



**Université de la Méditerranée
Aix-Marseille II**

Ecole Doctorale Sciences de l'Environnement

THESE

présentée par

Julie GATTI

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE AIX-MARSEILLE II
Discipline : Océanographie physique

**Intrusions du Courant Nord Méditerranéen sur la partie
est du plateau continental du Golfe du Lion**

soutenue le 16 juin 2008 devant le jury composé de :

Mme Claude Estournel	Rapporteur	LA, Toulouse
M Gilles Reverdin	Rapporteur	LOCEAN, Paris
M Bernard Barnier	Examineur	LEGI, Grenoble
M Ivan Dekeyser	Examineur	COM, Marseille
M Yann Leredde	Examineur	GM, Montpellier
M Jean-Luc Devenon	Directeur de thèse	LOPB, Marseille
Mme Anne Petrenko	Directeur de thèse	LOPB, Marseille

Centre d'Océanologie de Marseille (COM), OSU
Laboratoire d'Océanographie Physique et Biogéochimique (LOPB)
UMR 6535
Campus de Luminy – Case 901, 13288 MARSEILLE Cedex 09, France



Remerciements

Je remercie, en premier lieu, mes directeurs de thèse, Anne Petrenko et Jean-Luc Devenon pour m'avoir guidée pendant ces années de thèse et m'avoir transmis leur savoir et leur expérience. Merci à Jean-Luc pour nos discussions enrichissantes sur mon travail de thèse bien sûr mais aussi sur d'autres thématiques. Merci Anne pour m'avoir fait partager ta passion pour l'expérimental et pour tous ces bons moments passés dans le même bureau.

Mes remerciements vont ensuite aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer mes travaux de thèse, en particulier à mes rapporteurs Claude Estournel et Gilles Reverdin, ainsi qu'à Ivan Dekeyser pour avoir présidé ce jury.

J'adresse aussi mes remerciements à Claude Estournel et Patrick Marsaleix pour m'avoir permis d'utiliser leur modèle et pour avoir été disponibles pour répondre à mes diverses questions le concernant. Je remercie, de même, Yann Leredde pour m'avoir initiée à ce modèle et montré plusieurs astuces de la modélisation.

Mes remerciements vont évidemment à Bernard Barnier qui m'a donné le goût pour la recherche lors de mon DEA effectué au sein de son équipe et a été de bons conseils tout au long de ma thèse.

Merci également à Gilles Rougier, Jean-Luc Fuda et Pierre-Michel Theveny qui m'ont aidé pour mes premiers pas dans le traitement de mesures *in situ*, et merci aux 2 équipages du N/O Tethys II qui ont aussi été d'une aide précieuse dans les manip et pour "les valorisations" qu'ils ont réalisées à maintes reprises.

Arrivée au sein du LOB ou devrais-je dire maintenant du LOPB, l'accueil a été très chaleureux, je vous remercie tous, pour m'avoir aussi bien intégrée parmi vous... Et je n'oublierai jamais Nicole, Gilles et Melika pour leur soutien, Agnès, Emilie, Caroline, Lotty et Valérie pour nos divers délires, Alexandre pour les pauses "distributeur", et Lilita pour sa "patate" ...

Merci à ma famille et tous mes amis pour m'avoir soutenue et encouragée jusqu'au bout.

Et, bien évidemment, merci à Nico pour tout!

Table des matières

Cartes de la zone d'étude (feuillet dépliant)

Introduction générale	1
I- Le Courant Nord de Méditerranée occidentale	5
<u>I.1. La Méditerranée occidentale : quelques généralités</u>	5
I.1.1. La circulation générale	5
I.1.2. Les principales masses d'eau	6
<u>I.2. Le Courant Nord Méditerranéen</u>	9
I.2.1. Origine et formation	9
I.2.2. Caractéristiques et variabilités	10
I.2.2.1. Structure et intensité du Courant Nord	10
I.2.2.2. Activité mésoéchelle du Courant Nord	11
<u>I.3. Les intrusions du Courant Nord dans le Golfe du Lion</u>	13
I.3.1. Le Golfe du Lion et ses forçages	13
I.3.2. Localisation des intrusions	16
I.3.3. Les intrusions sur la partie est du Golfe du Lion	18
II- Méthodologie : des observations à la modélisation	23
<u>II.1. Les observations <i>in situ</i></u>	23
II.1.1. Stratégies d'observation	23
II.1.1.1. Le mouillage SOFI/GOLTS	23
II.1.1.2. Les campagnes en mer GOLTS	24
II.1.1.3. Les données complémentaires	27
II.1.2. Traitements des données	27
II.1.2.1. Données hydrologiques	27
II.1.2.1.1. Données de la bathysonde	27
II.1.2.1.2. Données XBT	28
II.1.2.1.3. Données du thermosalinomètre de coque	28
II.1.2.1.4. Données satellitaires	28
II.1.2.2. Données courantologiques	29
II.1.2.2.1. Principe de mesure d'un ADCP	30
II.1.2.2.2. L'ADCP du mouillage GOLTS	31
II.1.2.2.3. L'ADCP de coque du Téthys II	31
II.1.2.2.4. Qualité de la mesure de l'ADCP de coque	34
<u>II.2. Les expérimentations numériques</u>	39
II.2.1. Le modèle SYMPHONIE	39
II.2.1.1. Les équations du modèle	39
II.2.1.2. La fermeture turbulente verticale	41
II.2.1.3. La séparation des pas de temps "time-splitting"	41
II.2.1.4. Les discrétisations spatiale et temporelle	42
II.2.1.5. Les conditions aux limites et initiales	42
II.2.2. La simulation réaliste 2002 – SIM3km	44
II.2.2.1. Configuration	44

II.2.2.2. Test de sensibilité sur le vent	46
II.2.3. Les simulations haute résolution – juin 2002	46
II.2.3.1. Technique d’imbrication de modèles	46
II.2.3.2. Influence de la bathymétrie	47
II.3. En résumé	48
III- Les intrusions du Courant Nord : description et caractérisation	49
III.1. Définition des intrusions	49
III.1.1. Définition théorique	49
III.1.2. Définition pratique	50
III.2. Les intrusions dans les observations <i>in situ</i>	50
III.2.1. Détection des intrusions	50
III.2.2. Classification et description des intrusions	55
III.2.2.1. Intrusions d’une veine séparée du Courant Nord	55
III.2.2.2. Intrusions de la veine du Courant Nord empiétant sur le plateau	60
III.2.2.3. Situations de non-intrusion du Courant Nord	63
III.2.2.4. Récapitulatif	64
III.2.3. Quantification des intrusions	66
III.2.3.1. Calcul de flux de courant	66
III.2.3.2. Flux du Courant Nord	68
III.2.3.3. Variabilité des intrusions	71
III.2.3.4. Proportion du Courant Nord s’introduisant sur le plateau	71
III.2.4. Influence des oscillations d’inertie	74
III.2.4.1. Mise en évidence de l’oscillation d’inertie	74
III.2.4.2. Caractérisation de l’oscillation d’inertie	75
III.2.4.3. Quantification de l’oscillation d’inertie	80
III.2.5. Fréquence d’occurrence	81
III.2.5.1. Mouillage GOLTS	81
III.2.5.2. Images AVHRR	81
III.3. Les intrusions dans les expérimentations numériques	82
III.3.1. Détection systématique des intrusions modélisées	82
III.3.1.1. Méthode de calcul de flux de courant à travers une isobathe	82
III.3.1.2. Amélioration du calcul de flux	83
III.3.2. Description spatiale des intrusions modélisées	85
III.3.2.1. Classification	85
III.3.2.2. Localisation	87
III.3.3. Fréquence et variabilité des intrusions	88
III.3.4. Comparaison avec les données de la campagne GOLTS: 11-16 juin 2002	89
III.3.4.1. Validation hydrologique	89
III.3.4.2. Variabilité spatiale des courants	90
III.3.4.3. Flux de l’intrusion modélisée	91
III.4. En résumé	92
IV- Vers une meilleure compréhension des intrusions du Courant Nord	93
IV.1. Equation de la vorticité moyennée et dimensionnement	93
IV.1.1. Intrusion : état normal ou anormal ?	93
IV.1.2. Dimensionnement de l’équation de vorticité moyennée	97

IV.2. Causes possibles	98
IV.2.1. Effet JEBAR	98
IV.2.2. Variabilité du vent	99
IV.2.2.1. Les différentes actions du vent	99
IV.2.2.2. Analyse du vent durant les campagnes GOLTS	100
IV.2.2.3. Variabilité du vent modélisé	102
IV.2.2.3.1. Description générale	102
IV.2.2.3.2. Influence du Mistral	104
IV.2.2.3.3. Sensibilité au vent d'Est	106
IV.2.2.4. Récapitulatif	108
IV.2.3. Bilan d'eau sur tout le golfe	109
IV.2.3.1. Bilan d'eau du plateau dans SIM3km	109
IV.2.3.2. Lien entre les flux aux deux extrémités du plateau dans SIM3km	110
IV.2.4. Variabilité du Courant Nord	112
IV.2.4.1. Flux du Courant Nord	112
IV.2.4.1.1. Validation de la variabilité du flux du Courant Nord modélisé	112
IV.2.4.1.2. Variabilité du flux Courant Nord et les intrusions	113
IV.2.4.2. Structure du Courant Nord	113
IV.2.4.2.1. Les campagnes GOLTS	113
IV.2.4.2.2. Les sorties de SIM3km et de l'imbrication SIM1km	114
IV.2.5. Sensibilité à la bathymétrie	116
IV.2.5.1. Changement qualitatif, position de la veine d'intrusion	116
IV.2.5.2. Changement quantitatif, flux de la veine intrusive	117
Conclusions et perspectives	119
Annexes	125
<u>Annexe 1</u> : Publication de Gatti et al. (2006)	125
<u>Annexe 2</u> : Calculs de flux pour les données ADCP	137
<u>Annexe 3</u> : Interpolation des sorties du modèle le long d'une isobathe	141
<u>Annexe 4</u> : Intégration sur la verticale du gradient de pression horizontal	143
Bibliographie	145
Résumé	155
Abstract	156

Introduction générale

Introduction générale

Plus de 60% de la population mondiale vit sur une bande littorale large de quelques dizaines de kilomètres. Avec cette anthropisation croissante du littoral et le développement économique qui s'en suit, l'environnement côtier est soumis à de nombreuses menaces, le plus souvent conséquences directes ou indirectes de ces activités humaines : pollution, atteintes aux écosystèmes marins côtiers et à la biodiversité... Les scientifiques sont alors de plus en plus sollicités sur des problématiques côtières telles que : les risques d'érosion et de pollution marine, l'aménagement et la protection du littoral, l'exploitation des ressources énergétiques (exploitation pétrolière offshore, exploitation de l'énergie des courants marins, des vagues et des marées, de l'énergie thermique, éolienne offshore,...) et biologiques marines (valorisation des produits de la pêche, repeuplement,...). A l'interface entre atmosphère, continent, océan et sédiment, les domaines côtiers, en particulier les marges continentales, présentent aussi des enjeux scientifiques majeurs à travers, notamment, leur rôle tampon entre l'océan et le continent, leur contribution au stockage du carbone et à la production biologique...

En Méditerranée nord occidentale, le Golfe du Lion avec un plateau continental d'une superficie de 11000 km² est un site privilégié pour ces études côtières sur l'interaction entre la variabilité de la circulation du golfe, les apports du Rhône et l'activité biologique (Naudin et al., 2001), sur les échanges côte-large, et sur les bilans de différents éléments tels le carbone et le phosphore (e.g., Diaz, 2000 ; Van den Broeck and Moutin, 2002 ; Durrieu de Madron et al., 2003). Pour définir et prévoir l'état et l'évolution des écosystèmes des marges continentales, une bonne connaissance de la circulation côtière est nécessaire. En effet, les interactions entre une composante de la circulation à l'échelle d'un bassin et la circulation du plateau revêtent une importance capitale pour l'étude des échanges côte-large qui conditionnent le fonctionnement de l'écosystème d'une région côtière.

La circulation générale de Méditerranée nord occidentale est dominée par le Courant Nord Méditerranéen. C'est un courant de pente longeant le talus continental, d'est en ouest, depuis sa zone de formation en mer Ligure jusqu'en mer Catalane, en passant au large du Golfe du Lion. Ce courant oligotrophe contraste, d'un point de vue biogéochimique, avec les eaux du plateau continental du Golfe du Lion, riche en nutriments grâce aux apports du Rhône. Il est aussi reconnu pour amener de nombreux macro-déchets sur les côtes azuréennes et provençales et ce jusqu'à Marseille (Poitou, 2004; Galgani et al., 1995). Une étude d'images satellitaires (Millot and Wald, 1980) a en effet révélé que le Courant Nord Méditerranéen pouvait s'introduire, au moins en surface, jusqu'à Marseille. A la suite de précédentes campagnes océanographiques dans le Golfe du Lion, Moogli et SARHYGOL, des intrusions ont aussi été fortuitement observées (Petrenko, 2003 ; Petrenko et al., 2005) alors que l'objectif de la première campagne était plus biogéochimique que physique et de la seconde d'avoir une vue synoptique de l'ensemble de la circulation du plateau du Golfe du Lion. Une étude en modélisation a montré qu'une partie du Courant Nord Méditerranéen pouvait bifurquer sur le plateau en entrée du Golfe du Lion (Auclair et al., 2001). Puis une autre étude a reproduit une des intrusions du Courant Nord Méditerranéen, observée pendant les campagnes SARHYGOL (Petrenko et al., 2005). De tels phénomènes intrusifs du Courant Nord Méditerranéen sont-ils récurrents? Si oui, avec quelle fréquence ? Sous quelle forme se produisent-ils ? Ont-ils des zones préférentielles de pénétration sur le plateau ? Des études sur les échanges côte-large dans le Golfe du Lion ont montré que les canyons étaient des zones privilégiées d'export pour les eaux denses du plateau (Durrieu de Madron et al., 1999 ;

Dufau-Julliand et al., 2004 ; Ulses et al., 2008), le sont-ils pour ce processus inverse que sont les intrusions ? Les intrusions sont-elles un comportement normal d'un courant de pente ? Quelles en sont les causes et les conséquences ?

Des intrusions de courant de pente sur un plateau adjacent ont déjà été observées ailleurs dans le monde, en particulier, celles des eaux de surface des courants de bord ouest les plus connus que sont : le Gulf Stream et le Kuroshio. Oey et al. (1987) ont montré que des intrusions des eaux de surface du Gulf Stream se produisaient sur le plateau continental au sud-est des Etats-Unis (Baie Sud Atlantique), et qu'elles étaient probablement générées soit par le transport d'Ekman dû à la tension de vent du Nord soit par les méandres du Gulf Stream (Oey et al., 1987). Gawarkiewicz et al. (1992) ont suggéré que les intrusions de surface du Gulf Stream, qu'ils ont observées, en été, vers le cap Hatteras, sont favorisées par la présence d'une stratification isolant les eaux de surface de la contrainte topographique de la pente du fond. Des intrusions du Kuroshio sur le plateau continental des mers de Chine ont été mises en évidence en deux endroits principaux : à travers le détroit de Luzon (Caruso et al., 2006 ; Wu, 2005) et au nord-est de Taïwan (Chen et al., 1996 ; Tang et al., 1999). Les intrusions, dans la couche de surface, au nord-est de Taïwan, ont été associées, comme pour le Gulf Stream, au transport d'Ekman dû au vent (Chen et al., 1996), à la stratification (Tang et al., 1999) mais aussi au changement brusque d'orientation de la topographie (Chen et al., 1996; Tang et al., 1999). De véritables séparations d'une branche secondaire de la veine principale du Kuroshio sont aussi observées dans le détroit de Luzon et au nord-est de Taïwan. Ces veines séparées du Kuroshio s'introduisant en mer de Chine Est au nord-est de Taïwan et en mer de Chine Sud par le détroit de Luzon sont associées à l'effet beta respectivement par Chen et al. (1996) et par Sheremet (2001). Ce dernier pense aussi que les effets inertiels ont un impact. D'autres mécanismes peuvent agir : Wu et al. (2005) et Caruso et al. (2006) mettent en avant le rôle du rotationnel de la tension de vent sur les intrusions du Kuroshio par le détroit de Luzon, et Chen (2004) a montré que les intrusions au nord-est de Taïwan pouvaient aussi être favorisées par l'effet JEBAR (Joint Effect of Baroclinicity and Relief, Sarkisyan and Ivanov, 1971). Cependant, le Gulf Stream et le Kuroshio sont des courants dirigés vers le pôle Nord et fortement influencés par l'effet beta alors que, pour le cas que nous étudions, l'ordre de grandeur de cet effet est négligeable. Les raisons du comportement de ces courants ne peuvent donc pas être directement appliquées au Courant Nord Méditerranéen mais permettent d'avoir des pistes de réflexion.

Pour avoir des comportements de courant comparables, des configurations similaires au Golfe du Lion, associant un golfe et un courant, ont été cherchées. Deux exemples ont été trouvés : le plateau au nord-ouest de la mer Noire, bordé par le Rim Current, et le plateau du Golfe de Papouasie, bordé par le Coral Sea Coastal Current. Bien que de superficies supérieures à celle du plateau du Golfe du Lion, ces plateaux ont leurs talus orientés ouest-est et sont bordés dans leurs parties sud par ces courants de pente. Dans la mer Noire, le Rim Current est un courant très instable présentant de nombreux méandres et d'importants tourbillons anticycloniques, quasi-permanents et d'autres transitoires, sur son bord interne (Korotaev et al., 2003). Des bifurcations de ce courant, associé au développement de l'un de ses anticyclones (celui de Sevastopol), sont observées avec intrusion sur le plateau continental au nord-ouest de la mer Noire (Oguz and Besiktepe, 1999 ; Korotaev et al., 2003). Cependant, les mécanismes de génération de ces intrusions n'ont pas encore été analysés. Quant au Coral Sea Coastal Current, il parcourt d'ouest en est le talus du Golfe de Papouasie mais, étant dans l'hémisphère sud, le paramètre de Coriolis joue le même rôle que dans le Golfe du Lion. Seule une intrusion à la sortie du golfe a été détectée, elle est associée au développement d'un tourbillon anticyclonique sur le golfe (Wolanski et al., 1995). Des intrusions telles que celles du Courant Nord existent donc dans d'autres sites, mais n'ont pas, à notre connaissance, fait l'objet d'études détaillées.

Le projet GOLTS-ARGOL (2001-2004), dans lequel s'inscrit ce travail de thèse, a alors été mis en place, sous le financement du PATOM et du PNEC, avec comme objectif d'acquérir une bonne connaissance de ce phénomène d'intrusion du Courant Nord Méditerranéen pour pouvoir, dans des études postérieures, en évaluer les conséquences sur l'hydrodynamisme et les écosystèmes du Golfe du Lion. Deux stratégies ont été adoptées. Une première expérimentale a consisté à mettre en place un mouillage fixe en rebord de plateau et à réaliser des campagnes en mer, dans la zone de ce mouillage, tous les six mois pour étudier les variabilités spatiale et temporelle des intrusions. A l'échelle côtière, les processus physiques présentent une plus grande variabilité qu'en hauturier, pouvant aller de la saison jusqu'à quelques heures et de dizaines de kilomètres à quelques mètres. L'interprétation des mesures de campagnes en mer côtières est alors rendue complexe. Une seconde stratégie s'est donc révélée nécessaire et a reposé sur le recours à la modélisation numérique, avec le modèle 3D côtier à surface libre SYMPHONIE, pour parfaire la caractérisation des intrusions et analyser les différents processus possibles à l'origine de ces intrusions.

Cette thèse s'articule autour de quatre chapitres. Dans un premier chapitre introductif, une description des principales caractéristiques de la circulation en Méditerranée, et plus précisément dans sa partie nord occidentale, est réalisée. La problématique des intrusions du Courant Nord sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion est ensuite posée. Dans le chapitre II, les stratégies d'observation des intrusions ainsi que les expérimentations numériques conduites pour en améliorer notre compréhension sont présentées. Dans le chapitre III, les intrusions sont mises en évidence et caractérisées à partir des observations *in situ* et des expérimentations numériques. Finalement, dans le chapitre IV, les différentes causes possibles des intrusions sont prospectées.

Chapitre I

Le Courant Nord de Méditerranée occidentale

I- Le Courant Nord de Méditerranée occidentale

La mer Méditerranée doit son nom du latin *mediterraneus* qui signifie *au centre de la terre*. Elle est en effet un bassin d'environ 2,5 millions de km² presque entièrement fermé, compris entre l'Europe, l'Afrique du Nord et l'Asie Occidentale, et elle ne communique avec l'océan Atlantique que par le détroit de Gibraltar (figure I.1). Le resserrement entre la Sicile et la Tunisie la divise en deux bassins : un bassin occidental et un bassin oriental. Ce chapitre va s'intéresser, en premier lieu, à la circulation générale dans le bassin occidental de la mer Méditerranée pour ensuite se focaliser sur la branche nord de cette circulation : le Courant Nord Méditerranéen.

I.1. La Méditerranée occidentale : quelques généralités

I.1.1. La circulation générale



Figure I.1 : la mer Méditerranée : ses différents bassins et mers intérieures (source : http://fr.wikipedia.org/wiki/Image:Mediterranean_Sea_political_map-fr.svg).

La mer Méditerranée est un bassin d'évaporation ou encore de concentration, c'est-à-dire une mer dont le taux d'évaporation est supérieur au taux de précipitation et aux apports fluviaux. Ce déficit en eau, accompagné d'une concentration en sel plus élevée, augmente la densité de l'eau de la mer et est compensé par des entrées d'eau moins dense, en surface, par le détroit de Gibraltar (Lacombe and Tchernia, 1972). Cette eau d'origine atlantique, contrainte par la force de Coriolis (dans l'hémisphère nord), va longer les côtes qu'elle trouve sur sa droite, et ainsi circuler dans le sens contraire des aiguilles d'une montre dans l'ensemble de la mer Méditerranée (Millot, 1989).

Au sud du bassin occidental, le long des côtes algériennes, cette circulation cyclonique, caractérisée par le Courant Algérien, est très turbulente avec la génération de

tourbillons anticycloniques pouvant atteindre ~100 km de diamètre (e.g. Millot, 1991 ; Millot and Taupier-Letage, 2005a) ; tandis qu'au nord elle est représentée par le Courant Nord Méditerranéen qui est une veine plus stable (Millot, 1989).

I.1.2. Les principales masses d'eau

Les différentes masses d'eau présentes en Méditerranée occidentale ont fait l'objet de nombreuses études ces dernières décennies et des schémas de circulation (figures I.2 et I.3) de plus en plus précis ont pu être établis pour chacune d'entre elles (e.g. Millot, 1987 ; Millot, 1999 ; Send et al., 1999 ; Millot and Taupier-Letage, 2005a). Ces masses d'eau peuvent être répertoriées selon l'immersion à laquelle elles sont rencontrées :

- en surface : l'eau atlantique modifiée ou MAW (Modified Atlantic Water),
- à mi-profondeur : l'eau levantine intermédiaire ou LIW (Levantine Intermediate Water) et épisodiquement l'eau hivernale intermédiaire ou WIW (Winter Intermediate Water),
- au fond : l'eau méditerranéenne profonde ou WMDW (Western Mediterranean Deep Water) et l'eau tyrrhénienne profonde ou TDW (Tyrrhenian Deep Water).

L'eau d'origine atlantique, une fois entrée en Méditerranée par le détroit de Gibraltar, va subir des modifications le long de son parcours cyclonique dans la couche de surface (100 à 200 m d'épaisseur). Elle devient de plus en plus salée et, dans les régions les plus septentrionales, elle est progressivement refroidie par interaction avec l'atmosphère, ce qui la rend plus dense. Elle est alors nommée eau atlantique modifiée : MAW et passe d'une salinité de 36.5 et d'une température de 15-16°C à Gibraltar, à une salinité de l'ordre de 38-38.3 et une température moyenne sous la couche de mélange de 14-15°C au nord de la Méditerranée occidentale (Millot, 1999 ; Albérola and Millot, 2003). En poursuivant sa circulation cyclonique dans les bassins occidentaux (figure I.2) et orientaux, en particulier dans leurs parties nord, la MAW va être impliquée dans la formation de nouvelles masses d'eau : les LIW, WIW et WMDW.

Au nord de la mer Levantine (figure I.1), entre Chypre et Rhodes, la convection hivernale, due à l'augmentation importante de densité de la MAW par évaporation et refroidissement sous l'action de masses d'air froid et sec, conduit à la formation de LIW (Font, 1987 ; Millot, 1987). La LIW est l'eau intermédiaire la plus salée et la plus chaude rencontrée à mi-profondeur en Méditerranée et, produite en grand volume, elle est facilement repérable dans toute la Méditerranée. Après avoir franchi le détroit de Sicile, elle suit d'abord un circuit cyclonique dans la mer Tyrrhénienne (où une partie passe le canal de Corse) puis, en sortie du détroit de Sardaigne, remonte les côtes ouest de Sardaigne et de Corse pour longer le talus continental des côtes italiennes, françaises et espagnoles jusqu'au détroit de Gibraltar (figure I.3). Elle est repérée, surtout par son maximum en salinité, sous la couche de MAW, entre 200 m et 600-1000 m de profondeur dans la Méditerranée nord occidentale (figure I.4). Comme la MAW au large des côtes algériennes, une partie de la LIW peut être entraînée des côtes sardes au centre du bassin occidental par des tourbillons anticycloniques (Millot and Taupier-Letage, 2005b).

