
Analyse de la circulation dans le bassin Ionien

IV.1 Introduction :

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

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

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

IV.2 La circulation superficielle

IV.2.1 La circulation superficielle moyenne :

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

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

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

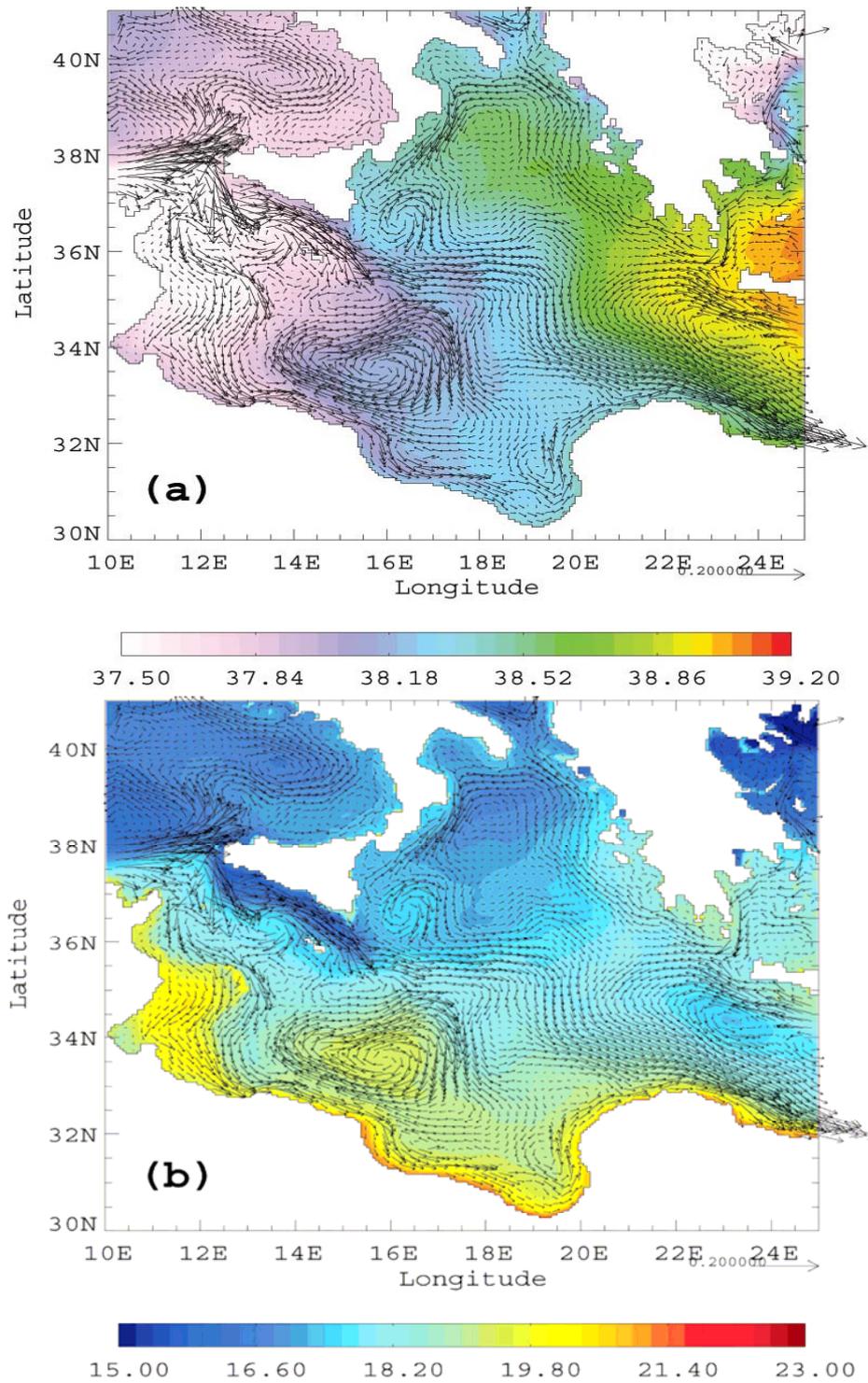


Fig 4.1 : Une moyenne des premiers 50 m de profondeur sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/20 cm s⁻¹ (a) vitesse sur la salinité, (b) vitesse sur la température.

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

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

La première branche s'écoule le long de la côte sicilienne vers l'est en passant entre la Sicile et Malte pour donner naissance à un jet puissant qui correspond bien à l'AIS. Le minimum de température associé à ce courant est probablement dû à l'*upwelling* le long de la côte de la Sicile. Au centre du bassin, l'AIS s'élargit et forme des méandres et des tourbillons dans son trajet vers le passage de Crète en accord avec Korres *et al.* (2000a). La Figure (4.2a,b) présente le profil vertical des courants zonaux à travers le BI à 16.5°E et à 18°E respectivement. L'AIS est bien identifiable à ~35.5°N (La flèche Fig.4.2a, b) par un jet étroit d'une largeur de ~100km. Sa signature, d'une salinité <38.6 et d'une vitesse >5cm.s⁻¹, est identifiable jusqu'à une profondeur supérieure à 100m.

Le modèle montre que l'AIS est un jet permanent et intense avec une vitesse moyenne supérieure à 20 cm.s⁻¹ en surface, ce qui correspond bien à celui révélé par les campagnes POEM et GOIN-URSS [Hecht & Gertman (2001)], et en cohérence avec Nielsen (1912), Ovchinnikov (1966) et Pinardi & Masetti (2000), mais en désaccord avec le schéma de Hamad (2003).

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

Les deux courants, l'AIS et le LC se rejoignent au cap Syrte (21°E/33.5°N) pour engendrer un courant côtier intense qui longe la côte africaine du BL (je l'appellerai l'*Egyptian Current* (EC)).

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

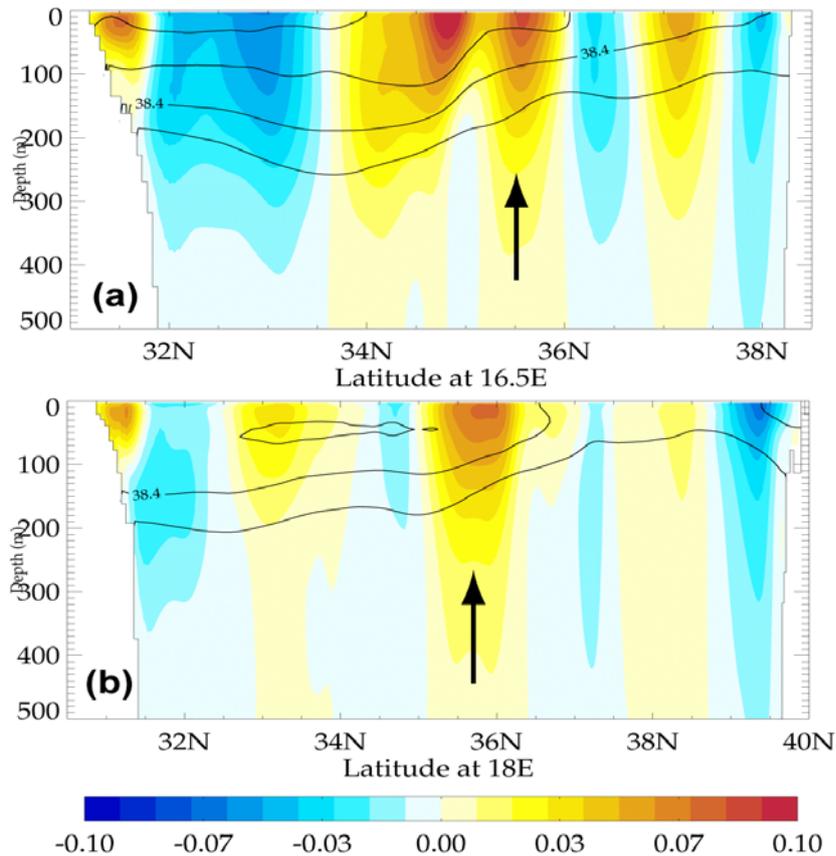


Fig.4.2 : Sections méridiennes des champs moyennés sur les 13 dernières années de la salinité superposée sur la vitesse zonale, les valeurs positives (en rouge) et négatives (en bleu) indiquent la vitesse vers l'Est et l'Ouest respectivement. Les contours indiquent les isohalines 38.6 caractéristiques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

