not well documented yet from *in situ* data. Some studies have shown the distribution of the salinity and the temperature of the intermediate layer, but no scheme of the LIW circulation has been provided [OZ.93, M-R.97].

The isopycinal 29.09 kg.m^3 is used here to characterize the LIW. Following Lazar et al. (2002), we used the Bernoulli function (hereafter B) to obtain a global view of the intermediate circulation in the LB. This method uses velocities and B isolines over the topography of a given isopycnal surface (Fig.7). This diagnostic maybe used to determine the regions where the flow become diabatic: the more the current vectors are parallel to the B isolines, the more the horizontal velocities and B isolines are representative of the flow. Conversely, when they are not parallel, the flow has experienced mixing.

The depth of the 29.09 kg.m^3 isopycnal varies between 50m in the Rhodes basin and Cretan passage to 500m in the center of anticyclone gyres near the African coast. From B isolines and velocity vectors pattern, an eastward coastal flow through the southern part of Cretan passage and a strong westward flow along the northern border are clearly depicted. The salinity distribution (not shown) shows that the Adriatic Deep Water enters the basin along the southern coast, while the LIW exits along southern coast of Crete island.

The coastal current along-slop is no more evident in the south and east of the LB, which appears to be dominated by mesoscale circulation. The southern anticyclones are well marked down to 500m at least, while several signature of cyclonic eddies appears in the north and the center of the LB. A train of alternative anticyclonic and cyclonic eddies are marked along the eastern coast of the basin.

Conclusion and perspectives

On the overall, the model is in good agreement with in-situ obervations (hydrology) and satellite data (SST and SSH). The mean circulation and its variabilities (mesoscale and seasonal) are well depicted. The circulation scheme produced by the model is conflicting with POEM group's one but coherent with historical schemes and recent MFS surveys.

The existence of coastal meanders and eddies all around the basin, probably associated to hydrodynamical instabilities of the coastal current, emphases the role of the shelf and shelf break topography representation in the model. Similarly, the enlarged shelf off the Egyptian coast seems to play a crucial role to control the variability in the Eastern most part of the basin.

The absence of Ieraptra anticyclone is probably due to the relatively coarse resolution of the forcing data. This may have important consequences for the mean circulation and emphasis the need for higher resolution forcing data. High resolution forcing data for the 90's seams to be necessary for the models. Where the EMED big transient (M-A.99) took place. Building these forcing is be part of our ongoing work.

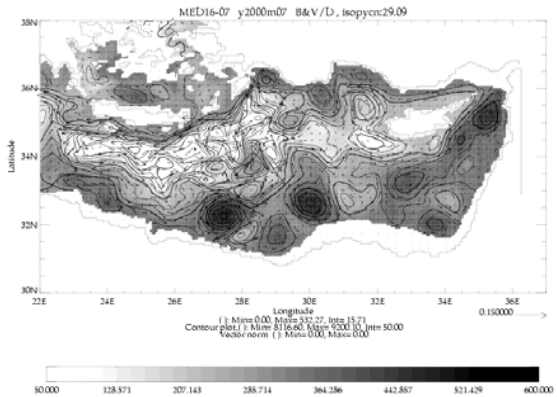


Fig.7 Bernoulli isolines and velocity vectors projected onto 29.09 isopycnal surface from July during 11th year MED16-07. White indicats shallow depths of the 29.09 isopycnal surface.

Acknowledgements- *This work has been supported by the French MERCATOR project with SHOM fundings and by the High Institute of Marine Researches (Syria). Computations were done at the IDRIS Center (CNRS). We express our thanks to C. Millot to his helpful discussion.*

References

B. Alhammoud, K. Béranger, L. Mortier, M. Crépon & I. Dekeyser. "Surface circulation of the Levantine Basin: comparison of model results with observations", *Progress in Oceanography*, submitted, (2002a).

B. Alhammoud, K. Béranger, L. Mortier & M. Crépon. "A study of the eastern Mediterranean hydrology and circulation by comparing observation and high resolution numerical model results", *European Geophysical Society XXVII General Assembly*, Nice, France, 22-26 April, (2002b).