La formation de la deuxième eau intermédiaire : WIW est, quant à elle, observée dans l'ensemble de la Méditerranée nord occidentale aussi bien sur les plateaux continentaux du Golfe du Lion (Fieux, 1974 ; Person, 1974 ; Petrenko, 2003) et de la mer des Baléares (Salat and Font, 1987) qu'au large du Golfe du Lion (Conan and Millot, 1995 ; Fuda et al., 2000) et dans la mer Ligure (Albérola et al., 1995). Le processus de formation de la WIW est l'intense refroidissement de la MAW de surface pendant de fortes tempêtes de vent de Nord/Nord-Ouest en hiver. Sur le plateau continental cette eau va s'enfoncer le long des isopycnes pour cascader dans les canyons du talus (Béthoux et al., 2002 ; Dufau-Julliand et al., 2004 ;

Langlais, 2007 ; Ulses et al., 2008) et rejoindre, à sa profondeur d'équilibre isopycnale, la circulation générale ; tandis qu'au large elle va être recouverte par de la MAW plus chaude et plus légère, advectée par le Courant Nord Méditerranéen (Albérola et al., 1995 ; Conan and Millot, 1995). Même si les caractéristiques de WIW peuvent varier d'un endroit à l'autre de la Méditerranée nord occidentale, cette masse d'eau est caractérisée et toujours repérée par un minimum de température entre la MAW et la LIW (figure I.4).

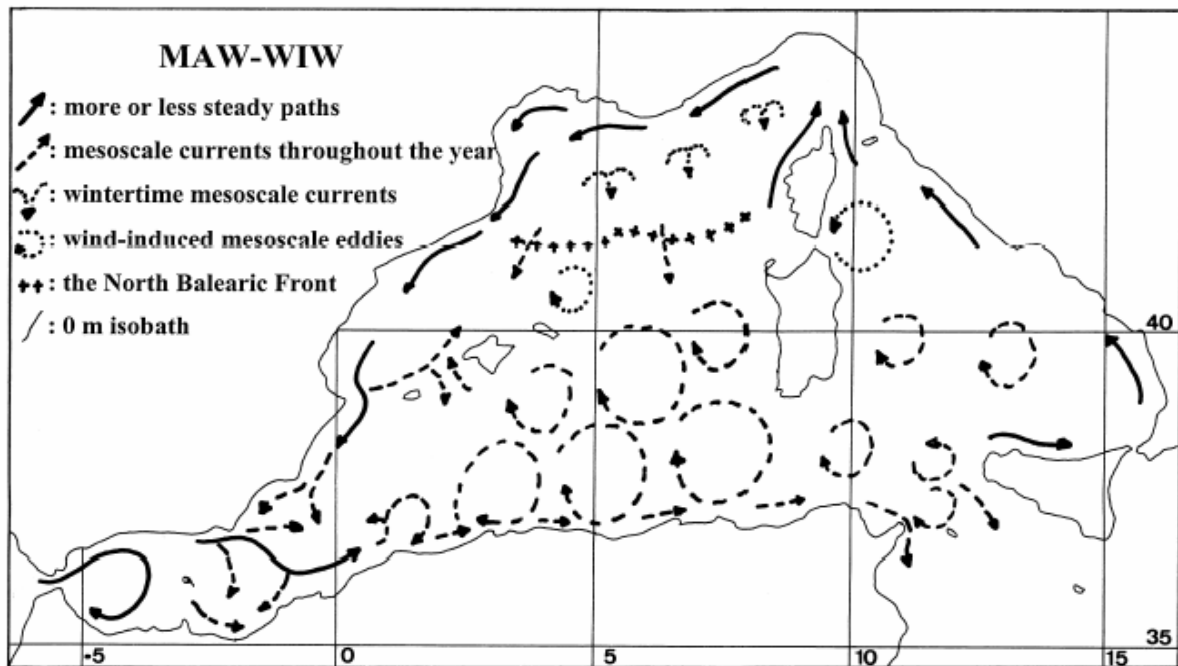


Figure I.2 : circulation de MAW et WIW en Méditerranée occidentale et zone de formation d'eau profonde (⋯⋯⋯, WMDW), issu de Millot, 1999.

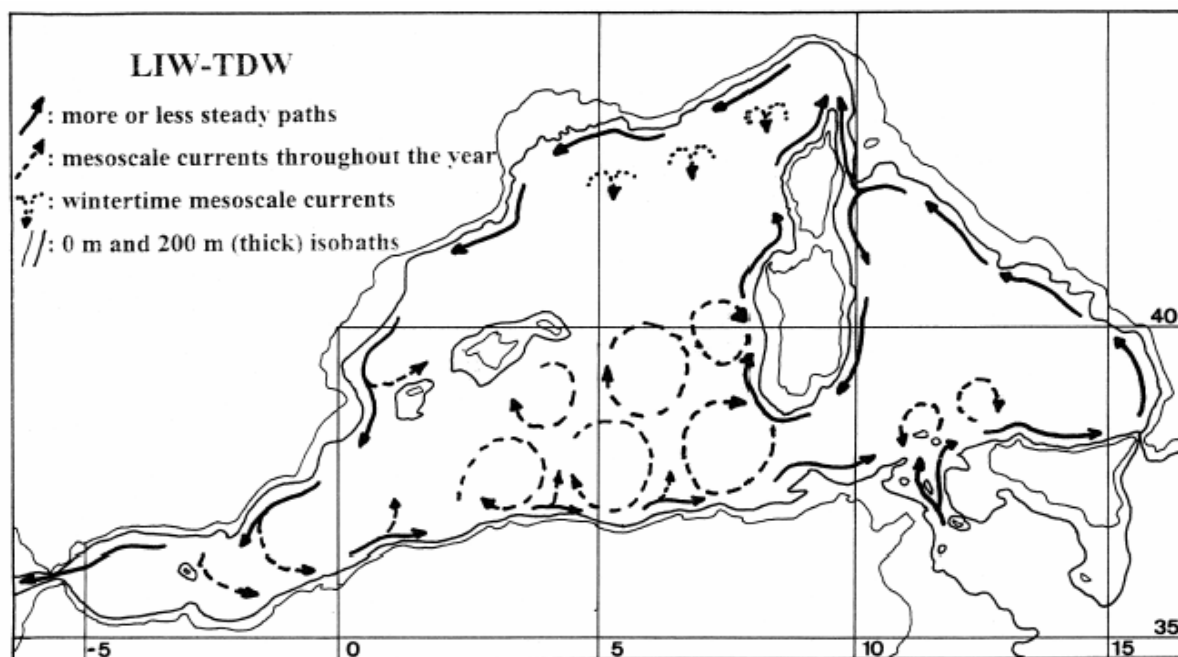


Figure I.3 : circulation de LIW et TDW en Méditerranée occidentale et zone de formation d'eau profonde (⋯⋯⋯, WMDW), issu de Millot, 1999.

En Méditerranée nord occidentale, au cours de l'hiver, la MAW et la LIW participent à la formation de la WMDW par convection à la suite d'une série de processus dynamiques (Gascard, 1978). Les conditions atmosphériques sont à l'origine du processus de convection profonde qui se produit, au large du Golfe du lion, sur une zone de ~50 à 100 km de diamètre (figure I.5), centrée sur 42°N et 5°E (MEDOC group, 1970), à travers des zones plus intenses et très localisées (d'un diamètre de l'ordre du kilomètre) appelées "cheminées" (Schott and Leaman, 1991 ; Schott et al., 1994). Le refroidissement atmosphérique hivernal et les forts vents froids et secs (Mistral et Tramontane) soufflant dans cette zone refroidissent la couche de surface (MAW) et augmentent, par évaporation, sa salinité, ce qui favorise la structure en dôme des isopycnes avec des densités très élevées qui affleurent la surface. Cette densification des eaux de surface s'accompagne d'une perte de flottabilité suffisante pour que le mélange atteigne d'importantes profondeurs, en particulier la couche de LIW. La LIW étant plus salée, la convection est favorisée et les cheminées de formation d'eau dense vont atteindre le fond de l'océan. Lorsque le mélange de MAW et LIW atteint une densité assez élevée, celui-ci va plonger au fond du bassin et former la WMDW.

La WMDW participe, elle aussi, à la formation d'une masse d'eau : la TDW. Les eaux intermédiaires égéennes et adriatiques formées en Méditerranée orientale, cascaden par le détroit de Sicile à 2000 m (Sparnocchia et al., 1999) pour atteindre le fond de la mer Tyrrhénienne. Elles se mélangent alors avec les eaux de Méditerranée occidentale présentes dans ce sous-bassin, c'est-à-dire principalement la WMDW, pour former la TDW. La TDW s'écoule ensuite comme la WMDW dans les profondeurs du bassin occidental (Milot, 1999).

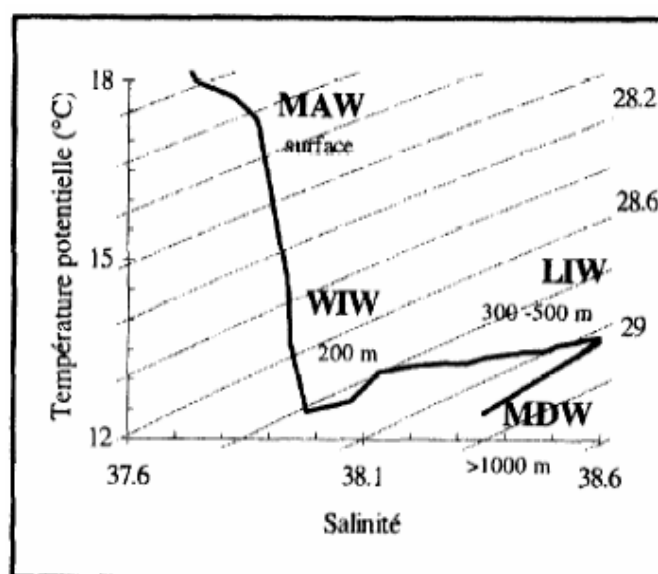


Figure I.4 : diagramme θ/S type des différentes masses d'eau rencontrées en été dans le Golfe du Lion (les faibles valeurs de S de MAW sont dues aux apports du Rhône), issu de Conan et al., 1998.

Toutes ces masses d'eau suivent un circuit cyclonique dans la mer Méditerranée. Dans la partie nord du bassin occidental, le Courant Nord Méditerranéen transporte donc les eaux suivantes : la MAW (faibles salinités : S de l'ordre de 38-38.3 et $T > 13.3^{\circ}\text{C}$) et LIW (hautes T et S : $T > 13.3^{\circ}\text{C}$ et $S > 38.5$) advectées tout au long de l'année et la WIW (minimum de température : $T < 13.2^{\circ}\text{C}$ et $S \sim [38.1-38.3]$) lorsque celle-ci est présente, i.e. lors d'hivers particulièrement secs et froids. Certains auteurs (Conan and Millot, 1995) associent aussi au Courant Nord Méditerranéen une quatrième masse d'eau : la WMDW ($T \sim 12.8-12.9^{\circ}\text{C}$ et $S \sim 38.42-38.45$).

I.2. Le Courant Nord Méditerranéen

Le Courant Nord Méditerranéen sera nommé Courant Nord par la suite puisque ce travail de thèse se situe essentiellement en mer Méditerranée.

I.2.1. Origine et formation

Le Courant Nord (CN sur la figure I.5) tient son nom de sa position géographique dans le bassin méditerranéen occidental puisqu'il participe, comme vu précédemment, à la circulation générale au nord de ce bassin. Le Courant Nord est formé, en mer Ligure, par la convergence des courants Est (ECC pour Eastern Corsican Current) et Ouest Corse (WCC pour Western Corsican Current) (Astraldi et al., 1990). Fortement guidé par la bathymétrie, il longe alors le talus continental d'est en ouest de la mer Ligure à la mer Catalane en passant par le Golfe du Lion (López-García et al., 1994 ; Millot, 1999) ; ce qui lui valut sa précédente appellation de courant Liguro-Provençal-Catalan. Dans la mer des Baléares, le Courant Nord atteint le canal d'Ibiza où il se scinde en deux avec une partie mineure qui, au lieu de traverser le canal d'Ibiza comme la majeure partie, se dirige vers le nord-est pour former le courant des Baléares (Pinot et al., 2002).

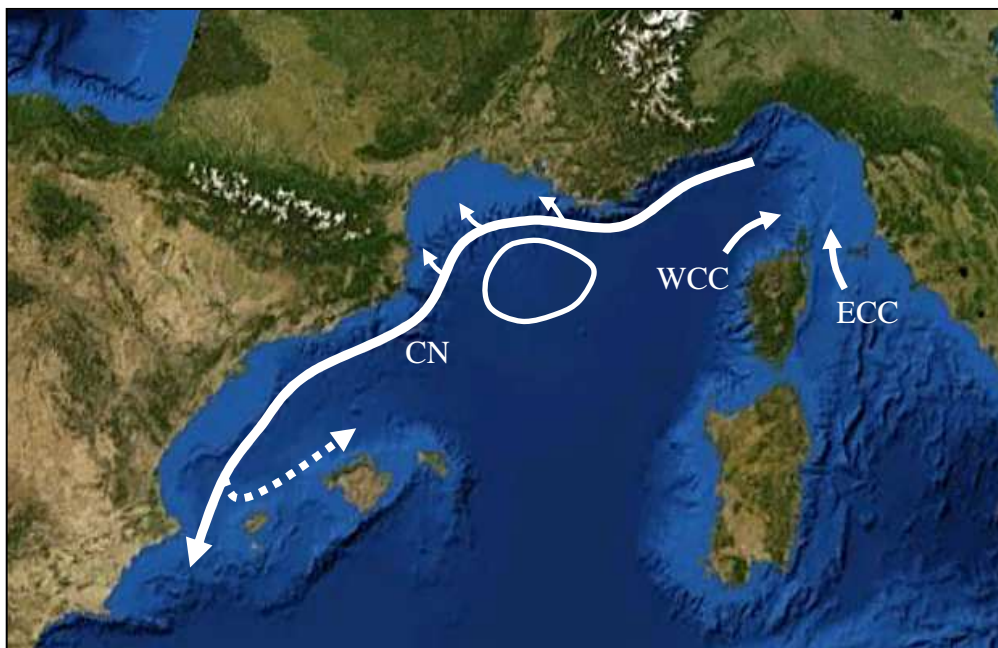


Figure I.5 : Les principaux courants en Méditerranée nord occidentale : le Courant Nord (CN) de la mer Ligure à la mer Catalane avec ses possibles intrusions sur le plateau du Golfe du Lion, les courants Est (ECC) et Ouest Corse (WCC), et le courant des Baléares (en pointillé). La zone de formation d'eau profonde au large du Golfe du Lion est délimitée par le cercle blanc.

Le Courant Nord, généralement repéré entre les isobathes 500 et 2000 m, est un courant de densité en équilibre géostrophique. Il est associé à une structure en dôme des isopycnes (figure I.6) en mer Ligure et au large du Golfe du Lion (Nyffeler et al., 1980 ; Crépon and Boukthir, 1987 ; Albérola et al., 1995 ; Conan and Millot, 1995) et à un front de densité le long du talus en mer catalane (Font et al., 1988). Il sépare ainsi les eaux plus denses du large des eaux côtières, et son intensité est fonction de l'inclinaison des isopycnes. Un des

moteurs aussi envisagé pour renforcer la circulation du Courant Nord est la formation d'eau profonde en hiver au large du Golfe du Lion (figure I.5). Il semble en effet y avoir une relation entre la variabilité saisonnière du Courant Nord et la circulation cyclonique se développant autour de la zone de formation d'eau profonde en hiver (Crépon and Boukthir, 1987 ; Madec et al., 1991 ; Albérola et al., 1995 ; Conan and Millot, 1995).

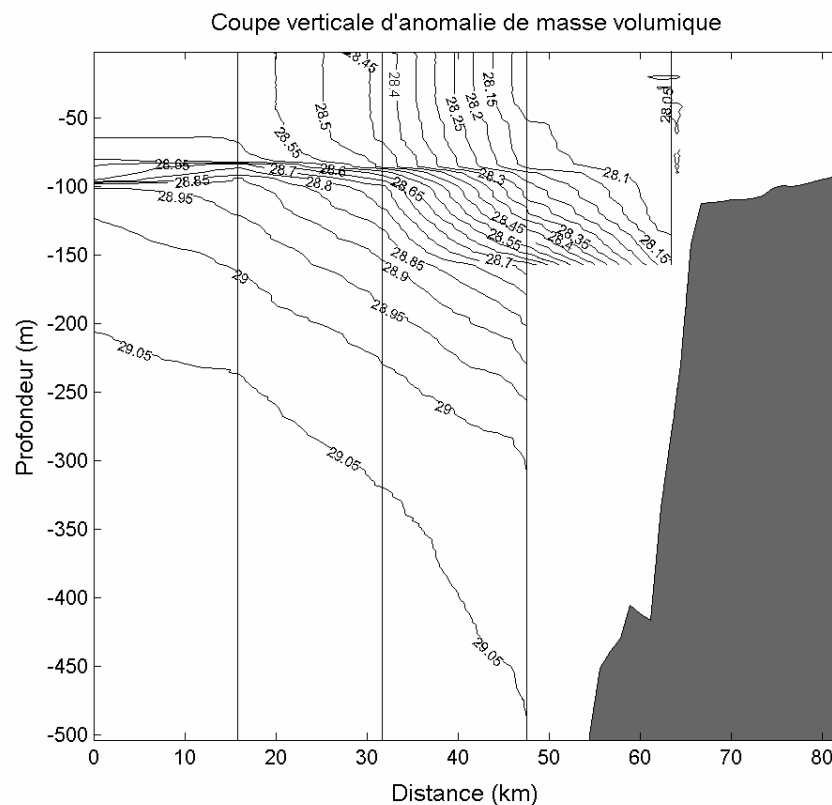


Figure I.6 : Coupe verticale d'anomalie de masse volumique le long d'un trajet bateau Nord-Sud de la campagne GOLTS de décembre 2003 (1-6) à la longitude 5,13°E (figure II.2), calculée à partir de 6 profils CTD indiqués par les lignes verticales. Les isopycnes sont tracées tous les 0,05 kg/m³.

I.2.2. Caractéristiques et variabilités

Le Courant Nord est une veine de courant présentant une forte variabilité saisonnière (Millot, 1991), aussi bien au regard de sa structure spatiale qu'au regard de son activité mésoéchelle.

I.2.2.1. Structure et intensité du Courant Nord

La délimitation verticale de la veine du Courant Nord est rendue difficile par l'absence, en profondeur, de cisaillement de vitesse bien marqué. L'isotach 5 cm/s est alors choisie arbitrairement comme limite inférieure de la veine dans la plupart des études sur le Courant Nord (e.g., Castellón et al., 1990 ; Conan and Millot, 1995 ; Petrenko, 2003).

Des données hydrologiques (Albérola et al., 1995 ; Conan and Millot, 1995 ; Albérola and Millot, 2003) et courantologiques (Castellón et al., 1990 ; Petrenko, 2003), collectées en mer Ligure, dans le Golfe du Lion et en mer Catalane, indiquent que le Courant Nord est large (~ 35-50 km), peu profond (< 250 m) et atteint des vitesses maximales de 30 à 50 cm/s de la

fin du printemps (mai-juin) à l'automne. En hiver (janvier à mars), il rétrécit (~ 20-30 km), s'approfondit (~ 250-500 m), se rapproche de la côte et s'intensifie avec des vitesses maximales de 60 à 80 cm/s. Font et al. (1995) et Petrenko (2003) montrent aussi qu'en cette saison le cœur du courant présente une asymétrie sur la verticale de sa limite en profondeur (figure I.7). Au début du printemps, le Courant Nord commence à s'élargir pour retrouver sa forme estivale plus étendue.

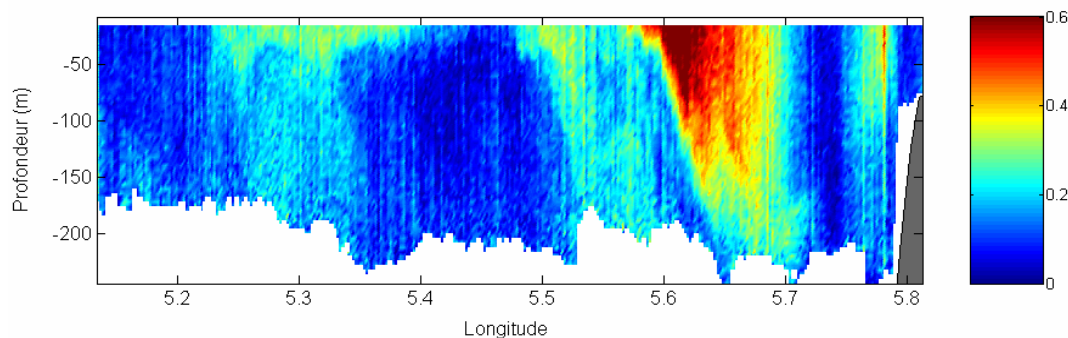


Figure I.7 : Coupe verticale de l'amplitude des courants mesurés par l'ADCP de coque du Téthys II le long de la radiale 6-7 (figure II.2) de la campagne de valorisation GOLTS de mars 2003. Le cœur du Courant Nord se situe entre 5,6° et 5,7°E.

L'intensification du courant à la mi-automne, et au début de l'hiver (Durrieu de Madron et al. 1999) s'accompagne d'une intensification du flux du Courant Nord. Ce flux est élevé pendant toute la période hivernale, ensuite il décroît progressivement dès le printemps (Albérola et al., 1995) jusqu'en été. En mer Ligure, le flux du Courant Nord, calculé à partir de vitesses géostrophiques (référencées à 700 dbar), varie de 1 à 1,9 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) avec les minimum et maximum atteints respectivement en juillet et novembre/décembre (Albérola et al., 1995 ; Sammari et al., 1995). Béthoux et al. (1988) ont mesuré des flux de courant pouvant même atteindre 2,7 Sv en janvier 1982. Ces flux élevés, observés tout au long de l'hiver, semblent résulter du flux maximum atteint par le ECC en début d'hiver (Astraldi et al., 1990) et du flux maximum atteint par WCC en fin d'hiver. La variabilité saisonnière du flux du Courant Nord en mer Ligure serait donc liée à celle des courants Est et Ouest Corse (Astraldi and Gasparini, 1992). Au large du Golfe du Lion, des flux maxima sont à nouveau rencontrés en hiver : 1,5 Sv en novembre pour Conan et al. (1998) et 2,1 Sv en janvier pour Petrenko (2003), et des flux minimums en été : 0,5 Sv (Conan and Millot, 1995) et 0,8 Sv (Petrenko et al., 2005) au mois de juin, que ce soit respectivement à partir de calculs de vitesses géostrophiques ou de mesures ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). En entrée de la mer Catalane, Font et al. (1988) font la même constatation avec un flux variant de 1 Sv en été à 2 Sv en hiver. Castellón et al. (1990) retrouvent un flux de 1 Sv en mai-juin par mesures ADCP.

Cependant, en mer Ligure et dans le Golfe du Lion, des valeurs de flux élevées ont été obtenues en dehors de la période hivernale : au début du printemps (1,8 Sv en avril, Conan and Millot, 1995) ou en été (1,7 Sv en juillet : Sammari et al. (1995), et 2 Sv en juin : Petrenko (2003)). Pendant la campagne de juin (Petrenko, 2003), elles pourraient être dues à la présence d'oscillations d'inertie influençant les courants mesurés par ADCP.

I.2.2.2. Activité mésoéchelle du Courant Nord

En hiver principalement, le Courant Nord devient plus instable et son activité mésoéchelle se manifeste par le développement de méandres (Millot, 1991) et le détachement de tourbillons.

Les méandres du Courant Nord ont d'abord été mis en évidence en mer Ligure à partir d'images satellitaires thermiques par Crépon et al. (1982). Repérés en décembre 1977, ils ont une longueur d'onde de 38 km, une vitesse de phase de 18 cm/s, soit une période de 2,5 j. En novembre 1979, certains ont des longueurs d'onde atteignant les 30 à 70 km. A partir de l'analyse spectrale de courantomètres sur une radiale de mouillages au large de Nice, Albérola et al. (1995) et Sammari et al. (1995) détectent des fluctuations transverses et parallèles à la veine du Courant Nord ayant des périodes de 3-6 jours pour les premières et de 10-20 jours pour les secondes. Ils associent les fluctuations transverses dans la bande temporelle de 3-6 jours à des méandres. Sammari et al. (1995) montrent qu'ils se propagent à environ 10 km/j, et présentent alors des longueurs d'onde de 30 à 60 km. Pour la bande des 10-20 jours, Sammari et al. (1995) l'interprètent comme un pulse du flot moyen, tandis qu'Albérola et al. (1995) la détectent aussi pour des fluctuations transverses et l'interprètent alors comme des méandres de plus grande amplitude.