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

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

IV.2.2 L'activité à méso-échelle :

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

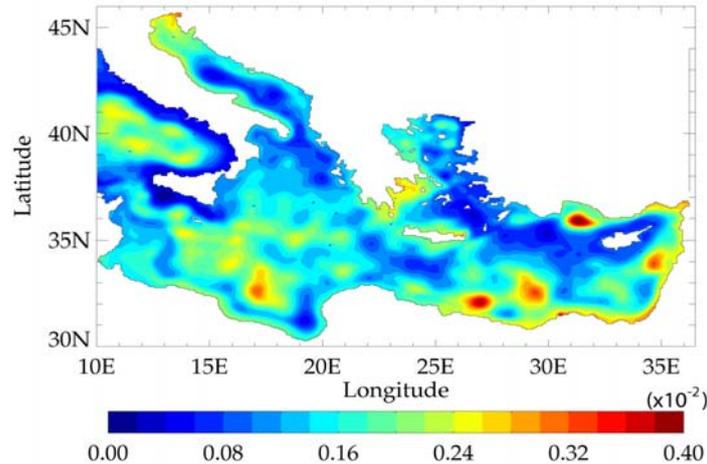


Fig.4.3 : La variance de la hauteur dynamique de la surface de la mer (SSH) moyennée sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07.

IV.2.2.1 Les anticyclones dans le BI central :

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

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

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

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

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

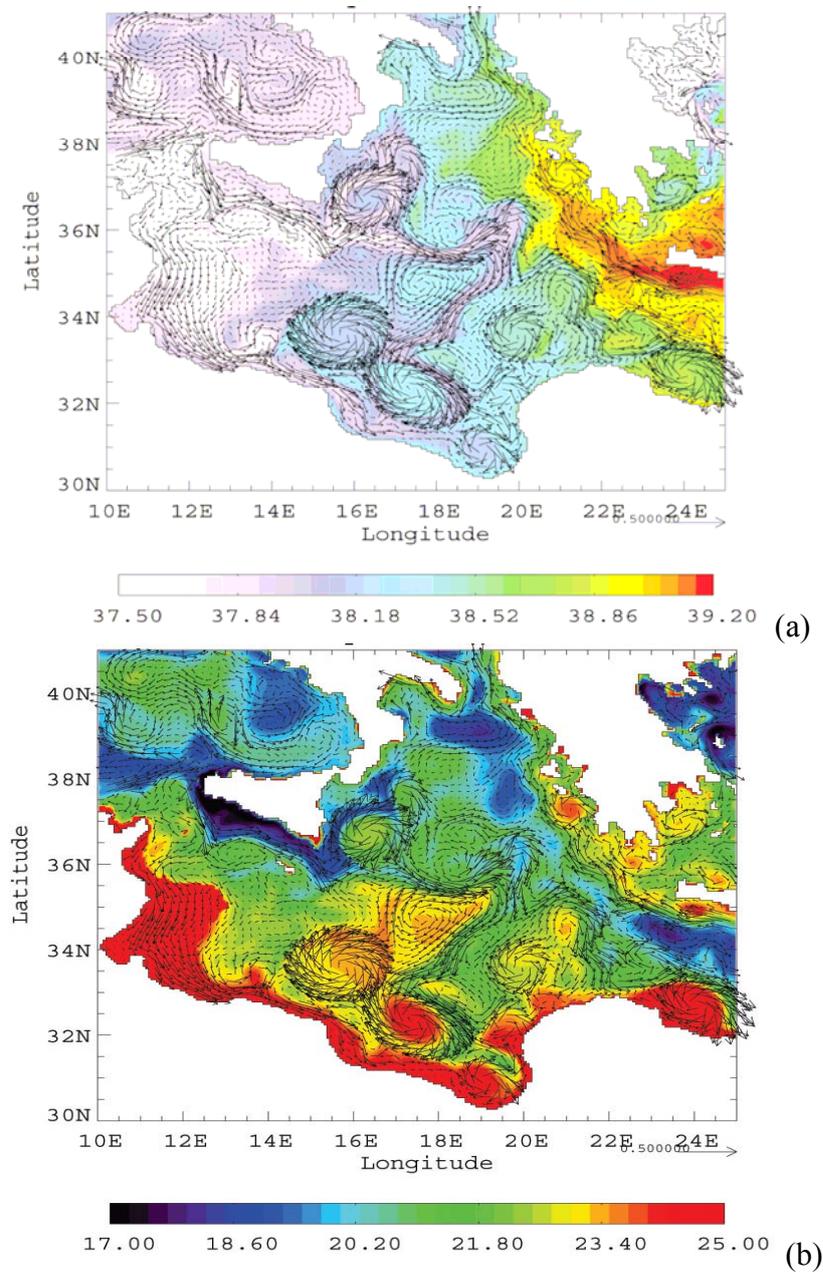


Fig.4.4: Des moyennes des premiers 50 m de profondeur sur deux jours des champs de la vitesse superposés sur la salinité (a) et sur la température (b) de l'expérience MED16-07 en septembre de l'année 12. Une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/50 cm s⁻¹.

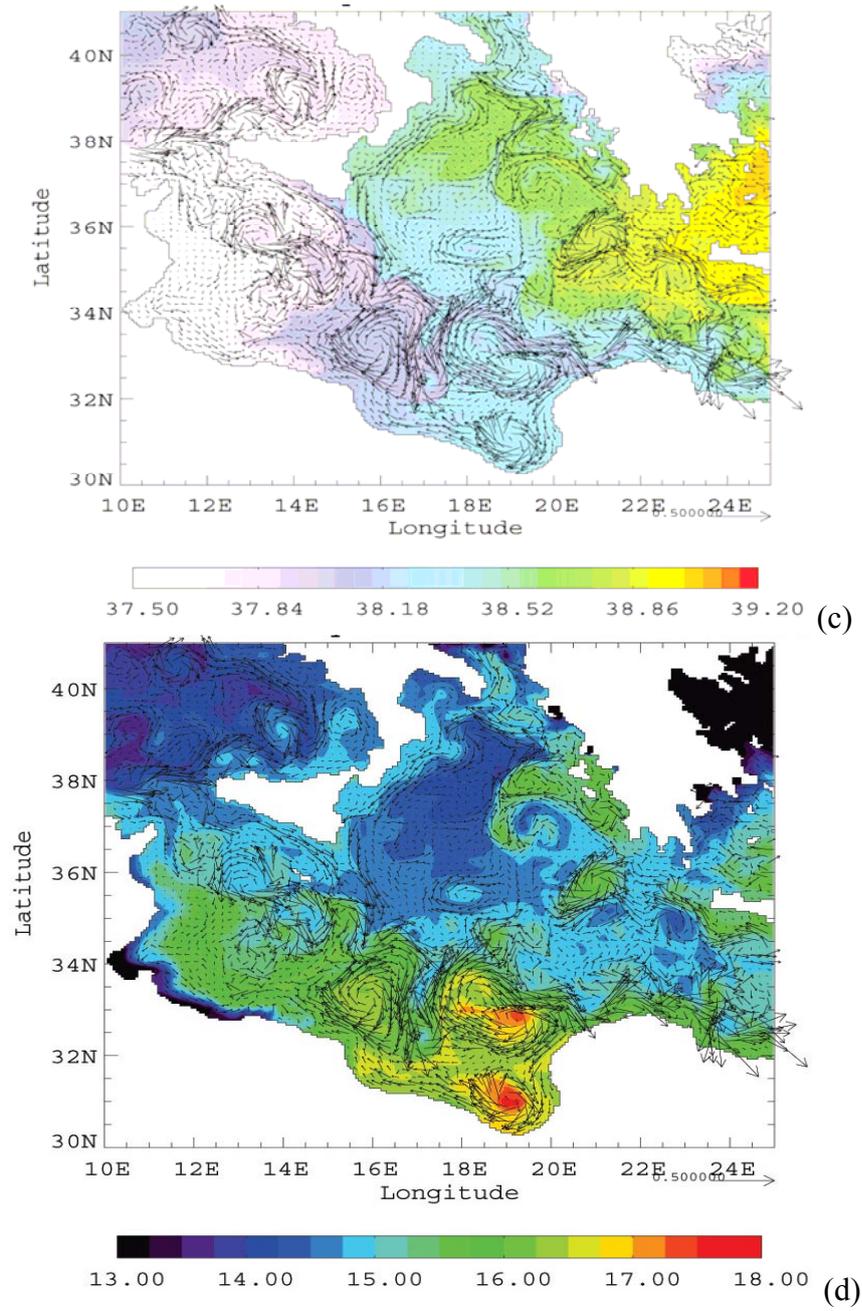


Fig 4.4: (suite), Champs de la vitesse superposés sur la salinité (c) et sur la température (d) en mars l'année 18.