N. Ayoub, P. Le Traon, & P. De Mey. "A description of the Mediterranean surface variable circulation from combined ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetric data", *J. of Marine Sys.*, Vol. 18, 3-40, (1998).

K. Béranger, P. Testor, L. Mortier, J-C. Gascard, M. Crépon, L. Siefridt, & Y. Drillet. "Modélisation haute résolution de la Mer Méditerranée : le bassin occidental", *The 36th CIEMS Congress*, Monaco, 24-28 Sept., (2001).

P. Brasseur, J.M. Beckers, J.M. Brankart and R. Schoenauen. "Seasonal temperature and salinity fields in the Mediterranean Sea: Climatological analyses of a historical data set", *Deep Sea Res.,* 43, 159-192, (1996)

C. Horton, J. Kerling, G. Athey, J. Schmitz, & M. Clifford. "Airborne expendable bathythermograph surveys of the eastern Mediterranean", *J. of Geophysical Research*, Vol.99, No.C5, 9891-9905, (1994).

A. Lascaratos, & E. Hatziapostolou. "A numerical study of the cause of the Eastern Mediterranean transport: The role of the northern Aegean and the Black Sea waters", *The 36th CIEMS Congress*, Monaco, 24-28 September, (2001).

A. Lazar, T. Inui, P. Malanotte-Rizzoli, A.J. Busalacchi, L. Wang, & R. Murtugudde. "Seasonality of the ventilation of the tropical Atlantic thermocline in an ocean general circulation model", *J. Geophys. Res.*, Vol. 107(C8), 3104, (2002).

G. Madec, P. Delecluse, M. Imbard, C. Levy. "OPA, release 8, Ocean General Circulation reference manual" *Technical report 96/xx,* LODYC/IPSL, France, February (1997).

P., Malanotte-Rizzoli et al. "The Eastern Mediterranean in the 80's and in the 90's: the big transition in the intermediate and deep circulations", *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 29, 365-395, (1999).

P., Malanotte-Rizzoli et al. "A synthesis of the Ionian sea circulation, hydrography and water masses pathway during POEM-phase I", *Progress in Oceanography*. 39/3, 153-204 (1997).

G.M.R. Manzella et al. "EU-sponsored Effort Improves Monitoring of Circulation Variability in the Mediterranean", *EOS*, *Transactions American Geophysical Union*, 82 (43), pp. 497-504, (2001).

S. Marullo, R. Santoleri, P. Malanotte-Rizzoli, A. Brgamasco. "The sea surface temperature field in the Eastern Mediterranean from advanced very high resolution radiometer (AVHRR) data Part I. Seasonal variability", *Journal of Marine Systems*, Vol. 20, No.1-4, 63-81, (1999).

C. Millot. "Some features of the Algerian Current", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. C4, 7169-7176, (1985).

J-N. Nielsen. "Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters", In: *Report of the Danish Oceanographic expedition 1908-1910*, Copenhagen , Vol. 1, 72-191, (1912).

I.M. Ovchinnikov. "Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean", *Oceanology*, 6, pp. 48-57,(1966).

E. Özsoy, A. Hechet & Ü. Ünlüata. "Circulation and hydrography of the Levamtine Basin- Results of POEM coordinated experiments 1985-1986", *Progress in Oceanography*, 22, 125-170, (1989).

E. Özsoy et al., "A synthesis of Levantine basin circulation and hydrography,1985-1990", *Deep-Sea Research, II* 40, 1075-1119, (1993).

V. Roussenov, E. Stanev, V. Artale & N. Pinardi. "A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation", *Journal of Geophysical Research*, Vol.100, N.C7, 13515-13538 (1995).

A.R.Robinson et al. "The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability", *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 215-240 (1991).