Dans le Golfe du Lion, la manifestation d'une activité mésoéchelle du Courant Nord a été révélée par le déplacement du cœur du Courant Nord de 20 à 35 km de la côte au large de Marseille en une semaine (Conan and Millot, 1995). Ensuite, l'analyse spectrale de courantomètres placés dans le canyon du Grand Rhône, (Durrieu de Madron et al., 1999) et dans les canyons voisins (Flexas et al., 2002) identifie des fluctuations du courant dans la bande synoptique 2-10 jours avec des pics d'énergie à 3,5 j et 7 j. Dans cette région du talus, Flexas et al. (2002) confirment, par une analyse d'images AVHRR, la présence de larges méandres de longueur d'onde 80 km et de vitesses de phase allant de 2,3 cm/s à 8,9 cm/s, soit de périodes de 10-40 jours. Ils mettent aussi en évidence des tourbillons anticycloniques sur le bord interne du Courant Nord. Petrenko (2003) observe, quant à elle, des méandres de longueur d'onde de 70 km, lors d'une campagne en mer couvrant le Golfe du Lion.

En mer Catalane, des méandres de quelques dizaines de kilomètres sont détectés jusqu'au canal d'Ibiza (Pinot et al., 2002). Avec un mouillage de courantomètres en rebord de plateau, Font (1990) mesure des fluctuations importantes du courant dans la bande temporelle : 3-12 jours, puis Font et al. (1995) précisent que ces fluctuations ont des pics d'énergie à 3 j et 7,7 j, ce qui est cohérent avec les observations précédentes dans les régions amonts de Méditerranée nord occidentale. Comme dans le Golfe du Lion, des tourbillons anticycloniques de bord interne ont été détectés en divers endroits de la mer Catalane mais la question de leur origine reste encore ouverte. Arnau (2000) puis Rubio et al. (2005) s'interrogent sur une origine plus lointaine : dans le Golfe du Lion et une advection possible par le Courant Nord jusqu'en mer Catalane.

Toutes ces études s'accordent à dire que l'activité mésoéchelle est relativement faible au printemps et en été, augmente rapidement en automne pour atteindre son intensité maximale en hiver puis décroître en fin d'hiver (Taupier-Letage and Millot, 1986 ; Albérola et al., 1995 ; Font et al., 1995 ; Sammari et al., 1995). Cette activité mésoéchelle a été reliée au processus d'instabilité barocline (Crépon et al., 1982 ; Sammari et al., 1995 ; Flexas et al., 2002) en utilisant un modèle analytique. La variabilité mésoéchelle pourrait être associée au développement d'instabilités baroclines autour de la zone de convection hivernale (Gascard, 1978). Cependant toutes les fluctuations à mésoéchelle du Courant Nord ne sont pas expliquées par des instabilités baroclines, en particulier celles de la bande temporelle 3-6j. Pour expliquer cette bande temporelle, Flexas et al. (2004) proposent qu'elle soit due à des instabilités barotropes, l'activité mésoéchelle du Courant Nord résulterait donc à la fois d'instabilités baroclines et barotropes.

I.3. Les intrusions du Courant Nord dans le Golfe du Lion

Le Courant Nord, qui est fortement guidé par la bathymétrie, longe le talus continental du Golfe du Lion d'est en ouest. Quelques intrusions du courant sur le plateau continental du Golfe du Lion ont toutefois déjà été observées et peuvent revêtir un rôle important dans l'appauvrissement et le contrôle de l'écosystème du Golfe du Lion. Après une présentation du Golfe du Lion et des différents forçages s'y produisant, un état des lieux des connaissances sur les intrusions du Courant Nord en divers endroits du plateau est réalisé. La problématique de l'étude des intrusions sur la partie orientale du Golfe du Lion est ensuite posée.

I.3.1. Le Golfe du Lion et ses forçages

Situé sur la façade méditerranéenne française, le Golfe du Lion est constitué d'un plateau et d'un talus continentaux s'étendant sur ~220 km du cap Sicié au cap de Creus en Espagne (figure I.8). De forme semi-elliptique, le plateau continental du Golfe du Lion, d'une quatre vingtaine de mètres de profondeur moyenne et d'une superficie d'environ 11000 km², possède une largeur variable : très étroit, voire quasi-inexistant, à l'est de Marseille, il s'élargit et atteint une largeur maximale de ~80 km au niveau de Montpellier. Il est délimité au sud par le talus continental, cisailé de nombreux canyons sous-marins, et dont la pente jusqu'alors abrupte en mer Ligure devient plus douce vers l'ouest, lui donnant une forme évasée.

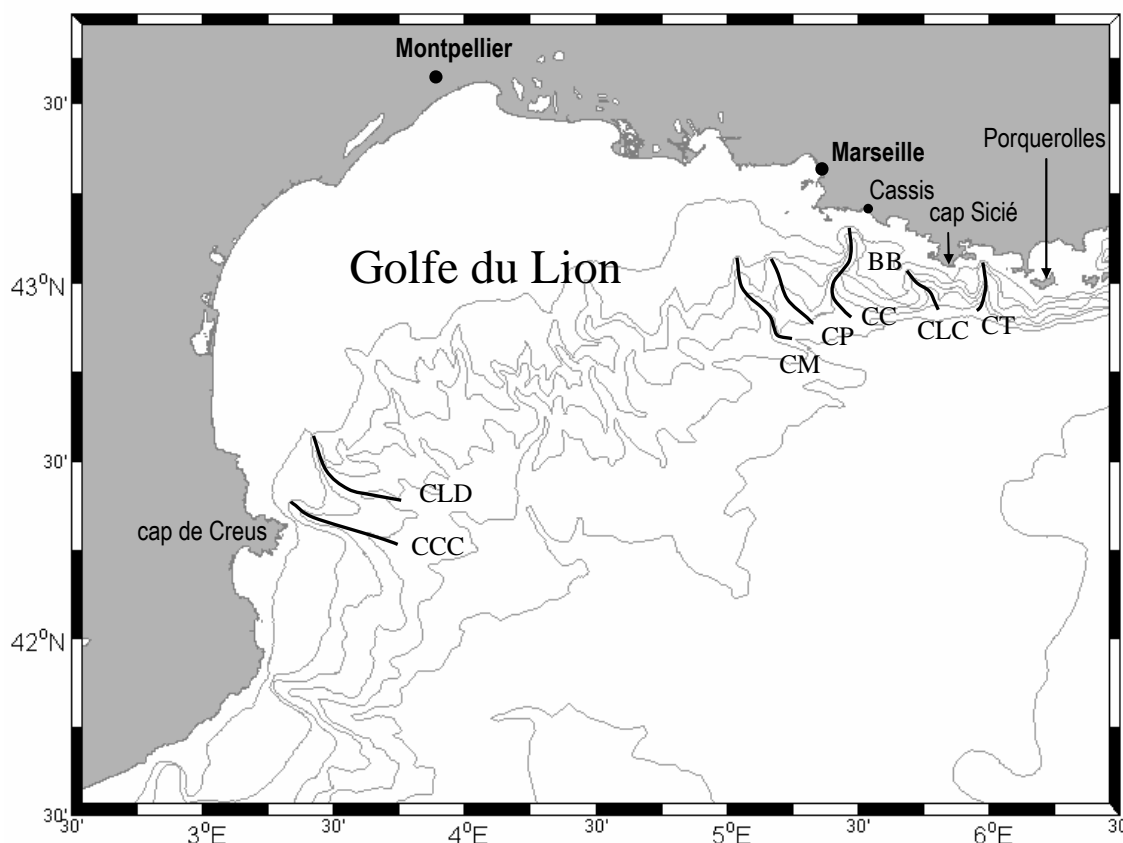


Figure I.8 : carte du Golfe du Lion sur laquelle sont indiqués certains canyons et accidents topographiques qui seront cités dans ce travail de thèse : canyon de cap Creus (CCC), canyon de Lacaze-Duthiers (CLD), canyon de Marseille (CM), canyon du Planier (CP), canyon de Cassis (CC), canyon de La Ciotat (CLC), canyon de Toulon (CT), banc des Blauquières (BB). Les isobathes 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

Le Golfe du Lion est un système côtier de morphologie complexe où la marée est insignifiante (marnage de quelques centimètres sur le plateau, Lamy et al., 1981). Sa circulation est alors essentiellement influencée par le vent, les apports fluviaux, et la circulation générale : le Courant Nord (figure I.9).

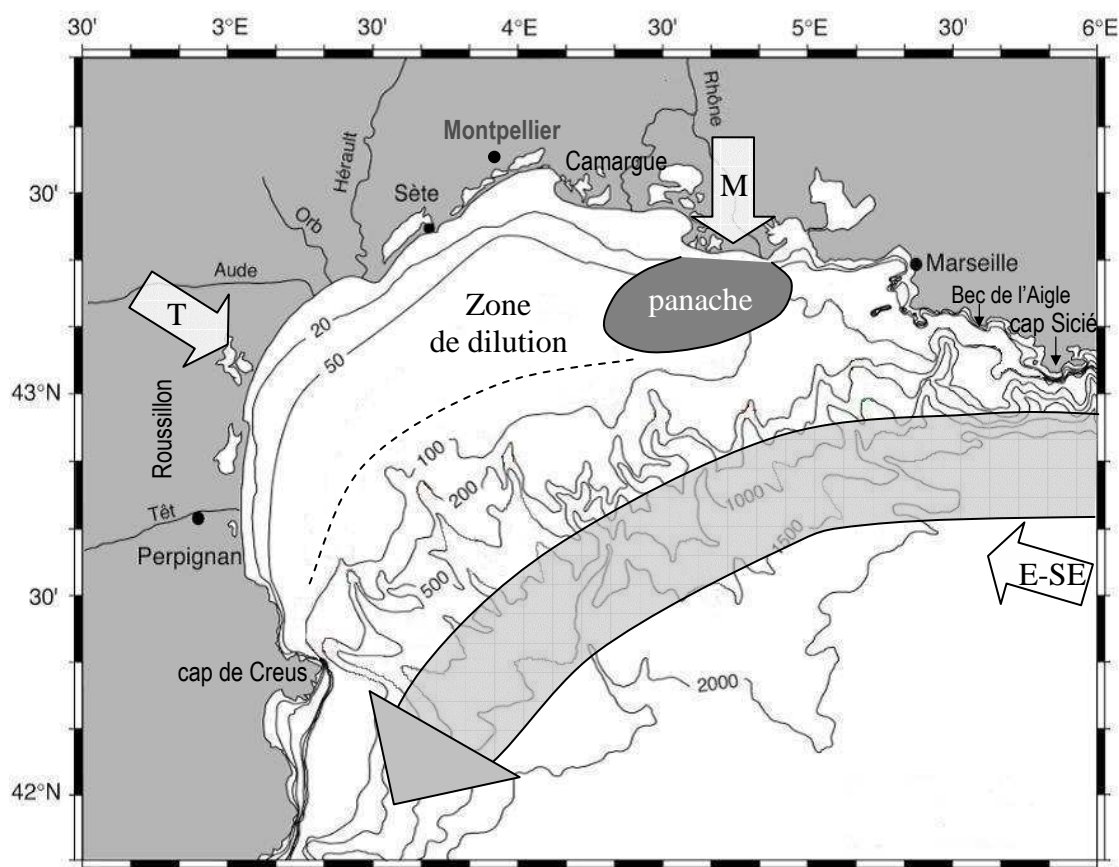


Figure I.9 : carte du Golfe du Lion (fond de carte fourni par X. Durrieu de Madron) sur laquelle sont indiqués les 3 secteurs de vent principaux (flèches blanches) : E-SE, le Mistral (M) et la Tramontane (T), le panache (zone grise foncée) et la zone de dilution (délimitée par les pointillés) du Rhône, et le Courant Nord (flèche grise).

Région la plus ventée de Méditerranée, le Golfe du Lion est soumis à trois régimes de vent dominants. Les deux plus fréquents : le Mistral et la Tramontane sont des vents continentaux froids et secs dont la direction est contrainte par l'orographie. La Tramontane souffle de l'ouest, nord-ouest par le seuil de Naurouze entre les Pyrénées et le Massif Central. Le Mistral, quant à lui, souffle du nord, dans l'axe de la vallée du Rhône entre le Massif Central et les Alpes. Une fois dans le golfe, à l'Est de cet axe, le Mistral a tendance à suivre les côtes et sa direction dominante est alors : NO au Bec de l'Aigle et ONO à Porquerolles (Guénard, 2004). Mistral et Tramontane sont souvent simultanés et soufflent à toute saison, le premier sur la partie est du Golfe du Lion et le second sur la partie ouest. Pendant la saison froide (de novembre à avril), ils sont plus intenses (15-25 m/s) et durent plus longtemps qu'en été où ils ont pour vitesse moyenne 10-15 m/s et durent rarement plus de 4 jours (Millot, 1990 ; Guénard, 2004). Le troisième régime de vent est un vent de secteur Est, Sud-Est qui amène généralement nuages et pluies sur le Golfe du Lion. Il est moins fréquent que le Mistral et la Tramontane, et souffle fort (jusqu'à 25 m/s) de l'automne au printemps (Millot, 1990).

Mistral et Tramontane sont responsables du développement d'upwellings et de downwellings dans le Golfe du Lion. Les upwellings sont générés quelques heures après le début du coup de vent le long de portions de côte rectilignes sur quelques dizaines de kilomètres au nord du golfe tandis que les downwellings sont créés le long de la côte du Roussillon. Six zones d'upwellings ont pu être détectées par imagerie satellitaire thermique, dont la plus intense est dans la baie de Cassis (Millot, 1979). Les vents d'Est, Sud-Est sont, quant à eux, responsables de downwellings et de fortes houles jouant un rôle important dans le transport sédimentaire littoral (Millot, 1990).

Les variations temporelles rapides de ces vents déclenchent aussi sur le plateau, en période stratifiée, des phénomènes caractérisés par la fréquence d'inertie. Des oscillations d'inertie ainsi que des ondes internes, dont la fréquence tend vers la fréquence d'inertie par valeurs supérieures, ont pu être observées sur le plateau ; les premières par l'analyse spectrale de séries temporelles de courants (Millot and Crépon, 1981 ; Broche et al., 1983 ; Petrenko, 2003), les secondes par l'analyse spectrale de séries temporelles de température (Millot and Crépon, 1981). Millot et Crépon (1981) ont montré que deux processus physiques semblent être à l'origine de ces oscillations à la fréquence d'inertie et proche-inertielle : il y a une réponse aux variations temporelles du vent local dans la couche de surface et la propagation vers le large d'ondes longues barotropes et baroclines créées à la côte lors de la phase d'ajustement géostrophique.

La circulation générale du plateau est aussi fortement contrôlée par la variation spatiale du vent, et en particulier son cisaillement. Estournel et al. (2003) ont montré que les rotationnels du Mistral et de la Tramontane induisent le développement, respectivement, d'une circulation anticyclonique sur la partie nord et d'une circulation cyclonique sur la partie ouest du plateau du Golfe du Lion. De telles structures, de dizaines de kilomètres de diamètre, peuvent influencer les échanges côte-large.

Les apports fluviaux du Golfe du Lion proviennent de 5 fleuves principaux. Classés par ordre décroissant de débit, il y a : le Rhône, l'Aude, l'Hérault, l'Orb et la Têt. Fleuve le plus important du golfe, le Rhône est aussi devenu la source majeure d'eau douce de la mer Méditerranée depuis la construction du barrage d'Assouan sur le Nil. Il a un débit moyen annuel de $1700 \text{ m}^3/\text{s}$ (Thill et al., 2001), ce qui vaut environ 17,5 fois la somme des débits annuels de l'Aude, l'Hérault, et l'Orb et environ 135 fois le débit de la Têt (Ludwig et al., 2003). Représentant ainsi 94% des apports d'eau douce du Golfe du Lion et étant une source majeure de nutriments, il influence l'hydrologie, la dynamique et la production primaire du plateau continental. A son embouchure, il forme un panache dirigé vers l'ouest (sous l'action de la force de Coriolis dans l'hémisphère nord) dont l'extension et l'épaisseur dépendent du débit du fleuve, des conditions météorologiques (e.g., Broche et al., 1998) et de la circulation environnante. La zone d'influence des eaux rhodaniennes, où les salinités sont inférieures à 37,8, est appelée zone de dilution du Rhône et peut s'étendre sur toute la partie ouest du Golfe du Lion jusqu'au cap de Creus. En période calme, les eaux du Rhône forment, à l'embouchure, un panache anticyclonique qui se prolonge en un jet côtier le long des côtes camarguaises. Sous conditions de Mistral et de Tramontane, le panache s'étend vers le sud-ouest et s'approfondit le long de sa trajectoire suite au mélange induit par le vent (Broche et al., 1998). Sa zone de dilution peut alors s'étendre jusqu'aux côtes roussillonnaises. Lorsque le vent de Sud-Est souffle, le panache du Rhône est plaqué et confiné à la côte (Estournel et al., 1997). D'une manière exceptionnelle une partie de la zone de dilution du Rhône s'est retrouvée entraînée vers l'Est à 45 km de l'embouchure du Rhône sous l'action conjuguée d'une forte tempête de vent de Sud-Est et d'une forte crue ($>10000 \text{ m}^3/\text{s}$) (Gatti et al., 2006).

Le Golfe du Lion est ouvert sur la mer Méditerranée et bordé par le Courant Nord qui, contraint à suivre les isobathes par conservation de la vorticité potentielle, longe son talus continental. Suite à l'interaction avec l'un ou plusieurs des forçages précédents et étant donnée la morphologie du talus continental, le Courant Nord peut s'introduire sur le plateau du Golfe du Lion à divers endroits. Il se sépare alors en deux branches, la branche principale suivant la pente continentale et la seconde pénétrant sur le plateau (Millot, 1990). Les premières intrusions détectées sont détaillées ci-après.

I.3.2. Localisation des intrusions

Que ce soit à partir de données satellitaires, hydrologiques, ou courantologiques, des intrusions du Courant Nord ont déjà été observées à travers la pente continentale du Golfe du Lion en trois sites privilégiés (tableau I.1) :

- à l'entrée Est (Millot and Wald, 1980 ; Albérola et al., 2003 ; Petrenko, 2003 ; Petrenko et al., 2005),
- au centre (Estournel et al., 2003 ; Petrenko, 2003 ; Petrenko et al., 2005 ; Leredde et al., 2007),
- et à l'Ouest du Golfe du Lion (Petrenko, 2003 ; Petrenko et al., 2008).

Dans certains de ces cas (Estournel et al., 2003 ; Petrenko et al., 2005 ; Leredde et al., 2007), le recours à la modélisation numérique, afin d'étudier l'hydrodynamique du plateau, a permis notamment de confirmer, voire de révéler, la présence d'intrusions qui n'étaient pas aisées à détecter au seul regard des données, étant, par exemple, transitoires et peu étendues spatialement.

Référence	Méthode	Lieu	Flux (Sv)	Date
Millot and Wald, 1980	Image AVHRR : progression du front de T	Est	Ø	27/09/1979
Albérola et al., 2003 (Turbin)	Courantomètres	Est	Ø	avril 1995 à mai 1996
Estournel et al., 2003 (FETCH/ MOOGLI1)	Image AVHRR+CTD+modèle	au large du Rhône	Ø	14/03/1998
	Image AVHRR+CTD+ADCP +modèle	centre (3°40'E)	Ø	14-21/03/1998
Petrenko, 2003 (MOOGLI2 et MOOGLI3)	ADCP	Est	0.5-1.2	Juin 1998
		Est	0.4	Janvier 1999
		centre-ouest	Ø	
Petrenko et al., 2005 (SARHYGOL 3)	ADCP et modèle	Est	0.4-0.5	13-15/06/2000
		centre	0.1-0.15	
Petrenko et al., 2008 (MOOGLI2 et SARHYGOL 2)	ADCP et modèle	Ouest	Ø	17-19/06/1998 24-27/04/2000
Leredde et al., 2007 (HYGAM)	ADCP, thermosalinographe et modèle	centre	Ø	6-7/03/2005

Tableau I.1 : Références de travaux s'appuyant sur des données expérimentales et montrant l'existence d'intrusions. Pour chaque référence, figurent : par quelle méthode les intrusions ont été détectées, la zone d'intrusion dans le Golfe du Lion, le flux de l'intrusion (lorsque celui-ci est calculé) et la date d'observation.

Des intrusions sont aussi détectées à partir uniquement de résultats de modèles numériques tels que SYMPHONIE (Auclair et al., 2001), MARS-3D (André et al., 2005) et NEMO (OPA 9.0, Langlais, 2007), mais l'objectif de ces études n'était pas d'en améliorer la compréhension. Pour le premier, il s'agissait d'étudier l'importance de la méthode d'initialisation et du forçage aux frontières ouvertes dans les études de modélisation côtière, et pour les deux suivants, de montrer que leurs modèles côtier (MARS-3D) ou "appliqué au côtier" (NEMO) reproduisent les processus se développant sur le plateau du Golfe du Lion.

Intrusions à l'ouest

Estournel et al. (2003) ont montré, dans des tests académiques sur une modélisation de l'expérience FETCH (mars 1998), qu'en période non stratifiée hivernale, des intrusions du Courant Nord se produisaient, à l'ouest du Golfe du Lion, sous condition de Tramontane homogène. De telles intrusions à l'ouest ont été observées, grâce à des données d'ADCP de coque, lors des campagnes Moogli 2 en juin 1998 et SARHYGOL 2 en avril 2000 (Petrenko et al., 2008). Ces intrusions pénètrent sur la partie sud-ouest du plateau par le canyon de Cap Creus (figure I.8) et sont générées, en période stratifiée, uniquement durant des forçages de Tramontane homogène sur le Golfe du Lion (Petrenko et al., 2008). Petrenko et al. (2008) ont mis en évidence, avec une modélisation réaliste de la campagne Moogli 2 par le modèle SYMPHONIE, que la Tramontane homogène crée une circulation anticyclonique sur la partie ouest du plateau, qui induit un export sur la partie nord-est du plateau. Cet export est alors compensé par une intrusion à l'ouest au large du Cap Creus. Des intrusions à l'ouest, sous de telles conditions de vent, sont aussi obtenues par le modèle NEMO (Langlais, 2007).

Intrusions au centre

Des intrusions au centre du Golfe du Lion, entre 3,9°E et 4,3°E, ont été détectées à plusieurs reprises (tableau I.1) : pendant la campagne FETCH sur des images AVHRR de température de surface (Estournel et al., 2003), et pendant les campagnes SARHYGOL 3 (Petrenko et al., 2005) et HYGAM (Leredde et al., 2007) grâce à l'interprétation de données d'ADCP de coque par la modélisation réaliste de ces campagnes. Estournel et al. (2003) ont suggéré, à partir d'études numériques de sensibilité, que ces intrusions au centre du golfe sont induites par une circulation du plateau particulière, engendrée sous l'effet combiné de la Tramontane et du Mistral. En effet, ils montrent que la Tramontane cisailée génère une circulation cyclonique à l'ouest et le Mistral cisailé une circulation anticyclonique au nord du plateau ; ce qui entraîne un export d'eau au sud-ouest du plateau, compensé par une intrusion au centre du golfe, advectée par cette double circulation. Toutes les études précédemment citées, ainsi que des études numériques utilisant d'autres modèles (André et al., 2005 ; Langlais, 2007), confirment que les intrusions au centre du golfe sont générées par cette condition mixte de Tramontane et Mistral, en période stratifiée ou non.

Intrusions à l'est

Millot and Wald (1980) ont constaté, à partir d'images AVHRR, que des intrusions s'effectuaient dans la couche de surface sur la partie est du plateau continental après un violent épisode de Mistral. Sans parler de réelles intrusions du Courant Nord, Albérola and Millot (2003) ont montré que le Courant Nord pouvait influencer la circulation de la baie de Cassis (figure I.10.b). En période stratifiée, la partie supérieure du Courant Nord peut pénétrer sur le plateau avec une circulation opposée au fond (courant de fond vers l'est) et, en période non stratifiée, des méandres du Courant Nord peuvent empiéter complètement dans le canyon de Cassis et atteindre le plateau sur toute sa profondeur. Petrenko (2003) avec les campagnes MOOGLI 2 et 3, et Petrenko et al. (2005) avec la campagne SARHYGOL 3 ont aussi observé une intrusion à l'est non réduite à la seule couche de surface, à partir de données d'ADCP de

coque, respectivement pendant un vent de Nord-Est et pendant un faible vent de Nord-Est succédant à un fort épisode de Mistral. Auclair et al. (2001) ont remarqué, à partir d'une étude sur l'amélioration de l'initialisation et du forçage aux limites d'un modèle hydrodynamique côtier, qu'un vent de Sud-Est permettait un transport intrusif maximal du Courant Nord, probablement à cause du transport d'Ekman et/ou de la position du Courant Nord alors très proche de la côte avec une réponse du Courant Nord au forçage atmosphérique très rapide, de l'ordre de la journée. Ils ont aussi noté que le Courant Nord pénètre sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion préférentiellement par les canyons : ceux de Cassis et de Marseille.

Outre l'hypothèse sur le régime de vent, une hypothèse sur le bilan en volume d'eau du Golfe du Lion est mise en avant pour les intrusions au centre du plateau par Estournel et al. (2003) et proposée pour les intrusions à l'est par Petrenko (2003). Ce bilan d'eau semble influencer sur les intrusions (Petrenko et al., 2005) ou les non-intrusions (Petrenko, 2003) dans certains cas et ne pas les influencer dans d'autres cas (Petrenko, 2003).

