

FIG. 5.20 – Overview of the main characteristics of the ARIANE simulation : (a) initial positions (1st March 2005), (b) final positions (31st December 2008), (c) all 1402-day trajectories, (d) trajectories with final positions under 1100 m, (e) easternmost trajectory and (f) westernmost trajectory. The colors indicate the depth (in meters) of positions and trajectories.

mixing phase, that is to say on the 1st March 2005, with an ensemble of particles initialised as follow (Figure 5.20a) : we put one particle in each ocean grid-mesh (one every 0.08° horizontally and one in each vertical level), below 1100 m (to track dense waters), in the area corresponding to the maximal extent of the deep convection (see Figure 5.10). It gives an ensemble of 2839 particles. We perform an ARIANE simulation until the 31st December 2008 (1402 days of simulation). During the almost 4 years of ARIANE simulation, the particles initialised in the Gulf of Lions spread in all the Algero-Provencal, Catalan and Ligurian subbasins (Figure 5.20b). A few of them are uplifted to the surface layers and then carried faster, but they do not exit the Western Mediterranean (red and orange trajectories in Figure 5.20c). Figure 5.20d focuses on the particles whose final position is deeper than 1100 m, the shallowest initial depth. The deep spreading is mainly constrained by the bathymetry. No particule reaches the Alboran subbasin (Asb in Figure 5.1). Only four of them cross the Channel of Sardinia and only one propagates in the Tyrrhenian subbasin (Figure 5.20e). The trajectory of this latter particle, with its position at different dates, indicates that the spreading, globally southeastwards, is quite fast in a first time. Then, this particle needs more than two years to cross the Channel of Sardinia. During its path, around 40.5°N – 5.5°E, this particle seems to be trapped in an eddy. The particle with the westernmost trajectory (Figure 5.20f) shows a similar behaviour : a quick southwards propagation in a first time, then towards the Strait of Gibraltar and progressively this particle goes slower (it takes 2 years to cross a distance of 3° of longitude). In the area [38°N ;40°N]-[5°E ;6°E], this particle seems also to be trapped in an eddy.

To better characterise the fast spreading during the first year of the ARIANE simulation, we display the trajectories deeper than 1100 m by periods of two months from March 2005 to March 2006 (Figure 5.21). It appears that, during this first year, the spreading occurs mainly on a North-South axis, from the Gulf of Lions to the Algerian coast. Even if it is a deep propagation, it seems quite fast, since the quickest particles, which are deeper than 2000 m depth, reach the 38°N line the 1st July, *i.e.* after 4 months of spreading (Figure 5.21b). Then, the spreading on the West-East axis, towards the Strait of Gibraltar and the Channel of Sardinia, is slower, since particles first cross the 3°E line near the 1st January 2006 (Figure 5.21e). However, as for the comparison with satellite observations, this spreading is slower than in in-situ observations, since *Schroeder et al.* (2008) observed the presence of new WMDW off the Algerian coasts near 1°E during June 2005. The spreading towards the Channel of Sardinia is even slower, after one year no particle is in the box defined earlier in this area (Figure 5.21f). On all these two-month trajectories, particles are obviously carried by eddy induced circulations in the center of the Algero-Provencal subbasin (see Figures 5.21c, d and e). Given the dates on which these patterns occur, they can be related to the successive deep cyclonic eddies previously identified. The recirculation due to the deep eastern Algerian gyre is also noticeable on Figure 5.21f.

Discussion

A deep convection event occurs in March 2005 in the simulation. New WMDW is formed in large volume. With a noticeable signature in density, we track this water mass until the southern part of the Algero-Provencal subbasin (APsb in Figure 5.1). In the simulation, the Eulerian and Lagrangian approaches give different estimates of this new WMDW transport time towards the southern boundaries of the Algero-Provencal subbasin (the Channel of Sardinia and the Strait of Gibraltar). It can be assumed that the Eulerian approach includes diffusive and mixing processes whereas the Lagrangian approach gives an approximation of only the advective transport time. In the area at the western entrance of the Channel of Sardinia, changes of the deep water thermohaline characteristics appear 9 to 10 months after the convection event whereas in the ARIANE simulation, particles need more than one year to propagate towards this area. Thus,

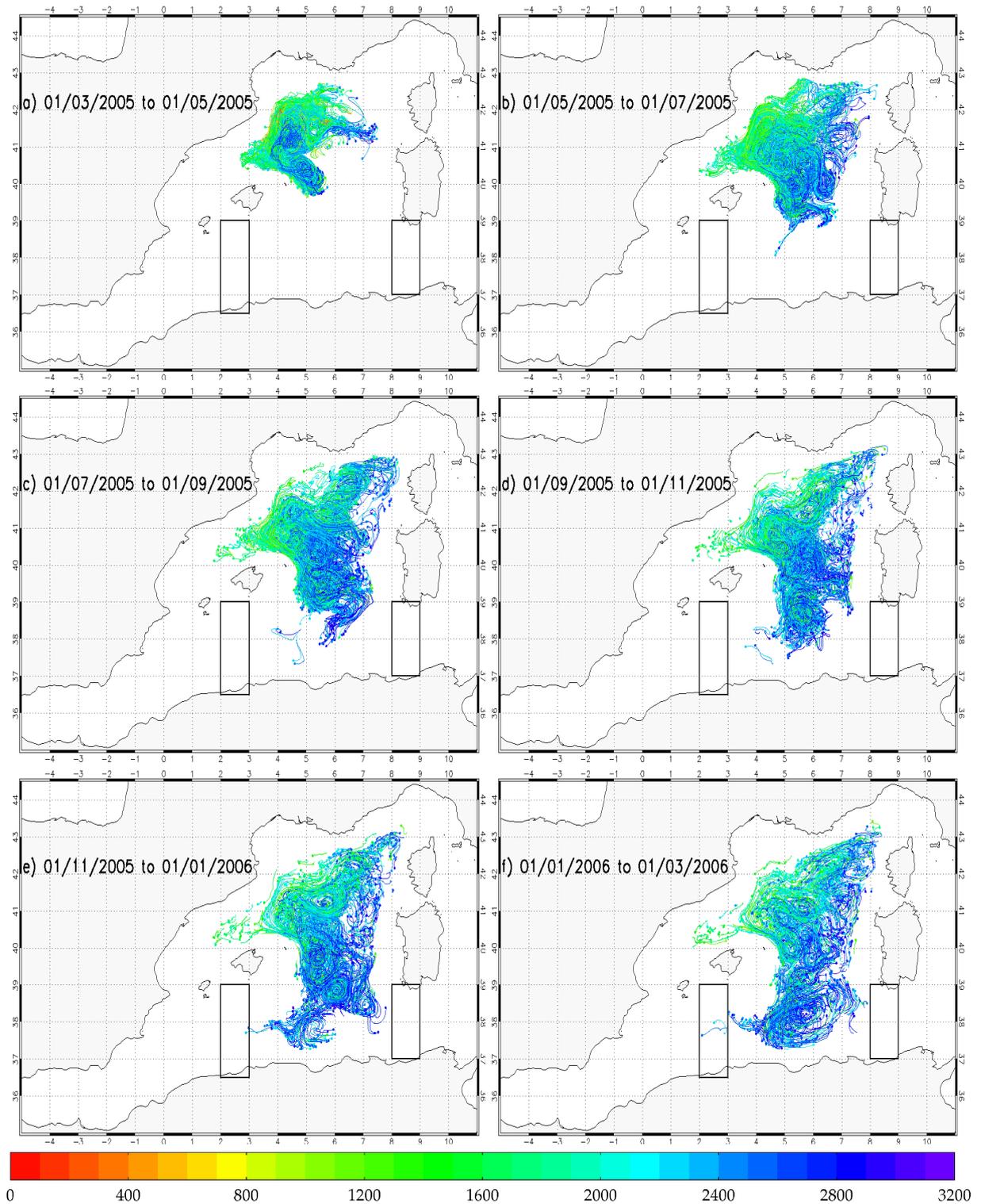


FIG. 5.21 – Trajectories deeper than 1100 m during the first year of the ARIANE simulation : (a) from the 1st March 2005 to the 1st May 2005, (b) from the 1st May 2005 to the 1st July 2005, (c) from the 1st July 2005 to the 1st September 2005, (d) from the 1st September 2005 to the 1st November 2005, (e) from the 1st November 2005 to the 1st January 2006 and (f) from the 1st January 2006 to the 1st March 2006. The colors indicates the depth (in meters) of positions and trajectories. The rectangles correspond the boxes of the θ -S diagrams of Figure 5.12 and Figure 5.13.

in the south-eastern part of the Algero-Provencal subbasin, new WMDW characteristics are carried faster when diffusion and mixing are taken into account than through advection only. On the contrary, particles in the ARIANE simulation arrive in the western Algerian subbasin 8 months after the convection event, while we showed that the deep thermohaline characteristics changed there 12 to 13 months after winter 2005. Thus, in the south-western part of the Algero-Provencal subbasin, advection alone carries quicker the new WMDW characteristics than when diffusion and mixing are also considered.

The main pathway of spreading for the WMDW in the southern part of the Algero-Provencal subbasin should be constrained by the bathymetry and the Coriolis force (Millot, 1999). It means that the current along the continental slope of the Balearic Islands is the favorite advective path for the spreading of WMDW. Thus, the effect of the main advective spreading (*i.e.* without the eddy circulation) tends to propagate WMDW towards the Strait of Gibraltar rather than towards the Channel of Sardinia. But a part of it is trapped into the eastern Algerian gyre by closed f/H isocontours constraint (Testor *et al.*, 2005b), where f is the planetary vorticity and H the water depth. On the contrary, we showed that the deep eddy circulation south of the Balearic Islands towards the center of the Algerian subbasin is able to transport WMDW characteristics to the east towards the Channel of Sardinia. Then they disappeared by mixing and diffusion in the interior of the Algerian subbasin. We can thus say that the deep eddy circulation, in comparison to the main advective path alone, accelerates the spreading of the new WMDW characteristics through diffusion and mixing towards the Channel of Sardinia and reduces the available quantity of WMDW which can reach the Strait of Gibraltar.

We identified a southwards and southeastwards direction of propagation of deep eddies carrying WMDW. This is in agreement with the findings of Testor and Gascard (2003) and Testor and Gascard (2006), who showed that numerous eddies, both anticyclonic and cyclonic, export WMDW far away from the convection area and with the same direction of propagation (southwards and southeastwards). However, as they are submesoscale features with a typical size of 5-10 km, they cannot be reproduced in our model. Nevertheless, deep cyclonic eddies with a larger size have already been observed, since Send *et al.* (1999) mentioned the observation of a large cyclonic eddy in the Algerian subbasin (near 38°N , 6.5°E). Concerning modelling studies, Demirov and Pinardi (2007) simulated a similar propagation of cyclonic eddies with a diameter of 80-100 km from the North to the South of the Algero-Provencal subbasin. With a higher resolution coastal model (about 3 km), Herrmann *et al.* (2008) identified mesoscale eddies with a typical size between 25 and 50 km as responsible of one third of the export of dense water away from the convection area in the open-sea part of the Gulf of Lions. But, as their model do not extend more south than the Minorca-Sardinia line, they were not able to quantify the further propagation in the Algerian subbasin. Nevertheless, as ocean circulation models like MED12 are able to represent only processes whose spatial scale is larger than 5-6 times their horizontal resolution, MED12 is able to simulate only eddies whose horizontal scale is larger than 40 km. We can thus assume that increasing the horizontal resolution of our model would lower the size of the mesoscale eddies involved in the deep spreading of the WMDW, and also probably improve the modelling of the deep water advection time.

The volume of new WMDW formed in the simulation is estimated to be lower by about 1.5 Sv compared to what was deduced from in-situ observations. This leads to a potential loss of WMDW along its spreading pathes by mixing and diffusion relatively higher and quicker than in the reality. Moreover, the deep layers in the model are relatively thick at the Algero-Provencal subbasin floor (about 300 m thick at 2400 m depth). This explains why the deep ve-

locity is relatively slow in the model compared to observations. Considering these two points, it can be inferred that the real transport time would be smaller than our model estimates. Indeed, we deduced from the comparison with satellite observations that it takes 2 months for surface cyclonic eddies to pass from the southern part of the Gulf of Lions towards the Algerian subbasin, and *Schroeder et al.* (2008) observed new WMDW characteristics in the Algerian subbasin 4 months after the convection event of winter 2005. Nevertheless, the model approach allows to draw a 4D picture of the deep water spreading process after the intense convection event of winter 2005, which has never been done before, to our knowledge, in a modeling study for this typical year. In particular, we showed that deep cyclonic eddies with a typical size of about 100 km wide and more than 1500 m thick, are mainly responsible of the fast WMDW spreading process. It allowed us to complete the view given by in-situ observations, which are by definition sparse in space and time.

5.1.5 Conclusion and outlook

In this work, we have studied the spreading of the WMDW formed in the Gulf of Lions during winter 2005 by using MED12, an eddy-resolving model of the Mediterranean Sea at $1/12^\circ$ of horizontal resolution (6-8 km). Three companion simulations of the 1998-2008 period have been performed, with a daily atmospheric forcing from ARPERA, a high-resolution dynamical downscaling of ECMWF products. The use of new parameterizations has been validated with respect to satellite observations. The use of a new bottom friction had very small effects on the net fluxes through the Strait of Gibraltar and on the modeling of the SSH cycle in the Mediterranean. On the contrary, the use of a new Atlantic sea level condition improved the variability of the net water flux through the Strait of Gibraltar and of the SSH in the Mediterranean Sea. Then, we analysed the most realistic simulation in terms of sea level variation in the Mediterranean and of WMDW formation rate in 2005.

We have shown that the strong convection event of winter 2005 in the Gulf of Lions was well reproduced in the simulation. The formation of a substantial volume of WMDW with a well marked density signature allowed its tracking in the Western Mediterranean. It induced an important uplift of the isopycnal surfaces, with an amplitude in agreement with in-situ observations. We identified several deep cyclones that successively trap and carry WMDW southwards. The occurrence of such cyclonic eddies is realistic with respect to satellite observations. The comparison of Eulerian and Lagrangian approaches highlights the role of these cyclones in spreading the thermohaline characteristics of the WMDW towards the Channel of Sardinia.

Some aspects in the simulation could be improved. We obtained a higher WMDW formation rate in winter 2005 than in previous modelling works, but it is still smaller than the formation rate deduced from in-situ observations. In addition, the new WMDW formed in the model is too cold and not salty enough with respect to these observations. Its southwards propagation is also too slow if directly compared with in-situ observations and indirectly with satellite observations.

Future work will thus focus on the effect of increasing the horizontal resolution (with a global Mediterranean model at $1/36^\circ$ or with embedded coastal models) on the scale of the eddies responsible for a part of the WMDW spreading. The vertical resolution of the model will also be improved, especially near the sea bottom, to better reproduce the deep water mass propagation. Atmospheric forcing at higher resolution (about 12 km, see *Herrmann et al.* (2011)), will also be used, probably allowing an enhancement of the dense water formation rate. Longer simulations will help to have better oceanic conditions before winter 2005 (as *Beuquier et al.* (2010b)

and *Herrmann et al.* (2010) did, but with an eddy-permitting model) and also to assess the place of the winter 2005 deep convection event in the long-term variability of the Gulf of Lions and of the entire Mediterranean Sea.

Acknowledgments

The numerical work was supported by the Groupe de Mission Mercator Coriolis (GMMC). This work was granted access to the HPC resources of IDRIS (Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique) of the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) under allocation 2010 and 2011 (project number 010227) made by Grand Equipement National de Calcul Intensif (GENCI). The financial support of J. Beuvier's Ph.D was provided by Météo-France. We thank Michel Déqué from Météo-France for running the ARPERA simulation with ARPEGE-Climate. The realization of GLORYS1 global ocean reanalysis had the benefit of the grants that Groupe Mission Mercator Coriolis, Mercator Ocean, and INSU-CNRS attributed to the GLORYS project, and the support of the European Union FP7 via the MYOCEAN project ; computations for GLORYS1 were performed with the support of Météo-France HPC Center. We thank Bruno Levier from Mercator Océan for gathering the bathymetry products. We acknowledge the GEBCO-08 Grid, version 20081212, <http://www.gebco.net>, for providing the GEBCO-08 bathymetry. The altimeter products were produced by Ssalto/Duacs and distributed by AVISO, with support from Cnes (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>). This work is a contribution to the HyMeX international program on the study of the water cycle in the Mediterranean area.

5.2 La convection de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion pour les autres simulations

Dans cette section, nous analysons succinctement l'intensité de l'événement de convection de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion, pour les simulations MED12-50ans, MED12-ECMWF et MED36-ECMWF. L'objectif est ici de constater si l'hypothèse formulée dans la section 5.1, à savoir que des tourbillons cycloniques propagent vers le Sud en profondeur la WMDW formée pendant l'hiver 2005, se vérifie également dans 3 autres simulations, différentes soit par les conditions initiales, soit par le forçage atmosphérique, ou soit par la résolution horizontale.

5.2.1 Etendue de la zone de convection

Tout d'abord, nous caractérisons l'intensité de l'épisode de convection de l'hiver 2005 dans chacune des 3 simulations utilisées dans cette section. La figure 5.22 présente, pour chacune des 3 simulations, la profondeur de la turbocline dans le Golfe du Lion le jour de l'extension maximale de la zone de convection, *i.e.* le 7 mars pour MED12-50ans et MED12-ECMWF, et le 8 mars pour MED36-ECMWF. Pour information, nous rappelons que cette extension maximale est atteinte le 7 mars dans la simulation MED12-ARPERA-3 (revoir la figure 5.10). Nous rappelons également que le critère de détection de la profondeur de la turbocline est le seuil $Kz \geq 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Dans la simulation MED12-50ans (figure 5.22a), la zone de convection profonde, où la profondeur de la turbocline dépasse 2000 m de fond, s'étend principalement entre 40.6°N et 42.5°N en latitude, et entre 3.4°E et 6°E en longitude. Un tourbillon cyclonique, d'environ 100 km de diamètre (pour un seuil de couche mélangée à 400 m), au centre duquel la colonne d'eau est mélangée jusqu'à plus de 2500 m de fond, est détaché de la zone principale et se situe au Nord-Est de l'île de Minorque, vers 4.7°E-40.3°N. La zone de convection dans la simulation MED12-50ans est peu étendue vers l'Est et le sous-bassin Ligure, contrairement à ce que nous avons constaté pour la simulation MED12-ARPERA-3 (revoir la figure 5.10).

Pour la simulation MED12-ECMWF (figure 5.22b), la zone de convection profonde s'étend entre 40.7°N et 42.4°N en latitude, et entre 3.5°E et 5.9°E en longitude. Une zone de convection moins profonde (entre 400 m et 1000 m de fond) s'étend, de la même manière que dans la simulation MED12-ARPERA-3, en direction du sous-bassin Ligure, jusqu'à 7.2°E vers 42.5°N. Concernant la simulation MED36-ECMWF (figure 5.22c), la zone de convection profonde est beaucoup plus étendue que dans les deux précédents cas. Elle se trouve entre 40.5°N et 42.6°N en latitude, et entre 3.4°E et 6.8°E en longitude. Comme dans la simulation MED12-50ans, un tourbillon cyclonique, dans lequel la colonne d'eau est mélangée sur toute son épaisseur, se détache vers le Sud et se trouve à l'Est de l'île de Minorque, vers 4.8°E-40.1°N. On constate qu'il a un diamètre d'environ 40 km, plus petit donc que le tourbillon identifié au même endroit dans la simulation MED12-50ans. Comme dans la simulation MED12-ECMWF, une zone de convection intermédiaire, dans laquelle la profondeur de la turbocline est comprise entre 400 m et 1500 m, s'étend vers le sous-bassin Ligure au Nord-Est, jusqu'à 8.2°E et 42.9°N. Une autre branche de convection intermédiaire atteint le sous-bassin Catalan, jusqu'à 2.8°E. Des structures de fine échelle sont identifiables à l'intérieur de la zone de convection et provoquent une restratification à certains endroits.

