

# Chapitre 4

## Variabilité dans le bassin oriental : l'Eastern Mediterranean Transient (EMT)

Ce chapitre est consacré à l'étude de l'Eastern Mediterranean Transient (EMT), phénomène illustrant la variabilité à long terme dans le bassin méditerranéen oriental.

Dans une première partie est présentée une étude réalisée avec NEMOMED8 qui se focalise sur la séquence d'événements qui constituent l'EMT et qui tente d'identifier parmi les processus de préconditionnement et de déclenchement de l'EMT, lesquels jouent un rôle important.

Dans une deuxième partie sont présentés les résultats nouveaux apportés par le changement de résolution du modèle océanique.

Enfin, l'influence du forçage atmosphérique sur l'intensité de l'EMT est présentée : un test de sensibilité académique, dans lequel les forçages atmosphériques sont modifiés au-dessus du sous-bassin égéen, reproduit la phase de plongée de l'EMT de manière plus satisfaisante et permet de proposer un schéma de la circulation très profonde dans la Méditerranée orientale.

### 4.1 Etude de la chronologie des étapes de l'EMT

Cette section est constituée de l'article *Beuquier et al.* (2010b) publié au Journal of Geophysical Research.

Beuquier, 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, *J. Geophys. Res.*, *115*, C08017, doi :10.1029/2009JC005950.

### Résumé

Ce travail est consacré à l'étude de la variabilité à long terme de la mer Méditerranée, en particulier l'étude de l'Eastern Mediterranean Transient (EMT), qui s'est produit au début des années 1990. Des simulations de la période 1961-2000 ont été réalisées avec un modèle de circulation générale océanique "eddy-permitting" de la mer Méditerranée, piloté par des flux océan-atmosphère interannuels et réalistes. En utilisant différentes bases de données pour les débits fluviaux, l'apport de la mer Noire et les caractéristiques thermohalines atlantiques, à échelles climatologique ou interannuelle, nous évaluons les effets des forçages hydrologiques non-atmosphérique sur les variations interannuelles de la circulation méditerranéenne. L'évolution du contenu de chaleur à l'échelle de la Méditerranée est en très bon accord avec les observations (particulièrement dans les couches de surface et intermédiaire), celle du contenu

en sel l'est moins. Des événements convectifs dans le sous-bassin Égée sont identifiés dans les simulations entre 1972 et 1976, au début des années 1980 et autour de la période de l'EMT. Les taux de formation d'eau crétoise profonde (Cretan Deep Water, CDW) diffèrent durant ces périodes, conduisant ou non à la propagation de CDW dans le bassin méditerranéen oriental. Le scénario de l'EMT est bien reproduit dans le modèle : les forts refroidissements et pertes d'eau en surface du sous-bassin Égée pendant deux hivers du début des années 1990, la quantité importante de CDW dense formée pendant ces hivers et ensuite le débordement et la propagation de cette CDW dans le bassin méditerranéen oriental. Parmi les processus de préconditionnement suggérés dans la littérature, nous trouvons que des changements de la circulation de surface dans le sous-bassin Levantin, éventuellement induits par le passage dans le passage de Crète de tourbillons anticycloniques, ainsi qu'une période de sécheresse au-dessus de la Méditerranée orientale, conduisent à l'augmentation du contenu en sel du sous-bassin Égée. Des changements dans l'apport d'eau douce par la mer Noire ou dans les caractéristiques de l'eau atlantique entrant au détroit de Gibraltar modifient également l'état thermohalin du sous-bassin Égée avant l'EMT. Mais, comme aucun des ces préconditionnements n'a un impact durable sur la diminution de la stratification verticale dans le sous-bassin Égée, nous concluons que, concernant l'EMT, les principaux éléments déclencheurs sont les flux atmosphériques et les vents durant les hivers 1991-92 et 1992-93.



## Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961-2000 : Focus on the Eastern Mediterranean Transient

J. Beuvier, F. Sevault, M. Herrmann, H. Kontoyiannis, W. Ludwig, M. Rixen, E. Stanev, K. Béranger, S. Somot.

### Abstract

This work is dedicated to the study of the climate variability of the Mediterranean Sea, in particular the study of the Eastern Mediterranean Transient (EMT) which occurred in the early 1990's. Simulations of the 1961-2000 period have been carried out with an eddy-permitting Ocean General Circulation Model of the Mediterranean Sea, driven by realistic interannual high-resolution air-sea fluxes. Using different databases for the river runoff, Black Sea inflow and Atlantic thermohaline characteristics at climatological or interannual scales, we assess the effects of the non-atmospheric hydrological forcings on the simulation of the interannual variations of the Mediterranean circulation. The evolution of the basin-scale heat content is in very good agreement with the observations (especially in the surface and intermediate layers), while the agreement is lower for the evolution of the salt content. Convection events in the Aegean Sea are noticed in the simulations between 1972 and 1976, in the late 1980's and around the EMT period. The formation rates of Cretan Deep Water (CDW) are different during these periods, allowing or preventing the spreading of CDW into the eastern Mediterranean.

The sequence of the EMT events is well reproduced : the high winter oceanic surface cooling and net evaporation over the Aegean Sea in the early 1990's, the high amount of dense CDW formed during these winters and then the overflow and the spreading of this CDW in the eastern Mediterranean. Among the preconditioning processes suggested in the literature, we find that changes in the Levantine surface circulation, possibly induced by the presence in the Cretan Passage of anticyclonic eddies, and a lasting period with reduced net precipitation over the eastern Mediterranean, lead to an increase of the salt content of the Aegean Sea. Changes in the Black Sea freshwater inflow or in the characteristic of the Atlantic Water entering at the Gibraltar Strait also modify the thermohaline state of the Aegean Sea before the EMT. But, as none of these preconditioning factors has a lasting impact on lowering the vertical stratification of the Aegean Sea, we conclude that, concerning the EMT, the major triggering elements are the atmospheric fluxes and winds occurring in winters 1991-92 and 1992-93.

### 4.1.1 Introduction

The Mediterranean Sea circulation and water masses have been studied for a long time and schemes of the steady state of its thermohaline circulation have been proposed (*Wüst, 1961; Robinson et al., 2001*). The Atlantic Water (AW) enters the western Mediterranean at the Gibraltar Strait in the surface layer and flows towards the eastern Mediterranean in a cyclonic manner (*Millot, 1999; Hamad et al., 2005; Alhammoud et al., 2005*). Deep winter convection forms dense waters sinking at different depths in four main areas (see Figure 4.1 for geographical locations) :

- the Levantine Intermediate Water (LIW) and sometimes the Levantine Deep Water (LDW) in the Levantine basin, mainly in the Rhodes gyre,
- the Cretan Intermediate Water (CIW) and sometimes the Cretan Deep Water (CDW) in the southern part of the Aegean Sea (Cretan Sea),

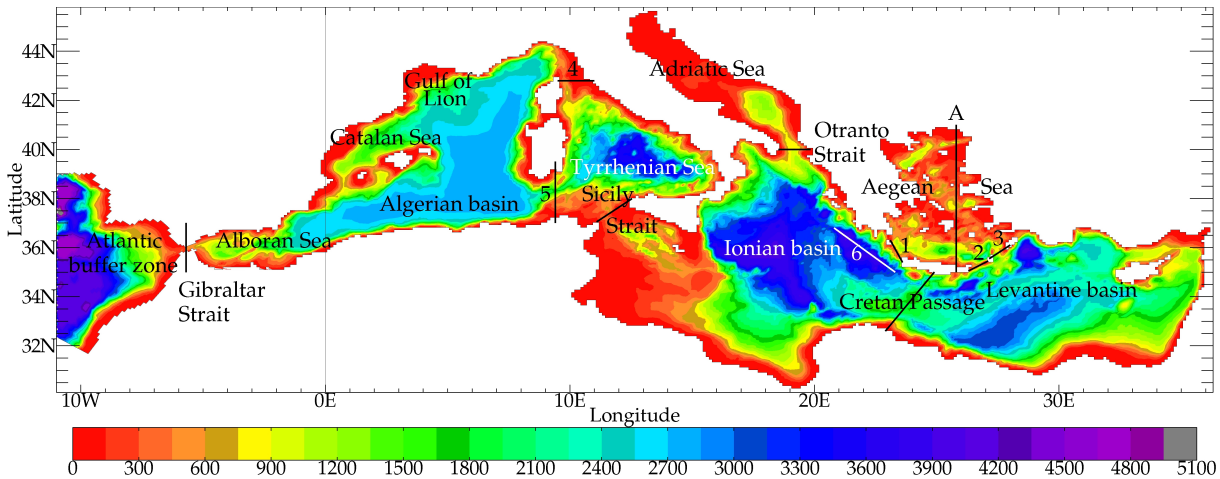


FIG. 4.1 – Bathymetry (in meters) of NEMOMED8 in partial-step configuration and location of main Mediterranean basins, straits and places.

1 : Antikithira Strait. 2 : Kassos Strait. 3 : Karpathos Strait. 4 : Corsica Strait. 5 : Sardinia Strait. 6 : Hellenic Trench. A : location of the meridian sections of Figure 4.14.

- the Adriatic Deep Water (ADW) in the Adriatic Sea,
- the Western Mediterranean Deep Water (WMDW) in the Gulf of Lions.

The eastern Mediterranean deep layers are filled by Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) that typically originates in the Adriatic Sea (ADW) and in one exceptional case in the Cretan Sea (CDW). Shelf deep convection process is also present in specific locations along the northern boundary, i.e. in the Gulf of Lions (*Canals et al.*, 2006), in the North of Adriatic Sea (*Artegiani et al.*, 1997) and in the Aegean Sea (*Zervakis et al.*, 2000). The intermediate waters mainly flow at a depth of about 300 to 500m from the northern Levantine basin or eastern Ionian basin towards the other sub-basins, namely the Adriatic Sea and the Gulf of Lions. The LIW also propagates northwards off the Turkish coasts in the Aegean Sea (*Gertman et al.*, 2006). The deep waters are strongly constrained by Mediterranean straits and sills (Cretan Arc straits, Cretan Passage, Otranto, Sicily, Corsica and Sardinia straits), which limit the exchanges between the various sub-basins.

This typical steady-state picture of the Mediterranean ThermoHaline Circulation (MTHC hereafter), which was valid for almost the entire twentieth century and in which the EMDW was of Adriatic origin, was fundamentally disturbed by the discovery of the so-called Eastern Mediterranean Transient (EMT) during the 1990's, which was first reported by *Roether et al.* (1996). Then, its evolution has been further analyzed by *Klein et al.* (1999), *Lascaratos et al.* (1999), *Theocharis et al.* (1999b), *Zervakis et al.* (2004) and *Roether et al.* (2007). Observational evidences proved that, during the beginning of the 1990's, the EMDW was not formed anymore in the Adriatic Sea but in the Aegean Sea. Very dense waters were formed during several years within the Aegean Sea until they filled this small basin. This newly formed water mass then overflowed in the Levantine and Ionian basins through the Cretan Arc straits (Antikithira, Kassos and Karpathos straits). The densest water overflows have been recorded in the deepest straits of the Cretan Arc, Kassos and Karpathos, situated at the eastern part of Crete (*Theocharis et al.*, 2002; *Kontoyiannis et al.*, 2005). Note that during the winter 1991-1992, LDW was also observed in the Rhodes gyre (*Sur et al.*, 1993), proving the exceptionality of this particular winter in terms of buoyancy loss. After overflowing the Cretan straits and despite the mixing due to

lighter water mass entrainment, the newly formed water mass spreads towards the bottom of the eastern Mediterranean. The major part of the dense water vein turned westward driven by the Coriolis force and by the local topography represented by the Hellenic Trench, west of Crete. It then continued to flow along the continental slope in the Ionian basin (Roether *et al.*, 2007). Under the sill of the Cretan Passage, *i.e.* below 2000 m, the rest of the vein flowed southwards in a cyclonic circulation in the Levantine basin. A part of the new EMDW also spreads directly and slowly eastwards in the Levantine basin, probably carried by mesoscale eddies.

The new EMDW replaced and uplifted the old EMDW, creating a warm, salty and dense anomaly in the hydrographic characteristics of the deep layers of the eastern Mediterranean and a cold and fresh anomaly in those of the intermediate layers (Theocharis *et al.*, 2002; Gasparini *et al.*, 2005). This transient phenomenon has even had an impact on the biogeochemistry of the eastern Mediterranean (Klein *et al.*, 2003). Since 1998, a new phase of the EMT has been observed with warm and salty Cretan Intermediate Water (CIW) flowing out of the Aegean Sea through the Antikithira Strait. This CIW was observed in the Ionian basin at about 400-500 m depth around 1998-2000. They were situated above the old EMDW (of ADW origin) which were at about 1500 m depth and above the new EMDW (of CDW origin) which were at about 2500 m depth (Theocharis *et al.*, 2002; Kontoyiannis *et al.*, 2005). Despite the lack of observations showing the detailed path of this CIW in the eastern Mediterranean, it may have passed through the Sicily Strait around year 2000 (Gasparini *et al.*, 2005) and reached the western Mediterranean (Schroeder *et al.*, 2008). The formation phase and the spreading phase of the new EMDW have been recently summarized by Roether *et al.* (2007). Different hypotheses concerning the preconditioning of the EMT and its timing have been proposed in the literature, mainly based on the available observations. Among the preconditioning hypotheses and the potential triggering elements, we found :

- a change in the surface circulation, which could have modified the AW path, preventing the AW flow towards the far eastern Mediterranean and isolating the Levantine basin and the Aegean Sea from a freshwater input (Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1999; Samuel *et al.*, 1999; Theocharis and Kontoyiannis, 1999),
- the presence of three anticyclonic eddies south of Crete, which would have modified the LIW path towards the Aegean Sea and consequently increased the salt content of the Aegean Sea (Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1999; Samuel *et al.*, 1999),
- the salinity increase of the deep waters observed during the end of the 1980's in the eastern Mediterranean can be explained, for 10 to 40% of it, by changes in the net surface evaporation but the major part of the change should have been driven by internal salinity redistribution (Josey, 2003),
- a decrease in the Black Sea freshwater input due to a reduction of the river runoff which flow into it (Zervakis *et al.*, 2000; Stanev and Peneva, 2002),
- the start of the intense winter convection in 1987 in the northern Aegean Sea (Zervakis *et al.*, 2000; Gertman *et al.*, 2006) ; Cretan Deep Water was also observed in the Cretan Sea during summer 1987 ; from that year, the Aegean Sea would have been steadily filled by CDW (Theocharis *et al.*, 1999b),
- the occurrence of two successive winters (1991-92 and 1992-93) with strong and deep convection in all the Aegean Sea ; these convection events are triggered by strong surface heat losses during these winters (Josey, 2003).

All these preconditioning factors (or at least some of them) could have changed the Aegean Sea stratification, leading to a less stable water column that was then easily mixed during the very cold 1992 and 1993 winters. They support the hypothesis of the key role played by the cold winters, which corresponds to a quick triggering of the EMT. Another hypothesis is the

steady slow filling of the Aegean Sea by dense waters during a long period covering the 1970's and the 1980's, with the winters 1992 and 1993 on top of it, which corresponds to a long-term triggering of the EMT.

Despite the fact that in-situ observations were crucial to discover the EMT and to start proposing hypotheses, they can not give a clear 4D description of the present ocean and do not allow to clearly sort out between the various proposed hypotheses leading to EMT. In addition, they do not allow to answer if other EMT-like events occurred in the past (in the 1970's as proposed by *Josey* (2003)) or could appear in the future under climate change scenarios (*Somot et al.*, 2006). The full understanding of the sequence of the EMT events and the forecasting of a possible next one can only rely on a high-quality and well-validated numerical modelling of the MTHC during the past decades, as underlined by the recent review made by *Roether et al.* (2007).

The various preconditioning factors mentioned above as well as our knowledge of the complexity and variability of the MTHC allow us to draw the required conditions of a useful modelling exercise of the EMT. High resolutions in space and time are required for the ocean model as well as for the air-sea fluxes used to force it. Long-term simulations covering at least the 1970's, 1980's and 1990's are needed in order to determine the causing effects. These simulations have to be continued after the 1990's (*Herrmann et al.*, 2010) to quantify the impact of the EMT on the western Mediterranean during the last decade, as observed by *Schroeder et al.* (2008). The salinity forcing and its interannual variations should be taken into account in order to assess the possible salinity preconditioning issue by the 1980's reduced net precipitation and/or by the changes in the Black Sea freshwater inputs. Consequently, surface salinity relaxation towards climatology should be avoided, as well as any other modelling trick limiting the spatial and temporal variability of the 3D thermohaline structure. Both the eastern Mediterranean and the western Mediterranean should be taken into account and a good representation of the Cretan straits is required. A stable state of the MTHC and water mass characteristics should be reached before the EMT period.

Compared to the numerous papers dealing with the EMT and possible explanations, there are only few papers on modelling studies and even less using long-term realistic atmospheric forcing. Modelling studies which have tried to deal with EMT causes are mainly process studies and their results are inadequate to be directly and quantitatively compared with actual observations. Early studies were done with relatively low resolution ocean models, at sub-basin or basin scales ; these studies used atmospheric fields at low spatial and temporal resolutions (monthly data at about  $1^\circ \times 1^\circ$ , such as COADS or ERA15 datasets) to force the ocean models (*Samuel et al.*, 1999). These studies were often carried out on short periods of time (e.g. in *Rupolo et al.* (2003)). However, they could give interesting preliminary insights into the EMT. In particular, *Samuel et al.* (1999) found that, between 1980-1987 and 1988-1993, the wind driven circulation was modified and thus the locations of the deep water production too. This may have played a role in the EMT. Nevertheless, they did not take into account the important observed changes in air-sea fluxes.

To reproduce the convection in the Aegean Sea, ad-hoc modifications of the air-sea forcing or artificial flux anomalies were sometimes used, for example in *Wu et al.* (2000), who increased freshwater loss over the eastern Mediterranean or decreased sea surface temperature of the Aegean Sea by 1-2°C for chosen winters. By increasing the temporal resolution of the atmospheric fields, *Lascaratou et al.* (1999) and then *Nittis et al.* (2003) were able to reproduce strong convection events, although they modified artificially the freshwater forcing for some chosen

years (−40% and −25% for precipitation and Black Sea inputs respectively in 1989, 1990, 1992 and 1993). By increasing the spatial resolution of the atmospheric fields, *Bozec et al.* (2006) argued that an EMT-like event can be partly reproduced using random forcing and highlighted the need for using atmospheric fields with relatively high spatial resolution (about 50 km) to simulate an EMT-like event.

But in all of these studies, no realistic interannual freshwater forcing was applied because of the use of Sea Surface Salinity relaxation toward a climatology.

The goals of this study are the following :

- to assess how good is a state-of-the-art hindcast simulation in reproducing the sequence of the EMT events,
- to sort out some of the preconditioning hypotheses proposed in the literature by using a numerical approach ; in detail, we would like to assess the role of the interannual variability of the freshwater forcings in controlling the EMT preconditioning and convective phase (none of the previous numerical studies was able to solve the issue of a realistic interannual freshwater forcing),
- to complete the sequence of the EMT events for the periods not covered by in-situ observations (namely in 1993 for the dense CDW outflow),
- to better quantify the EMT event in terms of rate of formation, spreading paths and processes using the high-resolution 4D view offered by an ocean model,
- to highlight the weak points of the present hindcast design and to propose ways of improvement for future runs.

To reach our objectives, we use an eddy-permitting Mediterranean Sea model NEMOMED8 (*Sevault et al.*, 2009), based on the NEMO engine (*Madec and the NEMO Team*, 2008). In this work, NEMOMED8 is forced by a 50-km resolution dynamical downscaling of the ERA40 reanalysis, the so-called ARPERA dataset (*Herrmann and Somot*, 2008; *Tsimplis et al.*, 2008) over the 1961-2000 period. Then, three hindcast simulations are done using climatological or realistic interannual freshwater forcing (Atlantic waters, river runoff, Black Sea inflow).

In section 4.1.2, we describe the ocean model, its forcing and the simulations. In section 4.1.3, we proposed an overall validation of the reference run. Results concerning the EMT, based on the reference run and sensitivity simulations, are detailed in section 4.1.4. Conclusion and perspectives are discussed in section 4.1.5.

## 4.1.2 The model and the simulations

### 4.1.2.1 Model grid and bathymetry

The NEMOMED8 model (*Beuvier et al.*, 2008; *Sevault et al.*, 2009) is a Mediterranean configuration of the NEMO ocean model (*Madec and the NEMO Team*, 2008), following the previous works done with OPAMED8 (*Somot et al.*, 2006; *Somot and Colin*, 2008; *Herrmann et al.*, 2008; *Tsimplis et al.*, 2008, 2009), which is a regional configuration of the OPA ocean model (*Madec et al.*, 1998).

NEMOMED8 covers the whole Mediterranean Sea plus a buffer zone including a part of the near Atlantic Ocean. It does not cover the Black Sea. The horizontal resolution of NEMOMED8 is  $1/8^\circ * 1/8^\circ \cos(\phi)$ , with  $\phi$  the latitude. This is equivalent to a range of 9 to 12 km from the north to the south of the Mediterranean domain, with square meshes. The NEMOMED8 grid is tilted and stretched at the Gibraltar Strait in order to better follow the SW-NE axis of the real strait and to increase the local resolution up to 6 km (*Béranger et al.*, 2005; *Drillet et al.*, 2005) ;

the Gibraltar Strait is represented with a two-grid-point wide strait. A time step of 20 minutes is applied.

NEMOMED8 has 43 vertical Z-levels with an inhomogeneous distribution (from  $\Delta Z = 6$  m at the surface to  $\Delta Z = 200$  m at the bottom with 25 levels in the first 1000 m). The bathymetry is based on the ETOPO  $5' \times 5'$  database (*Smith and Sandwell, 1997*). We use a partial cell parametrization, *i.e.* the local deepest level in the model has a variable depth in order to fit the real bathymetry (Figure 4.1).

The evolution of the surface of the sea is parametrized by a filtered free-surface (*Roullet and Madec, 2000*). With this parametrization, the volume of the Mediterranean Sea is not conserved, given the loss of water induced by the surface evaporation. In order to conserve the volume, at each time step, the evaporated water over the whole basin is redistributed in the Atlantic buffer zone west of  $7.5^\circ$ W.

#### 4.1.2.2 Physics

The horizontal eddy diffusivity is fixed to  $125 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  for the tracers (temperature, salinity) using a Laplacian operator (the diffusion is applied along iso-neutral surfaces for the tracers) and the horizontal viscosity coefficient is fixed to  $-1.0 \times 10^{10} \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-2}$  for the dynamics (velocity) with the use of a biharmonic operator. A 1.5 turbulent closure scheme is used for the vertical eddy diffusivity (*Blanke and Delecluse, 1993*) with an enhancement of the vertical diffusivity coefficient up to  $50 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  in case of unstable stratification. A no-slip lateral boundary condition is used and the bottom friction is quadratic. The TVD scheme (*Barnier et al., 2006*) is used for the tracer advection. The solar radiation can penetrate into the ocean surface layers (*Bozec et al., 2008*).

#### 4.1.2.3 Forcing

##### The atmospheric forcing

The atmospheric forcing comes from a dynamical downscaling of the ERA40 reanalysis from the ECMWF (*Simmons and Gibson (2000)*, resolution of 125 km) by the regional climate model ARPEGE-Climate developed at CNRM (*Déqué and Piedelievre (1995)*, grid stretched over the Mediterranean Sea, resolution of 50 km). The dynamical downscaling, named ARPERA (*Herrmann and Somot, 2008; Somot and Colin, 2008; Tsimplis et al., 2008*), includes a spectral nudging (*Von Storch et al., 2000*). A relaxation is applied to the spectral coefficients corresponding to the first 63 wave numbers for the following prognostic variables : temperature, vorticity, divergence, logarithm of the surface pressure (not for the humidity). Thus, the small scales of ARPEGE-Climate (scales under 250 km) are let free and the larger scales are driven by ERA40. This dynamical downscaling technique allows us to obtain forcings with high resolution and a real temporal chronology and constitutes somehow a “poor-man” regional reanalysis (see also *Sotillo et al. (2005)* for another “poor-man” regional reanalysis technique).

In this study, NEMOMED8 is forced by ARPERA daily mean fields of momentum, freshwater flux (Evaporation minus Precipitations) and net heat flux. The latter is applied with a relaxation term using the ERA40 Sea Surface Temperature (SST). This term plays actually the role of a first order coupling between the SST of the ocean model and the atmospheric heat flux (*Barnier et al., 1995*). This term ensures a consistency between the surface heat fluxes coming from the atmosphere and the SST calculated by the ocean. The value of the relaxation coefficient is  $-40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ , as in *CLIPPER Project Team (1999)*, without spatial variation. It is equivalent to an 8-day restoring time scale for a layer of 6m (*Somot et al., 2006*).

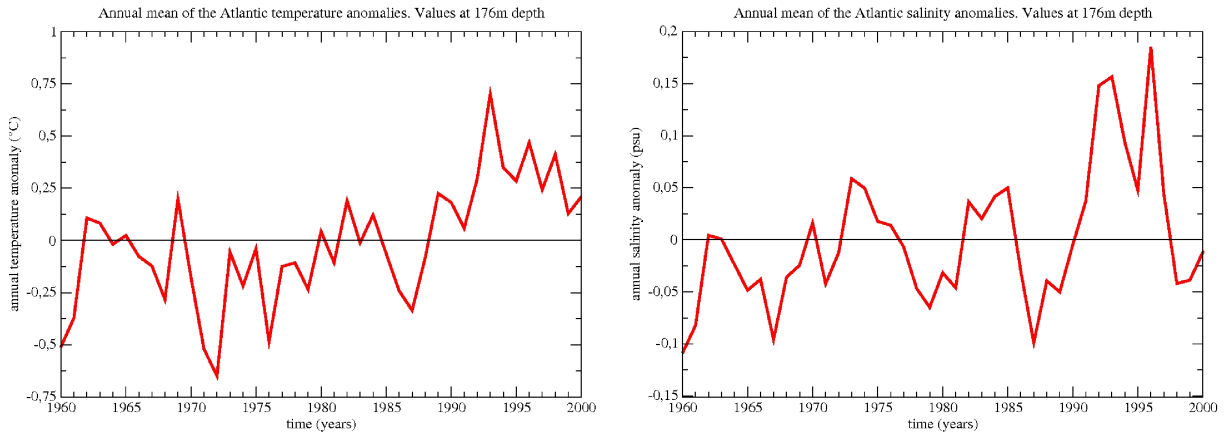


FIG. 4.2 – Annual mean of the anomalies of (left) potential temperature (in °C) and (right) salinity (in psu) introduced in the Atlantic buffer zone, based on *Daget et al. (2009)*. Values at **176 meters depth**. These anomalies are added to the seasonal climatology of *Reynaud et al. (1998)*; at this depth, the annual temperature and salinity averaged over the Atlantic buffer zone in this climatology are respectively 14.37°C and 36.05 psu.

### The Atlantic forcing

The exchanges with the Atlantic ocean are performed through a buffer zone. From 11°W to 7.5°W, 3D temperature and salinity of the model are relaxed towards T-S climatological fields. This relaxation is a Newtonian damping term in the tracer equation, equal to  $-(X_{model} - X_{climatology})/\tau$ . The restoring term is weak west of Cadiz and Gibraltar area ( $\tau = 100$  days at 7.5°W) and stronger moving westwards from it ( $\tau = 3$  days at 11°W). In the Atlantic zone, two different climatologies were used : the seasonal climatology of *Reynaud et al. (1998)* which is perpetual in year, and the interannual monthly dataset of *Daget et al. (2009)*, based on a long-term ocean reanalysis that covers the twentieth century. Figure 4.2 shows the yearly-averaged anomalies of temperature and salinity of this new interannual dataset at 176 meters depth in the Atlantic zone with respect to the *Reynaud* climatology ; these are the typical anomalies which will cross the Gibraltar Strait towards the Mediterranean Sea.

### Explicit river runoff fluxes

The river inputs are explicitly added as a freshwater flux to complete the surface water budget. Two different datasets, giving the monthly runoff of 33 Mediterranean rivers listed in the RivDis database, were used : a climatology computed from the RivDis database (*Vörösmarty et al., 1996*) and another dataset with interannual variations of the annual runoff based on the work of *Ludwig et al. (2009)* (but with a single seasonal cycle for each river). The annual values of the runoff of major rivers for these two datasets are plotted in Figure 4.3, highlighting the high variations of the Nile, the Rhone and the Po rivers during the end of the twentieth century.

### Black Sea inputs

The Black Sea is not included in NEMOMED8. Nevertheless, this sea can be considered as one of the major freshwater sources for the Mediterranean Sea. The exchanges between the Black Sea and the Aegean Sea consist of a schematic two-layer flow across the Sea of Marmara and the Dardanelles Strait (*Oguz and Sur, 1989*). In this study, we assume that this two-layer flow can be approximated by a freshwater flux diluting the salinity at the ocean grid point, corresponding to the net Black Sea discharge through the Dardanelles Strait. Then, the Black Sea input is modeled as a river runoff in the Aegean Sea. The heat exchanges between the Aegean Sea



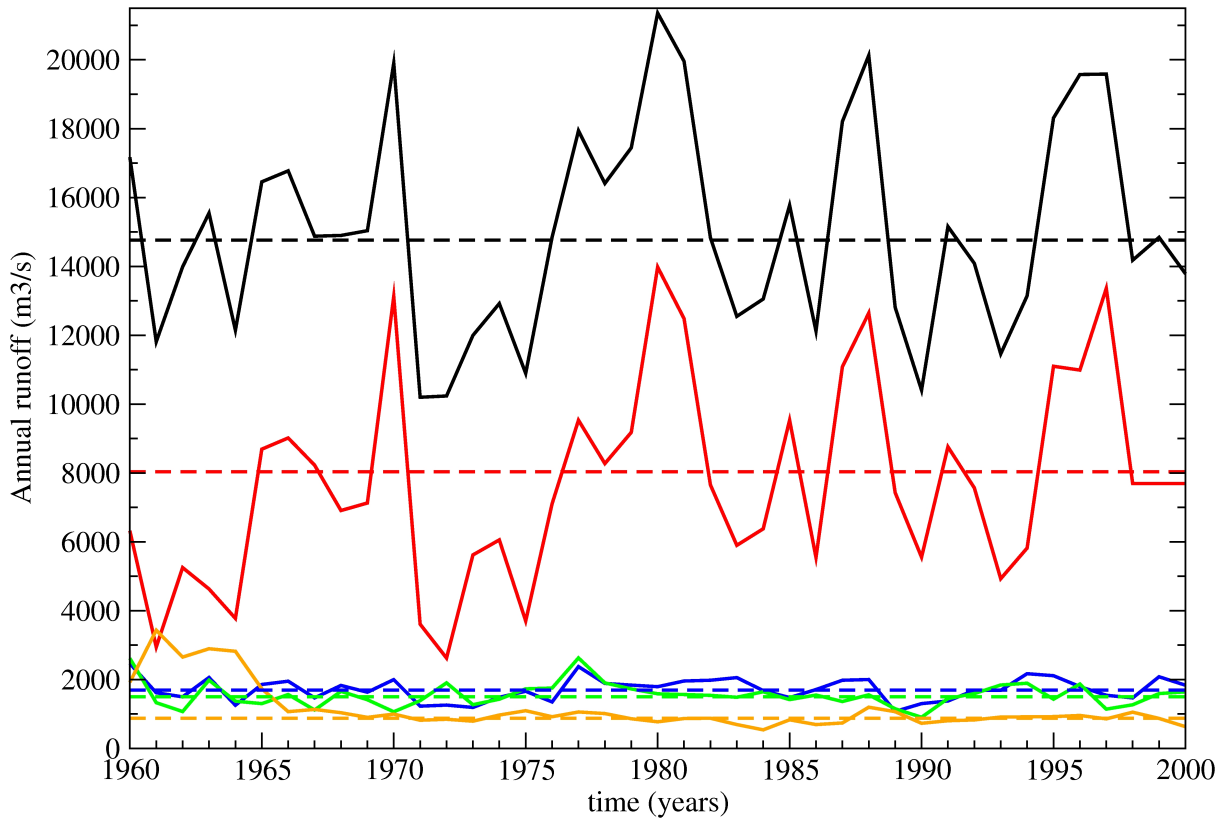


FIG. 4.3 – Annual runoff (in  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) for the Black Sea (in red), the Nile river (in orange), the Rhone river (in blue), the Po river (in green) and the sum of all river runoffs and the Black Sea inflow used in this study (in black). The full lines are the values for NM8-atl-riv and NM8-riv, based on Ludwig et al. (2009) and Stanev and Peneva (2002), the dashed lines are the climatological values for NM8-clim, based on Vörösmarty et al. (1996) and Stanev et al. (2000).

and the Black Sea are not taken into account. The monthly mean equivalent water flux towards the Aegean Sea is computed as the net water budget over the Black Sea surface : Precipitation+Black Sea Rivers Runoff-Evaporation, with the hypothesis that the Black Sea level does not change over a long period of time. In this study we use two different datasets, as shown in Figure 4.3 : the climatology of Stanev et al. (2000) and an interannual derived dataset using the same method and the same monthly cycle (Stanev and Peneva, 2002). Figure 4.3 underlines that the variations of the river forcing are dominated by the variations of the Black Sea inflow. It also shows the importance of the interannual variations of the Black Sea inflow, which will play a significant role in the freshwater budget of the Aegean Sea.