Une représentation analytique du Courant Nord par un jet barocline côtier se déplaçant d'abord le long d'un mur vertical, puis rencontrant un golfe sur sa droite, a montré l'existence de plusieurs processus hydrodynamiques, suivant les profondeurs relatives du jet et du plateau et/ou de la thermocline (Echevin et al, 2003). Cette étude considère qu'une situation de faible stratification et de pycnocline profonde sur le plateau avec un Courant Nord plus profond que le plateau peut être une barrière aux intrusions du Courant Nord dans le golfe et que, au contraire, il y aurait séparation du Courant Nord en deux branches et intrusion d'une de ces branches dans une situation opposée avec un Courant Nord moins profond en condition stratifiée. L'inverse a cependant été observé durant les campagnes Moogli (Petrenko, 2003).

Autant les mécanismes induisant des intrusions au centre ou à l'ouest du Golfe du Lion semblent bien compris grâce aux efforts conjoints de l'analyse des données collectées dans le Golfe du Lion (MOOGLI, SARHYGOL et HYGAM) et de la modélisation (SYMPHONIE), autant le ou les mécanismes couplés responsables des intrusions du Courant Nord à l'est du Golfe du Lion restent à approfondir. La question des raisons réelles de ces intrusions sporadiques reste donc encore complètement ouverte.

I.3.3. Les intrusions sur la partie est du Golfe du Lion

Nous nous intéressons aux intrusions du Courant Nord sur la partie est du Golfe du Lion car cette zone est la condition d'entrée du Golfe du Lion pour le Courant Nord circulant d'est en ouest, et c'est l'endroit où le plateau commence à s'élargir et le talus à s'évaser. De plus, ces intrusions présentent des flux plus importants que les autres intrusions (Petrenko et al, 2005) ; elles sont donc plus susceptibles d'influencer la dynamique du plateau.

Historique des observations *in situ* sur la partie est du Golfe du Lion

Durant cette dernière quinzaine d'années, de nombreuses campagnes en mer ont déjà été conduites sur la partie est du Golfe du Lion (tableau I.2), pendant lesquelles des mesures physiques de courants et hydrologiques ont été effectuées. Cependant, très peu ont soupçonné l'existence d'intrusions. En effet, la plupart avaient comme premier objectif scientifique un sujet plus biogéochimique que physique et, de ce fait, leurs stratégies de mesures n'étaient pas adaptées à l'observation d'intrusions du Courant Nord.

Lors des premières campagnes en mer du tableau I.2 (radiale M, campagnes SuiviLion puis Billion et campagne HFF), la présence d'intrusions n'a pas été remarquée à cause de leur

emplacement géographique (figure I.10). Bien que très proches du rebord du plateau, ces campagnes ne couvraient pas la région du plateau ($z < 200\text{m}$). De 1992 à 1996, la radiale côte-large le long du méridien $5,21^\circ\text{E}$ (figure I.10.a) a fait l'objet de nombreuses missions (Conan and Millot, 1995 ; les campagnes SuiviLion puis Billion : Lapouyade and Durrieu de Madron, 2001). Le long de cette radiale Nord-Sud, pourtant située à l'est du Golfe du Lion, aucune intrusion du Courant Nord ne pouvait être détectée car la radiale débutait trop au sud pour voir le comportement du Courant Nord à la limite du plateau continental (au nord de l'isobathe 200m) ; il en est de même pour la zone couverte par la campagne HFF (figure I.10.c) en 1997 (Flexas et al., 2002).

	dates	localisation	mesures courantologiques
Radiale M	1992	Radiale Nord-Sud au large de Marseille à $5,21^\circ\text{E}$	courant géostrophique à partir de données CTD
Campagnes SuiviLion puis Billion	1993-1995 puis 1996	Radiale Nord-Sud au large de Marseille à $5,21^\circ\text{E}$	- courant géostrophique à partir de données CTD - courantomètres sur mouillage
Campagne Turbin	1995-1996	Baie et canyon de Cassis	courantomètres sur mouillage
Campagne HFF	mars-mai 1997	talus continental de $4,73^\circ\text{E}$ à $5,21^\circ\text{E}$	courantomètres sur mouillage
Suivi SOFI	1997-2001	Site SOFI ($43,07^\circ\text{N}$, $5,13^\circ\text{E}$)	courantomètres sur mouillage
Campagnes MOOGLI	1998-1999	Plateau du GdL	ADCP de coque
Campagnes SARHYGOL	2000-2001	Plateau du GdL	ADCP de coque

Tableau I.2 : Historique des campagnes en mer réalisées dans le Golfe du Lion (GdL) et en particulier sur sa partie orientale avant le projet GOLTS-ARGOL. Pour chaque campagne figurent sa date, la zone échantillonnée et les mesures effectuées.

L'emplacement du suivi SOFI (Station d'Observation FIxe), dont l'objectif était d'étudier la variabilité temporelle de la production, de l'export et du piégeage de la matière organique en un site côtier, semblait tout à fait adapté à la détection d'intrusions. A partir de septembre 1997, une série d'instruments (courantomètres Aanderaa, capteurs de température et de conductivité, pièges à sédiment) a été installée sur le mouillage SOFI à $43,07^\circ\text{N}$ et $5,13^\circ\text{E}$ (Figure I.10.c), déployé sur un fond de 165m en rebord de plateau (Denis et al, 2001; Diaz, 2000; Leblanc et al., 2003). Les courantomètres Aanderaa ont été positionnés à deux profondeurs (65 et 150m). La forte variabilité à moyenne échelle de la zone a été mise en évidence; le site est situé soit à la bordure nord soit au cœur du Courant Nord suivant les fluctuations dues aux instabilités baroclines de ce dernier (Petrenko, communication personnelle). En ce qui concerne la courantologie, la question était de savoir si la variabilité des courants pouvait être décrite de façon satisfaisante à l'aide de deux courantomètres sur une profondeur de 165m . Des profils de courant au site SOFI ont pu être obtenus à chaque passage du navire Téthys II avec son ADCP de coque. Il s'avère que le profil de courants n'est pas barocline à deux couches et n'est donc pas correctement décrit par seulement deux mesures discrètes (Petrenko, 1999). A cause de cette résolution verticale insuffisante, des intrusions n'ont pu être détectées à ce mouillage.

Toutefois, des intrusions du Courant Nord à l'est du plateau ont déjà été observées pendant les campagnes Turbin, MOOGLI et SARHYGOL. Les campagnes Turbin ont

échantillonné une zone très côtière, voire littorale, qu'est la baie de Cassis (figure I.10.b). Il manquait alors une vision plus globale pour situer le Courant Nord par rapport au plateau et déterminer si les entrées d'eaux dans la baie sont effectivement celles du Courant Nord. A contrario, les campagnes MOOGLI ont couvert tout le plateau du Golfe du Lion (figure I.10.c). A cause d'une stratégie dédiée aux mesures biogéochimiques (arrêts en stations notamment), ces campagnes ne fournissaient pas une vue synoptique du golfe. L'étude des phénomènes physiques en a ainsi été handicapée. Les campagnes SARHYGOL de 2000 et de 2001 ont fourni une base de données couvrant toute la zone du plateau (figure I.10.c), à raison de 5 sorties par an. Les données pouvaient être considérées comme quasi synoptiques car elles étaient acquises en un court espace de temps (moins de 48 h). Cependant, comme pour les campagnes MOOGLI, seule la partie ouest de la zone clef d'entrée du Courant Nord sur le Golfe du Lion a été fréquemment étudiée.

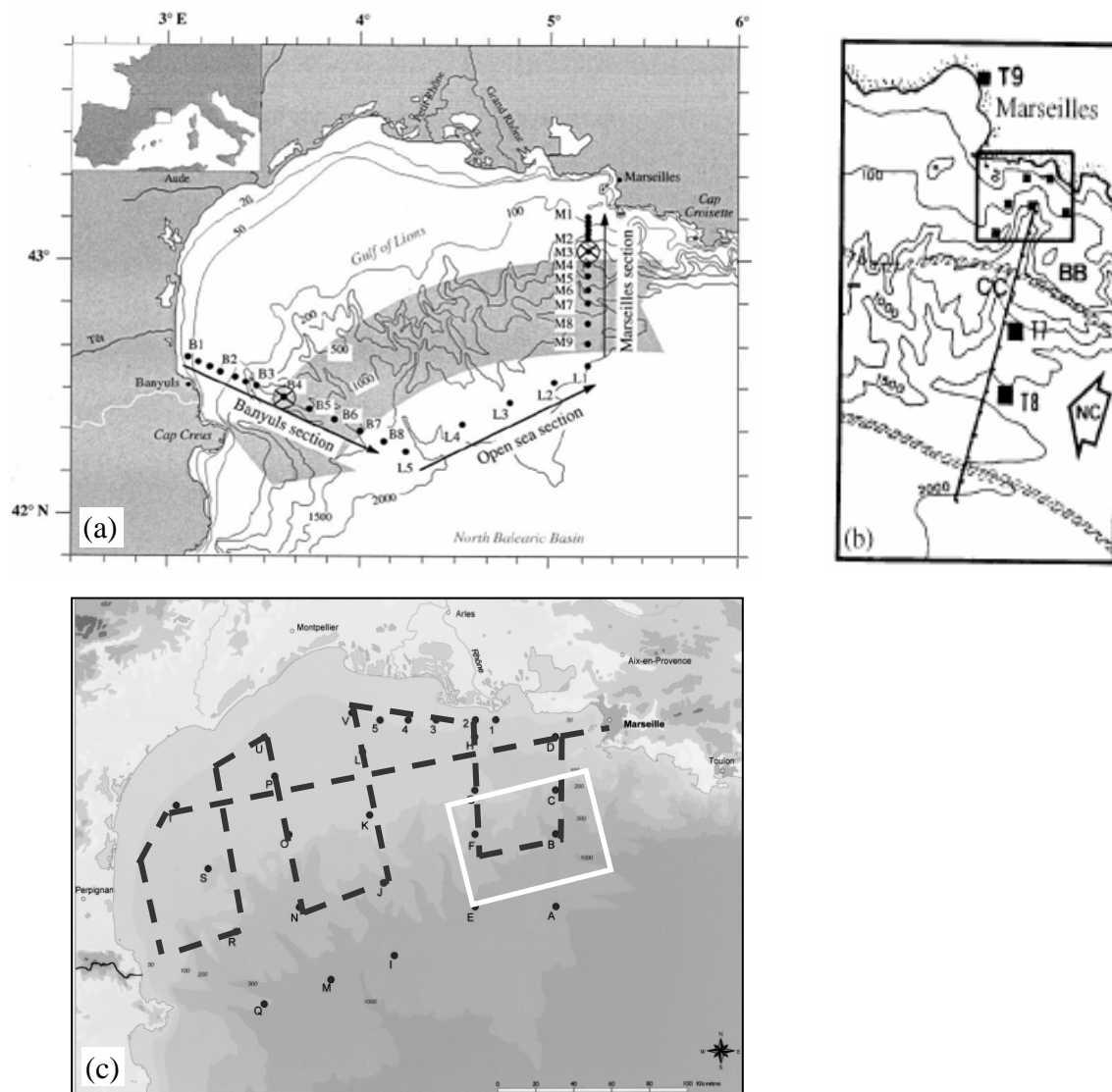


Figure I.10 : cartes des zones et trajets des campagnes réalisées avant le projet GOLTS-ARGOL : a/ les mouillages de la radiale M au large de Marseille utilisée aussi pour une partie des campagnes SuiviLion et Billion, b/ les mouillages de l'expérience Turbin dans la baie de Cassis, c/ le mouillage du suivi SOFI (le point C), les stations des campagnes MOOGLI (points), les campagnes SARHYGOL (trajets en pointillés) et la zone de la campagne HFF (carré blanc).

L'analyse de ces données a pointé le manque de mesures sur la partie est du golfe, zone d'entrée potentielle d'intrusions ayant par la suite une répercussion sur la circulation du plateau oriental, et a démontré la nécessité de documenter les intrusions du Courant Nord avec une bonne couverture de la partie est du golfe et avec une haute résolution temporelle.

Stratégies d'étude des intrusions à l'est du Golfe du Lion

Le projet GOLTS-ARGOL (Gulf Of Lion Time Series – Apports du Rhône dans le Golfe du Lion, 2001-2004), dans lequel s'inscrit ce travail de thèse, est dédié à l'étude des intrusions du Courant Nord sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion. Il s'est donné pour objectifs d'améliorer l'observation et la compréhension de ces intrusions. Ce projet, détaillé dans le chapitre suivant, présente deux aspects, l'un expérimental, et l'autre de modélisation. A partir de l'analyse précédente des campagnes en mer, sur la partie est du Golfe du Lion, de ces 15 dernières années, une nouvelle stratégie d'observation, adaptée à l'étude des intrusions, est adoptée. Elle propose, d'une part, d'ajouter une haute résolution spatiale à la série temporelle de courants, obtenue en rebord de plateau au mouillage SOFI, en remplaçant les deux courantomètres de ce mouillage par un ADCP ; et, d'autre part, d'obtenir davantage d'observations de la zone potentielle d'entrée du Courant Nord sur la partie est du plateau continental par la réalisation de campagnes à la mer. Quant à la stratégie de modélisation, elle vise à utiliser un modèle numérique 3D côtier pour réaliser une simulation réaliste d'un an, capable de reproduire des intrusions observées, et des tests de sensibilité, afin de compléter la description des intrusions, obtenue à partir des données *in situ*, et d'analyser les différents processus capables de les générer sur cette partie du Golfe du Lion.

Chapitre II

Méthodologie :
des observations à la modélisation

II- Méthodologie : des observations à la modélisation

Quelques intrusions du Courant Nord, sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion, ont déjà été détectées à partir d'images satellitaires ou de données de campagnes en mer ou de résultats de modélisation. Ces intrusions revêtent un caractère fondamental dans leur rôle sur les échanges côte-large qui conditionnent le fonctionnement de l'écosystème du Golfe du Lion. Afin d'étudier ces intrusions potentielles à l'Est et d'en approfondir la connaissance, le projet GOLTS-ARGOL (2001-2004), financé en partie par le PATOM (Programme Atmosphère et Océan à Multi-échelles) et le PNEC (Programme National d'Environnement Côtier), a été mis en place. Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre de ce projet et a pour objectifs la description et la quantification des intrusions du Courant Nord sur la partie est du Golfe du Lion, par l'exploitation des observations *in situ* et l'utilisation de la modélisation numérique afin d'analyser les raisons et les mécanismes physiques qui en sont responsables.

II.1. Les observations *in situ*

Après la description des observations *in situ*, effectuées suivant les stratégies de mesure mises au point pour le projet GOLTS-ARGOL, leurs traitements sont détaillés afin de comprendre le type de données à notre disposition et leurs limitations.

II.1.1. Stratégies d'observation

Comme annoncé précédemment, le projet GOLTS-ARGOL a deux approches pour observer et quantifier les intrusions par l'intermédiaire d'observations *in situ* :

- une étude continue en point fixe du Courant Nord en rebord de plateau : le mouillage SOFI/GOLTS,
- et une étude spatiale de la zone clef d'entrée du Courant Nord à l'Est du Golfe du Lion (42,50° - 43,25° de latitude nord et 5° - 6° de longitude est) : les campagnes en mer GOLTS.

Une troisième série de données est aussi acquise dans le cadre du projet pour compléter, temporellement, les données de campagnes en mer : ce sont les campagnes en mer de valorisation des trajets du N/O Téthys II.

II.1.1.1. Le mouillage SOFI/GOLTS

Une partie des observations *in situ* consiste à collecter en continu le profil vertical de courant dans une zone où l'on observe par intermittence des intrusions du Courant Nord, le site SOFI à 43,07°N et 5,13°E. Il a donc été décidé de remplacer les deux courantomètres du mouillage SOFI par un ADCP (RDI Workhorse Sentinel 300 kHz) mouillé sur le fond (figure II.1), configuré pour fournir des données de vitesse, avec une précision de environ 1 cm/s, toutes les 30 minutes et tous les 4 m sur une hauteur de 160 m (40 cellules). Cet ADCP, qui marque le début de la série temporelle GOLTS (Gulf Of Lion Time Series), a été mouillé en novembre 2001 en rebord de plateau, à proximité de l'emplacement du mouillage SOFI pour assurer la continuité des séries temporelles acquises par les 2 courantomètres depuis septembre 1997. Cette série de mesures avec l'ADCP a duré jusqu'en juin 2006.

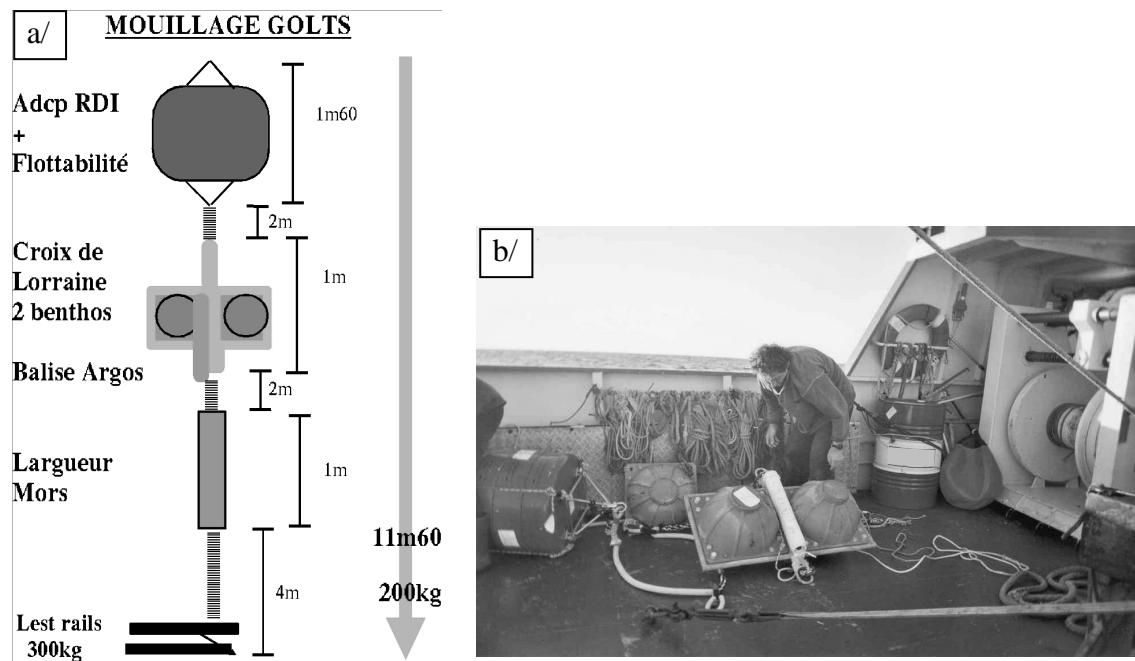


Figure II.1 : a/ schéma et b/ photo du mouillage GOLTS.

Un tel ADCP mouillé sur le fond fournit le meilleur compromis entre les résolutions spatiales (sur la verticale) et temporelles. Le déploiement de cette instrumentation constitue un premier pas vers la mise en évidence de l'existence du phénomène d'intrusion et de sa fréquence d'occurrence. Ce dispositif permet aussi de traiter les oscillations d'inertie fréquentes dans cette région (Broche et al., 1983 ; Millot and Crépon, 1981).

II.1.1.2. Les campagnes en mer GOLTS

Le projet GOLTS-ARGOL propose de compléter les mesures du mouillage GOLTS par l'acquisition, lors des campagnes en mer GOLTS (5 jours tous les 6 mois de juin 2002 à décembre 2004), de mesures courantologiques et hydrologiques, sur un trajet sillonnant la zone clef possible d'entrée du Courant Nord sur le Golfe du Lion en passant par le mouillage (figure II.2).

Echantillonnage

Par rapport au calendrier du Téthys II, le mouillage GOLTS a pu être mis à l'eau en novembre 2001 pour un premier test puis en décembre 2001. Compte tenu d'une autonomie de 6 mois du mouillage (à cause de la capacité des piles de l'ADCP, de la mémoire, ...), les campagnes GOLTS (5 jours) sont programmées tous les 6 mois depuis juin 2002 pour reconditionner le mouillage et récupérer les données. Jusqu'en décembre 2004, 6 campagnes GOLTS ont donc été réalisées. Les 3 campagnes de fin de printemps (juin) permettent ainsi d'obtenir une image du système hydrologique en période de début de stratification des eaux et de voir l'impact de cette stratification sur l'intrusion du Courant Nord sur le Golfe du Lion. Les 3 campagnes de fin d'automne (décembre) en début de refroidissement des eaux et de déstratification, fournissent la situation inverse du cas précédent.

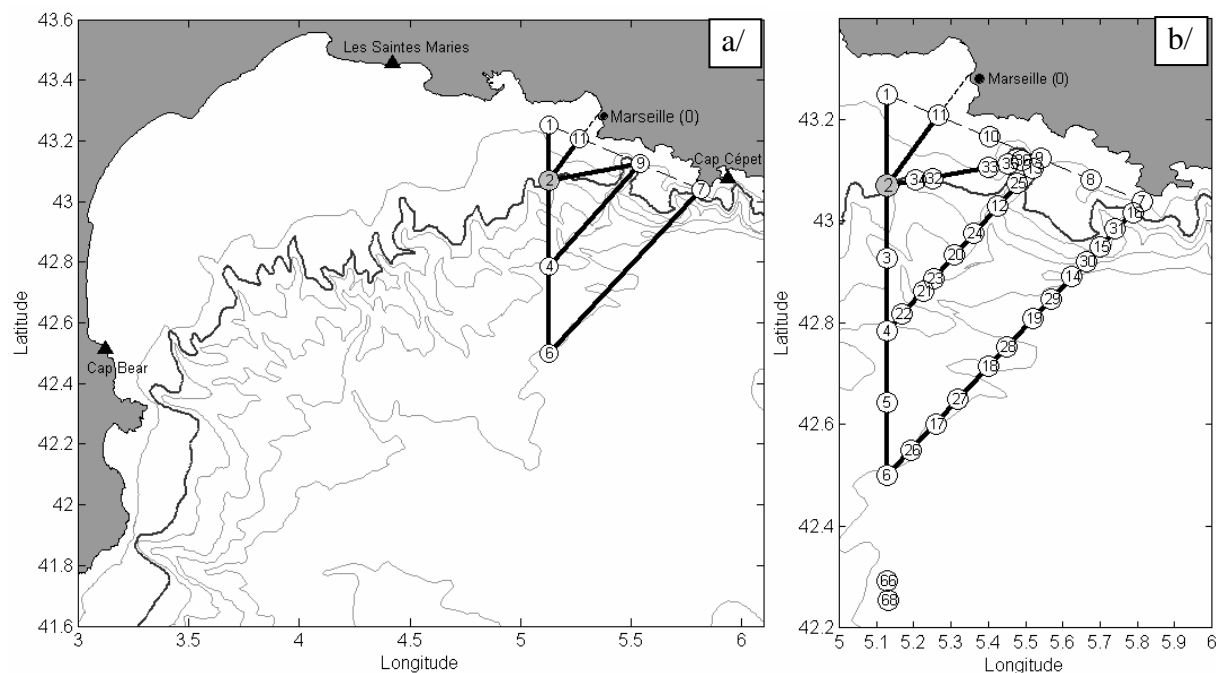


Figure II.2 : a/ carte du Golfe du Lion avec les trajets principaux réalisés lors des campagnes GOLTS, le mouillage GOLTS est signalé par un rond gris (station 2) et les stations de Météo-France par des triangles noirs, b/ zoom sur les trajets de campagne, chaque rond représente une station où peuvent être effectués les profils hydrologiques avec les CTD ou XBT. Les isobathes 100, 200 (en noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

Trajet des campagnes

Le N/O Téthys II partant de Marseille (station fictive n°0), ou de La Seyne sur Mer, sillonne un trajet prédéfini lors de chaque campagne GOLTS. Ce trajet prédéfini peut être modifié en cours de campagne suivant les conditions météorologiques, la position du Courant Nord observée en temps réel avec l'ADCP de coque du Téthys II, et divers autres aléas.

Comme vu lors de l'historique des mesures (§ I.3.3.), une radiale Nord-Sud a été effectuée régulièrement à la longitude 5,21°E puis le mouillage SOFI a été positionné à la longitude 5,13°E. La première radiale des campagnes GOLTS est donc une radiale Nord-Sud le long de la longitude 5,13°E, passant par le mouillage SOFI/GOLTS et allant de 43,25°N à 42,5°N (radiale 1-6 sur la figure II.2.a). Elle est orthogonale à la direction principale des isobathes du talus, pour traverser perpendiculairement le Courant Nord et ainsi optimiser les calculs de flux de courant. Les seconde (6-7), troisième (4-9) et quatrième radiales (2-11), sont elles aussi orthogonales à la direction principale des isobathes près de la côte et relient, à des latitudes différentes, la radiale 1-6 à la côte. L'objectif est d'essayer de traverser le plus perpendiculairement possible le Courant Nord, qui est guidé par les isobathes du talus continental. La quatrième radiale, située sur le plateau, permet quant à elle de traverser une éventuelle intrusion du Courant Nord. La cinquième radiale (2-9), tout comme la quatrième, vise à couper transversalement toute intrusion du Courant Nord. Cette radiale la plus possible parallèle à l'isobathe 200m, permet, en plus, de détecter une intrusion au moment de sa pénétration sur le plateau, c'est-à-dire toute veine de courant franchissant l'isobathe 200m. Elle n'a commencé à être effectuée qu'en décembre 2003 (quatrième campagne GOLTS), après une première analyse des flux de courant des précédentes campagnes.