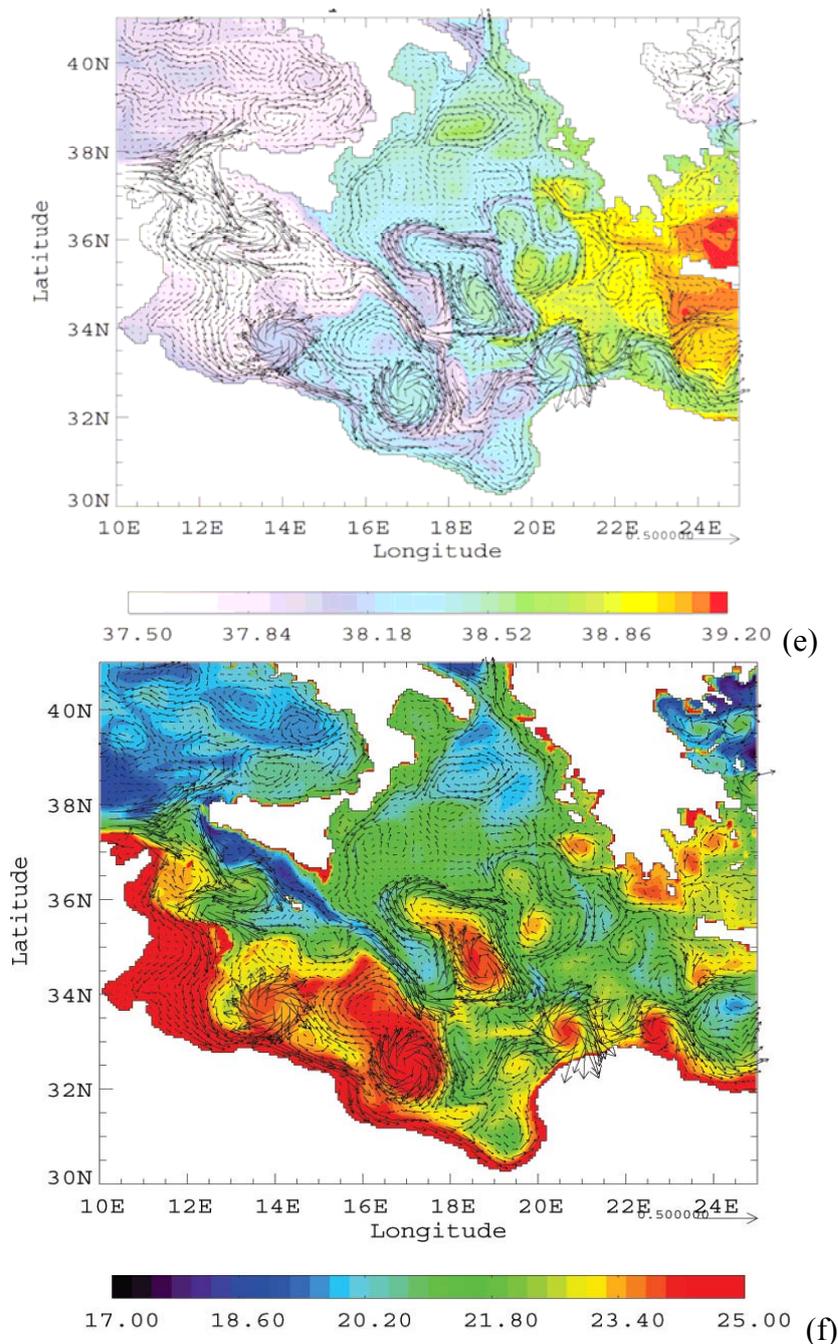


Fig.4.4 : (suite), la vitesse superposés sur la salinité (e) et sur la température (f) en août l'année 21.

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

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

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

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

IV.2.2.2 Les tourbillons du Sud du BI :

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

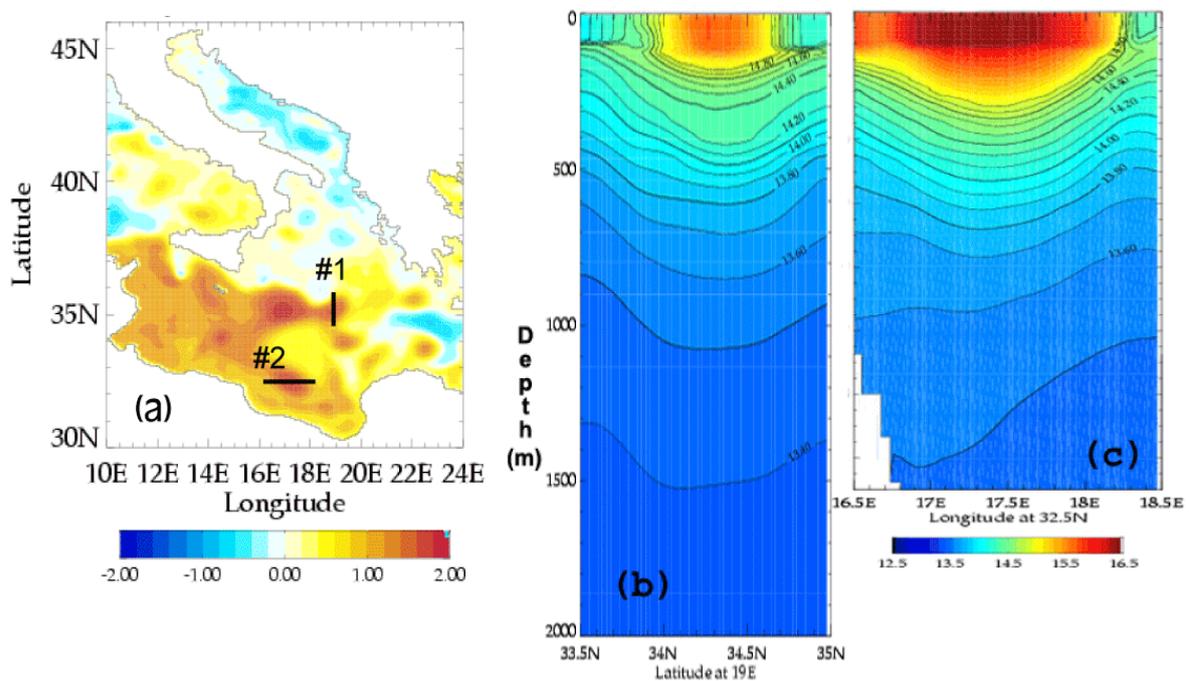


Fig.4.5: Caractéristiques des tourbillons du BI : (a) Un champs de SSH moyenne sur deux jours en février l'année 16 de MED16-07, (b) Une section verticale de la température dans le tourbillon (#1) et (c) La même que (b) mais pour le tourbillon (#2).

