Analyse de la circulation dans le Bassin Levantin

V.1 Introduction :

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

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

V.2 La circulation superficielle

V.2.1 La circulation superficielle moyenne :

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

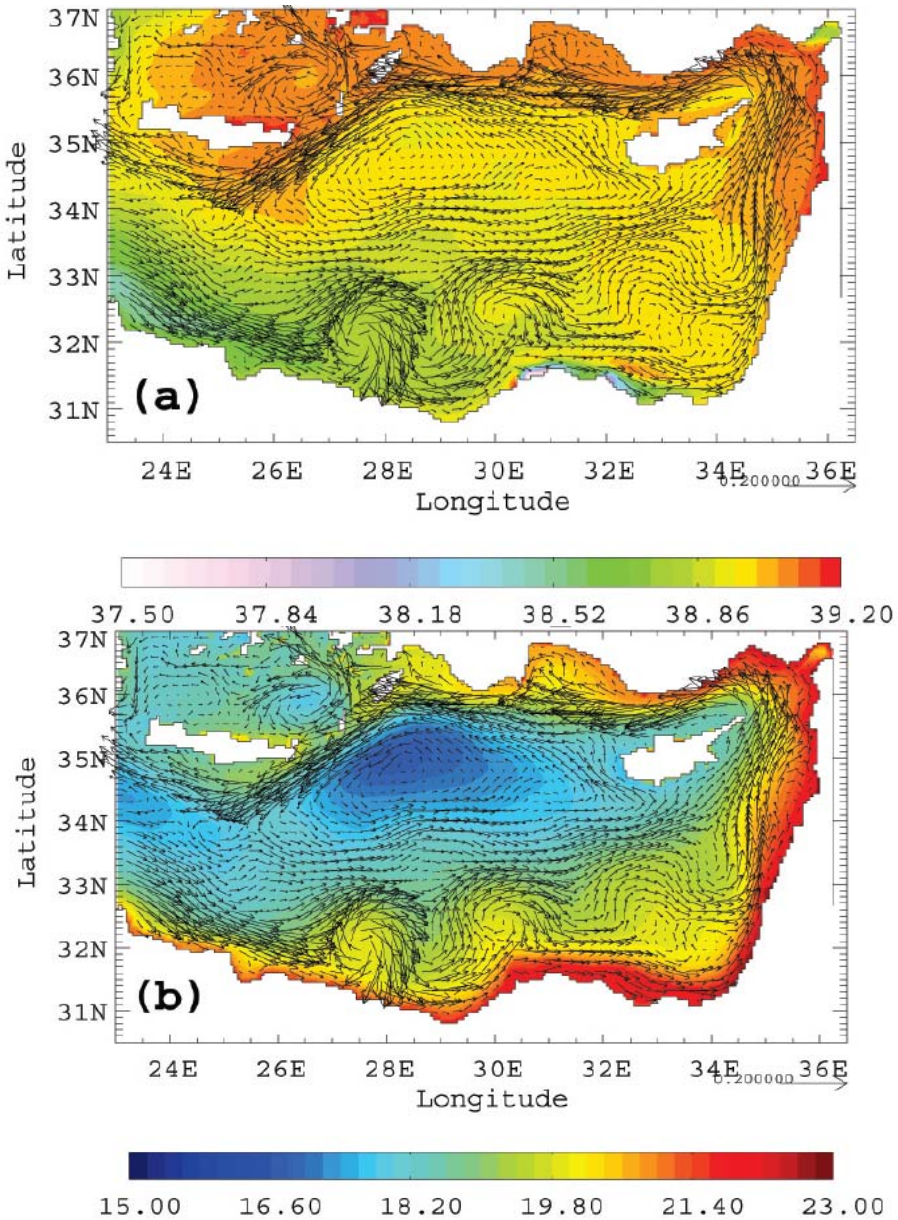


Fig 5.1 : Moyenne des premiers 50 m de profondeur sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 de vitesse sur la salinité (haut), et la vitesse sur la température (bas) (une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/20 cm s^{-1}).

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

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

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

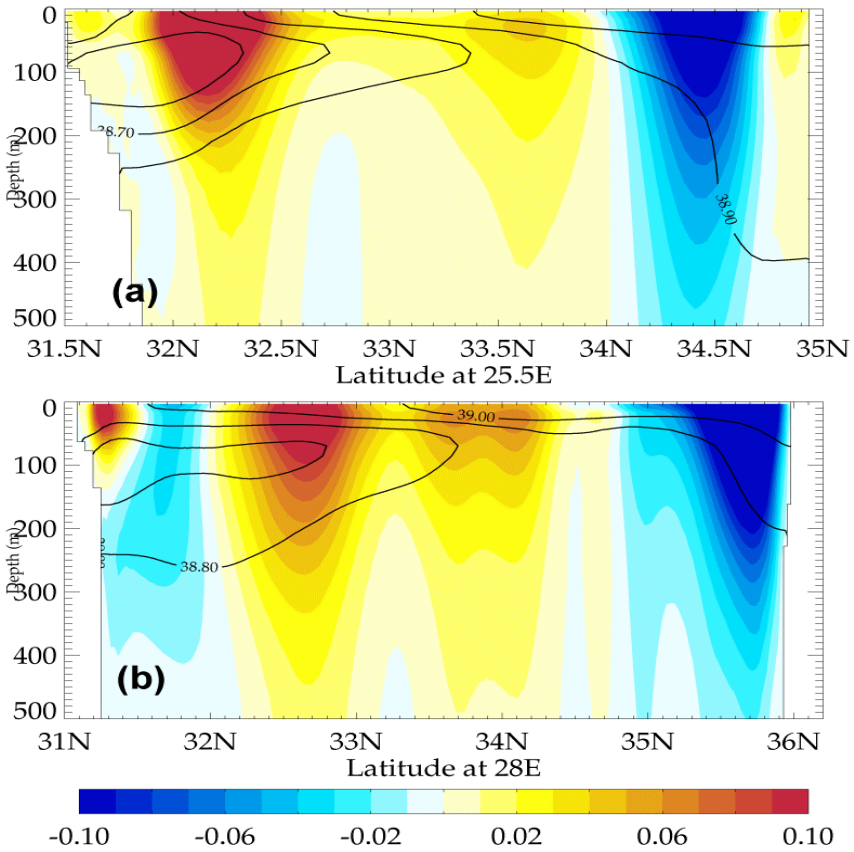


Fig.5.2 : Sections méridiennes des champs moyennés sur les 13 dernières années de la salinité superposée sur la vitesse zonale ; les valeurs positives/négatives (en rouge/bleu) indiquent la vitesse vers l'Est/l'Ouest. Les contours indiquent les isohalines, l'intervalle est 0.1, à (a) 25.5°E longitude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

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

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

V.2.2 L'activité à méso-échelle :