L'extension maximale en 2005, en surface du Golfe du Lion, de la zone ayant une densité potentielle supérieure à $29.10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (même diagnostic que le tableau 5.4) confirme que la convection profonde dans le Golfe du Lion est plus étendue dans la simulation MED36-

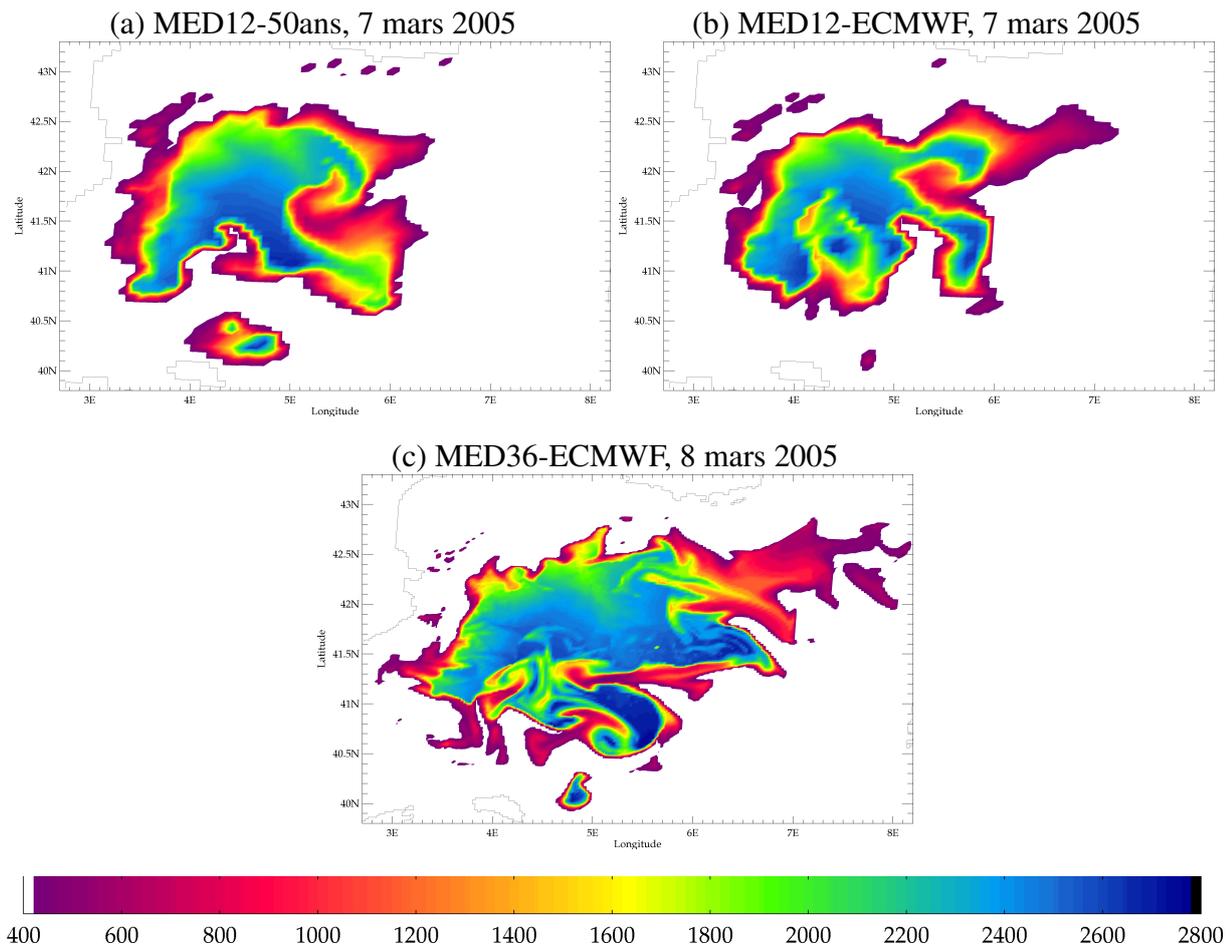


FIG. 5.22 – Profondeur de la turbocline (en mètres, seuillée au minimum à 400 m) dans le Golfe du Lion pour les simulations (a) MED12-50ans, (b) MED12-ECMWF et (c) MED36-ECMWF. Pour chaque simulation, le jour choisi correspond au jour de l'extension maximale de la zone de convection pour l'hiver 2005 (le 7 mars 2005 pour MED12-50ans et MED12-ECMWF, le 8 mars 2005 pour MED36-ECMWF).

ECMWF. Cette extension maximale est de 35971 km² dans la simulation MED12-50ans, de 35622 km² dans la simulation MED12-ECMWF, et de 50737 km² dans la simulation MED36-ECMWF. Pour rappel, elle vaut 47968 km² dans la simulation MED12-ARPERA-3 (tableau 5.4). Le taux de formation de WMDW pour cet hiver 2005 indique également que l'épisode de convection de l'hiver 2005 est plus intense dans la simulation MED36. En effet, les taux de formation annuels pour 2005, associés aux seuils de densité 29.10 kg.m⁻³ et 29.11 kg.m⁻³, valent respectivement 1.01 Sv et 1.53 Sv pour la simulation MED12-50ans, 1.29 Sv et 1.60 Sv pour la simulation MED12-ECMWF, et 1.94 Sv et 2.89 Sv pour la simulation MED36-ECMWF. Pour rappel, ces taux de formation valent respectivement 1.26 Sv et 3.05 Sv en 2005 pour la simulation MED12-ARPERA-3 (revoir le tableau 5.3).

La comparaison des taux de formation entre MED12-ARPERA-3 et MED12-50ans indique que le changement de conditions initiales impacte de manière défavorable l'intensité de la convection dans le Golfe du Lion en 2005, en termes d'étendue de la surface de convection et de volume de WMDW formé. La comparaison entre MED12-ARPERA-3 et MED12-ECMWF indique que le forçage ARPERA favorise la formation d'un volume de nouvelle WMDW plus élevé qu'avec le forçage ECMWF. Enfin, la comparaison entre MED12-ECMWF et MED36-ECMWF indique

que l'augmentation de la résolution horizontale va dans le sens d'une extension de la zone de convection et de la formation d'un volume de WMDW plus proche des quantités observées (on rappelle que *Schroeder et al.* (2008) donne un taux de formation de WMDW observé de 2.4 Sv pour l'hiver 2005 et pour l'hiver 2006).

Nous avons constaté que la convection profonde de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion a lieu sur une zone plus étendue et forme un volume plus élevé de WMDW dans la simulation MED36-ECMWF, en se rapprochant des valeurs réalistes observées. On s'attend donc à pouvoir suivre plus facilement la propagation profonde de la WMDW formée dans cette simulation.

5.2.2 Propagation de la nouvelle WMDW

Afin de suivre la propagation en profondeur de la WMDW formée pendant l'hiver 2005, nous regardons la densité potentielle et les courants en profondeur, à 2225 m de fond comme dans la figure 5.15. La figure 5.23 reprend, pour les simulations MED12-50ans, MED12-ECMWF et MED36-ECMWF, les 3 premières dates utilisées dans la figure 5.15.

Dans la simulation MED12-50ans (figures 5.23a, 5.23d et 5.23g), l'eau du sous-bassin Algéro-Provençal à cette profondeur est, en dehors de la zone de convection, moins dense (σ_θ inférieure à 29.105 kg.m^{-3}) que ce que nous avons constaté dans la simulation MED12-ARPERA-3. Ceci est une conséquence des conditions initiales employées dans la simulation MED12-50ans (voir section 5.3.2 ultérieure). En regardant la densité des eaux observées par *Schroeder et al.* (2008) au fond du sous-bassin Algéro-Provençal en octobre 2004 (revoir la figure 2.9), on constate qu'elle est très proche de 29.10 kg.m^{-3} (contre 29.11 kg.m^{-3} dans la simulation MED12-ARPERA-3). Les valeurs de densité potentielle au fond du sous-bassin Algéro-Provençal avant l'hiver 2005 semblent donc plus réalistes pour MED12-50ans que pour MED12-ARPERA-3.

Le volume d'eau dense à cette profondeur est relativement faible dans les simulations MED12-50ans et MED12-ECMWF, conséquence d'une zone de convection moins étendue et d'un volume de WMDW formé plus faible. La propagation de la nouvelle WMDW vers le Sud est donc assez lente. Dans chacune de ces deux simulations, un tourbillon contenant de l'eau dense se détache vers $40.5^\circ\text{N}-5^\circ\text{E}$ (figures 5.23a, 5.23b, 5.23d et 5.23e), mais il ne parvient pas à aller plus au Sud de 39.5°N . La WMDW reste confinée dans la partie nord du sous-bassin Algéro-Provençal dans laquelle elle recircule.

Dans la simulation MED36-ECMWF, deux phénomènes facilitent la propagation de la nouvelle WMDW vers le Sud. Premièrement, la surface de convection est beaucoup plus vaste et le volume de WMDW formé est plus important que dans les deux simulations précédentes. Deuxièmement, en comparant les vecteurs sur les figures 5.23c, 5.23f et 5.23i et sur celles des simulations MED12-50ans et MED12-ECMWF, on constate que les courants profonds sont beaucoup plus rapides dans MED36-ECMWF que dans les deux autres simulations. L'advection d'eau dense vers le Sud depuis le Golfe du Lion est donc plus efficace. Un tourbillon cyclonique, identifiable vers $4.7^\circ\text{E}-40.5^\circ\text{N}$ sur la figure 5.23c et vers $5.2^\circ\text{E}-38.8^\circ\text{N}$ sur la figure 5.23f, transporte vers le Sud une partie de la nouvelle WMDW, avec une densité proche de 29.12 kg.m^{-3} . Ce tourbillon est moins large (environ 70-80 km de diamètre) que ceux identifiés pour la simulation MED12-ARPERA-3. En conséquence, l'advection de WMDW vers le Sud se fait dans une veine de largeur plus fine et qui contourne l'archipel des Baléares en étant beaucoup plus collée au talus que dans MED12, grâce à une meilleure représentation de la pente abrupte de la bathymétrie à cet endroit. Dans MED36-ECMWF, le diamètre des tourbillons est plus faible d'environ 20 km comparé à MED12-ECMWF. Cela peut être largement attribué à l'augmentation de la résolution horizontale dans MED36. Le diamètre simulé de ces tourbillons dans MED36-ECMWF reste néanmoins beaucoup plus élevé que le diamètre, de l'ordre de 5-10 km,

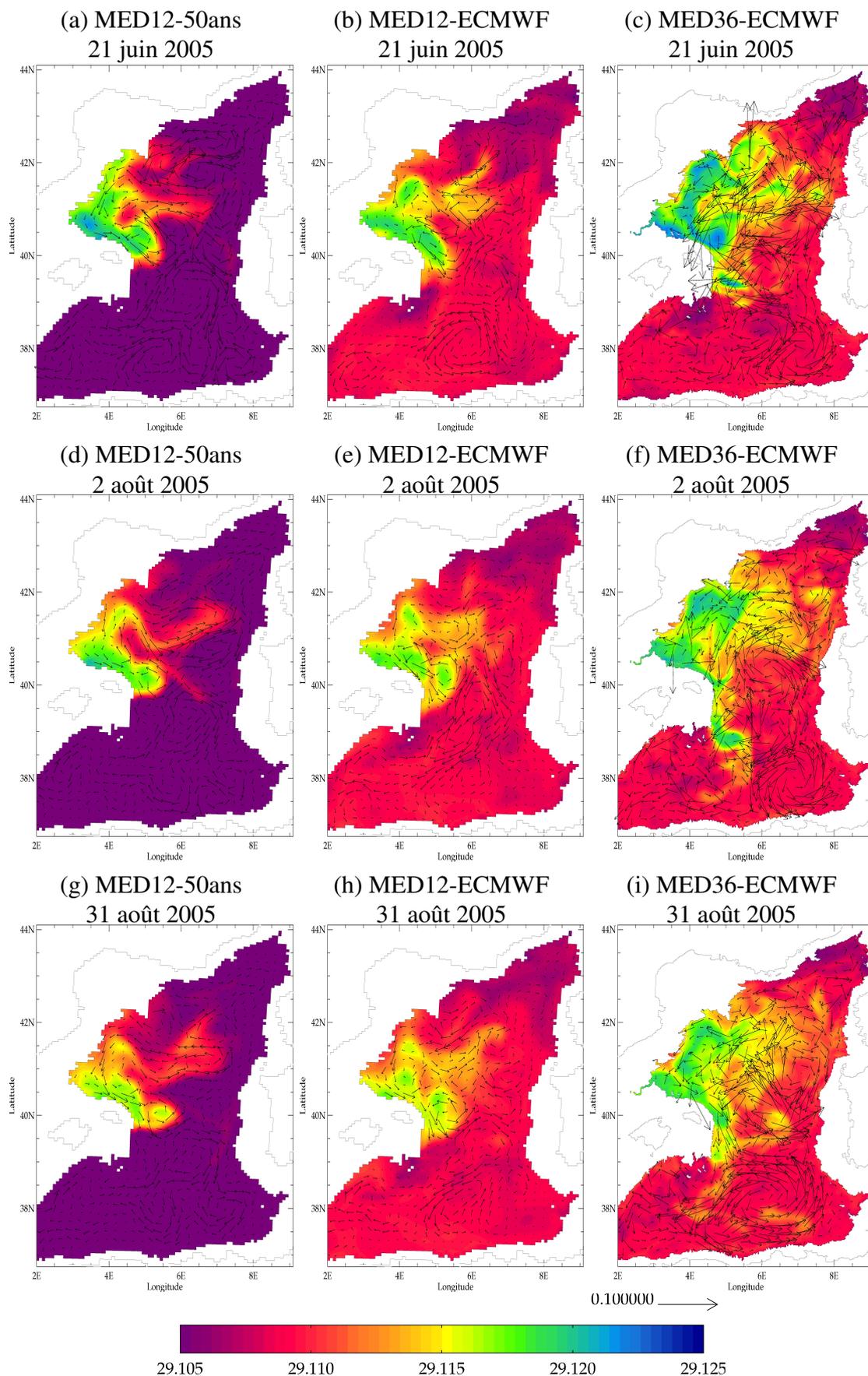


FIG. 5.23 – Densité potentielle (couleurs, en kg.m^{-3}) et courants (flèches, en m.s^{-1}), à 2225 m de fond, (a, b et c) le 21 juin 2005, (d, e et f) le 2 août 2005, et (g, h et i) le 31 août 2005, pour les simulations (a, d et g) MED12-50ans, (b, e et h) MED12-ECMWF et (c, f et i) MED36-ECMWF. Un vecteur sur 3 est tracé pour les figures a, b, d, e, g et h ; un vecteur sur 9 est tracé pour les figures c, f et i.

observé avec des flotteurs lagrangiens par *Testor and Gascard* (2003) et *Testor and Gascard* (2006) pour les tourbillons transportant la WMDW.

L'identification d'un tourbillon cyclonique profond transportant la nouvelle WMDW dans la simulation MED36-ECMWF nous incite à vérifier si un tourbillon de surface semblable est visible sur le champ de SSH. De manière similaire à la figure 5.17, nous regardons la moyenne journalière de SSH entre l'archipel des Baléares et la Sardaigne aux mêmes dates que pour le champ de densité potentielle en profondeur. Les tourbillons cycloniques de surface centrés, le 21 juin 2005, vers 4.8°E - 40.4°N et vers 5.3°E - 39.4°N (figure 5.24a), sont clairement situés à la même position que les tourbillons profonds visibles sur la figure 5.23c. De même, le 2 août 2005 (figure 5.24b), le tourbillon cyclonique de surface centré vers 5.1°E - 38.9°N se situe à la verticale du tourbillon cyclonique profond de la figure 5.23f. Pour les 3 dates suivantes, aucun tourbillon cyclonique de surface suffisamment étendu ne traverse la ligne à 40°N reliant Minorque à la Sardaigne.

En conclusion, les simulations MED12-50ans et MED12-ECMWF ne forment pas assez de WMDW en 2005 pour que sa propagation en profondeur se fasse sur une distance suffisamment importante. En revanche, dans la simulation MED36-ECMWF, le volume important de WMDW formée a permis d'étayer l'hypothèse formulée dans la section 5.1 : la propagation de WMDW en profondeur est bien facilitée par des tourbillons cycloniques profonds.

5.3 Place de la WMT dans la variabilité à long terme en Méditerranée occidentale

5.3.1 Principaux résultats obtenus avec NEMOMED8

La simulation NM8-clim de l'article présenté dans la section 4.1 a été prolongée jusqu'en 2006 par Marine Herrmann au CNRM. Cette simulation couvre une période incluant l'hiver 2005 à partir duquel commence la WMT. Les caractéristiques θ -S de la nouvelle WMDW formée en 2005 dans NM8-clim sont dans l'intervalle donné par les observations. Le taux de formation de 1.16 Sv, bien que conséquent, reste faible devant l'estimation donnée par les propriétés volumétriques des observations in-situ (Schroeder et al., 2008). L'article Herrmann et al. (2010) (annexe A) cherche à identifier les processus responsables de l'intensité exceptionnelle de l'épisode de convection du Golfe du Lion durant l'hiver 2005.

Plusieurs tests de sensibilité autour de NM8-clim ont été réalisées pour répondre à deux questions : pourquoi l'événement convectif de 2005 a-t-il été particulièrement intense, et pourquoi la WMDW formée cet hiver-là est-elle beaucoup plus chaude et plus salée qu'auparavant. Ces différentes simulations sont :

- sensibilité à l'EMT : l'état de la simulation NM8-clim au 1^{er} août 1980 est utilisé pour redémarrer une simulation au 1^{er} août 1993 ; par construction, cette simulation ne contient donc pas l'EMT et renseigne sur l'impact possible de l'EMT ;
- sensibilité aux conditions atmosphériques : l'état de la simulation au 1^{er} août 2004 sert de point de départ à cinq simulations de 10 mois, utilisant le forçage ARPERA d'août à mai des années 1965-1966, 1970-1971, 1975-1976, 1980-1981 et 1986-1987 ; ces simulations permettent de caractériser le rôle des pertes de flottabilité hivernale sur l'intensité de la convection ;
- sensibilité aux conditions océaniques : le forçage atmosphérique d'août 2004 à mai 2005 est appliqué aux conditions océaniques de la simulation de référence prises au 1^{er} août des années 1965, 1970, 1975, 1980 et 1986 ; ces simulations permettent de quantifier l'importance des contenus thermohalins à l'automne dans la zone de convection, de la stratification pré-hivernale et de l'advection latérale de sel et de chaleur pendant l'épisode de convection.

Les simulations de sensibilité aux conditions atmosphériques montrent que ce sont les pertes de flottabilité de l'automne 2004 et de l'hiver 2005 qui sont le facteur principal de l'intensité exceptionnelle de la convection cet hiver-là.

L'analyse de la structure verticale de la colonne d'eau au début de l'hiver 2005, par comparaison entre NM8-clim et la simulation de sensibilité ne contenant pas l'EMT, montre que l'EMT, en diminuant la stratification verticale pré-hivernale, a potentiellement conduit à un doublement du volume d'eau dense formé mais n'a pas fondamentalement modifié le processus de convection en lui-même.

L'analyse des contenus thermiques et halins, en moyenne sur le Golfe du Lion, montre que l'augmentation des contenus de sel et de chaleur constatée sur la période 1987-2004, surtout dans la couche 150-1500 m, est principalement due à l'absence de convection profonde intense pendant les années 1990. Cela est confirmé par la simulation de sensibilité ne contenant pas l'EMT : l'augmentation des contenus de chaleur et de sel dans le Golfe du Lion jusqu'en 2004 n'est donc pas causée par l'EMT. Ce sont ces contenus élevés de chaleur et de sel à l'automne 2004 qui sont responsables du changement de caractéristiques de formation de la nouvelle WMDW. Les simulations de sensibilité montrent que les flux latéraux de sel et de chaleur pendant le mélange violent affectent peu les caractéristiques de la WMDW formée.

5.3.2 Impact de la résolution et des conditions initiales : la WMT dans la simulation MED12-50ans

Dans cette section, nous analysons la représentation de la variabilité de la convection dans le Golfe du Lion dans la simulation MED12-50ans. Puis, le cas particulier de l'hiver 2005, début de la WMT, est évoqué et nous tentons d'expliquer les différences entre la simulation MED12-ARPERA-3 (analysée dans la section 5.1) et la simulation MED12-50ans.