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

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

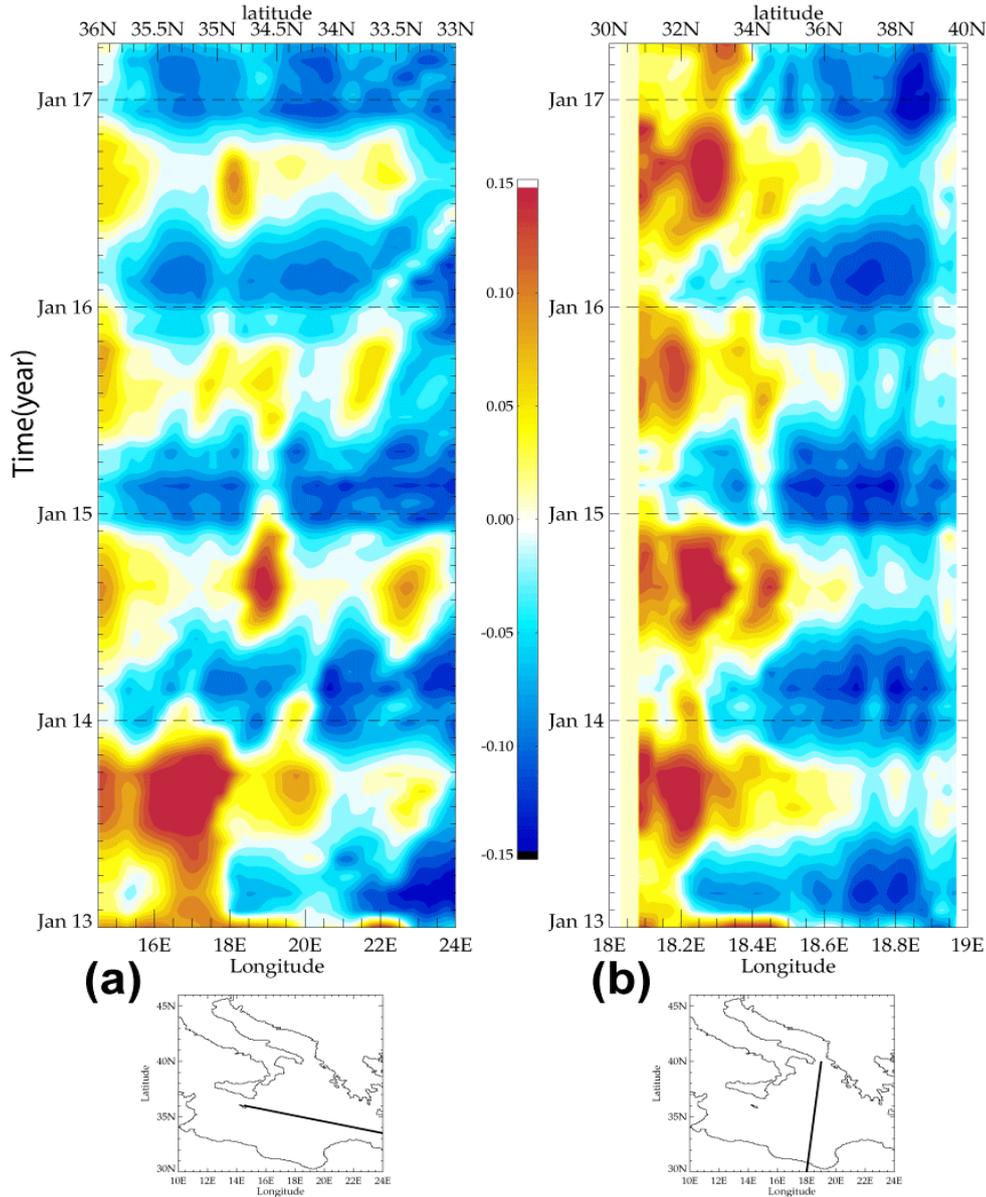


Fig.4.6 : Diagrammes Hovemoller Longitude/Latitude (abscisses)-Temps (ordonnées) de la moyenne mensuelle de SSH pendant 52 mois de la simulation (de janvier de l'année 13 à mars de l'année 17) dans le BI (a) le centre, (b) N-S du centre. La position des sections est tracée en bas des diagrammes.

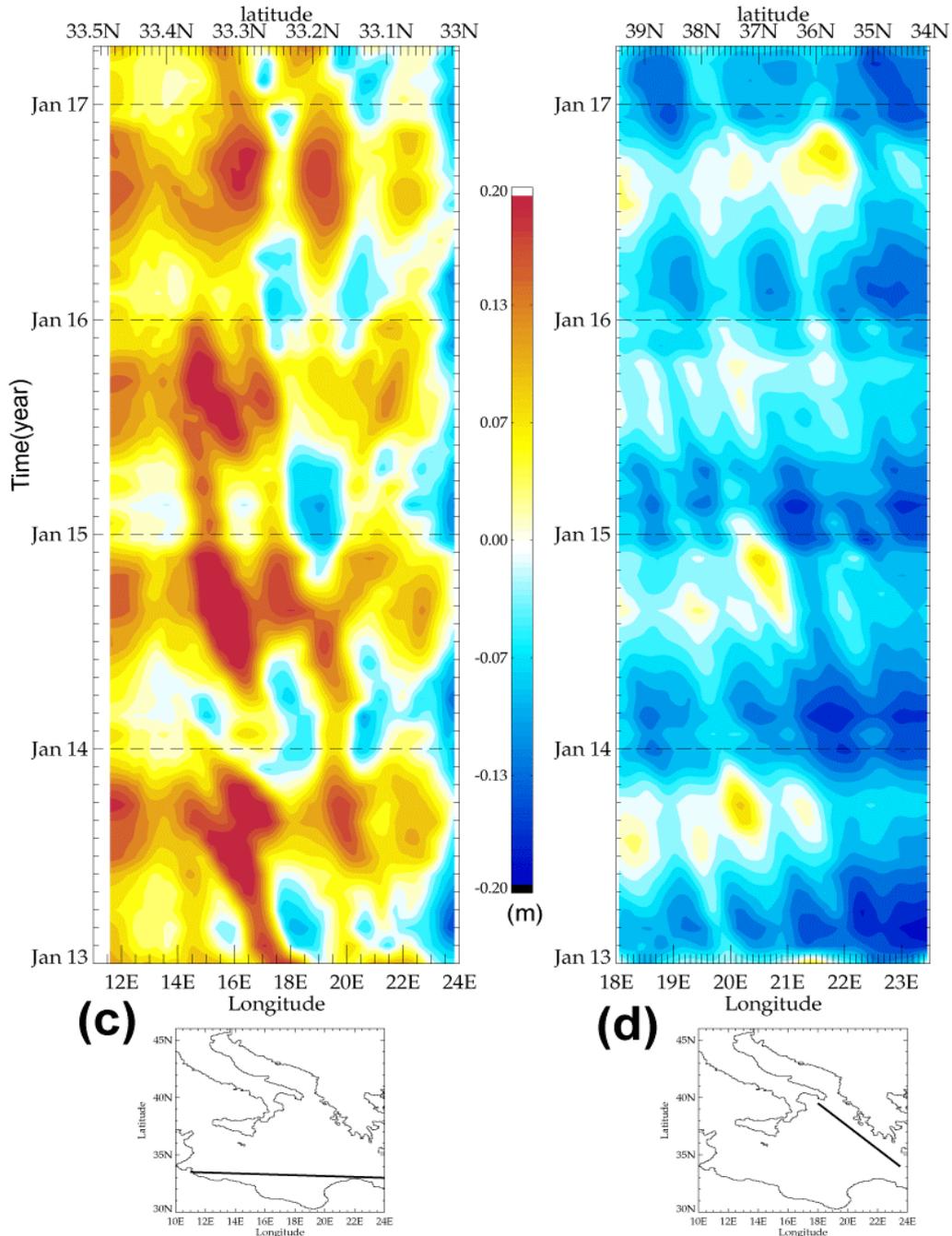


Fig.4.6 : (suite), (c) au Sud et (d) au Nord-Est du bassin. La position des sections est tracée en bas des diagrammes.