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

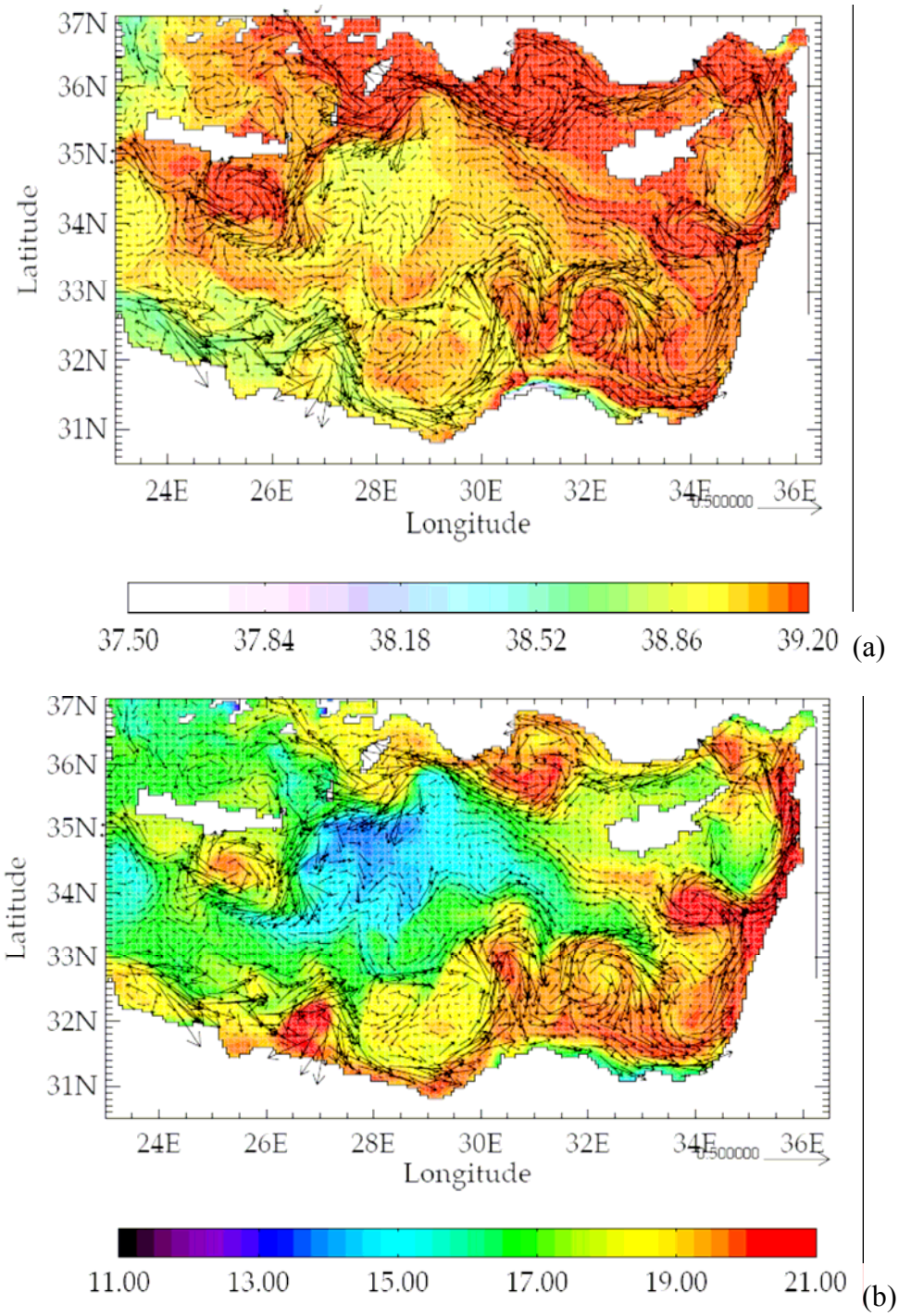
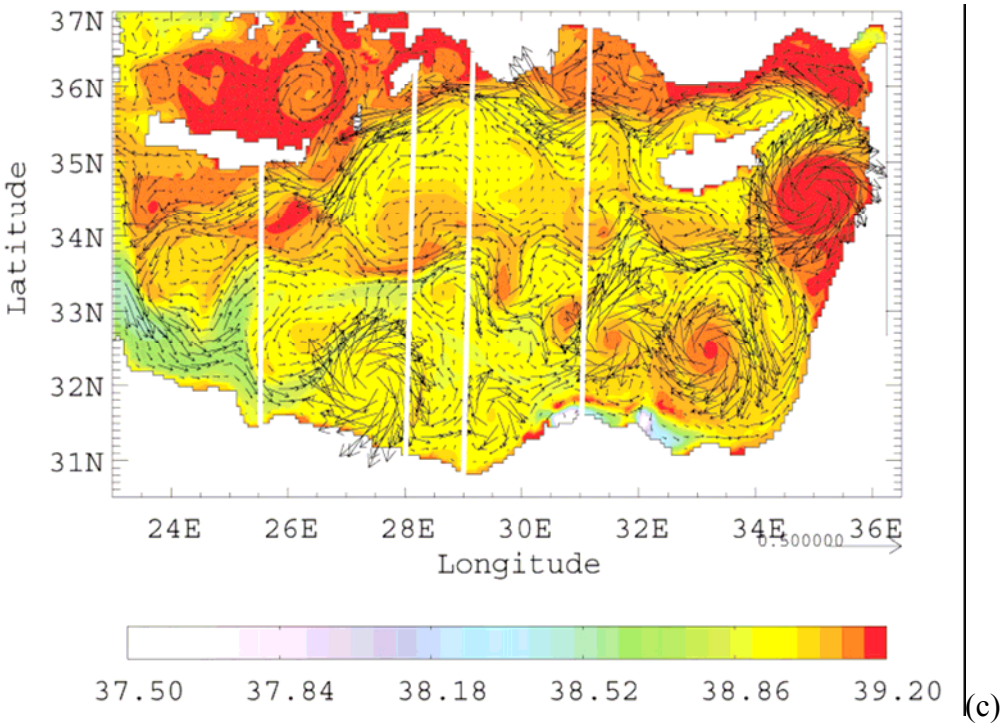


Fig 5.3 : Moyenne des 50 premiers m de profondeur sur deux jours des champs de vitesse superposés sur (a) la salinité et (b) la température de l'expérience MED16-07 en décembre de l'année 21 (une flèche sur trois est tracée, l'échelle de la vitesse 1/50 cm s^{-1}).



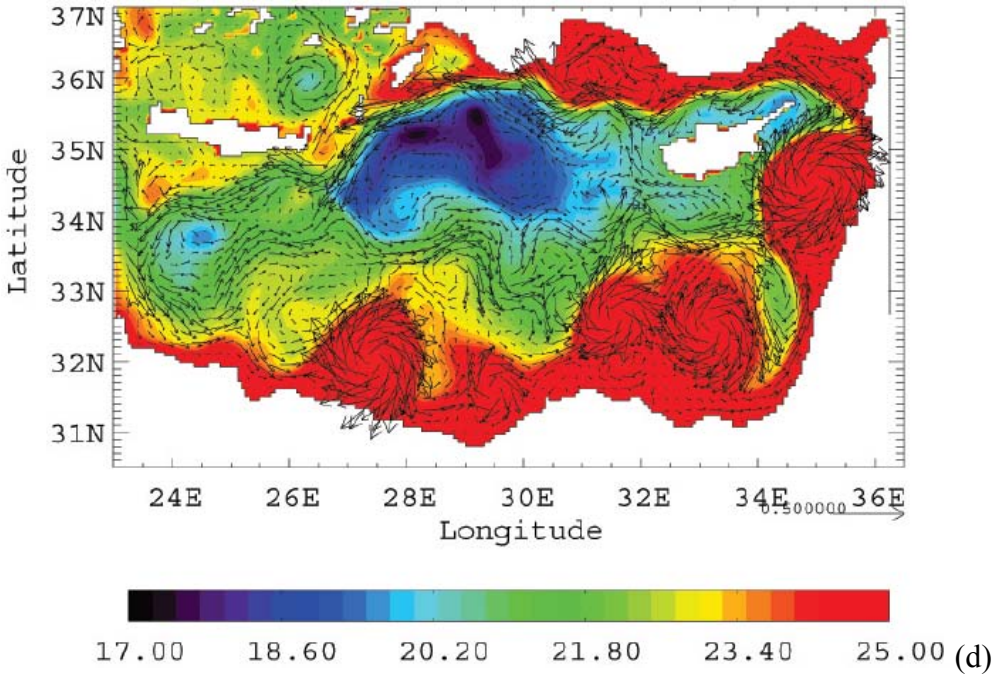


Fig.5.3: (suite) la vitesse superposée sur (c) la salinité et (d) la température en octobre de l'année 20, les lignes blanches sur (c) indiquent la position des sections méridiennes de la Fig.5.8.

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

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

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

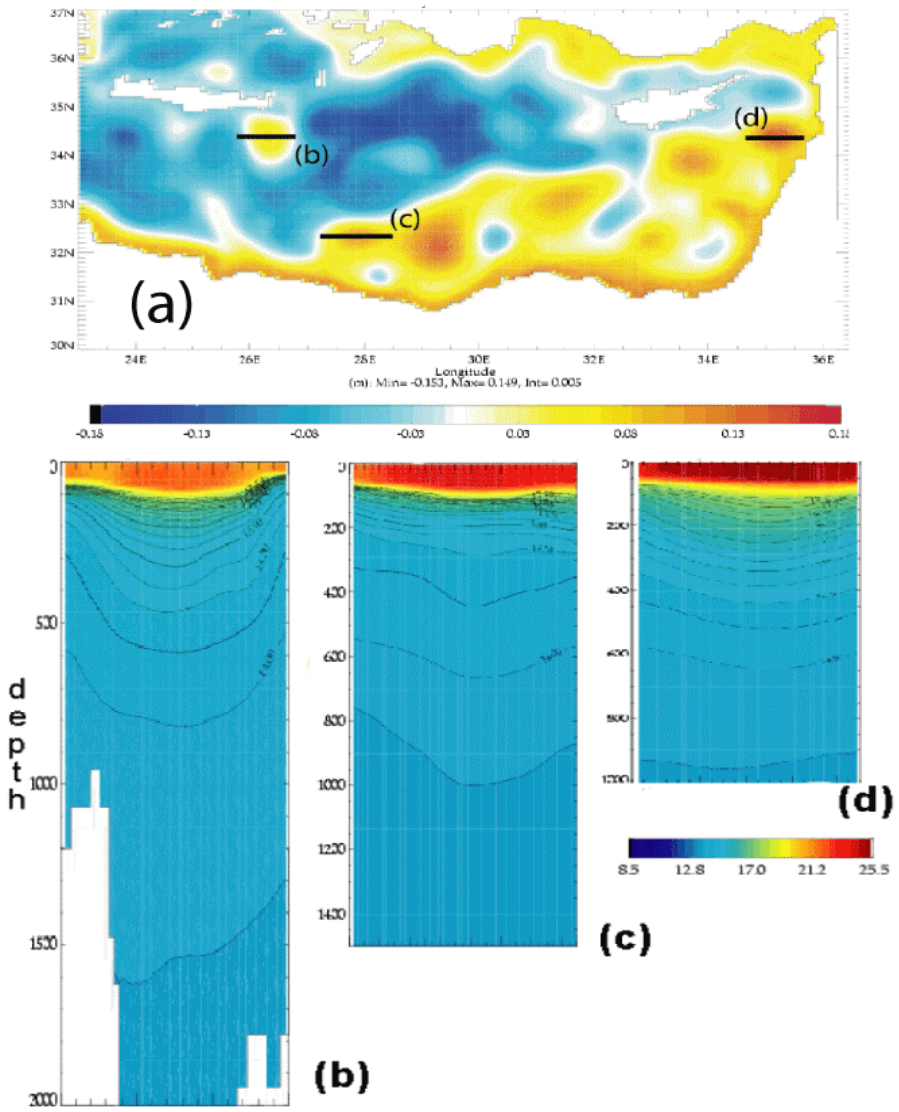


Fig.5.4 : (a) Carte de la SSH du Bassin Levantin de la simulation MED16-07 le 7 novembre l'année 17 et coupes verticales de (b) la température à travers les tourbillons d'IPA, (c) d'EEs et de (d) LG.

