Le modèle OPA-Méditerranée forcé par les flux et la température de surface de la réanalyse ERA40 du CEP.

Florence Sevault, Samuel Somot

Table des matières

1 Introduction

Dès la disponibilité de la réanalyse ERA40 du Centre Européen de Prévisions (CEP) en juillet 2003, l'intérêt de ces données pour les études que nous menons sur la Méditerranée a été évident. En effet, jusqu'à ce moment nous ne disposions que de flux issus du modèle ARPEGE-Climat pour valider le comportement du modèle OPA-Méditerranée dans le temps présent, travail préalable et nécessaire avant les expériences de changement du climat. Cela a été fait avec des résultats tout à fait satisfaisants en terme de masses d'eau et de comportement moyen de la Méditerranée, mais il manquait la comparaison avec les observations, par exemple pour les épisodes de convection profonde dans le bassin liguro-provençal ou bien pour tester si le modèle OPA-Méditerranée était capable de reproduire le phénomène d'Eastern Mediterranean Transient (EMT) ... mais nous en reparlerons plus tard. Tout cela était fort alléchant, mais il restait une question fondamentale qui aurait pu être bloquante, à savoir la résolution des réanalyses. Ces dernières sont fournies sur une grille réduite T106 avec des mailles de 1.125° sur le domaine d'étude, alors que le modèle OPA-Méditerranée a une résolution de 0.125°. Une première étude a été réalisée lors d'un stage de climatologie de trois élèves IENM [1], montrant de façon tout à fait encourageante que sur la Méditerranée les flux et la SST en hiver sont conformes aux observations que l'on trouve dans la littérature et suivent une bonne variabilité spatiale et interannuelle. Il n'en fallait pas plus pour que l'on se lance dans l'aventure, motivés par l'absence certainement temporaire de publication sur ce sujet. Après la présentation d'usage du modèle OPA-Méditerranée, nous évaluerons plus en détail les flux en moyenne ainsi que la variabilité interannuelle, puis nous parlerons de convection, de formation d'eau profonde, d'EMT, en comparant toujours les résultats avec quelques articles publiés.

2 Le modèle OPA-Méditerranée.

Ce chapitre est un passage nécessaire pour les lecteurs non-familiers de nos travaux. Les autres auront peut-être une fâcheuse impression de déjà-lu, mais devront quand même passer par là car l'expérience OM8-ERA y est décrite en même temps. Le modèle OPA, développé au LODyC, est un modèle de circulation générale de l'océan aux équations primitives (OGCM) pouvant s'adapter à différentes configurations (Madec et al., 1998 [7]). Dans le cadre du projet d'océanographie opérationnelle MERCATOR, une version Méditerranée-Atlantique à très haute résolution (1/10° pour l'Atlantique et 1/16° pour la Méditerranée) a été réalisée et validée : Prototype Atlantique-Méditerranée (PAM-Drillet, 2000 [5]). Puis la partie Méditerranée a été extraite sous le nom d'OPAMED16 (Béranger, 2001 [2]). Enfin le modèle a été sous-échantillonné par S. Somot, devenant OPAMED8, ou OPA-Méditerranée. Les charactéristiques peuvent être résumées ainsi :

- la résolution de la grille varie d'environ 12 km au sud à 9 km au nord du domaine ; la grille est déformée au détroit de Gibraltar de façon à suivre la direction sud-ouest - nord-est du détroit et à y placer deux points de grille dans la largeur ;
- 43 niveaux verticaux ;
- une zone de buffer est placée en Atlantique après le détroit de Gibraltar de

façon à permettre l'équilibre des bilans de sel et de chaleur de la Méditerranée ; en effet, il faut savoir que la Méditerranée est déficitaire en chaleur (le flux total moyen est négatif de l'ordre de $-7W/m^2$), et qu'elle perd en moyenne environ 1 m d'eau douce par an par le bilan E-P-R (évaporation moins précipitations et ruissellement des fleuves) ; l'eau Atlantique entrant en surface à Gibraltar étant plus chaude et moins salée que l'eau sortante méditerranéenne, les deux bilans peuvent s'équilibrer ; dans cette zone de buffer on effectue un rappel en température et salinité de la surface au fond vers la climatologie de Reynaud ; ce rappel est très fort au point le plus éloigné de Gibraltar puis diminue lorsque l'on s'en rapproche ;
- le modèle tourne actuellement avec l'hypothèse de toit rigide et sans frottement le long des parois ;
- la version couplée existe mais ici c'est la configuration forcée qui est utilisée ;
- la climatologie MEDATLAS est utilisée pour le départ du modèle au repos et un spin-up de 10 ans avec rappel en température et salinité de la surface au fond ; ensuite un spin-up a été réalisé avec les flux ERA40 de 1960 à 1970, et on renomme un restart d'août 1970 en août 1960 pour l'expérience proprement dite ;
- le ruissellement climatologique mensuel de 32 fleuves se jetant en Méditerranée est incorporé aux points d'embouchure avec une diffusion progressive dans les 5 premiers niveaux (source base RivDis, Vörösmarty et al., 1996 [12]) ; la mer Noire est traitée également comme un fleuve, car ses eaux sont très peu salées et on représente ainsi la différence de salinité résultant des courants au détroit des Dardanelles (données issues de Stanev et al., 2000 [11]) ;
- les premières expériences de forçage par les flux d'ERA40 ayant conduit à une baisse continuelle de la salinité de surface, on introduit un rappel en salinité de surface ; on verra en effet que le flux d'eau est un peu faible, en tous cas plus faible que celui d'ARPEGE-Climat déjà utilisé et il induit une dérive en salinité de surface de 0.3 à 0.7 psu en 10 ans selon les bassins ; on a d'abord effectué une première simulation avec rappel vers la salinité MEDATLAS en surface, puis on effetue la moyenne mensuelle du terme de rappel sur l'ensemble du bassin ; c'est ce terme qui sera maintenant utilisé comme rappel en salinité de surface, permettant à la fois de conserver une salinité stable en moyenne, mais aussi laissant agir la variabilité interannuelle des flux ;
- la température de surface (SST) est rappelée vers la température de surface quotidienne d'ERA40.

Enfin les champs quotidiens d'ERA40 récupérés sur une grille régulière (228 points sur la Méditerranée et la zone Atlantique) sont interpolés sur la grille OPA-Méditerranée grâce aux programmes d'interpolation d'OASIS (CERFACS).

paramètre	OM8-ERA	OM8-ARP
taux (N/m^2)	1.4 10^{-2} (0.5 10^{-2})	1.9 10^{-2} (0.6 10^{-2})
tauy (N/m^2)	-1.6 10^{-2} (0.2 10^{-2})	-1.9 10^{-2} (0.4 10^{-2})
qtot (W/m^2)	-4.1 (3.4)	-5.9 (6.4)
qrp (W/m^2)	8.2 (2.7)	28.3 (6.7)
qtot-qrp (W/m^2)	-12.3 (4.3)	-34.3 (10.8)
emp (mm/an)	704 (104)	719 (73)
erp (mm/an)	193 (0)	0
E-P (mm/an)	693 (104)	901 (73)
Ssurf (psu)	38.1 (0.07)	38.2 (0.04)
SSTf (°C)	19.4 (0.3)	19.5 (0.03)
Tsurf (°C)	19.2 (0.2)	18.9 (0.2)

TAB. 1 – Comparaison des flux et résultats entre OM8-ERA et OM8-ARP (moyennes annuelles 1961-1999 sur la Méditerranée et écarts-types entre parenthèses). Cf. texte.

3 Les flux de la réanalyse ERA40 sur la Méditerranée.

3.1 Les moyennes.

Le modèle ARPEGE-Climat utilisé jusqu'à maintenant pour le forçage d'OPA-Méditerranée permet de reproduire le climat moyen de 1960 à 1999, et on peut donc comparer les résultats (expérience OM8-ARP) avec ceux issus du forçage par les flux d'ERA40 (expérience OM8-ERA). C'est chose faite sur le tableau 1. En mode forcé, le modèle OPAMED attend de recevoir le flux de chaleur total (somme solaire et non-solaire) auquel se rajoute un terme d'ajustement (qrp) à la température de surface du modèle atmosphérique, les tensions de vent (taux et tauy), et le flux d'eau E-P. Le terme emp représente le bilan du modèle, et c'est la différence E-P avec le ruissellement R en rajoutant le terme de rappel erp en salinité de surface (pas de rappel avec ARPEGE-Climat d'où erp=0). Le terme SSTf représente la SST d'ERA40.

En comparant les valeurs du tableau 1, on voit que la tension de vent est plus faible, le flux de chaleur aussi par rapport à OM8-ARP, et beaucoup plus faible avant qrp. Le modèle dérive beaucoup moins en température de surface avec ERA40 qu'avec ARPEGE-Climat. Le bilan en eau emp est assez proche grâce au rappel en salinité de surface. Sans le rappel, le bilan E-P est beaucoup plus faible dans ERA40 mais il est plus variable, de même que la température de surface vers laquelle on rappelle (SSTf), et cela est intéressant car le modèle va devoir réagir à une variabilité interannuelle réaliste. Par contre le flux de chaleur et la tension de vent varient moins et cela au moins pour cette dernière peut être imputé à la résolution d'ERA40.

Le tableau 2 rappelle des valeurs de flux de chaleur de la littérature. Celui d'ARPEGE-Climat est vraiment trop fort avant qrp, et celui d'ERA40 est bien positionné.

Le tableau 3 reprend les flux d'eau E-P puis E-P-R avec différentes origines données dans Mariotti et al. (2002, [8]), et Josey (2003 [6]) pour les deux der-

Auteur	Qtotal en W/m^2
Béthoux (1979)	-7 +ou- 3
Bunker et al. (1982)	-7
May (1986)	2
Garrett et al. (1993)	29
Gilman and Garret (1994)	0
da Silva et al. (1994)	10
Castellari et al. (1998)	-11
Wu and Haines (1998)	-5.8
Castellari et al. (2000)	-9.8
Brankart and Pinardi (2001)	-4
Josey (2003), SOC	6
Josey (2003), NCEP/NCAR	2

TAB. 2 – Différents flux de chaleur moyens pour la Méditerranée.

Méthode	E-P (mm/an)	E-P-R (mm/an)
Obs et suppositions (Tixeront 1970)	850	570
Analyses CEP 1981-85 (Harzallah et al. 1993)	-	378
Déduit des obs (Gilman et Garett 1994)	421-880	520
Analyses, CEP/NCEP (Angelucci et al. 1998)	650	-
Déduit des obs (Castellari et al. 1998)	620-1020	560-660
Déduit des obs (Béthoux et Gentili 1999)	1050-1230	780-950
Réanalyses CEP 1979-93 (Boukthir et Garnier 2000)	594	391
Réanalyses NCEP 1948-98 (Mariotti et al. 2002)	667	483
Réanalyses NCEP 1979-93 (Mariotti et al. 2002)	680	494
Réanalyses CEP 1979-93 (Mariotti et al. 2002)	603	370
UWM/COADS, CMAP 1979-93 (Mariotti et al. 2002)	699	524
SOC, 1980-93 (Josey 2003)	740	-
NCEP/NCAR, 1980-93 (Josey 2003)	700	-
OM8-ERA 1961-99	693	511
OM8-ERA 1979-93	726	543
OM8-ARP 1961-99	901	719

TAB. 3 – Différents flux d'eau moyens pour la Méditerranée. E-P-R inclut la mer Noire.

nières lignes. Mariotti [8] donne $R = 175mm/an$ en incluant la mer Noire, et nous avons $R = 182mm/an$. Les réanalyses CEP moyennées sur 1979-93 dans Boukthir et Garnier (2000 [3]) et Mariotti [8] proviennent d'ERA15. Combiné à l'interpolation cela peut expliquer la différence avec OM8-ERA. Le bilan E-P-R d'OM8-ERA se trouve en limite inférieure des observations, et donc est théoriquement exploitable. Mais le modèle OM8-ARP est remarquablement bien équilibré, avec aucune dérive significative en sel, et un bilan E-P-R beaucoup plus fort que OM8-ERA. Cela explique pourquoi ce dernier nécessite un rappel en salinité de surface.