Mesures effectuées

L'objectif des campagnes est de faire une description la plus précise possible de la circulation pendant ces périodes d'échantillonnage intensif.

Pendant les campagnes en mer GOLTS, des mesures de courant sur les 200 premiers mètres sont acquises en continu grâce à l'ADCP (RDI BroadBand 150 kHz) de coque du navire Téthys II, le long du trajet précédemment décrit. Pour chaque campagne en mer, la même configuration est utilisée pour cet ADCP de coque: 60 cellules de 4m, une moyenne d'ensemble de 1 minute et un calcul des courants absolus en utilisant pour la vitesse du navire celle du fond lorsque celui-ci est détecté.

Lors de ce trajet, outre les données de température et de salinité de surface acquises en continu par le thermosalinomètre du navire, des profils hydrologiques sont effectués régulièrement avec une CTD (Conductivity Temperature Depth) ou des XBT (eXpendable BathyThermograph) en des stations prédéfinies (figure II.2.b). L'avantage des XBT est de permettre de mesurer les profils de température sans l'arrêt du navire et ainsi de réaliser les trajets le plus vite possible, ce qui est bon pour l'aspect synoptique des mesures. Les XBT sont aussi utilisées en particulier lorsque les conditions météorologiques ne permettent pas de maîtriser la remontée de la CTD sur le navire en toute sécurité. Ces profils hydrologiques sont nécessaires pour obtenir la stratification verticale à différents endroits du plateau et du talus continentaux.

L'ensemble des mesures réalisées pendant chaque campagne ainsi que leur qualité est résumé dans le tableau II.1 ci-dessous.

	Campagnes GOLTS	Date	ADCP ¹	Thermosalinomètre	CTD	XBT	Images AVHRR
2002	Juin	11-16	bien	bien	34	14-19	4
	Décembre	29/11-30/11	mauvais	bien	20	11-13	2
		1-2	bien				
		2-3	mauvais				
2003	Juin	11-13	bien	problème en S	11	20	5
	Décembre	8-10	mauvais	bien	25	36	6
		10-12	moyen				
2004	Juin	7-12	très mauvais	bien	63	12	5
	Décembre	8-9	Moyen	problème en S	10	16	4
		9-12	bien				

Tableau II.1 : pour chaque campagne figurent sa date, si les données de l'ADCP et du thermosalinomètre du Téthys II sont exploitables, le nombre de profils CTD et XBT effectués et le nombre d'images satellitaires analysables.

Les campagnes de valorisation

Les 6 campagnes GOLTS permettent d'échantillonner la zone clef d'intrusion du Courant Nord deux fois par an. Afin d'améliorer cet échantillonnage, le Laboratoire d'Océanographie Physique et Biogéochimique (LOPB) a obtenu un accord avec l'INSU qui encourage l'équipage du Téthys II, lorsqu'une possibilité se présente, à sillonner la zone des campagnes GOLTS. Ainsi des mesures en continu de courant, de température et salinité sont réalisées respectivement avec l'ADCP de coque et le thermosalinomètre du Téthys II à

¹ La qualité des mesures ADCP est détaillée au paragraphe II.1.2.2

d'autres périodes de l'année (tableau II.2). Ces 6 "mini" campagnes GOLTS, appelées valorisations GOLTS, ne durent que deux à trois jours.

Valorisations	Date	ADCP	Thermosalinomètre	Images AVHRR
Octobre 2002	29-30	bien	bien	1
Mars 2003	8-9	bien	bien	0
Mars 2004	27	moyen	bien	0
Avril 2004	22-24	moyen	bien	0
Septembre 2004	4-6	moyen	Ø ²	1
Avril 2005	7-8	bien	bien	0
	9	mauvais		

Tableau II.2 : pour chaque valorisation figurent sa date, si les données de l'ADCP et du thermosalinomètre du Téthys II sont exploitables, et le nombre d'images satellitaires analysables.

II.1.1.3. Les données complémentaires

La couverture spatiale complète et synoptique de la zone d'intrusion est obtenue grâce aux images thermiques satellitaires NOAA/AVHRR transmises en temps quasi-réel au LOPB par Météo-France. Ces données sont disponibles tout de suite, indépendamment des campagnes et/ou mises à l'eau des mouillages. Elles servent à observer, quand la signature en température le permet, les intrusions du Courant Nord sur la zone d'étude. Une analyse des images archivées (<https://www.ifremer.fr/osis>) permettra aussi d'étudier la structure du Courant Nord et de voir l'influence de la présence de méandres sur les intrusions du courant.

Les données météorologiques (direction et intensité du vent) sont fournies toutes les trois heures par les stations terrestres fixes de Météo-France sur le pourtour du Golfe du Lion (2000-2005, figure II.2.a).

Les débits journaliers du Rhône sont obtenus auprès de la Compagnie Nationale du Rhône à la station de mesure de Beaucaire.

II.1.2. Traitements des données

II.1.2.1. Données hydrologiques

II.1.2.1.1. Données de la bathysonde

La bathysonde utilisée lors des campagnes GOLTS est la CTD du Centre d'Océanologie de Marseille. C'est une CTD SBE 911*plus* équipée d'un transmissomètre, d'un fluorimètre et d'un capteur d'oxygène.

Les données sont traitées avec le logiciel SBE Data Processing. La chaîne de traitement classique est appliquée : conversion des données brutes en valeurs physiques, correction des temps de réponse des différents des capteurs, suppression des valeurs où les gradients de pression sont inversés, ... Par contre, l'échantillonnage en profondeur des données brutes est conservé, aucune interpolation avec pas d'espace fixe sur la verticale n'a été réalisée.

² Le thermosalinomètre a été envoyé en révision auprès du fabricant.

II.1.2.1.2. Données XBT

Deux types de sondes SIPPICAN différents sont utilisés pour mesurer les profils de température, des XBT7 (~750m) et des XBT10 (~200m). Ces données sont traitées à l'aide de programmes matlab écrits par Gilles Rougier (documentation LOPB).

II.1.2.1.3. Données du thermosalinomètre de coque

Les données du thermosalinomètre SBE21 (et sonde de coque SBE3) du Téthys II sont traitées par la DT/INSU (P.-M. Theveny, comm. pers.) et disponibles dans la base de données SAVED (<http://saved.dt.insu.cnrs.fr/>).

La comparaison de ces données avec les mesures de surface de la CTD permet de valider les mesures du thermosalinomètre pendant les campagnes en mer. Seul un problème de mesure de la cellule de conductivité est mis en évidence et uniquement pour les campagnes de juin 2003 et décembre 2004. Une correction de +0.6 unités et +0.4 unités est appliquée aux valeurs de salinité fournies par le thermosalinomètre respectivement pour la campagne de juin 2003 et celle de décembre 2004 (seulement pour les deux premiers jours de campagne, figure II.3). Les données de température sont toujours correctes, c'est pourquoi l'hypothèse d'un problème du système de pompage est écartée.

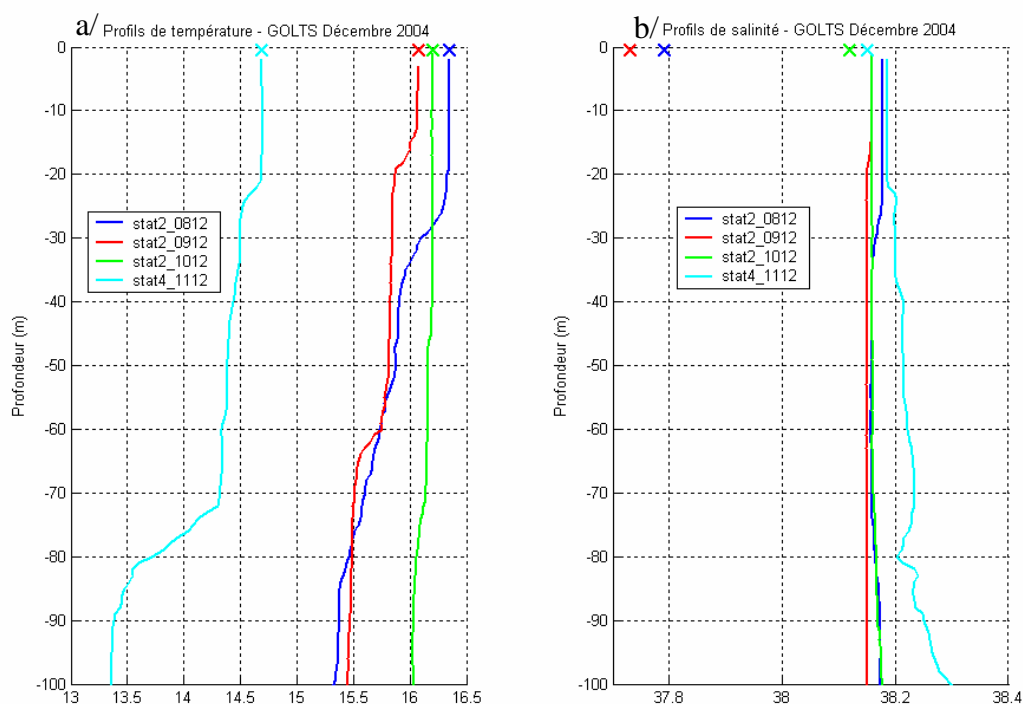


Figure II.3 : profils verticaux de a/ température et b/ salinité mesurés avec la CTD en décembre 2004. Les mesures effectuées avec le thermosalinomètre sont indiquées par des croix.

II.1.2.1.4. Données satellitaires

Avec le radiomètre imageur AVHRR, embarqué sur les satellites de la NOAA, la détection des rayonnements émis par la Terre et l'atmosphère s'opère dans 5 canaux correspondant à des bandes spectrales allant du visible à l'infrarouge thermique. La température de surface est obtenue précisément par une combinaison des longueurs d'onde des canaux 4 et 5 (10 à 12 micromètres), correspondant à l'infrarouge thermique. Les données du canal 4, seules, permettent d'obtenir la température de brillance et suffisent pour détecter des structures physiques tels que tourbillons, filaments,... Pour avoir une mesure la moins

bruitée par des algorithmes de calcul, les images satellitaires de température de brillance sont donc préférentiellement utilisées dans le cadre de la thèse. Celles-ci sont fournies par Météo-France (base de données d'images stockées par Ifremer). Chaque pixel de l'image, codé sur 8 bits, a une valeur (V_a) comprise entre 0 et 255 (2^8-1) et une surface de 1.1 km^2 au nadir. L'algorithme pour obtenir la température de brillance (température relative de surface) est le suivant :

$$T (^{\circ}\text{C}) = V_a/10 + 5$$

La température de brillance peut s'échelonner de 5 à $30,5^{\circ}\text{C}$ avec une résolution de $0,1^{\circ}\text{C}$.

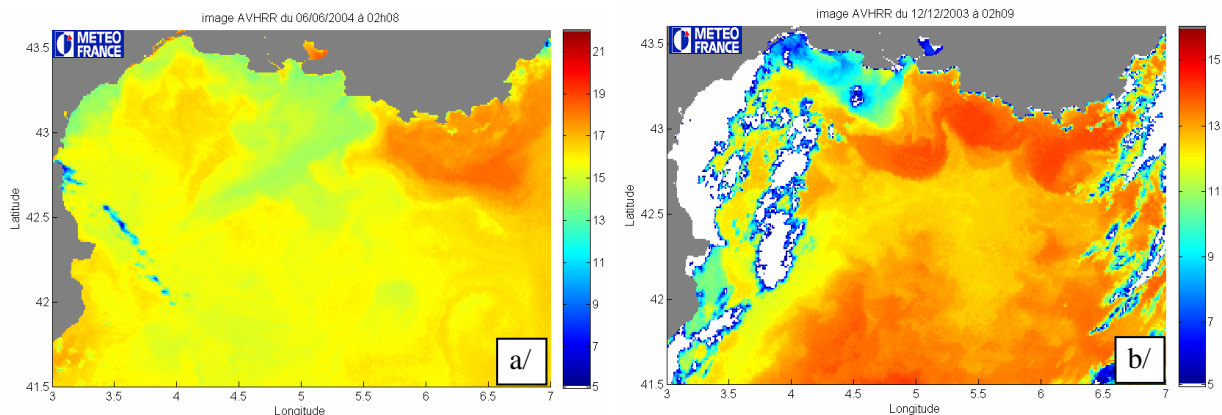


Figure II.4 : a/ image AVHRR du 6 juin 2004, les nuages sont en bleu foncé ($T > 5^{\circ}\text{C}$), b/ image AVHRR du 12 décembre 2003, les nuages sont en blanc et bleu foncé ($T \geq 5^{\circ}\text{C}$), ils sont confondus avec les eaux froides de surface du panache du Rhône.

Pour interpréter de telles images, il est important de prendre en compte l'influence atmosphérique, c'est-à-dire la brume et surtout les nuages qui diminuent ou font totalement obstacle au signal thermique émis par la Terre. En général, les nuages ont une température inférieure à 5°C . Dans la Méditerranée Nord occidentale, les eaux de surface n'atteignent pas une température si basse, les nuages sont donc facilement filtrés par ce critère. Cependant, il arrive que les nuages atteignent des températures comprises entre 5°C et 13°C . C'est le cas sur les deux images satellitaires de la figure II.4. En marquant en blanc tout pixel dont la température est égale à 5°C , les nuages ne sont pas du tout détectés sur la figure II.4.a et ne le sont que partiellement sur la figure II.4.b. Il faudrait décaler ce critère vers des températures supérieures, mais les eaux froides du panache du Rhône risqueraient alors de remplir ce critère et d'être confondues avec les nuages (figure II.4.b). C'est en fait grâce à un œil expérimenté que la détection de nuages sera possible, en reconnaissant la morphologie et la texture particulières qu'ont les nuages.

II.1.2.2. Données courantologiques

Les données courantologiques acquises lors du projet GOLTS-ARGOL, sont dans les deux cas, au mouillage et le long de la route du navire, des données mesurées par des ADCPs. Bien que les deux ADCPs soient des versions différentes de la technologie à effet Doppler, le principe de mesure reste le même. Après une rapide description de la technique de mesure à effet Doppler et du traitement des données de l'ADCP du mouillage, les différentes étapes de traitement des données de l'ADCP de coque sont détaillées puisque, dans cette configuration, une difficulté supplémentaire est ajoutée par le déplacement du navire.

II.1.2.2.1. Principe de mesure d'un ADCP

Un ADCP est un courantomètre fonctionnant par effet Doppler et mesurant des profils de courants sur la verticale. Ses 4 dalles acoustiques ou transducteurs (Figure II.5.b) émettent un signal acoustique (train d'impulsions = "ping") à une fréquence donnée et le réceptionnent quelques instants plus tard, après qu'il se soit rétrodiffusé sur les particules (ou le plancton) en suspension dans l'eau. Le décalage en fréquence obtenu entre le signal émis et reçu est proportionnel à la vitesse des particules par rapport au transducteur (appelée, par la suite, vitesse radiale, en bleu sur la figure II.5.c). S'il n'y a pas de décalage en fréquence, cela signifie que les particules sont immobiles, dans le cas contraire cela signifie qu'elles sont en mouvement, advectées par un courant. En effet, les particules qui diffusent le signal acoustique sont supposées passives, c'est-à-dire qu'elles n'ont pas de mouvement propre par rapport à l'eau ou qu'il est négligeable devant le courant qui les transporte. Les vitesses horizontales (ouest-est et nord-sud) et verticales des particules, donc dues au courant ambiant, sont alors calculées en combinant les vitesses radiales des quatre dalles deux par deux.

Les profils de courant mesurés par l'ADCP sont découpés en "tranches d'eau" (= cellules) d'égales épaisseurs. L'épaisseur de chaque cellule est alors déterminée par la durée du train d'impulsions et le temps d'aller-retour de l'onde acoustique permet de déterminer à quelle cellule correspond chacune des mesures de vitesses. Les mesures de vitesses ne commencent pas directement à la tête de l'ADCP. Comme le train d'impulsions émis ne disparaît pas instantanément après l'émission, l'ADCP doit attendre un certain laps de temps ("blanking period") avant de se mettre en mode récepteur pour ne pas capter ce résidu d'impulsion. Ce laps de temps est alors converti en distance sur laquelle l'ADCP ne fait pas de mesure, cette distance est, par exemple, de 4 m pour un ADCP à 150 kHz.

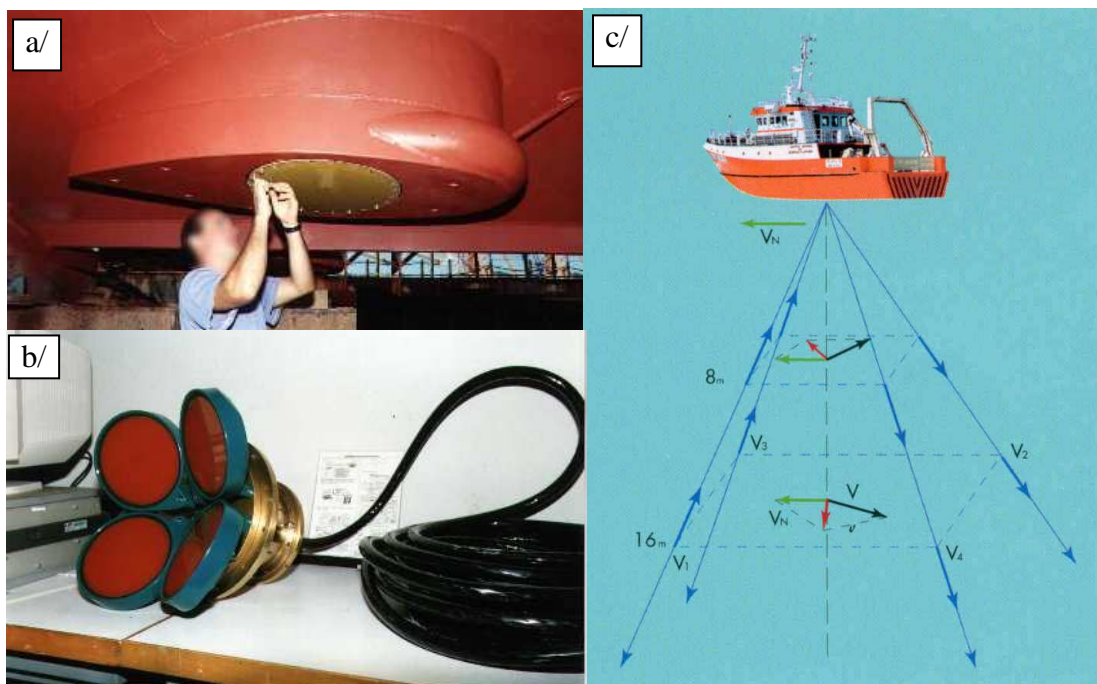


Figure II.5 : a/ nacelle remplie d'eau douce, sous la coque du navire, dans laquelle sont placées b/ les dalles acoustiques de l'ADCP, c/ schéma de principe de mesure d'un ADCP de coque, les vitesses sont représentées par des flèches à deux profondeurs (8m et 16m): en bleu les vitesses radiales, en vert la vitesse du navire, en noir les vitesses relatives horizontales et en rouge les vitesses absolues des courants. (Photos et schéma issus du site de l'INSU : <http://saved.dt.insu.cnrs.fr/moyens/index.php?content=adcp.cnt>)

Un ADCP n'est donc pas équivalent à un unique courantomètre classique mais à une ligne de plusieurs courantomètres fournissant des profils de courant sur quelques centaines de mètres, et ayant de plus l'avantage de mesurer, contrairement aux courantomètres, non pas une simple mesure ponctuelle mais une valeur moyenne des courants sur la largeur de chaque cellule.

II.1.2.2.2. ADCP du mouillage GOLTS

Le traitement des données de l'ADCP du mouillage GOLTS est fait par l'équipe physique du LOPB (G. Rougier et A. Petrenko) à l'aide de routines RDI (constructeur de l'ADCP) et de programmes matlab. La principale difficulté est de déterminer à quelles profondeurs sont faites les mesures de courant de chaque cellule. Pour cela, une routine RDI utilise l'intensité de l'écho de chaque faisceau. Lorsque cette intensité dépasse une valeur seuil, ceci signifie que les ondes acoustiques ont subi une intense réflexion à la surface de l'eau. Une fois connue la cellule dans laquelle est détectée la surface de l'eau, c'est-à-dire la cellule à la profondeur de 0m, toutes les autres profondeurs sont déduites grâce au pas d'espace régulier de 4m séparant chaque cellule. Les données de cet ADCP ont été filtrées avec les critères recommandés par le constructeur RDI (critères relatifs aux intensités des échos acoustiques, aux indices de qualité des faisceaux et aux valeurs d'erreur de vitesse).

II.1.2.2.3. ADCP de coque du Téthys II

L'ADCP de coque du Téthys II est placé sous la coque du navire, dans une nacelle remplie d'eau douce (figure II.5.a) et mesure les courants de la surface (à ~8 m en réalité = 4 m de tirant d'eau + 4 m de "blanking period") jusqu'à la profondeur théorique de 244m avec une résolution de 4m.

Un ADCP, lorsqu'il est installé sous la coque d'un navire, mesure des profils de courant relatif, c'est-à-dire la vitesse de l'eau par rapport au navire dans chaque cellule. Une étape de calcul supplémentaire par rapport à l'ADCP sur mouillage fixe est nécessaire pour obtenir les courants absolus puisqu'il faut connaître la vitesse du navire par rapport à la terre :

$$\vec{V}_{\text{courant}} = \vec{V}_{\text{eau / navire}} + \vec{V}_{\text{navire / terre}}$$

Le logiciel d'acquisition des données ADCP de RDI, VMDAS, est conçu pour fournir un fichier de sortie, moyenné à la minute, contenant à la fois la navigation et les données ADCP, ceci sans intervention humaine, et en temps réel lors de l'acquisition. Il a besoin pour cela d'être couplé à un certain nombre d'instruments, dont un gyrocompas et une centrale d'attitude de précision correcte. Malheureusement, sur le Téthys II, le logiciel n'est pas couplé à une centrale d'attitude et le gyrocompas ne donne qu'un cap approximatif. Ce fichier de sortie n'est pas exploitable en l'état et doit être "corrigé", à terre, par les informations en provenance du GPS d'attitude. Pour chaque campagne en mer (GOLTS et de valorisation), plusieurs fichiers de sortie (appelés aussi sessions) ADCP sont obtenus. Sur une campagne de plusieurs jours, le fichier de sortie ADCP est en effet automatiquement coupé lorsque le fichier atteint une certaine taille en nombre d'octets et les données suivantes sont enregistrées dans un nouveau fichier.

Le traitement des données de l'ADCP de coque se résume en trois étapes :

- 1- correction des erreurs de cap du gyrocompas
- 2- première étape de filtrage (fichiers d'extension skaphi.mat)
- 3- deuxième étape de filtrage (fichiers d'extension aphi_new.mat)

Il est réalisé à l'aide du logiciel SAVED développé par la DT-INSU (P.-M. Theveny), utilisant le logiciel VMDAS de traitement de données ADCP et de nombreux programmes matlab.

Correction du cap du gyrocompas :

Les corrections du cap gyroscope grâce aux données du GPS d'attitude (cap et offsets de montage des antennes par rapport à l'embase de l'ADCP) sont effectuées par le calcul d'un décalage en amplitude (α) et en degré (ϕ) du cap gyroscope. Une homothétie et une rotation dans le plan horizontal sont alors appliquées aux profils de courants relatifs mesurés par l'ADCP (données ADCP du fichier de sortie RDI). La vitesse de référence du navire par rapport à la terre est aussi recalculée soit à partir de la vitesse du fond (V_{fond}) lorsque l'ADCP "voit" le fond soit à partir de la vitesse GPS.

Première étape de filtrage :

Si le Téthys II disposait d'une centrale d'attitude, le traitement pourrait ne commencer qu'ici. Trois critères de validité sont déjà directement appliqués dans VMDAS, ceci afin de permettre une visualisation correcte des courants en temps réel sur le bateau. Ces critères considèrent comme mauvaises et suppriment les mesures suivantes :

- les mesures pour lesquelles l'erreur sur V_{fond} est supérieure à 150 mm/s,
- les mesures situées en dessous de 15% au-dessus du fond (seuil imposé à cause de l'influence des lobes secondaires dans la configuration des faisceaux ADCP orientés d'un angle de 30° par rapport à la verticale),
- les mesures où la corrélation (d'au moins deux faisceaux) est inférieure à 64.

Les vitesses obtenues en sortie de VMDAS sont donc déjà un peu filtrées (figure II.6.a).