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

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

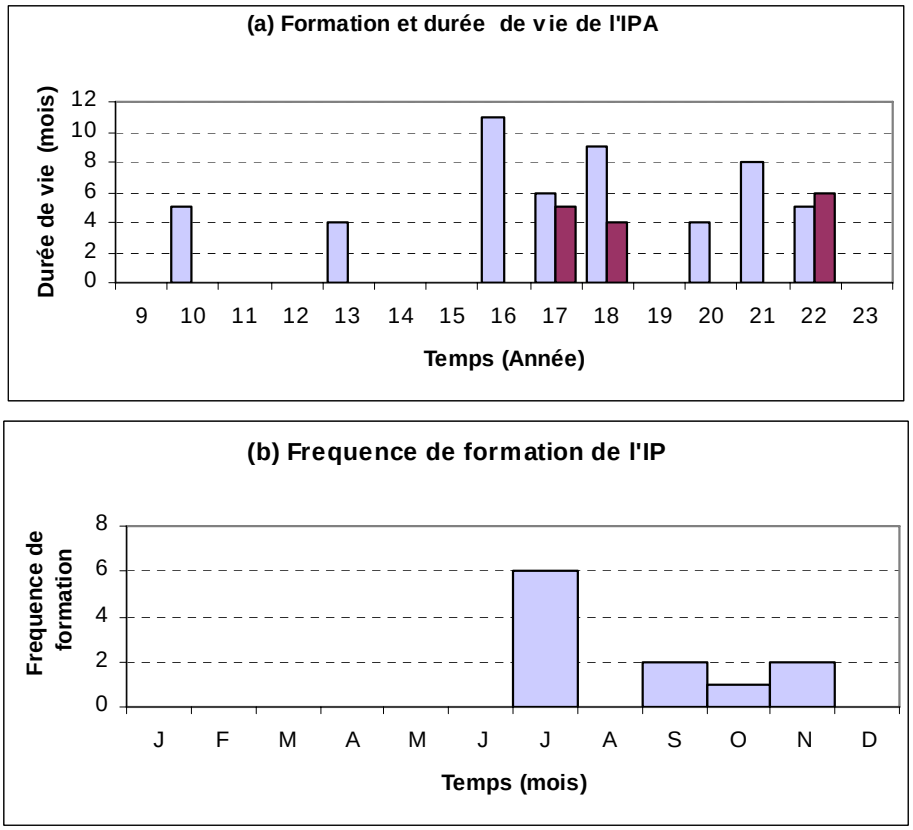


Fig.5.5 : Diagrammes représentant (a) la durée de vie en fonction de l'année de formation, (b) la fréquence de formation de l'anticyclone d'Ierapetra (IPA).

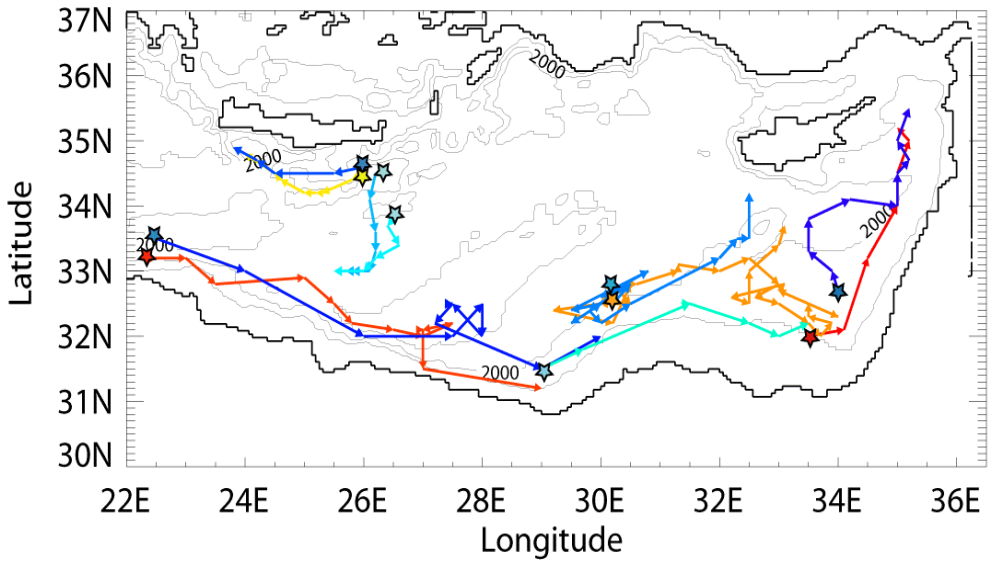


Fig.5.6 : Trajectoires de certains tourbillons dans le BL : IPA, EEs, MEEs. Les contours indiquent les isobathes 1000, 2000, et 3000 m.

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

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

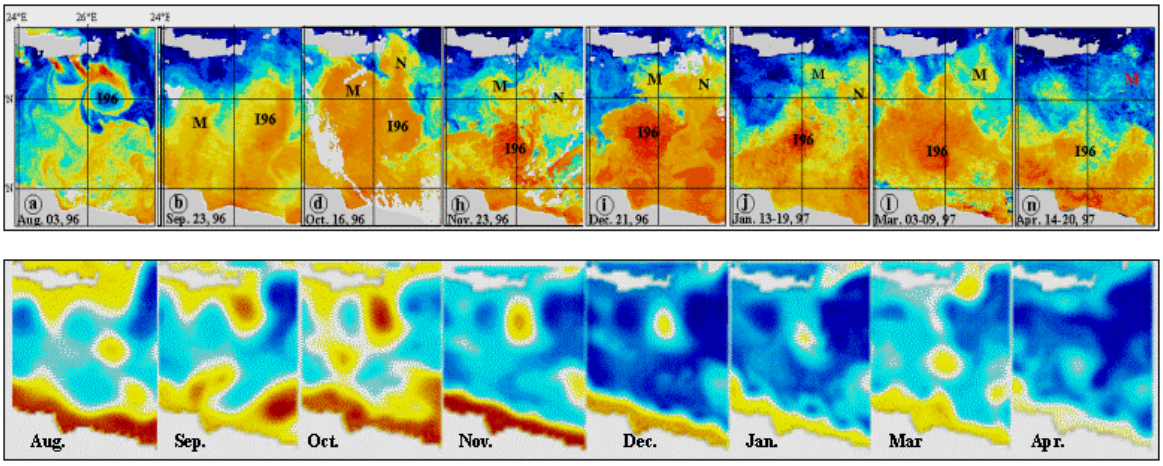


Fig.5.7 : Génération et propagation d'IPA à partir des images IR-AVHRR (haut) et SSHA des sorties de MED16-07 (bas).