5.3.2.1 Variabilité sur 50 ans de la convection dans le Golfe du Lion

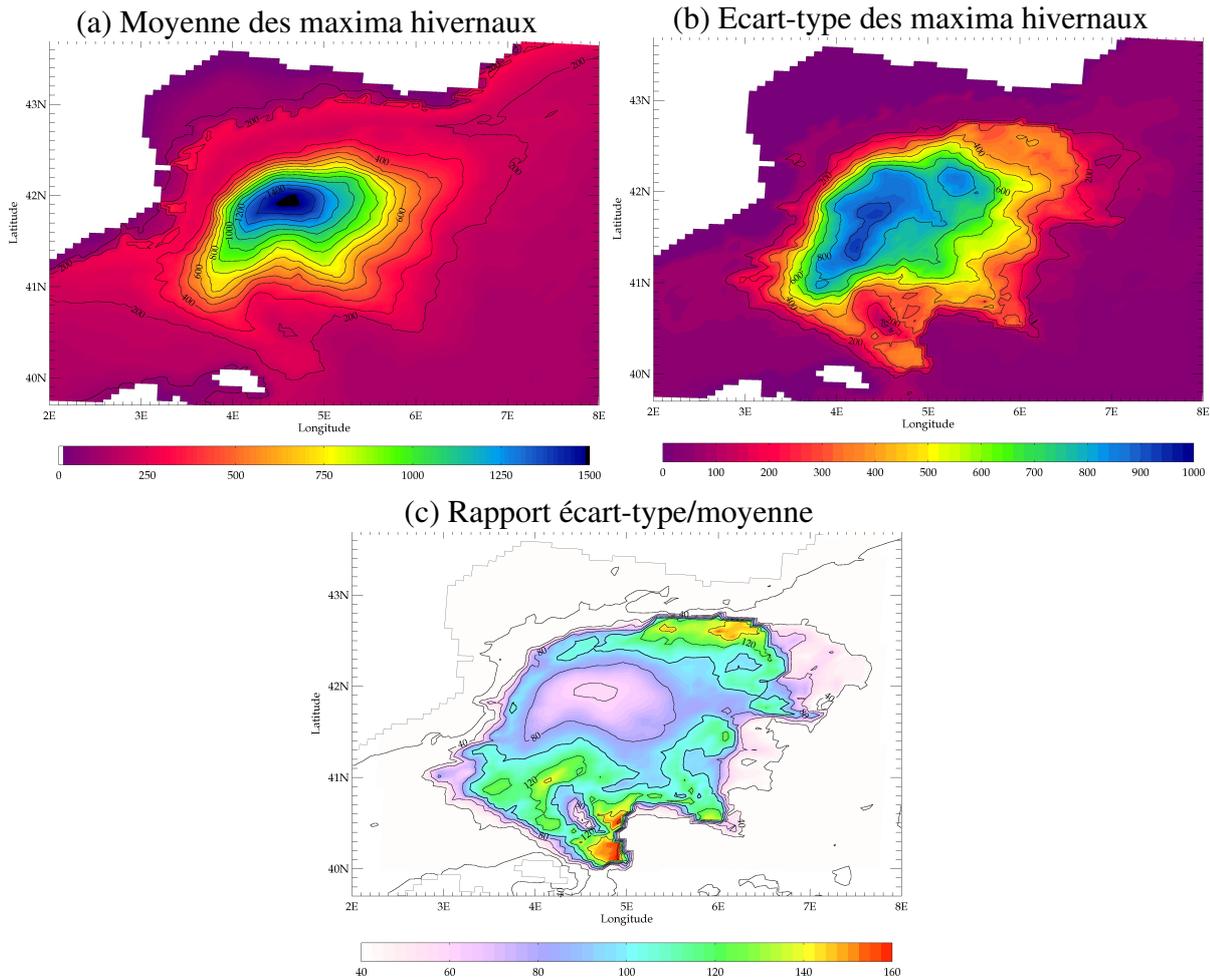


FIG. 5.25 – Moyenne (a) et écart-type (b), sur la période 1959-2008, du maximum de profondeur (en mètres, contours tous les 100 m) atteint chaque hiver par la turbocline dans le Golfe du Lion, pour la simulation MED12-50ans. (c) Rapport (en %, contours tous les 20%) entre l'écart-type et la moyenne.

La simulation MED12-50ans, de part sa durée, permet de caractériser si le modèle MED12, forcé par ARPERA pendant 50 ans, reproduit correctement la variabilité interannuelle de l'intensité de la convection océanique dans le Golfe du Lion. Nous utilisons dans cette partie principalement des diagnostics basés sur le maximum atteint chaque hiver par la profondeur de la turbocline, intégré spatialement ou non. Nous rappelons que le critère de détection de la turbocline est basé sur une valeur seuil du coefficient de mélange vertical égale à $5 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

La figure 5.25 apporte tout d'abord une vision spatiale de l'étendue moyenne de la convection profonde dans le Golfe du Lion ainsi que de sa variabilité interannuelle. Pour chaque point du modèle, le maximum atteint chaque hiver par la convection est calculé ; nous présentons ici la moyenne (figure 5.25a) et l'écart-type (figure 5.25b) des 50 maxima hivernaux atteints en chaque point de grille océanique. En moyenne, le centre de la zone de convection se situe vers 41.9°N - 4.6°E , *i.e.* à proximité immédiate du point MEDOC 42°N - 5°E (*MEDOC Group*, 1970), considéré classiquement comme étant le centre de la zone de convection du Golfe du Lion. A cet endroit, le maximum de convection atteint en moyenne, dans la simulation MED12-50ans, une profondeur supérieure à 1500 m. Concernant la variabilité interannuelle de ces maxima hivernaux, la région de plus forte variabilité (écart-type supérieur à 900 m) se situe légèrement au Sud-Ouest du point où le maximum moyen est atteint, entre 41.3°N et 41.9°N et entre 4.1°E et 4.6°E . Des régions où l'écart-type est supérieur à la moyenne sont identifiables aux extrémités Sud-Ouest et Nord-Est de la zone de convection, jusqu'au large de l'île de Minorque (figure 5.25c). Ces régions sont celles où s'étend la zone de convection pour les hivers convectifs exceptionnellement intenses.

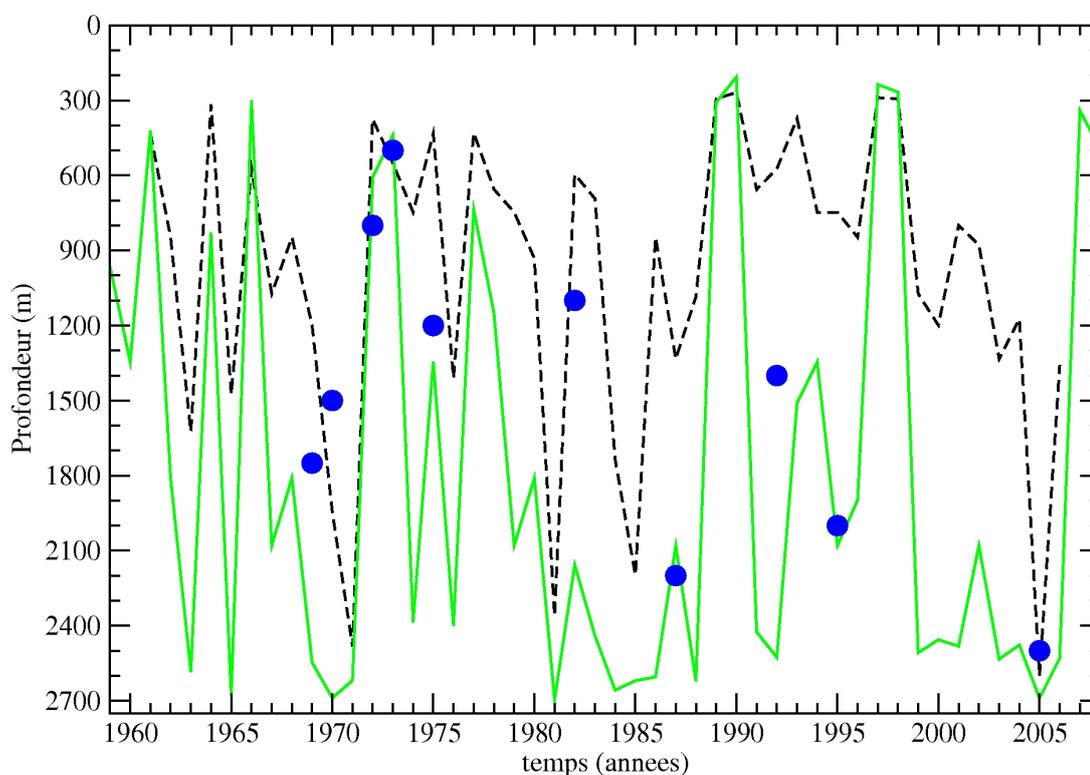


FIG. 5.26 – Maximum hivernal de la profondeur (en mètres) atteinte par la turbocline en Méditerranée nord-occidentale pour les simulations NM8-clim (tirets noirs) et MED12-50ans (vert), et valeurs maximales observées de profondeur de la couche mélangée (cercles bleus). Le même critère de détection de la profondeur de la turbocline ($Kz \geq 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) est utilisé dans les deux simulations. Les observations ont été faites par plusieurs campagnes océanographiques et rapportées par Mertens and Schott (1998), Testor and Gascard (2006) et Schröder et al. (2006).

La figure 5.26 présente la profondeur maximale atteinte chaque hiver par la turbocline dans le Golfe du Lion (maximum calculé sur la zone Golfe du Lion délimitée sur la figure 3.8). C'est un diagnostic intégré spatialement, à la différence de celui de la figure 5.25. En moyenne sur ces 50 années, le maximum atteint par la profondeur de la turbocline vaut 1778 m (± 880 m

d'écart-type). Le maximum de convection atteint une valeur supérieure à 2000 m pour 28 années sur 50. La variabilité interannuelle de ce maximum est donc importante dans la simulation MED12-50ans. En comparaison, le même diagnostic pour la simulation NM8-clim, utilisée par *Herrmann et al.* (2010), est indiqué sur la même figure (courbe tiretée noire). En moyenne, le maximum de profondeur de la turbocline atteint 988 m (± 605 m) sur la période 1961-2006 pour NM8-clim contre 1865 m (± 856 m) pour MED12-50ans sur la même période. Le maximum de convection ne dépasse 2000 m dans NM8-clim que dans 4 années sur 46 (en 1971, 1981, 1985 et 2005). La convection profonde dans le Golfe du Lion est donc en moyenne deux fois plus profonde au maximum dans MED12-50ans que dans NM8-clim. Les principales différences semblent se faire sur les années entre 1982 et 1988, entre 1991 et 1996, ainsi qu'en 1999 et 2004. Ces deux simulations étant forcées par ARPERA, les différences constatées entre MED12-50ans et NM8-clim peuvent être imputées au changement de résolution ou aux conditions initiales différentes. Concernant la résolution horizontale, son augmentation dans MED12 peut favoriser l'approfondissement local de la couche mélangée dans des structures de plus petite échelle à l'intérieur du gyre cyclonique du Golfe du Lion. Concernant les conditions initiales, l'état de départ utilisé dans MED12-50ans, représentatif du début des années 1960, est moins dense au fond du bassin occidental que l'état de départ de la simulation NM8-clim, provenant de la moyenne à long terme de la climatologie MEDATLAS-II. En conséquence, la simulation NM8-clim est donc plus stratifiée dans le Golfe du Lion que la simulation MED12-50ans.

Des valeurs de la profondeur maximale de la couche mélangée, observées lors de campagnes

Hiver	Observations	NM8-clim	MED12-50ans
1969	1750	1199	2547
1970	1500	1944	2689
1972	800	375	607
1973	500	551	440
1975	1200	432	1346
1982	1100	596	2157
1987	2200	1333	2080
1992	1400	574	2527
1995	2000	747	2080
2005	2500	2601	2690
Moyenne et écart-type	1495 \pm 628	1035 \pm 739	1916 \pm 836

TAB. 5.5 – Comparaison, pour les hivers avec observations disponibles, de la profondeur observée maximale de la couche mélangée (en mètres), rapportée par *Mertens and Schott* (1998), *Testor and Gascard* (2006) et *Schröder et al.* (2006), et de la profondeur maximale de la turbocline (en mètres) dans les simulations NM8-clim et MED12-50ans.

océanographiques et rapportées par *Mertens and Schott* (1998), *Testor and Gascard* (2006) et *Schröder et al.* (2006), sont disponibles pour dix hivers au cours des 50 années simulées (cercles bleus sur la figure 5.26 et tableau 5.5). En moyenne sur ces 10 hivers, la profondeur maximale de la turbocline est plus élevée dans la simulation MED12-50ans que dans les observations (+421 m en moyenne), et elle est plus faible dans la simulation NM8-clim que dans les observations (-460 m en moyenne). En regardant hiver par hiver, on constate que les deux simulations sont en accord avec les observations en 1972, 1973 et 2005, que MED12-50ans est plus proche des valeurs observées en 1975, 1987 et 1995, et qu'aucune des deux ne repro-

duit correctement l'intensité observée en 1969, 1970, 1982 et 1992. Il semble donc difficile de conclure quelle simulation est la plus proche des observations. En considérant que les observations in-situ peuvent manquer, pour un hiver donné, la période et la localisation du maximum de profondeur de la couche mélangée, les valeurs déduites des campagnes océanographiques doivent donc être considérées comme un minimum à atteindre. Le fait que la valeur dans la simulation NM8-clim soit très souvent en dessous de la valeur observée la rend donc moins réaliste que la simulation MED12-50ans. On ne peut cependant pas conclure, avec ce type de diagnostic, si la convection dans le Golfe du Lion est trop intense ou non dans MED12-50ans.

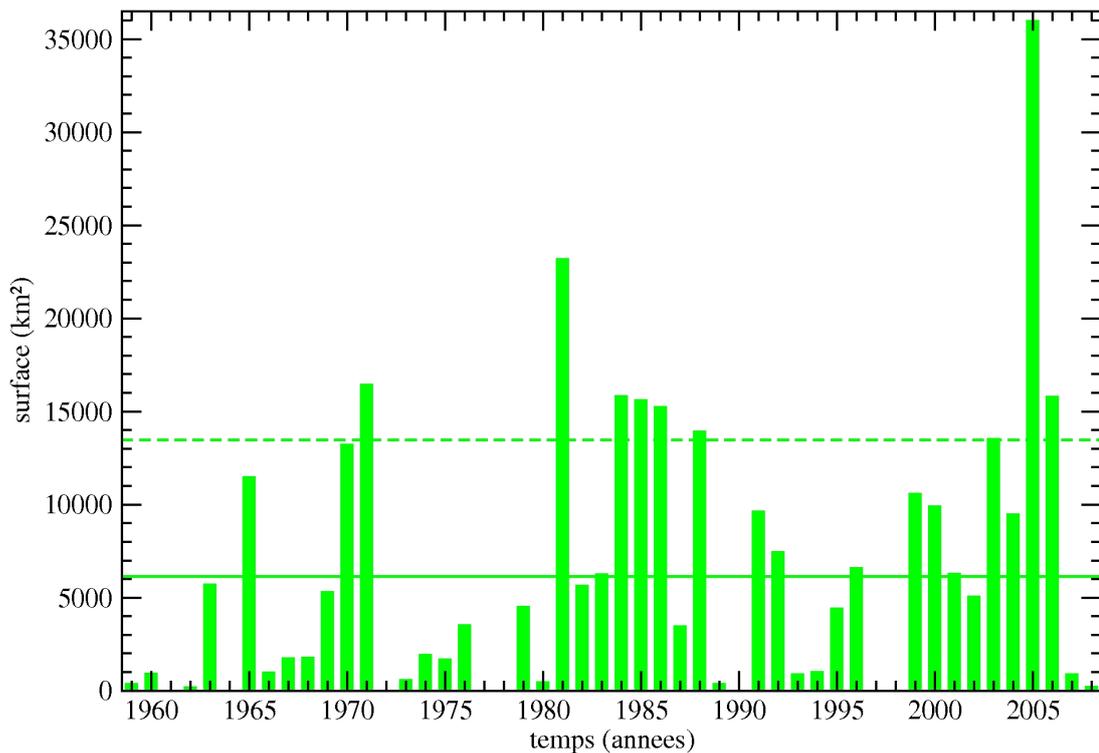


FIG. 5.27 – Extension maximale hivernale (en km^2) de la zone avec une densité potentielle de surface supérieure à 29.10 kg.m^{-3} , en Méditerranée nord-occidentale, pour la simulation MED12-50ans. La ligne continue indique la valeur moyenne sur les 50 ans ; la ligne tirée indique la valeur égale à la moyenne + 1 écart-type.

Avec la figure 5.27, nous présentons l'évolution, sur les 50 ans simulés, de l'extension maximale hivernale de la zone avec une densité potentielle de surface supérieure à 29.10 kg.m^{-3} . Cela permet de reprendre en compte une dimension spatiale dans l'intensité de la convection profonde du Golfe du Lion. En effet, la profondeur maximale de la turbocline est un diagnostic qui n'indique pas si ce maximum est atteint en plusieurs endroits ou pas, la colonne d'eau pouvant de plus être mélangée sur une zone très peu étendue. Nous utilisons le seuil de densité de 29.10 kg.m^{-3} pour caractériser la zone de convection dans le Golfe du Lion puisqu'il correspond à la densité minimale de la WMDW.

En moyenne, la surface maximale de la zone de convection hivernale vaut $6151 \pm 7332 \text{ km}^2$. Pour la décennie 1999-2008, elle vaut en moyenne $10760 \pm 10179 \text{ km}^2$, soit des valeurs de moyenne et d'écart-type plus faibles que dans la simulation MED12-ARPERA-3 ($13360 \pm 14031 \text{ km}^2$, voir tableau 5.4). Dans la simulation MED12-50ans, seuls 8 hivers ont une extension maximale supérieure à la valeur moyenne + 1 écart-type : 1971, 1981, 1984, 1985, 1986,

1988, 2005 et 2006. La valeur de 35971 km^2 atteinte en 2005 est même supérieure à la valeur moyenne + 4 fois l'écart-type. Ce critère est donc plus discriminant, concernant l'intensité de la convection dans le Golfe du Lion, que la profondeur maximale hivernale de la turbocline, qui donnait 28 hivers avec une convection atteignant le fond. Avec un critère surfacique similaire, sur la période 1999-2008, *Béranger et al.* (2009) identifient les hivers 2003, 2005 et 2006 comme étant plus convectifs que la moyenne, ce qui se rapproche de notre diagnostic de la figure 5.27.

La figure 5.28 présente l'évolution, sur les 50 ans et sur la période 1999-2008, des valeurs quotidiennes du volume d'eau plus dense que 29.10 kg.m^{-3} et 29.11 kg.m^{-3} . Sur cette figure, nous comparons la simulation MED12-50ans (courbes vertes) à la simulation MED12-ARPERA-3 (courbes bleues) plutôt qu'à une des deux autres simulations MED12-ARPERA, puisqu'elles emploient la même configuration en termes de friction de fond et de variabilité du niveau de la mer dans la zone tampon atlantique (revoir le tableau 3.6).

Sur l'ensemble de la période simulée par la simulation MED12-50 ans, l'année 2005 ressort comme étant celle où le volume le plus important d'eau plus dense que 29.11 kg.m^{-3} a été formé (figure 5.28a). En revanche, l'année 1981 est celle qui a vu se former le plus d'eau dense pour le seuil 29.10 kg.m^{-3} (2.80 Sv contre 1.01 Sv en 2005). L'importance des conditions initiales est soulignée par la comparaison avec la simulation MED12-ARPERA-3. En effet, cette dernière débute en octobre 1998 avec un volume d'eau dense en Méditerranée occidentale de $6 \times 10^{14} \text{ m}^3$. En revanche, la simulation MED12-50ans débute en octobre 1958 avec un volume d'eau dense d'environ $1.6 \times 10^{14} \text{ m}^3$, et la succession des hivers convectifs pendant 40 ans ne lui fait atteindre en octobre 1998 qu'un volume de $4.1 \times 10^{14} \text{ m}^3$. Le fait que l'eau au fond de la Méditerranée occidentale soit moins dense dans la simulation MED12-50ans par rapport à la simulation MED12-ARPERA-3 est visible en comparant la densité potentielle à 2225 m des figures 5.15 et 5.23. La comparaison sur les dix dernières années, de 1999 à 2008 (figure 5.28b), indique que le volume de WMDW formé dans la simulation MED12-50ans est plus faible que celui formé dans la simulation MED12-ARPERA-3 ; ceci est particulièrement visible pour les hivers 2003, 2004, 2005 et 2006.

La convection dans le Golfe du Lion dans la simulation MED12-50ans est donc la plus intense pendant l'hiver 2005 en termes d'extension de la zone de convection et de formation d'eau plus dense que 29.11 kg.m^{-3} , malgré un hiver plus intense en 1981 concernant la formation d'eau plus denses que 29.10 kg.m^{-3} . Nous allons maintenant caractériser la WMDW formée en 2005 dans la simulation MED12-50ans.

5.3.2.2 Les caractéristiques de la WMDW formée en 2005 dans la simulation MED12-50ans

Le tableau 5.6 détaille les taux de formation d'eau dense dans le Golfe du Lion pour la simulation MED12-50ans et pour les hivers 2005 et 2006. Comme pour les trois simulations MED12-ARPERA analysées dans la section 5.1, le volume formé est plus important pour le seuil 29.11 kg.m^{-3} que pour le seuil 29.10 kg.m^{-3} . Mais, comme on l'a constaté précédemment, le volume de WMDW formé dans la simulation MED12-50ans est plus faible que dans les simulations MED12-ARPERA (revoir le tableau 5.3), quel que soit le seuil de densité considéré.

Pour comprendre pourquoi la simulation MED12-50ans forme moins de WMDW pendant l'hiver 2005, nous analysons les caractéristiques de la colonne d'eau dans le Golfe du Lion au début de cet hiver, *i.e.* en moyenne en novembre 2004 (figure 5.29).