### Balancing the water budget

In order to avoid any surface salinity damping in NEMOMED8, in contrast with previous studies, a correction of the E–P–R flux at a monthly frequency is applied (Somot, 2005). These monthly corrections have been computed by averaging the Sea Surface Salinity (SSS) relaxation term through a separate simulation (Figure 4.4). The relaxation is necessary to compensate inaccuracy in the freshwater forcings from the atmospheric models. The surface freshwater budget is thus balanced without altering the spatial and temporal variations of the freshwater flux and so of the SSS. In annual mean, the correction has value of  $0.20 \text{ m} \cdot \text{yr}^{-1}$ , increasing the net surface evaporation by about 10% (Figure 4.4). This correction term is added to the water fluxes



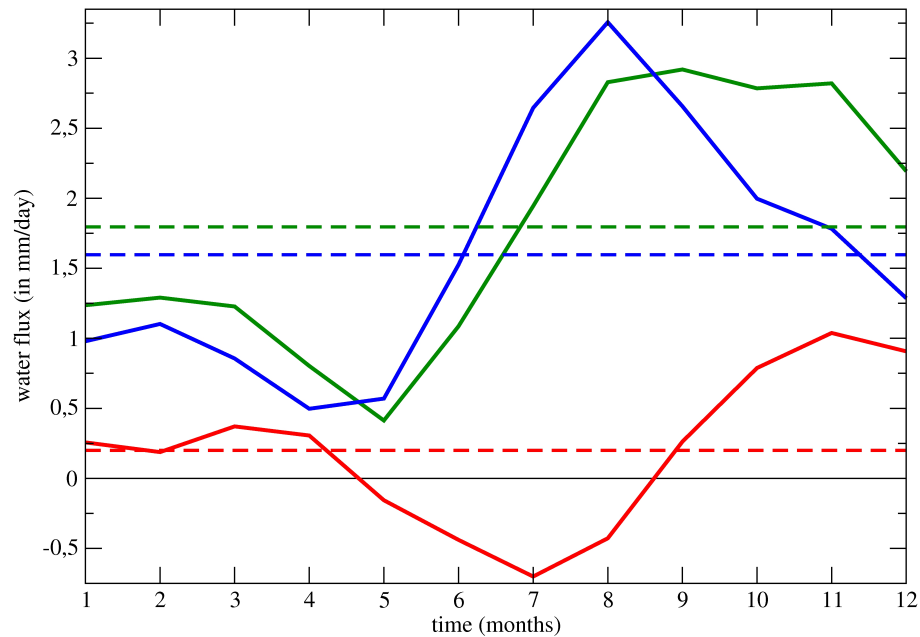


FIG. 4.4 – Values of the monthly cycle (full lines) and of the annual mean (dashed lines) of different components of the surface freshwater flux (in  $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ ) : (blue)  $E-P-R$  without correction, (red) additive correction and (green)  $E-P-R+\text{correction}$ . In winter the correction adds evaporation, in summer it adds precipitation.

coming from the atmospheric fields and from the river runoff.

#### 4.1.2.4 Initial condition, spin-up and simulations

First, we carried out a fifteen-year spin-up. The initial state is given by the MEDATLAS-II climatology for the Mediterranean part of the model (*MEDAR/MEDATLAS Group, 2002*), and by the *Reynaud et al. (1998)* climatology for the Atlantic buffer zone. During five years, the model ran with 3D dampings towards the initial climatologies for temperature and salinity with a restoring time-scale of 10 days, forced by the ARPERA fluxes from 1960 to 1965, with climatological hydrological forcings (river runoff, Black Sea inflow and Atlantic buffer zone). Then, the model ran in a free mode during 10 years, forced by the ARPERA fluxes from 1960 to 1970, and still with climatological hydrological forcings.

Starting at the end of the spin-up, three companion simulations are carried out from August 1960 to December 2000 (Table 4.1). The first one, hereinafter NM8-atl-riv, uses the interannual datasets for the river runoff, the Black Sea inflow and the Atlantic water characteristics in the buffer zone; it will be the reference simulation. The second one, hereinafter NM8-riv, has climatological Atlantic waters and still interannual river runoff and Black Sea input. The third one, hereinafter NM8-clim, has climatological forcing for the river runoff and Black Sea inflow as for the Atlantic area.

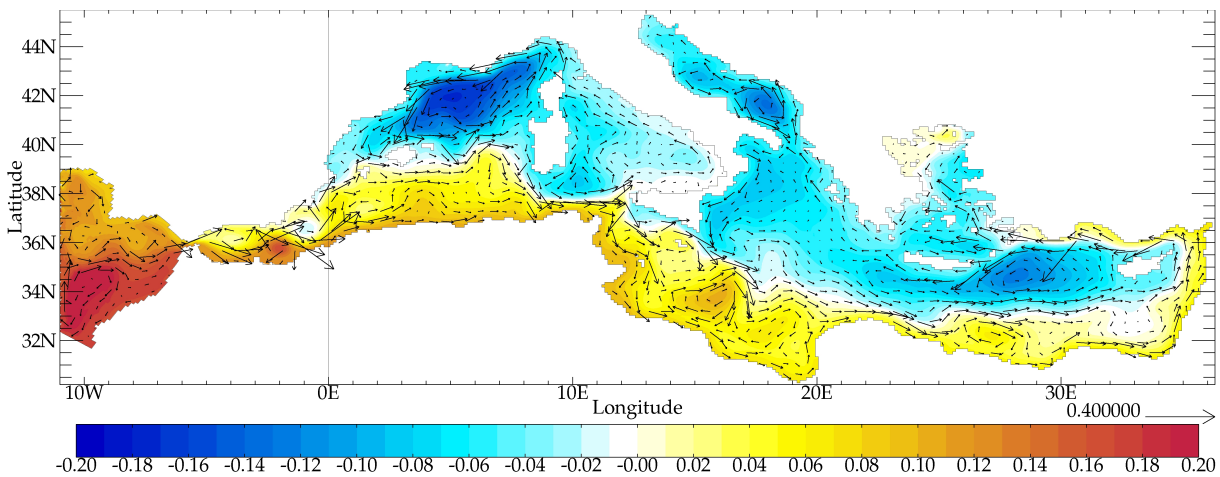
### 4.1.3 General features

#### 4.1.3.1 Basin-scale circulation

In this section, we describe the general features of the reference simulation NM8-atl-riv. The results obtained with the two other sensitivity experiments are generally close to this one.

	Climatological river runoff (Vörösmarty <i>et al.</i> , 1996) and Black Sea input (Stanev <i>et al.</i> , 2000)	Interannual river runoff (Ludwig <i>et al.</i> , 2009) and Black Sea input (Stanev and Peneva, 2002)	Climatological Atlantic buffer zone (Reynaud <i>et al.</i> , 1998)	Interannual Atlantic buffer zone (Daget <i>et al.</i> , 2009)
NM8-atl-riv		X		X
NM8-riv		X	X	
NM8-clim	X		X	

TAB. 4.1 – Differences in the hydrological forcings between the three companion simulations.

FIG. 4.5 – Sea Surface Height (colored field, in m) and currents at 35m depth (vectors, in  $m.s^{-1}$ ), averaged on 1961-2000 for NM8-atl-riv. One vector in four is plotted.

The general dynamic features of the Mediterranean Sea are illustrated in Figure 4.5 by the 40-year mean Sea Surface Height (SSH) and currents at 35 m depth. The general cyclonic path of AW is well reproduced. In particular, three intense cyclonic gyres, where winter convection generally occurs, are noticed in the Gulf of Lion, in the southern Adriatic Sea and in the Levantine basin (Rhodes gyre). The anticyclonic gyres in the Alboran Sea are also well simulated (especially the most eastern one), as the coastal current along the African coasts, with meanders along its path, and the Asia Minor Current (AMC) along the Turkish coasts.

Linked to this general circulation, the water budget of the simulations (Table 4.2) is practically perfectly balanced : the net water transport at the Gibraltar Strait balances the water loss at the Mediterranean surface (budget closed at less than  $0.01 m.yr^{-1}$ ). The inflow at the Strait of Gibraltar is  $+0.87 Sv$ , the outflow is  $-0.82 Sv$ , given a net flow of  $+0.05 Sv$  ( $1 Sv=10^6 m^3.s^{-1}$ ). These values are in good agreement with the observations, which give values ranging between  $+0.72$  and  $+1.01 Sv$  for the inflow, between  $-0.68$  and  $-0.97 Sv$  for the outflow and between  $+0.04$  and  $+0.10 Sv$  for the net flow (see Table 4.3).

#### 4.1.3.2 Salt and heat budgets

The salt budget (Table 4.2) is also well balanced : the net salt transport at the Gibraltar Strait is responsible for the salt content trend of the whole Mediterranean Sea (budget closed at less

Budget components	Mean and standard deviation over 1961-2000
Water inflow at Gibraltar	$0.87 \pm 0.03$ Sv
Water outflow at Gibraltar	$-0.82 \pm 0.03$ Sv
Net water transport at Gibraltar	$0.05 \pm 0.01$ Sv, i.e. $0.65 \pm 0.07$ m.yr <sup>-1</sup>
Water flux trough the surface	$0.65 \pm 0.07$ m.yr <sup>-1</sup>
Heat flux from the surface	$-5.2 \pm 4.9$ W.m <sup>-2</sup>
Heat transport at Gibraltar	$+5.2 \pm 0.5$ W.m <sup>-2</sup>
Mediterranean heat content trend	$+0.002$ °C.yr <sup>-1</sup> , i.e. $+0.4$ W.m <sup>-2</sup>
Salt transport at Gibraltar	$+0.0009$ psu.yr <sup>-1</sup>
Mediterranean salt content trend	$+0.0009$ psu.yr <sup>-1</sup>

TAB. 4.2 – Water, heat and salt budgets for the whole Mediterranean over the 40 years of the simulation NM8-atl-riv. The values are globally the same for NM8-riv and NM8-clim.

Authors	Inflow	Outflow
<i>Bryden and Kinder</i> (1991)	+0.92	-0.88
<i>Bryden et al.</i> (1994)	$+0.72 \pm 0.16$	$-0.68 \pm 0.15$
<i>Tsimplis and Bryden</i> (2000)	+0.78	-0.68
<i>Candela</i> (2001)	+1.01	-0.97
<i>Baschek et al.</i> (2001)	$+0.81 \pm 0.07$	$-0.76 \pm 0.07$
This study	$+0.87 \pm 0.03$	$-0.82 \pm 0.03$

TAB. 4.3 – Estimates (in Sv) of the water inflow and outflow at the Gibraltar Strait.

than  $10^{-4}$  psu.y<sup>-1</sup>). There is no salt flux at the sea surface.

The heat budget is nearly equilibrated as well (budget closed at  $0.4$  W.m<sup>-2</sup>). In this budget, four components have to be taken into account : the heat transport at the Gibraltar Strait and the Mediterranean heat content trend as before, but also two added heat exchanges at the sea surface. Indeed, on top on the net heat flux coming from the atmospheric forcing, the gains or losses of water mass induce gains or losses of heat. This latter term is due to the free surface scheme. To compute it, we assume that the temperature associated to this water mass flux is the modeled Sea Surface Temperature. It is the case for the water which evaporates but it is an approximation for the precipitation (temperature of the raindrops) and the runoff (temperature of the rivers). As we use monthly values to compute the heat exchange due to water mass variations at the sea surface, which is proportional to  $(R + P - E) * SST$  (with  $R$  the river runoff,  $P$  the precipitation,  $E$  the evaporation and  $SST$  the sea surface temperature), we suggest that the missing  $0.4$  W.m<sup>-2</sup> in the heat budget may be attributed to the daily time-scale. Nevertheless, the total surface heat flux,  $-5.2 \pm 4.9$  W.m<sup>-2</sup> (Table 4.2), has a good interannual variability and is in very good agreement with the  $-5.2 \pm 1.3$  W.m<sup>-2</sup> estimate of *Macdonald et al.* (1994). It is worth noting that, in this total surface heat flux, the 40-year mean of the relaxation term amounts  $+11.5$  W.m<sup>-2</sup>. This term plays the role of a first order coupling between the SST of the ocean model and the atmospheric heat flux. It also acts as a correction which accounts for the feedback of the ocean on the air-sea fluxes and in a lesser extent compensates for uncertainties in air-sea fluxes estimates.

It is important to focus on the problem of closing these heat and salt budgets since we carried out long term simulations dedicated to the study of trends or decadal events.

Mediterranean Sea	Mean over 1961-2000				Mean bias			Correlation		
	atl-riv	riv	clim	Rixen	atl-riv	riv	clim	atl-riv	riv	clim
Heat content (°C)										
Total	13.79	13.79	13.79	13.69	+0.10	+0.10	+0.10	0.73	0.76	0.78
0-150 m	16.26	16.26	16.26	16.30	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	0.69	0.68	0.68
150-600 m	14.27	14.27	14.28	14.07	+0.20	+0.20	+0.21	0.66	0.69	0.85
600 m-bottom	13.32	13.32	13.32	13.25	+0.07	+0.07	+0.07	0.54	0.54	0.68
Salt content (psu)										
Total	38.62	38.62	38.62	38.62	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	0.33	0.33	<i>n.s.</i>
0-150 m	38.27	38.27	38.27	38.36	-0.09	-0.09	-0.09	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>
150-600 m	38.76	38.76	38.76	38.71	+0.05	+0.05	+0.05	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>
600 m-bottom	38.63	38.63	38.63	38.62	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	0.43	0.48	0.50

TAB. 4.4 – Characteristics of the three simulations over 1961-2000 : heat and salt contents for different layers of the whole Mediterranean Sea. *n.s.* means “non-significant”, the value is inside the  $\pm 1$  standard deviation of the interannual gridded database of Rixen et al. (2005). The given correlations are computed **after removing trends**, for both the simulations NM8- and the database of Rixen et al. (2005). Significant correlations are those with values outside the 95% confidence interval (significantly different from zero if the absolute value of the correlation is larger or equal than 0.31).

#### 4.1.3.3 Variations of heat and salt contents in the Mediterranean Sea

In this part, we do a comparison (Figure 4.6), for the 40-year studied period, between the annual averaged heat and salt contents in the three simulations and the interannual gridded database of Rixen et al. (2005). Following this article, the values are presented in mean for the whole water column and over three vertical layers, representative of the major water masses in the Mediterranean Sea. These three layers are : the 0-150 m surface layer corresponding to the AW, the 150-600 m intermediate layer mainly filled by the LIW and the deep layer below 600 m where the WMDW and EMDW are found. The anomalies presented in Figure 4.6 are computed for the model outputs and the interannual database with respect to their own 1961-2000 mean (see Table 4.4).

The basin-wide heat content (Figure 4.6 top left) is almost the same for the three simulations over the 40 years. It could be expected since the three runs differ in the freshwater forcing, which then affect especially the salt content and in a lesser extent the heat content. Thus, only slight differences between the heat contents in the three simulations are noticed in the 1970's. For the three experiments, a mean bias of  $+0.1^{\circ}\text{C}$  is noticed if compared to Rixen et al. (2005) (Table 4.4), but the interannual variations are well represented. In fact, the correlation coefficient between the simulations and the database for the heat content is larger than 0.73 for the three simulations (Table 4.4).

The basin-wide salt content (Figure 4.6 top right) is also in good agreement with the database. It does not show any noticeable bias if compared to Rixen et al. (2005), but its interannual variations are too weak. An encouraging point is that the correlation with the database is becoming significant (at 95% level) with the introduction of interannual hydrological forcings in the two simulations NM8-atl-riv and NM8-riv (the correlation coefficient is 0.33 instead of being non significant for NM8-clim, see Table 4.4).

By examining furthermore the three layers mentioned above, we do not notice large differences between the experiments. In the surface layer (Figure 4.6 second line left), an accurate

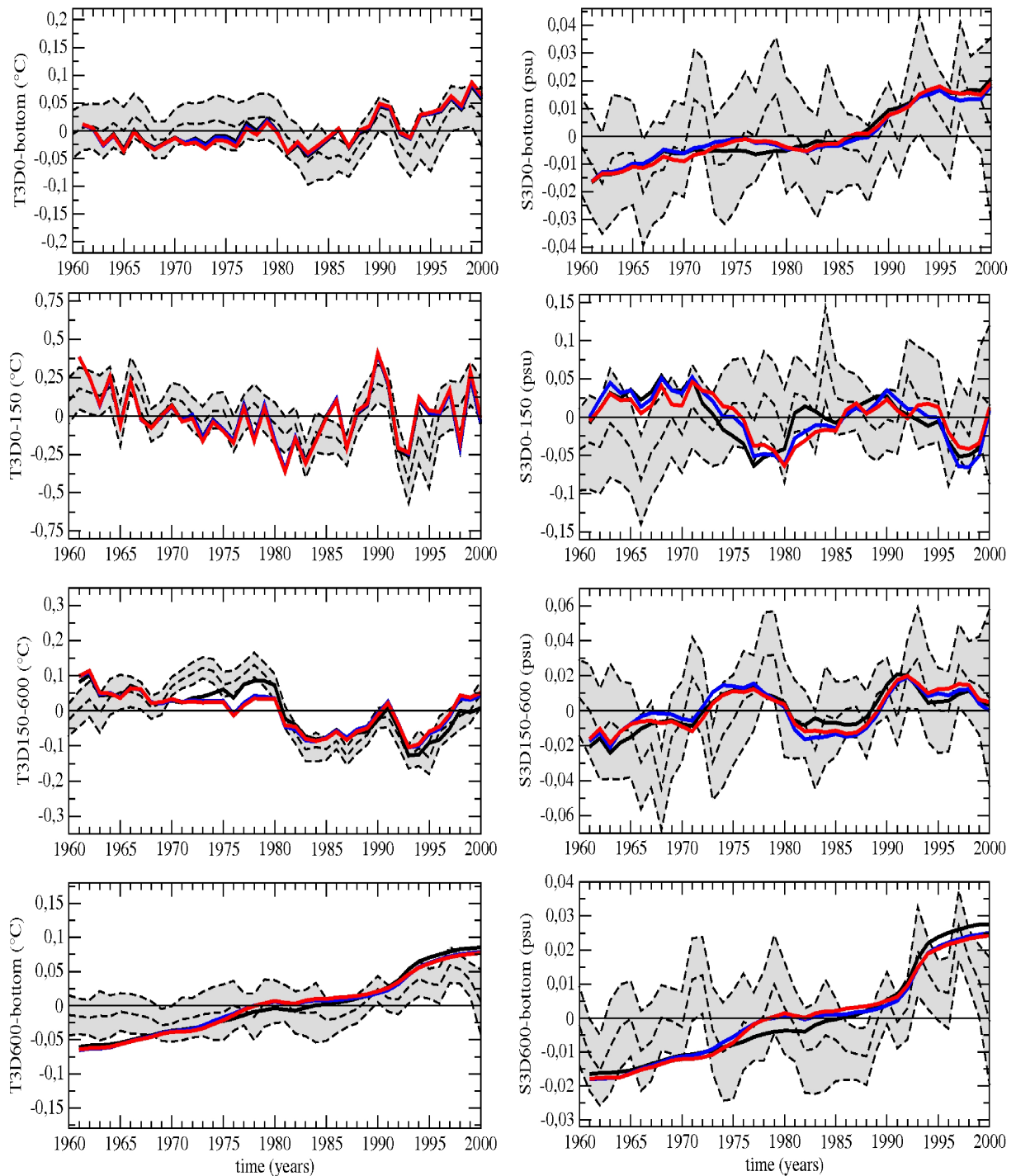


FIG. 4.6 – (Left, T3D in °C) Heat content anomalies and (right, S3D in psu) salt content anomalies for different layers of the Mediterranean Sea : from top to bottom, the whole water column (0m-bottom), the upper layer (0-150m), the intermediate layer (150-600m) and the deep layer (600m-bottom). The simulations are in solid lines : (red) NM8-atl-riv, (blue) NM8-riv and (black) NM8-clim. The interannual gridded database of Rixen et al. (2005) is in black dashed lines, with the  $\pm 1$  standard deviation interval in grey. The scales are chosen so that the salt content scales are five times lower than the heat content scales (same impact on potential density). The anomalies are computed for the simulations and the database with respect to their own 1961-2000 mean.

simulation of the values and the interannual variations of the surface heat content is noticed, which is probably due to the chronology in the forcing fields given at large scales by ERA40 and to the relaxation towards the Sea Surface Temperature of ARPERA. But, the salt content of this layer shows differences in the time variations. Its values are quite good before 1970, but then the simulations show a freshening of the surface waters by more than 0.1 psu in 10 years, giving a total 40-year bias of  $-0.09$  psu (Table 4.4).

In the intermediate layer, due to a slight drift during the spin-up, the heat content is too high of about  $+0.2^{\circ}\text{C}$  for the three simulations. However, the interannual variability is very well reproduced : the correlation coefficient is greater than 0.66 for the three experiments (Table 4.4). In the 1970's, the observations show a slight heat content increase in the intermediate layer. But, it has recently been explained that this warming corresponds to a positive artefact in the measurements done with shallow XBT (*Wijffels et al.*, 2008). Even if the value of the correlation coefficient is high for NM8-clim (0.85), it is biased by the wrong warming in the 1970's. Thus, for the intermediate layer, we can suppose that NM8-atl-riv and NM8-riv have a better general behaviour than the one of NM8-clim, despite the uncertainty in the observations. For the salt content at intermediate depth, the simulations are too salty ( $+0.05$  psu) and do not reproduce the interannual variations reported in the observations.

The interannual variations of the heat content are weaker in the bottom layers than in the upper layers. The simulations reproduce this fact, but the model overestimates the observed positive trend of the heat content. Over the 40 years, this leads to a mean bias of  $+0.07^{\circ}\text{C}$  (Table 4.4). The positive trend of the salt content is also well simulated, but its interannual variations are underestimated compared to the observed one, as already noticed for the other layers. However, we suggest that the interannual variations of the salt content for all layers and of the deep heat content could be overestimated in the *Rixen et al.* (2005) database because of undersampling. That could explain the relatively low agreement between simulations and observations in those cases, both in terms of bias and correlation.

In conclusion, there is a global agreement between the simulations and the observations, especially for the temperature. The variations of the heat content are well reproduced while those of the salt content less. The main bias is in the intermediate layer, which is slightly too warm and too salty. As there are in general the same trends and variations for the three experiments, we will focus in the following on the simulation with the most realistic hydrological forcings : NM8-atl-riv.

#### 4.1.4 The EMT

In this section, we focus on the modelling of the EMT in the NM8-atl-riv simulation, with a chronological investigation. We look at the stratification in the Aegean Sea to determine the ocean state and the circulation changes in the eastern Mediterranean before the EMT period. Then, the intensity of the surface fluxes, which force the Aegean Sea and cause the winter convection, is assessed. After the filling of the Aegean Sea with dense waters, we look at their overflow and their spreading in the eastern Mediterranean. Then, we compare the sensitivity simulations NM8-clim and NM8-riv to the reference one in order to quantify the impacts of the changes in the hydrological forcing on the sequence of the EMT events.

##### 4.1.4.1 Preconditioning of the Aegean convection

Let us consider the EMT preconditioning period as the years and months before the beginning of winter 1991-92, so the period before November 1991. Indeed, the EMT can be consi-

dered starting in the Aegean Sea by the severe surface heat and water losses during winter 1991-92, followed then by another severe winter in 1992-93.

### Changes in the Levantine surface circulation

As mentioned in section 4.1.1, some of the hypotheses about the preconditioning of the EMT concern changes in the surface circulation (modified path of the AW, three anticyclonic eddies south of Crete modifying the LIW path), both having as a consequence an increase of the salinity of the Aegean Sea during the late 1980's and early 1990's. Here, we are going to examine if these circulation changes are reproduced in the model, in order to answer whether it is an important triggering element of the EMT in the simulation.

We look at the upper and intermediate circulations, at about 100 and 300 m depth in average over 1988-1991, in order to focus on the period just prior to the EMT and to compare the model results to the observations made by *Malanotte-Rizzoli et al.* (1999) in 1991. The salinity and the currents for 1961-1987 and for 1988-1991 at these depths are presented in Figure 4.7, as well as the anomalies with respect to the period 1961-1987. Notice that the vectors on Figures 4.7-c1 and 4.7-c2 are **anomalies** of currents. Figure 4.7-a1 for 1961-1987 shows the mean simulated sub-surface circulation in the Levantine basin : a cyclonic AW path, the signature of an anticyclonic circulation in the Mersa-Matruh area between 26°E and 28°E, the Asia Minor Current and the Rhodes gyre. These features are still present at 300m depth (Figure 4.7-a2).

Let us focus first on the upper circulation (left plots in Figure 4.7). In comparison to the 1961-1987 period, we first notice that in 1988-1991 the AW path is modified. While the AW flows close to the Lybian and Egyptian coasts in average during the 1961-1987 period, in 1988-1991 the AW is located offshore at about 100 km north of the Egyptian coasts, between 33°N and 34°N, as shown by the fresh anomaly in Figure 4.7-c1. In consequence, the positive salinity anomaly more south, along the Lybian and Egyptian coasts and then off the Near-East and Turkish coasts, shows that less or no AW reaches these areas in the period 1988-1991. Then, a weaker and/or saltier Asia Minor Current leads to a positive salinity anomaly in the Aegean Sea. Thus, in this simulation, a modification of the AW path leads to an increase of the salinity of the surface layer in the far eastern Levantine and in the Aegean Sea.

In the LIW layer (right plots in Figure 4.7), the anticyclonic eddy signature obvious in the upper circulation is still present at this depth, but the eddies are not at the observed locations which are reported in *Malanotte-Rizzoli et al.* (1999). However, the current north of the Rhodes gyre is less intense and thus it slows down the LIW transport towards the Ionian basin. Those anticyclonic eddies do not play a key role in modifying the eastward LIW spreading but rather in shifting northward the AW path, preventing its penetration into the far eastern Levantine and the Aegean Sea that would result in a salinity decrease in the surface layers of these regions.

This steady salt increase of the Aegean Sea before 1993 is obvious when one focuses on the variations of the Aegean salt contents (right plots in Figure 4.8, red lines for NM8-atl-riv). We mention that the behaviour of the sea surface salinity (not shown) is similar with the one of the surface layer salt content. All layers show a salt content increase between 1988 and 1993, with a shift in time from surface to bottom for the maximum salinity. This time-lag indicates that the positive salt anomaly introduced in the surface layer by the circulation changes (and by the dry air-sea fluxes, see section 4.1.4.2) propagates to the deep layers due to the vertical mixing during winter convection.

### Changes in the surface water fluxes

We determine here whether a period with reduced net precipitation occurred over the eastern Mediterranean during the end of the 1980's and to what extent it contributes to the salinity increase of the eastern Mediterranean.



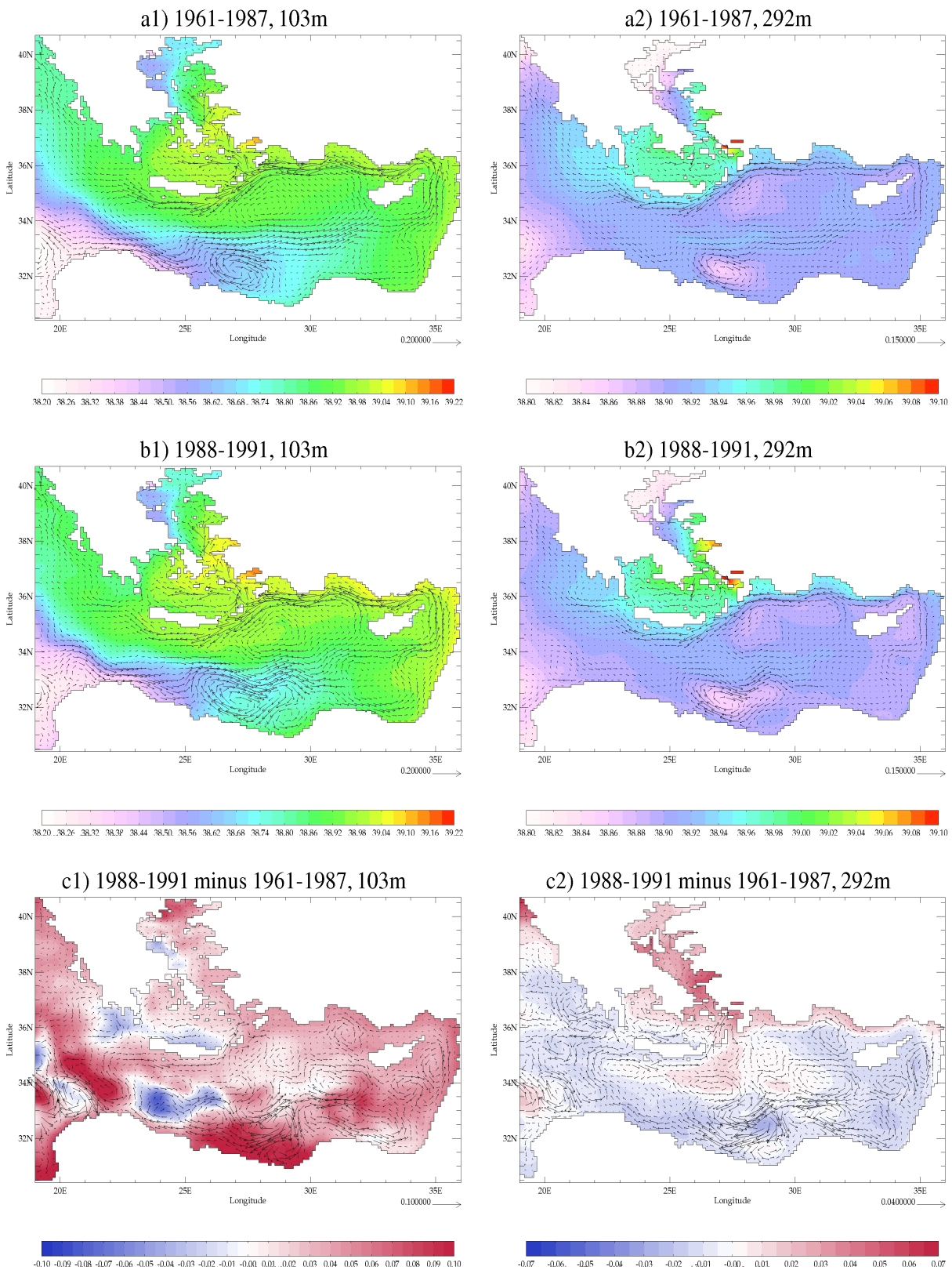


FIG. 4.7 – Salinity (colored field, in psu) and currents (vectors, in  $m.s^{-1}$ ) at (left) 103m and (right) 292m depth in the far eastern Mediterranean, for NM8-atl-riv : (a) 28-year mean over 1961-1987, (b) 4-year mean over 1988-1991 and (c) salinity and currents anomalies for the period 1988-1991 with respect to the period 1961-1987. One vector in two is plotted. Scales differ between the left and the right plots.



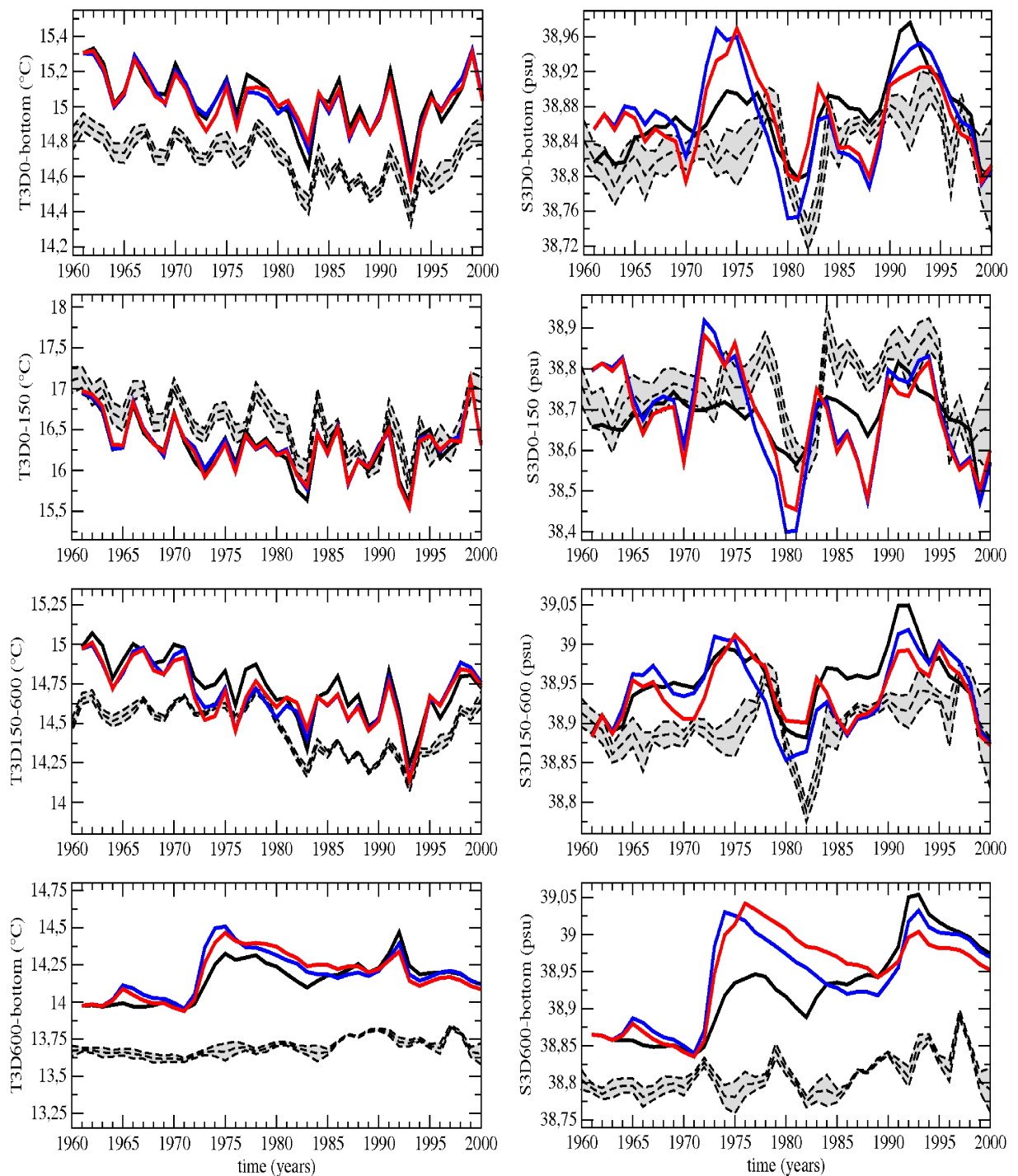


FIG. 4.8 – (Left,  $T3D$  in  $^{\circ}C$ ) Heat and (right,  $S3D$  in psu) salt contents for different layers of the Aegean Sea : from top to bottom, the whole water column (0m-bottom), the upper layer (0-150m), the intermediate layer (150-600m) and the deep layer (600m-bottom). The simulations are in solid lines : (red) NM8-atl-riv, (blue) NM8-riv and (black) NM8-clim. The interannual gridded database of Rixen et al. (2005) is in black dashed lines, with the  $\pm 1$  standard deviation interval in grey. The scales are chosen so that the salt content scales are five times lower than the heat content scales (same impact on potential density).