3.2 Variabilité interannuelle et comparaison avec la littérature.

Après avoir montré que les valeurs moyennes des flux d'ERA40 sur la Méditerranée sont compris dans les fourchettes des observations, on va étudier leur variabilité interannuelle. Pour cela on va se baser sur deux études, l'une sur le bassin méditerranéen dans sa totalité, l'autre plus ciblée sur la mer Égée.

3.2.1 Castellari et al., 2000 [4] : Simulation des processus de formation des masses d'eau en Méditerranée : influence de la fréquence du forçage atmosphérique.

Les auteurs testent deux fréquences de forçage, en utilisant les flux d'analyses du NCEP (National Center for Environmental Prediction) toutes les 12 heures (expérience D), puis des flux en moyenne mensuelle du COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) (expérience M). La période c'est 1980-1988. Il y a une correction du flux de chaleur équivalente à qrp. Deux expériences supplémentaires MS et DS ont été réalisées avec une correction de salinité dans le Golfe du Lion pendant la phase de préconditionnement (janvier) après s'être aperçus de la mauvaise circulation de l'eau levantine intermédiaire (LIW pour Levantine Intermediate Water) dans le bassin Ouest. Pour l'instant on ne s'intéresse qu'aux flux, l'étude des formations de masses d'eau interviendra plus tard.

1. Moyennes annuelles et saisonnières de qtot sur tout le bassin (tableau 4) :

   Les deux hivers les plus froids pour OM8-ERA sont 1987 et 1981. 1981 est aussi le plus froid de Castellari-D, puis vient 1987, donc les hivers froids sont bien présents avec ERA40, mais avec des flux plus faibles. Les étés les plus chauds de Castellari-D sont 1987 et 1988, et pour OM8-ERA ce sont 1987 et 1980. En moyenne les flux d'ERA40 sont plus faibles en hiver en considérant la valeur absolue puisqu'un hiver est d'autant plus froid que les flux sont fortement négatifs, mais plus forts en été. Par contre l'écart-type est plus faible tout le temps, et c'est cela qui est le plus frappant : même si la variabilité interannuelle des flux ERA40 est présente, elle est faible par rapport aux flux quotidiens NCEP.

2. Anomalies mensuelles du flux total de chaleur et norme de la tension de vent :

   Sur la figure 1 on donne les moyennes mensuelles sur le bassin entier, ainsi que sur le bassin de Méditerranée Ouest (MEDW) et le bassin Est

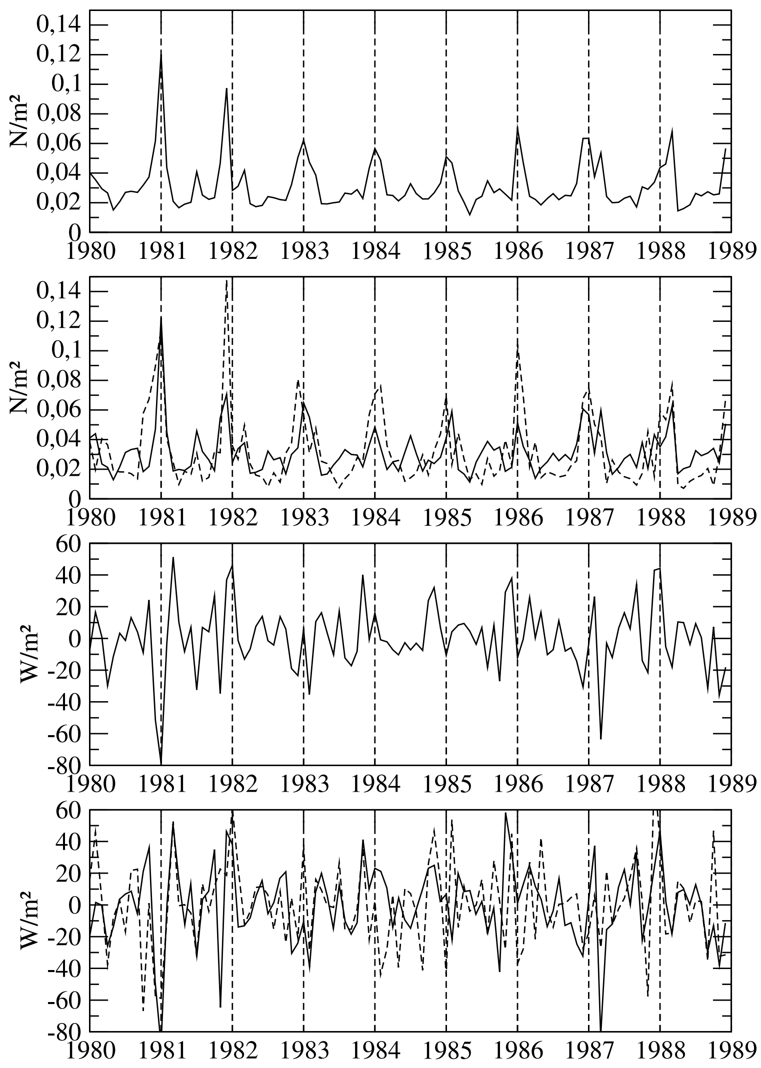

Fig. 1 – Moyennes mensuelles (OM8-ERA), de haut en bas : norme de tau sur le bassin entier, norme de tau sur MEDE (continu) et MEDW (tirets), anomalie mensuelle par rapport à la moyenne 1980-88 de qtot sur le bassin entier, idem sur MEDE (continu) et MEDW (tirets).

	OM8-ERA			Castellari-D		
Année	Moyenne	Hiver (jfm)	Été (jas)	Moyenne	Hiver (jfm)	Été (jas)
1980	-9.3	-90.9	90.5	-22.8	-101.0	90.4
1981	-6.4	-104.7	78.2	-20.6	-151.4	63.8
1982	-3.7	-83.7	87.9	-4.1	-68.3	70.9
1983	-4.5	-100.7	81.2	-4.0	-82.2	65.5
1984	-2.1	-90.0	79.3	-1.1	-83.5	74.1
1985	-1.1	-93.6	84.2	-3.6	-88.3	72.7
1986	-8.2	-89.9	83.9	-15.9	-109.7	74.2
1987	-4.1	-107.9	104.0	-7.4	-130.7	117.0
1988	-7.8	-87.4	78.1	-8.4	-101.4	90.0
moyenne	-5.2	-94.3	82.3	-9.8	-101.8	75.3
écart-type	2.8	8.2	8.2	8.0	25.9	18.9

TAB. 4 – Moyennes de qtot (W/m^2) sur tout le bassin, OM8-ERA et expérience D de Castellari.

(MEDE) tous deux séparés par le détroit de Sicile. Il est à noter que le bassin MEDE comprend l'Adriatique et la mer Égée.

La norme moyenne de tau sur la période et le bassin entier est de 3.2 $10^-2 N/m^2$, contre 4.5 $10^-2 N/m^2$ pour Castellari-D et 6.0 $10^-2 N/m^2$ pour Castellari-M, donc le stress du vent est nettement plus faible pour OM8-ERA. Pour information elle était de 3.4 $10^-2 N/m^2$ pour OM8-ARP sur la période 1961-1999 (en effet les années ne se correspondent pas et cela ne sert à rien de faire le calcul sur les mêmes années). On observe quand même un stress plus fort en janvier 1981 associé à une anomalie froide de qtot. Cette dernière est beaucoup plus marquée pour Castellari-M et Castellari-D, comme on le voyait aussi sur les moyennes hivernales du tableau 4. Le second pic du stress de vent pour OM8-ERA se situe en décembre 1981, il est même plus fort ce mois-là sur le bassin ouest que le pic précédent. C'est par contre en novembre 1981 que l'anomalie froide de qtot se remarque. Elle coïncide aussi avec une anomalie froide de Castellari-D sur le bassin Est. Le deuxième hiver plus froid pour OM8-ERA comme pour Castellari-D est l'hiver 1987. Enfin on peut également observer les pics secondaires des étésiens sur le bassin global, que l'on retrouve aussi sur MEDE, plus forts en 1981, 1982 et 1984 comme Castellari-M et Castellari-D, mais aussi en 1985. Cependant on remarque sur OM8-ERA comme Castellari-D et Castellari-M un stress de vent plus fort sur MEDW que MEDE, et le pic de janvier 1986 qui est commun.

En conclusion pour cette comparaison, on retient que la norme du stress de vent est beaucoup plus faible avec ERA40 que dans Castellari et al. (2000 [4]), mais on observe une bonne variabilité interannuelle, avec des anomalies nettes, en particulier janvier 1981 ou janvier 1986 sur MEDW. La faible résolution d'ERA40 permet quand même une matérialisation des étésiens chaque année. En ce qui concerne le flux de chaleur, les deux hivers les plus froids de la période, 1981 et 1987, sont bien identifiés.

	E-P (mm/jour)	E-P+erp (mm/jour)	qtot (W/m^2)	qtot-qrp (W/m^2)
OM8-ERA	2.40	3.53	-199	-185
SOC	3.27		-165	
NCEP/NCAR	2.5		-164	

TAB. 5 – Flux d'eau et de chaleur moyens 1980-1995 en mer Égée en hiver (NDJF).

3.2.2 Josey, 2003 [6] : Changements dans le forçage de chaleur et d'eau sur le bassin Est, et leur influence sur la formation d'eau profonde.

Les champs étudiés proviennent d'une climatologie du SOC (Southampton Oceanography Centre) et de réanalyses du NCEP/NCAR. Le but annoncé est d'obtenir une configuration des interactions air-mer favorable à l'Eastern Mediterranean Transient (EMT).

Interlude : qu'est-ce-que l'EMT ?

> Historiquement, on a toujours considéré que l'eau de fond du bassin Est de Méditerranée était principalement formée dans le sud de l'Adriatique, cascadant au fond du bassin Ionien au passage du détroit d'Otrante. Or après une campagne de mesure réalisée en 1995, Roether et al.(1996) a émis l'hypothèse que de l'eau profonde ait pu provenir de la mer Égée. En comparant avec une campagne de 1987, on s'est aperçu qu'une quantité non-négligeable d'eau profonde de Méditerranée Est avait été remplacée par cette nouvelle source. On a donc baptisé ce phénomène l'EMT, et bien sûr de nombreuses études ont fait suite pour essayer d'en comprendre le mécanisme. Ainsi, des conditions atmosphériques sévères et une réduction de l'apport d'eau douce venant de la mer Noire induisant une augmentation de salinité des eaux intermédiaires ont été évoqués.

On a vu tableau 3 que les flux E-P des deux origines sont du même ordre de grandeur, 740 et 700 mm/an. Pour le bassin Est elles passent à 850 et 810 mm/an respectivement. Concernant OM8-ERA, on passe de 734 mm/an pour le bassin entier sur la période 1980-1995 considérée dans l'article, à 823 mm/an pour MEDE.

La figure 2 présente les anomalies des flux E-P et qtot pour les mois novembre, décembre, janvier et février réunis (NDJF) de 1980 à 1995 et sur la mer Égée. Les années en abscisses sont celles du mois de janvier. Le ruissellement R et le terme de rappel erp étant constants en moyenne, ils n'interviennent pas dans les anomalies. Par contre le terme qrp d'ajustement à la température de surface varie, et on rajoute les anomalies de $qtot - qrp$, ce terme représentant uniquement la somme des flux solaires et non-solaires reçus du modèle atmosphérique. Cette figure est directement comparable à la figure 3 de Josey (2003 [6]) pour les données SOC et NCEP.