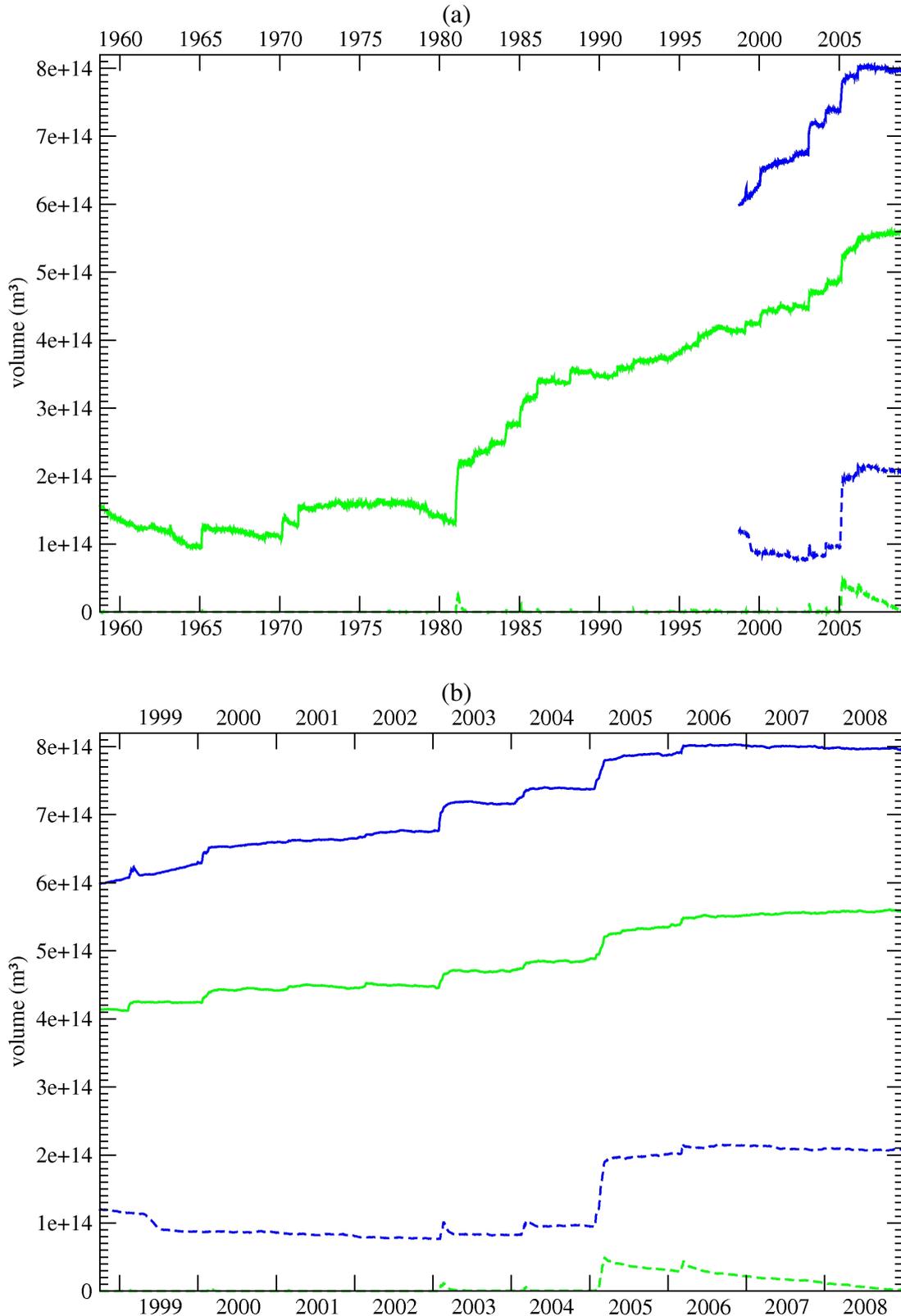


FIG. 5.28 – Volume quotidien (en m^3), en Méditerranée Occidentale, d'eaux plus denses que 29.10 kg.m^{-3} (traits pleins) et plus denses que 29.11 kg.m^{-3} (tirets), pour les simulations MED12-50ans (vert) et MED12-ARPERA-3 (bleu) : (a) évolution sur les 50 ans et (b) zoom sur les 10 dernières années.

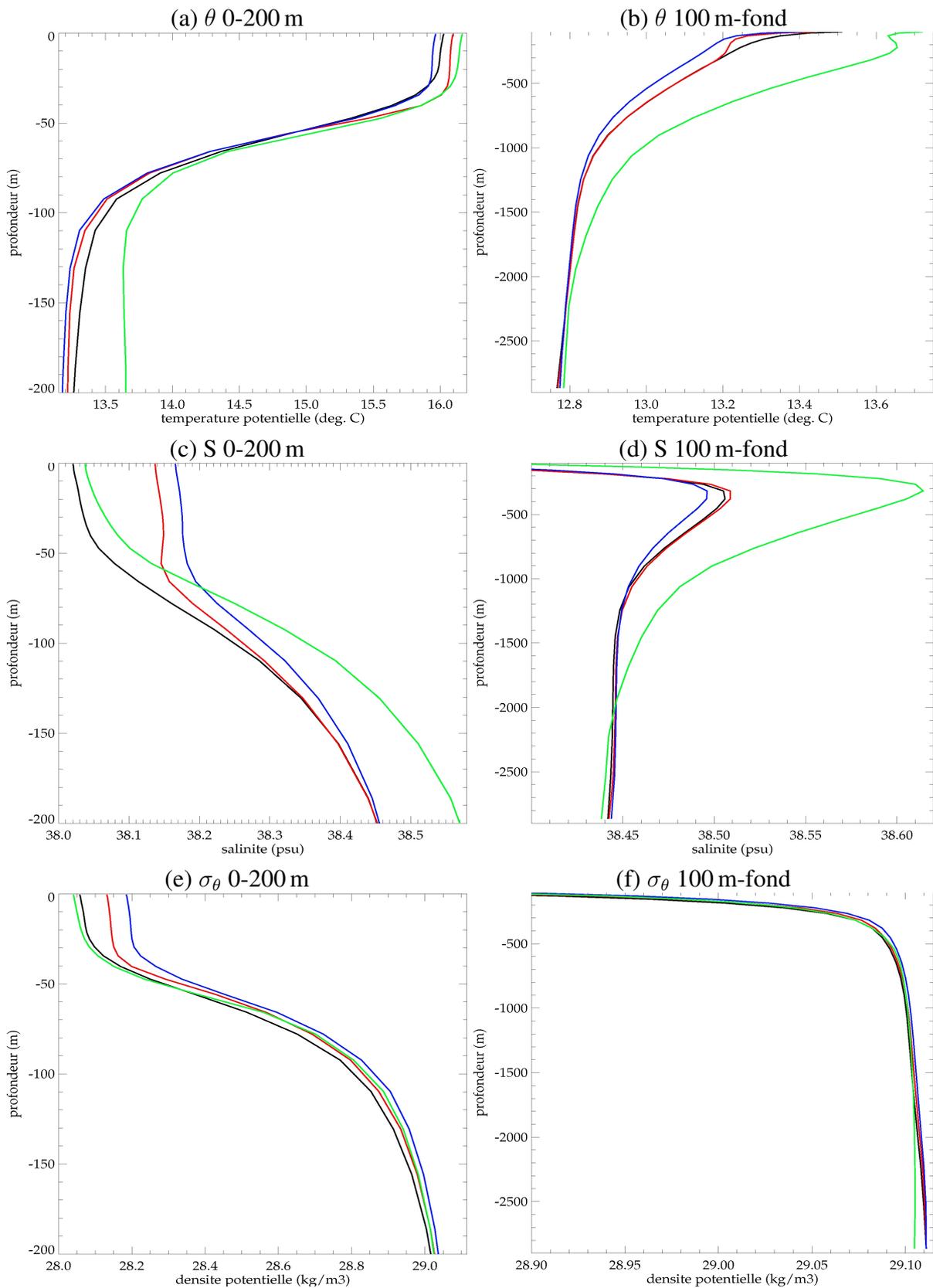


FIG. 5.29 – Profils verticaux moyennés sur le Golfe du Lion (voir figure 3.8), en novembre 2004, pour (a et b) la température potentielle (en °C), (c et d) la salinité (en psu) et (e et f) la densité potentielle (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) : (a, c et e) profils de la surface à 200 m et (b, d et f) profils de 100 m au fond du Golfe du Lion. La simulation MED12-ARPERA-1 est en noir, MED12-ARPERA-2 en rouge, MED12-ARPERA-3 en bleu et MED12-50ans en vert.

Seuil / Hiver	2005	2006	Moyenne
$\geq 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$	1.01	0.39	0.70
$\geq 29.11 \text{ kg.m}^{-3}$	1.53	0.49	1.01
$\geq 29.12 \text{ kg.m}^{-3}$	0.62	0.00	0.31
$\geq 29.13 \text{ kg.m}^{-3}$	0.02	0	0.01

TAB. 5.6 – Taux de formation d'eau dense (en Sv) dans le Golfe du Lion, pour les hivers 2005 et 2006, dans la simulation MED12-50ans.

Concernant la température potentielle (figures 5.29a et 5.29b), la simulation MED12-50ans est plus chaude que les 3 simulations MED12-ARPERA sur l'ensemble de la colonne d'eau. En surface, la SST moyenne est de 16.15°C pour la simulation MED12-50ans (entre $+0.05^{\circ}\text{C}$ et $+0.20^{\circ}\text{C}$ par rapport aux 3 autres simulations). De plus, dans la simulation MED12-50ans, un maximum de θ à 13.65°C est visible à 250 m de profondeur (figure 5.29b). Ce maximum correspond au sommet de la veine de la LIW (50 m plus haut que le maximum de salinité) et n'est pas présent dans les 3 autres simulations. A cette profondeur, l'écart en température potentielle avec les 3 autres simulations est maximal (entre $+0.42$ et $+0.50^{\circ}\text{C}$), puis diminue progressivement jusqu'à être de l'ordre de 0.01 - 0.02° à 2800 m de profondeur.

Pour la salinité moyenne dans le Golfe du Lion (figures 5.29c et 5.29d), la simulation MED12-50ans présente une faible salinité de surface (38.02 psu), comparable à celle de MED12-ARPERA-1 ($+0.02 \text{ psu}$), mais beaucoup plus faible que celles de MED12-ARPERA-2 (-0.10 psu) et MED12-ARPERA-3 (-0.13 psu). Puis, entre 70 m et 2000 m de profondeur, les valeurs de salinité sont plus élevées dans la simulation MED12-50ans. En particulier, le maximum de salinité associée à la LIW, identifiable à 300 m (figure 5.29d), est particulièrement élevé dans la simulation MED12-50ans (38.615 psu), par rapport aux simulations MED12-ARPERA (entre 38.495 psu et 38.51 psu). Enfin, en dessous de 2000 m de profondeur, la salinité est légèrement plus faible en moyenne dans la simulation MED12-50ans que dans les 3 simulations MED12-ARPERA (écart inférieur à 0.01 psu).

Pour la densité potentielle, ce diagnostic correspond à celui présenté dans la figure 5.9. La simulation MED12-50ans ayant une température de surface plus élevée et une salinité de surface plus faible, elle est donc plus stratifiée en surface, ce qui se retrouve sur la figure 5.29e. Avec des valeurs moyennes de densité potentielle de 28.04 kg.m^{-3} en surface et de 29.03 kg.m^{-3} à 200 m de fond, la simulation MED12-50ans est donc celle où le gradient vertical de densité potentielle dans la couche de surface est le plus important. En dessous de 1600 m de profondeur, la densité potentielle est plus faible dans la simulation MED12-50ans. Ceci est dû aux conditions initiales de cette simulation, qui sont, comme on a pu le voir sur les figures 5.23 et 5.28, moins denses dans le fond du bassin occidental que dans les simulations MED12-ARPERA.

Ainsi, les conditions thermohalines pré-hivernales dans le Golfe du Lion sont notablement différentes dans la simulation MED12-50ans. La stratification en surface y est plus élevée et la signature de la LIW est beaucoup plus marquée, à la fois en température et en salinité, par rapport aux trois simulations MED12-ARPERA. La stratification plus élevée est à relier au volume plus faible de WMDW formé. Les caractéristiques thermohalines de la LIW avant l'hiver 2005 vont elles influencer la température et la salinité à laquelle la WMDW va être formée dans la simulation MED12-50ans.

La figure 5.30 permet de visualiser ces caractéristiques de formation de la WMDW en 2005 dans la simulation MED12-50ans. Les dates des diagrammes θ -S présentés correspondent à celles choisies dans la figure 5.11 pour la simulation MED12-ARPERA-3. Le 7 mars 2005,

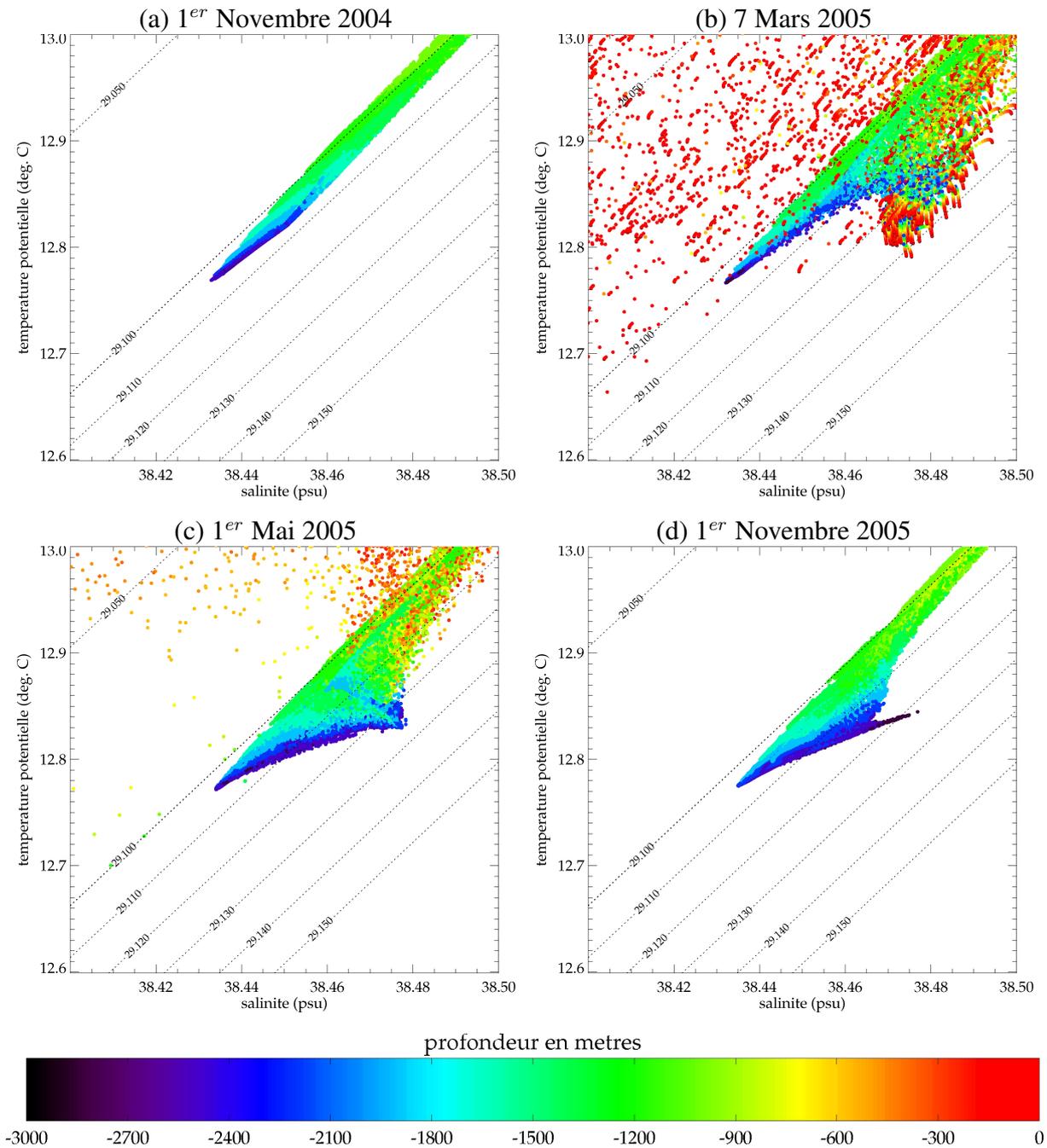


FIG. 5.30 – Diagrammes θ - S dans le Golfe du Lion, pour la simulation MED12-50ans, en date du 1^{er} Novembre 2004 (a), 7 Mars 2005 (b), 1^{er} Mai 2005 (c) et 1^{er} Novembre 2005 (d). Chaque point représente une maille du modèle ; leur couleur correspond à leur profondeur. Les lignes pointillées indiquent les valeurs de densité potentielle en kg.m^{-3} .

date de l'étendue maximale de la convection dans la simulation MED12-50ans, la partie la plus dense de la nouvelle WMDW a une salinité comprise en 38.47 psu et 38.50 psu, pour une température potentielle des eaux les plus denses comprise entre 12.79°C et 12.93°C. La densité maximale atteinte (29.132 kg.m^{-3}) est plus faible que dans la simulation MED12-ARPERA-3 (29.138 kg.m^{-3}). En revanche, ces caractéristiques thermohalines sont en bien meilleur accord avec les observations, qui font état d'une température potentielle comprise entre 12.87°C et 12.90°C et d'une salinité comprise entre 38.47 psu et 38.50 psu (López-Jurado *et al.*, 2005; Schröder *et al.*, 2006; Font *et al.*, 2007; Smith *et al.*, 2008). Même si la température de la nouvelle WMDW reste légèrement faible dans la simulation MED12-50ans par rapport aux observations, l'amélioration est évidente par rapport à la simulation MED12-ARPERA-3, pour laquelle la WMDW est formée en 2005 avec une température potentielle comprise entre 12.67°C et 12.72°C, et avec une salinité comprise entre 38.44 psu et 38.45 psu. De plus, la forme prise par le diagramme θ -S du 7 mars 2005 (figure 5.30b) ressemble clairement à la forme en "queue de scorpion" identifiée dans les observations in-situ par Schroeder *et al.* (2008) (revoir la figure 2.9).

En conclusion, la simulation MED12-50ans illustre la difficulté de modéliser la convection de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion à la fois en termes de quantité très importante de WMDW formée cet hiver-là (ce qui est mieux reproduit dans la simulation MED12-ARPERA-3) et en termes de caractéristiques thermohalines de la WMDW formée (ce que reproduit mieux la simulation MED12-50ans). Un constat semblable peut être fait avec la simulation longue NM8-clim utilisée dans Herrmann *et al.* (2010) (voir l'annexe A), pour laquelle la WMDW formée en 2005 a les bonnes caractéristiques θ -S mais où le volume formé reste faible par rapport à ce qui a été observé. Nous identifions donc ici un challenge pour les simulations longues de la mer Méditerranée, qui sont nécessaires afin d'appréhender la variabilité à long terme des caractéristiques thermohalines des masses d'eau, mais qui peuvent être moins adaptées que des simulations courtes pour l'étude d'un processus particulier. Enfin, le volume initial d'eau dense dans le bassin occidental en 1998 dans les simulations MED12-ARPERA est trop important et irréaliste par rapport à ce que donne la simulation MED12-50ans à la même date, *i.e.* après 40 ans de simulation. L'importance d'utiliser, pour des simulations courtes, des conditions initiales représentatives de la période de démarrage des simulations est donc mise ici en évidence.

5.4 Conclusions des études sur la WMT

Dans la première partie de ce chapitre, nous avons utilisé trois simulations courtes de 10 ans réalisées avec MED12, les simulations MED12-ARPERA, pour étudier la propagation de la WMDW formée en 2005 dans le Golfe du Lion. Nous avons tout d'abord validé les nouvelles paramétrisations de la friction de fond et du niveau de la mer dans la partie Atlantique du modèle. Le changement de friction de fond a très peu d'effet sur la variabilité des échanges d'eau, de sel, et de chaleur à travers le détroit de Gibraltar, ainsi que sur la variabilité du niveau de la mer en Méditerranée. En revanche, la comparaison avec les observations satellites AVISO est excellente quand le niveau de la mer dans l'Atlantique est contraint vers des valeurs réalistes, comme c'est le cas dans la simulation MED12-ARPERA-3. Puis, nous avons montré que cette simulation reproduit relativement bien l'intensité exceptionnelle de la convection dans le Golfe du Lion pendant l'hiver 2005, en termes d'étendue de la zone de convection et de volume de WMDW formé. En revanche, la nouvelle WMDW formée est trop froide et pas assez salée par rapport aux observations in-situ. Nous avons ensuite mis en évidence que des tourbillons cycloniques profonds sont responsables de la propagation rapide de la WMDW vers le Sud du

sous-bassin Algéro-Provençal. Une comparaison avec les observations satellites montre qu'un tel mécanisme de propagation est réaliste, même si cette propagation se fait encore plus rapidement dans les observations.