Figure 4.9a displays the annual anomalies of the net surface precipitation flux over the Levantine basin (east of 25°E in the Cretan Passage and south-east of the eastern straits of the Cretan Arc). The 1980's are obviously a period with a reduced freshwater input through the surface, the anomaly of the atmospheric P–E flux amounts  $-3 \text{ cm.yr}^{-1}$  in average over the 11-year 1980-1990 period and with respect to the 1961-2000 period. By taking into account the interannual variations of the runoff, i.e. by considering the anomalies of the total freshwater flux at the surface of the Levantine basin (Figure 4.9b), the anomaly of the P+R–E flux amounts  $-5 \text{ cm.yr}^{-1}$  in average over 1980-1990. This leads to an increase of the salinity in the surface layer of the far eastern Mediterranean during this 11-year period mentioned before, as it is clearly visible on Figure 4.7-b1 and 4.7-c1.

We here apply the same reasoning as *Josey (2003)* to find the contribution of changes in the net

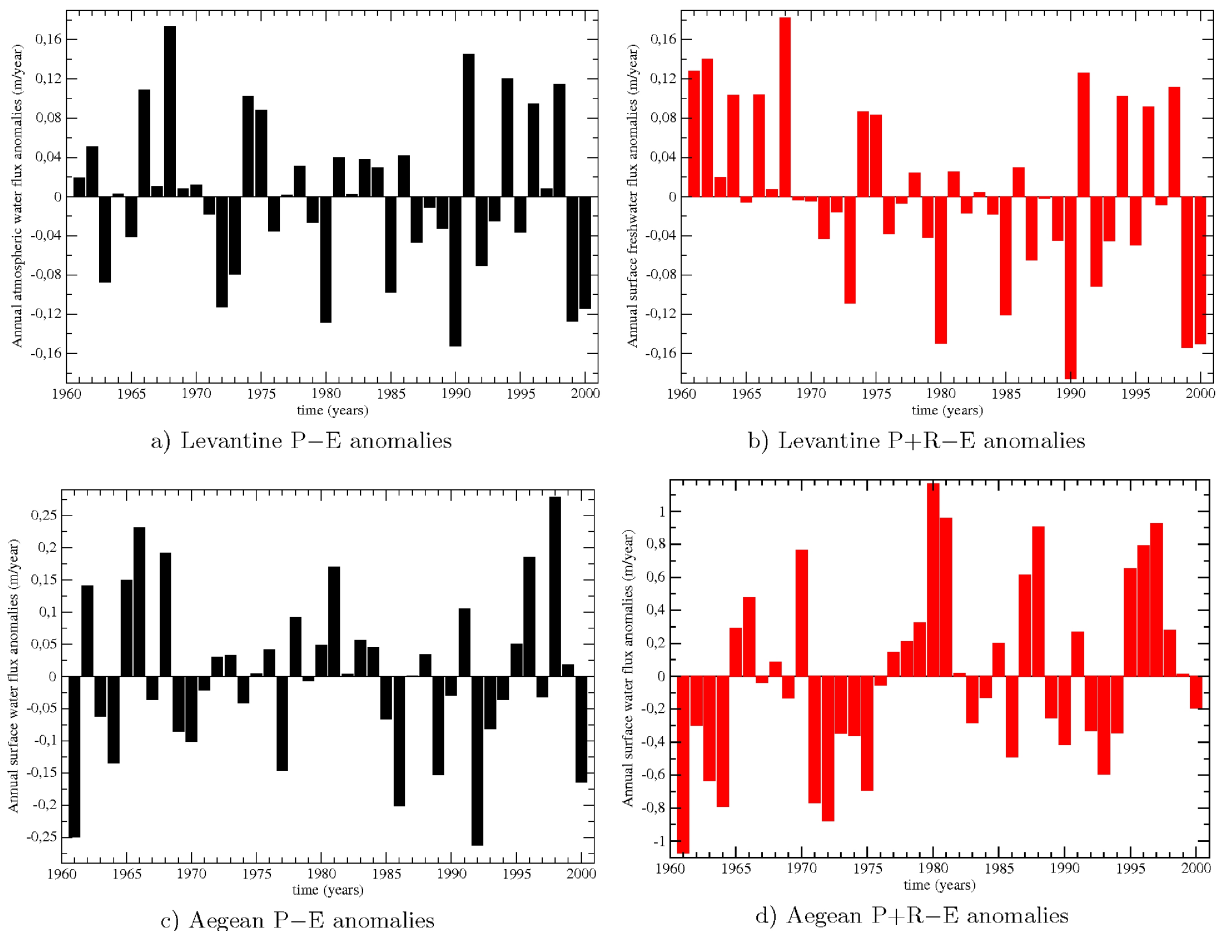


FIG. 4.9 – Annual anomalies (in  $\text{m.yr}^{-1}$ ) for (a) the net surface precipitation (P–E) of ARPERA over the Levantine basin, (b) the net surface freshwater flux (P+R–E) over the Levantine basin, (c) the net surface precipitation (P–E) of ARPERA over the Aegean Sea and (d) the net surface freshwater flux (P+R–E) over the Aegean Sea.

surface evaporation to the salinity increase in the eastern Mediterranean. *Roether et al. (1996)* found that, for the observed increase to be explained entirely through surface forcing, the net evaporation over the entire eastern Mediterranean must have increased by at least  $0.2 \text{ m.yr}^{-1}$  over the 7-year period 1988-1994. *Tsimplis and Josey (2001)* have obtained an estimate of the required change in E–P of  $0.1 \text{ m.yr}^{-1}$ . *Josey (2003)* compared, for the SOC and the NCEP/NCAR atmospheric datasets, the mean values of the net evaporation for the periods 1980-1987 and 1988-1994. He estimated the increase in net evaporation between these two periods to lie in

the range 0.02-0.04 m.yr<sup>-1</sup>, which thus contributes between 10 and 40% of the required change of 0.1-0.2 m.yr<sup>-1</sup>. In the data from ARPERA, we have an increase in total net evaporation (E–P–R) over the eastern Mediterranean (Ionian plus Levantine basins) of 0.02 m.yr<sup>-1</sup>, from 0.95 m.yr<sup>-1</sup> in average over 1980-1987 to 0.97 m.yr<sup>-1</sup> in average over 1988-1994. But if we consider only the Levantine basin, we have a decrease of 0.02 m.yr<sup>-1</sup>, from 1.02 m.yr<sup>-1</sup> in average over 1980-1987 to 1.00 m.yr<sup>-1</sup> in average over 1988-1994. For the Aegean Sea (Figure 4.9d), the E–P–R flux amounts -0.59 m.yr<sup>-1</sup> over 1980-1987 and -0.22 m.yr<sup>-1</sup> over 1988-1994. This strong increase in the surface water loss over the Aegean Sea are in fact largely dominated by the reduction of the Black Sea inflow, from 9071 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> in average over 1980-1987 to 7530 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> over 1988-1994, which is equivalent to a decrease of this inflow from 1.63 m.yr<sup>-1</sup> over 1980-1987 to 1.36 m.yr<sup>-1</sup> over 1988-1994 (values relative to the surface of the Aegean Sea). Considering only the atmospheric water flux (E–P) over the Aegean Sea (Figure 4.9c), i.e. without taking into account the variations of the freshwater input from the Black Sea and of some minor rivers, we have an increase of the net evaporation from 1.07 m.yr<sup>-1</sup> to 1.14 m.yr<sup>-1</sup> for the same periods over the Aegean Sea.

So it seems that the behaviour of the time variations of the atmospheric flux changes from one sub-basin to another. If we come back to the eastern Mediterranean and to the range of 0.1-0.2 m.yr<sup>-1</sup> given by *Roether et al.* (1996) and *Tsimplis and Josey* (2001) for change in the net evaporation, we find that 10 to 20% of the salinity increase in the eastern Mediterranean can be explained through changes in net surface freshwater flux according to the ARPERA dataset. Thus the major part of this salinity increase, at least for the deep layers, must have been driven by internal salinity redistribution, as concluded *Josey* (2003) for this point. The increase of the net evaporation rather plays a significant role in increasing the salinity of the surface layer (as mentioned previously).

### Changes in the vertical stratification of the Aegean Sea

We investigate in this section the preconditioning of the convection by looking at the vertical stratification in the Aegean Sea at the beginning of winter. For that, we compute for each November, just before winter of each simulated year, a vertical Index of Stratification (in m<sup>2</sup>.s<sup>-2</sup>, see *Lascaratou* (1993), *Somot* (2005) and *Herrmann et al.* (2008)) at each model grid point (i,j) and for a given depth *h*, which is :

$$IS(i, j, h) = \int_0^h N^2(i, j, z).z.dz$$

with *z* and *h* depths taken positive and *N* (s<sup>-1</sup>) the local Brunt-Vaisala frequency. With  $N^2 = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$  (*g* is the gravity and  $\rho$  the water density), it gives :

$$IS(i, j, h) = g \int_0^h \frac{z}{\rho(i, j, z)} d\rho$$

*h* is taken equal to the local bottom sea depth  $H_{i,j}$  to obtain the stratification of the whole water column at the model grid point (i,j). Thus,  $IS(i,j,H_{i,j})$  represents the potential buoyancy loss needed to generate deep convection that reaches the bottom of the sea at the model grid point (i,j). This computation was applied for each Aegean grid point (i,j), characterized by its local maximal depth  $H_{i,j}$ , and then we averaged the values horizontally over the whole Aegean Sea to obtain a vertical index of stratification for the Aegean Sea,  $\langle IS \rangle$ .

Figure 4.10 displays these monthly  $\langle IS \rangle$  values in November. The lower the  $\langle IS \rangle$  value is, the weaker the stratification is and the easier it is to obtain convection. In November 1992, just before the winter of interest, the Aegean Sea has a particularly low stratification ; yet it is only

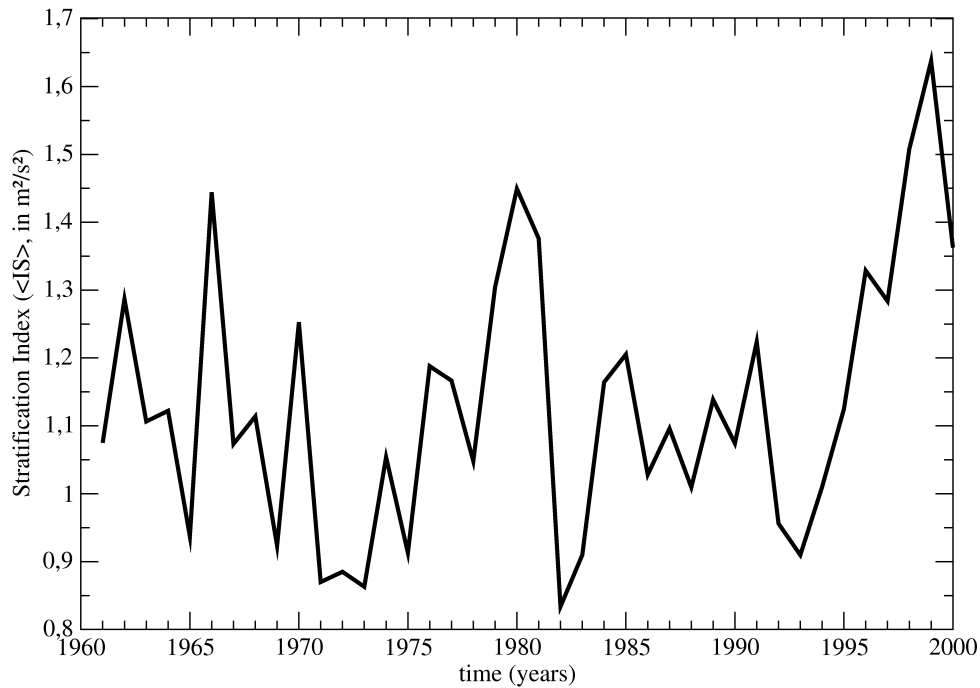


FIG. 4.10 – Monthly values of the stratification index ( $\langle IS \rangle$ , in  $m^2 \cdot s^{-2}$ ), in the Aegean Sea, for NM8-atl-riv, in November for the 1961-2000 period.

the tenth lowest value of the 40 simulated years.  $\langle IS \rangle$  values are lower only in November 1965, 1969, 1971, 1972, 1973, 1975, 1982, 1983 and 1993. We can note that this particularly low stratification in November 1992 represents a major reduction from the value in November 1991. Thus, in the time spanned by the onset of the EMT (1987-1992), the period November 1991 - November 1992 has the biggest impact on the stratification in the Aegean Sea. And presumably this is due to the severe winter 1991-1992.

This means that the potential preconditioning factors we mentioned before, which mainly tend to increase the salinity of the surface and intermediate layers of the Aegean Sea, have a very weak impact on the stratification of the water column before November 1991. The changes in the Levantine surface circulation, the increase of the net evaporation in the eastern Mediterranean or the decrease of the Black Sea inflow between the beginning and the end of the 1980's are indeed real but they do not destabilize the water column of the Aegean Sea. Thus, the real triggering elements of the EMT are the strong atmospheric fluxes which occurred during the winters 1991-92 and 1992-93.

#### 4.1.4.2 Aegean winter deep convection

In this section, we first focus on the surface fluxes over the Aegean Sea. Over this area, the winters of 1991-92 and 1992-93 were characterized by a very cold, dry atmosphere and high winds which resulted in strong heat loss and net evaporation, as found by Josey (2003) on the basis of atmospheric reanalysis data. These facts are reproduced in ARPERA forcings (Figure 4.11). The winter heat flux anomalies (Figure 4.11a) during 1991-92 and 1992-93 present the highest heat losses over the 40 years of simulation (anomalies of  $-73$  and  $-65 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  respectively). The water flux anomalies (Figure 4.11b) are also very negative during winters 1989-90 to 1992-93, corresponding to a higher net evaporation rate. Again, the latter has the

strongest water loss over the 40 years, with an anomaly of  $-2.8 \text{ mm.day}^{-1}$  ( $-1.0 \text{ m.yr}^{-1}$ ). However, one has to note that the heat loss has a significant impact on the surface density while the net evaporation (i.e. water loss) has a minor influence, as mentioned by *Josey* (2003). This fact can be estimated by calculating, following the method of *Mertens and Schott* (1998), the parts of the buoyancy loss which are respectively caused by the heat and the water loss (Figure 4.11c). The averaged values for each component over the Aegean Sea in winter (NDJF) are  $+8.5 \times 10^{-8} \text{ m}^2.\text{s}^{-3}$  for the thermal buoyancy loss,  $-0.6 \times 10^{-8} \text{ m}^2.\text{s}^{-3}$  for the water buoyancy loss and so  $+7.9 \times 10^{-8} \text{ m}^2.\text{s}^{-3}$  for the total buoyancy loss. The time correlation amounts 0.97 between the thermal buoyancy loss and the total buoyancy loss, 0.73 between the water buoyancy loss and the total buoyancy loss. Thus, the heat loss is indeed the major component of the buoyancy loss in terms of mean value as well as in terms of time variations.

It can be noticed on Figure 4.11 that similar cold winters conditions occurred around 1975, as mentioned by *Josey* (2003), and we will see in the following that deep convection also occurred during this period.

Figures 4.12 and 4.13 show the evolution of the volume of dense waters in the Aegean Sea and the associated annual formation rates (red lines and bars for NM8-atl-riv). The newly formed waters are very dense ( $\geq 29.2 \text{ kg.m}^{-3}$ ), in agreement with observations of *Theocharis et al.* (1999b). The year 1993 emerges in these two plots : indeed, in 1993 about 75% of the Aegean Sea is filled by waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$ . The associated formation rate is also the highest over the 40 years : 1.22 Sv for the density 29.2, in which 0.48 Sv corresponds to waters denser than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  (Table 4.6). Figures 4.12 and 4.13 also show that deep convection takes place during many winters before 1992 : 1987, 1989 and 1990. The period 1972-1975 and in particular the year 1976 are noticeable too. In relation with the surface fluxes mentioned before, deep winter convection occurs between 1972 and 1976 (especially in 1976 with formation of waters denser than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$ ), but it forms during these five years a quantity of dense waters about two times lower than in 1992 and 1993. These results support the hypothesis advanced by *Josey* (2003) : the surface forcing in the period 1972-1976 produced conditions that caused deep water formation in the Aegean Sea, but with lower formation rates than in the early 1990's.

*Zervakis et al.* (2000) and *Gertman et al.* (2006) argued that the EMT started in 1987 with dense water formation in the northern Aegean Sea. *Theocharis et al.* (1999b) reported that CDW was observed in March 1987 in the Cretan Sea and started to exit the Aegean Sea in 1989, at intermediate depths for a first time. These observations indicate that the EMT is not a phenomenon localized in time, but rather a continuously evolving process during the period 1987-1995. Indeed, the Aegean Sea is steadily filled with dense waters which are produced locally during many winters : 1987, 1989, 1990, 1992, 1993 (Figures 4.12 and 4.13). Meridian sections of density in the Aegean Sea illustrate the increase in density of the Aegean Sea, from north to south and from 1970 to 1993 (Figure 4.14), in agreement with *Zervakis et al.* (2000). The changes between 1970 (Figure 4.14a) and 1980 (Figure 4.14b) show that, during the decade of the 1970s, waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  have filled the bottom layers of the northern, central and southern sub-basins of the Aegean Sea. Then, until 1992, the central and northern sub-basins have been continuously filled with denser waters below 200 m depth (Figure 4.14c, d and e), whereas the southern sub-basin (Cretan Sea) has been filled by waters of lower density (uplift of the 29.1 isopycnal surface but sinking of the 29.2 isopycnal surface between 1987 (c) and 1992 (e)). In 1993, the huge increase of the volume of dense waters during one single winter (see Figure 4.12) is due to the production of dense waters in the Cretan Sea (Figure 4.14f). As the volume of the Cretan Sea exceeds the volume of the other Aegean sub-basins, its filling by dense waters has a higher signature in Figure 4.12 which corresponds to the total volume of Aegean dense waters.

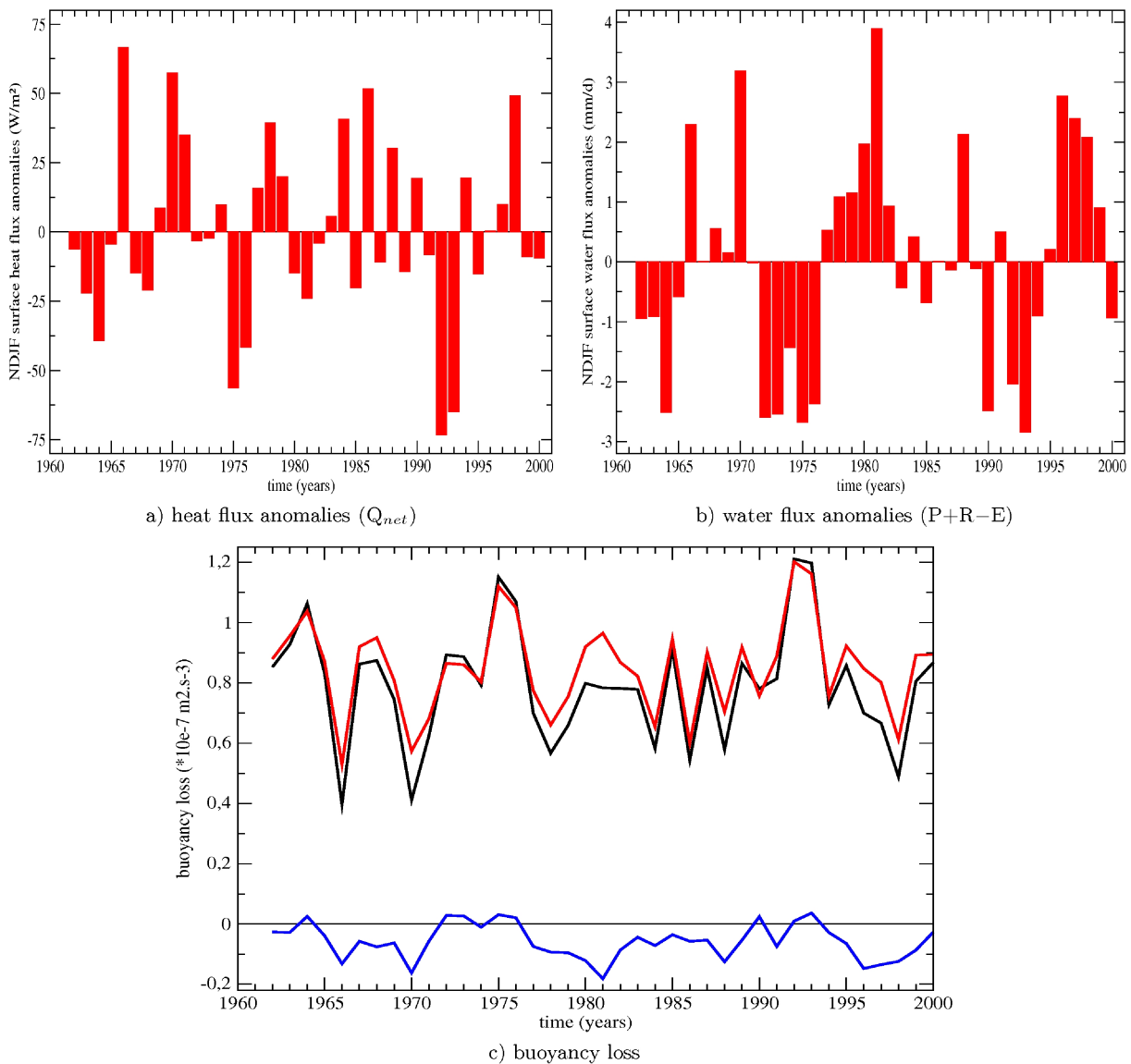


FIG. 4.11 – Anomalies of winter (NDJF) averaged surface fluxes over the Aegean Sea : (a) net heat flux anomalies (in  $W.m^{-2}$ ) and (b) net freshwater flux anomalies (Precipitations+Runoff–Evaporation anomalies in  $mm.day^{-1}$ ) for NM8-atl-riv. (c) Winter (NDJF) mean of the components of the surface buoyancy loss (in  $10^{-7} m^2.s^{-3}$ ) over the Aegean Sea : (red line) contribution of the heat loss, (blue line) contribution of the water loss and (black line) total buoyancy loss. For the three graphics, the tick mark of the year in the time axis corresponds to January.

As we did for the whole Mediterranean Sea (Figure 4.6), we are going to compare the results of the simulations in the Aegean Sea with the interannual gridded database of *Rixen et al.* (2005). It is important to keep in mind that there are few available observations of salinity in this area, especially in the deep layer ; in these cases, it will be hard to say which of the model or the database is the closest to reality. Figure 4.8 displays the Aegean heat and salt contents. As in section 4.1.3.3, the heat content evolution is better reproduced than the salt content one, as confirmed by the temporal correlations (see Table 4.5). But we can notice that the variations of the simulated salt content in the Aegean Sea have the same amplitudes as the observed ones,

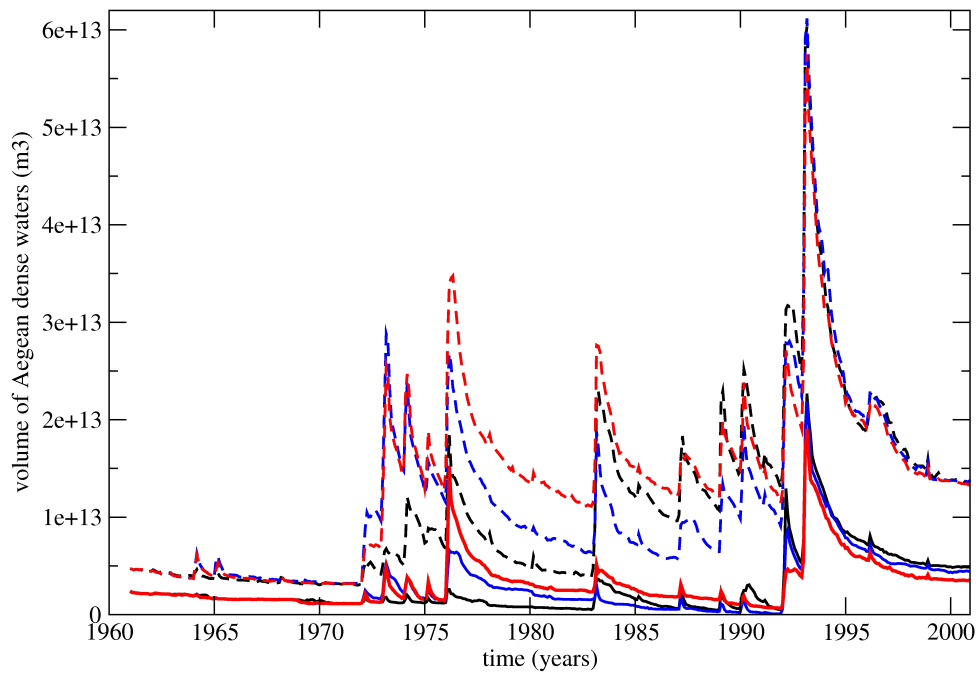


FIG. 4.12 – Monthly volume (in  $m^3$ ) of Aegean waters denser than  $29.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  (dashed line) and  $29.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  (full line), for the three simulations : (red) NM8-atl-riv, (blue) NM8-riv and (black) NM8-clim. Values for the waters denser than  $29.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  include the values of waters denser than  $29.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ .

Aegean Sea	Mean over 1961-2000				Mean bias			Correlation		
	atl-riv	riv	clim	Rixen	atl-riv	riv	clim	atl-riv	riv	clim
Heat content ( $^{\circ}\text{C}$ )										
Total	15.03	15.04	15.05	14.70	+0.33	+0.34	+0.35	0.79	0.82	0.82
0-150 m	16.31	16.32	16.31	16.57	-0.26	-0.25	-0.26	0.75	0.76	0.78
150-600 m	14.68	14.69	14.74	14.47	+0.21	+0.22	+0.27	0.73	0.65	0.63
600 m-bottom	14.18	14.19	14.15	13.70	+0.48	+0.49	+0.45	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>
Salt content (psu)										
Total	38.87	38.87	38.87	38.83	+0.04	+0.04	+0.04	0.38	0.43	0.63
0-150 m	38.68	38.68	38.68	38.75	-0.07	-0.07	-0.07	0.40	0.44	0.67
150-600 m	38.94	38.94	38.95	38.90	+0.04	+0.04	+0.05	<i>n.s.</i>	0.35	0.39
600 m-bottom	38.95	38.94	38.93	38.81	+0.15	+0.14	+0.13	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>	<i>n.s.</i>

TAB. 4.5 – Characteristics of the three simulations over 1961-2000 : heat and salt contents for different layers of the Aegean Sea. *n.s.* means “non-significant”, the value is inside the  $\pm 1$  standard deviation of the interannual gridded database of Rixen et al. (2005). The given correlations are computed **after removing trends**, for both the simulations nM8- and the database of Rixen et al. (2005). Significant correlations are those with values outside the 95% confidence interval (significantly different from zero if the absolute value of the correlation is larger or equal than 0.31).

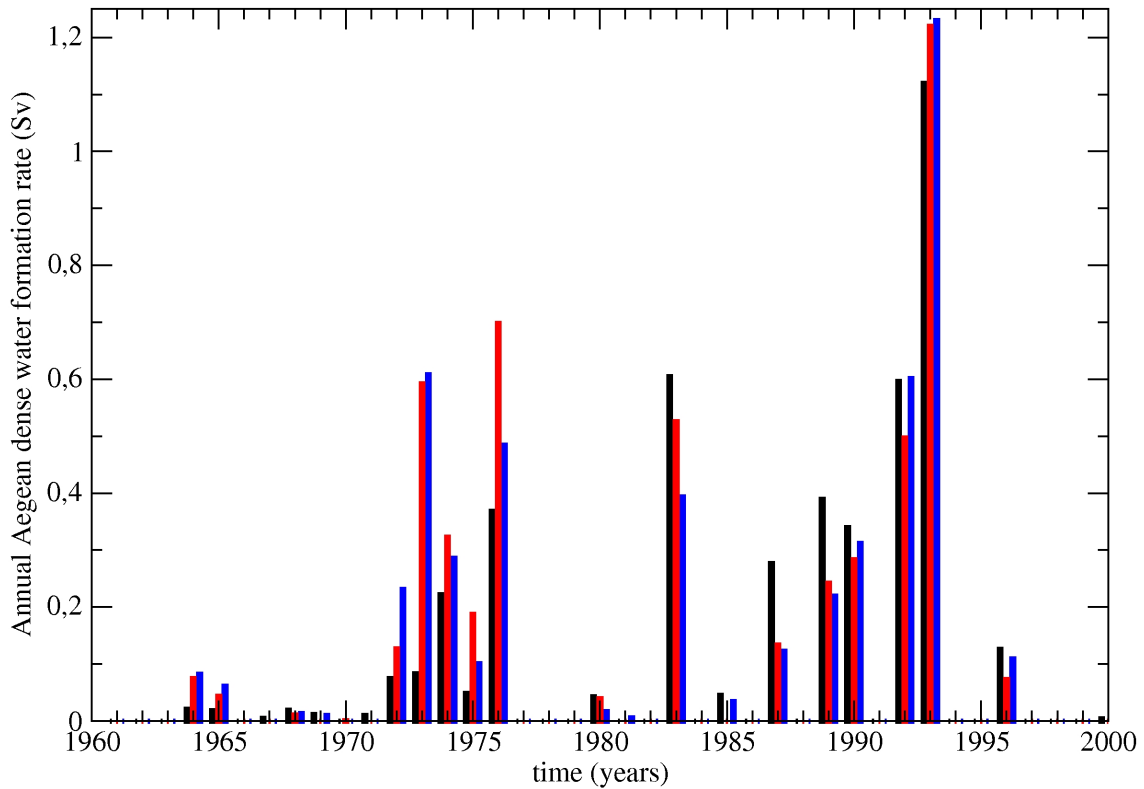
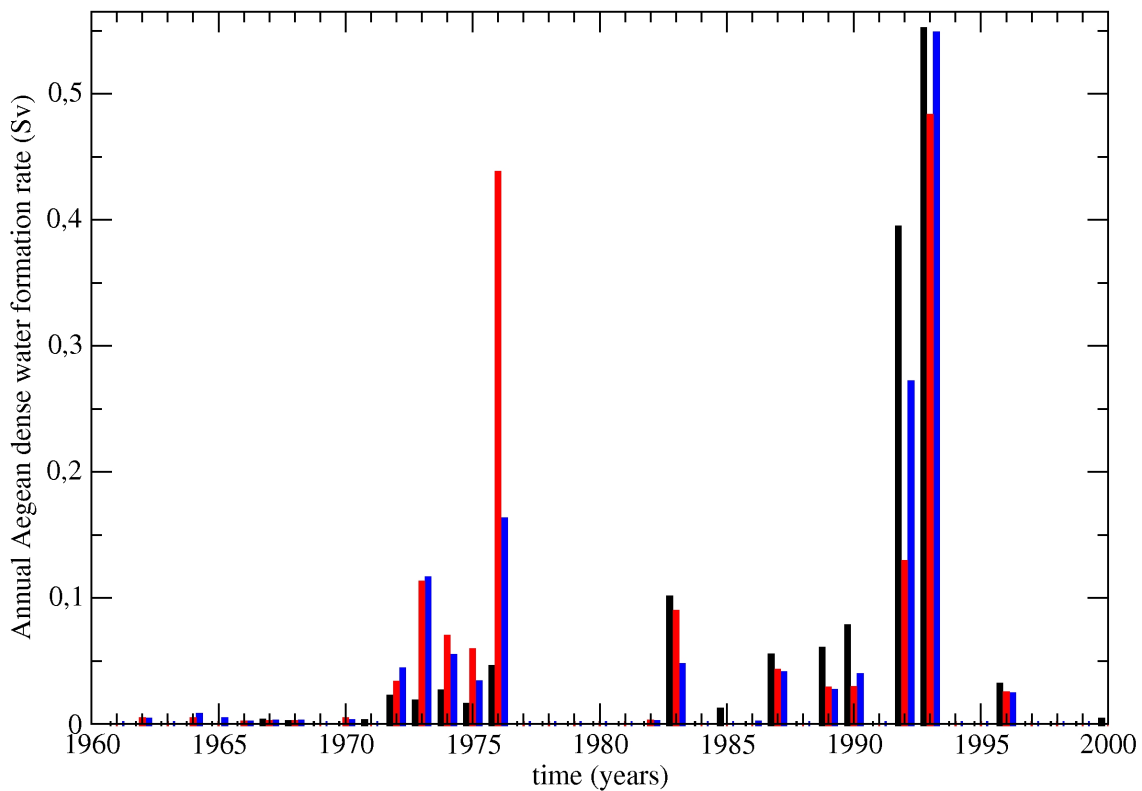
a)  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  formation ratesb)  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  formation rates

FIG. 4.13 – Annual formation rate (in Sv) of dense waters in the Aegean Sea, for the three simulations, (red) NM8-atl-riv, (blue) NM8-riv and (black) NM8-clim, for two thresholds : (a)  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  and (b)  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  (vertical scales differ between (a) and (b)). Values for some years are given in Table 4.6.