En moyenne, le tableau 5 indique un flux d'eau E-P d'ERA40 un peu faible en hiver sur la mer Égée par rapport aux autres sources de données, corrigé dans le sens d'une augmentation par le rappel en salinité.

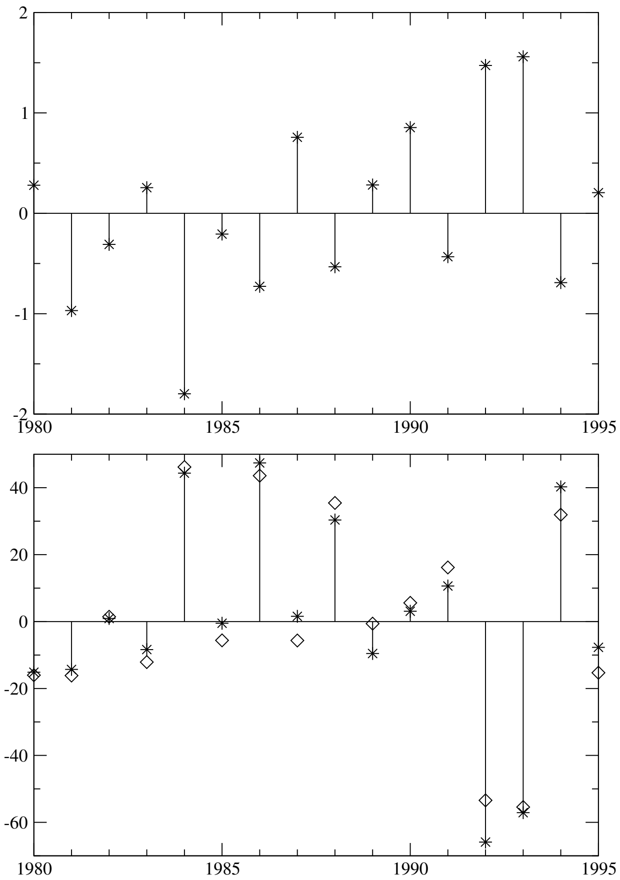

FIG. 2 – Anomalies NDJF sur Égée de E-P (mm/jour) et au-dessous de qtot en étoiles et $qtot - qrp$ en losanges (W/m^2) pour OM8-ERA de 1980 à 1995.

Les anomalies positives et négatives d'E-P correspondent exactement aux anomalies du SOC, elles-mêmes parfois de signes différents avec NCEP. L'anomalie positive en 1992 et 1993 est de l'ordre de 1.5 $mm/jour$ pour OM8-ERA et 0.05 $m/mois$ pour SOC soit 1.7 $mm/jour$. Les principales anomalies positives et négatives de qtot se retrouvent sur SOC et NCEP, mais les trois types de flux diffèrent légèrement sur les faibles anomalies. En 1992 et 1993 on retrouve les principales anomalies froides, de l'ordre de -60 W/m^2 pour tous.

Ainsi les conditions favorables à l'EMT recensées par Josey (2003 [6]) se retrouvent-elles avec les flux d'ERA40, à savoir des hivers très froids en 1992 et 1993 associés à des anomalies fortement positives du flux d'eau. Des eaux très froides et très salées en surface pourraient résulter de ces anomalies exceptionnelles, devenir très denses et plonger au fond du bassin par le phénomène de convection profonde hivernale. Ensuite il est possible que ces eaux très denses se propagent dans le bassin Est en passant de part et d'autre de la Crête.

Dans un second temps Josey (2003 [6]) a élargi la période d'étude de 1950 à 2002 avec NCEP/NCAR de façon à détecter d'autres hivers propices à l'EMT ainsi qu'à l'Adriatique. On retrouve autour de 1975 en mer Égée des anomalies de qtot équivalentes à celles de 1992-1993 et associées à des anomalies d'E-P positives autour de 0.025 $m/mois$ soit environ 0.8 $mm/jour$. Comme on sait que les ruissellements des fleuves étaient plus importants à l'époque, il se peut que la mer Égée, plus stratifiée, ait résisté à l'anomalie. Quant à l'Adriatique elle ne présente pas d'anomalie particulière en 1992-1993, ce qui a peut-être permis aux eaux profondes de mer Égée de se propager. La figure 3 reprend ces résultats pour OM8-ERA. Les anomalies d'E-P et qtot en 1975 et 1976 sont plus faibles. Les anomalies en mer Adriatique sont tout à fait cohérentes avec celles du NCEP/NCAR, mais plus faibles en flux de chaleur avec des maxima de l'ordre de 40 W/m^2 au lieu de 60 W/m^2.

En conclusion les conditions de surface relevées par Josey (2003 [6]) comme favorables à l'EMT sont bien présentes avec les flux d'ERA40. Il faut noter cependant que ce ne sont pas des facteurs suffisants, car il semblerait qu'en octobre 1991 l'EMT était déjà en cours. L'intensification de la tension du vent au début des années 1990, une modification du ruissellement en particulier de la mer Noire sont des facteurs mentionnés par d'autres auteurs. Donc même si les flux d'ERA40 sont favorables, il n'est pas évident que l'on observe l'EMT dans notre simulation.

4 Convection.

Nous avons maintenant matière pour évaluer quelques résultats plus précis de la simulation OM8-ERA, en commençant par la convection hivernale. La Méditerranée est l'un des quelques sites au monde où se produit de la convection profonde hivernale. Les trois types d'eaux profondes formés sont l'eau profonde de Méditerranée Ouest (WMDW pour Western Mediterranean Deep Water) dans le bassin Liguro-Provençal, l'eau profonde du bassin Levantin (LDW pour Levantine Deep Water) et l'eau profonde de Méditerranée Est (EMDW pour Eastern Mediterranean Deep Water) composée essentiellement d'eau profonde d'Adriatique (ADW pour Adriatic Deep Water). Il y a aussi l'eau profonde de mer Égée, dont il sera question dans le chapitre 6.

Dans le modèle OPA-Méditerranée on calcule une profondeur de la couche de mélange (mld pour mixed layer depth), qui est la profondeur minimale telle que le coefficient vertical de diffusivité reste inférieur à la limite 5. $10^{-4} cm/s^2$.

La figure 4 montre l'hiver moyen d'OM8-ERA et permet de vérifier que les zones de convection sont bien placées. Par bassin de convection on recherche ensuite la profondeur maximale de mld sur les moyennes mensuelles de décembre, janvier, février et mars réunis de chaque année, pour les expériences OM8-ERA et OM8-ARP (figure 5). Il faut préciser que les années ne sont pas comparables une à une à cause du modèle ARPEGE-Climat, et que les profondeurs sont sous-estimées d'environ 15% par rapport à la réalité en raison des moyennes mensuelles. Sur tous les bassins OM8-ERA produit des mld plus faibles que OM8-ARP. En mer Égée le maximum se produit en 1992 et 1993 avec OM8-ERA, signe de convection plus profonde ces années-là. Dans le bassin Levantin la mld est d'abord très profonde au début de OM8-ARP, pour revenir autour de 1000 m après 1970. La LIW, eau levantine intermédiaire, est plutôt mieux simulée avec OM8-ERA, ce qu'on voit aussi sur les sections. Dans le Golfe du Lion, OM8-ARP forcé par ARPEGE-Climat produit de la convection profonde

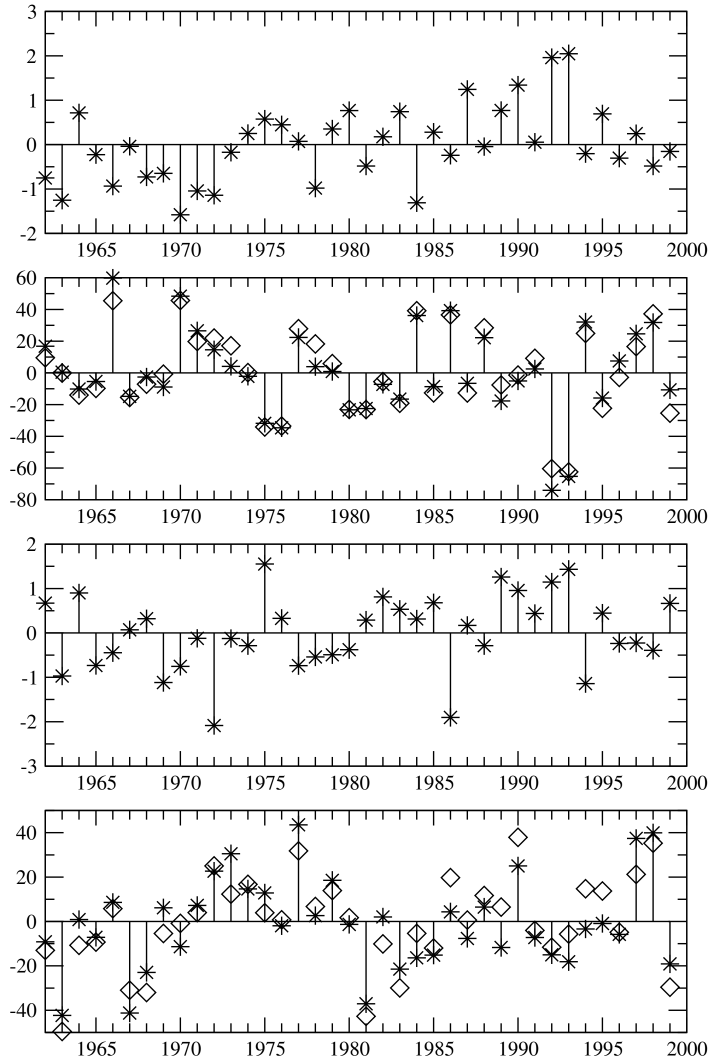

FIG. 3 – Anomalies NDJF sur Égée de E-P (mm/jour) et au-dessous qtot en étoiles et qtot-qrp en losanges (W/m^2) pour OM8-ERA de 1962 à 1999, puis la même chose sur Adriatique.

quasiment tout le temps. D'après les observations, on sait que c'est exagéré. Par contre la convection dans OM8-ERA n'est jamais profonde. Le problème provient probablement de la couche de surface qui est en hiver plus chaude et moins salée dans OM8-ERA que dans OM8-ARP, avec une forte différence de densité entre cette couche et la couche intermédiaire entre 200 et 800 m. Il est donc plus difficile lors des épisodes de convection hivernale de produire une eau suffisamment dense pour plonger jusqu'au fond. De plus le flux de chaleur moins froid dans OM8-ERA est aussi moins variable, ce que l'on voit aussi dans le tableau 4 en comparaison avec Castellari et al. (2000 [4]), et ce sont les flux beaucoup plus froids en hiver qui provoquent les épisodes d'autant plus convectifs. Certes, OM8-ARP produit de la convection profonde, mais on pourrait dire qu'elle en produit trop car Mertens et Schott (1998 [9]) par exemple montrent une fréquence moyenne de deux années sur trois. Le principal défaut de cette simulation est d'être trop froide en particulier en hiver.

5 Caractéristiques et formation de masses d'eau.

La production des différentes masses d'eau par convection profonde ou non est un facteur indispensable pour la circulation thermohaline. Si la simulation se déroule bien, on doit pouvoir évaluer les taux de formation de ces masses d'eau, et le fait que les flux ERA40 proviennent d'observations permet en plus de comparer avec d'autres études. On va encore se baser sur Castellari et al. (2000 [4]), qui donne des caractéristiques des masses d'eau et des taux de formation de la littérature.

5.1 Sections et caractéristiques des masses d'eau.

Le préalable au calcul de taux de formation est d'identifier les caractéristiques des masses d'eau pendant la simulation, car elles ne sont pas forcément conformes à celles de la littérature. Pour cela on va tracer quelques sections en hiver dans les bassins ciblés. Les sections sont tracées sur la figure 6 : 1 pour le golfe du Lion et la WMDW, 2 pour le bassin ionien et la EMDW, 3 pour le bassin Levantin et LIW et LDW. On représente sur ces sections les moyennes sur un mois donné de la température, la salinité, et la densité potentielles pour le champ R.