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

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

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

IV.2.2.3 Le tourbillon de Pélopes (PA) :

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

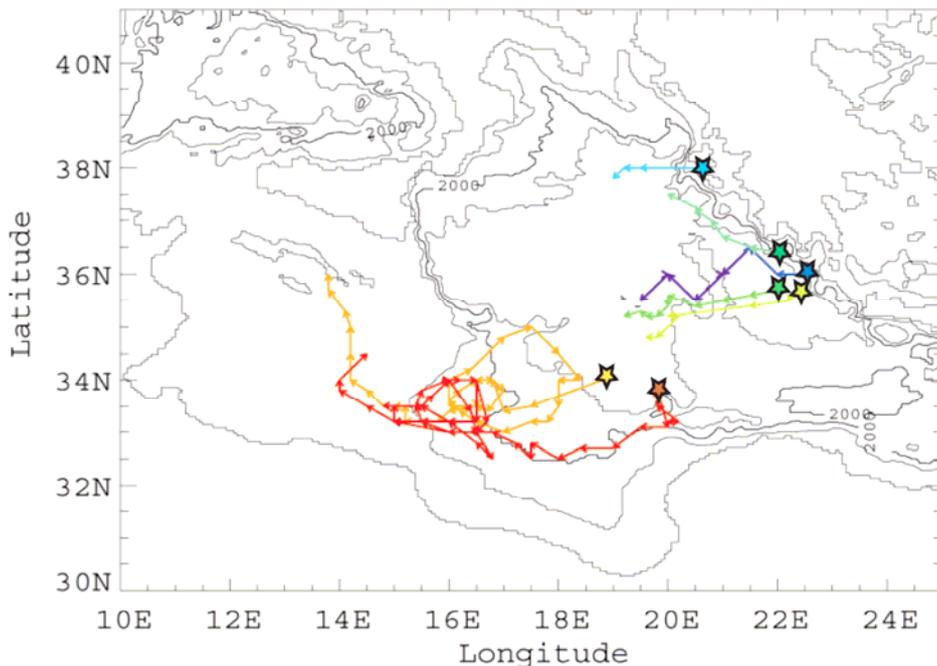


Fig.4.7 : Des trajectoires des tourbillons du Sud du Bassin Ionien et celui de PA au N-E du bassin. Les étoiles indiquent la position de la formation des tourbillons. Les contours indiquent les isobathes (1000, 2000, et 3000m)

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

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

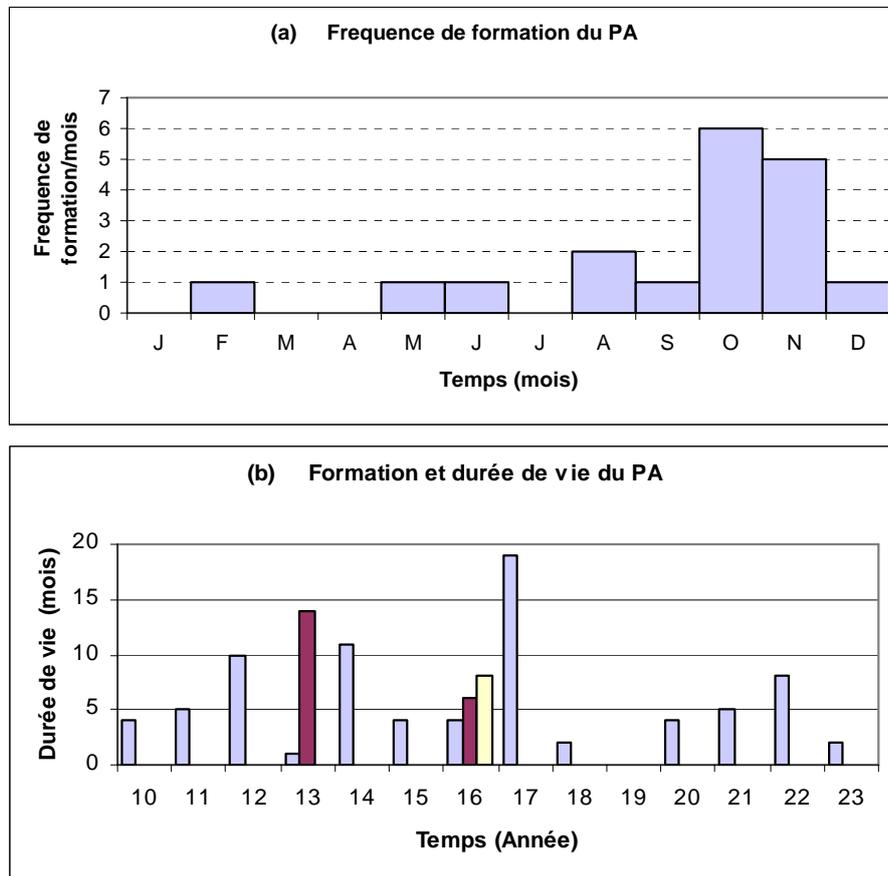


Fig.4.8 : Diagrammes représentant (a) la durée de vie en fonction de l'année de la formation, (b) la fréquence de la formation de l'anticyclone de Pélopos.

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

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

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

IV.2.2.4 L'upwelling du Sud de la Sicile

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

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

IV.2.3 Comparaison avec des images SST :

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

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

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

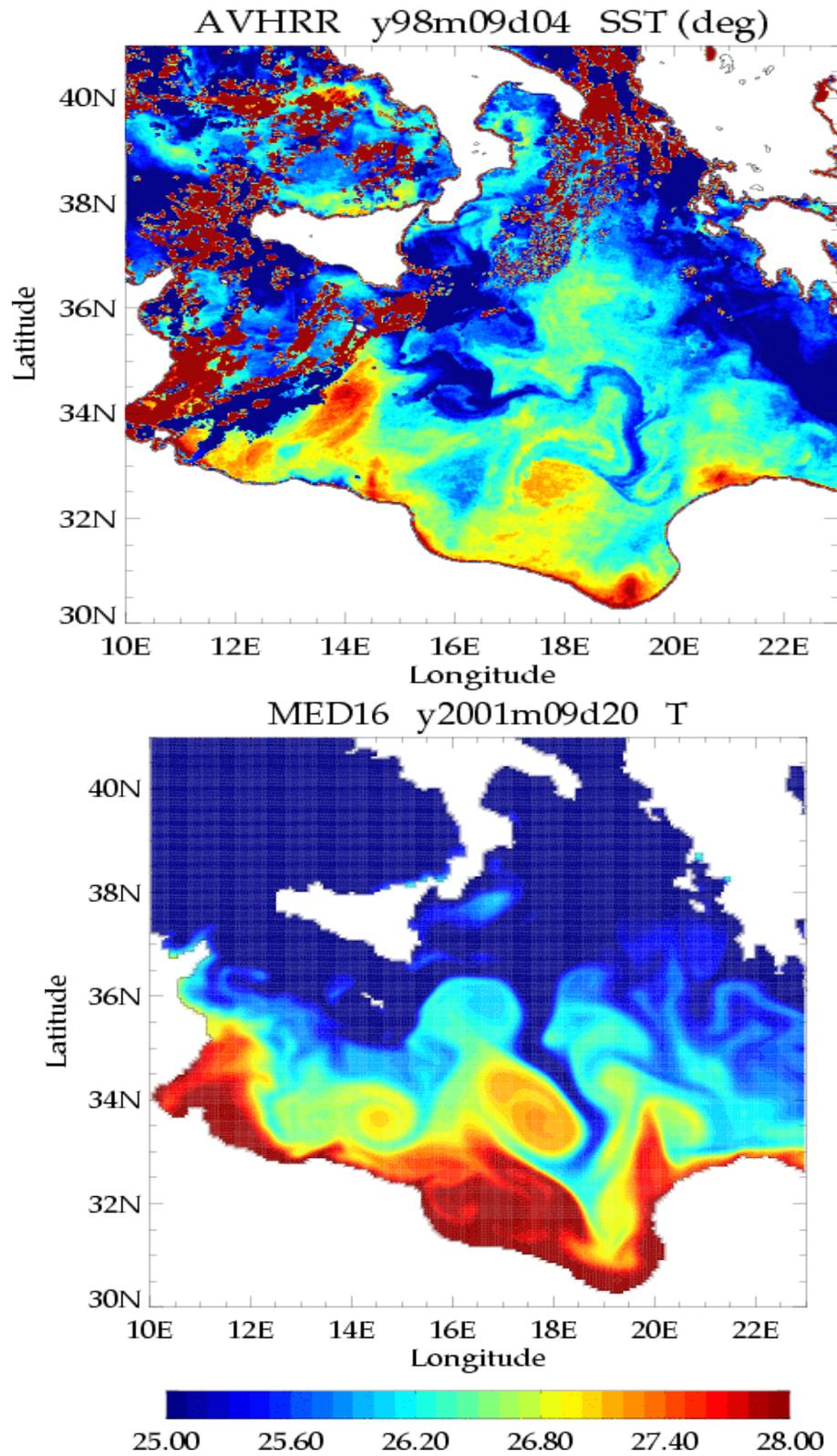


Fig.4.9 : Deux images SST (en °C) du bassin Ionien en septembre, image NOAA/AVHRR (haut), images moyenne sur deux jours de sorties du modèle (bas).