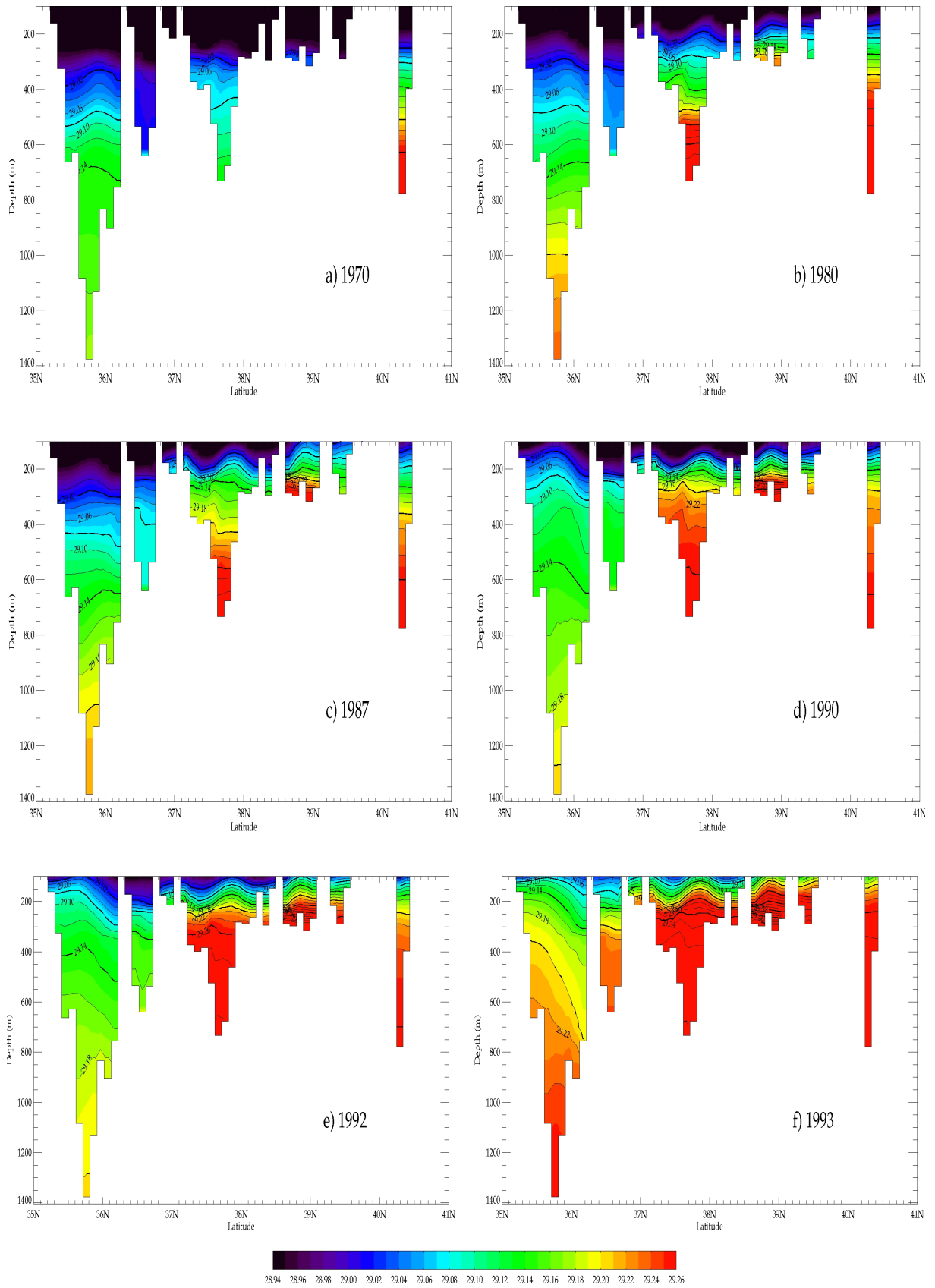


FIG. 4.14 – Meridional sections of potential density (in  $\text{kg.m}^{-3}$ ) across the Aegean Sea at  $25.8^\circ\text{E}$ , from 100m to 1400m depth (section A in Figure 4.1). Annual means in the simulation NM8-atl-riv in (a) 1970, (b) 1980, (c) 1987, (d) 1990, (e) 1992 and (f) 1993. Contour lines are drawn from  $29.00\text{ kg.m}^{-3}$  to  $29.60\text{ kg.m}^{-3}$  with interval of  $0.02\text{ kg.m}^{-3}$ .

Simulation / Years	1971-1978		1983-1990		1992		1993	
	$\geq 29.2$	$\geq 29.3$	$\geq 29.2$	$\geq 29.3$	$\geq 29.2$	$\geq 29.3$	$\geq 29.2$	$\geq 29.3$
NM8-atl-riv	0.24	0.09	0.15	0.02	0.50	0.13	1.22	0.48
NM8-riv	0.21	0.05	0.13	0.02	0.60	0.27	1.23	0.55
NM8-clim	0.10	0.02	0.21	0.04	0.60	0.39	1.12	0.55

TAB. 4.6 – Annual dense water formation rates for the Aegean Sea (in Sv) for the three companion simulations and for two density thresholds : 29.2 and 29.3  $\text{kg.m}^{-3}$ .

which is better than for the global Mediterranean basin. The variations of the salt content in the Aegean Sea are influenced by the different strategies used for modelling the Black Sea input. We will focus more precisely on that point in the section 4.1.4.4. Here we focus on the NM8-atl-riv simulation (red lines in Figure 4.8).

The variations of the temperature are well reproduced in the surface and intermediate layers of the Aegean Sea, despite a slight cold bias in the surface and a warm bias more or less pronounced in time for the intermediate layer. The variations of the salinity in the surface layer are strongly influenced by the variations of the Black Sea input, presented in Figure 4.3. When this runoff is weaker than the climatological value (mainly in the early 1960's and 1970's), we can see a higher salt content in the Aegean surface layer, leading to a favorable preconditioning of the convection. Conversely, when the Black Sea input is stronger than the climatological value (around 1970, in the early 1980's and late 1990's for example), it leads to a decrease of the Aegean surface salt content.

The evolution of the intermediate and deep salt contents in Figure 4.8 show variations that can be linked to the occurrence of winter convection in general (see Figure 4.12) and of the EMT in particular. As mentioned by *Theocharis et al.* (1999b), the signature of the EMT corresponds to a temperature drop in 1992-1994 and to a salinity increase between 1987 and 1992. In the simulation, the temperature drop is obvious in all layers, the salinity increase is mainly visible for the intermediate and bottom layers as for the averaged water column. In the early 1970's and in the early 1990's, when the convection is strong and reaches high depths, the water column is homogenized and becomes warmer and saltier, especially in the deep layers (Figure 4.8 bottom line). But in 1992 and 1993, due to the strong atmospheric cooling over the Aegean Sea, a negative surface temperature anomaly is brought towards the deeper layers. That is why during the convection events of 1992 and 1993 there is a decrease in temperature of the deep layers instead of an increase like in the 1970's.

#### 4.1.4.3 Outflow and spreading of Aegean dense waters

The Aegean Sea was gradually filled by dense waters during several convective winters. In 1993, the volume of Aegean waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  corresponds to 75% of the volume of the Aegean Sea. During this year, an increase of the density of the waters inside the Cretan Sea was observed, with maximal value of  $29.4 \text{ kg.m}^{-3}$  at particular sites (*Theocharis et al.*, 1999b). In the simulation, the potential density only reaches the maximal value of  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  in April 1993 near the bottom of the Cretan Sea. This Cretan Deep Water (CDW) tends to exit the Aegean Sea through three straits of the Cretan Arc (Antikithira, Kassos and Karpathos, from West to East), which link the Aegean Sea with the Ionian and the Levantine basins (see Figure 4.1 for their location). To follow this outflow, we compute the monthly evolution of the potential density of the waters above the sill of these straits in the model and compare it with the values of the outflow estimated with observations in the channels south of these sills

(Figure 4.15). As the sill of the Karpathos Strait is deeper (777m in NEMOMED8) than the sill of the two others (around 540m), the density above this sill is obviously higher during the 40 years. We can here mention that in reality the Kassos Strait has a deeper sill than the Karpathos Strait (respectively 1000m and 850m according to *Kontoyiannis et al.* (2005)). This explains why observations are available for the Antikithira and Kassos straits at higher depths than in the model. The successive convection events are highlighted by the density maxima during the months following the convection (from 1973 to 1976, in 1983, 1992 and 1993). But, again, the year 1993 is distinguished among the 40 simulated years, giving the highest density of the 1961-2000 period ( $\geq 29.22$ ) above the three sills during the first months of 1993. The density maximum is reached in April 1993 in the Antikithira Strait ( $29.220 \text{ kg.m}^{-3}$ ), in June 1993 in the Kassos Strait ( $29.226 \text{ kg.m}^{-3}$ ) and in July 1993 in the Karpathos Strait ( $29.260 \text{ kg.m}^{-3}$ ). So, the densest waters first exit through the western straits of the Cretan Arc and afterwards through the eastern straits : it can be linked to the cyclonic circulation inside the Cretan Sea. If compared to the observations, the results are in good agreement for the Karpathos Strait (full line and circles in Figure 4.15) because both observations and simulations are at the same depth. In fact, the agreement is excellent between 1986 and 1990 and then the increase observed in 1992 is underestimated in the model. This can be linked to the fact that only a density of  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  is reached at the bottom of the Cretan Sea rather than  $29.4 \text{ kg.m}^{-3}$  in the observations. Of course, as the Antikithira and Kassos straits are shallower in the model than in reality, the steady increase and the maximum of density observed for these two straits are shifted towards lower values in the model. However, the general behaviour is correctly reproduced, i.e. there is a simulated density increase of  $0.12 \text{ kg.m}^{-3}$  for the Antikithira Strait between 1988 and the peak-value of 1993 (against  $0.14 \text{ kg.m}^{-3}$  in the observations) and a corresponding simulated increase of  $0.11 \text{ kg.m}^{-3}$  for the Kassos Strait (against  $0.15 \text{ kg.m}^{-3}$  in the observations). Moreover, we want to mention that there is no available observation of this dense outflow between 1992 and 1994 ; thus, the modelling can here play the role of a new source of informations about the description of the sequence of the EMT events during this period for which observations lack. One can suppose that a peak in density, higher than the observed value of  $29.31 \text{ kg.m}^{-3}$  in winter 1994, occurred during fall 1993 and possibly reached even higher values at this time, as suggested by the results of the simulation.

Then, because we do not simulate a sufficient increase of the potential density inside the Cretan Sea, the volume of dense waters which exit the Aegean Sea is underestimated with regards to observations. Table 4.7 displays the annual averaged dense outflow rates. For the simulation NM8-atl-riv, the outflow of dense waters (threshold  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$ ) occurs only in 1993 through both the western and eastern straits of the Cretan Arc and in 1994 only through Karpathos Strait. Same outflow locations are obtained with a lower threshold of  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$ . It indicates that 0.31 Sv of waters outflow with a density between  $29.19$  and  $29.20 \text{ kg.m}^{-3}$ . Lowering the threshold to  $29.18 \text{ kg.m}^{-3}$ , we notice that the outflow persists in 1995 through the Karpathos Strait. 0.55 Sv of waters outflow with a density ranged between  $29.18$  and  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$ . The total outflow for this latter threshold amounts 1.39 Sv. This value is two times lower than the total outflow of 2.8 Sv estimated between mid-1992 and end-1994 from observations (*Roether et al.*, 2007).

After exiting the Aegean Sea through the Cretan Arc straits, this dense CDW mass overflowed and was mixed in the Ionian and the Levantine basins (*Roether et al.*, 2007). Figure 4.16 displays the depth and the salinity of the  $29.165 \text{ kg.m}^{-3}$  isopycnal surface during and after the simulated EMT. We take this relatively low density value because of the mixing that affects the CDW in the eastern Mediterranean. The waters going through Antikithira Strait in the Io-

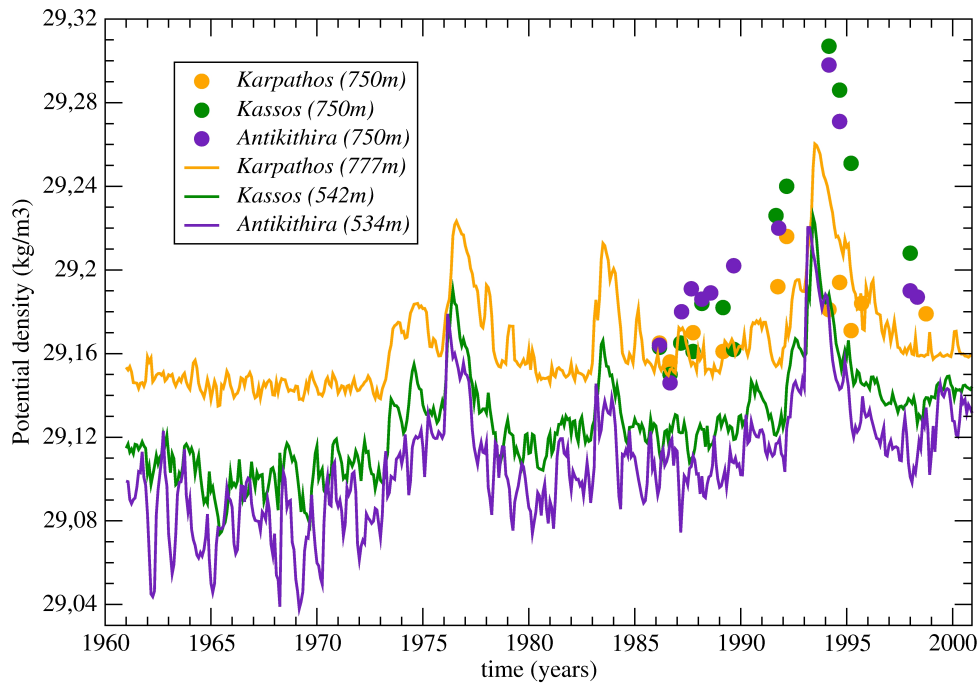


FIG. 4.15 – Monthly potential density (in  $\text{kg.m}^{-3}$ ) simulated on the bottom of the Cretan Arc straits (lines) and observed just south of the sill channels (symbols) : Karpathos (orange line and circles), Kassos (green line and squares) and Antikithira (purple line and triangles), in the simulation NM8-atl-riv. The depth of each sill in the model and of each measurement is indicated in brackets.

Simulation / Years	1992		1993		1994		1995		1996		Total
Outflow $\geq 29.20 \text{ kg.m}^{-3}$	W	E	W	E	W	E	W	E	W	E	W+E
NM8-atl-riv	0	0	0.02	0.42	0	0.09	0	0	0	0	0.53
NM8-riv	0	0	0.02	0.57	0	0.22	0	0	0	0	0.81
NM8-clim	0	0	0.11	0.51	0	0.14	0	0	0	0	0.76
Outflow $\geq 29.19 \text{ kg.m}^{-3}$	W	E	W	E	W	E	W	E	W	E	W+E
NM8-atl-riv	0	0	0.02	0.59	0	0.23	0	0	0	0	0.84
NM8-riv	0	0	0.11	0.80	0	0.32	0	0	0	0	1.23
NM8-clim	0	0.03	0.25	0.80	0	0.24	0	0	0	0	1.32
Outflow $\geq 29.18 \text{ kg.m}^{-3}$	W	E	W	E	W	E	W	E	W	E	W+E
NM8-atl-riv	0	0	0.19	0.84	0	0.33	0	0.03	0	0	1.39
NM8-riv	0	0.15	0.34	0.98	0	0.47	0	0.13	0	0.01	2.08
NM8-clim	0.01	0.25	0.94	0.98	0.02	0.35	0	0.10	0	0.05	2.70

TAB. 4.7 – Annual dense outflows (in Sv) through the western (Antikithira, W) and the eastern (Kassos and Karpathos, E) Cretan Arc straits. Values for water denser than different thresholds. These values are obtained as yearly averages of monthly dense outflow values.

nian basin first spread at low depths (around 200 m depth in Figure 4.16a) and then sink. They turn in a cyclonic manner and they flow north-westwards following the shelf slope. The waters exiting the Aegean Sea east of Crete at shallow depths through Kassos and Karpathos straits (around 400 m depth in Figure 4.16a), spread in the Levantine basin and sink. A part of them turns westwards through the Cretan Passage (Figure 4.16b and c) and joins the waters exiting from Antikithira Strait, in agreement with *Roether et al.* (2007). Another part remains inside the Levantine basin (east of 24°E). Their path is first southwards before becoming cyclonic along the shelf slope of the Levantine basin (Figure 4.16c and d). Finally, a small part of waters propagates eastwards from the Karpathos Strait, mainly driven by diffusive processes or carried by deep eddies (Figure 4.16c at 30°E for example). We notice that the sinking of CDW in the Ionian and Levantine basins has two effects : first the uplift of this 29.165 isopycnal surface by at least 400 meters, from 1600m depth in 1993 before the EMT (Figure 4.16a) to 1200m depth in 2000 at the end of the simulation (Figure 4.16d), secondly the salt increase of the eastern Mediterranean at these depths, from 38.70 psu in 1993 to 38.79 psu in 2000. This simulated salt increase has the same amplitude as the observed one between the pre-EMT period and 2001 (*Roether et al.*, 2007).

Figure 4.17 shows the salinity on the 29.18 kg.m<sup>-3</sup> isopycnal surface and the bathymetry in the Levantine basin. The Antikithira and the Kassos straits have a shallower sill than the Karpathos Strait in the model. This explains why the volume of CDW at this density, which exits the Aegean Sea, is particularly huge through the Karpathos Strait (Figure 4.17b). Once in the Levantine basin, this water mass rapidly sinks below and east of the sill of the Cretan Passage (located at about 2000 m depth, 24.5°E 34.5°N) and thus spreads inside the Levantine basin. Mixing processes with surrounding waters of lower density make it difficult to find the signature of these denser waters after 1995 (Figure 4.17c). However, we notice that in 2000 the water mass corresponding to this density flows along the southern shelf slope of the Levantine basin along the 2250 m isobath in Figure 4.17d.

The core of the outflowing CDW tongue has thermohaline characteristics of 13.9°C and 38.85 psu in January 1995 (at 2000m depth), which is 0.3°C warmer and 0.05 psu saltier than the one observed at this time (*Klein et al.*, 1999). This can be related to the warm and salty bias in the intermediate layer throughout the studied region. Besides, the densest part of the CDW in the eastern Mediterranean only reaches the depth of about 2500m in the simulation (not shown), whereas it sinks to the bottom of the Ionian and Levantine basins according to observations of *Klein et al.* (1999). Three explanations could be proposed. First, the density of the simulated CDW is too low with regard to the observations (as mentioned previously). Secondly, the mixing in the oceanic model is too strong due to its resolution and need to be better parameterized. Indeed, the decrease of the CDW volume once in the Levantine and Ionian basins is too quick (the density of the CDW is 29.182 kg.m<sup>-3</sup> at around 2200m depth in January 1995), although the CDW overflows through Antikithira and Kassos straits with a density higher than 29.22 kg.m<sup>-3</sup> and through the Karpathos Strait with a density higher than 29.26 kg.m<sup>-3</sup> in the model (Figure 4.15). Thirdly, the simulated CDW is less dense than the resident bottom waters of the model (around 29.2 kg.m<sup>-3</sup>), related to the initial state of the MEDATLAS climatology, whereas they were observed at 29.17 kg.m<sup>-3</sup> in 1987 before the EMT (*Roether et al.*, 2007). So this modeled CDW can not sink to depths greater than the depths of the resident waters, *i.e.* to the bottom of the eastern Mediterranean.

Thus, despite room for improvement still clearly exists, the model, which is driven by realistic atmospheric and hydrological forcings, has reproduced strong convection events in the Aegean Sea following by a huge outflow of dense CDW in the eastern Mediterranean.

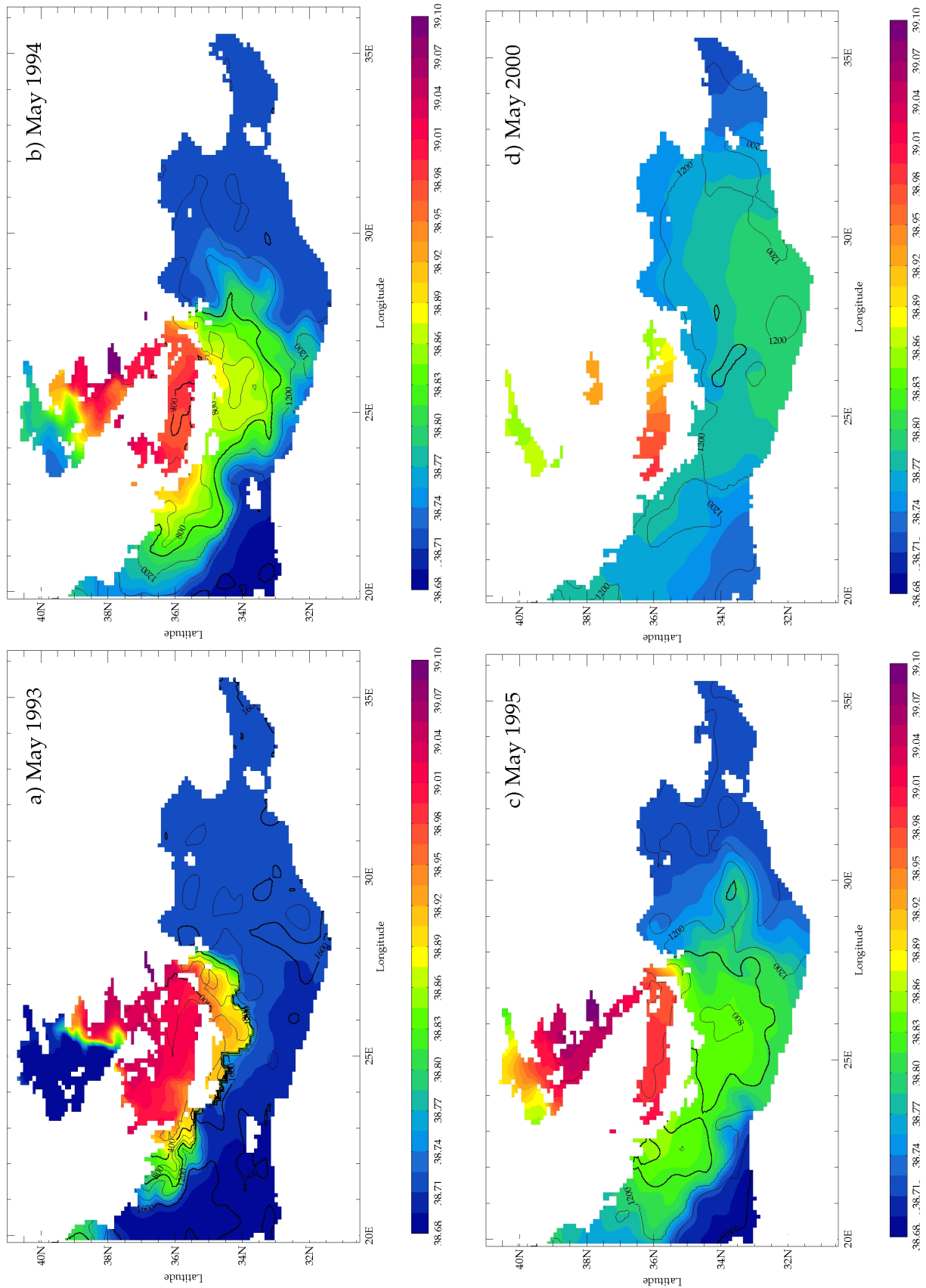


FIG. 4.16 – Maps of the isopycnal surface  $\sigma_\theta = 29.165 \text{ kg.m}^{-3}$  : depth of this surface (contour lines, interval of 200m) and salinity on this surface (colors, interval of 0.015 psu). Model outputs for NM8-atl-riv in May 1993, 1994, 1995 and 2000.



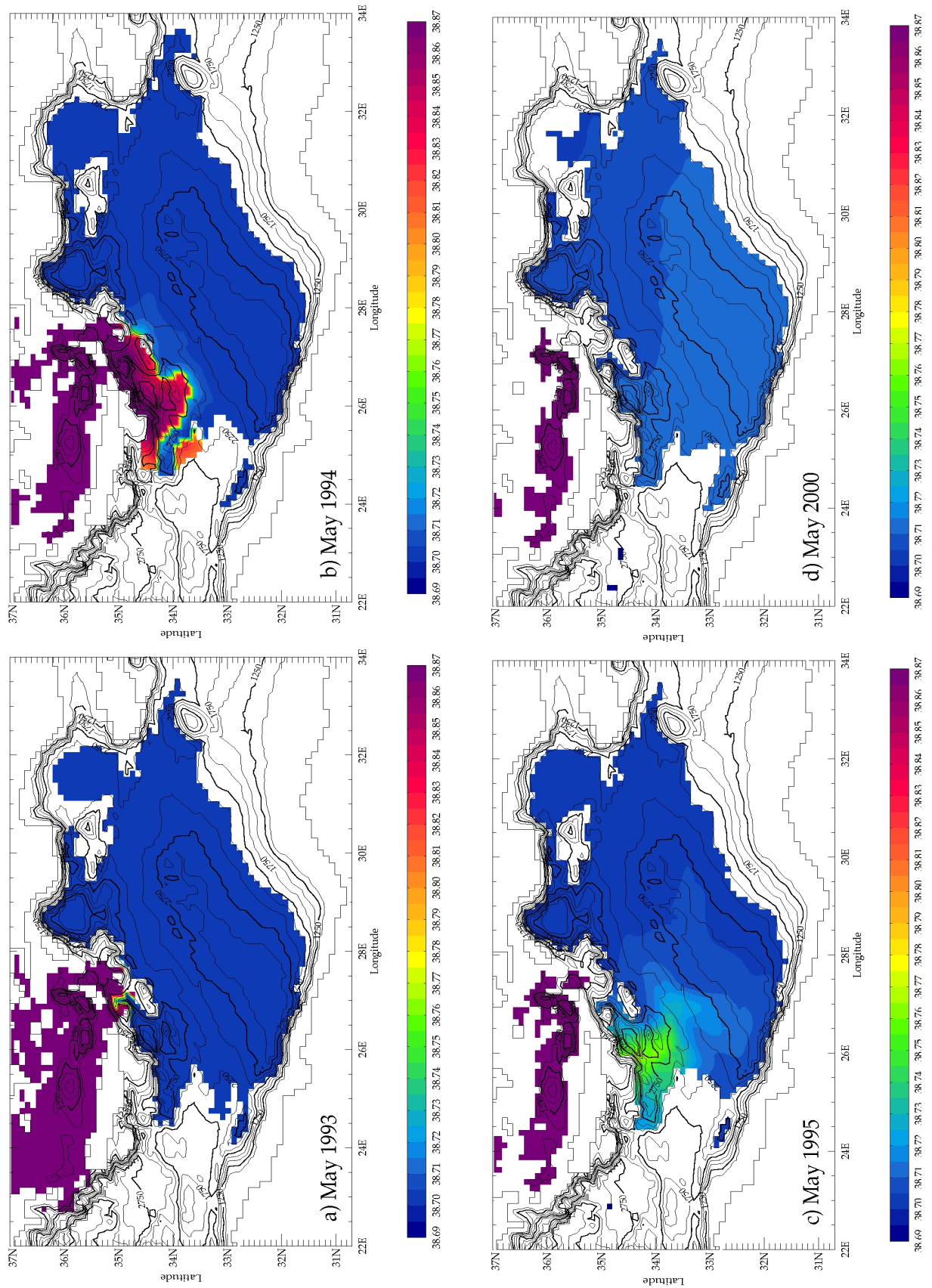


FIG. 4.17 – Salinity (colors, interval of 0.005 psu) on the isopycnal surface  $\sigma_{\theta} = 29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  and bathymetry (contour lines, interval of 250m from 1000m to 4000m depth). Model outputs for NM8-atl-riv in May 1993, 1994, 1995 and 2000.

#### 4.1.4.4 Influence of the interannual variations of the river runoffs

The effects of interannual river runoffs on the modelling of the convection in the Aegean Sea, in particular during the EMT, are here investigated. As the variations of the Black Sea input are higher than those of any other Mediterranean “river”, especially when one focuses on the Aegean Sea (*Zervakis et al.*, 2000), the comparison between the simulations NM8-clim and NM8-riv will point out the impact of the Black Sea. *Zervakis et al.* (2000) argued that the decrease of the Black Sea input in the early 1990's was an important element in the triggering of the EMT. However, the values of the interannual Black Sea discharge in the early 1990's in our interannual dataset are close to the climatological value : the differences between the red full and dashed lines in Figure 4.3 are small between 1989 and 1992 and represent less than 10% of the annual climatological value. As a consequence, the maximal amount of dense waters produced in the Aegean Sea in 1993 is slightly the same in the two simulations NM8-clim and NM8-riv. The difference in 1993 is less than 1%, as shown by the black and blue dashed lines in Figure 4.12. As for the NM8-atl-riv simulation (see section 4.1.4.2), the volume of water denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  in 1993 still corresponds to about 75% of the total volume of the Aegean Sea in the two other simulations. Table 4.6 highlights that NM8-clim and NM8-riv have the same rates of dense water formation in 1992 for the  $29.2$  density threshold and in 1993 for the  $29.3$  density threshold. Although NM8-clim forms  $0.12 \text{ Sv}$  more of waters denser than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  in 1992 and NM8-riv forms  $0.11 \text{ Sv}$  more of waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  in 1993, the Aegean Sea is filled by the same amount of dense waters in 1993 for these simulations. This is confirmed by the outflow values for waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  (Table 4.7). Nevertheless, if we lower the threshold, the water volume which outflows is higher and the export lasts longer (until 1996) in NM8-clim than in NM8-riv. Among the  $2.70 \text{ Sv}$  that outflow between 1992 and 1996 in NM8-clim ( $2.08 \text{ Sv}$  in NM8-riv),  $1.38 \text{ Sv}$  have a density ranged between  $29.18$  and  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  ( $0.85 \text{ Sv}$ ) and  $0.56 \text{ Sv}$  between  $29.19$  and  $29.20 \text{ kg.m}^{-3}$  ( $0.42 \text{ Sv}$ ). But a  $2.70 \text{ Sv}$  total outflow in 5 years, between 1992 and 1996, corresponds to a weak outflow of dense waters if compared to the  $2.80 \text{ Sv}$  observed in 2.5 years, between mid-1992 and end-1994 (*Roether et al.*, 2007).

In fact, the difference between these two experiments concerning the convection in the Aegean Sea is more substantial in the 1970's and in the 1980's. It corresponds to periods during which the variations of the interannual Black Sea discharge are high and reach 75% of the annual climatological value. The lowest Black Sea input during the 1961-2000 period is reached in 1972 ( $2626 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) and the highest one is reached in 1980 ( $13981 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ). In particular, during the 1971-1976 period, the Black Sea input was very low during many consecutive years ( $-40\%$  in average during this 6-year period, see Figure 4.3). As a result,  $0.11 \text{ Sv}$  more of waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  and  $0.03 \text{ Sv}$  more waters denser than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  are formed in NM8-riv compared to NM8-clim in average over eight years, from 1971 to 1978 (Table 4.6). Conversely, NM8-clim forms about  $0.08 \text{ Sv}$  more waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  and  $0.02 \text{ Sv}$  more waters denser than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  during the eight-year period of 1983-1990.

If we look at the thermohaline characteristics of the Aegean Sea in basin average (Figure 4.8), the first noticeable difference between NM8-riv (blue lines) and NM8-clim (black lines) concerns the salt content of the surface layer. It is indeed strongly influenced by the interannual variations of the Black Sea discharge introduced in NM8-riv. The second important change concerns the heat and salt contents of the deep layer (600 m-bottom) in the 1970's. The amount of dense water formed (Figures 4.12 and 4.13) is larger in NM8-riv (blue lines and bars) than in NM8-clim (black lines and bars), causing a stronger warming and a salt increase of the waters in this deep layer (Figure 4.8 bottom line) in NM8-riv (blue) than in NM8-clim (black). Inversely, during the 1982-1989 period, the heat content and particularly the salt content decreased in the deep



layer of NM8-riv (due to the absence of deep convection and thus mixing during this period) whereas they increased in the deep layer of NM8-clim. During the EMT period, the heat and salt contents both show the same variations, with a slightly higher salinity in NM8-clim.

In conclusion, the interannual variations of the Black Sea input do not play a major role on triggering the EMT in our simulations, because of close values of the Black Sea discharge in the interannual and climatological datasets during the early 1990's. The high variations of the interannual Black Sea discharge rather affect the intensity of the convection in the Aegean Sea during the previous decades. It is obvious that the convection is enhanced in the 1970's and weakened in the 1980's (when NM8-riv is compared to NM8-clim). We can mention here that our dataset for the Black Sea inflow is an indirect measurement since it is deduced from the E–P–R budget of the Black Sea. Direct observed values at the Dardanelles Strait would be better, but they are not available for a long period of time.

#### 4.1.4.5 Influence of the interannual variation of the Atlantic waters

In this section, we try to quantify the possible effects of the interannual variations of the Atlantic thermohaline characteristics on the representation of the convection in the Aegean Sea, with a focus on the EMT. We thus compare the NM8-riv and NM8-atl-riv simulations, which differ in using respectively a seasonal climatology and an interannual dataset in the Atlantic buffer zone (Figure 4.2). It should be noted that at least one to two years are required for the AW anomalies to reach the far eastern Mediterranean.

During the EMT period, the maximum filling of the Aegean Sea by dense waters in 1993 is slightly lower in NM8-atl-riv by about 6% than in NM8-riv (see the blue and red dashed lines in Figure 4.12). In 1992, the volume of dense waters formed with a density larger than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  is 0.1 Sv lower in NM8-atl-riv than in NM8-riv, whereas in 1993 the same amount of these waters is formed in both simulations (see also Table 4.6). Differences are however noticed for waters of density higher than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$ . A smaller amount of formed waters (0.14 Sv less in 1992 and 0.07 Sv less in 1993) have a density larger than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  in NM8-atl-riv than in NM8-riv. That indicates a slight decrease in the averaged density of the Aegean Sea, which can be related to the negative salinity anomalies introduced in the buffer zone from 1986 to 1990. This induces a lower volume of CDW dense outflow towards the eastern Mediterranean in NM8-atl-riv if compared to NM8-riv (Table 4.7).

On the contrary, during the 1970's and the 1980's, positive anomalies of AW salinity have been introduced in the buffer zone. During these periods, the rate of dense water formation in the Aegean Sea was slightly higher for NM8-atl-riv than for NM8-riv (Table 4.6), in particular for water denser than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  in average over the 8-year period 1971-1978. This is mainly due to the 1976 event, which forms in NM8-atl-riv 0.70 Sv of waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  (against 0.48 Sv in NM8-riv) and 0.44 Sv of waters denser than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  (against 0.16 Sv in NM8-riv).

In conclusion, the interannual variations of the AW thermohaline characteristics impact the density distribution of the waters formed during the EMT. Again, the convection in the Aegean Sea during the 1970's decade is more influenced by these changes in the AW thermohaline characteristics, especially in 1976.