1. dans le Golfe du Lion, en février 1981 et 1985, la convection va jusqu'à 700 m environ (figure 7). La LIW est présente entre 500 m et 1000 m avec une température d'environ 14°C et une salinité de 38.5 psu. La fourchette de densité peut être définie par 28.85-29. Quant à l'eau de fond du bassin ouest, elle est d'une densité supérieure ou égale à 29 alors que dans la littérature elle est donnée à 29.10.
2. Pour ce qui est de la EMDW, on trace les sections de mars 1981, 1985, 1987 (figure 8). On passe dans le bassin ionien de 37 à 40 °N, puis en Adriatique jusqu'à 41.5°N. On observe de la convection jusqu'à environ 500 m en 1981 uniquement. Les caractéristiques de l'eau de fond de Méditerranée Est sont une température inférieure à 13.6°C, ce qui est froid par rapport à la littérature (13.7°C pour l'un, 14 à 14.10 °C pour l'autre), une salinité inférieure à 38.7 psu, ce qui est peu salé (respectivement 38.7 et 38.83 à 38.85), et on peut garder 29.10 comme densité.

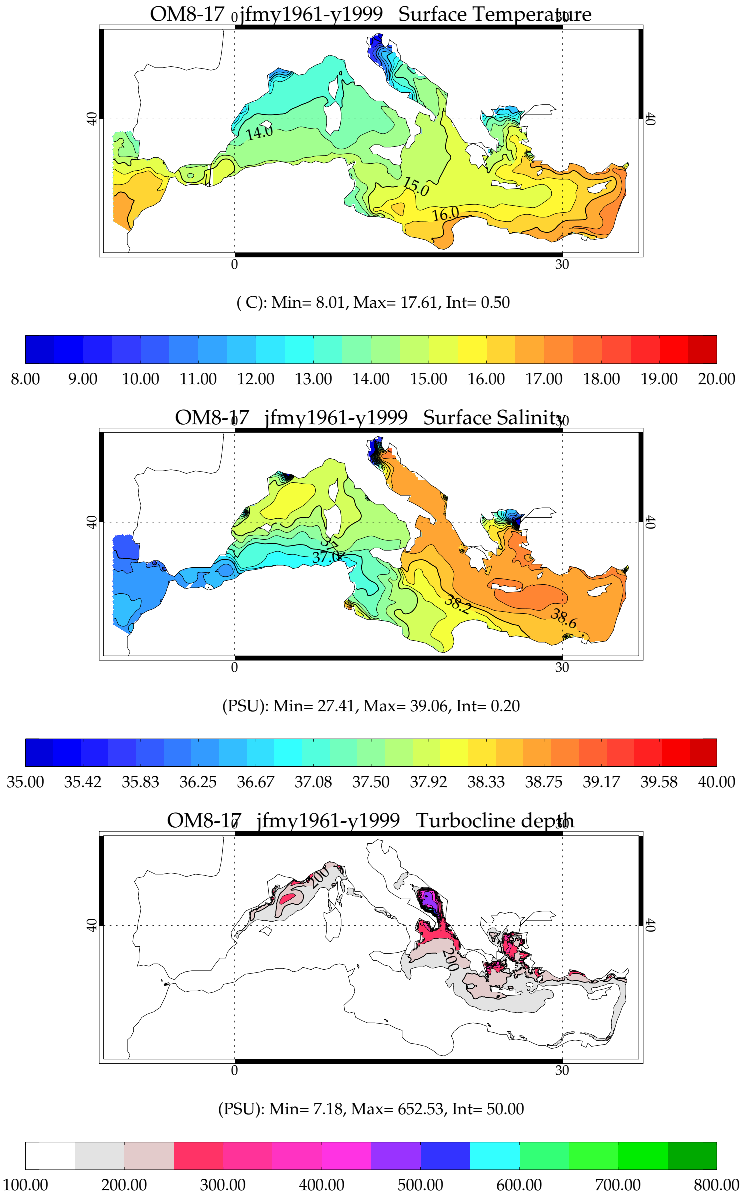

FIG. 4 – Hiver moyen d'OM8-ERA : température, salinité, et profondeur de couche de mélange.

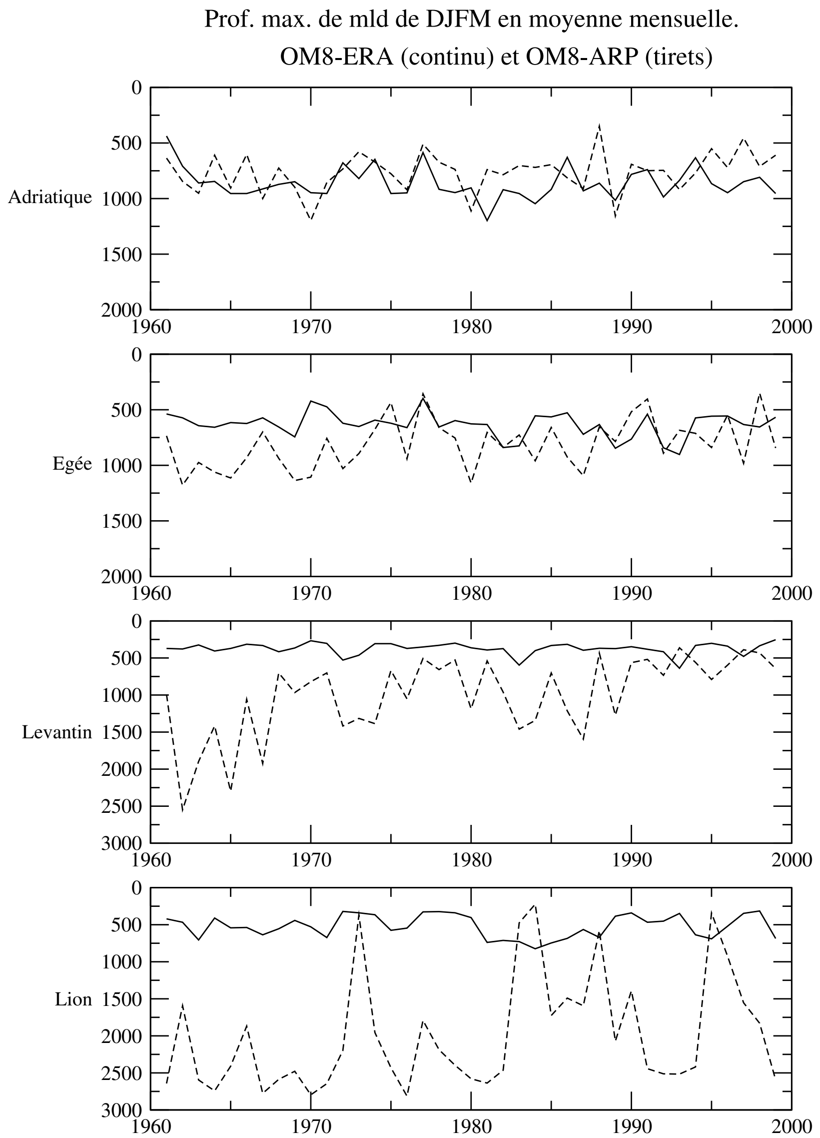

Fig. 5 – Profondeur maximale de la couche de mélange en m sur la période DJFM de chaque année.

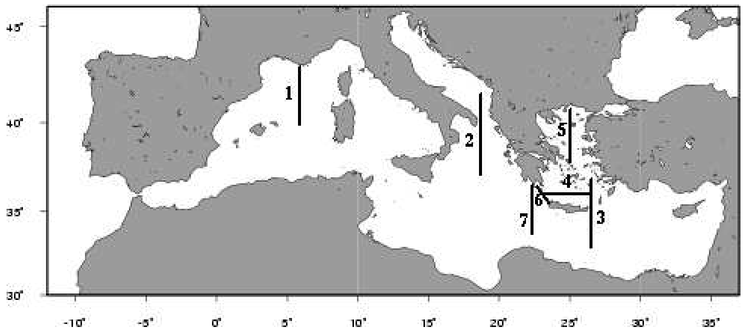

FIG. 6 – Sections.

masse d'eau	seuil en densité
LIW	28-85-29.10 (7 réf.)
LDW	$>$ 29.10 (2 réf.)
EMDW	$>$ 29.10 ou 29.20
WMDW	$>$ 29.10 (4 réf.)

TAB. 6 – Seuils de densité rappelés dans Castellari et al. (2000 [4]) selon les masses d'eau.

3. Dans le bassin Levantin en février 1981, 1983, 1987 (figure 9) la température de la LIW est comprise entre 14.20 et 15.0°C, soit un peu plus chaud que Castellari-D, et la salinité 38.75-38.80. La densité de la LIW serait plutôt ici de 28.85-29.05, un peu moins que la limite de 29.10 donnée dans la littérature.

5.2 Taux de formation.

Pour un bassin donné, on calcule mois par mois le volume d'eau correspondant à une fourchette de densité potentielle caractérisant une masse d'eau. Puis on calcule la différence (volume maximal dans une année janvier à décembre) - (volume minimal de l'année précédente). En effet le minimum se trouve en général en décembre, et le maximum entre février et avril. En divisant ce volume par $365 * 86400 * 10^{-6}$ on obtient un taux de formation en Sverdrup ($10^6 m^3/s$). Le principal problème reste de définir les seuils de densité. Dans Castellari et al. (2000 [4]) on trouve des seuils utilisés par différents auteurs (tableau 6).

Dans Castellari et ici, on calcule plutôt l'ADW puisqu'on prend le sud Adriatique. Le taux de formation moyen de LIW qui est avancé est de 1 à 1.5 Sv. La formation de LDW est plus sporadique, observée en 1987, 1990, 1991 et 1992. La fréquence de formation de EMDW ainsi que de WMDW est estimée de l'ordre de 3 ans et on parle d'un taux de formation en moyenne de 1 Sv.

1. Lorsque l'on calcule le taux de formation en prenant les densités supérieures à 29, seuil qui caractérise la WMDW, on obtient des valeurs quasiment nulles, et c'est logique puis que l'on n'a pas de convection profonde. Le second seuil de 28.85 permet de quantifier la convection intermédiaire, et le taux moyen est de 0.2 Sv, ce qui est très faible.