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

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

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

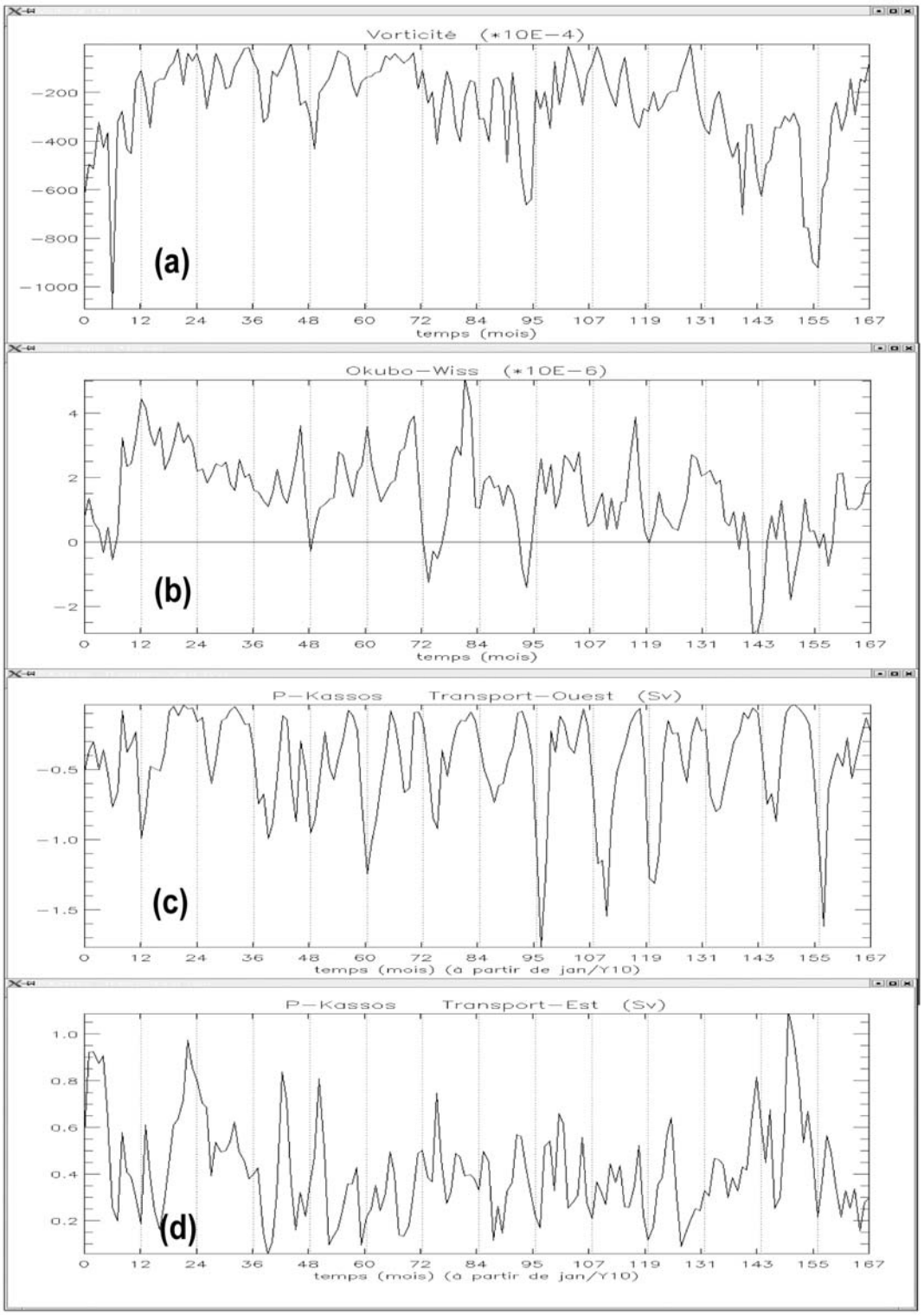


Fig.5.8 : Séries temporelles d'une moyenne spatiale sur la zone Sud-Est Crète (Zone d'Ierapetra) des champs mensuels à partir de janvier de l'année 10 de (a) la vorticité, (b) le critère Okubo-Weiss, (c) le transport vers l'Ouest à travers le passage de Kassos et (d) le transport vers l'Est.

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

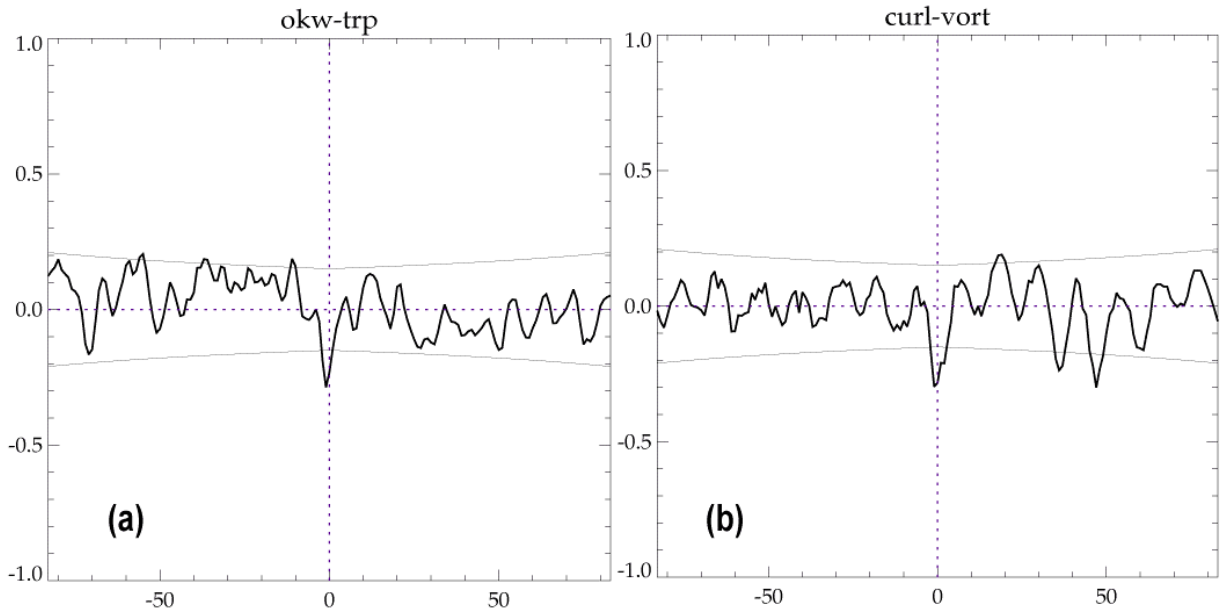


Fig.5.9 : Corrélation croisée entre (a) le critère Okubo-Weiss et le transport à travers le passage de Kassos, et (b) la vorticité et le rotationel du vent au Sud-Est de Crète. Ligne parabolique représente la courbe de signification de la corrélation.

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

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

V.2.2.2 Le MMJ et ses subdivisions :

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

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

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

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

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

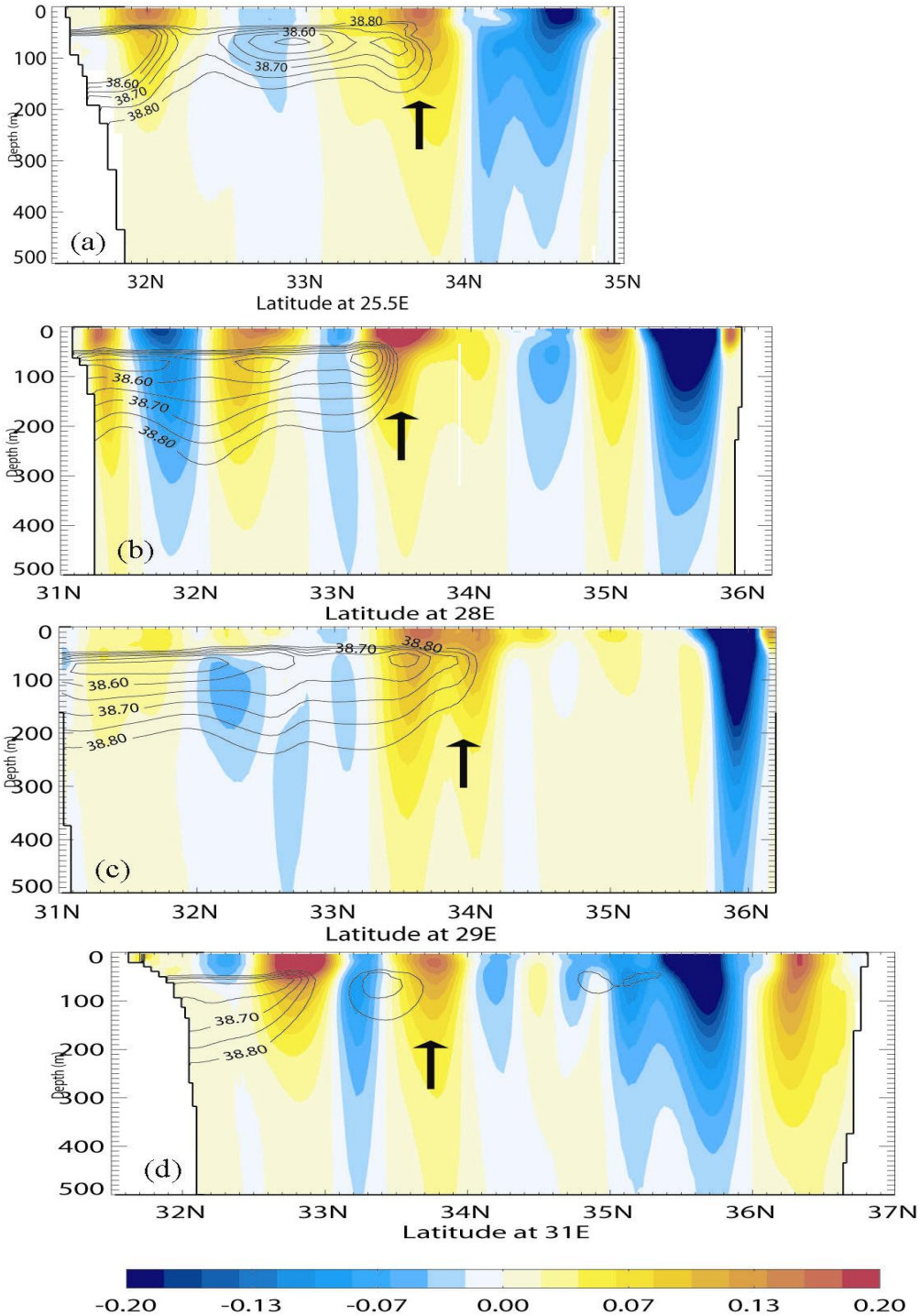


Fig.5.10 : Sections méridiennes des champs de la salinité superposée sur la vitesse zonale, moyennés sur 2 jours en octobre de l'année 20. Les valeurs positives/négatives (en rouge/bleu) indiquent la vitesse vers l'Est/Ouest. Les contours indiquent les isohalines <38.8, l'intervalle est 0.05, à (a) 25.5°E,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