Annexe B : Rappel théorique de la fonction de Bernoulli

Conservation de la fonction de Bernoulli dans le système des équations primitives en état stationnaire

La fonction de Bernoulli s'écrite :

$$B = \tfrac{1}{2}\rho_0 U_h^2 + p + \rho g z \qquad \text{(a1)}$$

J'ai présenté dans le deuxième chapitre les équations primitives qui régissent le système du modèle OPA. On écrit l'équation (2.1) sous la forme :

$$(\zeta + f)\vec{k} \times \vec{U}_h + \tfrac{1}{2}\vec{\nabla}_h U_h^2 + \tfrac{1}{\rho_0}\vec{\nabla}_h p + w\partial_z \vec{U}_h - \vec{D}^U = 0 \qquad \text{(a2)}$$

et prenons-en le produit scalaire par $\vec{U}_h$, on obtient :

$$\tfrac{1}{2}\vec{U}_h.\vec{\nabla}_h U_h^2 + \tfrac{1}{\rho_0}\vec{U}_h.\vec{\nabla}_h p + w\partial_z U_h^2 - \vec{U}_h.\vec{D}^U = 0 \qquad \text{(a3)}$$

tandis qu'en multipliant (2.2) par w et en considérant $\frac{D\rho}{Dt} = 0 + D^\rho$ on a :

$$w\partial_z p = -\rho g \tfrac{Dz}{Dt} \quad \Leftrightarrow \quad w\partial_z p + \tfrac{D}{Dt}\rho g z - g z D^\rho \qquad \text{(a4)}$$

La somme de (a3) multipliée par ρ et (a4) donne alors :

$$\vec{U}.\vec{\nabla}(\tfrac{1}{2}\rho_0 U_h^2 + p + \rho g z) = \rho_0 \vec{U}_h D^U + g z D^\rho \qquad \text{(a5)}$$

Si les effets de la dissipation sont négligés, la fonction de Bernoulli B est donc conservée le long des lignes de courant en conditions stationnaires.

Annexe C : Etude supplémentaire (Simulation de l'EMT)

Les résultats de la simulation MED16-07 et la reproduction de nombreux phénomènes d'une façon quasi- réelle m'ont poussé d'effectuer une simulation de l'EMT. Comme les forçages atmosphériques (1998-2004) utilisés pour MED16-07 ne comprennent pas l'anomalie atmosphérique qui aurait pu déclencher l'EMT, le choix s'est porté sur la ré-analyse ECMWF-ERA40 (1987-2000). Cependant, le choix de l'état initial entre MODB4, MODB5 et MEDATLAS-2 n'est pas évident à faire. Vu la qualité et le nombre de données incluses dans la climatologie MEDATLAS-2, celle-ci semble mieux représenter les masses d'eau en Méditerranée. Néanmoins, la question qui se pose est de savoir si la climatologie avant 1987 diffère beaucoup de celle après 1987 ?.