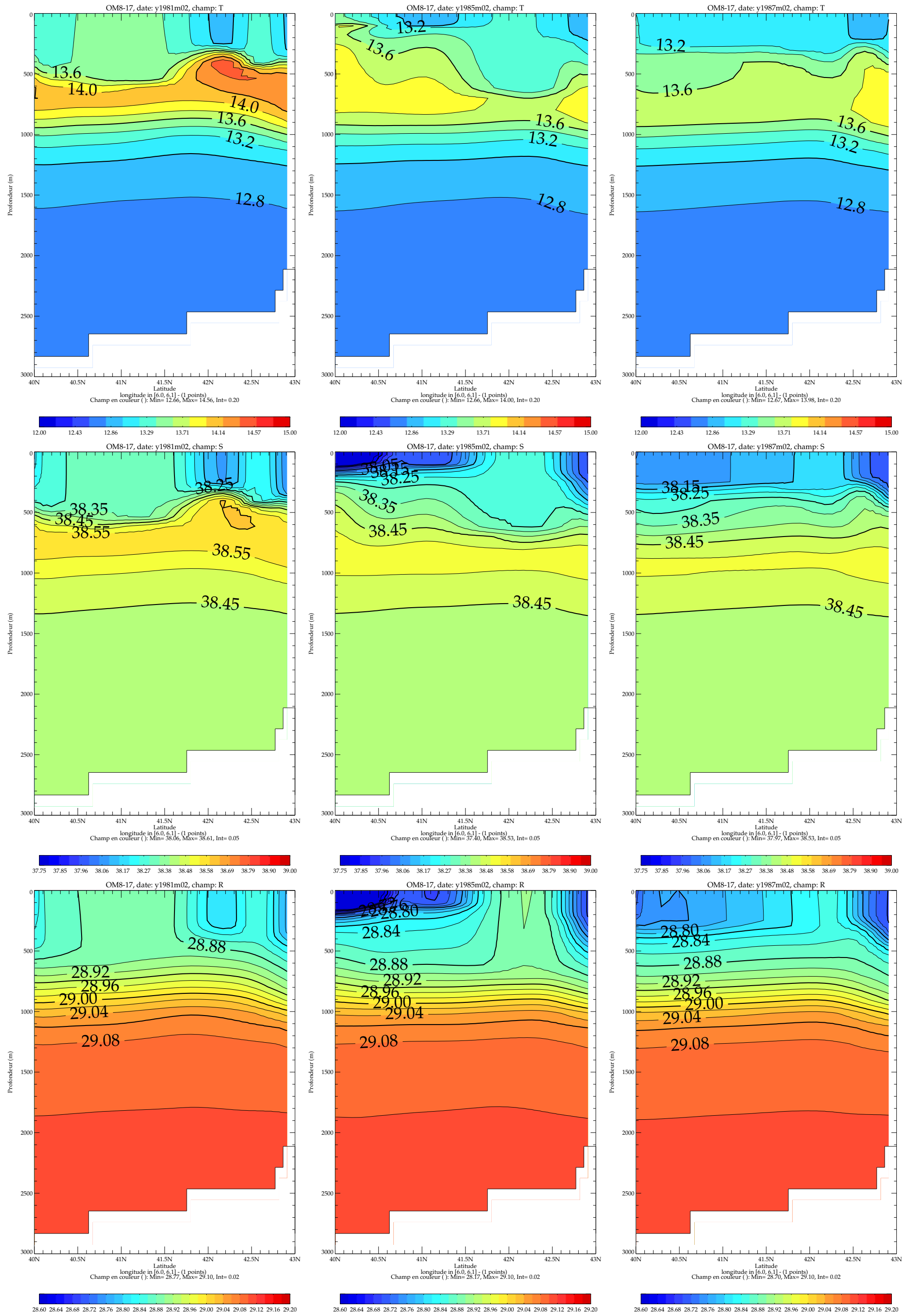

FIG. 7 – Section 1 en température (haut), salinité (milieu), et densité potentielles (bas) en février 1981 (gauche), 1985 (milieu), et 1987 (droit).

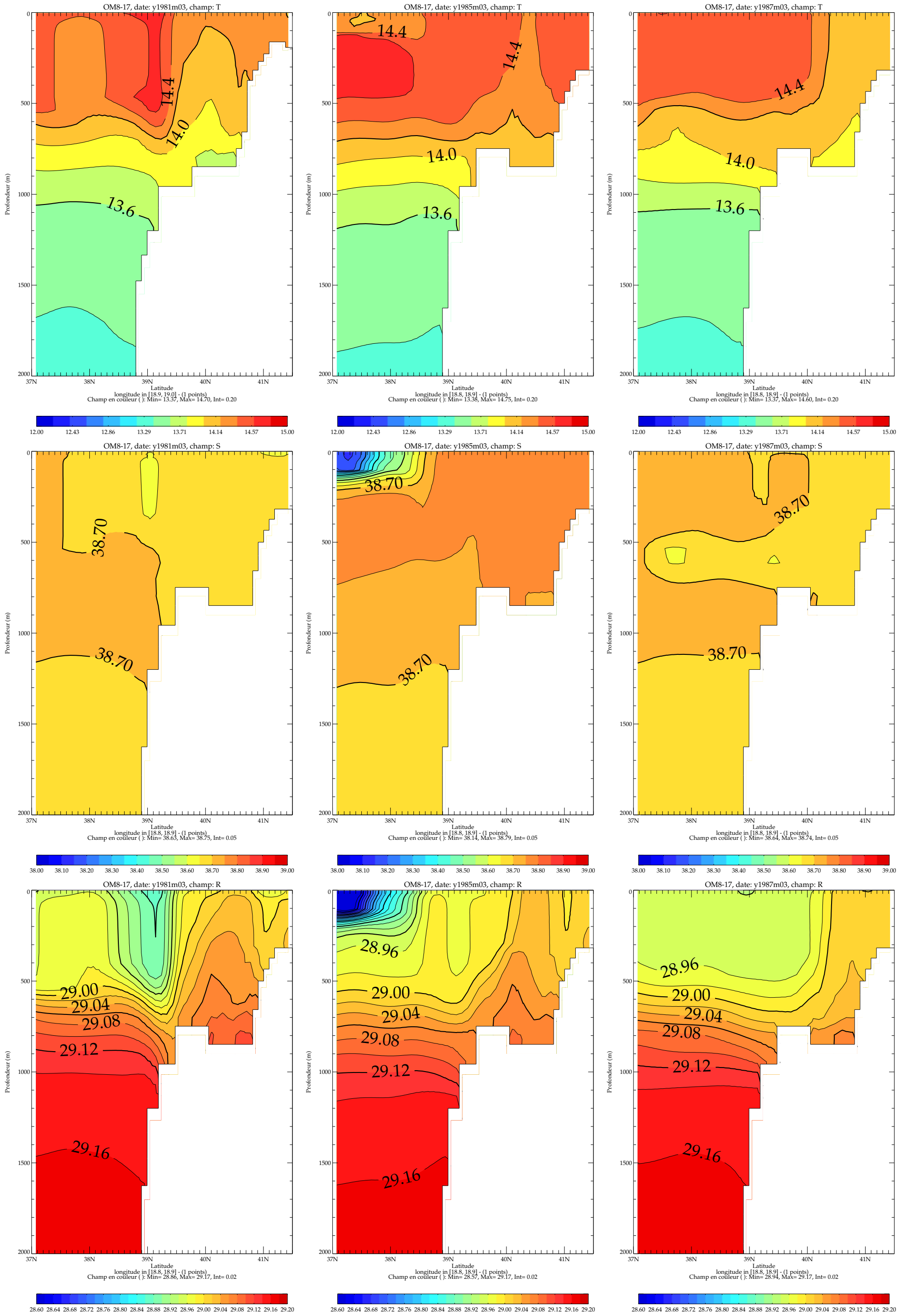

FIG. 8 – Section 2 en température (haut), salinité (milieu), et densité potentielles (bas) en mars 1981 (gauche), 1985 (milieu), et 1987 (droit).

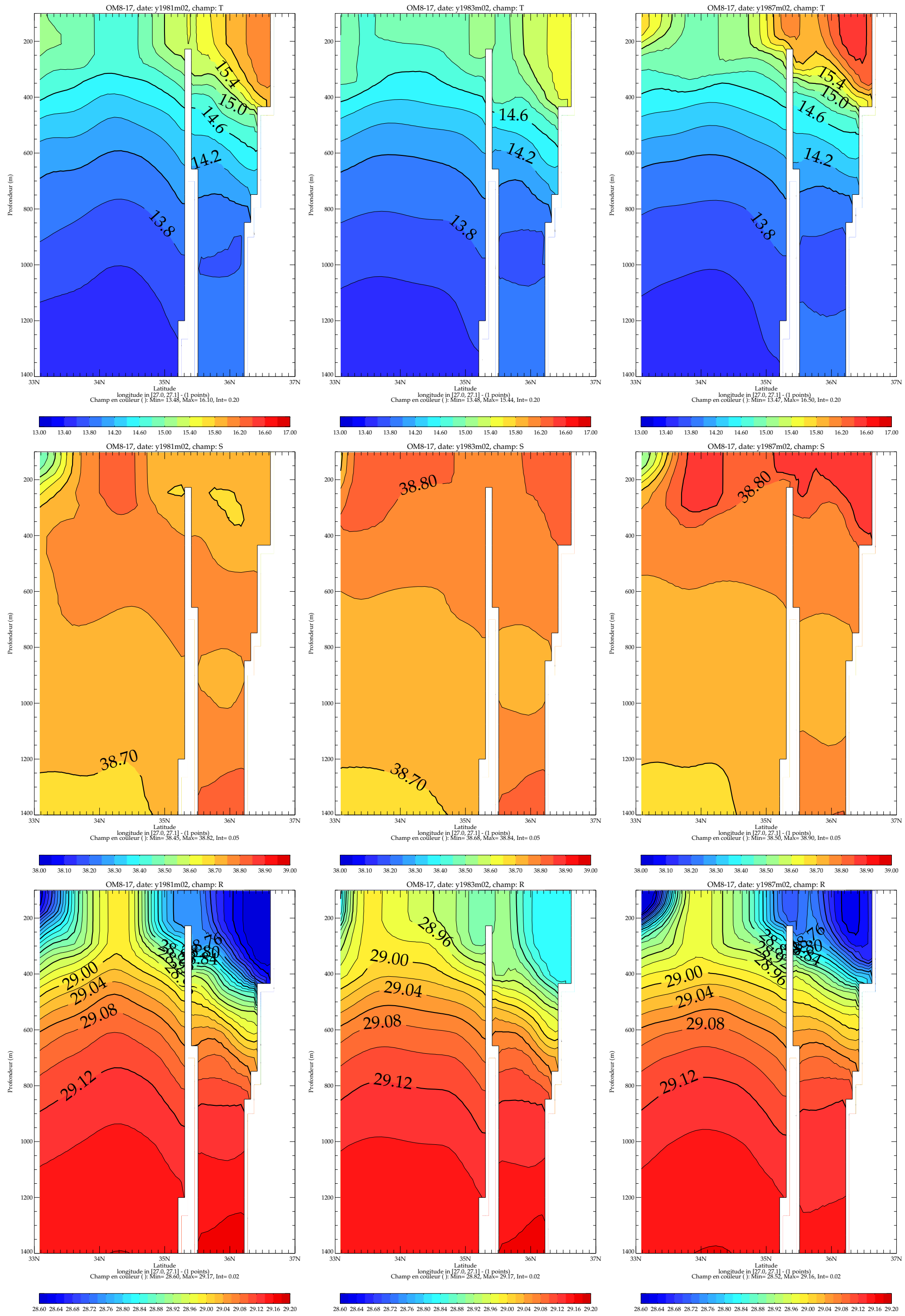

FIG. 9 – Section 3 en température (haut), salinité (milieu), et densité potentielles (bas) en mars 1981 (gauche), 1983 (milieu), et 1987 (droit).