V.2.2.3 Tourbillons du Sud du BL

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

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

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

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

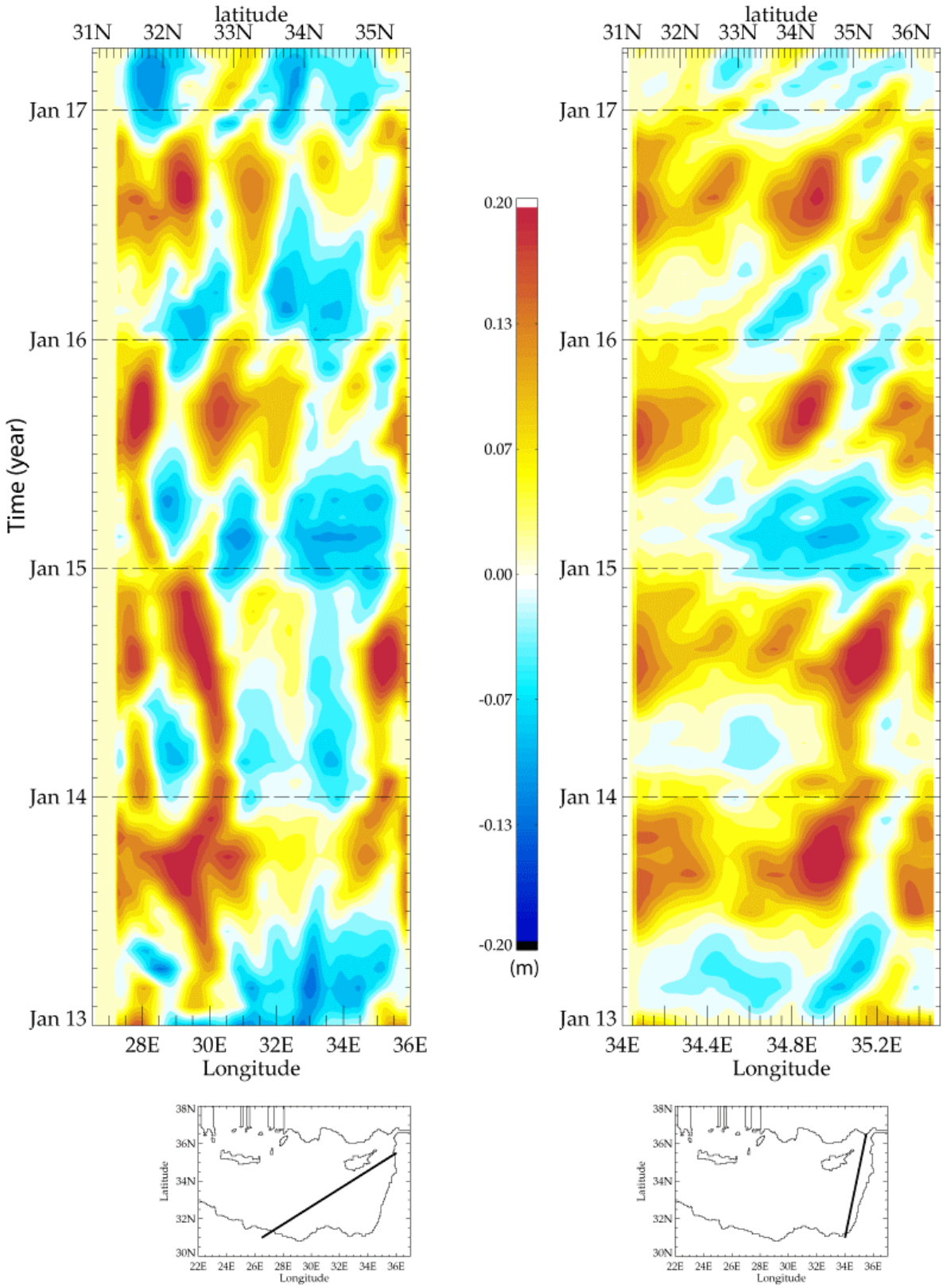


Fig.5.11 : Diagrammes Hovemoller longitude/latitude-temps (le temps en ordonnées) de la moyenne mensuelle de SSH pendant 52 mois de la simulation (de janvier de l'année 13 en mars de l'année 17) dans le BL. La position des sections est tracée en bas des diagrammes.

V.2.2.4 Tourbillons de l'Est du BL

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

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

V.2.2.5 Tourbillon de Lattaquié (LG)

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

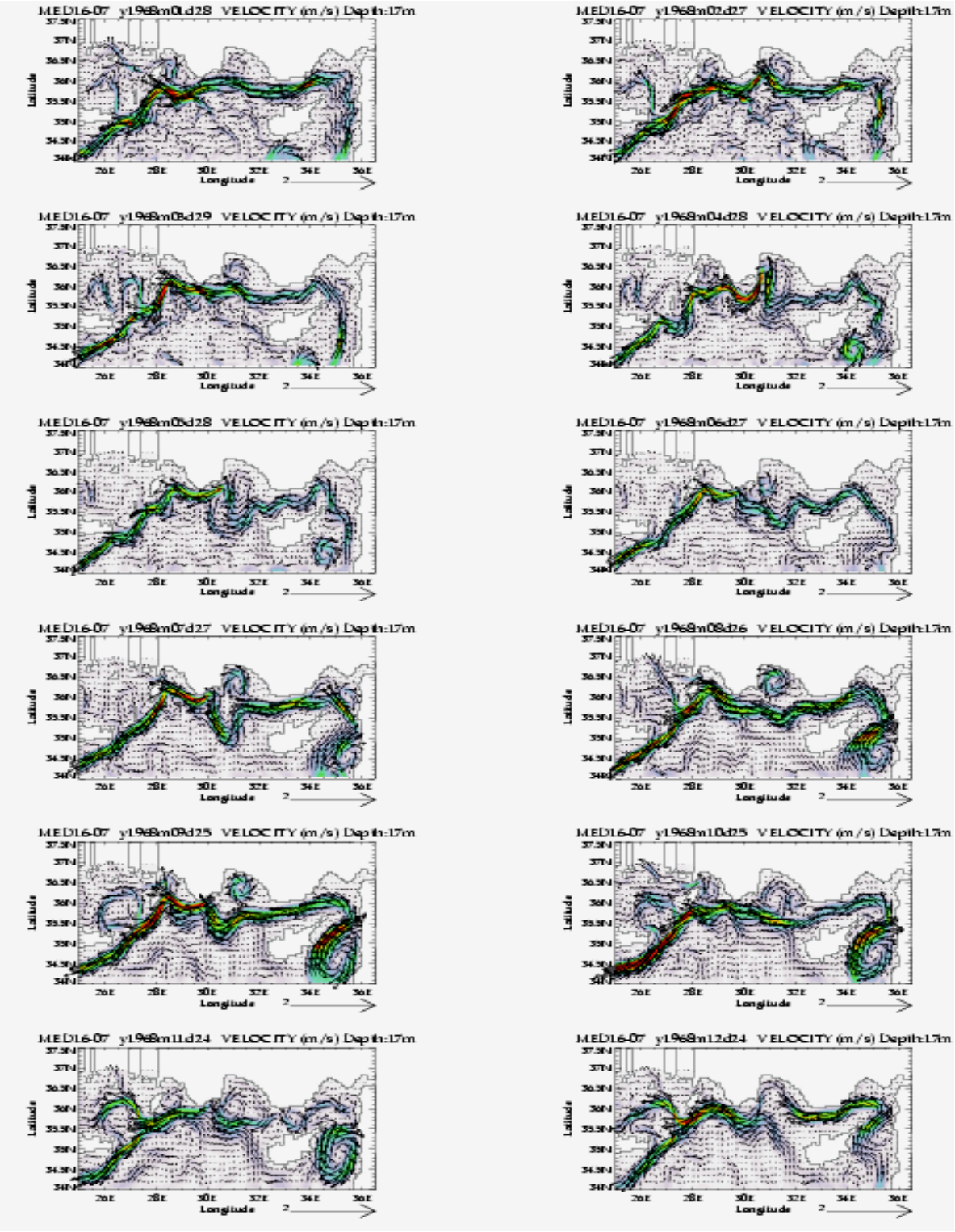


Fig.5.12 : Série temporelle des champs moyennés sur deux jours de la vitesse superposée sur le module de la vitesse de l'année 9

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

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

V.2.2.6 Tourbillons associés à l'AMC :

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

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

V.2.3 Comparaison avec les images SST :