La deuxième partie de ce chapitre a permis de comparer la propagation de la WMDW en 2005 dans d'autres simulations, la simulation longue MED12-50ans et les deux simulations forcées par les analyses de l'ECMWF (l'une utilisant MED12, l'autre MED36). Seule la simulation MED36-ECMWF reproduit une zone de convection dans le Golfe du Lion en 2005 suffisamment étendue pour que le volume de WMDW formé soit suffisamment important et permette une propagation jusqu'au Sud du sous-bassin Algéro-Provençal. Dans la simulation MED36-ECMWF, et bien que la résolution verticale soit identique dans MED12 et dans MED36, les courants au fond du bassin occidental sont plus rapides, accélérant la propagation de la WMDW vers le Sud. De plus, les tourbillons cycloniques propageant la WMDW ont un diamètre légèrement plus faible que dans les simulations avec MED12, conduisant la nouvelle WMDW à se propager dans une veine plus proche de l'archipel des Baléares. L'hypothèse que la propagation de la WMDW après l'hiver 2005 soit due à des tourbillons cycloniques est donc confirmée par les résultats obtenus avec une configuration à très haute résolution horizontale.

Dans la troisième partie, nous avons analysé la variabilité de la convection dans le Golfe du Lion sur les 50 années représentées dans la simulation longue de MED12. La variabilité inter-annuelle de l'étendue et de l'intensité de la convection dans le Golfe du Lion est bien reproduite tout au long des 50 ans simulés. Une comparaison aux rares observations in-situ disponibles de profondeur de la couche mélangée montre une amélioration dans la simulation longue effectuée avec MED12 par rapport à celle réalisée avec NEMOMED8, le maximum de convection étant souvent trop peu profond dans cette dernière. L'hiver 2005 est bien le plus intense de toute la période simulée dans MED12-50ans, même si le volume de nouvelle WMDW formé est plus faible que dans les simulations courtes MED12-ARPERA et que dans les observations. Le principal apport de la simulation MED12-50ans est de former en 2005 une WMDW ayant les bonnes caractéristiques thermohalines, en comparaison aux observations in-situ, avec notamment la signature en θ -S reproduisant le motif en "queue de scorpion".

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Ce chapitre va tout d'abord nous permettre de faire le point sur les différents thèmes abordés au cours de cette thèse et d'exposer les réponses que nous avons apportées aux questions scientifiques posées en introduction. Nous aborderons ensuite les différentes perspectives qui s'ouvrent à la suite de ce travail.

6.1 Conclusions

Afin d'étudier la variabilité de la circulation et des masses d'eau en mer Méditerranée, à l'échelle interannuelle, décennale et à plus long terme, trois configurations océaniques régionales de la Méditerranée, basées sur le modèle NEMO, ont été utilisées au cours de cette thèse. La principale différence entre ces trois configurations est leur résolution : $1/8^\circ$ pour NEMOMED8, $1/12^\circ$ pour MED12 et $1/36^\circ$ pour MED36. Cela correspond en moyenne à une résolution de 10 km, 7 km et 2 km, respectivement, à comparer au premier rayon de déformation de Rossby, qui vaut en moyenne 10 à 15 km en Méditerranée.

Dans un premier temps, nous avons développé une configuration de modèle régional de bassin la plus réaliste possible. Un travail important a concerné la mise au point de conditions aux limites incluant une variabilité interannuelle. Concernant la condition limite atmosphérique, nous avons principalement utilisé le produit ARPERA, résultant d'une descente en échelle dynamique des produits de l'ECMWF (réanalyse ERA40 et analyses opérationnelles) par le modèle ARPEGE-Climat du CNRM. ARPERA a une résolution horizontale relativement élevée (50 km) et reproduit la chronologie réelle observée de l'atmosphère ; de plus, il fournit un forçage le plus homogène possible sur une très longue période (1958-2008). ARPERA est donc un bon outil pour imposer la variabilité interannuelle de l'atmosphère en Méditerranée à un modèle océanique régional. Pour les apports d'eau douce par les fleuves et par la mer Noire, nous avons implémenté deux bases de données interannuelles de leurs débits. Concernant les échanges avec l'océan Atlantique, nous avons introduit une variation interannuelle dans les caractéristiques thermohalines de la zone tampon. Nous avons également développé une nouvelle manière de représenter les variations du niveau de la mer dans l'Atlantique afin de mieux contraindre les apports de masse par le détroit de Gibraltar (nécessaires pour conserver le volume d'eau dans un modèle régional à surface libre). Une nouvelle paramétrisation de la friction de fond, incluant une distribution spatiale moyenne des effets de marée, a aussi été implémentée. Enfin, deux climatologies de la Méditerranée, représentatives respectivement du début des années 1960 et de la fin des années 1990, ont été construites afin de démarrer des simulations avec un état correspondant à deux périodes différentes. Chacun de ces développements

de modélisation représente à la fois une intégration et une avancée de l'état de l'art de la modélisation régionale en Méditerranée avant cette thèse.

Une fois construites ces conditions limites interannuelles réalistes, nous avons réalisé et analysé des simulations longues de la mer Méditerranée, de la période 1960-2000 avec le modèle NEMOMED8, et de la période 1958-2008 avec le modèle MED12, afin de répondre aux questions scientifiques que nous avons posées dans l'introduction.

- Le premier résultat obtenu sur les simulations climatiques est concluant, car ces simulations sont relativement stables et réalistes. La variabilité interannuelle des caractéristiques thermohalines de la Méditerranée est bien reproduite, notamment la température. Les biais que nous avons constatés dans la couche intermédiaire, de même que les tendances dans la couche de fond, sont beaucoup plus faibles que ce qui avait pu être obtenu auparavant dans des simulations aussi longues de la Méditerranée. Ces simulations climatiques réalistes nous ont donc permis d'étudier deux exemples caractérisant la variabilité décennale en Méditerranée : l'Eastern Mediterranean Transient (EMT) et la Western Mediterranean Transition (WMT).

- Concernant l'EMT, les simulations longues avec NEMOMED8 ont montré que cette configuration interannuelle réaliste est capable de modéliser les principaux événements constituant l'EMT. Le début des années 1990, notamment les hivers 1992 et 1993, est bien marqué dans le sous-bassin Egée par la formation d'eau exceptionnellement dense (en 1993, taux de formation compris entre 1.12 Sv et 1.23 Sv pour le seuil de densité 29.2 kg.m^{-3} , et entre 0.48 Sv et 0.55 Sv pour le seuil de densité 29.3 kg.m^{-3}). Cette masse d'eau, la CDW, se propage ensuite dans le modèle en dehors du sous-bassin Egée et plonge en profondeur dans le bassin oriental, jusqu'à environ 2000 m de fond. Cependant, la densité de formation de la CDW est plus faible que dans les observations (maximum simulé de 29.3 kg.m^{-3} contre maximum observé de 29.4 kg.m^{-3}), ce qui a empêché une plongée jusqu'au fond du bassin oriental comme observé. Néanmoins, cette première étude, qui a fait l'objet d'une publication au *Journal of Geophysical Research* (Beuquier *et al.*, 2010b), a permis de montrer que le principal élément déclencheur de l'EMT, parmi ceux suggérés dans la littérature, est l'intensité des flux hivernaux au-dessus du sous-bassin Egée pendant les hivers 1992 et 1993.

Puis, la simulation longue avec MED12 a permis de réaliser une première étape dans l'amélioration du réalisme de l'EMT modélisé. Dans cette simulation, la CDW formée pendant l'EMT est en moyenne légèrement plus dense que dans NEMOMED8, ce qui est un progrès. Les taux de formation associés restent proches de ceux obtenus avec NEMOMED8 (1.22 Sv et 0.45 Sv en 1993, pour les seuils de densité 29.2 kg.m^{-3} et 29.3 kg.m^{-3} , respectivement). Mais sa densité reste trop faible par rapport aux observations, le maximum atteint dans la simulation n'est toujours en effet que de 29.3 kg.m^{-3} . Dans MED12, l'amélioration de la représentation de la bathymétrie complexe des détroits de l'Arc Crétois, reliant le sous-bassin Egée au bassin oriental, a permis d'augmenter en partie la densité de la masse d'eau plongeant dans le bassin oriental. Conjugée à des conditions initiales plus réalistes dans les sous-bassins Ionien et Levantin, la CDW dans MED12 a pu sortir du sous-bassin Egée et plonger jusqu'à environ 2500 m de fond, donc toujours sans atteindre le fond du bassin oriental. Un test de sensibilité, utilisant un forçage atmosphérique modifié au-dessus du sous-bassin Egée, a alors été nécessaire afin de contraindre le modèle à former la CDW pendant l'EMT avec une densité conforme à celle observée.

Dans cette simulation courte, forcée durant les hivers 1992 et 1993 par des flux thermique, hydrique et mécanique intensifiés artificiellement au-dessus du sous-bassin Egée, le modèle MED12 a réussi à former une CDW dont la densité maximale atteint la valeur très élevée observée de 29.4 kg.m^{-3} . Les taux de formation associés sont également plus importants en 1993 (1.27 Sv pour le seuil de densité 29.2 kg.m^{-3} , et surtout 0.74 Sv pour le seuil de densité

29.3 kg.m^{-3}). En sortant du sous-bassin Egée, cette masse d'eau a plongé jusqu'au fond du bassin oriental et s'est propagée en profondeur dans les sous-bassins Ionien et Levantin. Ce test de sensibilité nous permet d'affirmer que le principal élément permettant de reproduire une propagation en profondeur de la CDW, conformément aux observations, est de modéliser la densité élevée de formation de la CDW dans le sous-bassin Egée. Indirectement, des valeurs extrêmes des pertes de chaleur et d'eau en surface du sous-bassin Egée sont donc également un élément nécessaire à une bonne représentation de la phase de propagation de l'EMT.

- Au cours de cette thèse, la WMT, et plus particulièrement la convection dans le Golfe du Lion pendant l'hiver 2005, a été étudiée à la fois grâce aux simulations longues avec NEMOMED8 et MED12, et grâce à des simulations courtes avec MED12, ces simulations étant forcées par ARPERA. L'intensité exceptionnelle de la convection dans le Golfe du Lion en 2005 est reproduite dans toutes ces simulations, à des degrés divers en termes d'étendue maximale de la zone de convection et de volume de WMDW formé. Ce sont les pertes extrêmes de chaleur et d'eau en surface du Golfe du Lion pendant l'hiver 2005 qui sont responsables du caractère exceptionnel de l'événement convectif (*Herrmann et al.*, 2010). Les simulations courtes, notamment MED12-ARPERA-3, la plus réaliste en termes de conditions aux limites dans l'Atlantique, ont permis d'étudier le processus de transport rapide de la nouvelle WMDW vers le Sud du sous-bassin Algéro-Provençal. Nous avons identifié que des tourbillons cycloniques, d'environ 100 km de diamètre, sont responsables de la propagation en profondeur de la WMDW formée en 2005. Cette étude est actuellement en révision au Journal of Geophysical Research (*Beuvier et al.*, en révision). Les simulations longues avec NEMOMED8 et MED12 ont permis de replacer l'occurrence de la WMT dans la variabilité à long terme du bassin occidental. L'hiver 2005 est bien celui pendant lequel la convection est la plus étendue et forme le plus de WMDW sur l'ensemble de la période simulée.

L'influence de l'EMT sur la variabilité du bassin occidental, et notamment sur la WMT, a été analysée dans une des simulations longues avec NEMOMED8 (*Herrmann et al.*, 2010). En comparant cette simulation avec un test de sensibilité ne contenant pas l'EMT par construction, nous montrons qu'une des conséquences de l'occurrence de l'EMT est un affaiblissement de la stratification verticale dans le Golfe du Lion avant l'hiver 2005, sans toutefois que les contenus de sel et de chaleur dans la Méditerranée nord-occidentale ne soient augmentés. Une simulation de sensibilité ne contenant pas l'EMT reproduit en effet ces mêmes augmentations de contenus thermohalins. Ainsi, l'EMT peut être considéré comme responsable d'un doublement du volume de WMDW formé en 2005 dans le Golfe du Lion, mais pas de ses caractéristiques thermohalines exceptionnelles. Celles-ci sont plutôt dues à l'absence de convection conséquente dans le Golfe du Lion durant les années 1990, ce qui entraîne une accumulation de sel et de chaleur dans la couche intermédiaire du Golfe du Lion et qui conduit à la formation d'une nouvelle WMDW plus chaude et plus salée en 2005.

- Dans toutes les études que nous avons réalisées, l'apport de la représentation de la méso-échelle n'a été constaté qu'indirectement (par le passage du modèle NEMOMED8 au modèle MED12) et n'a pas encore fait l'objet d'une analyse spécifique. Une caractérisation plus poussée de l'impact des phénomènes tourbillonnaires de méso-échelle dans la propagation de l'eau dense pendant l'EMT a été identifiée comme nécessaire. La réalisation, très récemment, d'une simulation avec le modèle MED36 a toutefois permis de montrer la valeur ajoutée d'une très haute résolution horizontale océanique dans la représentation du processus de propagation de la WMDW formée en 2005 dans le Golfe du Lion.

6.2 Perspectives

• Valorisation des simulations existantes

De nombreux aspects des simulations qui ont été réalisées pour cette thèse n'ont pas été présentés dans ce manuscrit. Notamment, des diagnostics originaux de la couche de mélange ont été calculés lors de la production des simulations avec MED12 et MED36. Les données des mouillages Medoc et Dyfamed, celles du réseau MOOSE ainsi que la campagne LOP du programme HyMeX permettront de valider ces diagnostics. Ils amélioreront la compréhension du fonctionnement de la couche de mélange et sa sensibilité au forçage atmosphérique, à l'advection latérale et à l'entraînement à sa base. Dans le cadre d'HyMeX, les simulations déjà réalisées seront prolongées jusqu'au temps présent.

La modélisation du tourbillon Ierapetra dans les simulations réalisées pourra être étudiée et comparée aux données de la campagne EGYPT afin de mieux comprendre sa formation et son interaction avec la circulation dans le sous-bassin Levantin. Cette perspective s'inscrit dans le cadre du projet ANR SYNBIOS.

Les simulations réalisées avec MED12 serviront également comme données de forçage aux frontières de modèles côtiers à très haute résolution, par exemple dans le Golfe du Lion (collaboration avec l'IFREMER) ou dans le détroit de Sicile (collaboration avec l'Université de Tunis).

• Réalisme de l'EMT

Dans le but d'améliorer la convection océanique dans le sous-bassin Egée et le réalisme de l'EMT, la représentation des échanges entre le sous-bassin Egée et la mer Noire peut être complexifiée, en prenant notamment en compte les échanges de chaleur sur la verticale au niveau du détroit des Dardanelles.

Une modification des paramétrisations physiques affectant la formation et la plongée des eaux denses (paramétrisation de la convection, de la diffusion verticale ou encore du cascading) permettra de poursuivre l'amélioration de la modélisation de l'EMT et favorisera la compréhension du trajet des masses d'eau dense dans l'ensemble de la Méditerranée.

• Adriatique

Lors de l'analyse des simulations longues du climat récent de la Méditerranée que nous avons réalisées, nous nous sommes peu intéressés au sous-bassin Adriatique et à la formation d'eau dense qui s'y produit. Nous avons constaté, notamment dans la simulation MED12-50ans, que les nouveaux débits et ruissellements fluviaux de la configuration interannuelle ont induit un biais négatif en salinité de surface dans ce sous-bassin. Ainsi, des études plus spécifiques du forçage atmosphérique au-dessus de ce sous-bassin devront être réalisées, par exemple du type de celle que nous avons effectuée pour le sous-bassin Egée. L'implémentation d'une nouvelle correction du flux d'eau, prenant une valeur par sous-bassin et non plus la même valeur sur l'ensemble de la Méditerranée, est une autre piste à explorer. Le but est d'arriver à reproduire la problématique complexe de la ventilation de la SAdDW par la NAdDW sur le bord Ouest du gyre sud-adriatique. L'interaction entre ces deux masses d'eau, qui donne ensuite l'ADW sortant au détroit d'Otrante, pourra alors être mieux comprise.

Ces études permettront de caractériser la formation d'eau adriatique dense et sa propagation au fond du bassin oriental. Ainsi, la variabilité du bassin oriental avant et après l'EMT (par exemple l'*Adriatic-Ionian Bimodal Oscillating System*, BiOS) pourra être mieux simulée et mieux comprise.

• Intercomparaison de simulations longues

Dans le cadre du programme HyMeX, des intercomparaisons de simulations longues de la Méditerranée vont être réalisées. Ces simulations feront intervenir soit un même modèle océanique utilisant des forçages atmosphériques différents, soit plusieurs modèles océaniques utilisant le même forçage atmosphérique. Ces ensembles de modèles permettront de mieux comprendre et de réduire les incertitudes concernant la modélisation des échanges entre l'océan et l'atmosphère en Méditerranée.

Dans ce cadre, la communauté de la modélisation océanique en Méditerranée a un besoin en données observées pour valider ces simulations longues. En particulier, le suivi à long terme des masses d'eau afin de créer une base de données 4D, ainsi que l'amélioration de la connaissance des flux air-mer, notamment en cas de vents extrêmes, font partie des objectifs du programme HyMeX en termes d'observations.

• Réanalyse océanique

Une perspective de l'existence de la configuration interannuelle et stabilisée du modèle MED12 que nous avons créée, est la production d'une réanalyse océanique sur la période ERA-Interim (1989-présent). Cette thèse a contribué à préparer le meilleur modèle possible sans assimilation. Une analyse des observations existantes en Méditerranée est en cours afin de préparer les données à assimiler dans la réanalyse. Ce travail s'inscrit dans le deuxième volet du projet Si-MED. Il permettra d'avoir une base de données optimale, réaliste et à haute résolution de la variabilité de la mer Méditerranée sur les 20 dernières années.

• Couplage océan-atmosphère

Nous avons cité comme piste d'amélioration possible du réalisme de l'EMT, le passage à des simulations couplées régionales océan-atmosphère à haute résolution. Cette phase de réalisation et d'analyse de configurations couplées, utilisant NEMOMED8 ou MED12 et des modèles atmosphériques comme ALADIN, WRF, LMDZ ou encore COSMO-CLM, est déjà en cours. Ces couplages sont réalisés au CNRM, au LATMOS, au LMD et à l'Université de Francfort. Le couplage permettra également de s'affranchir de l'utilisation du terme de rétroaction en SST dans le flux de chaleur. Cette étape supplémentaire dans la reproduction réaliste du système climatique régional en Méditerranée a pour but de mieux caractériser les échanges extrêmes qui se produisent à l'interface entre l'océan et l'atmosphère en Méditerranée, une des questions du livre blanc du programme HyMeX.

• Scénarios de changement climatique

La réalisation de simulations climatiques stables et réalistes du climat présent permet d'envisager la réalisation de scénarios régionaux de changement climatique, utilisant le modèle MED12 comme composante océanique régionale. De tels travaux permettront de savoir si une réapparition des événements rares que sont l'EMT et la WMT est possible dans le futur et si la circulation thermohaline méditerranéenne telle que nous l'avons décrite sera modifiée par le changement climatique, comme le suggèrent l'étude de *Somot et al.* (2006) et les simulations du projet européen CIRCE. Cette perspective s'inscrit dans le programme Med-CORDEX, ainsi que dans la préparation du prochain rapport du GIEC (IPCC-AR5).

• Biogéochimie marine

Le modèle MED12 est également utilisé pour étudier la biogéochimie marine. En mode forcé, l'utilisation des champs physiques issus des simulations réalisées avec MED12 permet de valoriser les résultats du modèle sous un angle très critique, par exemple en regardant l'évolution des CFC en Méditerranée. MED12 sera également couplé avec les modèles de biogéochimie marine PISCES et Eco3M. Cette perspective s'inscrit dans le cadre de la thèse de Julien Palmieri

au LSCE sur l'étude du cycle du CO₂ anthropique en Méditerranée, dans le cadre d'une thèse démarrant au LOPB, ainsi que dans les objectifs des projets SiMED2, MED-ICCBIO et MERMEX.

- **Haute résolution**

Enfin, l'apparition récente de la configuration MED36 à très haute résolution ouvre des perspectives très larges quant à l'avenir de la modélisation de la Méditerranée. En parallèle avec l'utilisation de l'outil de zoom AGRIF pour cibler des régions clés (détroits, zone de convection), la poursuite du développement de MED36 et son utilisation pour réaliser des simulations longues va permettre de mieux représenter et de quantifier l'impact des processus de méso-échelle et de sous-méso-échelle sur la modélisation de la variabilité de la circulation et des masses d'eau en Méditerranée.