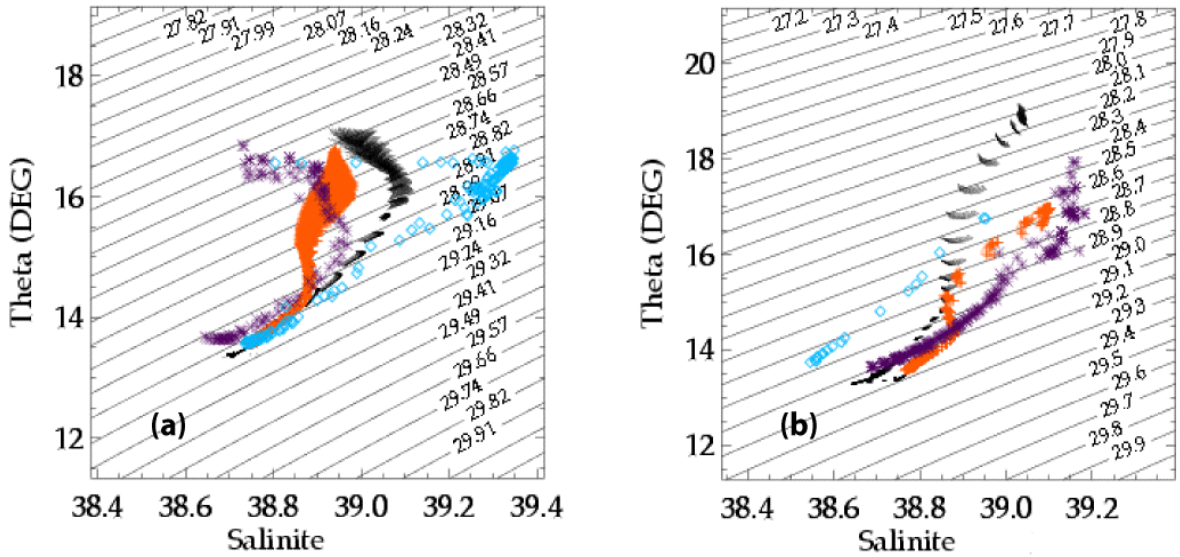


Fig.C.1 : Diagrammes θ/S de MED16-07 (rouge) moyennés sur les 14 dernières années, de POEM (diamant : après 1987 et étoile : avant 1987), et MEDATLAS-II (noir) dans le BL), pendant (a) le mois de mars et (b) le mois de décembre.

Dans cet objectif, une comparaison des mesures avant et après 1987 est faite. Cette comparaison montre une grande différence entre les masses d'eau avant et après 1987 (Fig.C.1). Selon cette analyse, la climatologie MODB4 étant plus représentative de la période avant 1987, est utilisée dans la simulation MED16-ERA40 (voir §II.3.5).

L'analyse des résultats de cette simulation montre la persistance de l'écoulement de l'ADW entre 1000-1500 m de profondeur. Ce qui m'a poussé de faire plusieurs expériences dont le but est d'améliorer la plongée des masses d'eau néoformées.
Un premier test est d'étudier l'impact du frottement du fond lors de l'écoulement aux seuils des détroits. Une amélioration sur la plongée des masses d'eau est observable (Fig.C.2), mais elle reste insuffisante pour faire plonger l'ADW jusqu'au fond.