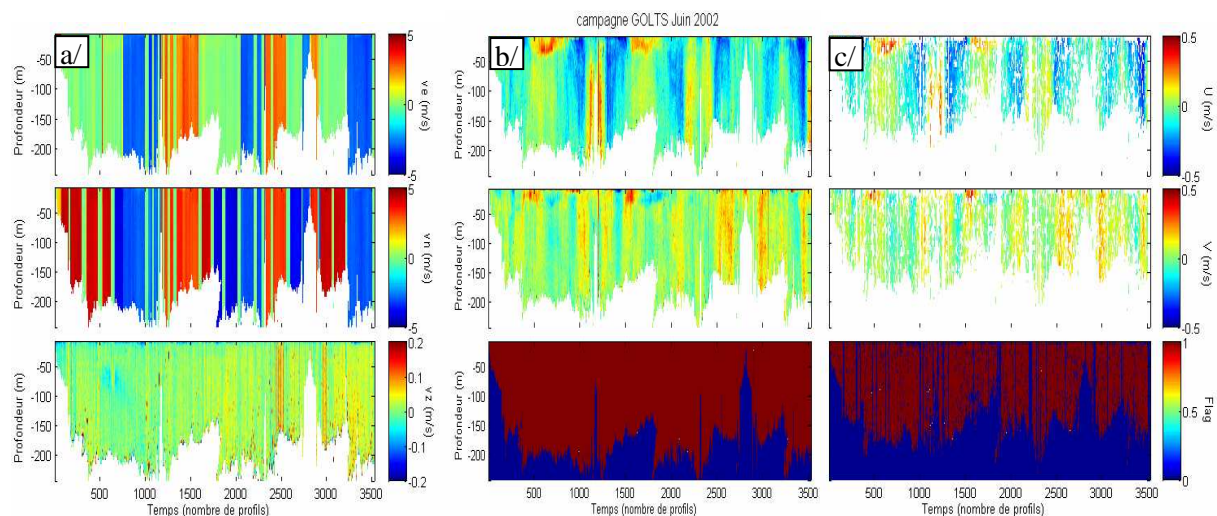


Figure II.6 : Profils verticaux des a/données de courants après la correction de cap, et des données de courants et matrice de flag b/ pour la première étape de filtrage, c/ pour la deuxième étape de filtrage.

La première étape de filtrage du traitement SAVED consiste à appliquer deux critères supplémentaires de validité aux mesures de courant. Contrairement à VMDAS, le choix qui a été fait ici concernant le filtrage est de conserver chaque mesure et de lui attribuer un coefficient de validité :

- 1 si la mesure est considérée comme bonne,
- 0 si la mesure est considérée comme mauvaise.

Les mesures considérées comme mauvaises ou aberrantes sont :

- les mesures où l'une des composantes de $V_{\text{eau/navire}}$ (v_e : composante est-ouest, v_n : composante nord-sud, v_z : composante verticale et v_{err} : erreur sur la vitesse) est manquante.

- les mesures où v_e et v_n sont supérieures à 850 cm/s.

Les coefficients de validité obtenus en appliquant ces deux critères forment une matrice de "Flag". Les composantes horizontales des courants absolus ne sont alors calculées que pour les mesures de bonne qualité suivant la formule ci-dessous :

$$\vec{V}_{courant} = (\vec{V}_{eau / navire} + \vec{V}_{navire / terre}) \times Flag$$

A cette première étape de filtrage, un fichier matlab d'extension "skaphi.mat" est créé et contient toutes les informations sur la session (nom INSU de la session, nom du fichier ADCP RDI, nom du chef de mission,...), la configuration ADCP, les données de navigation et de l'ADCP (avant et après filtrage).

Deuxième étape de filtrage :

La deuxième étape de filtrage reprend les critères de validité précédents et en ajoute d'autres jugeant à la fois la qualité des mesures et les conditions dans lesquelles elles ont été prises. Une matrice de coefficients de validité (0 ou 1) est à nouveau créée en considérant mauvaises (coefficient = 0) les mesures suivantes :

- les mesures où le pourcentage de bonnes solutions à 4 faisceaux est inférieur à 95%,
- les mesures où la vitesse du bateau est inférieure à 10 cm/s (pour supprimer les données en station),
- les mesures où la vitesse angulaire entre 2 profils consécutifs est supérieure à 10° (fort changement de cap d'un profil à l'autre),
- les mesures des premier et dernier profils,
- les mesures où le module du courant est supérieur à 120 cm/s.

En plus de ces 5 critères, un filtrage est effectué sur les mesures par application d'un filtre médian sur les composantes horizontales et le module des courants. Une nouvelle matrice de 0 et 1 est alors créée. La matrice finale de "Flag" est obtenue en faisant un "et" logique des deux matrices et les courants absolus finaux sont calculés comme précédemment :

$$\vec{V}_{courant} = (\vec{V}_{eau / navire} + \vec{V}_{navire / terre}) \times Flag$$

A cette deuxième étape de filtrage, un fichier matlab d'extension "aphi_new.mat" est créé et contient toutes les informations sur la session (nom INSU de la session, nom du fichier ADCP RDI, nom du chef de mission,...), la configuration ADCP, les données de navigation et de l'ADCP (avant et après filtrage).

Mise en forme des données ADCP :

Dans le cadre de cette thèse, ce sont les données ADCP de la première étape de traitement qui sont utilisées, celles du fichier d'extension "skaphi.mat", car elles sont considérées comme suffisamment filtrées. La figure II.6 montre que le filtrage réalisé à la deuxième étape est sans doute un peu fort car il supprime beaucoup trop de données.

Suivant les campagnes, des critères supplémentaires sont ajoutés pour supprimer des valeurs aberrantes toujours présentes dans la première étape de filtrage. Voici les quatre critères pouvant être appliqués :

- suppression des deux premières cellules (parasitées par les bulles d'air du sillage du navire),
- suppression des mesures où le module des courants est supérieur à 120 cm/s,
- suppression de valeurs aberrantes isolées (amplitude importante par rapport aux données voisines),
- suppression des profils le long desquels les courants sont plus importants que les courants des profils voisins (dû en général à un problème dans le calcul du cap).

Pour analyser ces données ADCP dans le but d'étudier les intrusions du Courant Nord, chaque session ADCP est découpée suivant les radiales réalisées lors des campagnes en mer GOLTS et de valorisation (figure II.7). Chaque radiale est nommée du numéro de la station de départ au numéro de la station d'arrivée, la lettre à la fin du nom (figure II.7.b) précise le nombre de fois que cette radiale a été faite dans le même sens (a=1 fois, b=2 fois,...) pendant la campagne en mer.

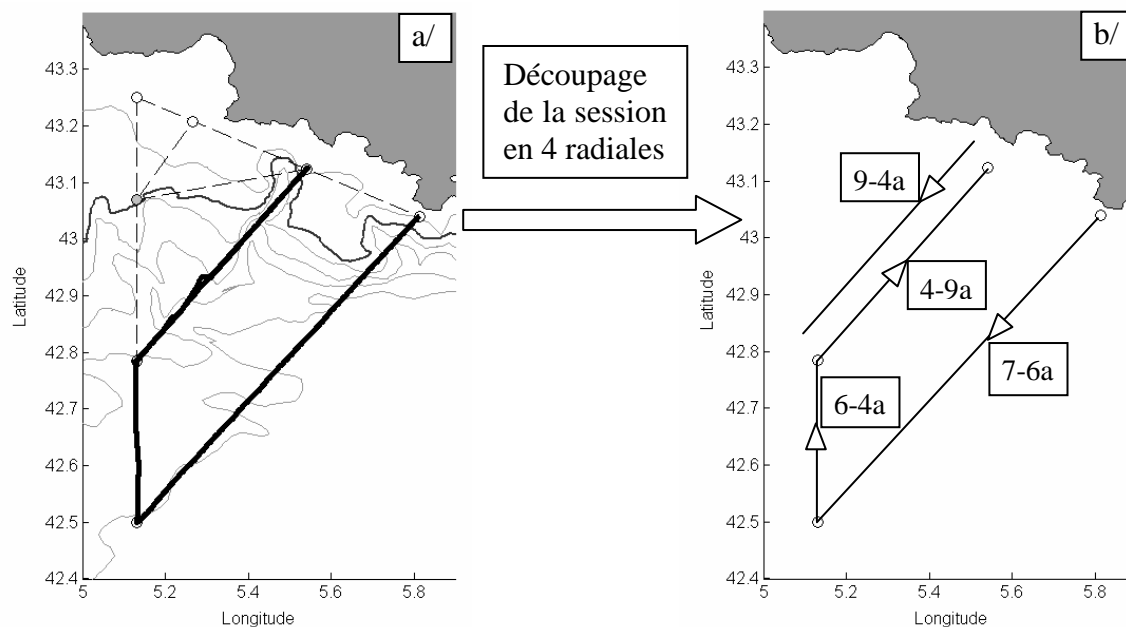


Figure II.7 : Carte de la zone des campagnes GOLTS sur laquelle est superposé a/ le trajet effectué par le Téthys II durant la session ADCP n°TGS0321 de la campagne GOLTS décembre 2003, b/ le découpage en 4 radiales de cette session ADCP, le sens des radiales est indiqué par des flèches et un aller-retour a été effectué entre les stations 4 et 9.

II.1.2.2.4. Qualité de la mesure de l'ADCP de coque

Avec l'ADCP de coque du Téthys II, trois types de problèmes ont été rencontrés. Le premier est une perte totale des données ADCP sur certaines portions de campagne (juin 2002 : pendant 1 jour et 9 heures et décembre 2003 : pendant 3 heures) due à un dysfonctionnement électronique intermittent de l'ADCP. Les deux autres problèmes sont liés à la qualité de la mesure elle-même et non plus à sa disponibilité. Les données peuvent être de moins bonne qualité soit parce que le signal est bruité soit parce qu'il y a une perte de portée sur la verticale. Certaines données peuvent cumuler les deux problèmes.

Données bruitées

Des données bruitées telles que celles représentées sur la figure II.8 sont rencontrées lorsque les conditions météorologiques sont mauvaises. Un vent supérieur à 15 voire 10 m/s va rendre la mer très agitée et provoquer des mouvements amplifiés de roulis et de tangage du navire. L'agitation de la mer et les mouvements du navire vont générer de nombreuses bulles d'air sous la coque du navire. Les forts courants mesurés par l'ADCP ont une forte composante dans la direction que suit le navire (figure II.8). L'ADCP de coque n'aurait pas mesuré le courant réel mais les bulles d'air entraînées dans le sillage du navire. Cette mesure devrait donc être ignorée car elle est complètement décorrélée du courant réel.

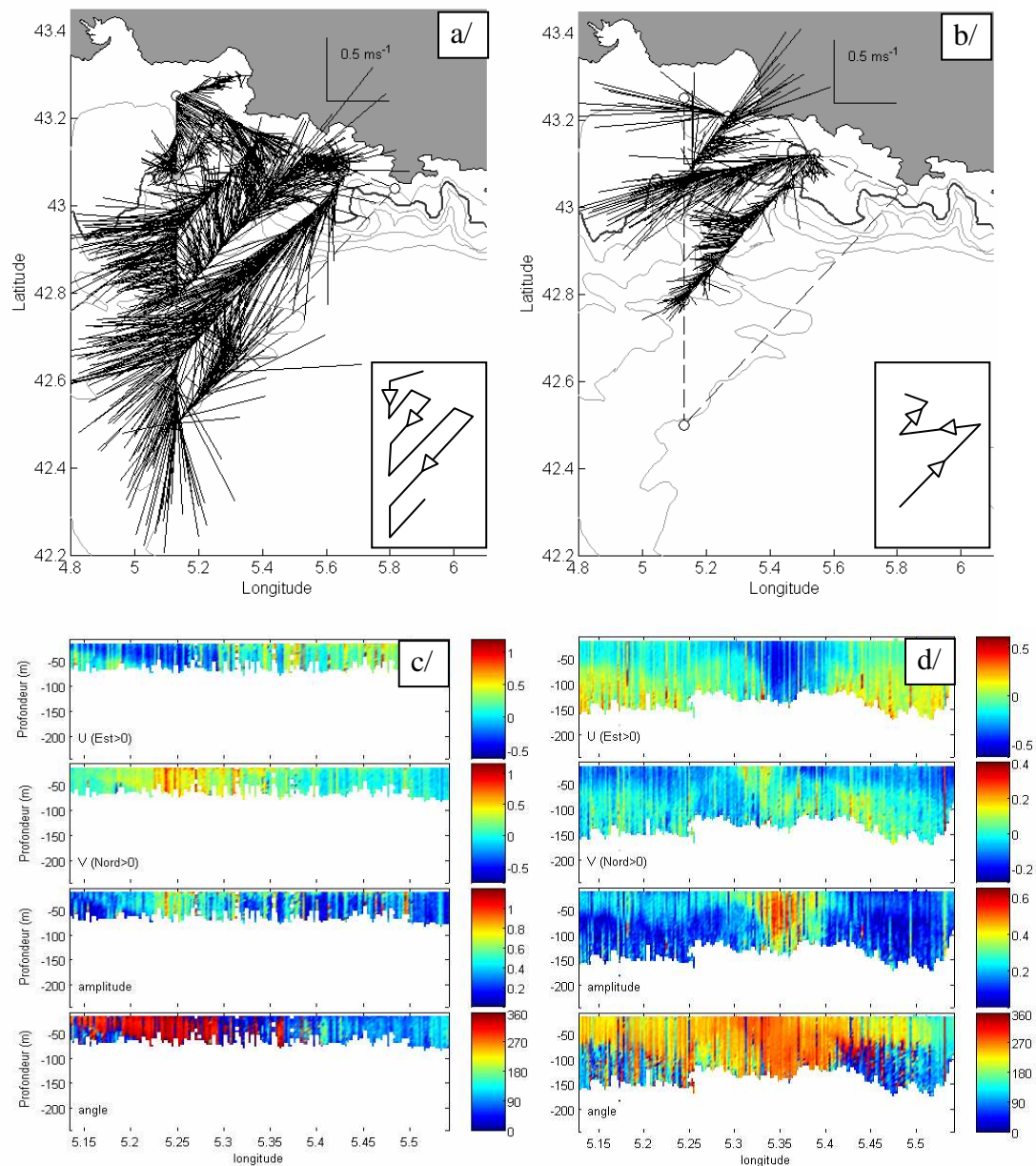


Figure II.8 : Courants mesurés à 16m par l'ADCP de coque du Téthys II a/ en décembre 2002, b/ en avril 2005. Les croquis en bas à droite représentent le trajet et le sens suivis par le navire. De haut en bas : profils verticaux des courants mesurés par l'ADCP de coque (U, V, module et direction) en fonction de la profondeur le long du trajet 4-9 c/ en décembre 2002, d/ en avril 2005.

Perte de portée sur la verticale

Pendant certaines campagnes GOLTS ou valorisées, des pertes de pénétration verticale du signal acoustique émis par l'ADCP de coque ont été mises en évidence, le plus drastiquement en juin 2004. Les données de l'ADCP de coque au lieu d'aller jusqu'à ~200m, tel qu'en juin 2002 (figure II.9.a), ne vont que jusqu'à ~50m comme le montre la figure II.9.b pour juin 2004 (ou encore la figure II.8c pour décembre 2002).

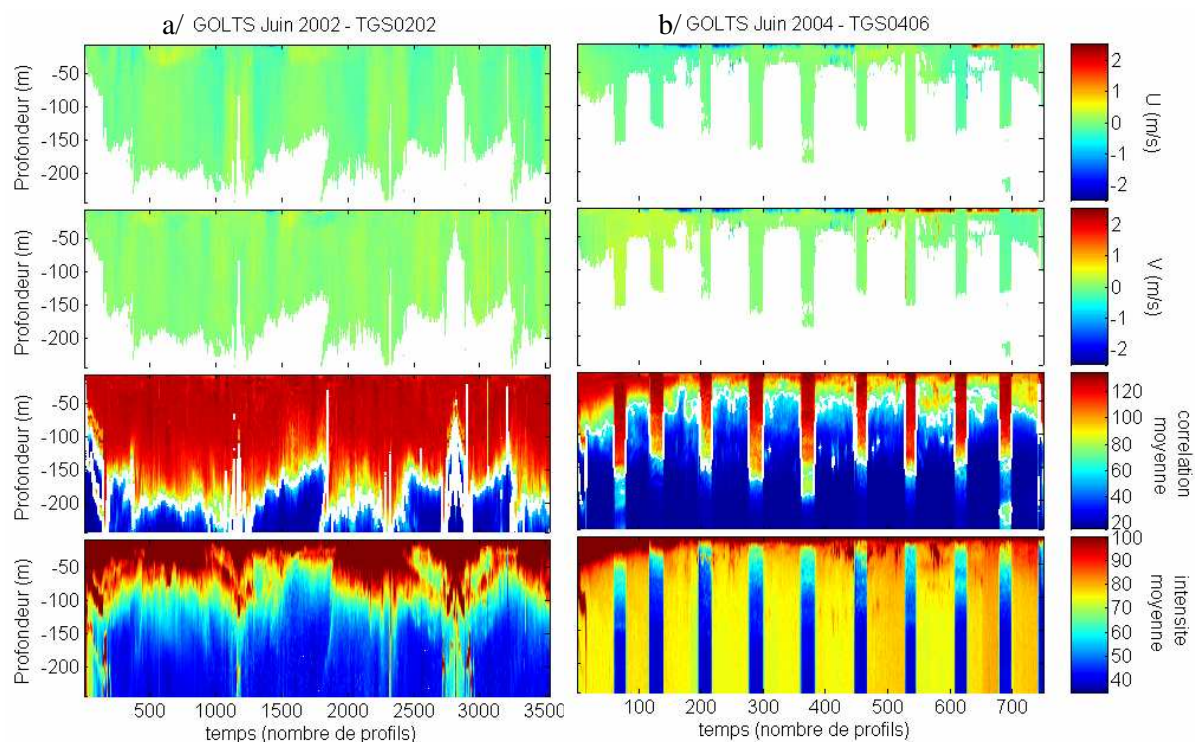


Figure II.9 : De haut en bas : Profils verticaux de la composante ouest-est (U en m/s) puis nord-sud (V en m/s) des courants mesurés par l'ADCP de coque, de la moyenne des corrélations (la corrélation de valeur 64 est en contour blanc) puis des intensités d'écho des 4 faisceaux de l'ADCP le long du trajet du navire pour la campagne GOLTS a/ juin 2002, b/ juin 2004.

Les bandes verticales sur la figure II.9.b où la portée de l'ADCP est meilleure (jusqu'à ~150m) correspondent au moment où le navire s'arrête pour effectuer des stations CTD. Le fait que la portée redevienne "normale" lors des stations CTD indique que l'ADCP fonctionne normalement et que la perte de portée n'est pas due à un dysfonctionnement de l'appareil. C'est pendant le transit du navire, entre les arrêts à chaque station CTD, qu'un phénomène se produit et gêne la propagation des ondes acoustiques et de leur écho.

Le critère qui limite la portée des mesures sur la verticale est le seuil imposé à la corrélation de chaque faisceau. En effet, dès que la corrélation passe sous le seuil 64 (contour blanc sur la figure II.9.a3 et b3 et ligne verticale grise sur la figure II.10.a), elle est considérée comme mauvaise et les données de courant sont supprimées. Or une mauvaise corrélation est obtenue lorsque l'intensité de l'écho des faisceaux est trop faible (mauvaise pénétration ou bruit ambiant) ou trop différente entre les pings. Le contrôle de la qualité des données ADCP peut alors être effectué en s'intéressant à l'évolution de l'intensité de l'écho des faisceaux de l'ADCP en fonction de la profondeur et le long du trajet du navire.

En juin 2004 par exemple, lorsque le navire avance, l'intensité de l'écho des faisceaux est systématiquement plus importante sur toute la profondeur (hormis les 20 premiers mètres) que celle mesurée lorsque le navire est à l'arrêt pendant les stations CTD (figure II.10.a). De même, elle est supérieure, pendant le transit du navire, à celle mesurée lors de la campagne GOLTS juin 2002 (par exemple à 200m sur la figure II.10.b) hormis sur le 200 premiers profils où la forte intensité en juin 2002 correspond à la présence du fond (le navire est sur le plateau continental à ce moment là). Par contre, pendant les stations CTD, l'intensité de l'écho est plus faible et identique à celle obtenue en juin 2002 ; elle atteint une valeur de 40 en profondeur contre 70 lors du transit. Ceci démontre que le problème de portée qui survient lorsque le navire avance est dû à une intensité d'écho trop importante qui révèle la présence

d'un bruit ambiant. Ce bruit ambiant trop fort perturbe l'ADCP et l'empêche de distinguer l'écho plus faible du "vrai" signal.

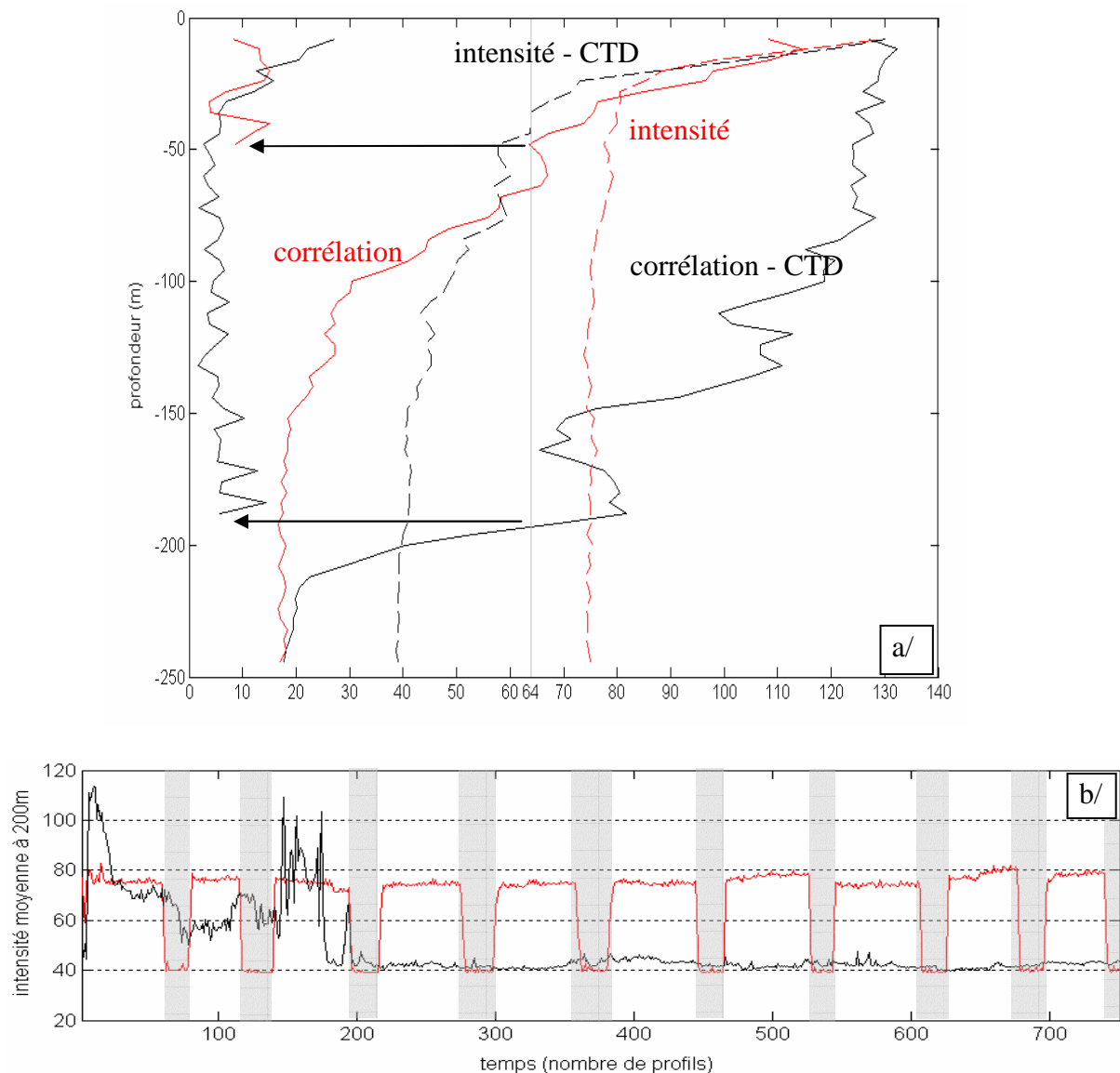


Figure II.10 : a/ profils verticaux de l'intensité des courants (cm/s, trait plein à gauche), de la moyenne des corrélations des 4 faisceaux de l'ADCP (trait plein à droite), de la moyenne des intensités d'écho des 4 faisceaux de l'ADCP (pointillés) pendant une station CTD (noir : profil n°377) et pendant le transit du navire (rouge : profil n°405), b/ moyenne des intensités d'écho des 4 faisceaux de l'ADCP à 200m de profondeur pendant une partie du trajet du navire de la campagne GOLTS juin 2002 (noir) et de la campagne GOLTS juin 2004 (rouge) de la figure II.8, les bandes verticales grises correspondent au moment où une station CTD est effectuée en juin 2004.

Il reste maintenant à identifier d'où provient ce changement de bruit ambiant, lors du transit du navire, qui rend le rapport signal/bruit moins favorable et réduit la portée de l'ADCP. Différentes sources/causes de bruit sont possibles :

1- vitesse/accélération du navire : des tests ont révélé qu'à partir d'une vitesse du navire supérieure à 8,5 nœuds, il y a une brusque augmentation du bruit de fond. Cependant

pendant toutes les campagnes cette vitesse seuil à ne pas dépasser a été respectée et le navire avance en moyenne à 8 nœuds.

2- bruit venant de l'environnement proche de l'ADCP : l'écoulement de l'eau sur la coque, les hélices, le moteur, la résonance mécanique de la structure de l'ADCP (phénomène de "ringing") ... Le bruit de ces divers éléments peut augmenter lorsque les conditions météorologiques sont mauvaises et la mer agitée. L'état de la mer peut donc expliquer la perte de portée pour les campagnes ayant lieu dans de mauvaises conditions météorologiques mais ne l'explique pas lorsque la mer est calme tel qu'en juin 2004.