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

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

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

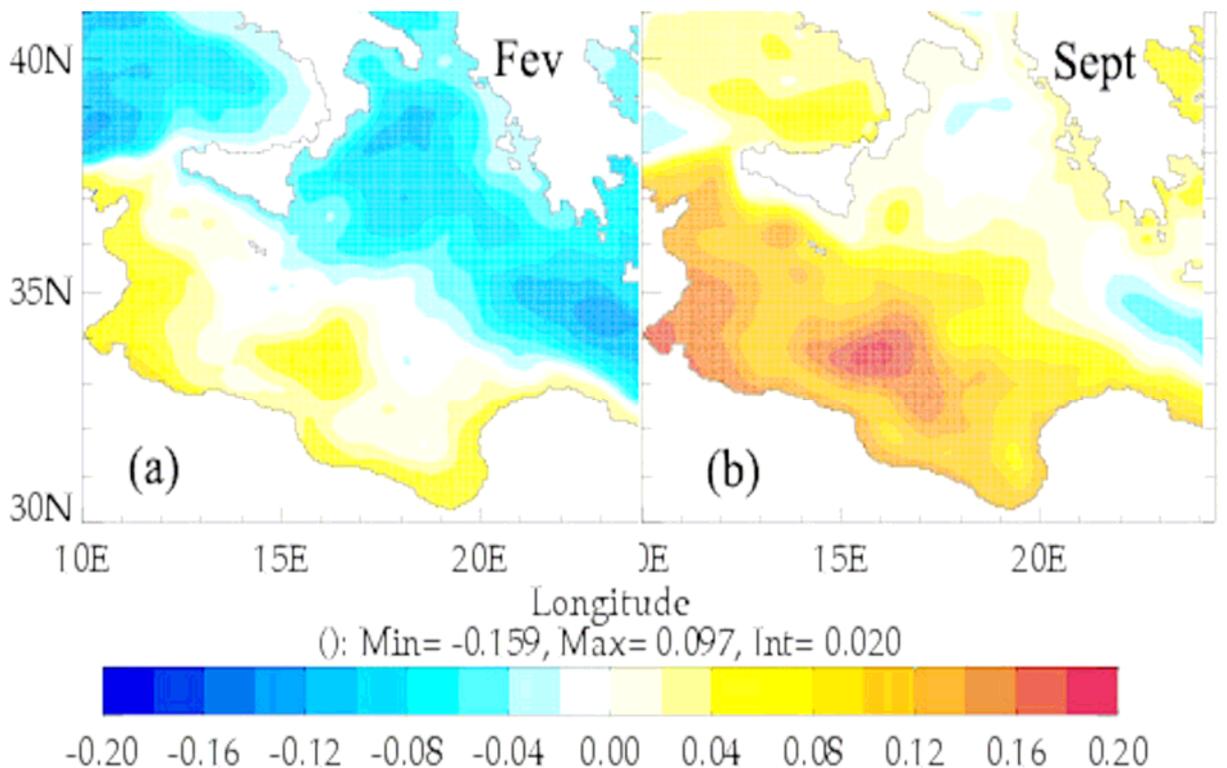


Fig.4.10 : SSH moyenne sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 (a) en février, (b) en septembre.

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

IV.2.4.1 En hiver :

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

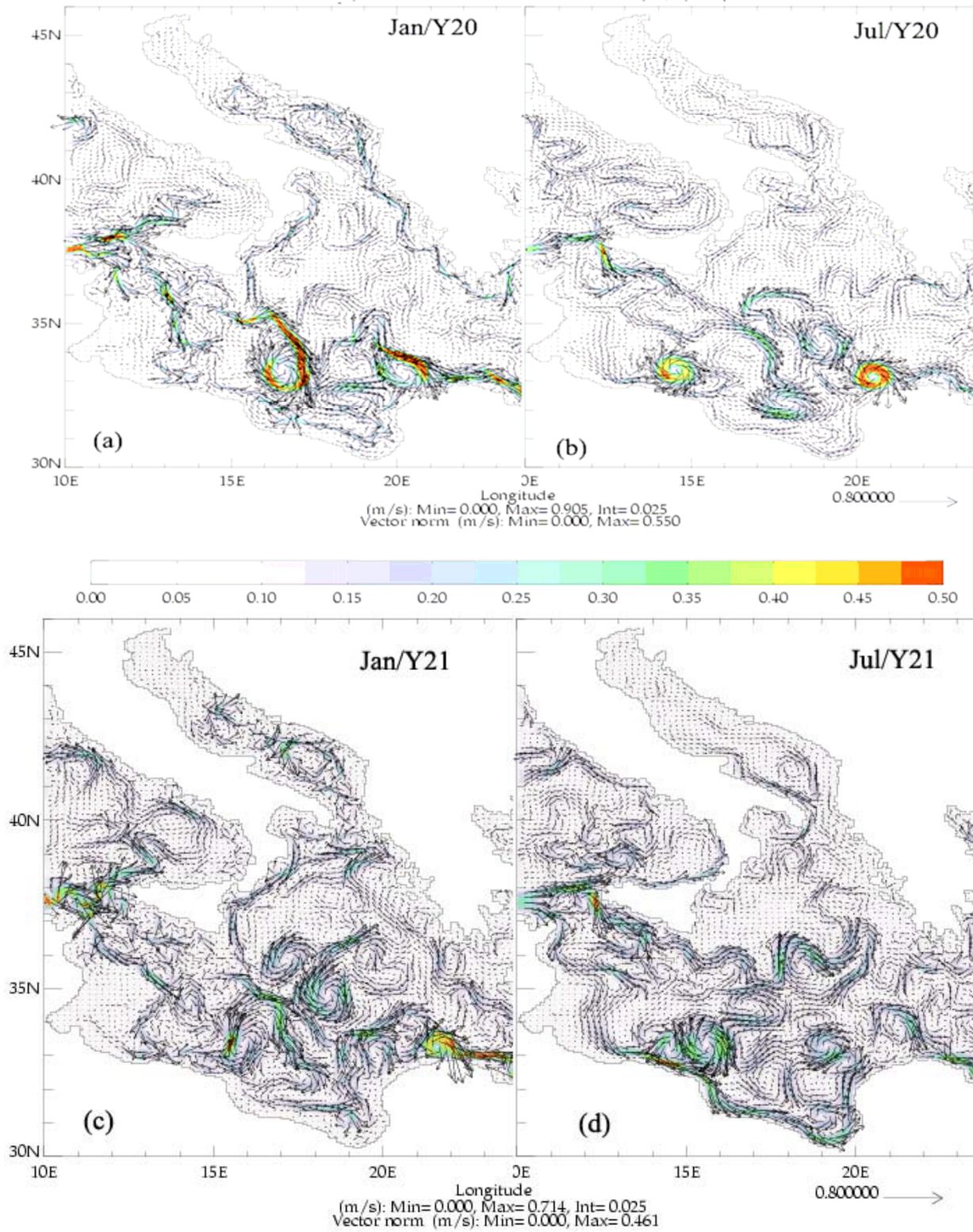


Fig.4.11 : Série temporelle de la vitesse de l'expérience MED16-07 (a) en janvier/Y20, (b) en juillet/Y20, (c) en janvier/Y21, (d) en juillet/Y21.