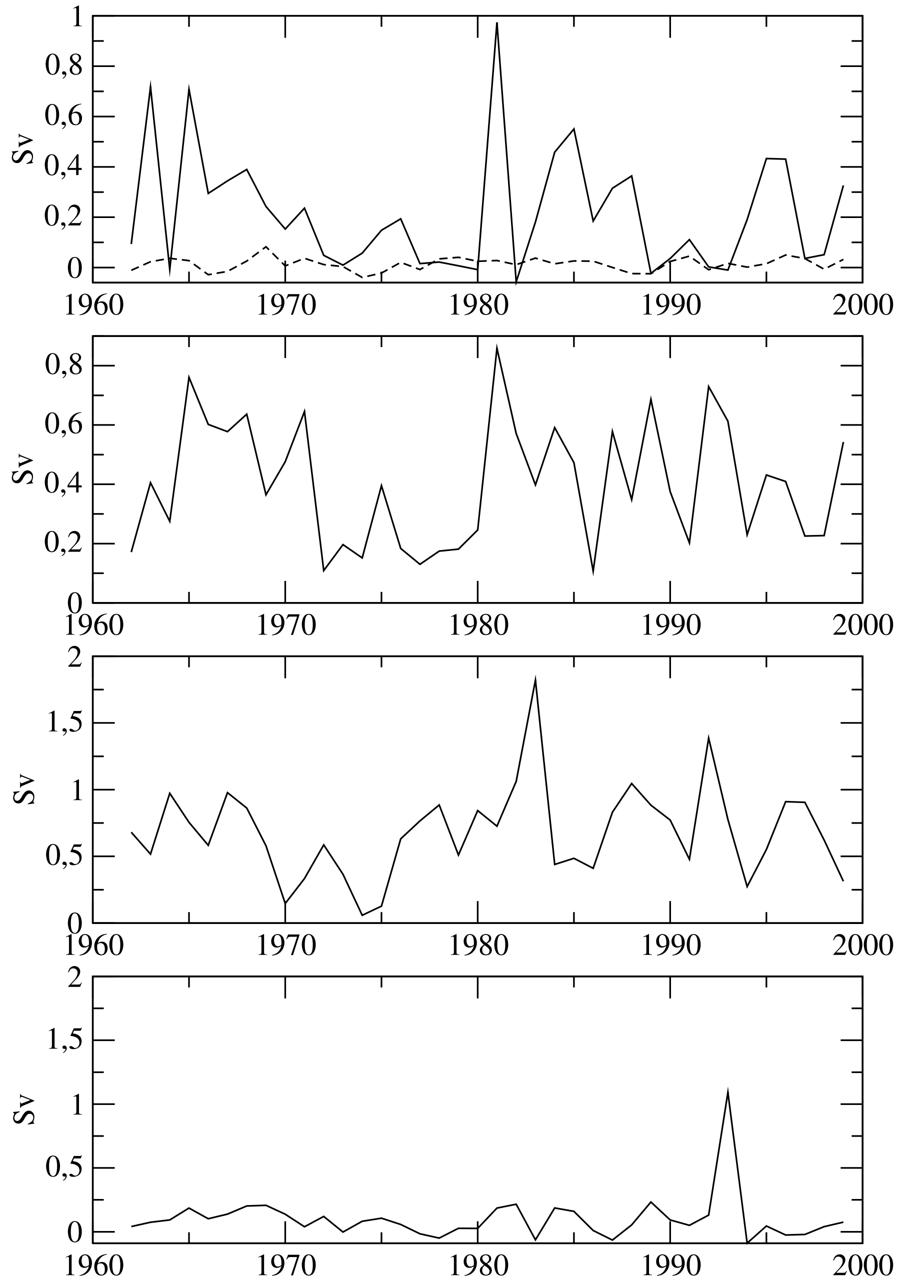

FIG. 10 – Taux annuels de formations dans OM8-ERA de WMDW (seuil 29. tirets, seuil 28.85), EMDW (seuil 29.05), LIW (seuil 28.85 à 29.05), et LDW (seuil 29.05) de haut en bas.

2. Le taux de formation d'ADW avec le seuil de 29.05 est en moyenne de 0.4 Sv, avec quelques pics entre 0.6 et 0.85 Sv, ce qui donne un résultat assez correct pour cette masse d'eau qui devrait cascader ensuite au seuil d'Otrante pour former l'EMDW.
3. Le taux moyen de formation de LIW avec une densité potentielle comprise entre 28.85 et 29.05 est de 0.7 Sv, donc un peu plus faible que les valeurs annoncées de 1 à 1.5 Sv.
4. Enfin le taux de formation de LDW, lorsque l'on choisit le seuil de 29.05, est en moyenne de 0.1 Sv donc négligeable. La seule année remarquable est 1993 avec un taux de 1.1 Sv. Cela correspond avec une convection un plus profonde que les autres années (cf figure 5).

Pour conclure la méthode de calcul donne donc des résultats cohérents et exploitables, bien qu'ils dépendent forcément des seuils choisis ; on montre encore une fois que la simulation OM8-ERA est de meilleure qualité dans le bassin Est que dans le bassin Ouest, avec non seulement une LIW bien représentée mais également des taux de formation corrects laissant présager une circulation thermohaline bien simulée.

6 Observe-t-on l'EMT dans la simulation OM8-ERA ?

Reprenons les éléments déjà mentionnés à ce sujet :

- Il faut reconnaître que l'hiver 1987 qui était le plus froid sur le bassin entier des années 1980-89 (tableau 4) n'est pas un hiver exceptionnel sur la mer Égée (cf figures 2 et 3).
- Les flux de chaleur et d'eau d'ERA40 présentent des anomalies respectivement négative et positive en 1992 et 1993, ce qui correspond aux critères donnés dans Josey (2003 [6]).
- La profondeur de la couche de mélange est plus importante en 1992 et 1993 en mer Égée et dans le bassin Levantin.
- 1993 est la seule année de formation de LDW.

En fait on va se baser sur deux axes de recherche pour se faire une opinion : la formation d'eau très dense en mer Égée, et le passage de cette eau vers la Méditerranée Est par les détroits qui séparent la Grèce et la Crète à l'ouest et la Turquie et la Crète à l'est.

De façon à déterminer le seuil de densité à utiliser pour le calcul du taux de formation d'eau profonde on réalise des sections aux mois de février 1987 (hiver le plus froid des années 80'), 1992 et 1993. La section traversant la mer de Crète (section 4 de la figure 6 et figure 11) montre une salinité très homogène ces années-là autour de 38.80 psu. La convection ne va pas jusqu'au fond le long de cette section, mais on peut déterminer que la densité de l'eau profonde est supérieure à 29.04. Cela pour le calcul du taux de formation, mais les sections montrent une eau de fond à 29.15 au nord à 29.18 au sud. C'est moins que les valeurs de 29.2 à 29.35 que l'on trouve dans Nittis et al. (2003 [10]) par exemple (autour de l'EMT). Zervakis et al. (2004 [13]) signale aussi comme un record de l'eau formée à 29.64 kg/m^3. La section méridienne dans la moitié nord de la mer Égée (section 5 de la figure 6 et figure 12) montre un convection profonde ces années-là, qui atteint le fond même si celui-ci n'est qu'à 800 m. On observe de l'eau très dense formée en 1993, puisque l'isopycne 29.1 remonte à la surface.

On calcule donc le taux de formation d'eau profonde sur les deux bassins Crète (mer Égée de latitude inférieure à 37°N), et Nord Égée (latitude supérieure à 37°N), avec différents seuils de densité (figure 13). Le taux de formation devient non-négligeable à partir de 1983 en Nord Égée et quel que soit le seuil. En particulier, ce qui confirme pour le bassin ce que l'on voyait sur les sections, les années 1992 et 1993 ont produit un volume important d'eau profonde de mer Égée. De plus on atteint des 0.6 Sv ce qui n'est pas négligeable en terme de volume créé. On peut remarquer que parfois le taux de formation est négatif, cela correspond aux années sans convection. La densité de la couche de fond ayant tendance à diminuer par mélange diffusif, la différence entre le volume maximal d'une année et le volume minimal de l'année précédente peut être négative.

Une des grandes difficultés de modélisation de la mer Égée réside dans l'apport en eau douce de la mer Noire. En effet, la mer Noire est un bassin de dilution, avec un bilan E-P-R négatif : il y a plus d'apport d'eau douce que d'évaporation en particulier par les fleuves dont le Danube. L'eau de mer Noire peu salée entre en surface dans la mer Égée par le détroit des Dardanelles, tandis que l'eau de mer Égée sort en-dessous, car plus salée donc plus dense. On a vu dans la présentation du modèle que la différence entre les flux entrants et sortants est traitée comme l'apport d'un fleuve. Dans la simulation OM8-ERA et en général, le bilan d'eau de la mer Égée (E-P-R+erp) est négatif, et cela provient de l'importance du ruissellement. C'est donc aussi un bassin de dilution mais Zervakis et al. (2004 [13]) le caractérise en bassin de concentration par le fait que la densité des eaux des cavités les plus profondes est supérieure à celle des eaux les plus profondes à l'extérieur du bassin. C'est une conséquence des échanges de chaleur et de l'apport de l'eau Levantine chaude et salée. Dans le modèle OPA-Méditerranée la densité maximale en mer Égée n'est pas plus élevée qu'à l'extérieur, mais est équivalente. Dans les publications récentes comme Nittis et al. (2003 [10]), on commence à traiter les flux entrant et sortant en deux couches. Cela leur permet de préciser leur salinité, et de les modifier avec une diminution de 25% en 1989-1990 et 15% en 1992-1993.

Donc pour en revenir à l'EMT, la figure 14 montre le profil moyen annuel de densité sur la section 6 entre la Crète et le Péloponnèse. C'est par ce détroit principalement que l'eau sort de la mer Égée vers le bassin Ionien. Le détroit situé à l'est entre la Crète et la Turquie laisse au contraire majoritairement la voie à l'eau Levantine, pour finalement un bilan nul de transport vers la mer Égée. La moyenne de 1981-1999 est portée en gras, et l'on voit nettement ressortir le profil de l'année 1993 (continu gris à droite) avec une densité plus élevée jusqu'à 700 m mais aussi plus homogène sur la verticale puisque l'écart avec les autres courbes diminue avec la profondeur, pour donner finalement une densité légèrement inférieure au fond. L'eau qui sortira entre 300 et 600 m cette année-là aura une densité comprise entre 29 et 29.05 kg/m^3 contre 28.85 à 29 en moyenne. L'année 1992 en tirets noirs ressort également jusqu'à 300 m.

Lorsque l'on calcule le transport en Sverdrup à travers les détroits à l'est et à l'ouest de la Crète (non-montré), on n'obtient pas d'anomalie particulière pour les années 1992 et 1993, mais simplement un maximum local. C'est à partir de mars 1993 sur la figure 15 que la cheminée de densité comprise entre 29.02 et 29.04 matérialise probablement l'eau qui provient de mer Égée. Le phénomène s'amplifie jusqu'en mai 1993 avec l'isopycne 29.06 qui remonte, pour