3- interférences avec d'autres instruments acoustiques : à la connaissance de la DT-INSU, il n'y a pas eu de modification de matériel entre les campagnes où la portée est réduite. Il ne doit donc pas y avoir de problème d'interférence.

4- la présence de beaucoup de phyto- et zoo-plancton pourrait réduire la portée du signal de façon dramatique.

Le problème de portée réduite de l'ADCP semble provenir de diverses causes suivant les campagnes. Les deux causes les plus probables, mais non certaines, sont :

- les mauvaises conditions météorologiques et la mer agitée (tel qu'en Décembre 2002 et 2003) qui augmentent le bruit ambiant qui "couvre" le vrai signal,
- un problème d'interférence pendant le transit du bateau.

II.2. Les expérimentations numériques

Malgré la bonne couverture de la zone d'intrusion potentielle du Courant Nord pendant les campagnes GOLTS, les mesures effectuées ne sont pas faites en continu. Pour avoir accès à une série temporelle des principales variables physiques sur le Golfe du Lion, le recours à la modélisation numérique s'est donc révélé nécessaire.

De nombreuses études en conditions réalistes avec le modèle de circulation côtière SYMPHONIE ont déjà permis d'étudier différents processus côtiers du Golfe du Lion : le panache du Rhône (Marsaleix et al., 1998 ; Estournel et al., 2001 ; Reffray et al., 2004), la formation d'eau dense sur le plateau (Dufau-Julliand et al., 2004), et son impact, ainsi que celui de tempêtes, sur les échanges côte-large (Ulses et al., 2008), le transport sédimentaire (Ulses, 2005), les circulations induites par le vent (Estournel et al., 2003), et de proposer un mécanisme déclencheur des intrusions au centre du golfe (Estournel et al., 2003). De plus, SYMPHONIE est capable de générer des intrusions à l'est du Golfe du Lion (Auclair et al., 2001 ; Petrenko et al., 2005). Ce modèle est donc tout à fait approprié pour notre étude.

SYMPHONIE est alors utilisé dans les conditions les plus réalistes possibles, correspondant notamment à la campagne GOLTS de Juin 2002, pour approfondir la caractérisation des intrusions et en étudier les causes possibles. Certains mécanismes responsables de ces intrusions sont ensuite analysés par étude de sensibilité (e.g., vent) et l'utilisation d'une technique d'emboîtement de modèles (e.g., bathymétrie).

II.2.1. Le modèle SYMPHONIE

SYMPHONIE est un modèle 3D côtier, à surface libre, qui résout les équations primitives en tenant compte de l'approximation de Boussinesq et des hypothèses de l'hydrostatique et d'incompressibilité. Ce modèle est développé au Pôle d'Océanographie Côtière (POC) - Laboratoire d'Aérodynamique (<http://poc.obs-mip.fr>) par Estournel (Estournel et al., 2005), et Marsaleix (Marsaleix et al., 2008).

Le modèle SYMPHONIE a déjà été décrit en détail dans diverses publications et thèses, c'est pourquoi la description faite dans ce qui suit ne reprend que les caractéristiques générales.

II.2.1.1. Les équations du modèle :

Les équations du mouvement :

Les composantes horizontales (u , v) et verticale (w) de la vitesse sont données, dans un système de coordonnées cartésiennes (O , x , y , z), par les équations du mouvement et l'équation de continuité :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + v_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \frac{\partial(\overline{u'w'})}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + v_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - \frac{\partial(\overline{v'w'})}{\partial z} \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{(II.1)} \\ \text{(II.2)} \\ \text{(II.3)} \end{array}$$

(u , v , w) et (u' , v' , w') sont respectivement les composantes "moyennes" au sens de la turbulence et les composantes turbulentes de la vitesse du mouvement, f est le paramètre de

Coriolis, p représente la pression au sein du fluide, ρ_0 la masse volumique de référence et ν_h est le coefficient de diffusion horizontal harmonique (laplacien) dont la valeur est constante et proportionnelle à la taille de la maille. Les derniers termes des équations II.1 et II.2 sont les flux turbulents des vitesses sur la verticale à paramétrer (§ II.2.1.2).

L'hypothèse hydrostatique qui traduit l'équilibre entre la force de pression et la force de pesanteur, permet de déterminer la pression grâce à la troisième équation de conservation des quantités de mouvement qui se simplifie de la sorte :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (\text{II.4})$$

g , étant l'accélération de la pesanteur et ρ , la masse volumique du fluide.

Elle peut être intégrée sous la forme :

$$p(z) = p_a + g \int_z^\eta \rho dz$$

η correspond à l'élévation de la surface libre par rapport au zéro de l'axe vertical et p_a à la pression atmosphérique. Cette équation permet d'obtenir les gradients horizontaux de pression qui apparaissent dans les équations (II.1) et (II.2).

L'élévation de la surface libre (η) est déterminée à partir de la divergence du courant moyenné sur la verticale :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial H \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial H \bar{v}}{\partial y} = 0 \quad (\text{II.5})$$

$H = h + \eta$ représente l'épaisseur totale de la colonne d'eau et h la bathymétrie locale. \bar{u} et \bar{v} sont les vitesses horizontales moyennées sur la verticale : $(\bar{u}, \bar{v}) = \frac{1}{H} \int_{-h}^\eta (u, v) dz$.

Les équations de conservation :

La température T et la salinité S sont déterminées à partir de leur équation de conservation respective:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = - \frac{\partial (\overline{T'w'})}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I_s}{\partial z} \\ \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = - \frac{\partial (\overline{S'w'})}{\partial z} \end{array} \right. \quad (\text{II.6})$$

I_s est l'intensité de radiation solaire et C_p est le coefficient de chaleur massique.

Les flux verticaux de température et de salinité (premiers termes du membre de droite des équations II.6 et II.7) sont modélisés à l'aide du concept de diffusivité turbulente (§ II.2.1.2).

La masse volumique du fluide est déterminée à partir de l'équation d'état diagnostique suivante:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)] \quad (\text{II.8})$$

α et β sont respectivement les coefficients de dilatation thermique et de contraction saline. T_0 et S_0 sont les température et salinité de référence se rapportant à ρ_0 .

II.2.1.2. La fermeture turbulente verticale

Le système d'équations (II.1) à (II.4) et (II.6) à (II.7) est un système ouvert tant que les flux turbulents ne sont pas résolus. Les flux turbulents ne peuvent pas être calculés avec une méthode exacte, ils doivent être approchés par un modèle de turbulence dont le but est de simuler leurs effets sur le mouvement moyen. Les flux turbulents sont alors exprimés en fonction des gradients verticaux des quantités moyennes, de la manière suivante :

$$\begin{aligned} -(\overline{u'w'}, \overline{v'w'}) &= \nu_t \frac{\partial}{\partial z} (u, v) \\ -(\overline{T'w'}, \overline{S'w'}) &= \Gamma_t^{T,S} \frac{\partial}{\partial z} (T, S) \end{aligned}$$

ν_t est le coefficient de viscosité cinématique turbulente et les coefficients de diffusivité sur la verticale Γ_t^T et Γ_t^S sont définis comme le rapport de ν_t par respectivement les nombres de Prandtl et de Schmidt turbulents.

Le coefficient de viscosité turbulente à la verticale est à paramétrer pour fermer le système des équations "moyennées". Il est défini en fonction de la longueur de mélange l et de l'énergie cinétique de la turbulence K par : $\nu_t = C_k l K^{1/2}$ où C_k est une constante empirique. Un modèle à une équation supplémentaire de type K+1 est alors utilisé avec une équation pronostique pour déterminer l'énergie cinétique de la turbulence K (équation II.9 ci-dessous) et une équation diagnostique pour les longueurs de mélange l et de dissipation l_ϵ (Bougeault and Lacarrère, 1989).

$$\frac{\partial K}{\partial t} + \frac{\partial uK}{\partial x} + \frac{\partial vK}{\partial y} + \frac{\partial wK}{\partial z} = \nu_t \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{g}{\rho_0} \nu_t \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_t \frac{\partial K}{\partial z} \right) - \frac{c_\epsilon K^{3/2}}{l_\epsilon} \quad (\text{II.9})$$

où C_k et C_ϵ sont des constantes empiriques déterminées par Gaspar *et al.* (1990) avec comme valeurs respectives : 0,1 et 0,7.

II.2.1.3. La séparation des pas de temps "time-splitting"

SYMPHONIE calcule de manière explicite les ondes de gravité externes qui sont beaucoup plus rapides que les ondes de gravité internes. Une résolution temporelle fine est donc requise pour les résoudre et assurer la stabilité numérique du modèle (condition CFL, Courant et al., 1928). Afin d'alléger les temps de calcul, le traitement des ondes externes est effectué séparément selon la technique de séparation des pas de temps de Blumberg and Mellor (1987), c'est-à-dire que le cisaillement vertical du courant est calculé séparément du courant moyenné sur la verticale. Pour cela, un modèle 2D horizontal résout, avec un pas de temps court comparé à celui utilisé pour résoudre les équations (II.1) et (II.2) du mode interne, l'équation de propagation des ondes externes (II.5) ainsi que les équations du mouvement intégrées sur la verticale qui s'écrivent :

$$\begin{aligned}
\frac{\partial H\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial H\bar{u}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial H\bar{v}\bar{u}}{\partial y} - fH\bar{v} &= -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(H v_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H v_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \\
&\quad + \left[v_t \frac{\partial u}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho' dz' + \frac{\partial \bar{u} \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v} \bar{u}}{\partial y} \right) dz \\
\frac{\partial H\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial H\bar{u}\bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial H\bar{v}\bar{v}}{\partial y} + fH\bar{u} &= -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(H v_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H v_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \\
&\quad + \left[v_t \frac{\partial v}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^{\eta} \rho' dz' + \frac{\partial \bar{u} \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v} \bar{v}}{\partial y} \right) dz
\end{aligned}$$

où ρ' est l'écart à la valeur de référence ρ_0 et (\bar{u}, \bar{v}) sont les fluctuations de vitesse par rapport au courant moyenné sur la verticale.

II.2.1.4. Les discrétisations spatiale et temporelle

Les équations du modèle sont discrétisées sur une grille C (Arakawa and Lamb, 1977) par la méthode des différences finies. Selon la verticale, le système de coordonnées utilisé est un système hybride qui combine le système de coordonnées sigma avec des marches d'escalier afin de franchir les grands sauts de bathymétrie sans avoir à incliner trop fortement les surfaces iso-sigma. Ceci permet d'éviter les problèmes d'inconsistances hydrostatiques et les erreurs de troncature sur le terme du gradient horizontal de pression (Auclair et al., 2000a).

Sur l'horizontale, le schéma d'advection appliqué est une combinaison d'un schéma centré et d'un schéma dit "upstream" (Beckers, 1995).

La discrétisation temporelle se fait à l'aide d'un schéma "leapfrog" ou "saute-mouton" : la solution au temps $(t+\Delta t)$ est calculée à partir des solutions aux temps (t) et $(t-\Delta t)$. Afin de réduire les erreurs numériques, ce schéma est associé à un filtre d'Asselin (1972) diffusif qui agit comme une force de rappel dans le but d'empêcher la divergence des solutions aux pas de temps pairs et impairs. La solution lissée au temps (t) est alors donnée

par : $F_{asselin}^t = F^t + \frac{\alpha}{2} (F^{t+1} - 2F^t + F^{t-1})$ avec α coefficient du filtre d'Asselin.

II.2.1.5. Les conditions aux limites et initiales

Frontières latérales

- frontières fermées (à la côte)

Le long des frontières latérales fermées, la composante de la vitesse est nulle (application du masque terre (0) / mer (1)).

- frontières ouvertes

Il existe un grand nombre de conditions aux frontières ouvertes, dont les plus couramment utilisées sont exposées dans Bourret et al. (2005) et évaluées dans Blayo and Debreu (2005). Les conditions aux frontières ouvertes doivent typiquement remplir un double objectif : forcer la solution intérieure du domaine avec des champs extérieurs (observations ou champs grande échelle) et permettre aux ondes de se propager en dehors du domaine d'étude sans se réfléchir et sans détériorer la solution intérieure. Dans cette optique, SYMPHONIE

dispose d'un set de conditions aux limites décrit en détail par Marsaleix et al. (2006), et rappelé brièvement ci-dessous.

Pour le mode barotrope, des conditions de radiation de Flather (Flather, 1976) sont appliquées à l'élévation de la surface libre. La composante tangentielle du transport est obtenue à partir d'un prolongement par continuité des gradients horizontaux et la composante normale du transport est déduite des deux variables précédentes en utilisant l'équation de continuité (II.5).

Pour le mode interne, des conditions de radiation basées sur une équation d'onde sont utilisées. Quant aux conditions aux limites sur la température et la salinité, elles sont spécifiées par un schéma d'advection "upstream" entraînant l'advection des champs externes de température et salinité à l'intérieur du domaine sous des conditions de flux entrant.

De plus, une zone éponge est rajoutée au voisinage des frontières ouvertes afin d'y contraindre la solution intérieure par le champ extérieur. Dans cette zone, un "terme de rappel" ("restoring term") est ajouté au membre de droite des équations du mouvement et de conservation, pour faire tendre la solution intérieure vers la valeur du champ extérieur. L'amplitude de ce terme décroît exponentiellement avec la distance à la frontière ouverte.

Conditions aux interfaces

Les conditions aux limites en surface et au fond sont récapitulées dans le tableau II.3.

	en surface ($z = \eta$)	au fond
Energie cinétique de la turbulence	$K = \frac{ \bar{\tau}^{(s)} }{\rho_0 \sqrt{C_\varepsilon C_k}}$ <p>où $\bar{\tau}^{(s)} = \rho_{0,air} \cdot C_v \cdot \ \vec{V}_{vent}^{10}\ \cdot \vec{V}_{vent}^{10}$</p>	$K = \frac{ \bar{\tau}^{(b)} }{\rho_0 \sqrt{C_\varepsilon C_k}}$ <p>où $\bar{\tau}^{(b)} = \rho_0 \cdot C_d \cdot \ \vec{V}_b\ \cdot \vec{V}_b$ et $C_d = \left(\frac{\kappa}{\log(z_1 / z_0)} \right)^2$</p>
Vitesses	$\rho_0 v_t \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right)_s = (\tau_x^s, \tau_y^s)$	$\rho_0 v_t \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right)_b = (\tau_x^b, \tau_y^b)$
Température	$v_t \frac{\partial T}{\partial z} = Q_e + Q_s + Q_l + Q_c$	$\left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right)_b = 0$
Salinité	$v_t \frac{\partial S}{\partial z} = (E - P_r) S$	

Tableau II.3 : conditions limites aux interfaces dans le modèle SYMPHONIE : C_ε et C_k sont les paramètres du modèle de turbulence (§ II.2.1.2), $\bar{\tau}_s (\tau_x^s, \tau_y^s)$ et $\bar{\tau}_b (\tau_x^b, \tau_y^b)$ sont respectivement la tension de cisaillement due au vent et la tension de cisaillement de fond, C_v et C_d sont les coefficients de trainée, κ est la constante de Von Kármán, z_1 est la hauteur du premier niveau du modèle au-dessus du fond et z_0 la longueur de rugosité. Q_e est le flux de chaleur latente, Q_s le flux de chaleur sensible, Q_l et Q_c les flux radiatifs pour respectivement les grandes et courtes longueurs d'ondes. E est le taux d'évaporation (approché par un rapport entre le flux de chaleur latente et la chaleur latente de condensation), et P_r le taux de précipitation.

Les flux de chaleur à l'interface air-mer et la tension de cisaillement due au vent sont calculés à partir des sorties tri-horaires (pression atmosphérique à la surface de la mer, température et humidité de l'air à 2 m d'altitude, et vent à 10 m d'altitude) du modèle

ALADIN de Météo-France de résolution $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ et de la température de surface de la mer calculée par SYMPHONIE, au moyen d'une formulation globale : la paramétrisation "bulk" (Geenaert, 1990).

A l'embouchure des fleuves

A l'embouchure, la salinité est nulle, la température varie tout au long de l'année et la vitesse à laquelle le fleuve se jette dans la mer est donnée par la relation : $u = \frac{D}{h.l}$, avec D son débit, l et h les largeur et profondeur constantes de son embouchure (modélisée comme un canal rectangulaire).

Initialisation

Une procédure classique d'initialisation est utilisée dans cette configuration de SYMPHONIE : les sorties d'un modèle de circulation générale, MOM (Modular Ocean Model, Pacanowski et al., 1991), sont interpolées sur la grille de meilleure résolution du modèle régional SYMPHONIE.

II.2.2. La simulation réaliste 2002 – SIM3km

Une première version de SYMPHONIE (version 2002) a été utilisée lors de la première année de la thèse pour "prendre en main" le modèle. La version de SYMPHONIE (version 2004) utilisée dans ce travail est une des versions du modèle régional de la mer Méditerranée nord occidentale développé par le POC dans le cadre du projet européen de prévision opérationnelle MFSTEP (Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions, <http://www.bo.ingv.it/mfstep>). Les résultats de modèle exploités dans la thèse sont ceux obtenus après deux mises à jour de cette version.

II.2.2.1. Configuration

Le domaine de modélisation

La simulation SIM3km s'étend sur toute la Méditerranée nord occidentale (~350 000 km², figure II.11) avec une résolution de 3km × 3km et 41 niveaux verticaux (tableau II.4). Le domaine de modélisation est orienté de 31° par rapport à l'axe Nord/Sud. Cette inclinaison permet d'ajuster la grille à l'orientation moyenne de la bathymétrie du talus du Golfe du Lion, à celle des côtes azuréennes et catalanes, et à celle du Courant Nord qui suit globalement le talus.

	Taille de la maille : $\Delta x \times \Delta y$	Nombres de mailles : $n_x \times n_y \times n_z$	Etendue du domaine : [longitude]-[latitude]	Orientation par rapport au Nord
SIM3km	3km×3km	339×115×41	Méditerranée nord occidentale : [-1,7°E-10,9°E] - [38,3°N-45,6°N]	31°
SIM1km	1km×1km	175×145×41	Zone GOLTS élargie : [4,4°E-6,5°E] - [42,2°N-43,5°N]	0°

Tableau II.4 : description des configurations utilisées pour la simulation SIM3km et la simulation de plus haute résolution SIM1km.

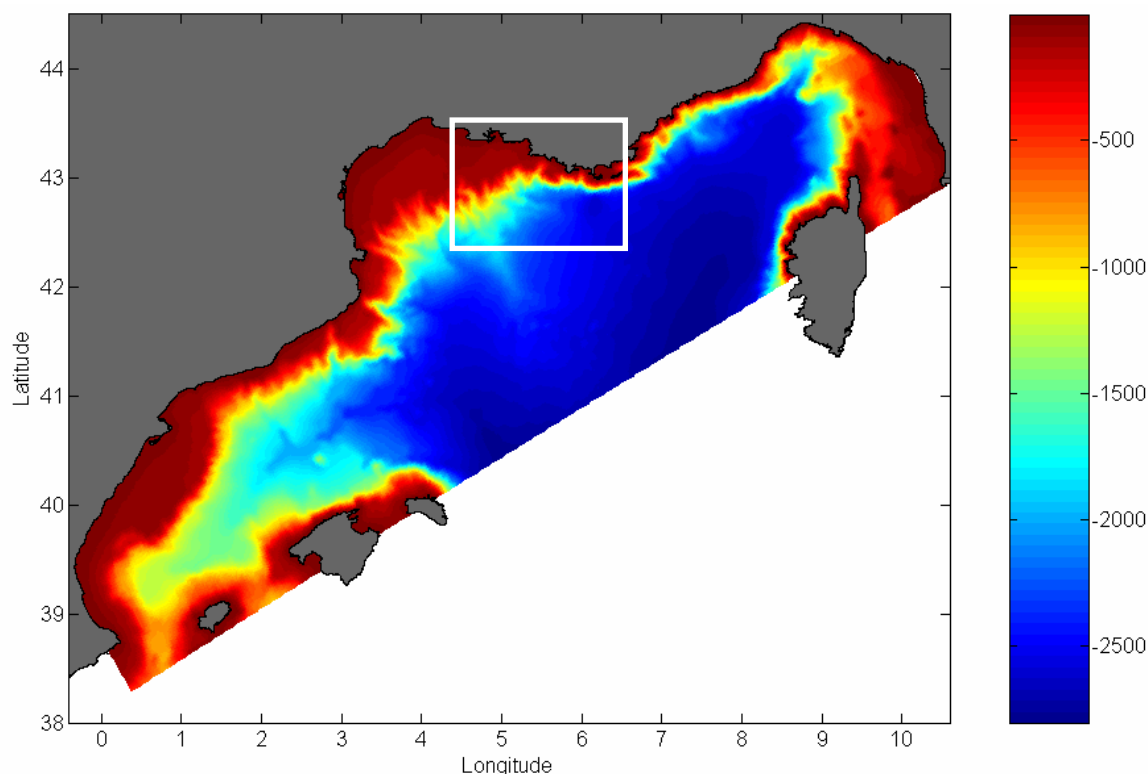


Figure II.11 : étendue du domaine de modélisation et bathymétrie de la simulation SIM3km. Le carré blanc indique la zone d'imbrication d'une simulation de plus haute résolution (SIM1km, § II.2.3).

Les forçages externes

Pour cette simulation, SYMPHONIE est placé dans des conditions de forçages les plus réalistes possibles sur l'année 2002. Trois types de forçages externes sont à considérer.

Les conditions aux limites ouvertes et l'initialisation sont calculées à partir des champs grandes échelles de MOM2002 (Pinardi et al., 2003). SYMPHONIE a tourné à partir de janvier 2001 avec un pas de temps irrégulier de sortie de fichiers (pouvant aller de quelques minutes à quelques jours d'écart) permettant de réaliser simultanément une étude autre que celle des intrusions : la comparaison avec des traces altimétriques pour aider à repérer les circulations normales et anormales créées par le modèle (Marsaleix, communication personnelle). Une simulation réaliste sur l'année 2002 entière devait être obtenue. Cependant seuls les six premiers mois de cette année sont correctement simulés. Il semblerait qu'à partir de juillet le Courant Nord n'est plus bien représenté à cause des conditions aux limites ouvertes imposées par MOM2002. Seules les sorties sur les six premiers mois de 2002 de la simulation régionale SIM3km sont donc utilisées par la suite.

Les fleuves pris en compte dans SIM3km sont le Grand Rhône, le Petit Rhône, l'Hérault, l'Orb, l'Aude et l'Ebre.

Les forçages atmosphériques sont fournis, comme indiqué précédemment, par le modèle ALADIN de Météo-France. Pour l'année 2002, Anna Rubio (2006) a montré la bonne représentation du champ de vent à l'ouest du Golfe du Lion par les sorties ALADIN. La figure II.12 montre qu'il en est de même pour le champ de vent sur la partie est du Golfe du Lion (Cap Cépet). Les variations de l'intensité et de la direction du vent sont bien reproduites avec toujours un vent d'intensité plus faible dans ALADIN comme l'ont déjà constaté, sur des années antérieures et postérieures à 2002, Estournel et al. (2003), Dufau-Julliand (2004), Petrenko et al. (2005), et Ulses (2005).

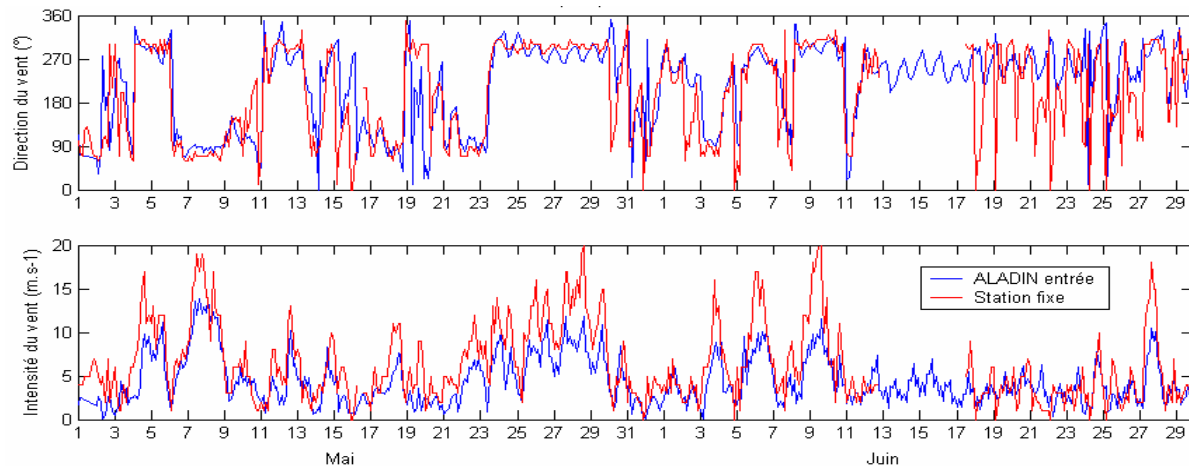


Figure II.12 : validation des données ALADIN (bleu) : comparaison avec les mesures de vent effectuées à la station Météo-France (rouge) de Cap Cépet (figure II.2) sur mai-juin 2002.