Table des figures

2.1	<i>Toponymie des sous-bassins et détroits en mer Méditerranée.</i>	20
2.2	<i>Schéma de la circulation de surface.</i>	22
2.3	<i>Schéma de la circulation de la LIW.</i>	24
2.4	<i>Schéma simplifié de la circulation et des zones de formation d'eau profonde en Méditerranée, extrait Béranger et al. (2010).</i>	25
2.5	<i>Bathymétrie et toponymie détaillé du bassin oriental, extraite de Roether et al. (2007).</i>	27
2.6	<i>Sections verticales observées de salinité dans le bassin oriental, en septembre 1987 et janvier 1995, extraites de Klein et al. (1999).</i>	29
2.7	<i>Schéma de la circulation induite par l'EMT au fond du bassin oriental, extrait de Roether et al. (2007).</i>	30
2.8	<i>Schéma des trois phases de la convection en mer ouverte, extrait de Marshall and Schott (1999).</i>	34
2.9	<i>Diagrammes θ-S regroupant des observations dans le bassin occidental, en octobre 2004 et en octobre 2006, extraits de Schroeder et al. (2008).</i>	35
3.1	<i>Illustrations de deux schémas classiques de discrétisation utilisés dans NEMO, extraits de Madec and the NEMO Team (2008) : la grille C d'Arakawa et la distinction full-step/partial-step.</i>	38
3.2	<i>Domaine de la configuration NEMO-Méditerranée, illustré par la bathymétrie (en mètres) de MED36. Pour toutes nos configurations, la frontière avec l'Atlantique à 11°W est une frontière fermée.</i>	39
3.3	<i>Bathymétrie de la mer Égée dans les configurations NEMOMED8, MED12 et MED36.</i>	43
3.4	<i>Grille horizontale et reliefs d'ARPERA.</i>	45
3.5	<i>Composantes du flux d'eau sur l'ensemble de la Méditerranée dans NEMO-MED8 et MED12.</i>	48
3.6	<i>Variations interannuelles du ruissellement côtier par sous-bassin.</i>	50
3.7	<i>Variations interannuelles du débit total du ruissellement côtier, des fleuves et de la mer Noire.</i>	50
3.8	<i>Délimitations des sous-bassins utilisés dans les différents diagnostics.</i>	55
3.9	<i>Valeurs mensuelles en moyenne sur l'ensemble de la Méditerranée des forçages thermique, hydrique et mécanique, pour les simulations MED12-ARPERA-2 et MED12-ECMWF.</i>	56
3.10	<i>Moyennes des forçages de surface sur la période novembre 1998 - octobre 2007 pour MED12-ARPERA-2 et MED12-ECMWF.</i>	57
3.11	<i>Effets moyens, sur la période novembre 1998 - octobre 2007, de la rétroaction en SST dans le flux de chaleur de MED12-ARPERA et du rappel en SSS dans le flux d'eau douce de MED12-ECMWF.</i>	58

3.12	<i>SSH et courants à 35 m pour les simulations NM8-atl-riv, MED12-50ans et MED36-ECMWF.</i>	61
3.13	<i>Moyenne, sur la période 1993-2008, des champs hebdomadaires AVISO de niveau de la mer altimétrique absolu (MADT) et de courants géostrophiques altimétriques dérivés.</i>	62
3.14	<i>SST moyenne pour la climatologie MEDATLAS-II et pour les simulations NM8-atl-riv, MED12-50ans et MED36-ECMWF.</i>	64
3.15	<i>SSS moyenne pour la climatologie MEDATLAS-II et pour les simulations NM8-atl-riv, MED12-50ans et MED36-ECMWF.</i>	65
3.16	<i>Moyennes tridimensionnelles par couches de la température potentielle et de la salinité, pour l'ensemble de la Méditerranée.</i>	67
3.17	<i>Moyennes tridimensionnelles par couches de la température potentielle et de la salinité, pour le bassin occidental.</i>	68
3.18	<i>Moyennes tridimensionnelles par couches de la température potentielle et de la salinité, pour le bassin oriental.</i>	69
4.1	<i>Bathymetry of NEMOMED8 in partial-step configuration and location of main Mediterranean basins, straits and places.</i>	76
4.2	<i>Annual mean of the anomalies of potential temperature and salinity introduced in the Atlantic buffer zone ; values at 176 meters depth.</i>	81
4.3	<i>Annual runoff for the Black Sea, the Nile river, the Rhone river, the Po river and the sum of all river runoffs and the Black Sea inflow.</i>	82
4.4	<i>Values of the monthly cycle and of the annual mean of different components of the surface freshwater flux.</i>	83
4.5	<i>Sea Surface Height and currents at 35m depth averaged on 1961-2000 for NM8-atl-riv.</i>	84
4.6	<i>Heat content anomalies and salt content anomalies for different layers of the Mediterranean Sea.</i>	87
4.7	<i>Salinity and currents at 103m and 292m depth in the far eastern Mediterranean, for NM8-atl-riv.</i>	90
4.8	<i>Heat and salt contents for different layers of the Aegean Sea.</i>	91
4.9	<i>Annual anomalies of the net surface precipitation and freshwater flux over the Levantine and Aegean subbasins.</i>	92
4.10	<i>Monthly values of the stratification index in the Aegean Sea, for NM8-atl-riv, in November for the 1961-2000 period.</i>	94
4.11	<i>Anomalies of winter averaged surface fluxes and buoyancy loss over the Aegean Sea.</i>	96
4.12	<i>Monthly volume of Aegean waters denser than 29.2 kg.m^{-3} (dashed line) and 29.3 kg.m^{-3}, for the three simulations.</i>	97
4.13	<i>Annual formation rate of dense waters in the Aegean Sea, for two thresholds and for the three simulations.</i>	98
4.14	<i>Meridian sections of potential density across the Aegean Sea at 25.8°E, in the simulation NM8-atl-riv.</i>	99
4.15	<i>Monthly potential density simulated on the bottom of the Cretan Arc straits and observed just south of the sill channels.</i>	102
4.16	<i>Salinity and depth of the isopycnal surface $\sigma_\theta = 29.165 \text{ kg.m}^{-3}$, for NM8-atl-riv.</i>	104
4.17	<i>Salinity on the isopycnal surface $\sigma_\theta = 29.18 \text{ kg.m}^{-3}$ for NM8-atl-riv.</i>	105
4.18	<i>Schéma du chemin suivi par la CDW après être sorti du sous-bassin Égée, d'après les résultats des simulations avec NEMOMED8.</i>	110

4.19	<i>Moyennes tridimensionnelles de la température potentielle et de la salinité, par couches pour le sous-bassin Égée, pour les simulations NM8-atl-riv, MED12-50ans et MED12-EGEE.</i>	112
4.20	<i>Variations interannuelles, pour le sous-bassin Égée, du débit du ruissellement côtier et des fleuves.</i>	113
4.21	<i>Maximum annuel de la profondeur atteinte par la turbocline dans le sous-bassin Égée pour les simulation NM8-atl-riv, MED12-50ans et MED12-EGEE.</i>	114
4.22	<i>Volume mensuel d'eau dense dans le sous-bassin Égée pour les simulations NM8-atl-riv, MED12-50ans et MED12-EGEE.</i>	115
4.23	<i>Densité potentielle au niveau des détroits de l'Arc Crétois : simulations NM8-atl-riv, MED12-50ans, MED12-EGEE et observations.</i>	117
4.24	<i>Coupes verticales dans le bassin oriental des moyennes mensuelles de salinité et de densité potentielle en mars 1994, pour la simulation MED12-50ans</i>	120
4.25	<i>Coupes verticales dans le bassin oriental des moyennes mensuelles de salinité et de densité potentielle en décembre 1995, pour la simulation MED12-50ans</i> .	121
4.26	<i>Salinité et profondeur de l'isopycne $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$, dans la simulation MED12-50ans, en moyenne mensuelle pour mars 1994 et décembre 1995.</i>	122
4.27	<i>Salinité et profondeur de l'isopycne $\sigma_\theta=29.18 \text{ kg.m}^{-3}$, dans la simulation MED12-50ans, en moyenne mensuelle pour décembre 1995 et décembre 2000.</i>	124
4.28	<i>Profondeur maximale atteinte par la turbocline durant les hivers 1992 et 1993 dans la simulation MED12-EGEE ; différence avec la simulation MED12-50ans.</i>	130
4.29	<i>Coupes verticales dans le bassin oriental des moyennes mensuelles de salinité et de densité potentielle en mars 1994, pour la simulation MED12-EGEE</i>	133
4.30	<i>Coupes verticales dans le bassin oriental des moyennes mensuelles de salinité et de densité potentielle en décembre 1995, pour la simulation MED12-EGEE</i> .	134
4.31	<i>Salinité et profondeur de l'isopycne $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$, dans la simulation MED12-EGEE, en moyenne mensuelle pour mars 1994 et décembre 1995.</i>	135
4.32	<i>Salinité et profondeur de l'isopycne $\sigma_\theta=29.20 \text{ kg.m}^{-3}$, dans la simulation MED12-EGEE, en moyenne mensuelle pour mars 1994 et décembre 1995.</i>	137
4.33	<i>Salinité et profondeur de l'isopycne $\sigma_\theta=29.18 \text{ kg.m}^{-3}$, dans la simulation MED12-EGEE, en moyenne mensuelle, en décembre 1995.</i>	138
5.1	<i>Domain of the MED12 model illustrated by the bottom turbulent kinetic energy background E.</i>	145
5.2	<i>Monthly Sea Surface Height anomalies averaged over the Atlantic buffer zone for the period 2002-2008.</i>	149
5.3	<i>Net fluxes towards the Mediterranean Sea through the Srait of Gibraltar for the three simulations MED12-ARPERA.</i>	150
5.4	<i>Weekly SSH anomalies averaged over the Mediterranean Sea, for the three simulations MED12-ARPERA and for AVISO.</i>	152
5.5	<i>Weekly SSH anomalies averaged over the North-Western Mediterranean, for the three simulations MED12-ARPERA and for AVISO..</i>	153
5.6	<i>Monthly mean of the SSH over the Western Mediterranean, for February 2005, for simulation MED12-ARPERA3 and for AVISO.</i>	154
5.7	<i>Monthly time-series of the potential temperature and the salinity averaged over the Western Mediterranean, for the three simulations MED12-ARPERA.</i>	156
5.8	<i>Daily values of the maximum of the turbocline depth in the North-Western Mediterranean, and of the volume of dense waters in the Western Mediterranean.</i> .	157

5.9	<i>Vertical profiles of the potential density in average for the Gulf of Lions and for November 2004.</i>	158
5.10	<i>Daily winter maximal extent of the 29.10 kg.m^{-3} isopycne at the sea surface in the Gulf of Lions, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	160
5.11	<i>θ-S diagrams in the Gulf of Lions, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	161
5.12	<i>Bottom end of θ-S profiles averaged over the box 1 in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	163
5.13	<i>Bottom end of θ-S profiles averaged over the box 2 in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	164
5.14	<i>Monthly averages of the depth of the $\sigma_0 = 29.11$ isopycnal surface, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	165
5.15	<i>Potential density and currents at 2225m depth in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	167
5.16	<i>Vertical sections of meridian speed, potential density, salinity and potential temperature, at 39.1°N through cyclone C1, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	168
5.17	<i>Daily averages of the Sea Surface Height in the center of the Western Mediterranean, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	170
5.18	<i>Daily averages of the Barotropic Stream Function in the center of the Western Mediterranean, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	171
5.19	<i>Weekly averages of the Sea Surface Height in the center of the Western Mediterranean, in AVISO observations.</i>	172
5.20	<i>Overview of the main characteristics of the ARIANE simulation.</i>	173
5.21	<i>Trajectories deeper than 1100 m during the first year of the ARIANE simulation.</i>	175
5.22	<i>Profondeur de la turbocline dans le Golfe du Lion pour les simulations MED12-50ans, MED12-ECMWF et MED36-ECMWF.</i>	180
5.23	<i>Densité potentielle et courants, à 2225 m de fond, pour les simulations MED12-50ans, MED12-ECMWF et MED36-ECMWF.</i>	182
5.24	<i>Moyennes journalières de SSH dans la simulation MED36-ECMWF, entre les Baléares et la Sardaigne.</i>	184
5.25	<i>Moyenne, écart-type et rapport entre la moyenne et l'écart-type, sur la période 1959-2008, du maximum de profondeur atteint chaque hiver par la turbocline dans le Golfe du Lion, pour la simulation MED12-50ans.</i>	186
5.26	<i>Maximum hivernal de la profondeur atteinte par la turbocline en Méditerranée nord-occidentale pour les simulations NM8-clim et MED12-50ans, et valeurs maximales observées de la profondeur de la couche mélangée.</i>	187
5.27	<i>Extension maximale hivernale de la zone avec une densité potentielle de surface supérieure à 29.10 kg.m^{-3}, en Méditerranée nord-occidentale, pour la simulation MED12-50ans.</i>	189
5.28	<i>Volume quotidien d'eaux denses, en Méditerranée occidentale, pour les simulations MED12-50ans et MED12-ARPERA-3.</i>	191
5.29	<i>Profils verticaux moyennés sur le Golfe du Lion, en novembre 2004.</i>	192
5.30	<i>Diagrammes θ-S dans le Golfe du Lion pour la simulation MED12-50ans.</i>	194
B.1	<i>Domain of the MED12 model illustrated by the bottom turbulent kinetic energy background E.</i>	257
B.2	<i>Monthly Sea Surface Height anomalies averaged over the Atlantic buffer zone for the period 2002-2008.</i>	259
B.3	<i>Weekly SSH anomalies averaged over the Mediterranean Sea, for the simulation MED12-ARPERA and for AVISO.</i>	262

B.4	<i>Averages, over the Western Mediterranean, of the RMS of the SSH, and of the EKE, for MED12-ARPERA and AVISO.</i>	264
B.5	<i>Monthly mean of the SSH over the Western Mediterranean, for February 2005, for simulation MED12-ARPERA and for AVISO.</i>	265
B.6	<i>Monthly time-series of the SST, SSS, mean potential temperature and mean salinity averaged over the Western Mediterranean, for MED12-ARPERA-3 and the EN3 dataset.</i>	266
B.7	<i>Daily values of the maximum of the turbocline depth in the North-Western Mediterranean, and of the volume of dense waters in the Western Mediterranean.</i>	268
B.8	<i>Daily winter maximal extent of the 29.10 kg.m^{-3} isopycne at the sea surface in the Gulf of Lions, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	269
B.9	<i>θ-S diagrams in the Gulf of Lions, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	271
B.10	<i>Bottom end of θ-S profiles averaged over the boxes 1 and 2.</i>	273
B.11	<i>Monthly averages of the depth of the $\sigma_0 = 29.11$ isopycnal surface.</i>	275
B.12	<i>Potential density and currents at 2225m depth.</i>	276
B.13	<i>Vertical sections of meridian speed, potential density, salinity and potential temperature, at 39.1°N through cyclone C1, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	278
B.14	<i>Daily averages of the Sea Surface Height in the center of the Western Mediterranean, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	279
B.15	<i>Daily averages of the Barotropic Stream Function in the center of the Western Mediterranean, in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	280
B.16	<i>Weekly averages of the Sea Surface Height in the center of the Western Mediterranean, in AVISO observations.</i>	281
B.17	<i>Overview of the main characteristics of the ARIANE simulation.</i>	283
B.18	<i>Trajectories deeper than 1100 m during the first year of the ARIANE simulation.</i>	284

Liste des tableaux

3.1	<i>Description générale des 3 configurations NEMO-Méditerranée.</i>	40
3.2	<i>Principales paramétrisations dans les 3 configurations NEMO-Méditerranée.</i>	41
3.3	<i>Surface et volume par couches du sous-bassin Égée, selon la configuration NEMO-Méditerranée.</i>	43
3.4	<i>Valeurs moyennes des différentes composantes du runoff R dans les trois configurations NEMO-Méditerranée.</i>	51
3.5	<i>Caractéristiques principales des simulations présentées dans le manuscrit.</i>	53
3.6	<i>Conditions aux limites utilisées pour les différentes simulations.</i>	54
4.1	<i>Differences in the hydrological forcings between the three companion simulations.</i>	84
4.2	<i>Water, heat and salt budgets for the whole Mediterranean over the 40 years of the simulation NM8-atl-riv.</i>	85
4.3	<i>Estimates of the water inflow and outflow at the Gibraltar Strait.</i>	85
4.4	<i>Characteristics of the three simulations over 1961-2000 : heat and salt contents for different layers of the whole Mediterranean Sea.</i>	86
4.5	<i>Characteristics of the three simulations over 1961-2000 : heat and salt contents for different layers of the Aegean Sea.</i>	97
4.6	<i>Annual dense water formation rates for the Aegean Sea for the three companion simulations and for two density thresholds.</i>	100
4.7	<i>Annual dense outflows through the Cretan Arc straits.</i>	102
4.8	<i>Flux atmosphériques en moyenne sur le sous-bassin Egée, pour les périodes de novembre 1991 à mars 1992 et de novembre 1992 à mars 1993.</i>	127
5.1	<i>Differences in the boundary conditions between the three companion simulations.</i>	147
5.2	<i>10-year averages and standard deviations of the inflowing, outflowing and net fluxes (water, heat and salt) towards the Mediterranean Sea through the Strait of Gibraltar, for the three MED12-ARPERA simulations.</i>	151
5.3	<i>Dense water formation rates in the Gulf of Lions for winters 2005 and 2006, for the three MED12-ARPERA simulations.</i>	158
5.4	<i>Maximal extent of the area with sea surface density $\geq 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$ in the north-western Mediterranean, for the 10 simulated winters in simulation MED12-ARPERA-3.</i>	162
5.5	<i>Comparaison de la profondeur observée maximale de la couche mélangée et de la profondeur maximale de la turbocline dans les simulations NM8-clim et MED12-50ans.</i>	188
5.6	<i>Taux de formation d'eau dense dans le Golfe du Lion, pour les hivers 2005 et 2006, dans la simulation MED12-50ans.</i>	193

B.1	<i>10-year averages and standard deviations of the inflowing, outflowing and net fluxes (water, heat and salt) towards the Mediterranean Sea through the Strait of Gibraltar.</i>	261
B.2	<i>Dense water formation rates in the Gulf of Lions for winters 2005 and 2006. . .</i>	269
B.3	<i>Maximal extent of the area with sea surface density $\geq 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$ in the north-western Mediterranean, for the 10 simulated winters in simulation MED12-ARPERA.</i>	270

Glossaire

Acronymes des masses d'eau en mer Méditerranée

ADW	Adriatic Deep Water
AW	Atlantic Water
CDW	Cretan Deep Water
CIW	Cretan Intermediate Water
EMDW	Eastern Mediterranean Deep Water
LDW	Levantine Deep Water
LIW	Levantine Intermediate Water
MOW	Mediterranean Outflow Water
NAdDW	North Adriatic Deep Water
SAdDW	South Adriatic Deep Water
TDW	Tyrrhenian Deep Water
WMDW	Western Mediterranean Deep Water

Acronymes de la circulation en mer Méditerranée

AC	Algerian Current
AIS	Atlantic Ionian Stream
AMC	Asia Minor Current
ATC	Atlantic Tunisian Current
CN	Courant Nord
EAE	Eastern Alboran Eddy
EAG	Eastern Algerian Gyre
IE	Ierapetra Eddy
LEC	Libyo-Egyptian Current
MMJ	Mid-Mediterranean Jet
PE	Pelops Eddy
SAdG	South Adriatic Gyre
SE	Sardinian Eddy
WAE	Western Alboran Eddy
WAG	Western Algerian Gyre
ΣA_E	zone d'accumulation de tourbillons est-algérienne
ΣL_E	zone d'accumulation de tourbillon est-levantine, anciennement gyre de Shikmona
ΣL_W	zone d'accumulation de tourbillons ouest-levantine, anciennement gyre de Mersa-Matruh

Autres acronymes

AGRIF	Adaptive Grid Refinement In Fortran
ANR	Agence Nationale de la Recherche
ARPERA	Downscaling dynamique de champs ECMWF par ARPEGE-Climat
BiOS	Adriatic-Ionian Bimodal Oscillating System
BSF	Barotropic Stream Function
CERFACS	Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique
CFC	ChloroFluoroCarbure
CIESM	Commission Internationale d'Exploration Scientifique de la Méditerranée
CIRCE	Climate Change and Impact Research : the Mediterranean Environment
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CORDEX	COordinated Regional climate Downscaling Experiment
COSMO-CLM	modèle du COnsortium for Small-scale MOdeling (COSMO) in CLi-mate Mode
DT-UPD	Delayed Time UPDated
EA	East Atlantic pattern
EA/WR	East Atlantic/West Russian pattern
ECMWF	European Center for Medium-range Weather Forecast
Eco3M	Ecological Modular Mechanistic Model
EEN	Energy and ENstrophy conserving scheme
EGYPT	Eddies and GYres Paths Tracking
EMT	Eastern Mediterranean Transient
ENSTA-ParisTech	Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées - ParisTech
EVD	Enhanced Vertical Diffusion
GIEC	Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat
HadISST	Hadley center sea Ice and Sea Surface Temperature
HCMR	Hellenic Center for Marine Research
HyMeX	HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment
IFREMER	Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER
IPCC-AR5	5 th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
LATMOS	Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
LEGOS	Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
LIM	Louvain-la-Neuve Ice Model
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LOCEAN	Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques (anciennement LODYC, Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie)
LOP	Long-term Observation Period
LOPB	Laboratoire d'Océanographie Physique et Biogéochimique
LMDZ	modèle du LMD en configuration Zoomée
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement