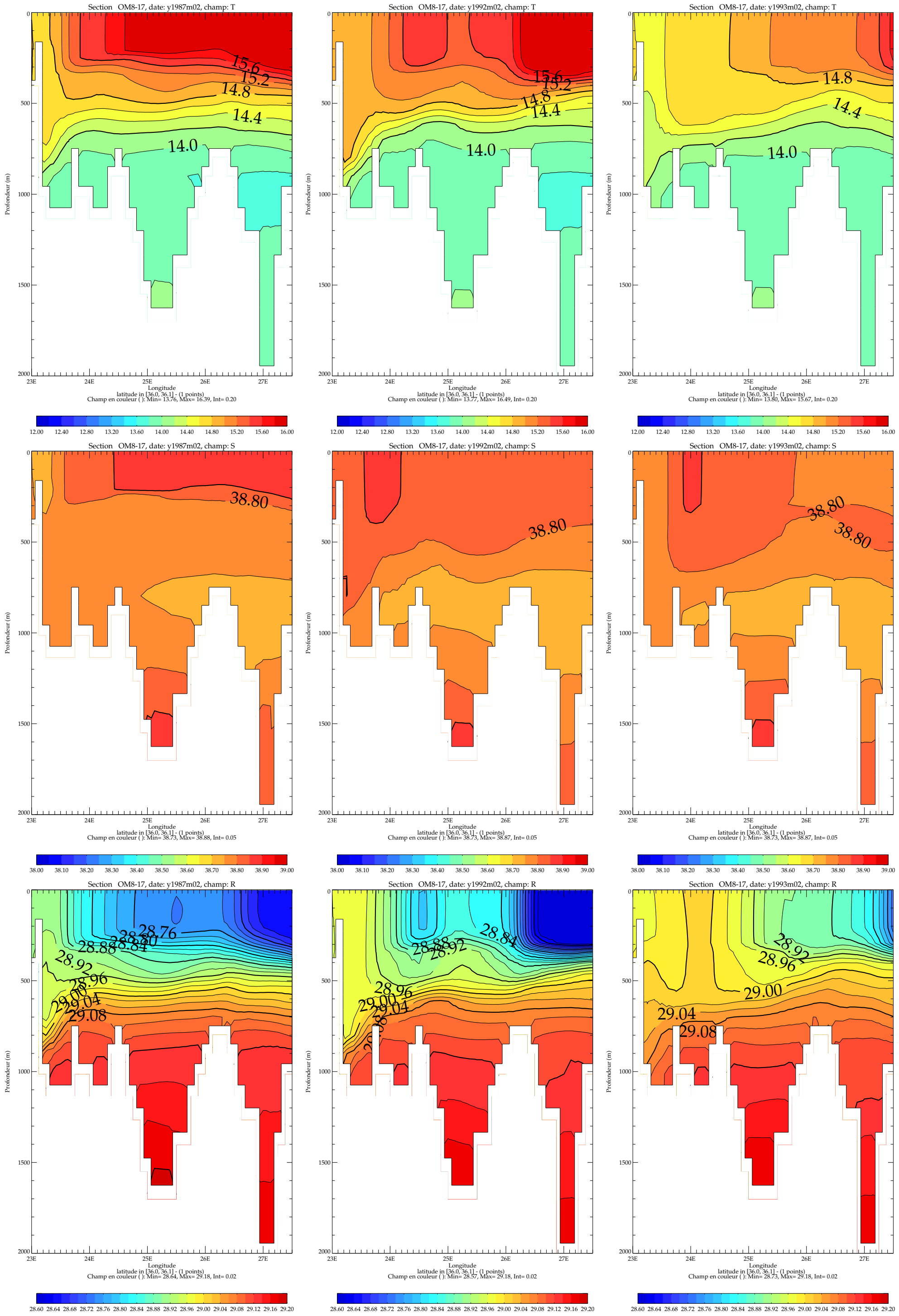

FIG. 11 – Section 4 en température (haut), salinité (milieu), et densité potentielles (bas) en février 1987 (gauche), 1992 (milieu), et 1993 (droit).

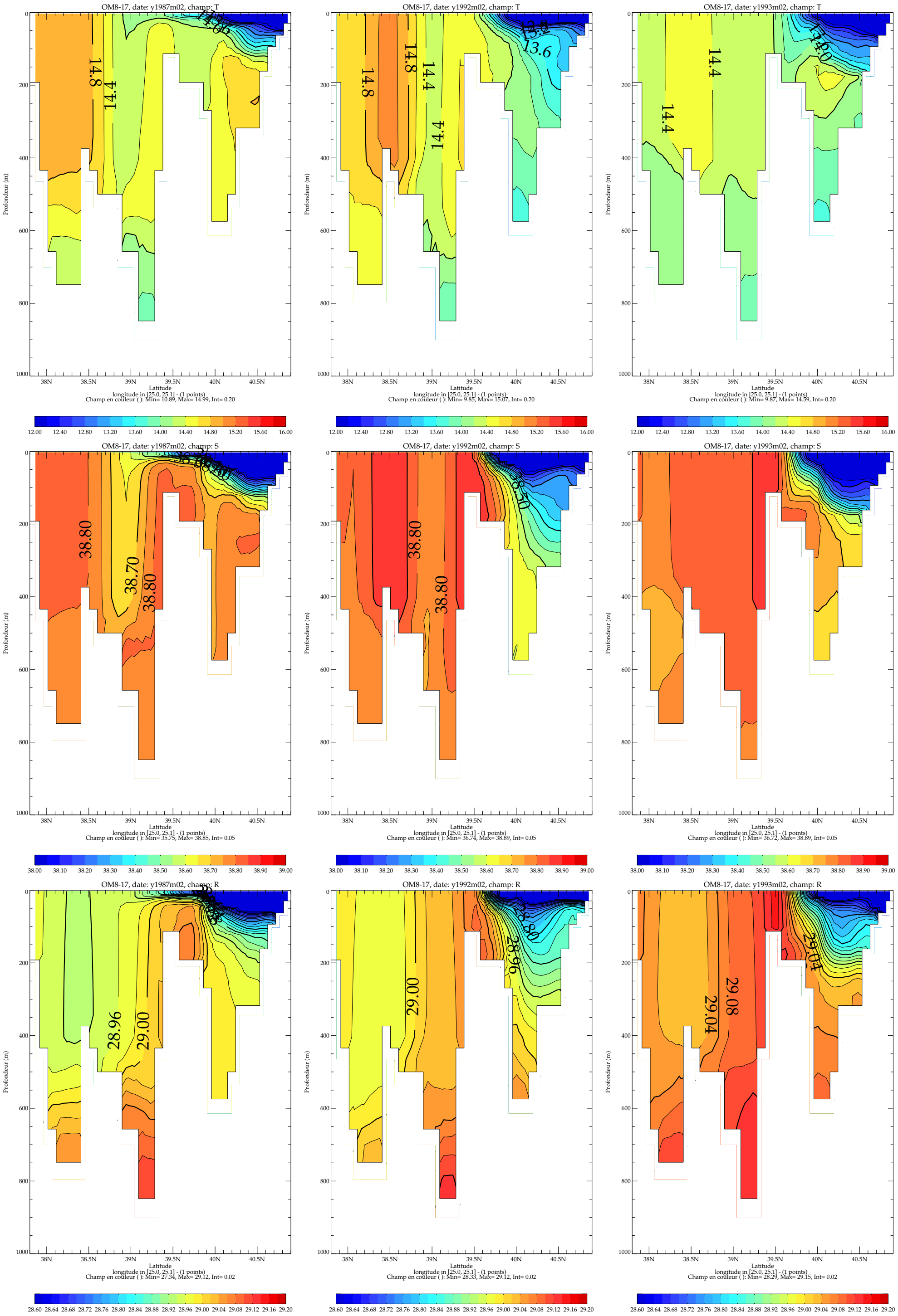

FIG. 12 – Section 5 en température (haut), salinité (milieu), et densité potentielles (bas) en mars 1987 (gauche), 1992 (milieu), et 1993 (droit).

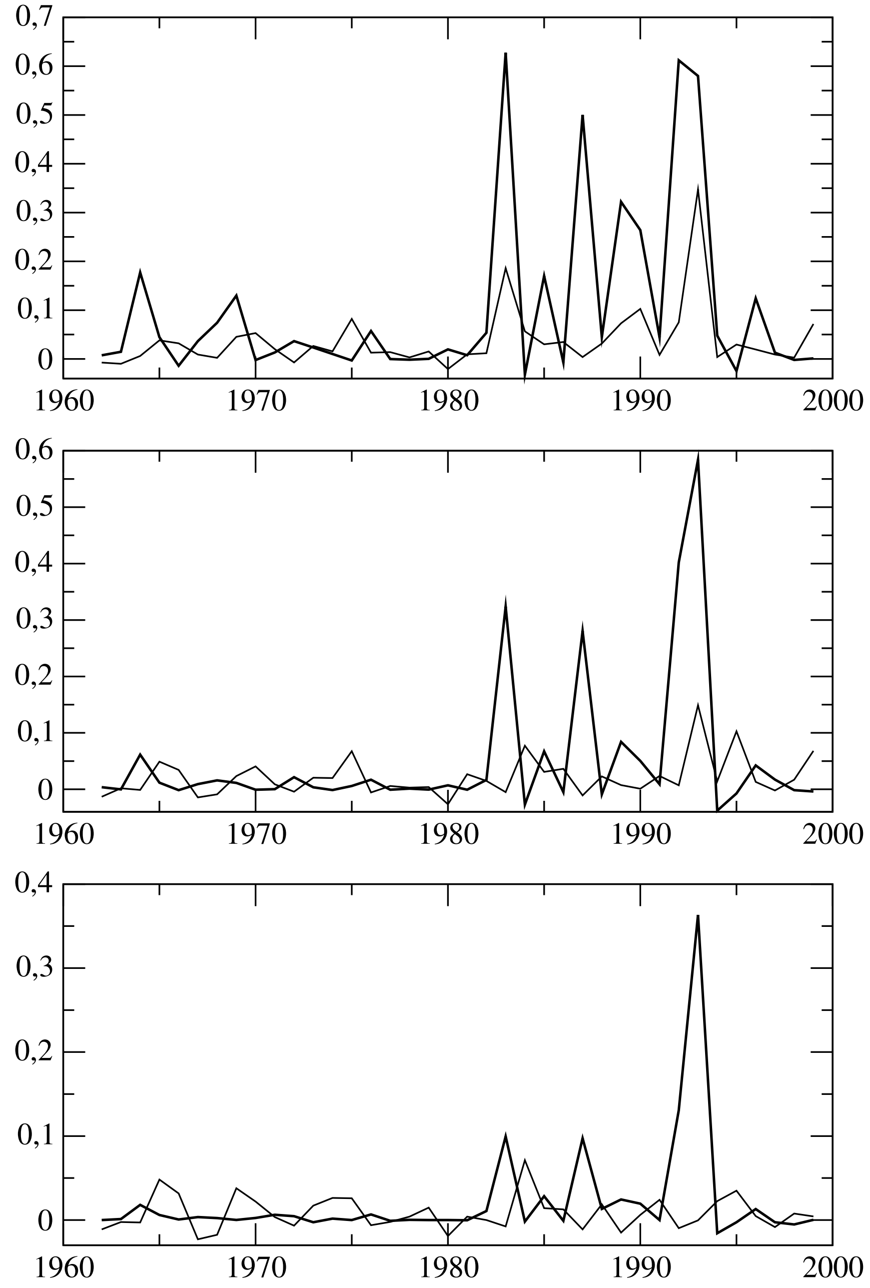

Fig. 13 – Taux annuels de formation d'eau profonde dans OM8-ERA calculés dans les bassins Crète (trait fin) et Nord Égée (trait épais) : seuil 29 (haut), 29.05 (milieu), et 29.1 (bas).

diminuer ensuite. Mais ce que l'on constate avec une pointe de tristesse, c'est que finalement l'eau qui est produite n'est pas assez dense pour plonger au fond et modifier l'eau de fond de Méditerranée Est. Elle reste entre 200 et 600 m, pour se propager ensuite sous forme de tourbillons. On ne produit pas de l'eau assez lourde. Parmi les raisons que l'on peut invoquer figure la prise en compte de la mer Noire sous forme de fleuve climatologique. Le traitement en deux couches permettrait de faire varier à la fois la salinité et les flux pour rendre compte de la diminution du ruissellement évoquée parmi les facteurs jouant un rôle dans l'EMT. Une diminution de ruissellement induirait la possibilité de former des eaux plus denses. Il y a aussi le rappel en salinité avec une valeur mensuelle moyenne appliquée à tout le bassin méditerranéen. Ce rappel est très lissé par rapport au rappel moyen mensuel uniquement sur la mer Égée : si l'on utilisait ce dernier on aurait peut-être une salinité plus forte, une plus forte augmentation au moment de l'EMT, et donc des eaux suffisamment denses pour plonger à leur sortie vers la Méditerranée Est.

7 Conclusion

Nous avons utilisé ici les flux et la température de surface de la réanalyse ERA40 du CEP pour forcer le modèle OPA-Méditerranée. La comparaison avec d'autres sources de données montre que les flux de chaleur et d'eau sont du même ordre en moyenne annuelle, mais que la variabilité interannuelle est plus faible, ainsi que la variabilité saisonnière. Cela a pour effet de faire disparaître la convection hivernale dans le Golfe du Lion, très dépendante des coups de froid violents des mois d'hiver.