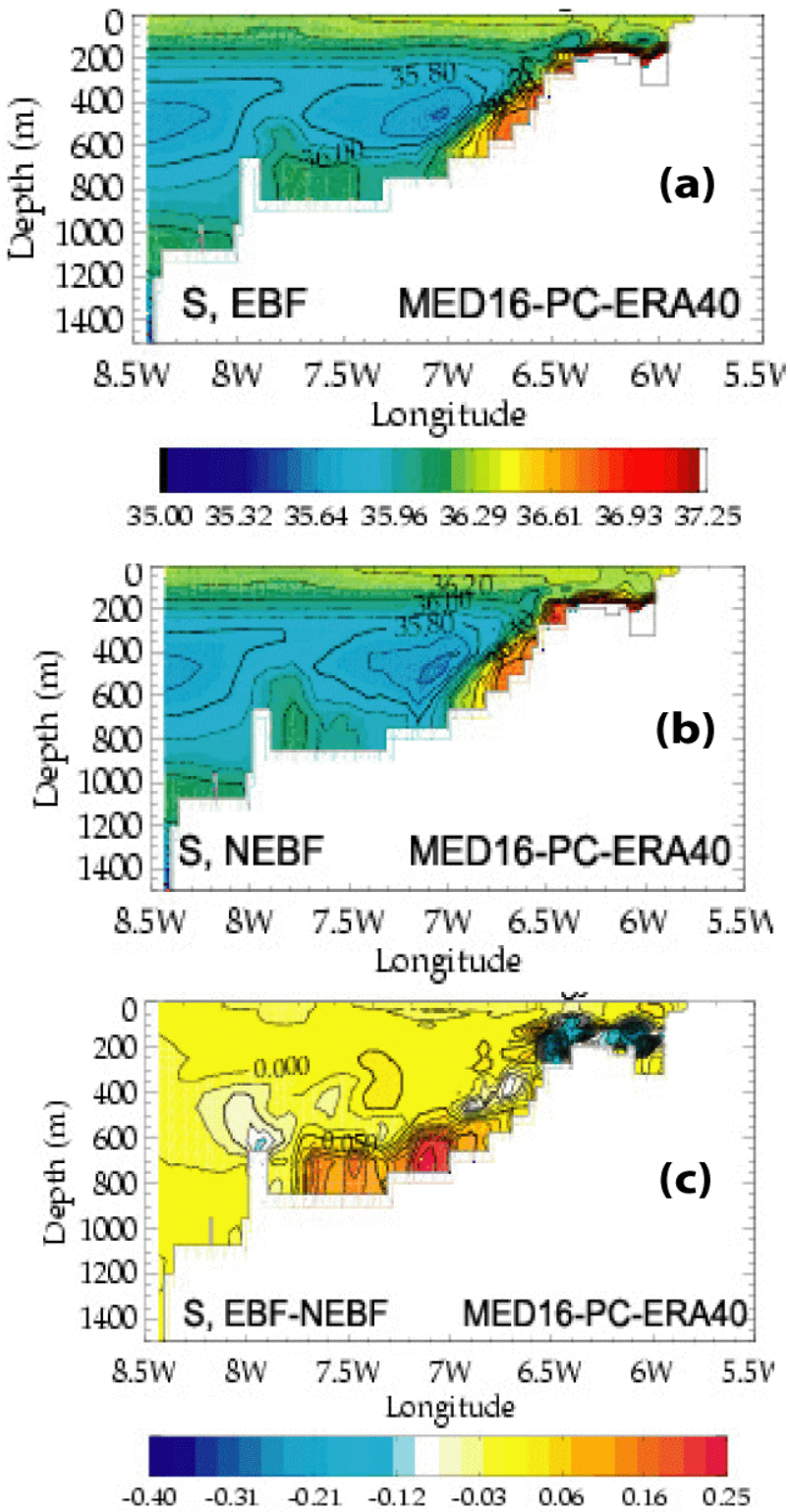


Fig.C.2 : Coupes verticales Est-Ouest à Gibraltar de la Salinité (a) avec frottement au fond, (b) sans frottement et (c) la différence entre a et b, illustrant l'augmentation de sel au fond du seill grace à l'écoulement de l'eau Méditerranéenne sortante du Détroit.

Un deuxième test est d'étudier l'impact du coefficient de viscosité sur le mélange, et par conséquent sur la circulation thérmohaline. L'objectif de ce test est d'améliorer la circulation des eaux profondes. La viscosité a ainsi été paramétrée de manière à s'accroître en fonction de la

profondeur d'une forme tangente hyperbolique, sa valeur au fond étant 10 fois plus faible qu'à la surface. Ce changement des coefficients avec l'augmentation du pas de temps de 600 s à 900 s, m'a permis d'avoir un nombre de Peclet de l'ordre de 25-30. L'analyse de cette expérience montre le renforcement du courant de bord au fond du bassin (Fig.C.3a, b). Des tourbillons plus énergétiques dans les couches intermédiaires peuvent aussi être observés (Fig.C.3c, d). Ceci a pu activer la cellule secondaire de la circulation thérmohaline dans la Méditerranée Orientale (Fig.C.4). Malgré ces améliorations, l'impact de la viscosité sur la plongée des eaux néoformées reste faible.