MADT	Maps of Absolute Dynamic Topography
MDT	Mean Dynamic Topography
MED-ICCBIO	Impact of Climate Change on Biogeochemistry in the MEDiterranean
MERMEX	Marine Ecosystems Response in the Mediterranean EXperiment
MFSTEP	Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions
MITgcm	General Circulation Model of the Massachusetts Institute of Technology
MLD	Mixed Layer Depth
MOM	Modular Ocean Model
MOOSE	Mediterranean Ocean Observing System on Environment
MORCE	Model Of the Regional Coupled Earth system
MPI-OM	Max-Planck-Institute Ocean Model
NURC	NATO Undersea Research Center
OPA	Ocean Parallélisé
NAO	North Atlantic Oscillation
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean
OGCM	Ocean General Circulation Model
OISST	Optimal Interpolation Sea Surface Temperature
PAM	Prototype Atlantique Méditerranée
PISCES	Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies
POEM	Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean
POM	Princeton Ocean Model
RCM	Regional Climate Model
SiMED	Simulation de la circulation générale à méso-échelle en MEDiterranée
SLA	Sea Level Anomaly
SSH	Sea Surface Height
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
SYNBIOS	Submeso scale dYnamics and BIOlogy on steep Slopes
TKE	Turbulent Kinetic Energy
TOP	Tracer in the Ocean Paradigm
TVD	Total Variance Dissipation scheme
UKMO	United Kingdom Meteorological Office
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
WMT	Western Mediterranean Transition
WRF	Weather Research and Forecasting

Bibliographie

- Adloff, F., U. Mikolajewicz, M. Kucera, R. Grimm, E. Maier-Reimer, G. Schmiedl, and K. Emeis (2011), Upper ocean climate of the Eastern Mediterranean Sea during the Holocene Insolation Maximum - a model study, *Climate of the Past Discussions*, 7, 1457–1509, doi :10.5194/cpd-7-1457-2011.
- Alhammoud, B., K. Béranger, L. Mortier, M. Crépon, and I. Dekeyser (2005), Surface circulation of the Levantine Basin : Comparison of model results with observations, *Progress in Oceanography*, 66, 299–320.
- Arakawa, A. (1972), *Design of UCLA general circulation model*, University of California.
- Arakawa, A., and V. R. Lamb (1981), A Potential Energy and Enstrophy Conserving Scheme for the Shallow Water Equations, *Monthly Weather Review*, 109, 18–36.
- Artale, V., D. Iudicone, R. Santoleri, V. Rupolo, S. Marullo, and F. D’Ortenzio (2002), Role of surface fluxes in ocean general circulation models using satellite sea surface temperature : Validation of and sensitivity to the forcing frequency of the Mediterranean thermohaline circulation, *Journal of Geophysical Research*, 107(C8), doi :10.1029/2000JC000452.
- Artale, V., et al. (2010), An atmosphere-ocean regional climate model for the Mediterranean area : assessment of a present climate simulation, *Climate Dynamics*, 35, 721–740, doi :10.1007/s00382-009-0691-8.
- Artegiani, A., D. Bregant, E. Paschini, N. Pinardi, F. Raicich, and A. Russo (1997), The Adriatic Sea General Circulation. Part I : Air-Sea Interactions and Water Mass Structure, *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1492–1514.
- Barnier, B., L. Siefridt, and P. Marchesiello (1995), Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses, *Journal of Marine Systems*, 6, 363–380.
- Barnier, B., et al. (2006), Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution, *Ocean Dynamics*, 56, 543–567.
- Baschek, B., U. Send, J. Garcia Lafuente, and J. Candela (2001), Transport estimates in the Strait of Gibraltar with a tidal inverse model, *Journal of Geophysical Research*, 112, 31,033–31,044.
- Béranger, K., L. Mortier, G.-P. Gasparini, L. Gervasio, M. Astraldi, and M. Crépon (2004), The dynamics of the Sicily Strait : a comprehensive study from observations and models, *Deep-Sea Research II*, 51, 411–440, doi :10.1016/j.dsr2.2003.08.004.

- Béranger, K., L. Mortier, and M. Crépon (2005), Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation, *Progress in Oceanography*, 66, 341–364.
- Béranger, K., P. Testor, and M. Crépon (2009), Modelling water mass formation in the Gulf of Lion (Mediterranean Sea), in *Dynamics of Mediterranean Deep Waters, CIESM Workshop Monographs*, vol. 38, edited by F. Briand, pp. 91–100, Mediterranean Science Commission, Monaco.
- Béranger, K., et al. (2010), Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea, *Journal of Geophysical Research*, 115(C12041), doi :10.1029/2009JC005648.
- Berné, S., D. Carré, B. Loubrieu, J.-P. Mazé, L. Morvan, and A. Normand (2004), Le golfe du Lion - Carte morpho-bathymétrique, Ifremer/Conseil Régional du Languedoc-Roussillon Edition.
- Béthoux, J. (1979), Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters, *Oceanologica acta*, 2(2), 157–163.
- Béthoux, J., and B. Gentili (1994), *Ocean Processes in Climate Dynamics : Global and Mediterranean Example*, NATO ASI Series, vol. 419, chap. The Mediterranean Sea, a test for marine and climatic interaction, pp. 239–254, Kluwer Academic.
- Béthoux, J., and B. Gentili (1996), The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes, *Journal of Marine Systems*, 7, 383–394.
- Béthoux, J., and B. Gentili (1999), Functioning of the Mediterranean Sea : past and present changes related to freshwater input and climatic changes, *Journal of Marine Systems*, 20, 33–47.
- Béthoux, J., B. Gentili, E. Morin, and E. Nicolas (1999), The Mediterranean Sea : a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic, *Progress in Oceanography*, 44, 131–146.
- Beuvier, J. (2011), Modelling the long-term variability of circulation and water masses in the Mediterranean Sea : impacts of the ocean-atmosphere exchanges, Ph.D. thesis, Physics speciality, Mechanics department, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, 290 pp., in French.
- Beuvier, J., F. Sevault, and S. Somot (2008), *Modélisation de la variabilité interannuelle de la mer Méditerranée sur la période 1960-2000 à l'aide de NEMOMED8*, Groupe de Météorologie de Grande Echelle et Climat, CNRM, Toulouse, France, note de Centre n°105.
- Beuvier, J., F. Sevault, M. Herrmann, H. Kontoyiannis, W. Ludwig, M. Rixen, E. Stanev, K. Béranger, and S. Somot (2010a), Modeling the Mediterranean Sea interannual variability over 1961-2000 : focus on the Eastern Mediterranean Transient (EMT), in *Rapport de la Commission Internationale d'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée*, vol. 39, page 94, 39th CIESM Congress, Venice, Italy.
- Beuvier, J., F. Sevault, M. Herrmann, H. Kontoyiannis, W. Ludwig, M. Rixen, E. Stanev, K. Béranger, and S. Somot (2010b), Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961-2000 : Focus on the Eastern Mediterranean Transient, *Journal of Geophysical Research*, 115(C08017), doi :10.1029/2009JC005950.

- Beuvier, J., K. Béranger, C. Lebeau-pin Brossier, S. Somot, F. Sevault, Y. Drillet, R. Bourdallé-Badie, N. Ferry, and F. Lyard (en révision), Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005 : time-scales and deep cyclone transport, *Journal of Geophysical Research*, in revision.
- Blanke, B., and P. Delecluse (1993), Low frequency variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with mixed layer physics, *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1363–1388.
- Blanke, B., and S. Raynaud (1997), Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : an eulerian and lagrangian approach from GCM results, *Journal of Physical Oceanography*, 27(6), pp 1038–1053.
- Boukthir, M., and B. Barnier (2000), Seasonal and inter-annual variations in the surface fresh-water flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project, *Journal of Marine Systems*, 24, 343–354.
- Bozec, A. (2006), La circulation thermohaline de la mer Méditerranée sous des climats présent et futur, Ph.D. thesis, spécialité Océanographie Physique, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie - France.
- Bozec, A., P. Bouruet-Aubertot, K. Béranger, and M. Crépon (2006), Mediterranean oceanic response under interannual high resolution atmospheric forcing : a focus on the Aegean sea, *Journal of Geophysical Research*, 111(C11013).
- Bozec, A., P. Bouruet-Aubertot, D. Iudicone, and M. Crépon (2008), Impact of penetrative solar radiation on the diagnosis of water mass transformation in the Mediterranean Sea, *Journal of Geophysical Research*, 113(C06012), 1–14.
- Brankart, J.-M., and P. Brasseur (1998), The general circulation in the Mediterranean Sea : a climatological approach, *Journal of Marine Systems*, 18, 41–70.
- Bryden, H., and H. Stommel (1984), Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea, *Deep-Sea Research*, 38, S445–S463.
- Bryden, H. L., and T. H. Kinder (1991), Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar, *Deep-Sea Research*, 38, 445–463.
- Bryden, H. L., J. Candela, and T. H. Kinder (1994), Exchange through the Strait of Gibraltar, *Progress in Oceanography*, 33, 201–248.
- Canals, M., P. Puig, X. Durrieu de Madron, S. Heussner, A. Palanques, and J. Fabres (2006), Flushing submarine canyons, *Nature*, 444, 354–357.
- Candela, J. (2001), The Mediterranean water and the global circulation, in *Observing and Modelling the Global Ocean*, pp. 419–429, Edited by G. Siedler, J. Church, J. Gould, Academic, San Diego, California.
- Castellari, S., N. Pinardi, and K. Leaman (1998), A model study of air-sea interactions in the Mediterranean Sea, *Journal of Marine Systems*, 18, 89–114.
- Castellari, S., N. Pinardi, and K. Leaman (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, doi :10.1029/2000JC900055.

- Chronis, T., V. Papadopoulos, and E. I. Nikolopoulos (2010), QuickSCAT observations of extreme wind events over the Mediterranean and Black Seas during 2000-2008, *International Journal of Climatology*, doi :10.1002/joc.2213.
- CLIPPER Project Team (1999), Modélisation à haute résolution de la circulation dans l'océan Atlantique forcée et couplée océan-atmosphère, Scientific and Technical Report 1998, Ifremer, Brest, France, n°CLIPPER-R3-99.
- Daget, N., A. T. Weaver, and M. A. Balmaseda (2009), Ensemble estimation of background-error variances in a three-dimensional variational data assimilation system for the global ocean, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 1071–1094.
- Demirov, E. K., and N. Pinardi (2007), On the relationship between the water mass pathways and eddy variability in the Western Mediterranean Sea, *Journal of Geophysical Research*, 112(C02024), doi :10.1029/2005JC003174.
- Déqué, M., and J. Piedelievre (1995), High resolution climate simulation over Europe, *Climate Dynamics*, 11, 321–339.
- Drillet, Y., R. Bourdallé-Badie, L. Siefridt, and C. Le Provost (2005), Meddies in the Mercator North Atlantic and Mediterranean Sea eddy-resolving model, *Journal of Geophysical Research*, 110(C03016), doi :10.1029/2003JC002170.
- Drobinski, P., A. Anav, C. Lebeaupin Brossier, G. Samson, M. Stéfanon, and the MORCE Team (2012), Model of the Regional Coupled Earth system (MORCE) : application to process and climate studies in vulnerable regions, *Environmental Modelling and Software*, doi :10.1016/j.envsoft.2012.01.017.
- Fernández, V., D. E. Dietrich, R. L. Haney, and J. Tintoré (2005), Mesoscale, seasonal and interannual variability in the Mediterranean Sea using a numerical ocean model, *Progress in Oceanography*, 66, 321–340, doi :10.1016/j.pocean.2004.07.010.
- Ferry, N. (2001), Flux de surface de chaleur et d'eau douce en Atlantique Nord : Contributions aux variations de niveau de la mer et apports pour la modélisation numérique océanique, Ph.D. thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 282 p.
- Ferry, N., L. Parent, G. Garric, B. Barnier, N. C. Jourdain, and the Mercator Ocean team (2010), Mercator Global Eddy Permitting Ocean Reanalysis GLORYS1V1 : Description and Results, *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, #36 - January 2010, pp 15–28.
- Fiorino, M. (2004), A Multi-decadal Daily Sea Surface Temperature and Sea Ice Concentration Data Set for the ERA-40 Reanalysis, *ERA-40 Project Report Series N°12*, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, United Kingdom.
- Font, J., P. Puig, J. Salat, A. Palanques, and M. Emelianov (2007), Sequence of hydrographic changes in NW Mediterranean deep water due to the exceptional winter of 2005, *Scientia Marina*, 71(2), 339–346.
- Fuda, J.-L., G. Etepe, C. Millot, P. Favali, M. Calcara, G. Smriglio, and E. Boschi (2002), Warming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water, *Geophysical Research Letters*, 29(19), 1898, doi :10.1029/2001GL014072.

- Gacic, M., G. L. Eusebi Borzelli, G. Civitarese, V. Cardin, and S. Yari (2010), Can internal processes sustain reversals of the ocean upper circulation? The Ionian Sea example, *Geophysical Research Letters*, 37(L09608), doi :10.1029/2010GL043216.
- Gasparini, G. P., A. Ortona, G. Budillon, M. Astraldi, and E. Sansone (2005), The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea, *Deep-Sea Research I*, 52, 915–935.
- Gerin, R., P.-M. Poulain, I. Taupier-Letage, C. Millot, S. Ben Ismail, and C. Samari (2009), Surface circulation in the Eastern Mediterranean using drifters (2005–2007), *Ocean Science*, 5, 559–574, doi :10.5194/os-5-55-2009.
- Gertman, I., N. Pinardi, Y. Popov, and A. Hecht (2006), Aegean Sea Water Masses during the Early Stages of the Eastern Mediterranean Climatic Transient (1988–90), *Journal of Physical Oceanography*, 36, 1841–1859.
- Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomoura, and E. Serrano (1997), ECMWF Re-analysis Project Report Series, *ECMWF Report*, july.
- Goosse, H., J.-M. Campin, E. Deleersnijder, T. Fichefet, P.-P. Mathieu, M. A. Morales Maqueda, and B. Tartinville (2001), Description of the CLIO model version 3.0, *Tech. rep.*, Institut d’Astronomie et de Geophysique Georges Lemaitre, Catholic University of Louvain, Belgium.
- Haines, K., and P. Wu (1995), A modelling study of the thermohaline circulation of the Mediterranean Sea : water formation and dispersal, *Oceanologica Acta*, 18(4), 401–417.
- Haines, K., and P. Wu (1998), GCM studies of intermediate and deep waters in the Mediterranean, *Journal of Marine Systems*, 18, 197–214.
- Hamad, N., C. Millot, and I. Taupier-Letage (2005), A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean Sea, *Progress in Oceanography*, 66, 287–298, doi :10.1016/j.pocean.2005.04.002.
- Hamad, N., C. Millot, and I. Taupier-Letage (2006), The surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean Sea, *Scientia Marina*, 70(3), 457–503.
- Hatzaki, M., H. A. Flocas, C. Giannakopoulos, and P. Maheras (2009), The impact of the Eastern Mediterranean Teleconnection Pattern on the Mediterranean climate, *Journal of Climate*, 22, 977–992, doi :10.1175/2008JCLI2519.1.
- Herrmann, M., S. Somot, F. Sevault, C. Estournel, and M. Déqué (2008), Modeling the deep water convection in the northwestern Mediterranean Sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model : Case study of winter 1986–1987, *Journal of Geophysical Research*, 113(C04011), doi :10.1029/2006JC003991.
- Herrmann, M., J. Bouffard, and K. Béranger (2009), Monitoring open-ocean deep convection from space, *Geophysical Research Letters*, 36(L03606), doi :10.1029/2008GL036422.
- Herrmann, M., F. Sevault, J. Beuvier, and S. Somot (2010), What induced the exceptional 2005 convection event in the northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study, *Journal of Geophysical Research*, 115(C12051), doi :10.1029/2010JC006162.

- Herrmann, M., S. Somot, S. Calmanti, C. Dubois, and F. Sevault (2011), Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling : impact of the regional climate model configuration, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 1983–2001, doi :10.5194/nhess-11-1983-2011.
- Herrmann, M. J., and S. Somot (2008), Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea, *Geophysical Research Letters*, 35(L04607), doi :10.1029/2007GL03244.
- Horton, C., M. Clifford, and J. Schmitz (1997), A realtime oceanographic nowcast/forecast system for the Mediterranean Sea, *Journal of Geophysical Research*, 102(C11), 25,123–25,156.
- Ingleby, B., and M. Huddleston (2007), Quality control of ocean temperature and salinity profiles - historical and real-time data, *Journal of Marine Systems*, 65, 158–175, doi :10.1016/j.jmarsys.2005.11.019.
- Josey, S. A. (2003), Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation, *Journal of Geophysical Research*, 108(C7), 1–18.
- Josey, S. A., S. Somot, and M. Tsimplis (2011), Impacts of atmospheric modes of variability on Mediterranean Sea surface heat exchange, *Journal of Geophysical Research*, 116(C02032), doi :10.1029/2010JC006685.
- Klein, B., W. Roether, B. B. Manca, D. Bregant, V. Beitzel, V. Kovacevic, and A. Luchetta (1999), The large deep water transient in the Eastern Mediterranean, *Deep-Sea Research I*, 46, 371–414.
- Klein, B., W. Roether, N. Kress, B. B. Manca, M. Ribera d'Alcala, E. Souvermezoglou, A. Theocharis, G. Civitarese, and A. Luchetta (2003), Accelerated oxygen consumption in eastern Mediterranean deep waters following the recent changes in thermohaline circulation, *Journal of Geophysical Research*, 108(C9), doi :10.1029/2002JC001454.
- Kontoyiannis, H., A. Theocharis, E. Balopoulos, S. Kioroglou, V. Papadopoulos, M. Collins, A. F. Velegrakis, and A. Iona (1999), Water fluxes through the Cretan Arc Straits, Eastern Mediterranean Sea : March 1994 to June 1995, *Progress in Oceanography*, 44, 511–529.
- Kontoyiannis, H., E. Balopoulos, O. Gotsis-Skretas, A. Pavlidou, G. Assimakopoulou, and E. Papageorgiou (2005), The hydrodynamics and biochemistry of the Cretan Straits (Antikithira and Kassos Straits) revisited in the period June 1997 - May 1998, *Journal of Marine Systems*, 53, 37–57.
- La Violette, P. E., J. A. Price, R. Mosher, and N. E. Kotsovinos (1998), Surface circulation around Crete inferred from satellite, drifter buoys, AXBTS data and a physical model, *Rapport de la Commission Internationale d'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, 35.
- Lafuente, J. G., J. Delgado, J. M. Vargas, M. Vargas, F. Plaza, and T. Sarhan (2002), Low frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO, *Deep-Sea Research II*, 49, 4051–4067.
- Langlais, C. (2007), Etude de la variabilité interannuelle des échanges côte-large : simulation haute résolution de la dynamique du Golfe du Lion, Ph.D. thesis, spécialité Océanographie Physique, Université du Sud Toulon Var, 272 p.

- Lascaratos, A. (1993), Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea, *Deep-Sea Research*, 40(6), 1327–1332.
- Lascaratos, A., and K. Nittis (1998), A high-resolution 3-d numerical study of intermediate water formation in the Levantine Sea, *Journal of Geophysical Research*, 13, 18,497–18,511.
- Lascaratos, A., R. Williams, and E. Tragou (1993), A mixed-layer study of the formation of Levantine Intermediate Water, *Journal of Geophysical Research*, 98(C8), 14,739–14,749.
- Lascaratos, A., W. Roeder, K. Nittis, and B. Klein (1999), Recent changes in deep water formation and spreading in the Eastern Mediterranean Sea : A review, *Progress in Oceanography*, 44, 5–36.
- Leaman, K. D., and F. A. Schott (1991), Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions : winter 1987, *Journal of Physical Oceanography*, 21, 575–598.
- Lebeaupin Brossier, C., K. Béranger, C. Deltel, and P. Drobinski (2011), The Mediterranean response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations, *Ocean Modelling*, 36, 1–25, doi :10.1016/j.ocemod.2010.10.008.
- Lebeaupin Brossier, C., K. Béranger, and P. Drobinski (2012), Sensitivity of the northwestern Mediterranean Sea coastal and thermohaline circulations simulated by the 1/12°-resolution ocean model NEMO-MED12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing, *Ocean Modelling*, 43-44, 94–107, doi :10.1016/j.ocemod.2011.12.007.
- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer (2005), Warming of the world ocean, 1955-2003, *Geophysical Research Letters*, 32(L02604).
- López-Jurado, J.-L., C. González-Pola, and P. Vélez-Belchi (2005), Observation of an abrupt disruption of the long-term warming trend at the Balearic Sea, western Mediterranean Sea, in summer 2005, *Geophysical Research Letters*, 32(L24606), doi :10.1029/2005GL024430.
- Ludwig, W., E. Dumont, M. Meybeck, and S. Heussner (2009), River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea : Major drivers for ecosystem changes during past and future decades ?, *Progress in Oceanography*, 80, 199–217.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier, and O. Francis (2006), Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004, *Ocean Dynamics*, 56(5-6), doi :10.1007/s10236-006-0086-x.
- Macdonald, A. M., J. Candela, and H. L. Bryden (1994), An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar, in *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea Coastal and Estuarine Studies*, *Coastal Estuarine Stud.*, vol. 46, edited by P. E. La Violette et al., pp. 13–32, AGU, Washington, D. C.
- Madec, G., and the NEMO Team (2008), *NEMO ocean engine*, Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, n° 27 ISSN N° 1288-1619.
- Madec, G., F. Lott, P. Delecluse, and M. Crépon (1996), Large-scale preconditioning of deep-water formation in the northwestern Mediterranean Sea, *Journal of Physical Oceanography*, 26, 1393–1408.