### 4.1.5 Conclusion and outlook

In this work, we have studied the Mediterranean interannual variability and in particular the Eastern Mediterranean Transient, by using NEMOMED8, an eddy-permitting Mediterranean OGCM at  $1/8^\circ$  of resolution (about 10 km). A realistic hindcast was performed from 1961 to 2000, forcing the model with daily atmospheric fluxes produced with ARPERA, a dynamical downscaling of the ERA40 reanalysis. Different datasets (interannual or climatological) were used to represent the hydrological fluxes of the river runoff, the Black Sea discharge and the Atlantic Water characteristics, in addition to the freshwater flux from the atmosphere. Three companion simulations, with different datasets for these hydrological fluxes but with the same interannual atmospheric fields, were carried out. These three hindcast simulations have been validated by comparing heat and salt contents at basin-scale with respect to the interannual gridded database of *Rixen et al.* (2005). We focused then on the most realistic simulation, the one using all the interannual hydrological databases.

We have shown that this simulation was able to reproduce the sequence of the EMT events in very good agreement with the observations :

- the strong heat and water losses at the surface of the Aegean Sea during the winters 1991-92 and 1992-93 (respectively  $-73 \text{ W.m}^{-2}$  and  $-2.0 \text{ mm.day}^{-1}$  in NDJF 1991-92,  $-65 \text{ W.m}^{-2}$  and  $-2.8 \text{ mm.day}^{-1}$  in NDJF 1992-93),
- the strong winter convection in the Aegean Sea triggered by these strong atmospheric fluxes (1.22 Sv of waters denser than  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  formed in 1993, in which 0.48 Sv are denser than  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$ ),
- the huge outflow of dense waters from the Aegean Sea to the Ionian and Levantine basins through the Cretan Arc straits, especially through the eastern part (Kassos and Karpathos straits) during the two years following the intense convection event,
- the spreading of this water mass in the eastern Mediterranean, with a scheme of the path followed by this dense water mass from 1993 to 2000 : the waters exiting the Aegean Sea through the western straits of the Cretan Arc spread in a cyclonic manner in the Ionian Sea ; the waters exiting the Aegean Sea through the eastern straits of the Cretan Arc spread in the Levantine basin : a part of them crosses the Cretan Passage and joins the waters outflowing from the western straits while another part sinks at deeper levels in the Levantine basin. That part first spreads southwards following the bathymetry in a cyclonic manner and also propagates eastwards mainly driven by diffusive processes or trapped by eddies.

Among the preconditioning hypotheses (the processes which took place before 1991) proposed in the literature, we found in the simulations that :

- the surface circulation was modified in the late 1980's and the early 1990's, changing the AW path in the Levantine basin ; combined with a period with net reduced freshwater inputs over the far eastern Mediterranean which induces a salt increase of the surface layer in this area, this led to a salt increase of the Aegean Sea through a saltier Asia Minor Current.
- the three anticyclonic eddies observed in 1991 play a role in deviating and trapping the AW in the Levantine basin, rather than the LIW as mentioned in the literature, whereas those eddies are not reproduced at the observed locations.
- there was no huge decrease of the Black Sea freshwater discharge during the early 1990's according to our interannual dataset.
- several convection events in winters 1987, 1989 and 1990 took place before the major

events of winters 1992 and 1993 ; they induced a steady filling of the Aegean Sea by the dense waters formed during these winters.

But the major conclusion here is that all these preconditioning factors tend to increase the salt content of the Aegean Sea but they do not lead to a decrease of the vertical stratification of the Aegean Sea. The key triggering elements of the EMT are thus the surface heat and water losses which occurred during the severe winters 1991-92 and 1992-93.

In addition, this 40-year simulation allowed us to identify the years 1972 to 1976 as another period during which atmospheric and hydrological forcings were conducive to deep water formation, but with lower formation rates and thus without significant signature of Aegean dense waters in the adjacent sub-basins.

Sensitivity tests were done by using different strategies for the modelling of the hydrological fluxes. The interannual variations of the Black Sea discharge in the surface layer of the northern Aegean Sea do not influence the trigger of the EMT, but rather impact the chronology of the convection event during the previous decades, with an intensification in the 1970's and a weakening in the 1980's. The interannual variations of the AW characteristics do not change the total amount of dense waters formed in the Aegean Sea during the EMT but modify the distribution of the density of these waters ; the changes in the AW thermohaline characteristics have a higher impact on the convection in the Aegean Sea during the 1972-1976 period.

In the future, some technical improvements of the simulations are planned in order to better reproduce some EMT characteristics with regard to available observations. To avoid too dense waters on the bottom eastern Mediterranean at the beginning of the simulations, which prevent the CDW outflow from reaching these bottom layers during the years following the EMT, we want to start the experiments from a reanalysed state of the Mediterranean Sea at the time of the beginning of the experiment (in our case in 1960) rather than from a climatology. Moreover, the spin-up phase of the simulations has to be improved, in order to avoid a too high heat content of the intermediate layer at the beginning of the 40-year simulations. Modifications of the parametrization of the horizontal diffusion or of the vertical mixing could act on the residence time of the CDW in the Aegean Sea, avoiding a too quick decrease of its density. Using an isopycnal diffusion or the so-called BBL (bottom boundary layer parametrization, like the work of *Stratford and Haines* (2000) for the Otranto Strait) may improve the sinking and the spreading of the CDW towards the eastern Mediterranean, as for any other water mass in the model. Using an open boundary at Dardanelles Strait would allow us to study, on the top of the variations of the Black Sea freshwater inflow, the impact of the variations of the temperature and salinity of this inflow on the modelling of the Aegean convection.

Future work will then focus on the possible impact of the EMT on the western Mediterranean (by running simulations until present), on the influence of running our model in a fully two-way-coupled mode (which will incidentally address the issue of the relaxation term in the surface heat flux) and on the importance of the resolution of the ocean model on the modelling of the EMT : a switch from an eddy-permitting to an eddy-resolving model will allow us to estimate the importance of the mesoscale processes in the sequence of the EMT events.

## Acknowledgments

We thank Simon Josey and an anonymous reviewer for their very useful comments and discussions on this work. We acknowledge Philippe Rogel and Nicolas Daget from the CER-FACS (Toulouse, France) for providing us the oceanic reanalysis dataset used in the Atlantic

zone. We also thank the NEMO Consortium and in particular the french laboratory “Laboratoire d’Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques” (LOCEAN, France). We thank Météo-France for the financial support of J. Beuvier’s PhD. We are grateful to the European CIRCE project, for which the NEMOMED8 configuration was initially designed. This work will be continued in the frame of the SiMED national project on the modelling of the Mediterranean Sea at higher resolution and in the frame of the HyMeX international program on the study of the water cycle in the Mediterranean area.

## Schéma résumé

Suite à cet article, nous avons proposé le schéma de la figure 4.18 pour décrire la propagation de la CDW pendant l’EMT, telle que suggérée par les résultats des simulations de NEMOMED8 présentés dans l’article. Mis à part la branche passant du sous-bassin Levantin au sous-bassin Ionien au Sud du Passage de Crète que le modèle ne reproduit pas, ce schéma est très bon accord avec ce qui a été déduit des observations (cf. figure 2.7 extraite de *Roether et al. (2007)*). Ce schéma a été présenté au 39<sup>e</sup> Congrès de la CIESM (Commission Internationale d’Exploration Scientifique de la Méditerranée) à Venise en mai 2010 (*Beuvier et al., 2010a*).

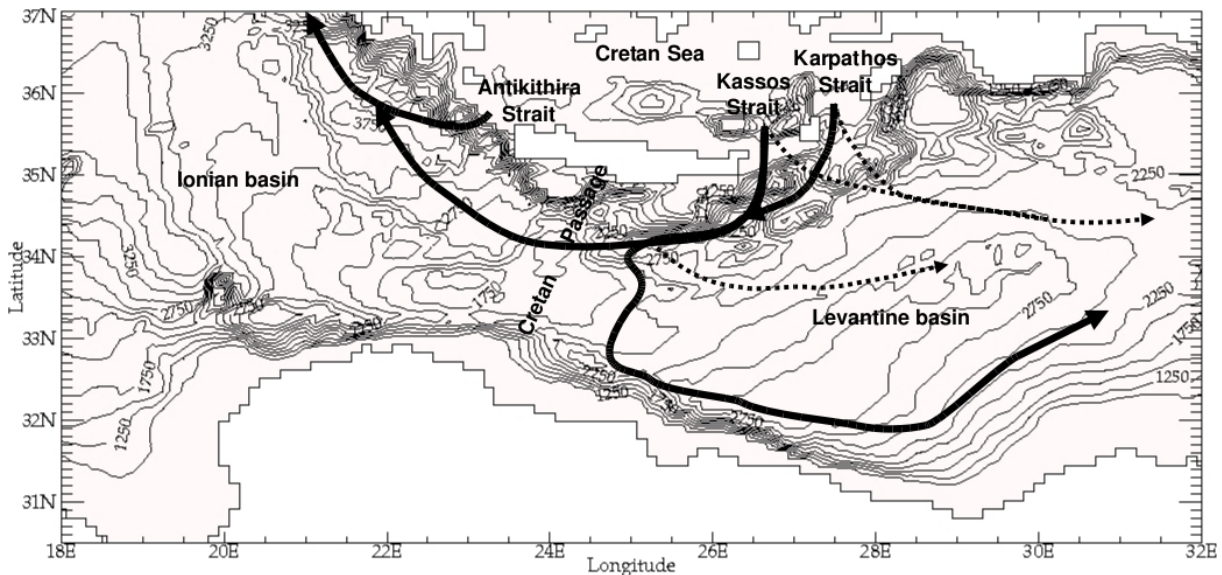


FIG. 4.18 – Schéma du chemin suivi par la CDW après être sorti du sous-bassin Égée, d’après les résultats des simulations avec NEMOMED8. Les lignes continues représentent la propagation directe par advection, les lignes tiretées indiquent une propagation indirecte par diffusion. Les contours (de 1000 à 4000 m tous les 250 m) représentent la bathymétrie de NEMOMED8.

## 4.2 Impact de la résolution et des conditions initiales : l'EMT dans la simulation MED12-50ans

Dans cette section, nous analysons la représentation de l'EMT dans la simulation MED12-50ans. En la comparant aux résultats de la section 4.1 obtenus avec le modèle NEMOMED8, nous évaluons l'impact du changement de modèle (résolution horizontale, bathymétrie) et de conditions initiales (MEDATLAS-1960 au lieu de MEDATLAS-II) sur la modélisation de l'EMT. Parmi les 3 simulations avec NEMOMED8, NM8-atl-riv est la plus décrite dans la section précédente, et elle emploie des données interannuelles pour les apports fluviaux et de la mer Noire ainsi que pour les caractéristiques thermohalines atlantiques, comme MED12-50ans : nous allons donc réutiliser principalement les résultats de cette simulation dans cette section. Certains résultats de la simulation MED12-EGEE seront présentés sur les figures de cette section 4.2 et analysés dans la section 4.3.

### 4.2.1 Contenus thermiques et halins dans le sous-bassin Egée

Nous analysons tout d'abord les contenus thermiques et halins en moyenne annuelle pour le sous-bassin Egée (figure 4.19). L'ensemble de la colonne d'eau y est en moyenne plus chaude et plus salée que dans les observations, principalement à cause des couches intermédiaire et de fond. A nouveau, comme dans le cas de l'ensemble de la Méditerranée et des bassins occidental et oriental (voir section 3.2.4), les variations interannuelles du contenu thermique total T3D[0-fond] sont mieux reproduites que celles du contenu halin total S3D[0-fond]. En revanche, l'amplitude des variations de S3D[0-fond] est du même ordre de grandeur ( $\sim 0.2$  psu) que celle des observations de *Rixen et al.* (2005), contrairement au comportement moyen pour l'ensemble de la Méditerranée, où les variations interannuelles de S3D[0-fond] dans le modèle sont beaucoup plus faibles que dans les données de *Rixen et al.* (2005). Les biais en T3D[0-fond] et S3D[0-fond] pour ce sous-bassin Egée sont légèrement plus faibles pour la simulation MED12-50ans que pour la simulation NM8-atl-riv, comparés à *Rixen et al.* (2005).

Pour la couche de surface, les variations interannuelles de T3D[0-150] sont très bien reproduites grâce à la rétroaction en SST dans le forçage thermique (corrélation supérieure à 0.7). MED12-50ans est légèrement plus froide en surface que NM8-atl-riv, de 0.1 à 0.2°C. Concernant la salinité de surface, les deux simulations ont un biais négatif. Ce biais est légèrement plus marqué pour MED12-50ans, probablement à cause de l'ajout du ruissellement côtier qui augmente globalement l'apport d'eau douce dans ce sous-bassin (figure 4.20). Le ruissellement côtier y représente une part importante de l'apport d'eau douce d'origine fluviale ( $1360 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en moyenne) car seulement deux embouchures de fleuves sont modélisées explicitement : celle de l'Aliakmon (embouchure en Grèce à 22.6°E-40.5°N) et celle du Buyuk (embouchure en Turquie à 27.1°E-37.3°N), dont la somme des débits s'élève à  $161 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en moyenne. Néanmoins, l'apport d'eau douce principal dans le sous-bassin Egée reste fourni par la mer Noire ( $7700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en moyenne). L'apport d'eau douce par les fleuves et la mer Noire est donc augmenté de 17% dans le sous-bassin Egée par l'ajout du ruissellement côtier. Les variations du débit de la mer Noire dans le modèle influencent fortement les variations de S3D[0-150] dans le sous-bassin Egée : les périodes où S3D[0-150] augmente correspondent aux périodes de faible apport d'eau douce par la mer Noire et inversement (revoir la figure 3.7b).

Pour la couche intermédiaire, l'évolution de T3D[150-600] est similaire dans les simulations NM8-atl-riv et MED12-50ans, avec un biais positif qui se réduit avec le temps. A nouveau, la variabilité interannuelle est bien modélisée, indiquant que l'effet de la rétroaction en SST sur la couche de surface pénètre correctement dans la couche intermédiaire grâce à la convection

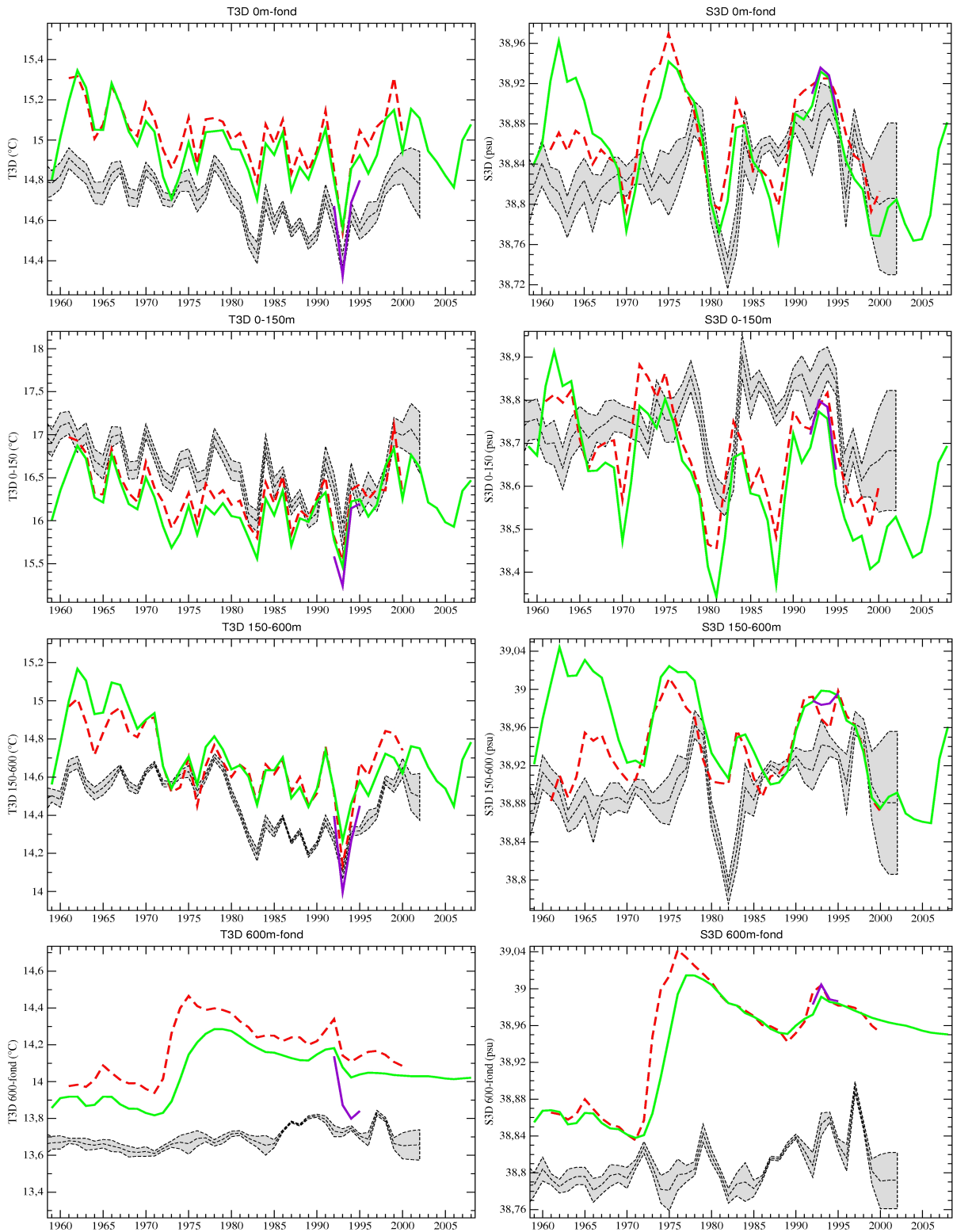


FIG. 4.19 – Moyennes tridimensionnelles de la température potentielle (T3D, à gauche) et de la salinité (S3D, à droite), par couches (respectivement 0m-fond, 0-150m, 150-600m et 600m-fond, de haut en bas), en moyenne annuelle, **pour le sous-bassin Égée**, pour les simulations NM8-atl-riv (tirets rouges), MED12-50ans (vert) et MED12-EGEE (violet). Les données inter-annuelles de Rixen et al. (2005) sont représentées par les courbes tiretées noires et la zone grisée (moyenne et intervalle à  $\pm 1$  écart-type).

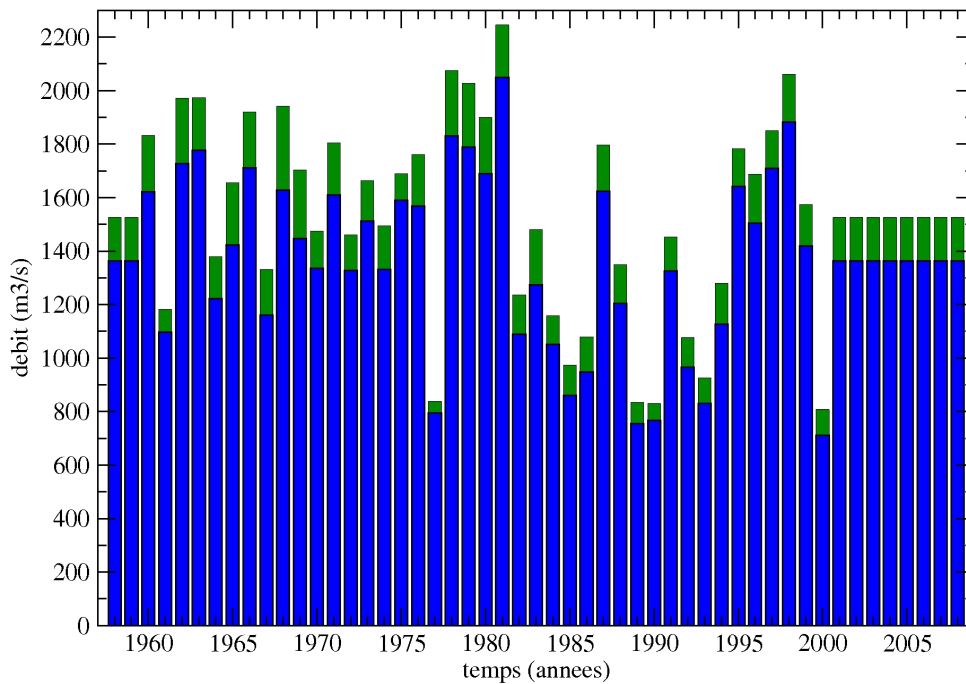


FIG. 4.20 – Variations interannuelles, pour le sous-bassin Egée, du débit (en  $m^3.s^{-1}$ ) du ruissellement côtier (en bleu) et des fleuves (en vert, ruissellement inclus).

océanique. Pour la salinité, le biais est positif également, plus important dans MED12-50ans pendant les 20 premières années, et se réduit avec le temps. Les périodes de convection profonde et de formation d'eau dense (voir figure 4.22) sont associées à des augmentations de salinité de la couche intermédiaire. Les biais positifs en T3D[150-600] et S3D[150-600] dans le sous-bassin Egée, pendant le début de la simulation MED12-50ans, peuvent être reliés à ceux de la couche intermédiaire dans l'ensemble du bassin oriental (revoir la figure 3.18), et sont donc causés par les biais chauds et salés de la LIW.

Pour la couche de fond, le biais chaud en T3D[600-fond] présent dans NM8-atl-riv est légèrement plus faible (de  $0.1^\circ$ ) dans MED12-50ans. L'augmentation de 17% du volume de cette couche de fond dans MED12 par rapport à NEMOMED8 (revoir tableau 3.3) peut expliquer cette amélioration, l'eau étant de plus en plus froide vers le fond du sous-bassin. La variabilité interannuelle dans les simulations ne correspond pas à celle observée. Concernant la salinité, l'évolution de S3D[600-fond] est semblable dans MED12-50ans et dans NM8-atl-riv. Le début des années 1970 et 1990 est marqué par de fortes augmentations de salinité de fond, liées à l'injection de sel dans cette couche par la convection profonde (redistribution sur la verticale). Ces importantes variations ne sont pas présentes dans les observations. Néanmoins, il est important de garder à l'esprit que peu d'observations sont disponibles dans cette zone, surtout pour la couche de fond et pour la salinité. Le biais chaud et salé ainsi que la variabilité interannuelle beaucoup plus importante de la couche de fond ne sont pas alors nécessairement des défauts du modèle, mais peuvent venir en partie d'un sous-échantillonnage dans les observations de *Rixen et al.* (2005).

## 4.2.2 Convection profonde et formation d'eau dense

Nous analysons ici l'intensité de la convection profonde dans le sous-bassin Egée pour la simulation MED12-50ans, et le volume d'eau dense formé qui en résulte.



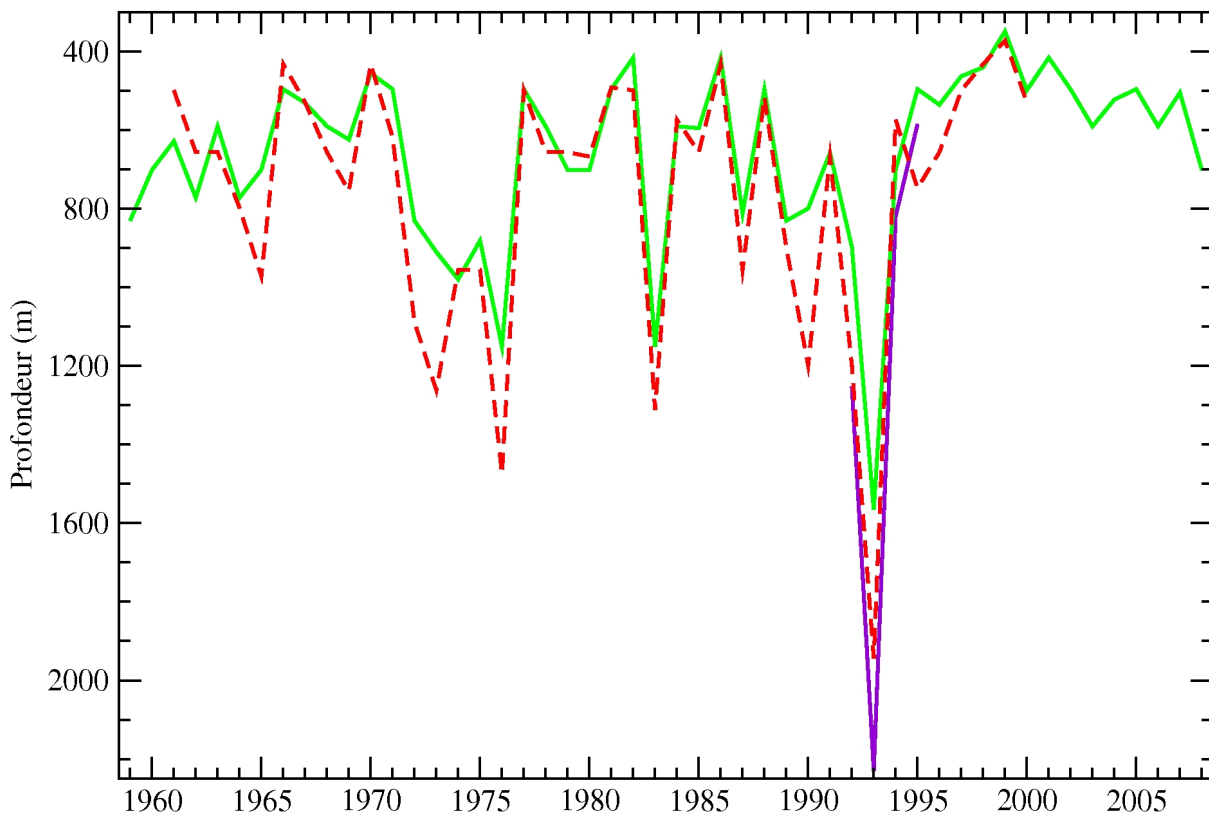


FIG. 4.21 – Maximum annuel de la profondeur (en mètres) atteinte par la turbocline dans le sous-bassin Égée, pour les simulations NM8-atl-riv (tirets rouges), MED12-50ans (vert) et MED12-EGEE (violet).

La figure 4.21 présente, pour chaque année de simulation, le maximum atteint par la profondeur de la turbocline dans le sous-bassin Égée. Pour MED12-50ans comme pour NM8-atl-riv, l'année 1993 est celle où la couche mélangée s'est le plus approfondie. On remarquera néanmoins que, pendant presque toute la période, le maximum annuel est moins profond dans MED12-50ans que dans NM8-atl-riv. Deux explications à cela peuvent être avancées. Premièrement, nous avons vu que la couche de surface du sous-bassin Égée est en moyenne légèrement moins salée dans MED12-50ans que dans NM8-atl-riv (figure 4.20). Avec le même forçage atmosphérique, cette couche de surface est donc plus stratifiée en salinité dans la simulation MED12-50ans, et donc plus difficilement érodable pour une même température de surface. Deuxièmement, la superficie de la surface du sous-bassin et le volume de chacune des couches (de surface, intermédiaire et de fond) sont plus importants dans le modèle MED12 que dans NEMOMED8 (revoir tableau 3.3). Alors, pour une même perte de flottabilité créée par le forçage atmosphérique en surface, si on considère que la couche d'eau mélangée a le même volume, elle sera moins profonde en moyenne dans la simulation MED12-50ans. Ainsi, la couche mélangée peut être tout le temps moins profonde dans MED12-50ans que dans NM8-atl-riv sans que pour autant le volume d'eau dense formé soit plus faible.

Ce constat est confirmé par l'évolution, dans le sous-bassin Égée, du volume d'eau dense ( $\sigma_\theta \geq 29.2 \text{ kg.m}^{-3}$ ) et très dense ( $\sigma_\theta \geq 29.3 \text{ kg.m}^{-3}$ ) dans les deux simulations (figure 4.22). Dans la simulation MED12-50ans, ces volumes restent supérieurs ou égaux à ceux formés dans la simulation NM8-atl-riv. Pendant l'EMT, ces volumes atteignent au maximum, en mars 1993,  $5.71 \times 10^{13} \text{ m}^3$  dans MED12-50ans et  $5.75 \times 10^{13} \text{ m}^3$  dans NM8-atl-riv pour l'eau plus dense que



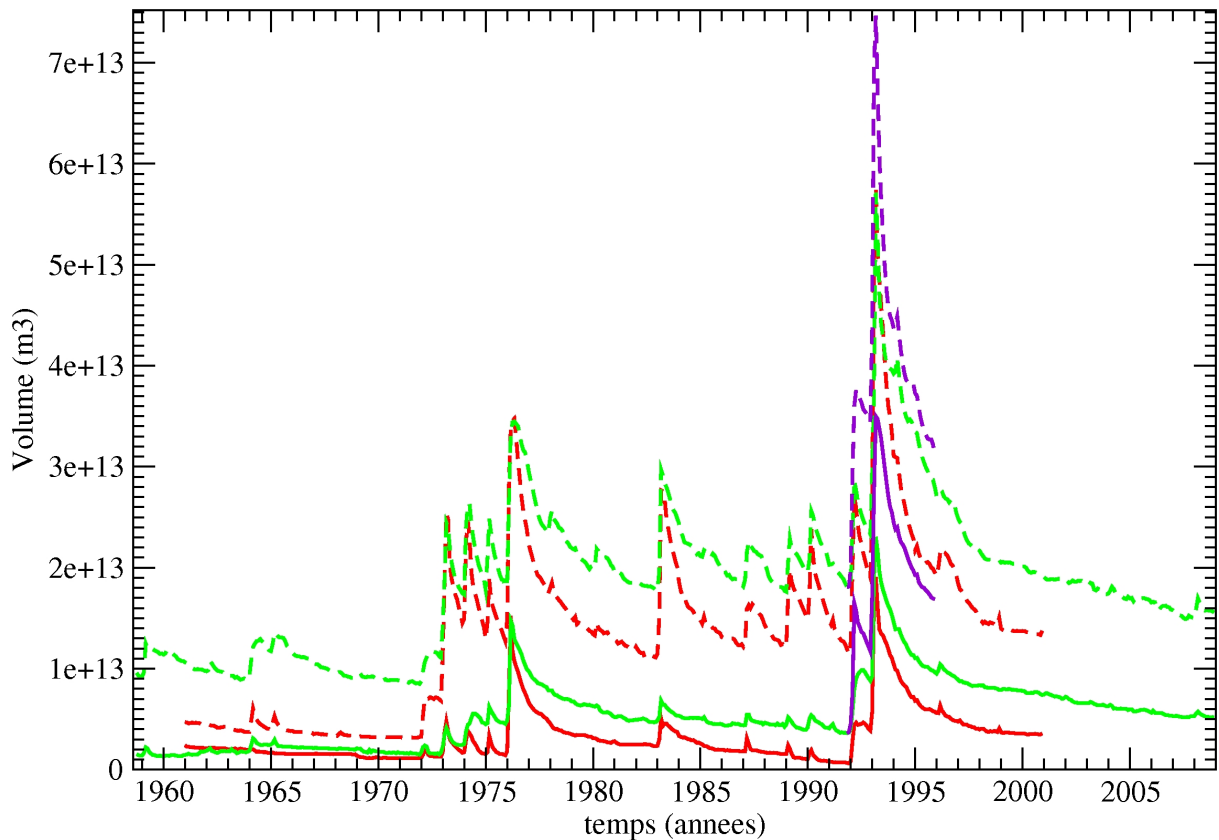


FIG. 4.22 – Volume mensuel (en  $\text{m}^3$ ), dans le sous-bassin Égée, d'eau plus dense que  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$  (tirets) et plus dense que  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  (traits pleins), pour les simulations NM8-atl-riv (rouge), MED12-50ans (vert) et MED12-EGEE (violet).

$29.2 \text{ kg.m}^{-3}$ ,  $2.30 \times 10^{13} \text{ m}^3$  dans MED12-50ans et  $1.91 \times 10^{13} \text{ m}^3$  dans NM8-atl-riv pour l'eau plus dense que  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$ . Mais, ramené au volume total du sous-bassin Egée dans chacune des deux configurations ( $8.88 \times 10^{13} \text{ m}^3$  dans MED12 et  $7.93 \times 10^{13} \text{ m}^3$  dans NEMOMED8), le volume maximal d'eau plus dense que  $29.2 \text{ kg.m}^{-3}$ , atteint en mars 1993, ne représente que 64.3% dans MED12-50ans du sous-bassin Egée contre 72.5% dans NM8-atl-riv.

Les taux de formation associés à ces deux seuils de densité valent respectivement, pour la simulation MED12-50ans, 0.34 Sv et 0.20 Sv en 1992, 1.22 Sv et 0.45 Sv en 1993. Par rapport aux simulations réalisées avec NEMOMED8 (voir tableau 4.6), ces taux de formation sont légèrement plus faibles, mais aboutissent néanmoins à des volumes totaux similaires. Certes, les conditions initiales de MED12-50ans sont plus denses que celles de NM8-atl-riv. D'après la figure 4.19, les deux simulations ont initialement la même salinité moyenne dans la couche de fond, mais avec une température moyenne plus froide dans MED12-50ans, d'où une densité moyenne initiale de la couche de fond plus élevée dans MED12-50ans. Mais cette différence initiale en termes de volume dense est gommée après les hivers convectifs de 1972 à 1976 (figure 4.22). Or, après l'hiver 1976 et jusqu'au début 1993, on observe que le volume d'eau dense diminue, après chaque épisode de convection profonde, moins vite dans MED12-50ans que dans NM8-atl-riv. Ainsi, le volume d'eau dense reste plus important dans MED12-50ans que dans NM8-atl-riv. Cette différence dans la vitesse de diminution du volume d'eau dense après chaque épisode convectif peut s'expliquer par la bathymétrie différente dans les deux configurations. La présence de zones plus profondes dans MED12 peut favoriser l'accumulation d'eau dense en profondeur, le mélange et la diffusion avec les masses d'eau environnantes se faisant alors

moins rapidement, ce qui maintient un volume total plus important d'eau dense sur l'ensemble du sous-bassin Egée. Ceci est également favorisé par une diffusion horizontale des traceurs plus faible dans MED12 que dans NEMOMED8, pour une même diffusion verticale (revoir le tableau 3.2).

Dans la simulation MED12-50ans, la convection profonde des hivers 1992 et 1993, bien que moins intense que dans la simulation NM8-atl-riv, reste la plus intense des 50 années simulées. Le volume d'eau dense présent dans le sous-bassin atteint ses valeurs maximales sur les 50 ans suite à la formation d'eau dense pendant ces deux hivers. Un point fort de MED12 concerne la plus lente disparition du volume de Cretan Deep Water (CDW) formé dans le sous-bassin après chaque épisode convectif. Une diffusion plus faible et une bathymétrie plus précise, grâce à la résolution du modèle, sont les facteurs causant une représentation différente de ce processus. La CDW peut alors sortir du sous-bassin Egée si elle atteint une profondeur plus faible que les seuils des détroits de l'Arc Crétois.