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

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

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

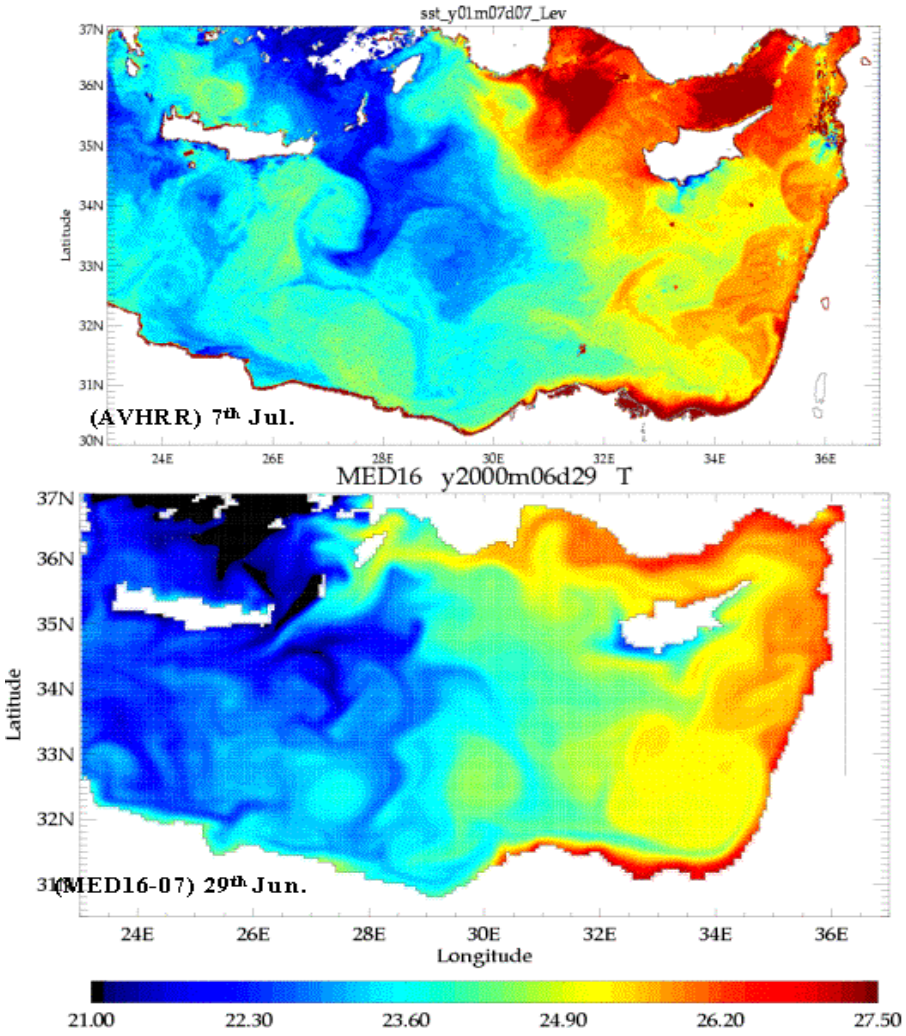


Fig.5.13 : Images SST dans le Bassin Levantin pendant l'été de AVHRR (haut) et du modèle MED16-07(bas).

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

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

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

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

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

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

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

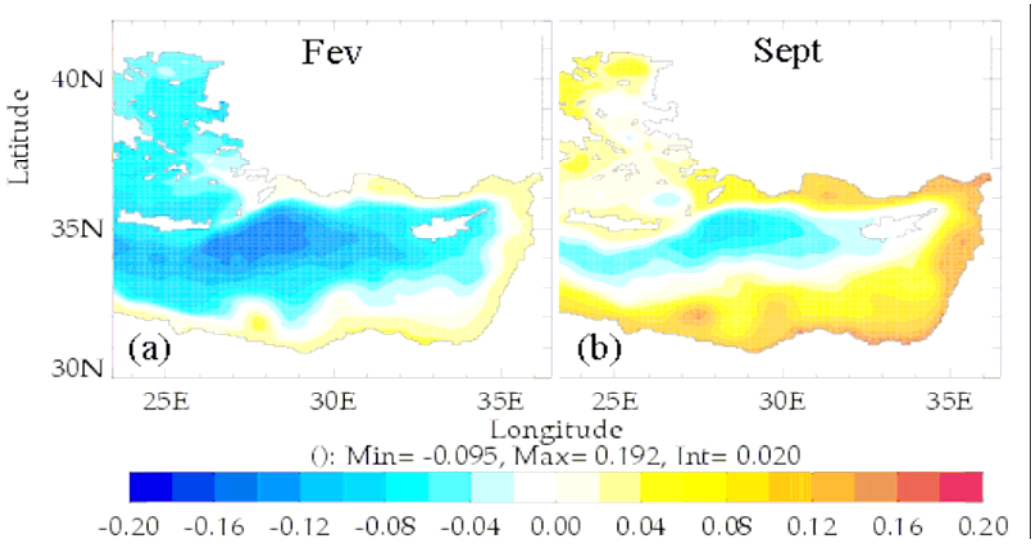


Fig.5.14 : SSH moyenne sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 en (a) février, (b) septembre.

V.2.4.1 En hiver :

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

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

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

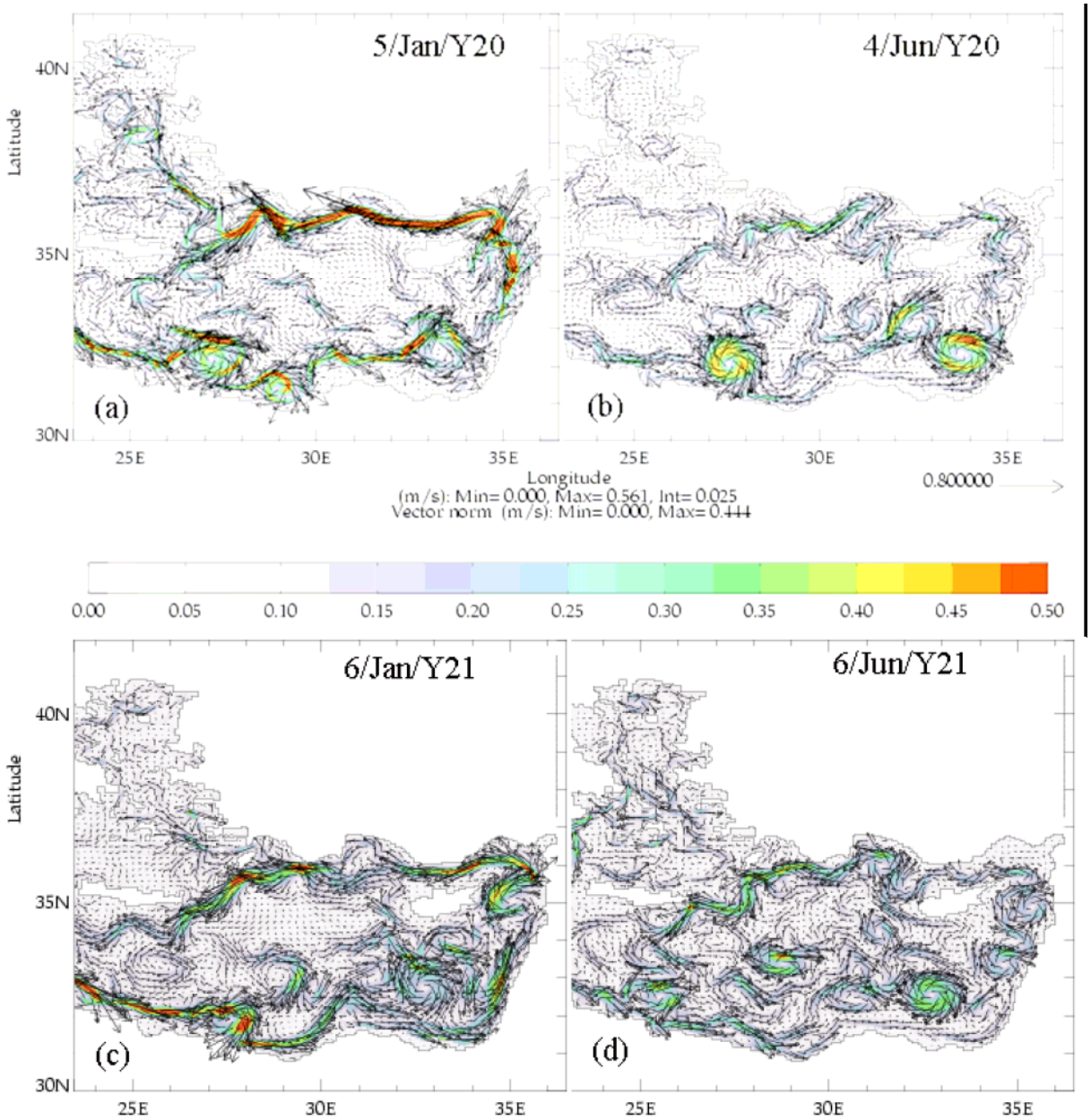


Fig.5.15 : Série temporelle de la vitesse de l'expérience MED16-07 en (a) janvier de l'année 20, (b) juin de l'année 20, (c) janvier de l'année 21, (d) juin de l'année 21.