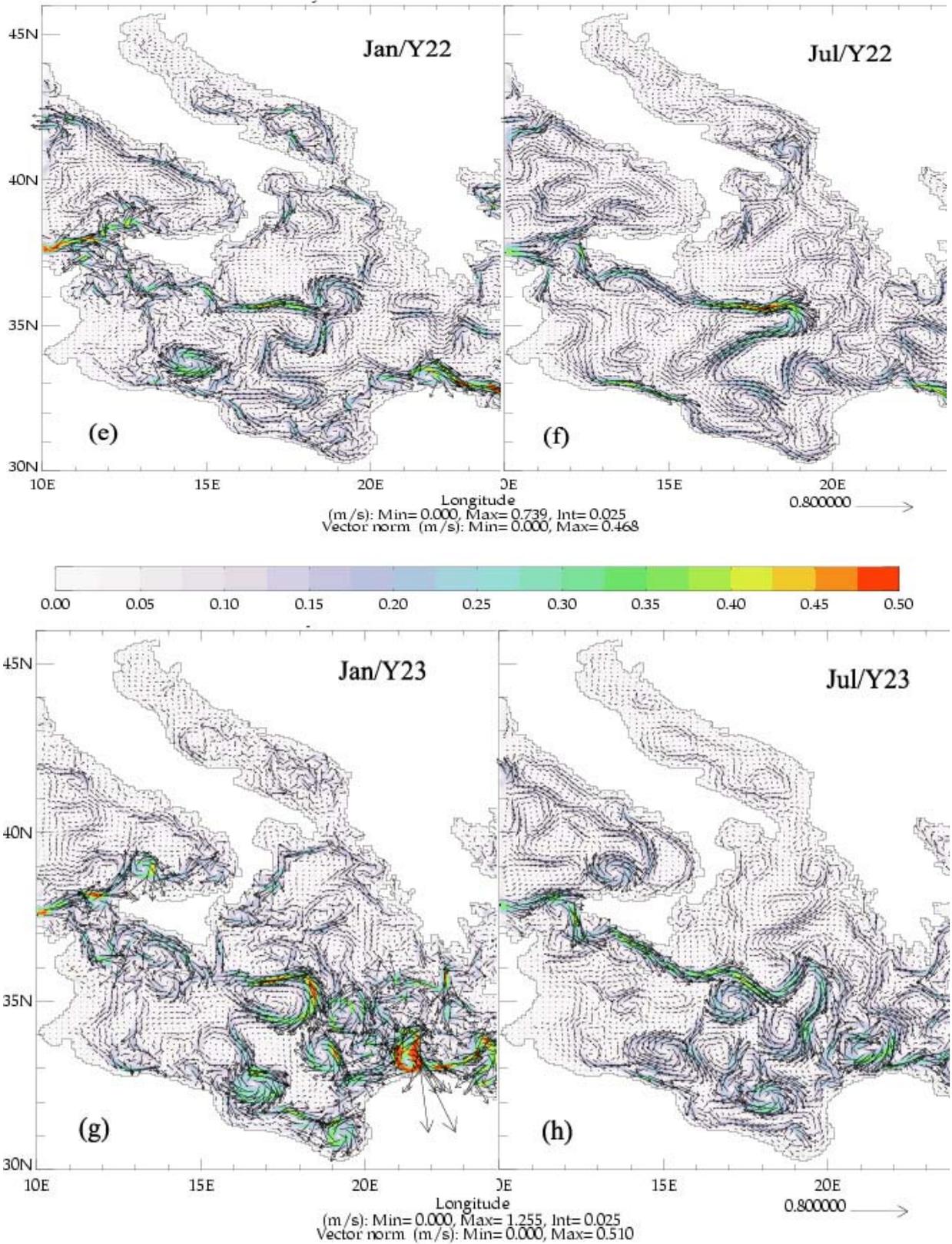


Fig.4.11 (suite) : (e) en janvier/Y22, (f) en juillet/Y22, (g) en janvier/Y23, (h) en juillet/Y23.

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

IV.2.4.2 En été :

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

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

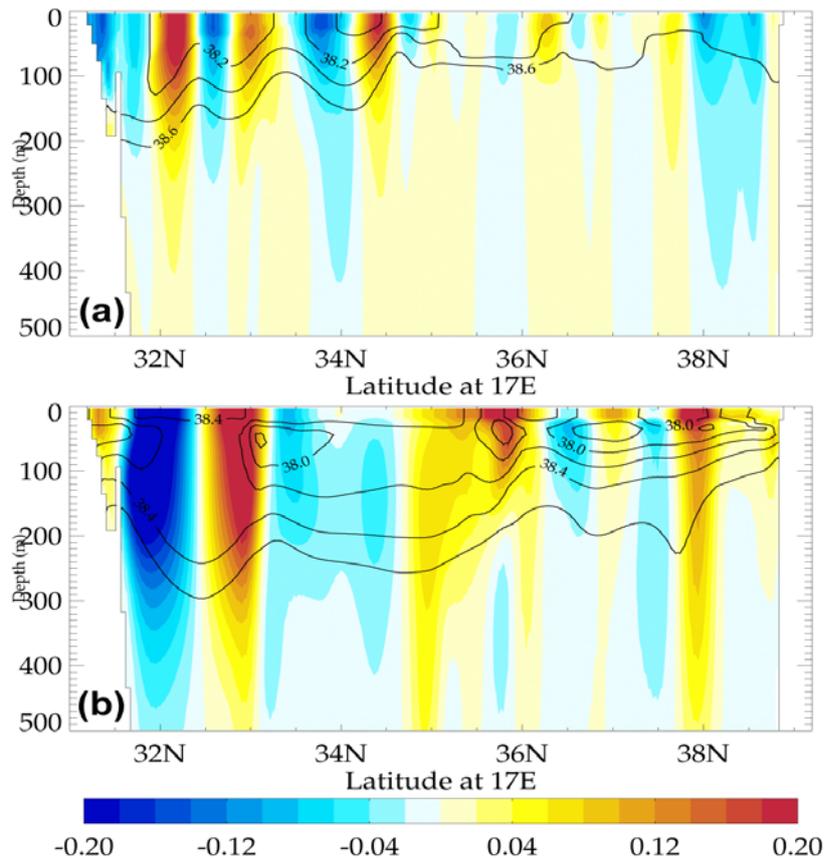


Fig.4.12 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposé sur les isohalines de l'AW (<38.7) à 17°E , (a) en mars l'année 18 et (b) en septembre l'année 12.

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

IV.2.5 La variabilité interannuelle de la circulation :

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

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

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

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

IV.3 La circulation intermédiaire :