Un étude plus poussée des flux sur la mer Égée a permis de mettre en évidence des anomalies de flux de chaleur et de bilan d'eau en 1992 et 1993, respectivement négatives et positives, éléments favorables à l'Eastern Mediterranean Transient d'après Josey (2003 [6]). On observe une convection plus profonde en mer Égée et la formation d'eau de densité supérieure à 29.05 kg/m^3 de l'ordre de 0.6 Sv en 1993. Cette eau va effectivement sortir en Méditerranée Est par le détroit à l'ouest de la Crète, mais ne plongera pas au fond de ce bassin car sa densité n'est pas assez forte. C'est donc à un mini-EMT que l'on assiste, et c'est déjà très encourageant car cette simulation n'est pas particulièrement travaillée pour la simulation de l'EMT, avec un ruissellement climatologique de la mer Noire et un rappel moyen mensuel en salinité de surface identique pour toute la Méditerranée.

De même, on pourrait se focaliser plus particulièrement sur le bassin Ouest, de façon à comprendre pourquoi le modèle ne produit pas de convection profonde dans cette simulation.

Ou bien rechercher d'éventuels signaux de changement climatique, comme l'évolution de la température et la salinité des eaux de fond du bassin Ouest.

Ce n'est donc pas une étude exhaustive, mais elle a permis de mettre en oeuvre différents diagnostics et de montrer le fonctionnement tout à fait cohérent du modèle OPA-Méditerranée forcé cette fois-ci par des flux issus des observations. Et la prochaine étape consistera à utiliser des flux d'Aladin-Climat forcé par ERA40, qui permettront d'allier la variabilité des observations avec la résolution plus fine de la grille sur la Méditerranée.

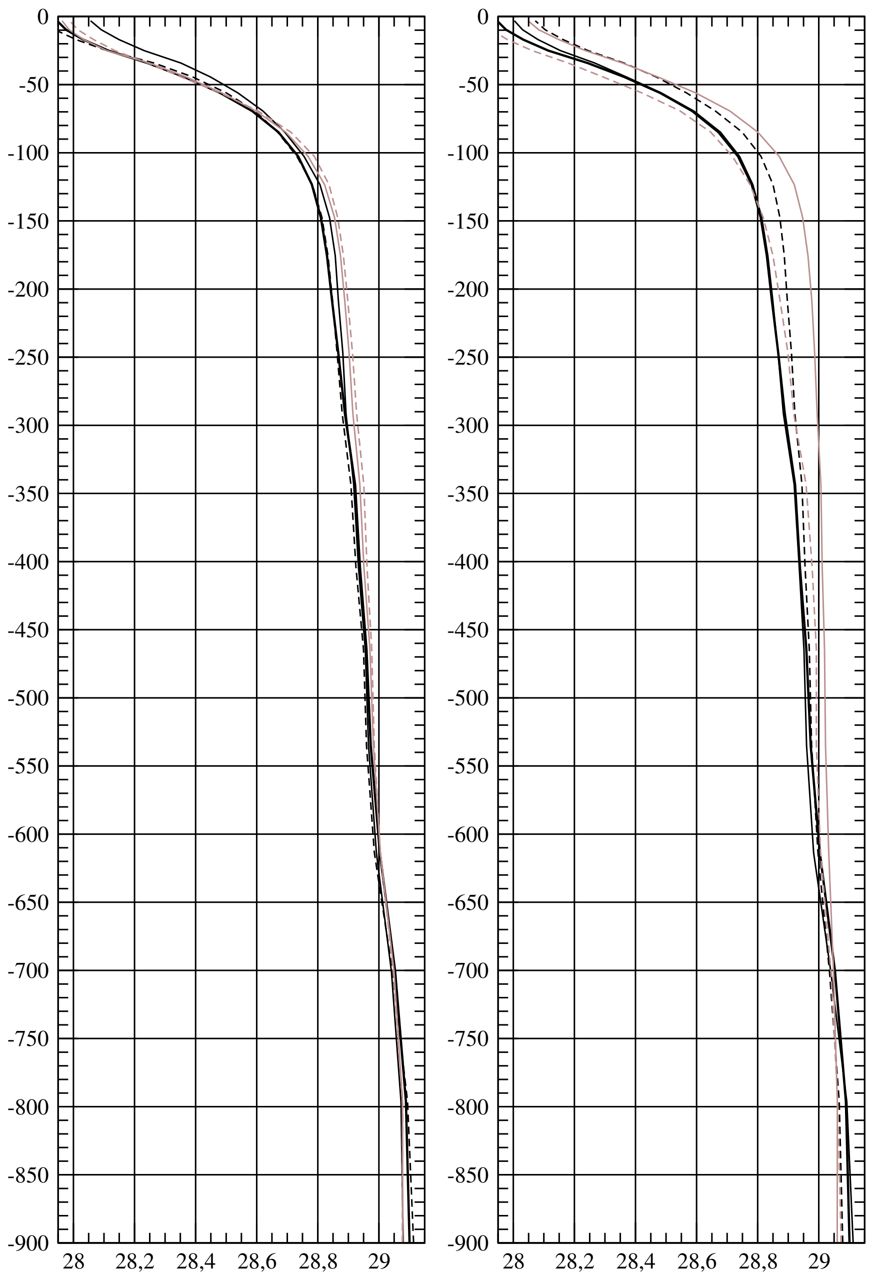

Fig. 14 – Profils annuels de densité à la section 6 : à gauche moyenne 1981-1999 en gras, 1987 en trait fin noir, 1988 en tirets noirs, 1989 en trait gris, 1990 en tirets gris, idem à droite avec moyenne 1981-1999 (gras), 1991 (fin noir), 1992 (tirets noirs), 1993 (fin gris) et 1994 (tirets gris).

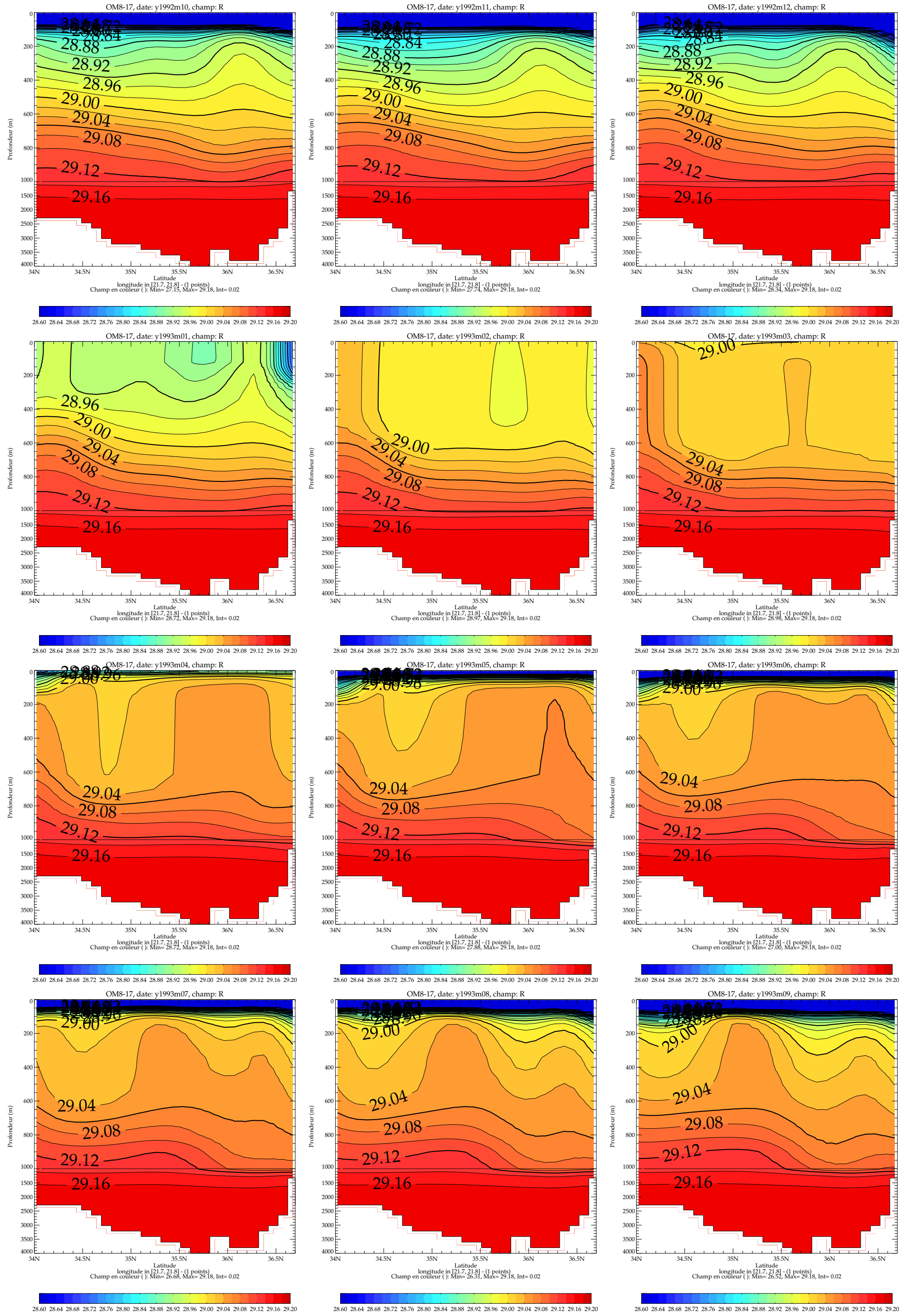

Fig. 15 – Section 7 en densité en moyenne mensuelle d'octobre 1992 en haut à gauche à septembre 1993 en bas à droite.

Références

[1] El Akkraoui, A., S. Faroux, L. Gonard, 2003 : *Relations flux-température en Méditerranée à l'échelle interannuelle*, Projet de climatologie, document interne ENM.

[2] Béranger, K., 2001 : *Modélisation aux équations primitives à très haute résolution de la circulation générale de la Méditerranée*, Rapport octobre 2001, marché 99 87 036 lot 1.

[3] Boukthir, M., B. Barnier, 2000 : *Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project*, Journal of Marine Systems, 24 (2000), 343-354.

[4] Castellari, S., N. Pinardi, K. Leaman, 2000 : *Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean Sea : Influence of the time frequency of the atmospheric forcing*, Journal of Geophysical Research, vol. 105, n. C10, pp 24157-24181.

[5] Drillet, Y. et al. 2000 : *Rapport de projet MERCATOR Expérimentations PAM*, CERFACS, diffusion interne, novembre 2000.

[6] Josey, S.A, 2003 : *Changes in the heat and freshwater forcing of the Eastern Mediterranean and their influence on deep water formation*, Journal of Geophysical Research, vol. 108, n. C7, 3237.

[7] G. Madec et al., 1998 : *OPA 8.1, Ocean General Circulation Model, Reference Manual*, Notes du pôle de modélisation, No. 11, IPSL

[8] Mariotti, A., M.V. Struglia, N. Zeng, K.-M. Lau, 2002 : *The hydrological cycle in the Mediterranean Region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea*, Journal of Climate, vol. 15, pp. 1674-1690.

[9] Mertens, C., F. Schott, 1998 : *Interannual variability of deep-water formation in the Northwestern Mediterranean*, Journal of Physical Oceanography, vol. 28, pp. 1410-1424.

[10] Nittis, K., A. Lascaratos, A. Theocharis, 2003 : *Dense water formation in the Aegean Sea : numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient*, Journal of Geophysical Research, vol. 108, n. C9, 8120.

[11] Stanev, E.V., P.-Y. Le Traon, E.L. Peneva, 2000 : *Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing : Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea.* Journal of Geophysical Research, vol. 105, n. C7, pp. 17203-17216.

[12] Vörösmarty, C.J., B. Fekete, B.A. Tucker, 1996 : *River Discharge Database, Version 1.0 (RivDIS v1.0), Volumes 0 through 6. A contribution to IHP-V Theme 1.* Technical Documents in Hydrology Series. UNESCO, Paris.

[13] Zervakis, V., D. Georgopoulos, A.P. Karageorgis, A. Theokaris, 2004 : *On the response of the Aegean Sea to climatic variability : a review*, International Journal of Climatology, 24, 1845-1858.