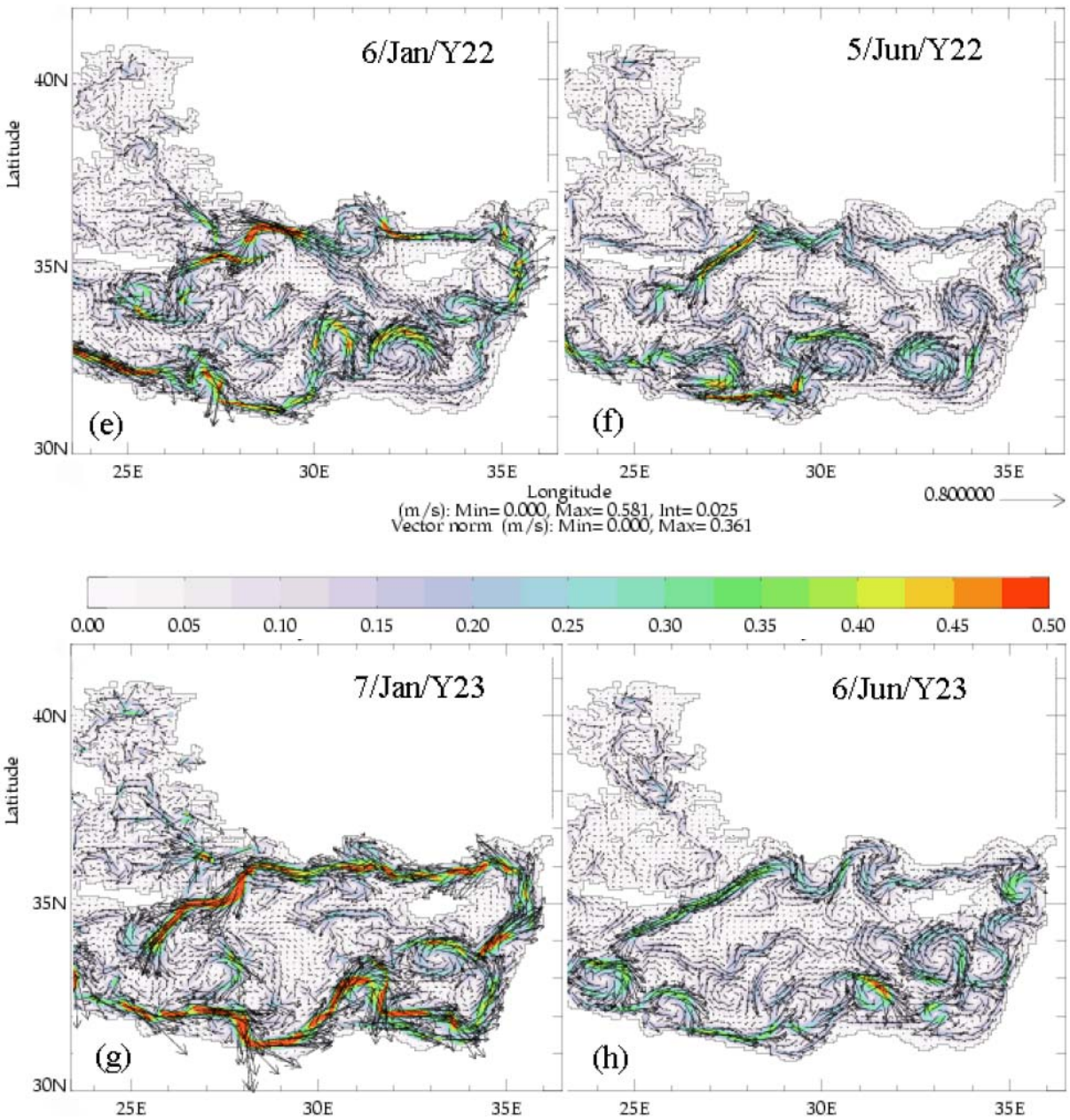


Fig.5.15 (suite): (e) janvier de l'année 22, (f) juin de la année 22, (g) janvier de l'année 23 et (h) juin de l'année 23.

V.2.4.2 En été :

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

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

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

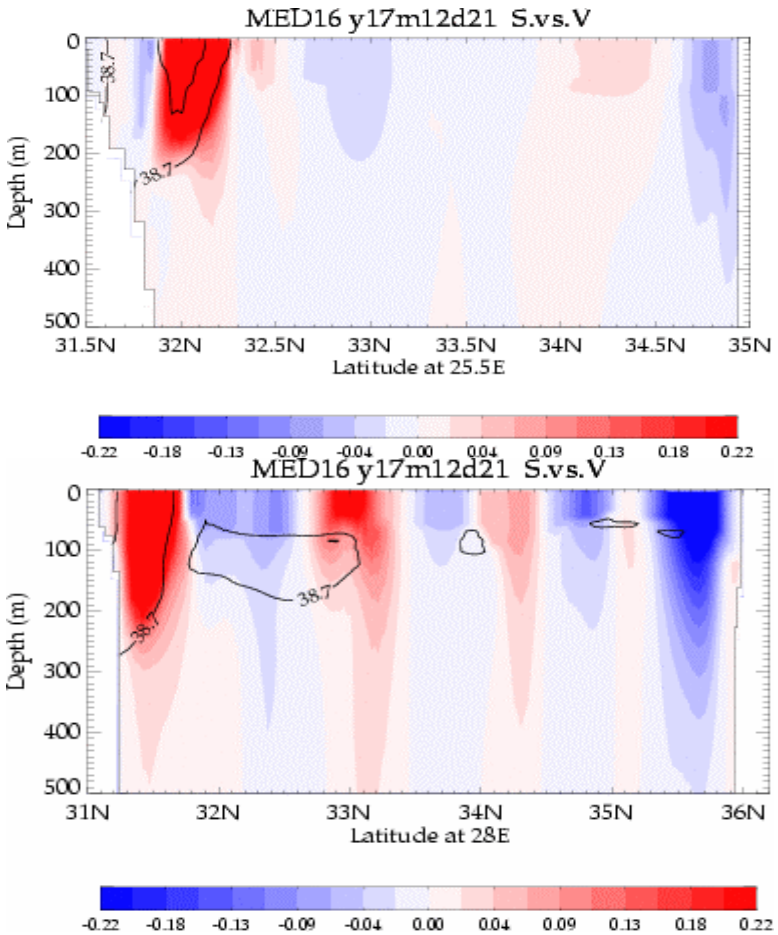


Fig.5.16 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposées sur les isohalines de l'AW (<38.7) (haut) à 25.5°E et (bas) à 28°E.

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

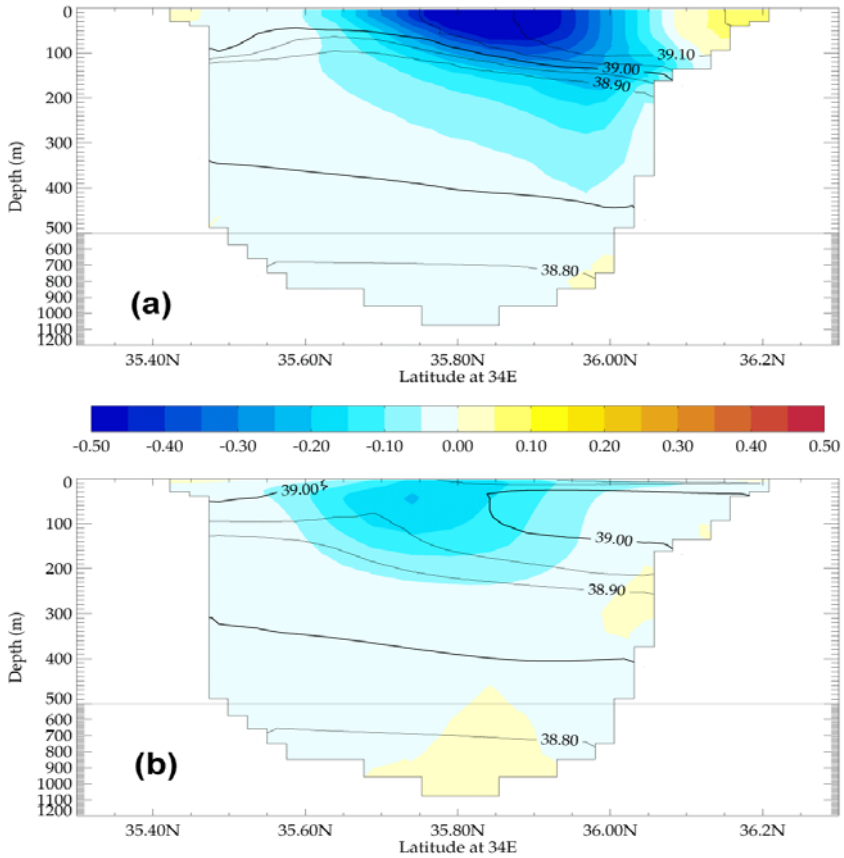


Fig.5.17 : Sections verticales du courant zonal (vers l'Est en rouge, vers l'Ouest en bleu) superposées sur les isohalines à travers le canal de Cilicie (32.5°E/35.1-36.1°N) au Nord de Chypre (a) en janvier et (b) en juin.