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

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

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

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

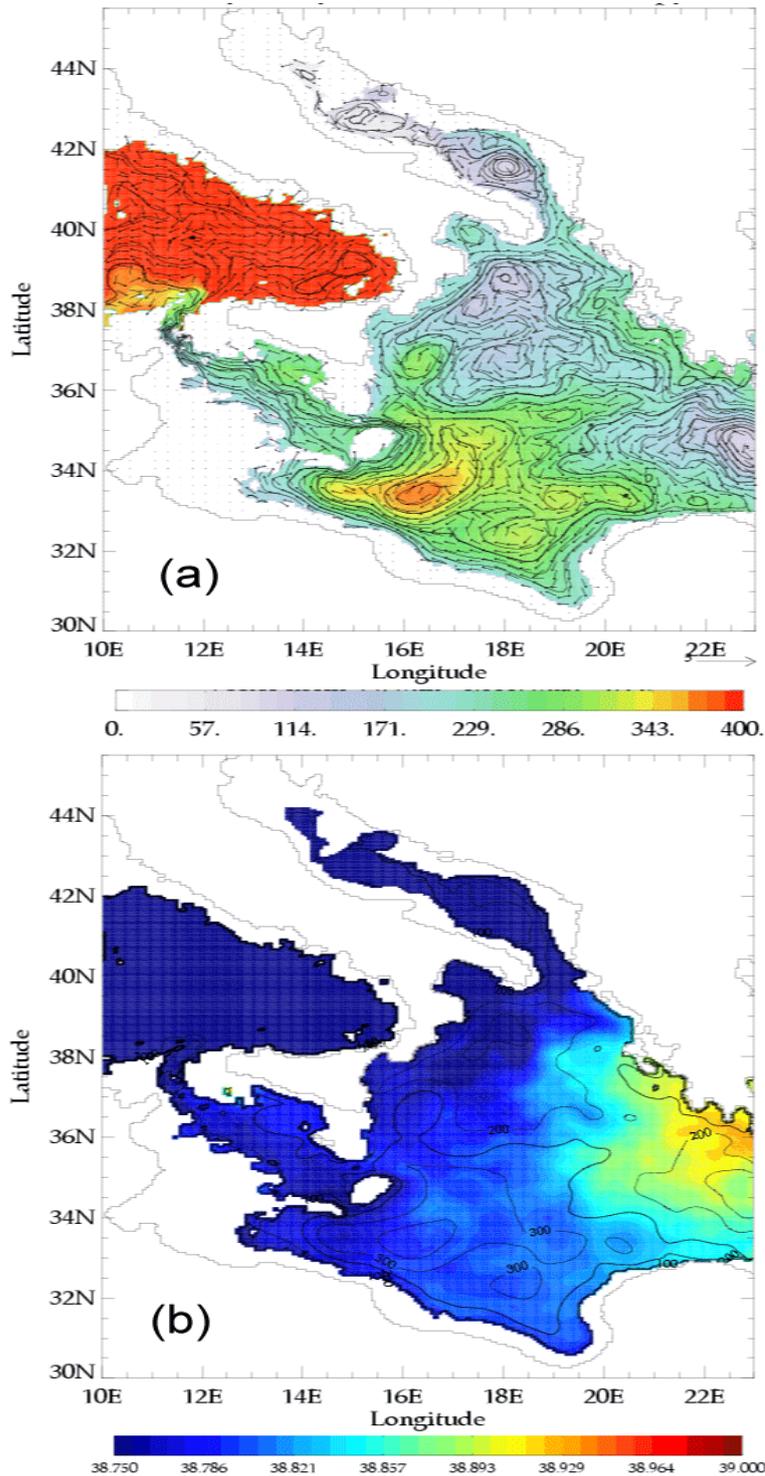


Fig.4.13 : Des champs de moyenne mensuelle du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, (a) les isolignes de Bernoulli, la profondeur et la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.05 kg m^{-3} , (b) les isobathes et la salinité projetées sur la surface de l'isopycne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

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

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

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

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

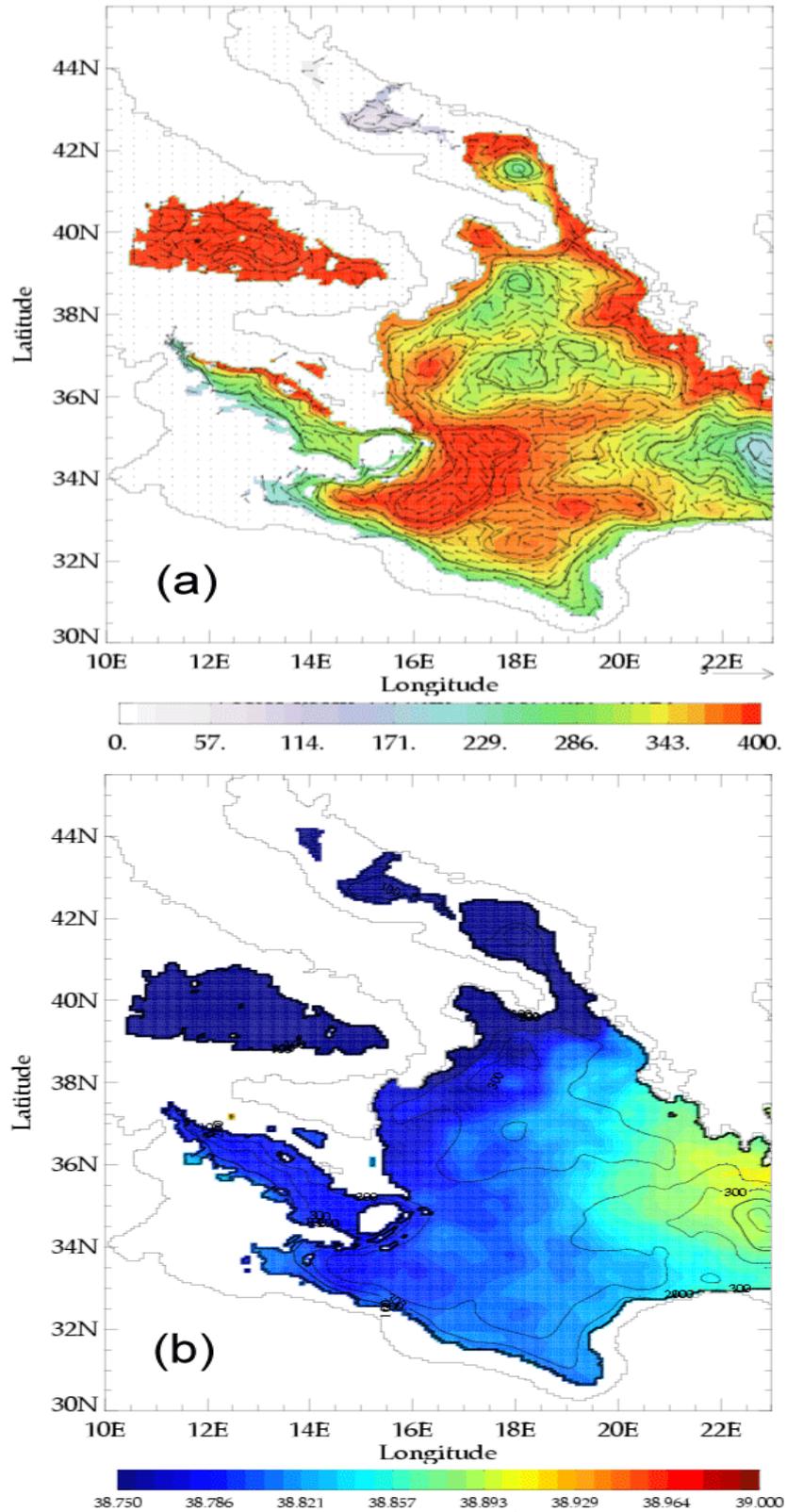


Fig.4.14 : Idem que la Figure.4.13 mais pour l'isopycne 29.10 kg m^{-3} .

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

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

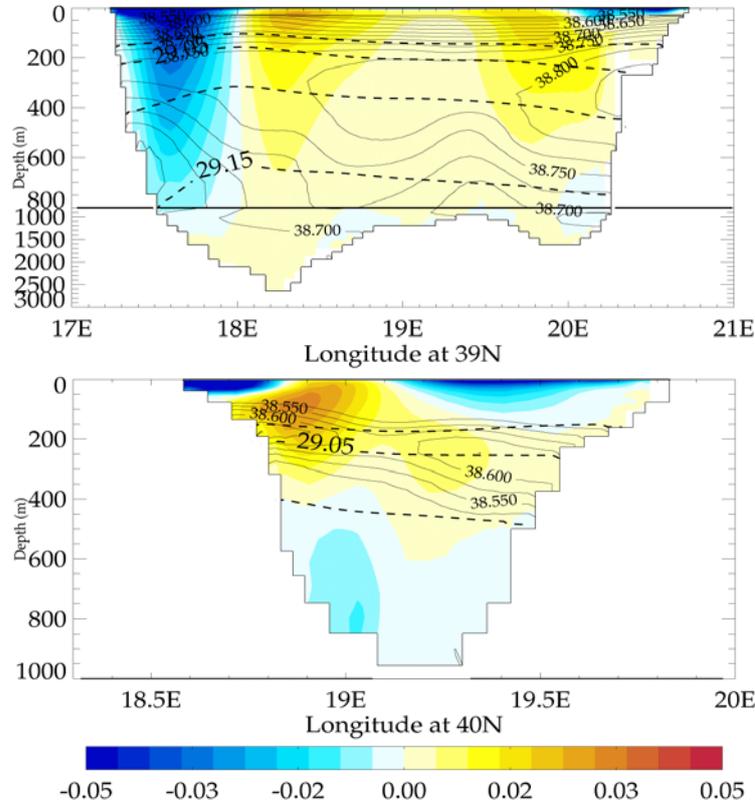


Fig.4.15 : Sections zonales de la Salinité et la densité superposées sur la vitesse méridienne de moyenne mensuelle du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07, (a) à 39°N latitude, (b) dans le Déroit d'Otrante à 40°N latitude. Les valeurs positives (en rouge)/négatives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

IV.4 Conclusion

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