### 4.2.3 Propagation de la CDW hors du sous-bassin Egée

#### 4.2.3.1 Débordement d'eau dense au niveau des détroits de l'Arc Crétois

Comme dans la section 4.1.4.3, nous diagnostiquons la sortie de CDW par les détroits de l'Arc Crétois grâce aux valeurs de densité potentielle au niveau du seuil de ces détroits (revoir la figure 4.15). Nous les comparons aux observations effectuées, à profondeur fixe, dans les chenaux sortants pour chacun de ces détroits, pendant plusieurs campagnes d'observations successives entre 1986 et 1998 (figure 4.23). Ces données nous ont été fournies par Harilaos Kontoyiannis de l'Institut d'Océanographie du HCMR à Athènes (Grèce).

Pour les trois détroits (Antikithira, Kassos et Karpathos, d'Ouest en Est, revoir la figure 2.5 ou la figure 4.1), le débordement le plus dense est simulé dans MED12-50ans (courbes vertes) pendant l'année 1993. Le maximum de densité est atteint en mai 1993 pour le détroit d'Antikithira ( $29.275 \text{ kg.m}^{-3}$ , figure 4.23a), en décembre 1993 pour le détroit de Kassos ( $29.234 \text{ kg.m}^{-3}$ , figure 4.23b), et en septembre 1993 pour le détroit de Karpathos ( $29.234 \text{ kg.m}^{-3}$ , figure 4.23c). De l'eau dense sort également de ces détroits pendant les années 1976 et 1983, en lien avec la formation d'eau dense pendant ces années (figure 4.22), mais à des valeurs plus faibles.

Concernant le détroit d'Antikithira, le seuil du détroit est sensiblement à la même profondeur dans MED12 et dans NEMOMED8. L'eau sortant au fond de ce détroit est néanmoins plus dense dans MED12-50ans que dans NM8-atl-riv pour l'ensemble de la période commune simulée (figure 4.23a). Le pic de transport de CDW en 1993 correspond à une eau plus dense de  $0.055 \text{ kg.m}^{-3}$  dans MED12-50ans par rapport à NM8-atl-riv. On peut donc s'attendre à une intrusion de CDW plus dense dans le sous-bassin Ionien dans MED12-50ans.

Par rapport aux observations (cercles noirs), les valeurs de densité potentielle au fond du détroit d'Antikithira dans MED12-50ans sont comparables en 1986 ( $\sim 29.15 \text{ kg.m}^{-3}$ ) mais l'augmentation progressive observée sur la période 1987-1992 n'est pas reproduite. Le maximum observé de  $29.298 \text{ kg.m}^{-3}$  au printemps 1994 n'est pas atteint dans la simulation MED12-50ans, même si l'écart entre le maximum observé et celui simulé a été réduit pour MED12-50ans par rapport à NM8-atl-riv.

Pour le détroit de Kassos, l'impact de l'approfondissement du détroit dans la bathymétrie de MED12 est flagrant (figure 4.23b) : l'eau présente au fond de ce détroit dans MED12-50ans

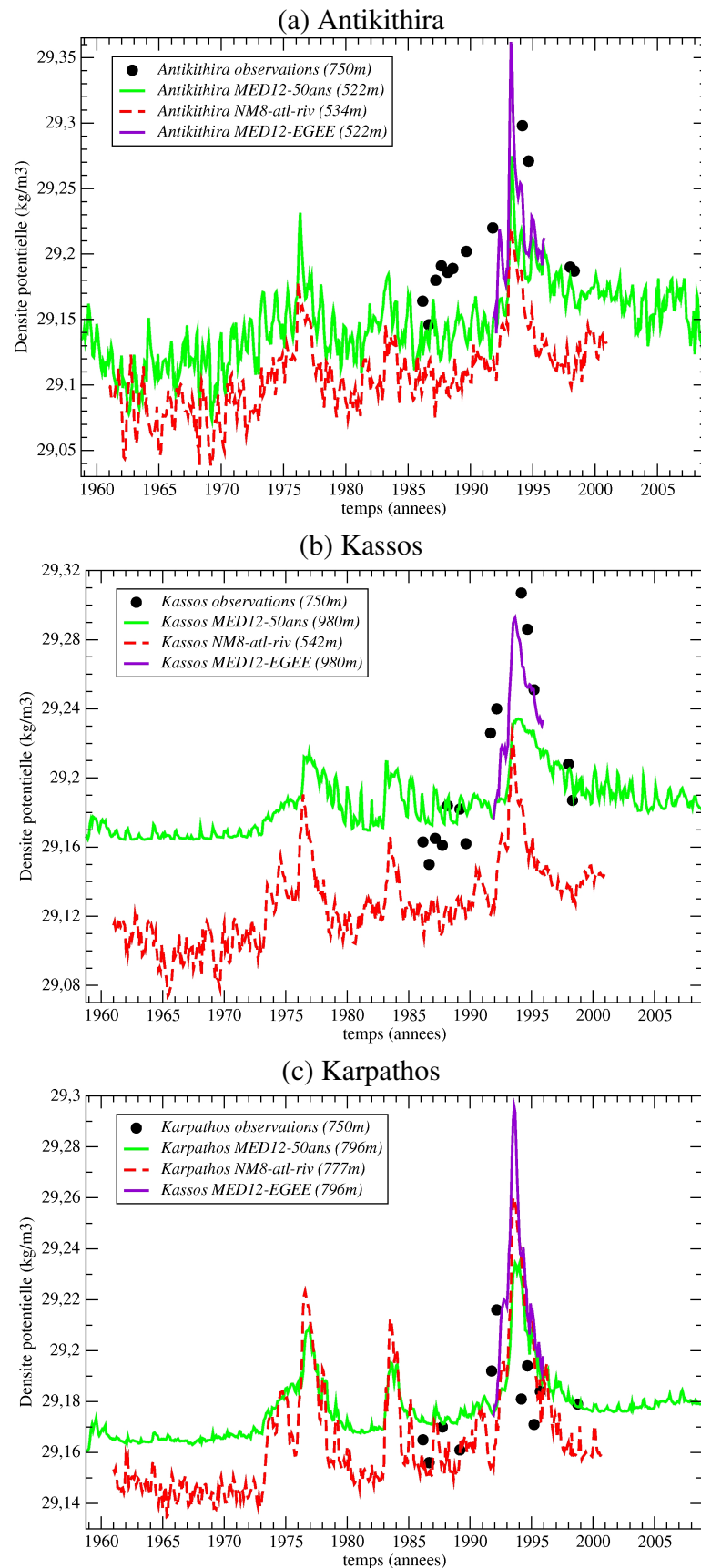


FIG. 4.23 – Densité potentielle (en  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) au niveau des détroits de l'Arc Crétois : (a) Antikithira, (b) Kassos et (c) Karpathos. Moyennes mensuelles au fond de ces détroits pour les simulations NM8-atl-riv (tirets rouges), MED12-50ans (vert), MED12-EGEE (violet), et observations dans les chenaux au Sud de ces détroits (cercles noirs, H. Kontoyiannis, communication personnelle). La profondeur de chaque seuil dans les modèles et de chaque point d'observation est indiquée entre parenthèses.

n'est jamais moins dense que  $29.16 \text{ kg.m}^{-3}$  (courbe verte), alors qu'elle pouvait atteindre des valeurs plus faibles que  $29.08 \text{ kg.m}^{-3}$  dans NM8-atl-riv (courbe rouge tiretée). Cependant, la valeur maximale atteinte en 1993 n'a augmenté que de  $0.008 \text{ kg.m}^{-3}$  dans MED12-50ans par rapport à NM8-atl-riv. On peut néanmoins constater que le maximum de densité présente plutôt une forme de palier dans MED12-50ans contre une forme de pic dans NM8-atl-riv. En effet, l'eau au fond du détroit de Kassos est plus dense que  $29.20 \text{ kg.m}^{-3}$  pendant 43 mois dans MED12-50ans (de mars 1993 à septembre 1996) contre seulement 5 mois dans NM8-atl-riv (entre mai et septembre 1993). Le débordement dense vers le sous-bassin Levantin pourra donc être suivi sur une isopycne de densité plus élevée que  $29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  comme nous l'avons fait pour NM8-atl-riv (figure 4.17).

Par rapport aux observations (cercles noirs), les valeurs de densité au fond du détroit de Kassos dans MED12-50ans sont comparables pendant les hivers 1988 et 1989 ( $\sim 29.18 \text{ kg.m}^{-3}$ ) mais à nouveau l'augmentation progressive observée n'est pas reproduite. Le maximum observé de  $29.307 \text{ kg.m}^{-3}$  au printemps 1994 n'est pas atteint non plus pour ce détroit dans la simulation MED12-50ans.

Concernant le détroit de Karpathos, son seuil est à une profondeur similaire dans MED12 et dans NEMOMED8. Durant la période simulée, la densité de l'eau au fond de ce détroit est plus élevée dans MED12-50ans que dans NM8-atl-riv, sauf pendant les périodes de débordement suivant un épisode convectif intense (1976, 1983, 1992 et 1993, figure 4.23c). Le maximum atteint en 1993 est alors moins dense de  $0.026 \text{ kg.m}^{-3}$  dans MED12-50ans (courbe verte) par rapport à NM8-atl-riv (courbe rouge tiretée). Cela vient du fait que dans la configuration NEMOMED8, le détroit de Karpathos est celui avec le seuil le plus profond; l'eau la plus dense qui s'écoule vers le sous-bassin Levantin passe alors par ce détroit. Au contraire, dans MED12-50ans, un volume plus important d'eau dense sort par le détroit de Kassos, au seuil plus profond, entraînant une augmentation de densité plus faible au fond du détroit de Karpathos.

L'adéquation avec les valeurs observées est excellente à l'automne 1987 ( $\sim 29.17 \text{ kg.m}^{-3}$ ) et entre fin 1995 et fin 1998 ( $\sim 29.18 \text{ kg.m}^{-3}$ ). Entre ces deux périodes, les valeurs simulées sont, une fois n'est pas coutume, plus denses que celles observées (maximum observé de  $29.216 \text{ kg.m}^{-3}$  au printemps 1992). Une explication plausible est que les modèles simulent une sortie d'eau dense égéenne au fond de ce détroit sur l'ensemble de la période alors que les observations de température potentielle et de salinité au même endroit (non montrées ici) indiquent une intrusion d'eau du sous-bassin Levantin (plus froide et moins salée que la CDW) vers le sous-bassin Egée entre début 1994 et début 1995. Les observations de courants au fond du détroit de Karpathos en 1994-1995, rapportées par *Kontoyiannis et al.* (1999), confirment que la circulation au fond du détroit de Karpathos se faisait du sous-bassin Levantin vers le sous-bassin Egée pendant cette période. Cette inversion de la circulation au fond du détroit de Karpathos a compensé dans la réalité une sortie d'eau dense plus importante par le détroit de Kassos, ce que ne reproduisent pas les simulations MED12-50ans et NM8-atl-riv. Dans les deux simulations, la circulation au fond du détroit de Karpathos se fait du sous-bassin Egée vers le sous-bassin Levantin pendant la période suivant les deux hivers convectifs intenses de 1992 et 1993.

Pour ces trois détroits, la forme temporelle de la phase de débordement semble mieux vue dans la simulation MED12-50ans, en particulier le retour avec des valeurs plus faibles de densité au fond des détroits après l'événement. De plus, l'amélioration de la bathymétrie, principalement pour le détroit de Kassos, joue un rôle positif sur les valeurs de densité dans les détroits avant l'EMT, mais pas sur les valeurs maximales des pics. Le problème ici vient donc dans la phase de production de la nouvelle CDW, qui n'est toujours pas assez dense dans MED12-

50ans.

#### 4.2.3.2 Propagation de la CDW dans les sous-bassins Ionien et Levantin

Pour diagnostiquer la propagation de CDW hors du sous-bassin Egée vers le reste du bassin oriental dans la simulation MED12-50ans, nous effectuons des coupes verticales de salinité et de densité potentielle (figure 4.24) selon trois axes : une coupe zonale à travers le sous-bassin Ionien et le détroit d'Antikithira (figure 4.24a), une coupe zonale à travers les sous-bassins Ionien et Levantin au Sud de la Crète (figure 4.24b) et une coupe méridienne à travers le sous-bassin Levantin et le détroit de Kassos (figure 4.24c). La localisation des sections verticales est indiquée sur la figure 4.26. Le premier mois choisi, mars 1994, est celui pour lequel la signature en salinité et en densité potentielle est maximale à 26°E dans la figure 4.24b. Le second mois, décembre 1995 (figure 4.25), est choisi pour pouvoir effectuer une comparaison avec la simulation MED12-EGEE (section 4.3) à la date disponible actuellement pour la fin de cette simulation.

En mars 1994, l'eau dense sortant par le détroit d'Antikithira a une densité supérieure à  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  mais inférieure à  $29.21 \text{ kg.m}^{-3}$  (figure 4.24a). La salinité associée est comprise entre 38.80 et 39.00 psu. L'isopycne  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  plonge jusqu'à  $\sim 2600 \text{ m}$ , profondeur à laquelle se situe l'isopycne  $29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  à l'opposé du sous-bassin Ionien. En décembre 1995 (figure 4.25a), seule une fine veine d'eau à  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  est visible autour de 2000 m de fond le long du talus continental à 23°E. La salinité associée vaut environ 38.85 psu. L'isopycne  $29.20 \text{ kg.m}^{-3}$  n'est plus visible, signe que la CDW sortant du sous-bassin Egée par le détroit d'Antikithira est devenue moins dense par mélange avec l'eau environnante.

Le second axe de coupe permet de suivre l'eau dense qui, une fois sortie du sous-bassin Egée par le détroit de Kassos, se propage vers le sous-bassin Ionien en passant au-dessus du Passage de Crète et en longeant le talus continental au Sud de la Crète. En mars 1994 (figure 4.24b), la CDW la plus dense se situe autour de 26°E, avec une densité légèrement supérieure à  $29.20 \text{ kg.m}^{-3}$  et une salinité de 38.91 psu. L'ensemble de la masse d'eau plongeant jusqu'à environ 2700 m a une salinité comprise entre 38.75 et 38.91 psu. Elle est un peu plus salée et un peu moins profonde que la masse d'eau observée par Klein *et al.* (1999) (revoir la figure ??) : celle-ci avait une salinité comprise entre 38.70 et 38.85 psu et plongeait jusqu'au fond du sous-bassin, *i.e.*  $\geq 3000 \text{ m}$  à cet endroit. En décembre 1995 (figure 4.25b), la langue d'eau dense de CDW est toujours présente, mais la densité dans son cœur a diminué ( $29.19 \leq \sigma_\theta \leq 29.20$ ), ainsi que sa salinité ( $S \leq 38.88 \text{ psu}$ ), comparées à mars 1994. Cette CDW n'a pas pu atteindre le fond de la mer, et s'est dispersée à une profondeur inférieure à 2500 m. Cette profondeur est légèrement plus importante que dans la simulation NM8-atl-riv, de même que la densité de la CDW est légèrement plus élevée dans la simulation MED12-50ans.

La troisième section verticale permet de suivre la partie de la masse d'eau qui, en sortant du détroit de Kassos, se propage à travers le sous-bassin Levantin vers le talus continental au large des côtes libyo-égyptiennes. En mars 1994 (figure 4.24c), la CDW identifiable sur cette coupe en dehors du sous-bassin Egée a là-aussi une salinité comprise entre 38.80 et 38.95 psu et une densité supérieure à  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  mais n'atteignant pas  $29.21 \text{ kg.m}^{-3}$ . Elle se propage au-dessus de 2700 de fond, avec une extension jusqu'à 33.8°N mais à seulement 2000 m de fond (pour information, le seuil de détroit de Kassos se situe vers 35.3°N). La partie la plus dense de la CDW sortant du détroit de Kassos est piégée par la bathymétrie complexe de la fosse Hellénique entre 34.9°N et 35.1°N, ce qui la contraint à se propager vers l'Ouest le long du talus continental de l'Arc Crétois. En décembre 1995, l'isopycne  $29.20 \text{ kg.m}^{-3}$  n'est plus visible, le maximum de salinité a diminué (38.91 psu) et est moins profond ( $\sim 2000 \text{ m}$ ). Entre 34.4°N et 35°N, l'iso-

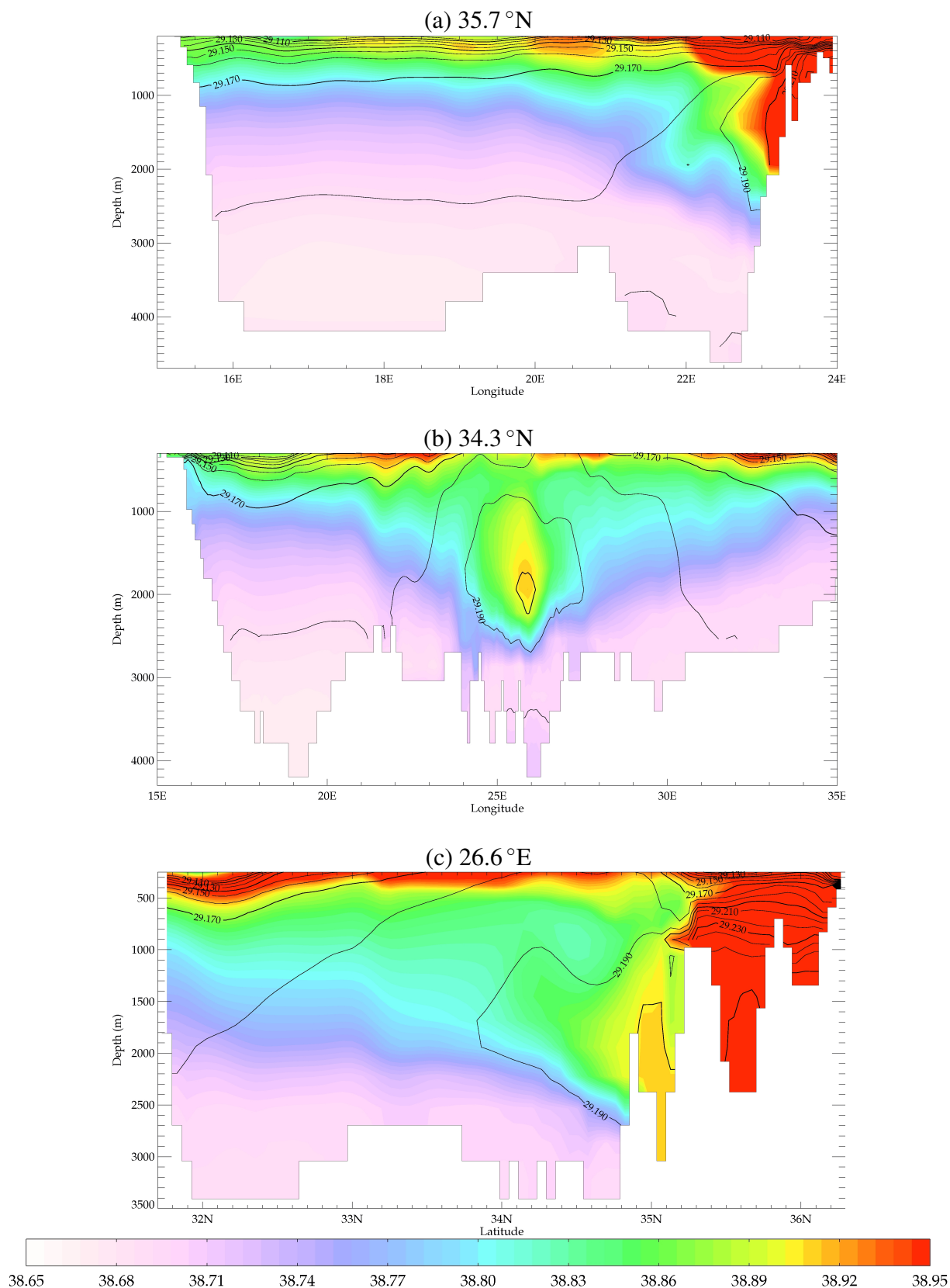


FIG. 4.24 – Coupes verticales, en mars 1994, de la moyenne mensuelle de la salinité (couleurs, en psu) et de la densité potentielle (contours, intervalle de  $0.01 \text{ kg.m}^{-3}$ ) pour la simulation MED12-50ans : (a) coupe zonale à  $35.7^\circ\text{N}$  à travers le sous-bassin Ionien et le détroit d'Antikithira, (b) coupe zonale à  $34.3^\circ\text{N}$  à travers les sous-bassins Ionien et Levantin et (c) coupe méridienne à  $26.6^\circ\text{E}$  à travers le sous-bassin Levantin et le détroit de Kassos. Attention, les échelles de profondeur diffèrent légèrement entre les trois cartes.

pycne  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  est légèrement remontée et se stabilise vers 2300 m de fond.

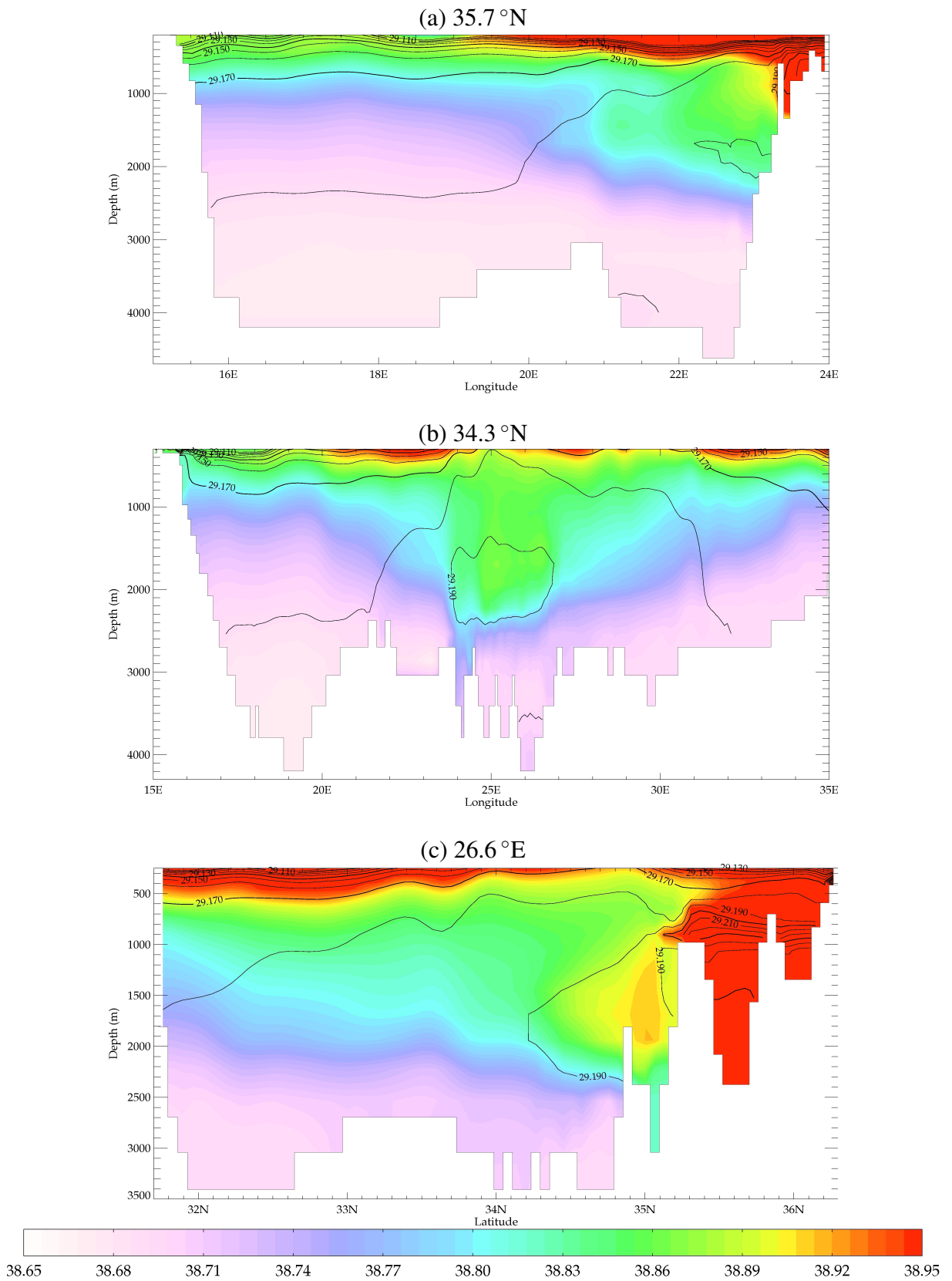


FIG. 4.25 – *Idem* figure 4.24 en décembre 1995.



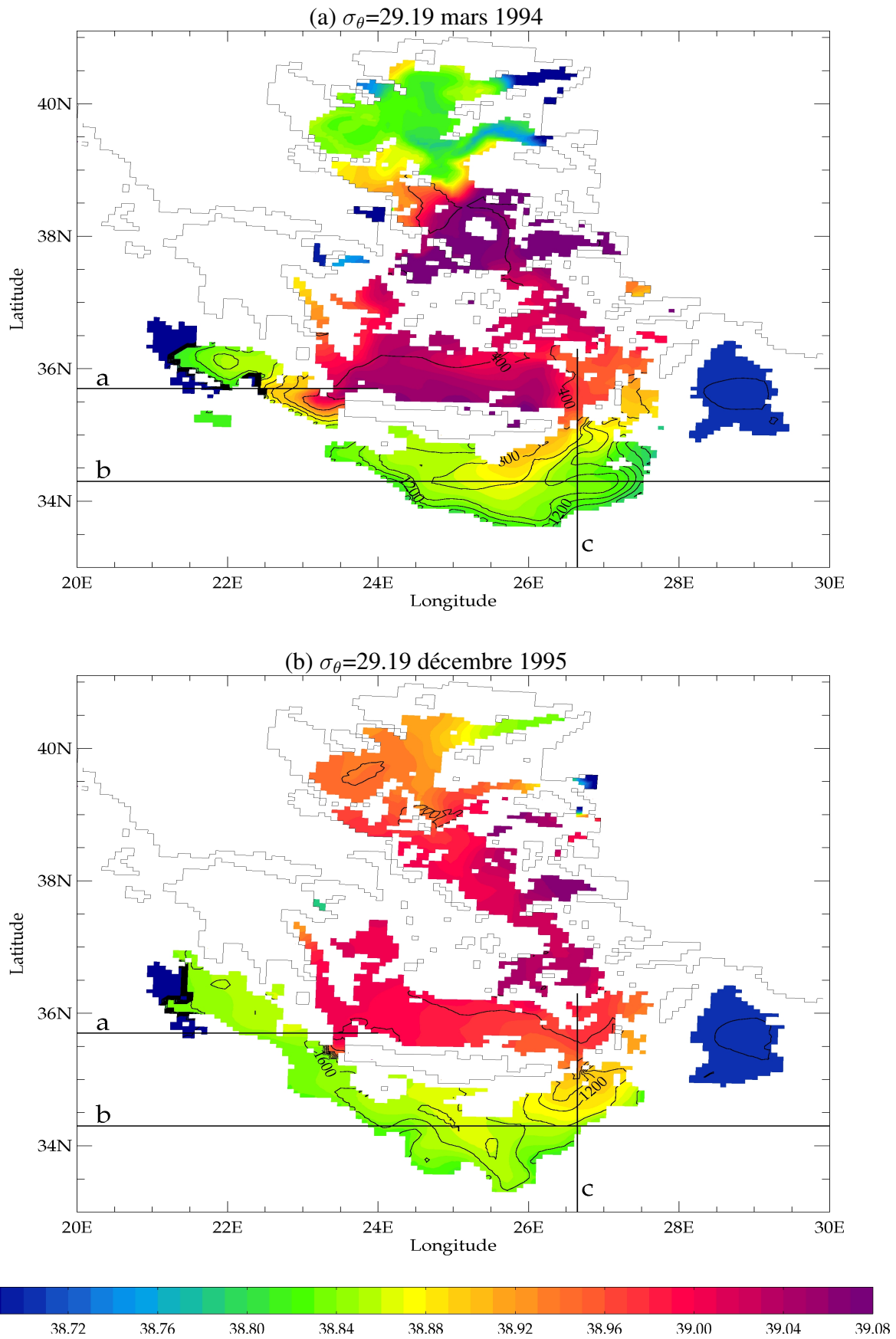


FIG. 4.26 – Salinité (couleurs, en psu) et profondeur (contours, en mètres, intervalle de 200 m) de l'isopycne  $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$ , dans la simulation MED12-50ans, en moyenne mensuelle pour (a) mars 1994 et (b) décembre 1995. Les axes de coupe des figures 4.24 et 4.25 sont indiqués par les lignes rectilignes noires.

Après avoir suivi la propagation de la CDW dans un plan vertical, nous utilisons des projections sur l'isopycne  $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  (figure 4.26) pour suivre la partie de la masse d'eau qui plonge le plus vers le fond du bassin oriental. Nous avons vu sur les figures 4.24 et 4.25 que cette isopycne est associée à la signature la plus marquée en salinité. Nous ne prenons pas une isopycne plus légère afin de suivre l'eau plus dense que la masse d'eau déjà présente au fond du bassin oriental (identifiable par l'isopycne  $29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  sur la figure 4.24a par exemple). De plus, nous ne prenons pas une isopycne plus dense pour pouvoir suivre la propagation le plus longtemps possible ; nous avons vu en effet que le mélange et la diffusion avaient fait disparaître l'isopycne  $\sigma_\theta=29.20 \text{ kg.m}^{-3}$  des coupes verticales entre mars 1994 et décembre 1995. Nous indiquons ici que lorsque que l'isopycne 29.19 est présente plusieurs fois sur une même verticale, nous identifions la salinité et la profondeur de sa partie supérieure.

En mars 1994 (figure 4.26a), la CDW sort encore du sous-bassin Egée par les trois détroits de l'Arc Crétois, à une profondeur de 400 m dans le détroit d'Antikithira et entre 600 et 800 m dans les détroits de Kassos et Karpathos (donc juste au-dessus du seuil pour ce dernier). Sa salinité est très élevée au niveau du détroit d'Antikithira ( $S \geq 39.00 \text{ psu}$ ) mais elle diminue rapidement vers  $38.80 \text{ psu}$  une fois la CDW sortie dans le sous-bassin Ionien. En sortie du détroit de Kassos, sa salinité est proche de  $38.96 \text{ psu}$  et diminue là-aussi dans le sous-bassin Levantin, avec un cœur à  $38.92 \text{ psu}$  vers 800 m de fond aux alentours de  $26^\circ\text{E}$ . Cette veine de CDW tend à se propager vers le sous-bassin Ionien en passant au-dessus du Passage de Crète. L'eau sortant du détroit de Karpathos a une salinité comprise entre  $38.88$  et  $38.92 \text{ psu}$  et rejoint vers  $27^\circ\text{E}$  l'eau sortant du détroit de Kassos. La plongée vers le Sud est plus lente que la propagation vers l'Ouest, l'isopycne 29.19 atteignant au plus Sud  $33.5^\circ\text{N}$ , vers 1400 m de fond autour de  $26^\circ\text{E}$ , ce qui correspond à ce que nous avons constaté sur la figure 4.24c. Une masse d'eau antérieure, beaucoup moins salée ( $\sim 38.68 \text{ psu}$ ), est identifiable au fond de la fosse Hellénique (vers  $21^\circ\text{E}$ - $36.5^\circ\text{N}$ ) et au fond de la fosse de Rhodes (vers  $29^\circ\text{E}$ - $35.5^\circ\text{N}$ ).

En décembre 1995 (figure 4.26b), la CDW ne sort plus par le détroit de Karpathos à l'Est et semble bloquée dans le détroit d'Antikithira à l'Ouest. Au centre, il y a toujours une alimentation en eau dense par le détroit de Kassos. La CDW sortant par ce détroit se stabilise vers 1400 m. La veine d'eau sortant du détroit de Karpathos a rejoint celle sortant du détroit d'Antikithira et plonge lentement vers le Nord-Ouest entre 1400 et 1600 m de fond, avec une largeur assez faible. La propagation vers le Sud est très lente, la CDW sur cette isopycne ne s'est en effet quasiment pas propagée vers le Sud par rapport à mars 1994.

Néanmoins, par rapport aux résultats de la simulation NM8-atl-riv, la simulation MED12-50ans apporte une amélioration, puisque la CDW, avec une densité de  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$ , est présente à la fois dans le sous-bassin Levantin et dans le sous-bassin Ionien. Pour rappel, la CDW dans NM8-atl-riv avait une densité maximale de  $29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  en dehors du sous-bassin Egée, et ne se propageait à cette densité que dans le sous-bassin Levantin (figure 4.17).

En conclusion, l'EMT modélisé dans la simulation MED12-50ans est caractérisé par une CDW sortant du sous-bassin Egée plus dense que dans NM8-atl-riv. Par rapport aux observations, elle est légèrement plus chaude et plus salée. La comparaison aux observations de densité dans les détroits de l'Arc Crétois (figure 4.23) a confirmé que la CDW sortant du sous-bassin Egée dans la simulation n'est toujours pas assez dense pour plonger jusqu'au fond du bassin oriental. La propagation de la partie la plus dense de la CDW, identifiée sur l'isopycne  $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$ , se fait vers une profondeur intermédiaire entre 1400 et 2000 m de fond. Le volume de CDW à cette densité étant faible, cette masse d'eau se propage très lentement et très difficilement dans le bassin oriental.