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

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

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

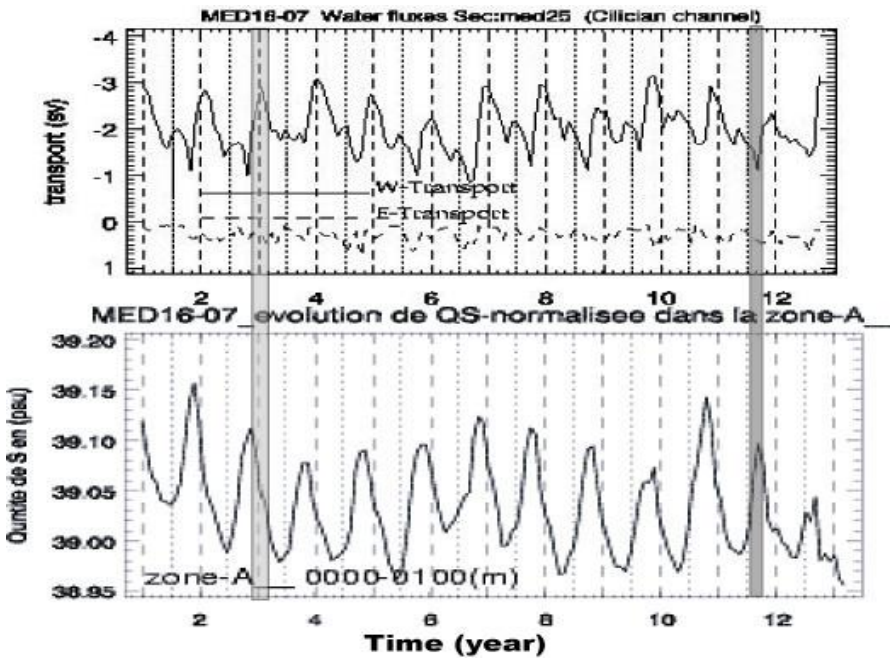


Fig.5.18 : Séries temporelles de la moyenne mensuelle (haut) du transport à travers le canal de Cilicie (trait plein et tirets indiquent le transport vers l'Ouest et l'Est respectivement) et (bas) de la quantité de sel de la colonne d'eau jusqu'à 100 m de profondeur dans le Sud-Ouest de la baie d'Antalya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

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

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

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

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

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

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

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

V.3 La circulation intermédiaire

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

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

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

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

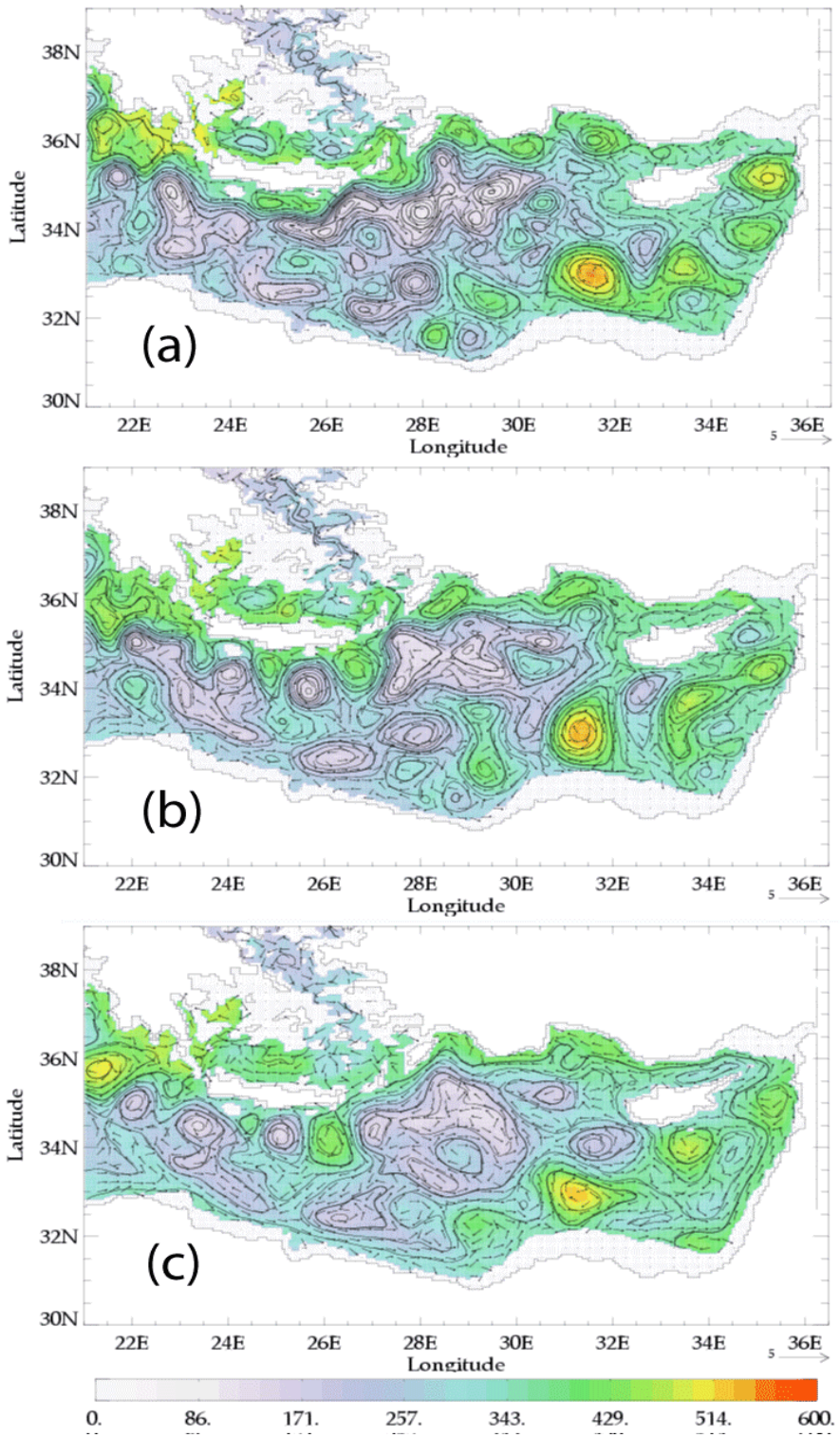


Fig.5.19: Série temporelle des isolignes de la fonction de Bernoulli et isocouleurs de la profondeur et de la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.10 dans le Bassin Levantin de la 17ème année en (a) juin, (b) septembre et (c) en décembre. Les couleurs indiquent la profondeur en mètres.

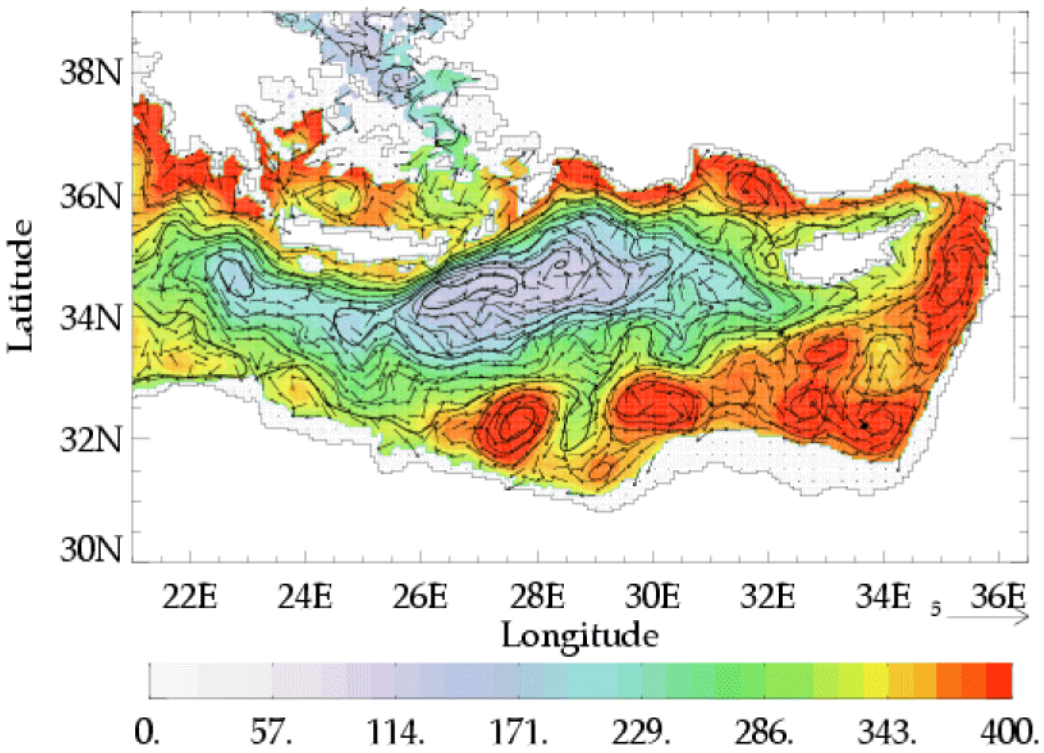


Fig.5.20 : Champs mensuels du mois de juin moyennés sur les 13 dernières années de l'expérience MED16-07 des isolignes de la fonction de Bernoulli et de la profondeur et de la vitesse projetées sur la surface de l'isopycne 29.10. Notons que les vecteurs de la vitesse sont normalisés pour une raison de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

V.4 Conclusion

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

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

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

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

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

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

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

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