- Madec, G., M. Delecluse, M. Imbard, and C. Levy (1998), *OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual*, Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, n°11, 91 p.
- Malanotte-Rizzoli, P., B. B. Manca, M. Ribera d'Alcala, A. Thoecharis, S. Brenner, G. Budillon, and E. Ozsoy (1999), The Eastern Mediterranean in the 80s and in the 90s : the big transition in the intermeditate and deep circulations, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 29, 365–395.
- Manca, B. B., V. Ibello, M. Pacciaroni, P. Scarazzato, and A. Giorgetti (2006), Ventilation of deep waters in the Adriatic and Ionian Seas following changes in thermohaline circulation of the Eastern Mediterranean, *Climate Research*, 31, 239–256.
- Mantziafou, A., and A. Lascaratos (2004), An eddy resolving numerical study of the general circulation and deep-water formation in the Adriatic Sea, *Deep-Sea Research I*, 51, 921–952, doi :10.1016/j.dsr.2004.03.006.
- Mariotti, A., N. Struglia, N. Zeng, and K.-M. Lau (2002), The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea, *Journal of Climate*, 15, 1674–1690.
- Marshall, J., and F. Schott (1999), Open-ocean convection : Observations, theory, and models, *Reviews of Geophysics*, 37(1), 1–64.
- MEDAR/MEDATLAS Group (2002), MEDAR/MEDATLAS 2002 Database, Mediterranean and Black Sea database of temperature salinity and bio-chemical parameters, Climatological Atlas, IFREMER Edition, Brest, France, 4 CDRom.
- Medimap Group (2005), Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea, CIESM/Ifremer Edition, 2 maps at 1/2000000.
- MEDOC Group (1970), Observation of formation of deep water in the mediterranean sea, 1969, *Nature*, 227, 1037–1040.
- Mertens, C., and F. Schott (1998), Interannual Variability of Deep-Water Formation in the Northwestern Mediterranean, *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1410–1424.
- Millot, C. (1999), Circulation in the Western Mediterranean Sea, *Journal of Marine Systems*, 20, 423–442.
- Millot, C. (2005), Circulation in the Mediterranean Sea : evidences, debates and unanswered questions, *Scientia Marina*, 69, 5–21.
- Millot, C. (2009), Another description of the Mediterranean Sea outflow, *Progress in Oceanography*, 82, 101–124.
- Millot, C., and R. Gerin (2010), The Mid-Mediterranean Jet Artefact, *Geophysical Research Letters*, 37, L12,602, doi :10.1029/2010GL43359.
- Millot, C., and I. Taupier-Letage (2005a), Additional evidence of LIW entrainment across the Algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow, *Progress in Oceanography*, 66, 231–250, doi :10.1016/j.pocan.2004.03.002.

- Millot, C., and I. Taupier-Letage (2005b), *The Handbook of Environmental Chemistry*, vol. 5, part K, chap. Circulation in the Mediterranean Sea, pp. 29–66, Springer-Verlag, doi :10.1007/b107143.
- Millot, C., J. Candela, J.-L. Fuda, and Y. Tber (2006), Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition, *Deep-Sea Research I*, 53, 656–666, doi :10.1016/j.dsr.2005.12.017.
- Myers, P., and K. Haines (2000), Seasonal and interannual variability in a model of the Mediterranean under derived flux forcing, *Journal of Physical Oceanography*, 30, 1069–1082.
- Nielsen, J. (1912), Hydrographic of the Mediterranean and Adjacent Waters, *Report of the Danish Oceanographic Expedition 1908-1910 to the Mediterranean and Adjacent Waters*, 1, 72–191.
- Nittis, K., and A. Lascaratos (1998), Diagnostic and prognostic numerical studies of LIW formation, *Journal of Marine Systems*, 18, 179–195.
- Nittis, K., A. Lascaratos, and A. Theocharis (2003), Dense water formation in the Aegean Sea : Numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient, *Journal of Geophysical Research*, 108(C9), 1–15.
- Oddo, P., M. Adani, N. Pinardi, C. Fratianni, M. Tonani, and D. Pettenuzzo (2009), A nested Atlantic-Mediterranean Sea general circulation model for operational forecasting, *Ocean Science*, 5, 461–473.
- Oguz, T., and H. I. Sur (1989), A two-layer model of water exchange through the Dardanelles Strait, *Oceanologica Acta*, 12, 23–31.
- Pascual, A., B. Buongiorno Nardelli, G. Larnicol, M. Emelianov, and D. Gomis (2002), A case of an intense anticyclonic eddy in the Balearic Sea (western Mediterranean), *Journal of Geophysical Research*, 107(C11), doi :10.1029/2001JC000913.
- Pinardi, N., and E. Masetti (2000), Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling : a review, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 153–173.
- Pinardi, N., and A. Navarra (1993), Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea, *Deep-Sea Research II*, 40, 1299–1326.
- Pinardi, N., G. Korres, A. Lascaratos, V. Roussenov, and E. Stanev (1997), Numerical simulation of the interannual variability of the mediterranean sea upper circulation, *Geophysical Research Letters*, 24(4), 425–428.
- Pinot, J.-M., J. L. López-Jurado, and M. Riera (2002), The CANALES experiment (1996-1998). Interannual, seasonal, and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels, *Progress in Oceanography*, 55, 335–370.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research*, 108(D14), 4407, doi :10.1029/2002JD002670.

- Reynaud, T., P. Legrand, H. Mercier, and B. Barnier (1998), A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modeling study, *International WOCE Newsletters*, 32.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith (1994), Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *Journal of Climate*, 7, 929–948.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang (2002), An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate, *Journal of Climate*, 15, 1609–1625.
- Rhein, M. (1995), Deep water formation in the western Mediterranean, *Journal of Geophysical Research*, 100(C4), 6943–6959.
- Rio, M.-H., P.-M. Poulain, A. Pascual, E. Mauri, G. Larnicol, and R. Santoleri (2007), A Mean Dynamic Topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data, in-situ measurements and a general circulation model, *Journal of Marine Systems*, 65, 484–508, doi :10.1016/j.jmarsys.2005.02.006.
- Rixen, M., J.-M. Beckers, J.-M. Brankart, and P. Brasseur (2000), A numerically efficient data analysis method with error map generation, *Ocean Modelling*, 2, 45–60.
- Rixen, M., et al. (2005), The Western Mediterranean Deep Water : A proxy for climate change, *Geophysical Research Letters*, 32(L12608), 1–4.
- Robinson, A. R., W. G. Leslie, A. Theocharis, and A. Lascaratos (2001), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, chap. Mediterranean Sea Circulation, pp. 1689–1706, Academic Press Ltd., London.
- Robinson, A. R., et al. (1991), The Eastern Mediterranean general circulation : Features, structure and variability, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 215–240, doi :10.1016/S0924-7963(01)00056-2.
- Roether, W., B. B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic, and A. Luchetta (1996), Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters, *Science*, 271, 333–335.
- Roether, W., B. Klein, B. B. Manca, A. Theocharis, and S. Kioroglou (2007), Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s, *Progress in Oceanography*, 74, 540–571.
- Rohling, E. J., and H. L. Bryden (1992), Man-induced salinity and temperature increases in the Western Mediterranean deep waters, *Journal of Geophysical Research*, 97, 11,191–11,198.
- Roullet, G., and G. Madec (2000), Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models, *Journal of Geophysical Research*, 105(C10), 23,927–23,942.
- Roussenov, V., E. Stanev, V. Artale, and P. Pinardi (1995), A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation, *Journal of Geophysical Research*, 100(C7), 13,515–13,538.
- Rupolo, V., S. Marullo, and D. Iudicone (2003), Eastern Mediterranean Transient studied with Lagrangian diagnostics applied to a Mediterranean OGCM forced by satellite SST and ECMWF wind stress for the years 1988-1993, *Journal of Geophysical Research*, 108(C9), 1–24.

- Samuel, S., K. Haines, S. Josey, and P. G. Myers (1999), Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field in the period 1980-1993, *Journal of Geophysical Research*, *104*(C4), 7771–7784.
- Sanchez-Gomez, E., S. Somot, S. A. Josey, C. Dubois, N. Elguindi, and M. Déqué (2011), Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-011-1012-6.
- Sánchez-Román, A., G. Sannino, J. García-Lafuente, A. Carillo, and F. Criado-Aldeanueva (2009), Transport estimates at the western section of the Strait of Gibraltar : A combined experimental and numerical modeling study, *Journal of Geophysical Research*, *114*(C06002), doi :10.1029/2008JC005023.
- Sannino, G., M. Herrmann, A. Carillo, V. Rupolo, V. Ruggiero, V. Artale, and P. Heimbach (2009), An eddy-permitting model of the Mediterranean Sea with a two-way grid refinement at the Strait of Gibraltar, *Ocean Modelling*, *30*, 56–72, doi :10.1016/j.ocemod.2009.06.002.
- Schott, F., M. Visbeck, U. Send, J. Fischer, L. Stramma, and Y. Desaubies (1996), Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean, during the winter of 1991/1992, *Journal of Physical Oceanography*, *26*(4), 505–524.
- Schröder, K., G. P. Gasparini, M. Tangherlini, and M. Astraldi (2006), Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient, *Geophysical Research Letters*, *33*(L21607), doi :10.1029/2006GL027121.
- Schroeder, K., A. Ribotti, M. Borghini, R. Sorgente, A. Perilli, and G. P. Gasparini (2008), An extensive western Mediterranean deep water renewal between 2004 and 2006, *Geophysical Research Letters*, *35*(L18605), doi :10.1029/2008GL035146.
- Schroeder, K., S. A. Josey, M. Herrmann, L. Grignon, G. P. Gasparini, and H. L. Bryden (2010), Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005 : Atmospheric forcings and lateral advection, *Journal of Geophysical Research*, *115*(C08029), doi :10.1029/2009JC005749.
- Send, U., J. Font, and C. Mertens (1996), Recent observation indicates convection's role in deep water circulation, *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, *77*(7), 61–65.
- Send, U., J. Font, G. Krahnemann, M. Millot, M. Rhein, and J. Tintoré (1999), Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea, *Progress in Oceanography*, *44*, 37–64.
- Sevault, F., and S. Somot (2005), *Le modèle OPA-Méditerranée forcé par les flux et la température de surface de la réanalyse ERA40 du CEP*, Groupe de Météorologie de Grande Echelle et Climat, CNRM, Toulouse, France, note de Centre n°94.
- Sevault, F., S. Somot, and J. Beuvier (2009), *A regional version of the NEMO ocean engine on the Mediterranean Sea : NEMOMED8 user's guide*, Groupe de Météorologie de Grande Echelle et Climat, CNRM, Toulouse, France, note de centre n°107.
- Simmons, A., and J. Gibson (2000), The ERA40 project plan, *ECMWF ERA-40 Project Report Series N°1*, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, United Kingdom.

- Smith, R. O., H. L. Bryden, and K. Stansfield (2008), Observations of new western Mediterranean deep water formation using Argo floats 2004–2006, *Ocean Science*, 4, 133–149.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth sounding, *Science*, 277(5334), 1956–1962.
- Somot, S. (2005), Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique, Ph.D. thesis, spécialité Physique du Climat, Université Toulouse III - Paul Sabatier - France.
- Somot, S., and J. Colin (2008), First step towards a multi-decadal high-resolution Mediterranean Sea reanalysis using dynamical downscaling of ERA40, Research activities in atmospheric and oceanic modelling, CAS/JSC Working group on numerical experimentation, report n°38, WMO, Geneva, Switzerland, available at <http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/index.html>.
- Somot, S., F. Sevault, H. Douville, and M. Déqué (2001), *Etude hydrologique de la Mer Noire et Paramétrisation des échanges avec la Mer Egée*, Groupe de Météorologie de Grande Echelle et Climat, CNRM, Toulouse, France, note de Centre n°74.
- Somot, S., F. Sevault, and M. Déqué (2006), Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model, *Climate Dynamics*, 27, 851–879.
- Somot, S., F. Sevault, M. Déqué, and M. Crépon (2008), 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model, *Global and Planetary Change*, 63, 112–126, doi :10.1016/j.gloplacha.2007.10.003.
- Sorgente, R., A. F. Drago, and A. Ribotti (2003), Seasonal variability in the Central Mediterranean Sea circulation, *Annales Geophysicae*, 21, 299–322.
- Sorgente, R., A. Olita, P. Oddo, L. Fazioli, and A. Ribotti (2011), Numerical simulation and decomposition of kinetic energy in the Central Mediterranean : insight on mesoscale circulation and energy conversion, *Ocean Science*, 7, 503–519, doi :10.5194/os-7-503-2011.
- Sotillo, M. G., A. W. Ratsimandresy, J. C. Carretero, A. Bentamy, F. Valero, and F. González-Rouco (2005), A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin : contribution to the regional improvement of global reanalysis, *Climate Dynamics*, 25, 219–236.
- Soto-Navarro, J., F. Criado-Aldeanueva, J. García-Lafuente, and A. Sánchez-Román (2010), Estimation of the Atlantic inflow through the Strait of Gibraltar from climatological and in situ data, *Journal of Geophysical Research*, 115(C10023), doi :10.1029/2010JC006302.
- Stanev, E. V., and E. L. Peneva (2002), Regional sea level response to global climatic change : Black Sea examples, *Global and Planetary Changes*, 32, 33–47.
- Stanev, E. V., P.-Y. Le Traon, and E. L. Peneva (2000), Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing : Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea, *Journal of Geophysical Research*, 105(C7), 17,203–17,216.
- Stratford, K., and K. Haines (2000), Frictional sinking of the dense water overflow in a z-Coordinate OGCM of the Mediterranean Sea, *Geophysical Research Letters*, 27(24), 3969–3972.

- Sur, H. I., E. Ozsoy, and U. Unluata (1993), Simultaneous deep and intermediate depth convection in the Northern Levantine Sea, winter 1992, *Oceanologica Acta*, 16(1), 33–43.
- Taillandier, V., A. Griffa, P.-M. Poulain, and K. Béranger (2006), Assimilation of Argo float positions in the north western Mediterranean Sea and impact on ocean circulation simulations, *Geophysical Research Letters*, 33(L11604), doi :10.1029/2005GL025552.
- Taupier-Letage, I., and EGYPT-EGITTO Teams (2007), New elements on the surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean, *Rapport de la Commission Internationale d'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, 38, 204.
- Testor, P., and J.-C. Gascard (2003), Large scale spreading of deep waters in the western Mediterranean Sea by submesoscale coherent eddies, *Journal of Physical Oceanography*, 33, 75–87.
- Testor, P., and J.-C. Gascard (2006), Post-convection spreading phase in the Northwestern Mediterranean Sea, *Deep-Sea Research I*, 53, 869–893, doi :10.1016/j.dsr.2006.02.004.
- Testor, P., K. Béranger, and L. Mortier (2005a), Modeling the deep eddy field in the southwestern Mediterranean : The life cycle of Sardinian eddies, *Geophysical Research Letters*, 32(L13602), doi :10.1029/2004GL022283.
- Testor, P., U. Send, J.-C. Gascard, C. Millot, I. Taupier-Letage, and K. Béranger (2005b), The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea : Algerian Gyres, *Journal of Geophysical Research*, 110(C11017), doi :10.1029/2004JC002861.
- Theocharis, A., and H. Kontoyiannis (1999), Interannual variability of the circulation and hydrography in the Eastern Mediterranean (1986-1995), in *NATO Sciences Series : 2. Environmental Security, vol. 51 : The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*, pp. 453–464, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, The Netherlands.
- Theocharis, A., E. Balopoulos, S. Kioroglou, H. Kontoyiannis, and A. Iona (1999a), A synthesis of the circulation and hydrography of the South Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc (March 1994-January 1995), *Progress in Oceanography*, 44, 469–509.
- Theocharis, A., K. Nittis, H. Kontoyiannis, E. Papageorgiou, and E. Balopoulos (1999b), Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986-1997), *Geophysical Research Letters*, 26(11), 1617–1620.
- Theocharis, A., B. Klein, L. Nittis, and W. Roether (2002), Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997-1999), *Journal of Marine Systems*, 33-34, 91–116.
- THETIS Group (1994), Open-ocean deep convection explored in the Mediterranean, *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 75(19), 217–221.
- Tixeront, J. (1970), Le bilan hydrologique de la mer Noire et de la mer Méditerranée, *Cahiers Océanographiques*, 3, 227–237.
- Tonani, M., N. Pinardi, S. Dobricic, I. Pujol, and C. Fratianni (2008), A high-resolution free-surface model of the Mediterranean Sea, *Ocean Science*, 4, 1–14.
- Tsimplis, M., M. Marcos, S. Somot, and B. Barnier (2008), Sea level forcing in the Mediterranean Sea between 1960 and 2000, *Global and Planetary Change*, 63, 325–332.

- Tsimplis, M., M. Marcos, J. Colin, S. Somot, A. Pascual, and A. G. P. Shaw (2009), Sea level variability in the Mediterranean Sea during the 1990s on the basis of one 2d and one 3d model, *Journal of Marine Systems*, 78, 109–123.
- Tsimplis, M. N., and H. L. Bryden (2000), Estimation of the transport through the Strait of Gibraltar, *Deep-Sea Research I*, 47, 2219–2242.
- Tsimplis, M. N., and S. A. Josey (2001), Forcing of the Mediterranean Sea level by atmospheric oscillations over the North Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 28, 803–806.
- Uppala, S. M., et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012, doi : 10.1256/qj.04.176.
- Vargas-Yáñez, M., F. Plaza, J. García-Lafuente, T. Sarhan, J. M. Vargas, and P. Vélez-Belchi (2002), About the seasonal variability of the Alboran Sea circulation, *Journal of Marine Systems*, 35, 229–248.
- Von Storch, H., H. Langeberg, and F. Feser (2000), A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes, *Monthly Weather Review*, 128, 3664–3673.
- Vörösmarty, C., B. Fekete, and B. Tucker (1996), *Global river discharge database, RivDis*, UNESCO, Paris, international Hydrological Program, Global Hydrological Archive and Analysis Systems.
- Wijffels, S. E., J. Willis, C. M. Domingues, P. Barker, N. J. White, A. Gronell, K. Ridgway, and J. A. Church (2008), Changing expendable Bathythermograph Fall-rates and their Impact on Estimates of Thermosteric Sea Level Rise, *Journal of Climate*, 21, 5657–5672, doi :10.1175/2008jcli2290.1.
- Wu, P., and K. Haines (1996), Modelling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in Mediterranean deep water formation, *Journal of Geophysical Research*, 101, 6591–6607.
- Wu, P., and K. Haines (1998), The general circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation, *Journal of Geophysical Research*, 103(C1), 1121–1135.
- Wu, P., K. Haines, and N. Pinardi (2000), Toward an understanding of deep-water renewal in the eastern Mediterranean, *Journal of Physical Oceanography*, 30, 443–458.
- Wüst, G. (1961), On the vertical circulation of the Mediterranean Sea, *Journal of Geophysical Research*, 66(10), 3261–3271.
- Zavatarelli, M., and G. Mellor (1995), A numerical study of the Mediterranean Sea circulation, *Journal of Physical Oceanography*, 25, 1384–1414.
- Zervakis, V., D. Georgopoulos, and P. G. Drakopoulos (2000), The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes, *Journal of Geophysical Research*, 105(C11), 26,103–26,116.
- Zervakis, V., D. Georgopoulos, A. Karageorgis, and A. Theocharis (2004), On the response of the Aegean Sea to climatic variability : A review, *International Journal of Climatology*, 24, 1845–1858.