Nous indiquons ici que la propagation de la CDW schématisée en figure 4.18, grâce aux résultats de NM8-atl-riv sur l'isopycne  $\sigma_\theta=29.165 \text{ kg.m}^{-3}$  (revoir la figure 4.16), est la même que celle

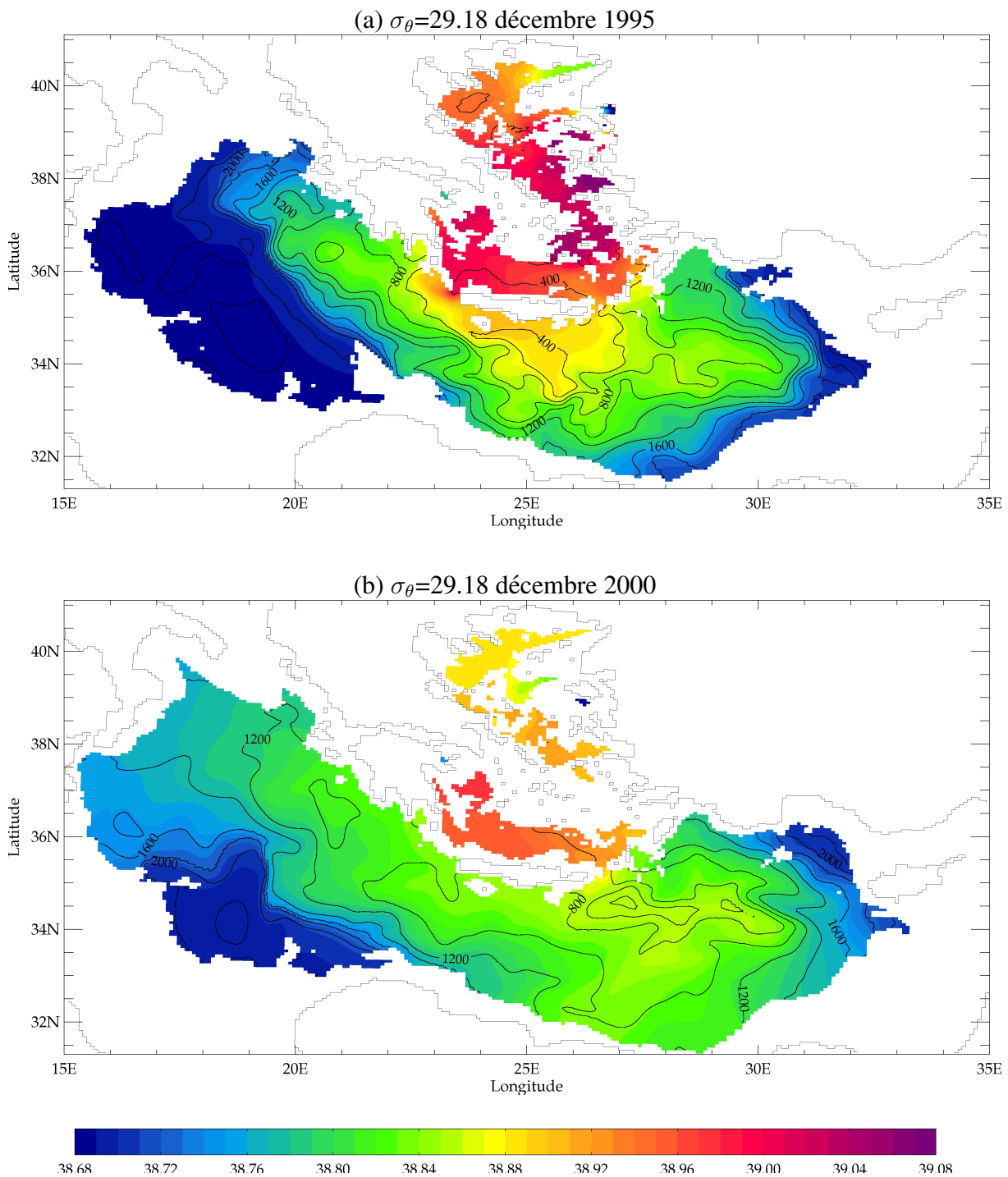


FIG. 4.27 – Salinité (couleurs, en psu) et profondeur (contours, en mètres, intervalle de 200 m) de l'isopycne  $\sigma_\theta=29.18 \text{ kg.m}^{-3}$ , dans la simulation MED12-50ans, en moyenne mensuelle, en décembre 1995 et décembre 2000.

que nous obtenons dans la simulation MED12-50ans avec l'isopycne  $\sigma_\theta=29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  (figure 4.27). Comme cette propagation se fait à une profondeur peu élevée (entre 800 et 1200 m), elle ne caractérise pas la propagation de CDW et ne permet pas d'améliorer le schéma précédent. Nous ne l'avons pas donc détaillé dans cette partie mais présentons l'état de la simulation MED12-50ans en décembre 1995 (figure 4.27a) et en décembre 2000 (figure 4.27b) sur l'isopycne  $\sigma_\theta=29.18 \text{ kg.m}^{-3}$ . Les dates de (a) décembre 1995 et (b) décembre 2000 sont choisies pour faciliter les comparaisons avec (a) les résultats de la simulation MED12-EGEE de la section 4.3 et (b) la figure 4.16d obtenue avec NM8-atl-riv. On peut à nouveau remarquer ici l'amélioration de la simulation MED12-50ans par rapport à la simulation NM8-atl-riv, puisque l'isopycne  $\sigma_\theta=29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  se propage, après l'EMT, dans la quasi totalité des sous-bassins Ionien et Levantin.

La représentation de l'EMT avec MED12, forcé par ARPERA, est légèrement améliorée par rapport à NEMOMED8, mais ne correspond toujours pas à la réalité observée. La densité de formation de la CDW a été légèrement augmentée, et, associée à des conditions initiales moins denses dans le fond du bassin oriental, ceci permet une plongée de la CDW à  $29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  jusqu'à environ 2500 m de fond, et une propagation importante sur l'isopycne  $29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  à une profondeur intermédiaire. En revanche, la quantité de CDW formée, sa densité de formation et sa densité lors de son passage par les détroits de l'Arc Crétois, restent trop faibles par rapport aux observations. La phase de production de cette masse d'eau est donc à incriminer : forçages atmosphériques, ou bien stratification verticale trop forte, voire effet du biais dans la couche intermédiaire après une intégration du modèle depuis une trentaine d'années. Ceci nous a donc incité à essayer de modifier une des conditions de la simulation pour tenter d'obtenir un résultat plus réaliste. La stratégie, semblable à celle utilisée dans d'autres travaux scientifiques (*Samuel et al.*, 1999; *Lascaratatos et al.*, 1999; *Wu et al.*, 2000; *Nittis et al.*, 2003), consiste à augmenter les pertes de chaleur et d'eau en hiver au-dessus du sous-bassin Egée. La question est alors de savoir si, avec des flux air-mer plus intenses, MED12 est capable de former une CDW plus dense et de la faire plonger jusqu'au fond du bassin oriental.

### 4.3 Impact du forçage atmosphérique : l'EMT dans la simulation MED12-EGEE

Dans cette section, nous allons effectuer un test de sensibilité : en augmentant les pertes de chaleur et d'eau ainsi que la tension de vent pendant les hivers 1991-1992 et 1992-1993, nous allons essayer d'obliger le modèle MED12 à former une CDW dans le sous-bassin Egée pendant ces deux hivers qui soit aussi dense que dans les observations. Nous pourrions ainsi analyser la capacité de MED12 à faire plonger et à propager cette masse d'eau au fond du bassin oriental. Nous présentons dans un premier temps les modifications que nous avons appliquées à ARPERA pour forcer la simulation du test de sensibilité appelée MED12-EGEE. Puis nous présentons les résultats de MED12-EGEE concernant la formation et la propagation de la CDW pendant l'EMT.

#### 4.3.1 Modification du forçage ARPERA au-dessus du sous-bassin Egée

Pour effectuer ce test de sensibilité, nous souhaitons augmenter les pertes de chaleur et d'eau douce ainsi que la tension de vent en surface fournies par ARPERA pendant les deux hivers (novembre à mars) 1991-1992 et 1992-1993. Nous avons cherché une amplitude réaliste de ces modifications en comparant d'autres configurations atmosphériques ou couplées du CNRM. Nous utilisons donc les moyennes, sur ces deux hivers (tableau 4.8), des flux provenant :

- du couplé ALADIN50-NEMOMED8-TRIP, où ALADIN50 est une version à 50 km de résolution du modèle de climat régional (*Regional Climate Model*, RCM) de la Méditerranée ALADIN-Climat, où NEMOMED8 est l'OGCM méditerranéen que nous connaissons, et où TRIP est un modèle de routage du ruissellement fluvial (TRIP calcule donc le débit des fleuves directement à partir du forçage atmosphérique d'ALADIN),
- du RCM ALADIN50 seul,
- du RCM ALADIN12, version d'ALADIN-Climat en Méditerranée à 12 km de résolution.

Ces données de flux nous ont été fournies par Florence Sevault, Clotilde Dubois et Samuel Somot du CNRM.

Pour les flux de chaleur, nous comparons le flux net donné par ARPERA au flux net d'ALADIN50 et d'ALADIN12, et nous comparons le flux total (avec rétroaction) d'ARPERA forçant MED12 avec le flux de chaleur entre ALADIN50 et NEMOMED8 dans le couplé (la rétroaction étant incluse dans le couplage). Pour le flux d'eau, nous utilisons les champs E-P fournis par chacun des modèles. Pour le forçage mécanique, nous avons à notre disposition la norme de la tension de vent pour le couplé, mais seulement la vitesse du vent à 10 m pour les deux RCMs ALADIN50 et ALADIN12.

Les pertes de chaleur et d'eau sont plus élevées dans le couplé ALADIN50-NEMOMED8-TRIP en comparaison à ARPERA : en moyenne sur les deux hivers, la perte de chaleur totale est plus élevée de  $30 \text{ W.m}^{-2}$  et la perte d'eau douce plus élevée de 1.5 mm/jour. En revanche, la tension de vent est en moyenne plus faible de  $2.3 \times 10^{-2} \text{ N.m}^{-2}$  dans le couplé par rapport à ARPERA. Cela nous donne un premier ordre de grandeur de la différence en moyenne sur les flux hivernaux entre deux configurations régionales méditerranéennes.

La deuxième comparaison se fait entre les forçages des RCMs ALADIN50 et ALADIN12 seuls (ces simulations atmosphériques ont tourné en mode forcé par la SST observée). L'idée ici est d'analyser l'effet moyen d'une augmentation de résolution sur les flux hivernaux au-dessus

Flux	Modèle	NDJFM 91-92	NDJFM 92-93
$Q_{net}$ (en $W.m^{-2}$ )	ARPERA	-218	-226
	ALADIN50	-205	-223
	ALADIN12	-194	-201
	ARPERA modifié	-258	-266
$Q_{tot}$ avec rétroaction (en $W.m^{-2}$ )	ARPERA avec MED12	-198	-195
	couplé ALADIN50-NM8-TRIP	-236	-217
	ARPERA modifié avec MED12	-229	-223
E–P (en mm/jour)	ARPERA	+3.5	+3.8
	couplé ALADIN50-NM8-TRIP	+5.1	+5.2
	ALADIN50	+3.8	+4.4
	ALADIN12	+3.6	+4.1
	ARPERA modifié	+5.0	+5.3
Norme de la tension de vent (en $10^{-2} N.m^{-2}$ )	ARPERA	11.4	12.2
	couplé ALADIN50-NM8-TRIP	10.0	9.0
	ARPERA modifié	13.4	14.2
Vent à 10 m (en $m.s^{-1}$ )	ALADIN50	7.8	8.0
	ALADIN12	7.4	7.6

TAB. 4.8 – Flux thermiques, hydriques et mécaniques venant de différents modèles, en moyenne sur le sous-bassin Egée, pour les périodes de novembre 1991 à mars 1992 et de novembre 1992 à mars 1993.

de la mer Egée, afin de le reproduire éventuellement dans notre modification des forçages d'ARPERA. Malheureusement, nous constatons que les flux de chaleur ( $Q_{net}$  de -198 et -214  $W.m^{-2}$ ), d'eau douce (E–P de +3.9 et +4.1 mm/jour) et la vitesse du vent (V10 de 7.5 et 7.9  $m.s^{-1}$ ), en moyenne sur ces deux hivers sur le sous-bassin Egée, sont plus faibles respectivement dans ALADIN12 par rapport à ALADIN50. L'analyse des champs spatiaux faite par Clotilde Dubois et Samuel Somot (communication personnelle) indique que les valeurs extrêmes de ces flux sont plus importantes mais concentrées sur des régions moins étendues, grâce à une canalisation plus fine des vents extrêmes grâce à l'orographie mieux représentée dans ALADIN12. En moyenne sur l'ensemble du sous-bassin Egée, cela aboutit néanmoins à des pertes atmosphériques et à des vents plus faibles. Herrmann *et al.* (2011) donnent des conclusions semblables en comparant d'autres versions d'ALADIN-Climat à 50 et 10 km de résolution aux observations satellitaires de vent QuikSCAT. Ils constatent que l'augmentation de résolution a peu d'effet en moyenne spatiale sur l'ensemble de la Méditerranée. En revanche, ils précisent que la valeur ajoutée de la haute résolution est surtout localisée dans les zones côtières et dans les régions de vents forts canalisés par l'orographie, où la représentation de la variabilité et des extrêmes de la vitesse du vent est significativement améliorée.

Dans l'optique d'intensifier les flux atmosphériques d'ARPERA au-dessus du sous-bassin Egée, les valeurs des flux d'ALADIN50 ne sont pas plus élevées que celle d'ARPERA et ALADIN10 n'apporte pas une intensification par rapport à ALADIN50. Le couplé ALADIN50-NM8-TRIP semble prometteur pour donner un ordre de grandeur des modifications à apporter, notamment parce que la rétroaction positive de la SST sur les flux de chaleur qu'il prend en compte va dans le sens d'une augmentation des pertes de chaleur au-dessus du sous-bassin Egée pour les hivers que nous considérons.

D'après l'analyse comparative des flux atmosphériques des quatre modèles à notre disposition (ARPERA, ALADIN50-NEMOMED8-TRIP, ALADIN50 et ALADIN12), nous avons choisi d'effectuer un test de sensibilité académique en modifiant de manière additive les flux de chaleur, d'eau douce et la tension de vent. Pour chaque jour entre le 1<sup>er</sup> novembre et le 31 mars pour chacun des deux hivers, nous avons augmenté la perte de chaleur nette de  $40 \text{ W.m}^{-2}$ , la perte nette d'eau douce de  $1.5 \text{ mm/jour}$  et la tension de vent de  $2 \times 10^{-2} \text{ N.m}^{-2}$  (tableau 4.8), pour chaque point de grille correspondant au sous-bassin Egée (revoir la figure 3.8). En moyenne sur ces deux périodes et sur le sous-bassin, la perte de chaleur nette est augmentée de 18%, la perte d'eau douce de 41% et la tension de vent de 17%. Nous avons effectué une modification de type additive afin d'augmenter la valeur moyenne des flux sans affecter la répartition spatiale des pertes extrêmes et la variabilité temporelle du forçage. Une modification additive similaire du flux de chaleur d'ERA40 au-dessus du Golfe du Lion a été réalisée par *Herrmann et al.* (2008) pour étudier la convection profonde de l'hiver 1986-1987 dans cette région.

La valeur choisie pour la correction du flux de chaleur,  $-40 \text{ W.m}^{-2}$ , correspond, en ordre de grandeur, à une diminution de la SST de  $1^\circ\text{C}$  si on prend comme échelle de comparaison le coefficient de rétroaction de  $-40 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ . D'ailleurs, l'effet de la rétroaction en SST donne au final une différence de forçage thermique total de  $-29 \text{ W.m}^{-2}$  en moyenne sur les deux hivers (tableau 4.8). La correction du flux d'eau E-P est en pourcentage plus importante mais correspond à l'écart entre les valeurs d'ARPERA et le couplé ALADIN50-NEMOMED8-TRIP. Le but est qu'elle puisse contrebalancer l'apport important d'eau douce du ruissellement côtier et de la mer Noire, et ainsi réduire le biais négatif de salinité dans la couche de surface du sous-bassin Egée que nous avons constaté dans la section 4.2 (figure 4.19). Enfin, nous augmentons également la tension de vent afin qu'un mélange plus important de la colonne d'eau pendant la convection hivernale puisse transférer plus rapidement les pertes de chaleur et d'eau en surface vers les couches intermédiaire et profonde du sous-bassin Egée.

### 4.3.2 Impacts sur la convection égéenne et sur la propagation de la CDW

Nous avons donc effectué une simulation nommée MED12-EGEE, de configuration identique à la simulation MED12-50ans, avec le forçage ARPERA modifié que nous venons de décrire. La simulation MED12-EGEE démarre du restart de la simulation MED12-50ans au 1<sup>er</sup> novembre 1991, c'est-à-dire avec les mêmes conditions thermohalines et des courants non nuls sur l'ensemble de la Méditerranée. Nous présentons les résultats de la simulation MED12-EGEE jusqu'au 31 décembre 1995 ; sa prolongation est actuellement en cours de calcul.

#### 4.3.2.1 Conséquences sur les contenus thermohalins dans le sous-bassin Egée

Tout d'abord, nous analysons les changements créés par les forçages atmosphériques modifiés sur les contenus thermiques et halins dans le sous-bassin Egée pour la simulation MED12-EGEE, par rapport à ceux de la simulation MED12-50ans (figure 4.19). Nous comparons les moyennes annuelles de 1992 à 1995.

L'ensemble de la colonne ainsi que les trois couches (de surface, intermédiaires et profondes) sont plus froides dans MED12-EGEE (courbes violettes) que dans MED12-50ans (courbes vertes). L'écart en 1993 entre les deux simulations est de  $-0.22^\circ\text{C}$  pour T3D[0-150], de  $-0.27^\circ\text{C}$  pour T3D[150-600], de  $-0.21^\circ\text{C}$  pour T3D[600-fond], et de  $-0.24^\circ\text{C}$  pour T3D[0-fond]. L'écart avec les données de *Rixen et al.* (2005) est alors réduit pour les contenus thermiques de l'ensemble de la colonne d'eau, de la couche intermédiaire et de la couche de fond ; seule T3D[0-150], déjà trop faible dans MED12-50ans, s'éloigne des données observées. On constate que le



transfert des pertes de chaleur en surface se fait efficacement, puisque T3D[600-fond] continue de baisser en moyenne pendant l'année 1994 alors que les couches supérieures se réchauffent pendant cette année-là.

Concernant les contenus halins, l'ensemble de la colonne d'eau, la couche de surface et la couche de fond sont plus salées dans MED12-EGEE que dans MED12-50ans. En revanche, la couche intermédiaire voit son contenu halin diminuer. On peut supposer que le transfert de sel par la convection profonde ne se fait plus en moyenne de la couche de surface vers la couche intermédiaire, mais directement de la couche de surface vers la couche de fond. L'ensemble de la colonne d'eau est alors quasiment homogène en salinité, ce qui diminue le maximum de salinité de la couche intermédiaire. L'écart en 1993 entre les deux simulations est de +0.026 psu pour S3D[0-150], de -0.015 psu pour S3D[150-600], de +0.013 psu pour S3D[600-fond], et de +0.004 psu pour S3D[0-fond].

#### 4.3.2.2 Intensification de la convection profonde et de la formation de CDW

L'augmentation des pertes de chaleur et d'eau douce en surface du sous-bassin Egée, pendant les deux hivers déjà exceptionnellement intenses de 1992 et 1993, favorise un mélange plus important de la colonne d'eau pendant la convection hivernale.

La profondeur maximale atteinte par la turbocline dans le sous-bassin Egée passe en 1992 de 898 m dans MED12-50ans à 1253 m dans MED12-EGEE, et en 1993 de 1565 m dans MED12-50ans à 2230 m dans MED12-EGEE (figure 4.21). La figure 4.28 permet de caractériser spatialement l'approfondissement de la convection profonde dans le sous-bassin Egée pendant ces deux hivers. Les figures 4.28a et 4.28b indiquent, pour chaque hiver, la profondeur maximale atteinte en chaque point du modèle par la turbocline. En 1992 (figure 4.28a), le maximum spatial de 1253 m est atteint vers 23.3°E-36.4°N au Sud-Est du Péloponnèse ; des valeurs maximales supérieures à 1000 m sont atteintes vers 24°E-37°N (sous-bassin Myrtoen) et vers 26.5°E-38°N. En 1993 (figure 4.28b), le maximum spatial de 2230 m est atteint dans le sous-bassin Crétois vers 26.1°E-35.6°N, avec des valeurs de maxima hivernaux supérieures à 1000 m à nouveau vers 26.5°E-38°N, dans le sous-bassin Myrtoen et dans toute la partie occidentale du sous-bassin Crétois. Ces zones de formation d'eau dense sont en accord avec d'autres travaux de modélisation (Nittis *et al.*, 2003; Béranger *et al.*, 2010).

En comparaison avec les résultats de MED12-50ans, le maximum hivernal de la profondeur de la turbocline a augmenté en 1992 dans MED12-EGEE surtout dans la partie occidentale du sous-bassin Crétois et au Nord de l'archipel des Cyclades, entre 25.5°E et 26.5°E et entre 37.5°N et 38.1°N (figure 4.28c). En 1993, le maximum hivernal atteint par la couche mélangée est plus profond, par rapport à MED12-50ans, au Nord du sous-bassin Egée (autour de 26.5°E-40.5°N), dans le sous-bassin Myrtoen (autour de 24°E-37°N) et principalement au centre du sous-bassin Crétois, entre 24.8°E et 26.4°E et entre 35.4°N et 36.4°N. La bathymétrie du sous-bassin Egée étant la plus profonde dans le sous-bassin Crétois, l'augmentation du maximum hivernal atteint par la profondeur de la turbocline à cet endroit va favoriser l'augmentation du volume d'eau dense formé.

Ceci est clairement visible sur l'évolution du volume d'eau dense et très dense dans le sous-bassin Egée (lignes violettes pour MED12-EGEE sur la figure 4.22). Au maximum en mars 1993, le volume d'eau plus dense que 29.2 kg.m<sup>-3</sup> (ligne tiretée) atteint 7.46 × 10<sup>13</sup> m<sup>3</sup>, ce qui représente 84.0% du volume du sous-bassin Egée (+19.7% de ce volume par rapport à la simulation MED12-50ans). A cette même date, le volume d'eau plus dense que 29.3 kg.m<sup>-3</sup> (ligne continue) atteint 3.50 × 10<sup>13</sup> m<sup>3</sup>, *i.e.* 39.4% du volume du sous-bassin Egée (+13.5% de ce volume par rapport à la simulation MED12-50ans). Les taux de formation associés à ces

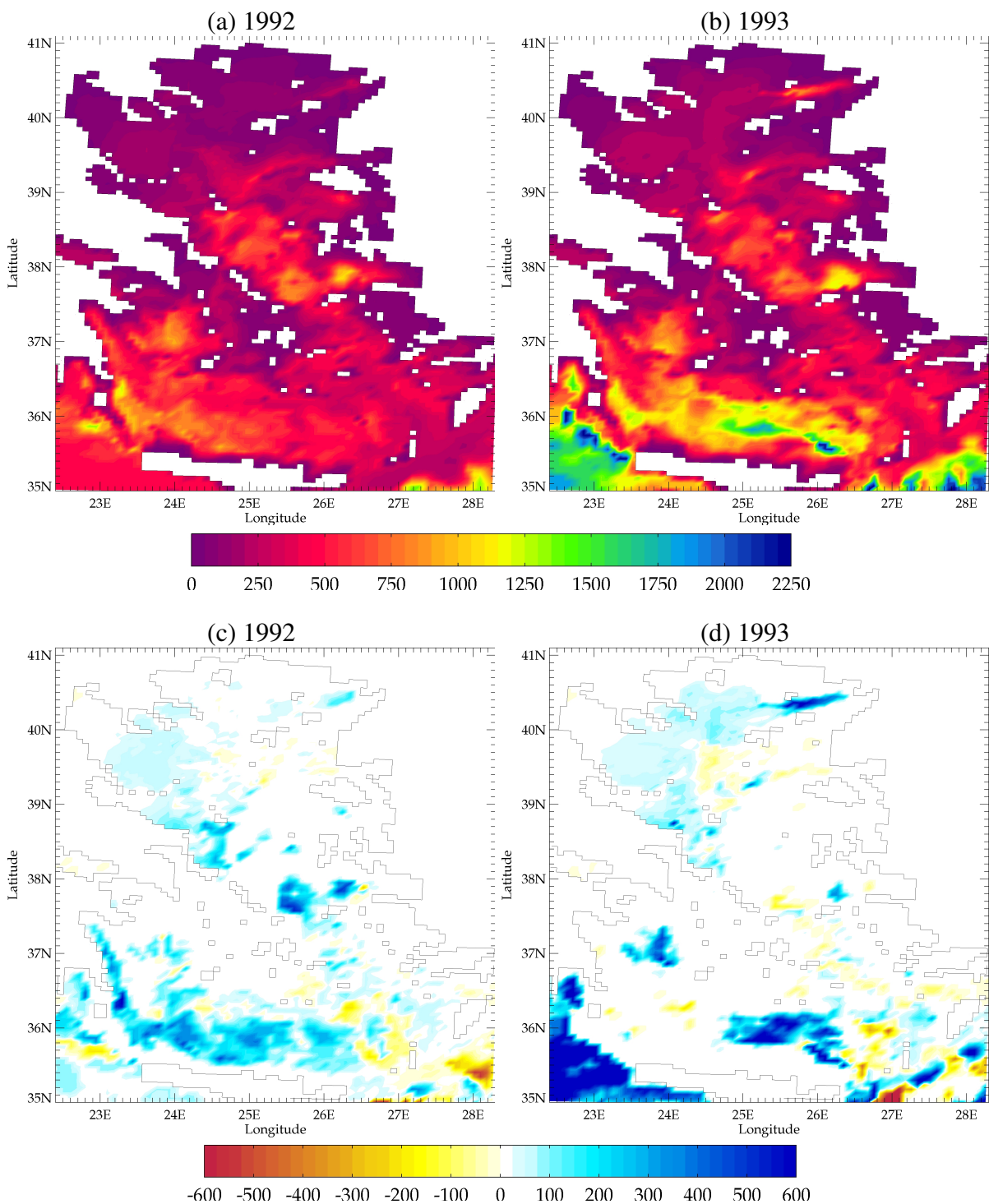


FIG. 4.28 – Haut : profondeur maximale (en mètres) atteinte par la turbocline durant les hivers 1992 (a) et 1993 (b) dans la simulation MED12-EGEE.

Bas : différence (en mètres), entre les simulations MED12-EGEE et MED12-50ans, de la profondeur maximale atteinte par la turbocline durant les hivers 1992 (c) et 1993 (d); les nuances de bleu signifient que le maximum est plus important dans la simulation MED12-EGEE, les nuances de rouge signifient que le maximum est plus important dans la simulation MED12-50ans.

deux seuils de densité valent, dans la simulation MED12-EGEE et par rapport à la simulation MED12-50ans, respectivement 0.62 Sv (+0.28 Sv) et 0.41 Sv (+0.21 Sv) en 1992, 1.27 Sv (+0.05 Sv) et 0.74 Sv (+0.29 Sv) en 1993. L'augmentation est donc particulièrement importante pour le volume d'eau très dense formé, puisque, en moyenne sur les deux hivers, le taux de formation d'eau de densité supérieure à  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  passe de 0.33 Sv dans la simulation MED12-50ans à 0.58 Sv dans la simulation MED12-EGEE.

En moyenne pour l'année 1993, la densité potentielle moyenne de l'ensemble de la colonne d'eau du sous-bassin Egée en 1993 augmente de  $0.05 \text{ kg.m}^{-3}$  entre les deux simulations, passant de  $29.10 \text{ kg.m}^{-3}$  dans MED12-50ans à  $29.15 \text{ kg.m}^{-3}$  dans MED12-EGEE ; en 1994, la densité potentielle de la couche de fond (en-dessous de 600 m de profondeur) atteint, en moyenne sur l'ensemble du sous-bassin Egée,  $29.32 \text{ kg.m}^{-3}$  dans MED12-EGEE contre  $29.27 \text{ kg.m}^{-3}$  dans MED12-50ans. La valeur de  $29.4 \text{ kg.m}^{-3}$  observée au niveau de certains sites du sous-bassin Crétois (*Theocharis et al.*, 1999b) est approchée dans la simulation MED12-EGEE, avec en moyenne pour avril 1993 des valeurs de  $29.39 \text{ kg.m}^{-3}$  vers 900-1000 m de fond entre les sous-bassins Myrtoen et Crétois, contre seulement  $29.29 \text{ kg.m}^{-3}$  dans MED12-50ans. Donc, les modifications que nous avons apportées aux forçages atmosphériques ont réussi à former un volume plus important de CDW dans le sous-bassin Egée par rapport la simulation MED12-50ans, avec une densité maximale dans le sous-bassin Crétois qui est conforme à celle qui a été observée.

#### 4.3.2.3 Densification du débordement de la CDW

La CDW formée dans la simulation MED12-EGEE a une densité moyenne plus élevée et correspond à un volume plus important, comparé à MED12-50ans. Cela a pour conséquence une densification de l'eau présente au fond des trois détroits de l'Arc Crétois (courbes violettes sur la figure 4.23). Les valeurs de densité observées citées dans ce paragraphe sont à nouveau celles fournies par Harilaos Kontoyiannis du HCMR d'Athènes.

Au détroit d'Antikithira (figure 4.23a), le pic de densité potentielle de l'eau passant au fond de ce détroit est atteint, en moyenne mensuelle, en avril 1993 et vaut  $29.362 \text{ kg.m}^{-3}$ . Cela représente une valeur plus élevée de  $0.087 \text{ kg.m}^{-3}$  par rapport au pic atteint dans la simulation MED12-50ans. La densité au fond de ce détroit reste plus élevée dans la simulation MED12-EGEE jusqu'à la fin de la période de comparaison disponible, en décembre 1995. Le pic de densité élevée est de très courte durée, la densité au fond du détroit d'Antikithira ne dépassant  $29.3 \text{ kg.m}^{-3}$  que durant quatre mois, de février à mai 1993. Par conséquent, les valeurs observées de  $29.298 \text{ kg.m}^{-3}$  en mars 1994 et de  $29.271 \text{ kg.m}^{-3}$  en septembre 1994 ne sont pas non plus atteintes dans la simulation MED12-EGEE ( $29.246 \text{ kg.m}^{-3}$  et  $29.199 \text{ kg.m}^{-3}$  respectivement pour ces deux mêmes mois). Concernant l'année 1992, la densification du débordement au fond du détroit d'Antikithira débute plus tôt dans la simulation MED12-EGEE. Le premier pic, de valeur  $29.218 \text{ kg.m}^{-3}$ , atteint en mai 1992, est proche, même si retardé, de la valeur observée de  $29.220 \text{ kg.m}^{-3}$  en novembre 1991.

Pour le détroit de Kassos (figure 4.23b), la valeur maximale de densité potentielle atteinte au fond de ce détroit dans la simulation MED12-EGEE vaut  $29.293 \text{ kg.m}^{-3}$  en septembre 1993, soit une augmentation de  $0.059 \text{ kg.m}^{-3}$  par rapport à MED12-50ans. La valeur maximale observée de  $29.307 \text{ kg.m}^{-3}$  au printemps 1994 n'est pas atteinte. Néanmoins, le débordement dense se maintient à une densité suffisamment élevée pour qu'en mars 1995, la valeur simulée de  $29.251 \text{ kg.m}^{-3}$  corresponde à l'observation réalisée à cette date. Concernant le début du débordement dense, le pic de l'année 1992 dans la simulation MED12-EGEE, de valeur  $29.218 \text{ kg.m}^{-3}$  atteint en septembre 1992, reste inférieur à la valeur observée de  $29.240 \text{ kg.m}^{-3}$

en mars 1992.

Au fond du détroit de Karpathos (figure 4.23c), le pic de densité est atteint, pour la simulation MED12-EGEE, en août 1993 et s'élève à  $29.296 \text{ kg.m}^{-3}$ , soit une augmentation de  $0.062 \text{ kg.m}^{-3}$  par rapport à la valeur maximale atteinte dans ce détroit pour la simulation MED12-50ans. Concernant le début du débordement dense avant 1993, la valeur observée de  $29.216 \text{ kg.m}^{-3}$  en mars 1992 est atteinte seulement 5 mois plus tard en août 1992 dans la simulation MED12-EGEE, avec un premier pic à  $29.220 \text{ kg.m}^{-3}$  en octobre 1992.

Donc, la chronologie et l'intensité du débordement de la CDW est améliorée dans la simulation MED12-EGEE par rapport à la simulation MED12-50ans. Cette amélioration est particulièrement importante et cruciale pour les détroits d'Antikithira et de Karpathos, par lesquels la majeure partie de la CDW sort du sous-bassin Egée. Cette amélioration valide de manière indirecte la correction que nous avons apportée sur les flux air-mer pendant les hivers 1991-1992 et 1992-1993.

Afin de caractériser la propagation de la CDW formée dans la simulation MED12-EGEE, nous utilisons les mêmes diagnostics (coupes verticales et projections isopycnales), aux mêmes dates que dans la section 4.2 lors de l'analyse des résultats de la simulation MED12-50ans.

En mars 1994 (figure 4.29), la CDW présente dans le bassin oriental une densité potentielle supérieure à  $29.21 \text{ kg.m}^{-3}$ , aussi bien en sortie du détroit d'Antikithira (à 2000 m de profondeur à  $23^\circ\text{E}$ , sur la figure 4.29a) qu'en sortie du détroit de Kassos (figures 4.29b et 4.29c). La partie la plus dense atteint au maximum une salinité de 38.92 psu et plonge jusqu'à 4000 m au fond du bassin oriental. La masse d'eau plus dense que  $29.21 \text{ kg.m}^{-3}$  occupe une couche épaisse de plus de 1500 m vers  $26^\circ\text{E}$  sur la figure 4.29b et a progressé jusqu'à  $33.2^\circ\text{N}$  sur la figure 4.29c, soit à plus de  $2^\circ$  de latitude du détroit de Kassos. L'isopycne  $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  est présente vers 3000 m de fond à  $32.5^\circ\text{N}$ , c'est-à-dire dans la moitié Sud du sous-bassin Levantin.