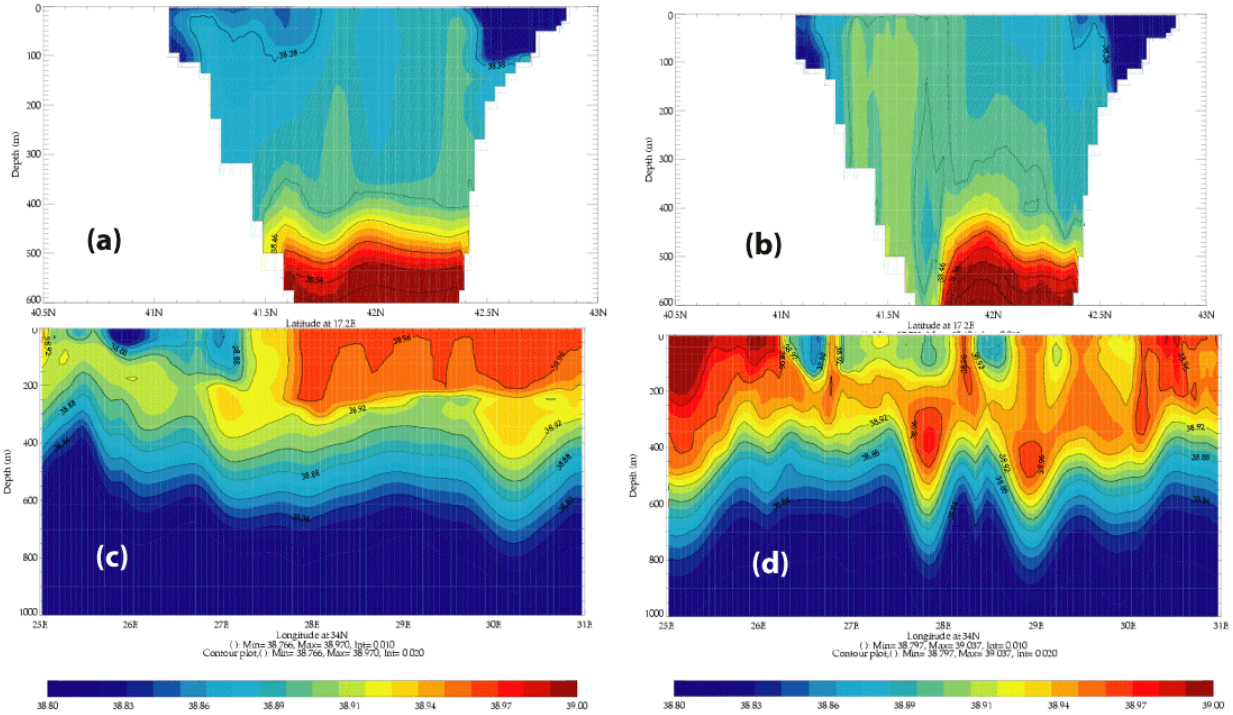


Fig.C.3 : Coupes verticales de la salinité (a, b) à 17.5°E au sud de la mer Adriatique et(c, d) à 34.2°N au centre du BL, illustrant les modifications apportées par un coeficient de viscosité variable à 3D (colonne à droite) au résultat d'un coefficient constant (colonne à gauche).

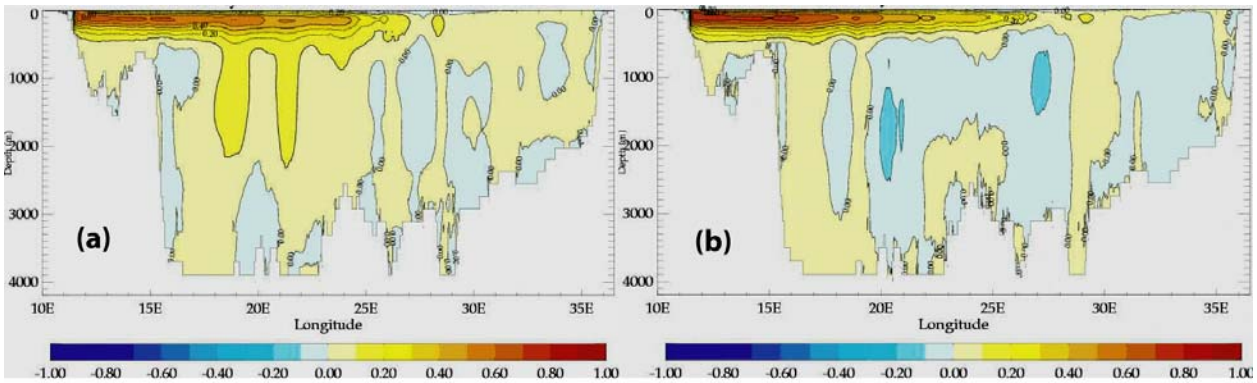


Fig.C.4 :Fonction de courant zonale dans la Méditerranée Oriental, issu de l'expérience (a) avec un coefficient de viscosité constant et (b) avec un coefficient de viscosité variable à 3D.