En décembre 1995 (figure 4.30), la CDW en sortie du détroit d'Antikithira (figure 4.30a) a peu progressé vers l'Est sur l'axe de coupe que nous utilisons. De plus, elle n'a pas réussi à atteindre le fond de la fosse Hellénique vers  $22.5^\circ\text{E}$ . Sur l'axe traversant les sous-bassins Ionien et Levantin (figure 4.30b), la CDW a toujours une salinité élevée, autour de 38.90 psu, mais n'a pas réussi à remplir la partie en dessous de 4000 m de fond de la fosse océanique identifiable à  $26^\circ\text{E}$ . En revanche, l'isopycne  $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  a progressé vers l'Est, atteignant  $30^\circ\text{E}$  vers 2500 m de fond. Le troisième axe de coupe est le plus intéressant (figure 4.30c). En effet, la CDW remplit toujours le fond du sous-bassin Levantin avec une densité supérieure à  $29.21 \text{ kg.m}^{-3}$  entre  $33.9^\circ\text{N}$  et  $34.8^\circ\text{N}$ , avec une salinité de 38.91 psu. De plus, l'isopycne  $\sigma_\theta=29.20 \text{ kg.m}^{-3}$  a progressé vers le Sud et a atteint  $32.8^\circ\text{N}$  vers 2800 m de fond. Enfin, l'isopycne  $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$  a atteint le talus continental de la côte Sud du sous-bassin Levantin, à une profondeur de 2300 m à  $31.8^\circ\text{N}$ . A cet endroit, le soulèvement de l'ancienne masse d'eau présente au fond du sous-bassin est identifiable par le minimum de salinité à environ 38.74 psu entre 1700 et 2000 m de fond, au-dessus d'une veine d'eau plus salée, de salinité maximale 38.78 psu entre 2700 m et 2900 m de fond. La CDW qui se propage dans cette partie du sous-bassin Levantin a donc réussi à passer sous l'ancienne EMDW présente auparavant.

Ainsi, la CDW formée dans la simulation MED12-EGEE est suffisamment dense pour atteindre le fond du bassin oriental et le modèle est capable de la propager en-dessous de la masse d'eau profonde pré-existante, sans faire totalement disparaître les caractéristiques thermohalines de cette dernière. De plus, la plongée au fond du bassin oriental de la figure 4.30b est réaliste par rapport à celle qui a été observée (revoir la figure 2.6).

Les projections sur l'isopycne  $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$ , en mars 1994 (figure 4.31a) et en décembre

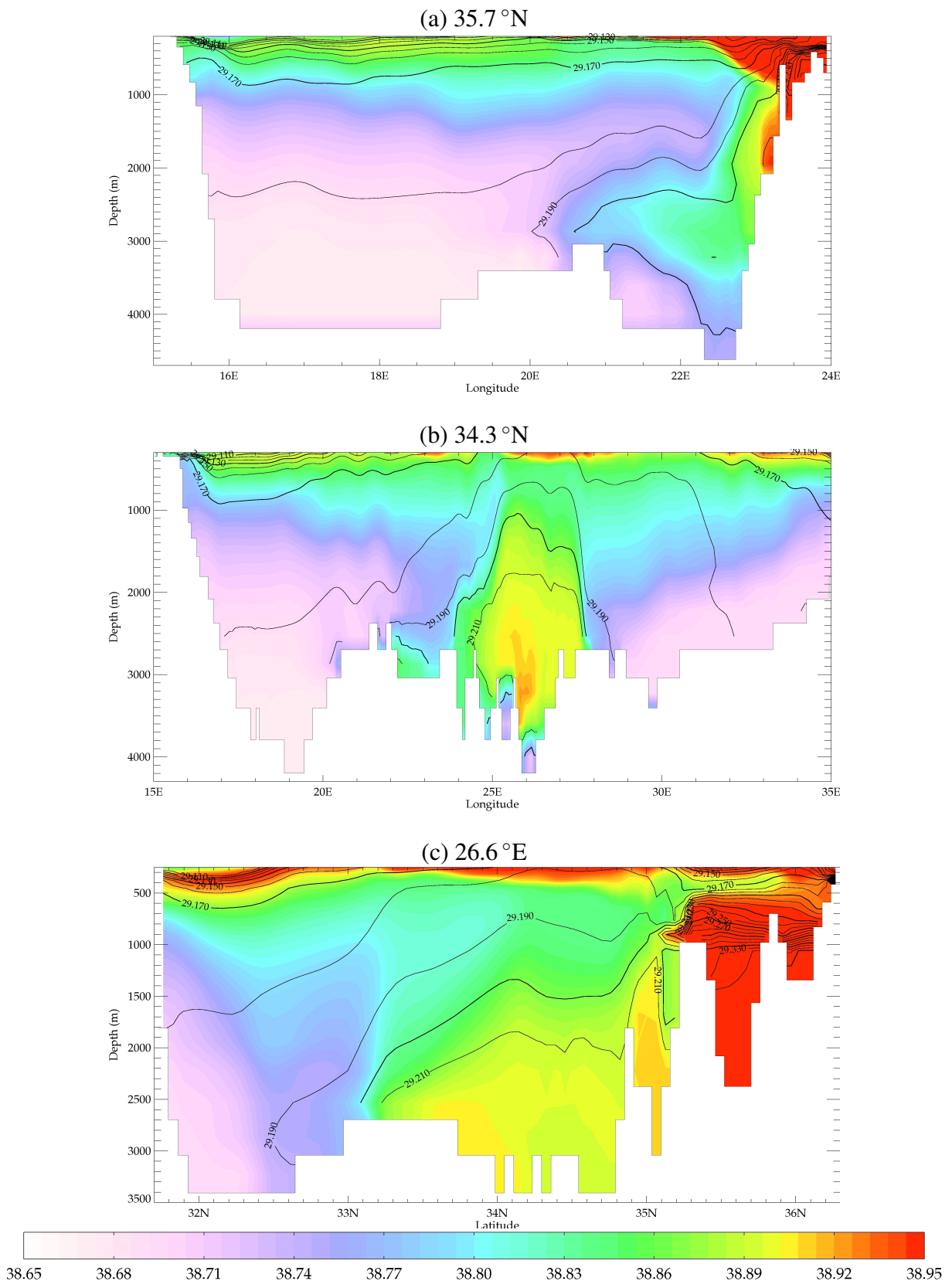


FIG. 4.29 – Coupes verticales, en mars 1994, de la moyenne mensuelle de la salinité (couleurs, en psu) et de la densité potentielle (contours, intervalle de  $0.01 \text{ kg.m}^{-3}$ ) pour la simulation MED12-EGEE : (a) coupe zonale à  $35.7^\circ\text{N}$  à travers le sous-bassin Ionien et le détroit d'Antikithira, (b) coupe zonale à  $34.3^\circ\text{N}$  à travers les sous-bassins Ionien et Levantin et (c) coupe méridienne à  $26.6^\circ\text{E}$  à travers le sous-bassin Levantin et le détroit de Kassos. Attention, les échelles de profondeur diffèrent légèrement entre les trois cartes.

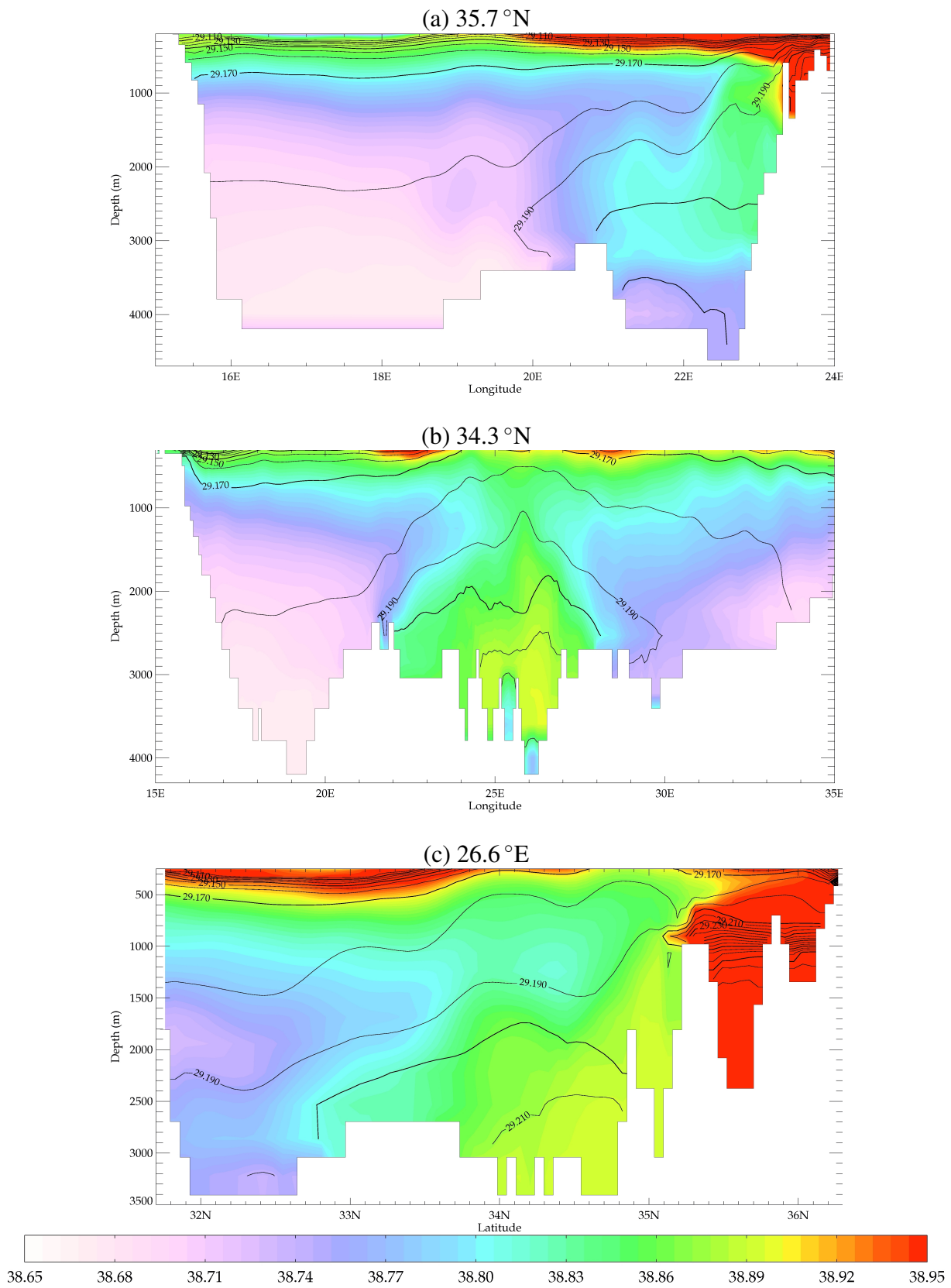


FIG. 4.30 – *Idem* figure 4.29 en décembre 1995.



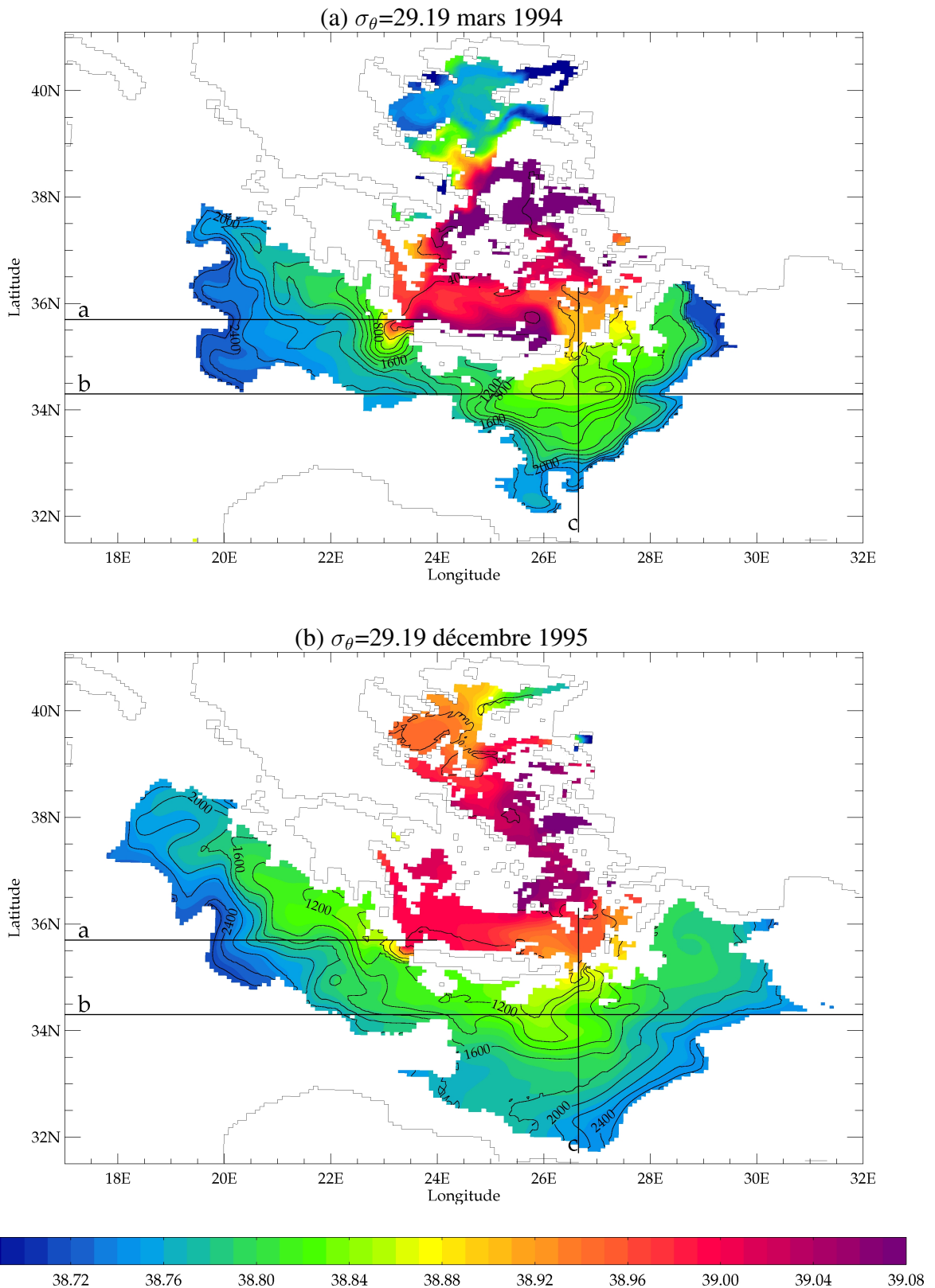


FIG. 4.31 – Salinité (couleurs, en psu) et profondeur (contours, en mètres, intervalle de 200 m) de l'isopycne  $\sigma_\theta=29.19 \text{ kg.m}^{-3}$ , dans la simulation MED12-EGEE, en moyenne mensuelle pour (a) mars 1994 et (b) décembre 1995. Les axes de coupe des figures 4.29 et 4.30 sont indiqués par les lignes rectilignes noires.



1995 (figure 4.31b), confirment que la CDW sortant du sous-bassin Egée pendant l'EMT, dans la simulation MED12-EGEE, se propage dans le bassin oriental à une profondeur plus élevée que dans la simulation MED12-50ans.

En mars 1994 (figure 4.31a), la CDW sort du sous-bassin Egée par les trois détroits de l'Arc Crétois. En sortie du détroit d'Antikithira, la salinité sur cette surface isopycnale diminue rapidement d'environ 39.00 à 38.80 psu. En même temps l'isopycne, située à 400 m de fond dans le détroit d'Antikithira, plonge dans le sous-bassin Ionien jusqu'à 1600 m à proximité immédiate du détroit (ce qui est visible aussi sur la figure 4.29a). La CDW se propage vers le Nord-Ouest, le long du talus continental au Sud du Péloponnèse, mais également vers l'Ouest, au centre du sous-bassin Ionien. En sortie des détroits de Kassos et de Karpathos, la salinité est légèrement plus faible (environ 38.90 psu) et l'isopycne un peu plus profonde (vers 600 m de fond) par rapport au détroit d'Antikithira. Une fois dans le sous-bassin Levantin, la surface isopycnale 29.19 reste à une profondeur comprise entre 600 m et 1000 m de fond dans la région entre 25°E et 28°E. Elle est aidée en cela par la circulation cyclonique du gyre de Rhodes qui favorise un *doming* et donc une remontée des surfaces isopycnales en son centre. La salinité à cet endroit est comprise entre 38.80 psu et 38.85 psu. Une partie de la CDW se propage vers l'Ouest, le long du talus continental au Sud de la Crète et rejoint le sous-bassin Ionien, à environ 1600 m de fond, par le chenal reliant les sous-bassins Ionien et Levantin (numéro 5 sur la figure 2.5). Une autre partie se propage vers le Sud, le long du seuil du Passage de Crète. Une amorce de circulation cyclonique vers l'Est est visible vers 32.5°N-26°E. Plus au Nord-Est, l'isopycne a réussi à rejoindre la fosse de Rhodes, où elle vient remplacer l'eau moins salée (38.68 psu) présente à cette densité. Par comparaison, l'isopycne 29.19 n'avait pas atteint la fosse de Rhodes dans la simulation MED12-50ans (revoir la figure 4.26).

En décembre 1995 (figure 4.31b), la sortie de CDW sur l'isopycne 29.19 du sous-bassin Egée se poursuit par les détroits d'Antikithira (pourtant peu profond) et de Kassos. La propagation et la plongée de cette isopycne vers le Nord-Ouest dans le sous-bassin Ionien se sont poursuivies, la surface isopycnale atteignant 38.7°N et 17.8°E, à plus de 2000 m de fond. Dans le sous-bassin Levantin, la CDW a atteint le talus continental des côtes libyo-égyptiennes, comme nous l'avons vu sur la figure 4.30c. A cet endroit, elle se propage à la fois vers l'Est, atteignant 26.5°E à plus de 2600 m de fond, mais également vers l'Ouest, où elle se dirige vers le sous-bassin Ionien entre 23°E et 24°E, à environ 1900 m de fond, à travers la dépression d'Hérodote dont le seuil est à 2100 m de profondeur (numéro 11 sur la figure 2.5). Enfin, la CDW se propage vers l'Est également dans la partie Nord du sous-bassin Levantin. L'isopycne 29.19 atteint, en décembre 1995, 30.3°E le long du talus continental de la côte turque, à plus de 2400 m de fond, et même 30.9°E au centre du sous-bassin Levantin, vers 34.5°N de latitude.

La densification de la CDW sortant du sous-bassin Egée dans la simulation MED12-EGEE permet de pouvoir suivre sa propagation sur l'isopycne  $\sigma_{\theta}=29.20 \text{ kg.m}^{-3}$ . Entre mars 1994 (figure 4.32a) et décembre 1995 (figure 4.32b), cette surface isopycnale s'est peu propagée dans le sous-bassin Ionien. Premièrement, l'apport de CDW à cette densité par le détroit d'Antikithira, visible en mars 1994 (avec une salinité associée de 38.87 psu), s'est arrêté : la CDW de salinité proche de 39.00 psu visible dans le détroit en décembre 1995 ne sort pas du sous-bassin Egée. En décembre 1995, l'apport principal de CDW de densité 29.20 vient de l'eau présente dans le sous-bassin Levantin qui se propage vers le Nord-Ouest au dessus du chenal du Passage de Crète. Deuxièmement, la CDW à cette densité est piégée en profondeur (à plus de 2500 m de fond) par la bathymétrie de la fosse Hellénique dans laquelle elle se trouve.

En revanche, dans le sous-bassin Levantin, la CDW de densité 29.20 s'est propagée, entre mars 1994 et décembre 1995, à la fois vers le Nord-Ouest et le sous-bassin Ionien, vers le Sud où elle se dirige vers la dépression d'Hérodote, vers 24.5° à 2200 m de fond, et vers le Nord-Est et la

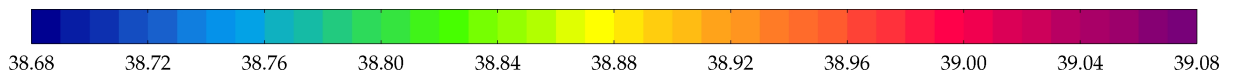
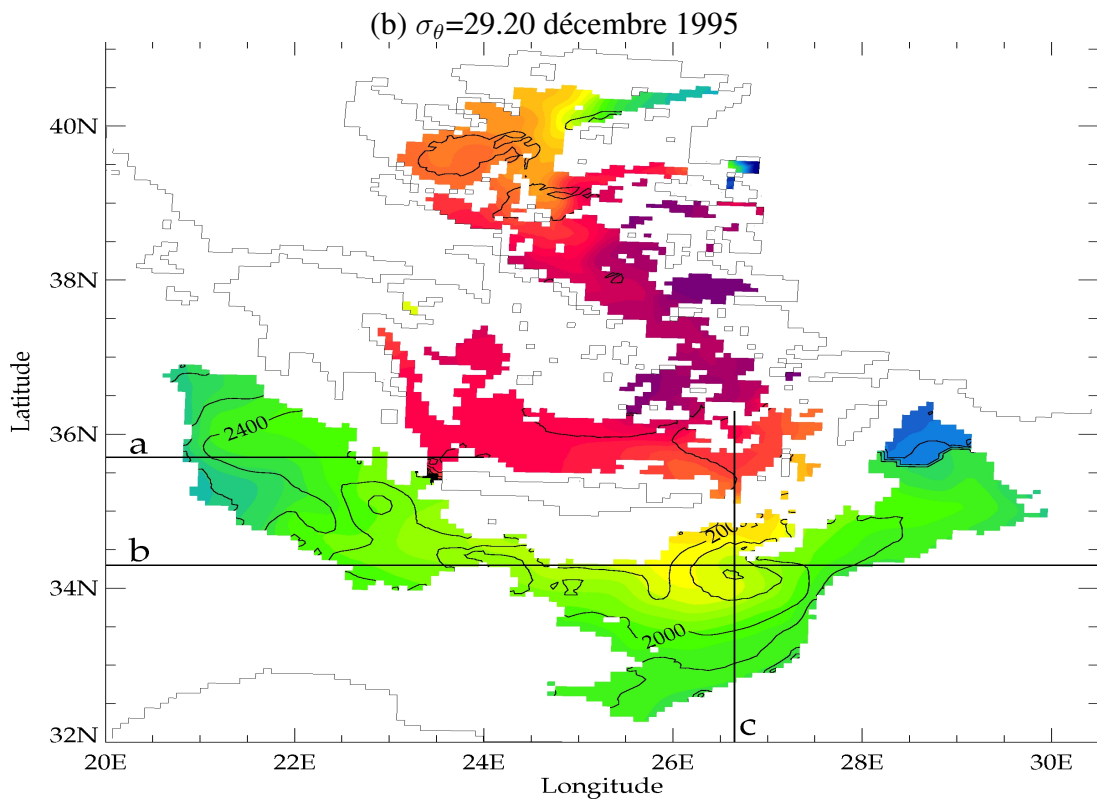
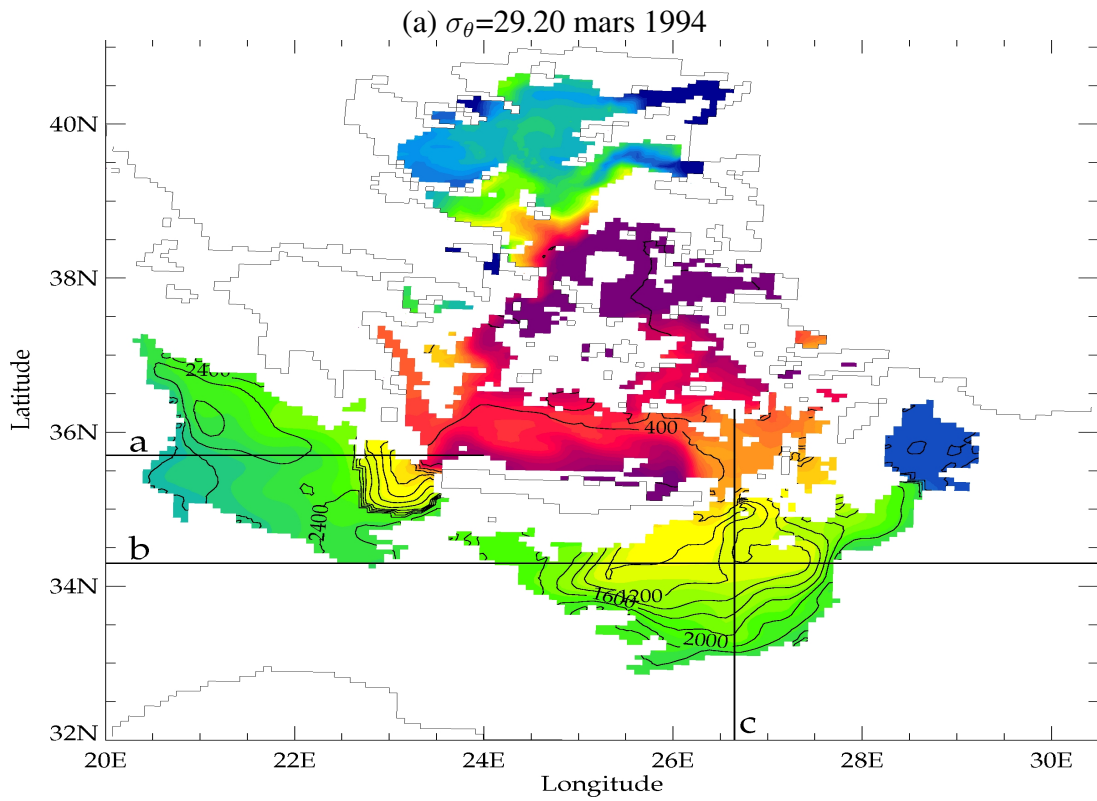


FIG. 4.32 – *Idem* figure 4.31, pour l'isopycne  $\sigma_\theta=29.20 \text{ kg.m}^{-3}$ .

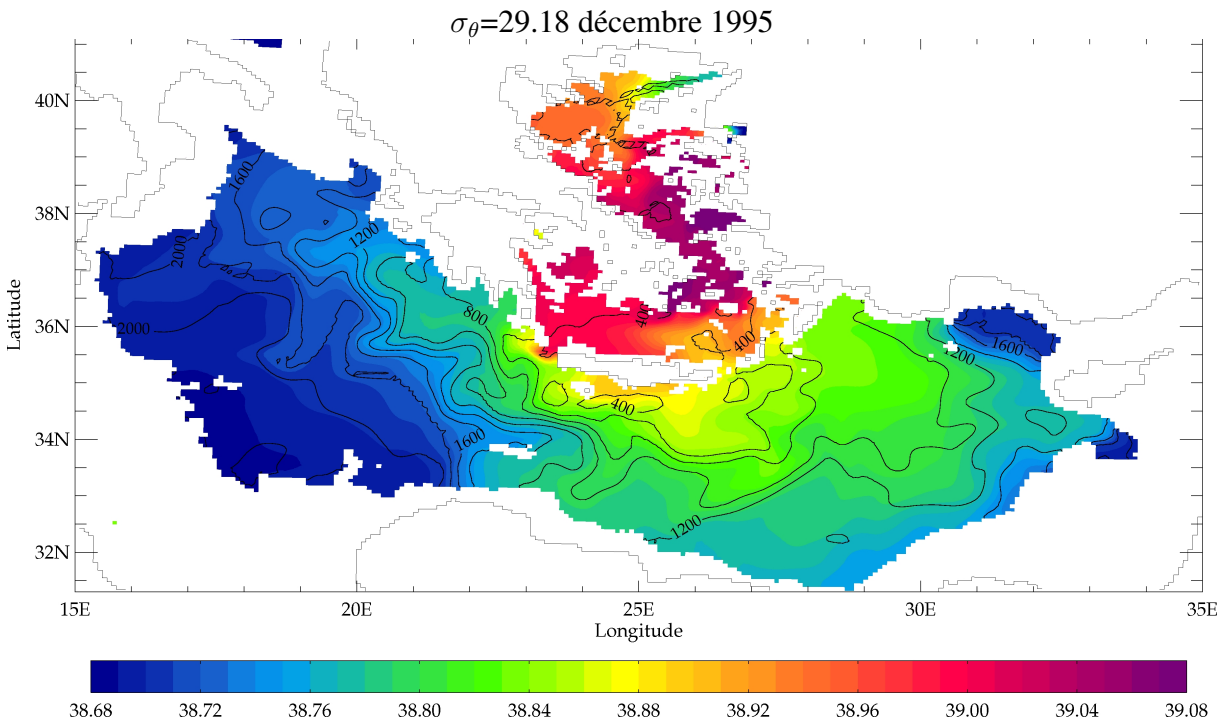


FIG. 4.33 – Salinité (couleurs, en psu) et profondeur (contours, en mètres, intervalle de 200 m) de l'isopycne  $\sigma_\theta = 29.18 \text{ kg.m}^{-3}$ , dans la simulation MED12-EGEE, en moyenne mensuelle, en décembre 1995.

fosse de Rhodes, qu'elle remplit progressivement en remplaçant l'eau moins salée qui y était présente.

Enfin, nous présentons l'état de la simulation MED12-EGEE en décembre 1995 sur l'isopycne  $\sigma_\theta = 29.18 \text{ kg.m}^{-3}$  (figure 4.33). Par rapport à la figure 4.27a pour la simulation MED12-50ans, la salinité est en moyenne plus faible sur cette isopycne, en lien avec la formation d'une CDW plus froide suite aux modifications du forçage atmosphérique. La propagation de la CDW sur cette isopycne se fait, comme dans MED12-50ans, à faible profondeur, jusqu'à environ 1400 m dans le sud du sous-bassin Levantin (qu'elle remplit totalement). La principale différence est visible dans le sous-bassin Ionien : au Nord-Ouest, la propagation de la CDW est plus rapide dans la simulation MED12-EGEE et au centre de ce sous-bassin, la salinité plus élevée associée à la CDW s'est propagée plus vers l'Ouest, probablement par mélange et diffusion sur cette isopycne.

Par rapport au schéma de la figure 4.18 réalisé avec les résultats de NM8-atl-riv, la propagation vers l'Est dans le sous-bassin Levantin dans la simulation MED12-EGEE est plus directe et due à l'advection, plutôt qu'indirecte (et due au mélange et à la diffusion comme nous avons pu le suggérer). Le fait que la simulation MED12-EGEE reproduise une CDW réellement plus dense que l'eau historiquement présente au fond du sous-bassin Levantin grâce également aux conditions initiales) favorise sa propagation profonde par advection, et non plus seulement un mélange de ses caractéristiques thermohalines à une profondeur plus faible, comme c'était le cas dans les simulations avec NEMOMED8.

En conclusion, nous avons pu constater dans cette section que la simulation MED12-EGEE, test de sensibilité aux forçages atmosphériques des hivers 1992 et 1993 dans le sous-bassin

Egée, simule une CDW qui plonge au fond du bassin oriental en sortant du sous-bassin Egée. Nous avons également pu mettre en évidence que le modèle MED12 est capable de propager cette masse d'eau en dessous de l'EMDW pré-existante. Cette simulation permet même de compléter le schéma, déduit des observations disponibles, fait par *Roether et al.* (2007) (figure 2.7). Nous pouvons dire que la propagation vers l'Est dans le sous-bassin Levantin, schématisée par les deux flèches numérotées 3 et considérée comme irrégulière sur ce schéma, est probablement plus importante, en termes de voie de propagation de la CDW de l'EMT, à la vue des résultats de la simulation MED12-EGEE.

## 4.4 Conclusions des études sur l'EMT

Dans la première partie de ce chapitre, nous avons analysé et validé la capacité de simulations climatiques longues et réalistes de la mer Méditerranée, réalisées avec NEMOMED8, à reproduire l'enchaînement des événements caractérisant l'EMT : les hivers exceptionnellement rudes en 1991-1992 et 1992-1993 pour le sous-bassin Egée, la convection océanique très intense à cet endroit pendant ces hivers, la formation de CDW très dense, le débordement et la propagation de la CDW dans le bassin oriental, permettant de proposer un schéma des voies préférentielles de sa propagation. La conclusion principale de cette première partie est que ce sont les flux atmosphériques hivernaux intenses qui sont responsables du déclenchement de l'EMT. Les facteurs de préconditionnement suggérés par la littérature ne font qu'augmenter le contenu en sel du sous-bassin Egée avant l'EMT mais ils ne réduisent pas la stratification verticale de la colonne d'eau. Des pistes ont été suggérées pour améliorer la densité de formation de la CDW ainsi que sa plongée et sa propagation au fond du bassin oriental.

Dans la seconde partie, nous avons utilisé la configuration MED12, avec donc une résolution différente, une nouvelle bathymétrie et de nouvelles conditions initiales, et analysé la représentation de l'EMT dans une simulation climatique réaliste d'une durée de 50 ans. Le changement de conditions initiales n'est pas capital dans le sous-bassin Egée, puisque les différences sont effacées au bout d'une vingtaine d'années de simulation. Le changement de résolution n'a pas non plus été identifié comme important ; toutefois, une étude plus fine de l'advection de la CDW dans le bassin oriental par des phénomènes tourbillonnaires reste nécessaire. L'impact de l'amélioration de la bathymétrie s'est en revanche montré très positif, notamment la modification du seuil du détroit de Kassos. La comparaison avec les observations de la densité au fond des détroits de l'Arc Crétois est meilleure que dans les simulations avec NEMOMED8, mais les valeurs maximales observées ne sont toujours pas atteintes. La plongée de la CDW dans le bassin oriental se fait avec une densité plus élevée et à une profondeur plus importante, mais cette masse d'eau n'atteint toujours pas le fond du bassin comme ce qui a été observé. La piste principale d'amélioration est donc d'arriver à augmenter la densité de formation de la CDW dans le sous-bassin Egée pendant l'EMT.

Dans la troisième partie, nous avons réalisé un test de sensibilité à l'intensité des flux atmosphériques afin de former, dans le sous-bassin Egée, une masse d'eau aussi dense que celle qui a été observée. L'augmentation artificielle des pertes de chaleur et d'eau en surface pendant deux hivers consécutifs a permis d'améliorer la représentation de l'EMT, de la phase de formation de la CDW jusqu'à sa plongée et sa propagation jusqu'au fond du bassin oriental, en passant par son débordement par les détroits de l'Arc Crétois. C'est d'ailleurs cette phase de débordement qui nous permet de dire, après coup et de manière indirecte, que la modifi-

cation des forçages que nous avons appliquée est de la bonne amplitude. La principale piste d'amélioration que nous suggérons est donc de travailler sur les forçages dans le sous-bassin Egée pendant les hivers intenses de 1991-1992 et 1992-1993. En comparant les valeurs de flux données par un modèle couplé (ALADIN50-NEMOMED8) et deux modèles atmosphériques de résolution différente (ALADIN50 et ALADIN12), nous suggérons de privilégier l'utilisation d'un couplage océan-atmosphère plutôt qu'un forçage par un modèle atmosphérique à plus haute résolution horizontale.