II.2.2.2. Test de sensibilité concernant le vent

Ce travail de thèse se focalise, pour une partie, sur la sensibilité des intrusions du Courant Nord aux différentes conditions météorologiques rencontrées de janvier à juin 2002. Les forçages météorologiques dans leur distribution spatiale et temporelle (alternance vents d'ouest, vent d'est) sont analysés.

Dans notre étude, une tempête de vent d'Est est supprimée pour voir l'influence de ce forçage sur les intrusions. Pour cela, les fichiers de vent ALADIN sont directement modifiés. Le vent n'est pas mis à zéro brutalement, ceci est fait en utilisant une rampe linéaire. A partir de ces nouveaux fichiers de forçage atmosphérique, la simulation SIM3km-E est alors réalisée. Elle a la même configuration que SIM3km, en dehors du forçage atmosphérique, et ne dure que trois semaines, en mai 2002. Elle est, en effet, démarrée à partir de l'état final de SIM3km enregistré le 30 avril 2002.

II.2.3. Les simulations haute résolution – juin 2002

S'interrogeant sur le niveau de résolution nécessaire pour bien décrire le processus d'intrusion, une simulation de meilleure résolution est réalisée en appliquant une technique d'imbrication de modèles. Des tests bathymétriques sont ensuite réalisés pour étudier le comportement des intrusions par rapport à certains accidents topographiques de la partie est du Golfe du Lion.

II.2.3.1. Technique d'imbrication de modèles

L'influence du raffinement de maillage (augmentation locale de résolution), résolvant des processus de plus petites échelles, est testée dans l'expérience numérique SIM1km (tableau II.4), menée sur le mois de juin 2002, où une intrusion a été observée dans les mesures *in situ*.

Méthode générale

Une technique d'imbrication "one-way" de modèles est utilisée. La simulation côtière SIM1km de plus haute résolution (1km) et étendue sur un domaine restreint est imbriquée dans la simulation régionale précédemment décrite (SIM3km). L'interaction entre ces deux simulations est dite "one-way" ou "passive" car elle n'a lieu qu'au travers de l'initialisation et

des conditions aux limites de la grille haute résolution, qui sont déterminées par interpolation spatio-temporelle de la solution à plus basse résolution. C'est-à-dire que seul le grand domaine fournit de l'information vers le petit domaine, les structures générées dans SIM1km ne peuvent pas influencer la circulation de SIM3km.

En plus d'un forçage à sens unique ("one-way"), celui-ci est différé. En effet, la technique d'imbrication du modèle SYMPHONIE procède en deux étapes :

- 1- enregistrement des champs de la simulation à plus basse résolution et interpolation de ces champs sur la grille haute résolution,
- 2- utilisation de ces champs pour forcer la simulation imbriquée de meilleure résolution.

Les deux simulations SIM3km et SIM1km sont donc effectuées séparément.

Création de la bathymétrie

Comme les champs de la simulation à plus basse résolution sont interpolés sur la grille haute résolution (maille de 1km × 1km), il y a des précautions à prendre lors de la fabrication de la bathymétrie et du trait de côte de la simulation SIM1km pour diminuer les instabilités numériques dues aux discordances bathymétriques (Auclair et al., 2000b).

A l'origine, la bathymétrie était fabriquée à partir d'une compilation de plusieurs bathymétries d'origine et de résolution diverses en les interpolant sur la grille haute résolution grâce à une procédure itérative (détails dans Ulses, 2002). Pour améliorer l'ajustement à la contrainte bathymétrique, une condition supplémentaire est ajoutée : la bathymétrie de la simulation SIM3km est prise en compte dans la procédure de fabrication de la bathymétrie raffinée, uniquement sur les bords du modèle côtier, avec une influence diminuant proportionnellement à la distance aux bords. Ceci permet donc d'avoir un bon raccordement des deux bathymétries aux environs des frontières.

Une fois la bathymétrie préparée (figure II.13.b), les fleuves repositionnés sur la nouvelle grille, les coordonnées sur la verticale recalculées et les champs météorologiques de SIM3KM interpolés sur la grille de SIM1KM, nous utilisons la technique d'imbrication de SYMPHONIE pour obtenir une simulation de meilleure résolution sur le mois de juin 2002.

II.2.3.2. Influence de la bathymétrie

La comparaison des figures II.13.a et II.13.b met en évidence que le raffinement de maillage permet aussi de définir avec précision les irrégularités bathymétriques du talus du Golfe du Lion.

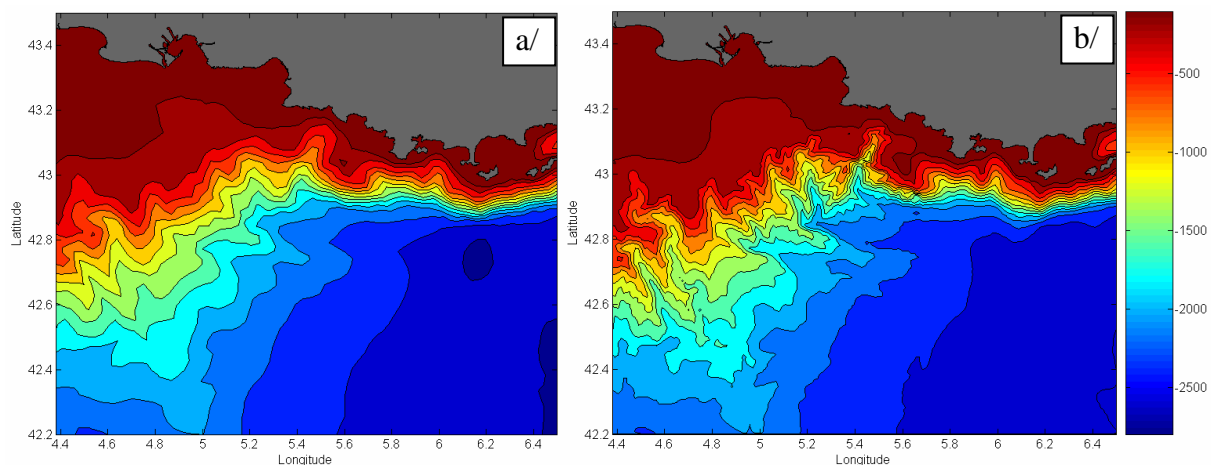


Figure II.13 : bathymétries sur la zone des simulations imbriquées de a/ SIM3km, b/ SIM1km.

Pour la première expérience : SIM1km-bb, le banc des Blauquières a été supprimé (figure II.14.a), ce qui provoque un évasement et un rapprochement de la côte du talus continental entre Cassis et le cap Sicié. Lors de la deuxième expérience : SIM1km-cc, la suppression du canyon de Cassis induit l'élargissement du plateau continental entre Marseille et La Ciotat (figure II.14.b).

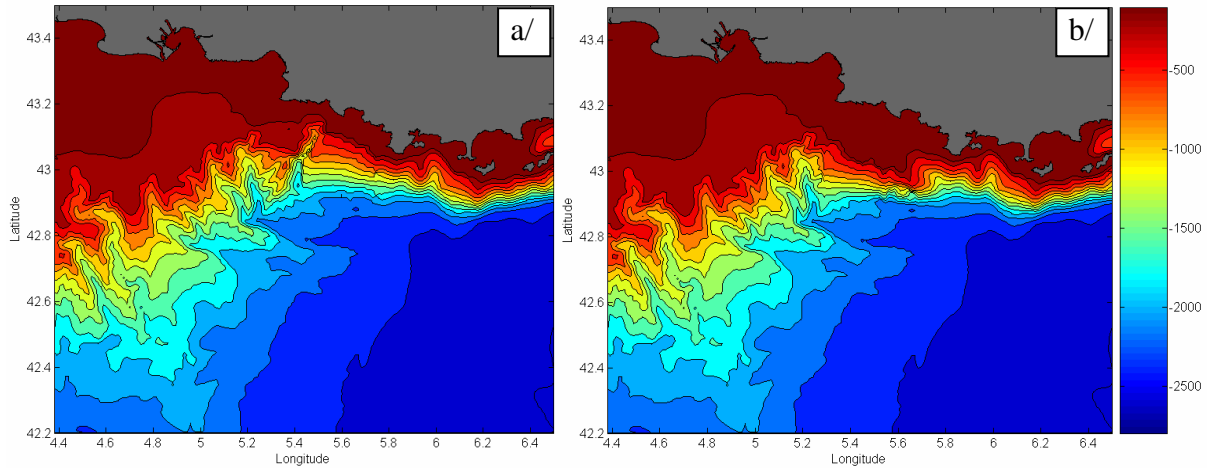


Figure II.14 : bathymétries sur la zone des simulations imbriquées de a/ SIM1km-bb, b/ SIM1km-cc.

II.3. En résumé

Dans ce chapitre, l'ensemble des données acquises lors des 12 campagnes GOLTS a d'abord été décrit ainsi que les différentes étapes de leur traitement pour permettre une analyse non erronée de ces données et en connaître les limitations. Dans un deuxième temps, le fonctionnement du modèle SYMPHONIE et des différentes simulations réalistes réalisées a été détaillé. Deux simulations réalistes de résolution différente ont été obtenues : SIM3km et SIM1km, ensuite des tests concernant le vent et la bathymétrie ont été menés.

Toutes ces données, que ce soient les données acquises lors des campagnes GOLTS ou celles obtenues avec les différentes configurations de SYMPHONIE, sont analysées dans le chapitre III pour mettre en évidence l'existence d'intrusions du Courant Nord et les caractériser, et dans le chapitre IV pour améliorer notre compréhension des mécanismes qui en sont responsables.

Chapitre III

Les intrusions du Courant Nord :
description et caractérisation

III- Les intrusions du Courant Nord : description et caractérisation

Le Courant Nord longe le talus continental d'est en ouest de la mer Ligure à la mer Catalane. En mer Ligure, le plateau continental est très étroit et le Courant Nord longe donc la côte. Dans le Golfe du Lion, le plateau s'élargit et le talus continental s'écarte de la côte. En vertu du principe de conservation de la vorticité potentielle, le Courant Nord est guidé par les isobathes et suit la courbure du talus continental plutôt que la côte. Toutefois des intrusions du courant sur le plateau continental se produisent. Ce chapitre va être consacré à la mise en évidence et la quantification des intrusions du Courant Nord sur la partie est du Golfe du Lion aussi bien dans les observations *in situ* que dans les expérimentations numériques.

III.1. Définition des intrusions

III.1.1. Définition théorique

L'intrusion d'un courant de bord sur un plateau continental peut se produire de différentes manières : soit une partie du courant empiète sur le plateau (figure III.1.a), soit une veine se détache du courant et traverse l'isobathe délimitant le rebord du plateau (figure III.1.b).

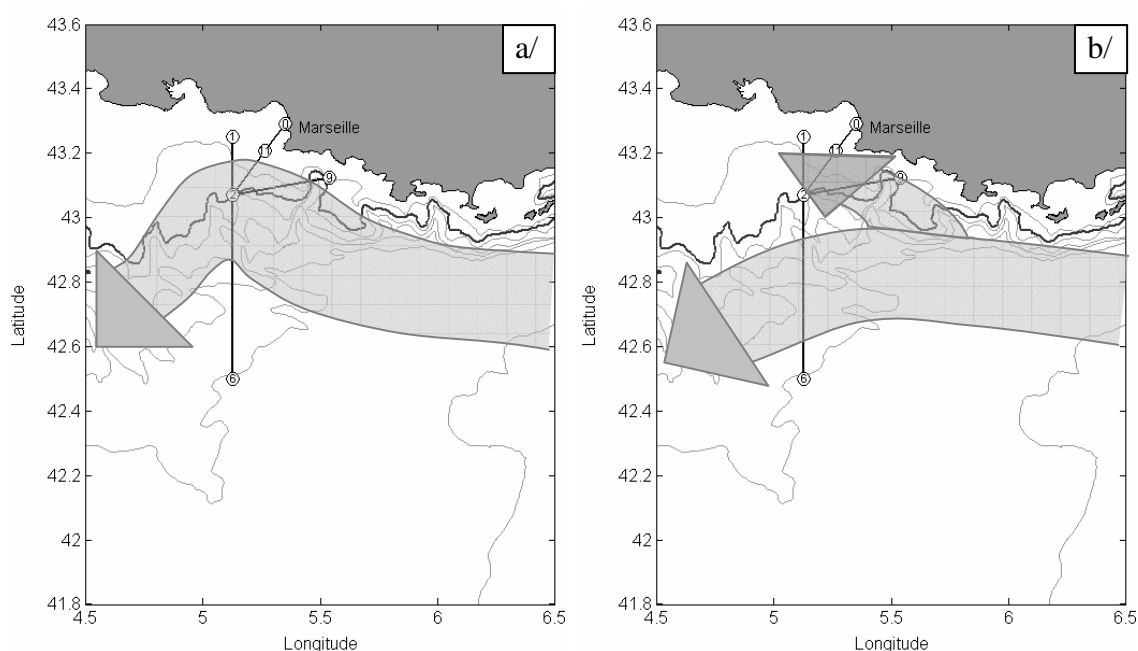


Figure III.1 : Schémas représentant a/ le Courant Nord et un de ses méandres empiétant sur le plateau continental du Golfe du Lion, b/ une veine se détachant du Courant Nord et s'introduisant sur le plateau. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

Dans le cadre de ce travail de thèse, une intrusion du Courant Nord sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion est définie comme une veine de courant franchissant toute portion de l'isobathe 200 m comprise entre 5,1°E et 5,8°E (figure III.1).

III.1.2. Définition pratique

Dans les observations *in situ*, le trajet 2-9, choisi pour être le plus possible parallèle à l'isobathe 200 m (figure III.1b), permet de détecter une intrusion au sens de la définition théorique précédente, i.e. comme une veine de courant franchissant l'isobathe 200 m. Cependant ce trajet n'est pas réalisé à chaque campagne. Il reste alors les trajets 1-2, 2-11 et 2-0, situés sur le plateau, où si intrusion il y a, celle-ci aura une signature en tant que courant vers l'ouest. Donc, pour ces trajets, une définition plus large est utilisée pour détecter les intrusions : toute veine de courant au nord de l'isobathe 200 m dirigée vers l'ouest. Les intrusions sont alors classées en deux catégories : les intrusions dont la veine est séparée de la veine principale du Courant Nord et celles d'une partie de la veine principale du Courant Nord.

III.2. Les intrusions dans les observations *in situ*

III.2.1. Détection des intrusions

L'ADCP de coque du Téthys II

A partir des données ADCP de coque, des catalogues de coupes horizontales à 16m et 48m ainsi que de coupes verticales des courants sont réalisés pour chaque campagne de mesure (12 campagnes au total). Sur ces coupes, le Courant Nord est localisé par des veines de courants forts (généralement supérieurs à 0,4 m/s) dont la composante zonale (u) est principalement orientée à l'ouest. Les intrusions, une fois repérées d'après la définition pratique (§ III.1.2), sont caractérisées par leur position et leur intensité en calculant le flux de courant associé (§ III.2.2 et III.2.3).

L'ADCP du mouillage GOLTS

L'ADCP du mouillage GOLTS fournit une série temporelle des profils, à haute résolution spatiale sur la verticale, de courants horizontaux sur la quasi-totalité de la profondeur. Cependant, seules, ces données sont difficilement interprétables. Or, les données de l'ADCP de coque ont montré, au cours de toutes les campagnes analysées, que les intrusions détectées sont dirigées, à la localisation du mouillage GOLTS, vers l'ouest dans la gamme de directions [225°-315°] et qu'elles ne sont jamais dirigées vers le nord ou le nord-est (comme elle peuvent l'être plus à l'est du mouillage GOLTS). Il est donc légitime de détecter une intrusion, dans les données ADCP de ce mouillage, par un courant ouest de direction comprise entre 225° et 315°. En dehors des campagnes, n'ayant la donnée qu'en un point, ces composantes ouest de courant peuvent être soit une intrusion soit une circulation transitoire du plateau. Ces données ADCP ne vont donc pas permettre de détecter systématiquement les intrusions. Par contre, elles vont servir à obtenir un ordre d'idée de la fréquence d'occurrence des intrusions du Courant Nord (§ III.2.5). Elles vont permettre aussi de connaître l'évolution de l'intrusion au moment de la campagne lorsque le mouillage est bien situé dans la veine d'intrusion.

Les données hydrologiques

Un raisonnement simpliste voudrait que le Courant Nord puisse être tracé grâce à la signature hydrologique des masses d'eau qu'il transporte (MAW, LIW et parfois WIW, § I.1.2). Cependant, la zone d'étude est une zone côtière où le Courant Nord peut interagir avec

des processus côtiers tels que les upwellings et la zone de dilution du panache du Rhône. Le Courant Nord, bien que caractérisé en général par des eaux chaudes et salées en surface, présente alors une variabilité hydrologique qui a pu être mise en évidence pendant les campagnes GOLTS.

La variabilité de la signature de surface du Courant Nord est analysée à l'aide des données du thermosalinomètre. Le Courant Nord est associé à un front de densité côte-large séparant les eaux moins salées du plateau des eaux plus denses du large (Nyffeler et al., 1980; Albérola et al., 1995 ; Petrenko, 2003). Bien que cette situation ait été observée dans la plupart des campagnes en mer avec un gradient large-côte positif en température et négatif en salinité (campagne GOLTS de décembre 2002, figure III.2.a), il y a certaines campagnes où l'inverse se produit pour un des deux gradients. C'est par exemple le cas lors de la campagne GOLTS de juin 2003 où les températures les plus élevées sont mesurées au large (figure III.2.b).

Une variabilité des caractéristiques hydrologiques peut aussi être observée au cours d'une même campagne : en juin 2002, une augmentation locale de salinité (figure III.3.a) semblait marquer le cœur du Courant Nord (repéré par un maximum de vitesse entre 5,5°N et 5,7°N) en début de campagne alors qu'en fin de campagne (figure III.3.b) cette augmentation locale semble s'être décalée vers le sud-ouest en dehors de la veine du Courant Nord.

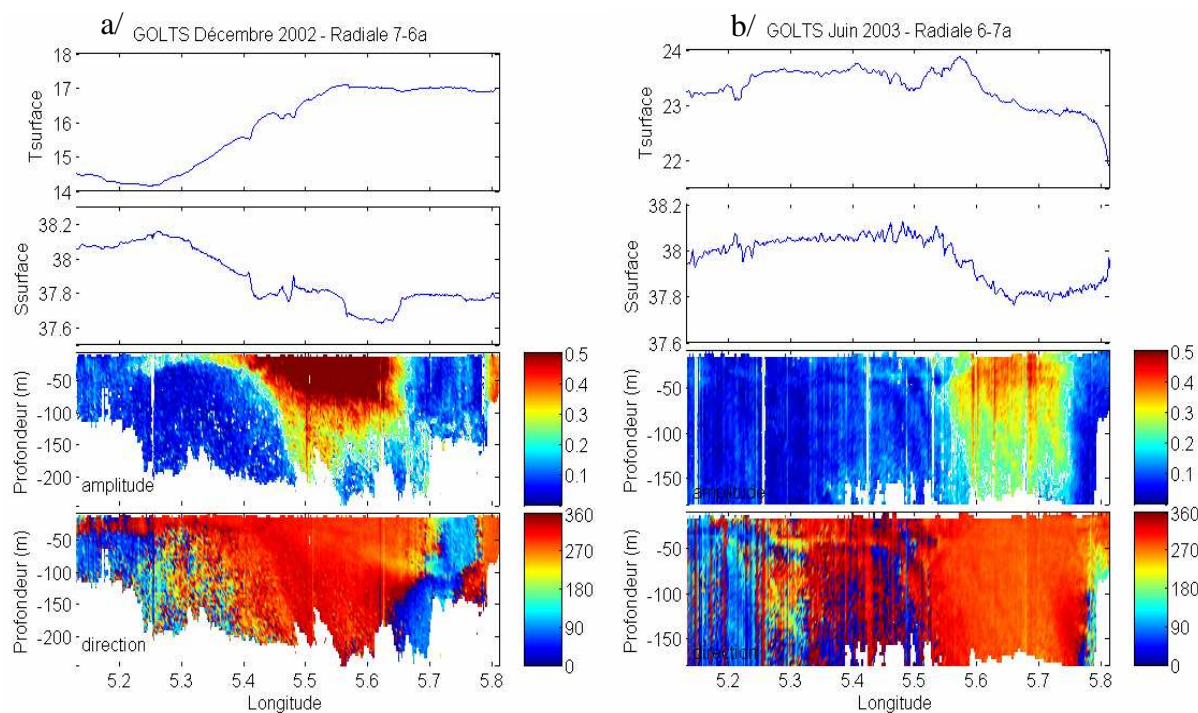


Figure III.2 : de haut en bas : température et salinité de surface, amplitude et direction des courants mesurés par l'ADCP de coque en fonction de la profondeur, le long de la radiale 6-7 pendant 2 campagnes différentes : a/ décembre 2002, b/ juin 2003. Un contour blanc à 0,20 m/s est indiqué sur l'amplitude des courants pour cibler le cœur du Courant Nord.

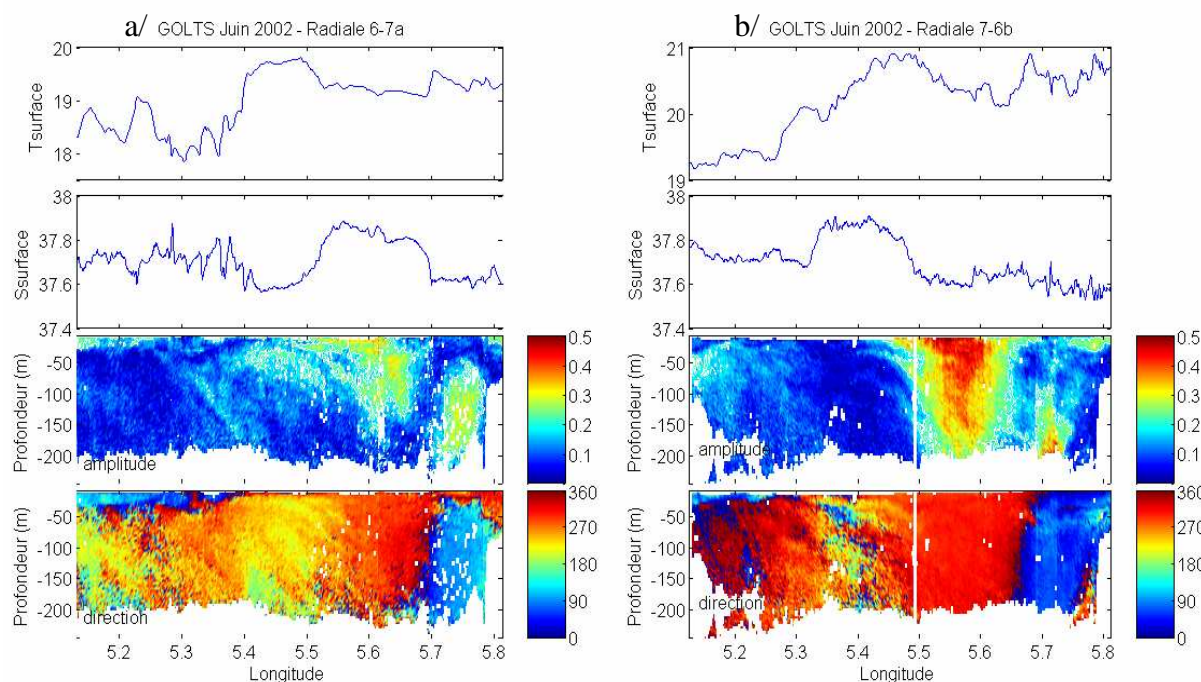


Figure III.3 : de haut en bas : température et salinité de surface, amplitude et direction des courants mesurés par l'ADCP de coque en fonction de la profondeur, le long de la radiale 6-7 pendant 2 campagnes différentes : a/ 14 juin 2002, b/ 15 juin 2002. Un contour blanc à 0,20 m/s est indiqué sur l'amplitude des courants pour cibler le cœur du Courant Nord.

Une étude plus précise de la variabilité hydrologique du Courant Nord peut être réalisée avec les données CTD en profondeur. Un exemple de cette variabilité est représenté sur les profils verticaux de température potentielle et de salinité de la figure III.4. Ces profils CTD ont été mesurés le long de la radiale transversale la plus au large : 6-7 pendant les campagnes en mer GOLTS de décembre 2002 (fig.III.4.a, b et c) et de décembre 2003 (fig.III.4.d, e et f).

Les profils CTD réalisés dans le cœur du Courant Nord (stations : 14, 19 pour décembre 2002, puis 15, 14, 19 pour décembre 2003, figure III.4.c et f) montrent une variabilité interannuelle des caractéristiques T, S du Courant Nord avec un courant plus salé ($S > 38$) en 2003 qu'en 2002 où la salinité est particulièrement basse ($S < 38$ sur 50m voire 100m de profondeur). Cette faible valeur de salinité de la MAW a été observée pour toutes les campagnes de l'année 2002. Ensuite une variabilité spatiale à l'intérieur même du cœur du Courant Nord est constatée : avec un écart en T de 0,5 à 2°C et de 0,5 à 1,5°C et en S de 0,05 à 0,2 unités et de 0,02 à 0,2 unités sur les 150 premiers mètres respectivement pour décembre 2002 et décembre 2003. Le Courant Nord présente une telle variabilité en T et S qu'il est délicat de savoir quelles vont être les caractéristiques T, S de la veine intrusive.

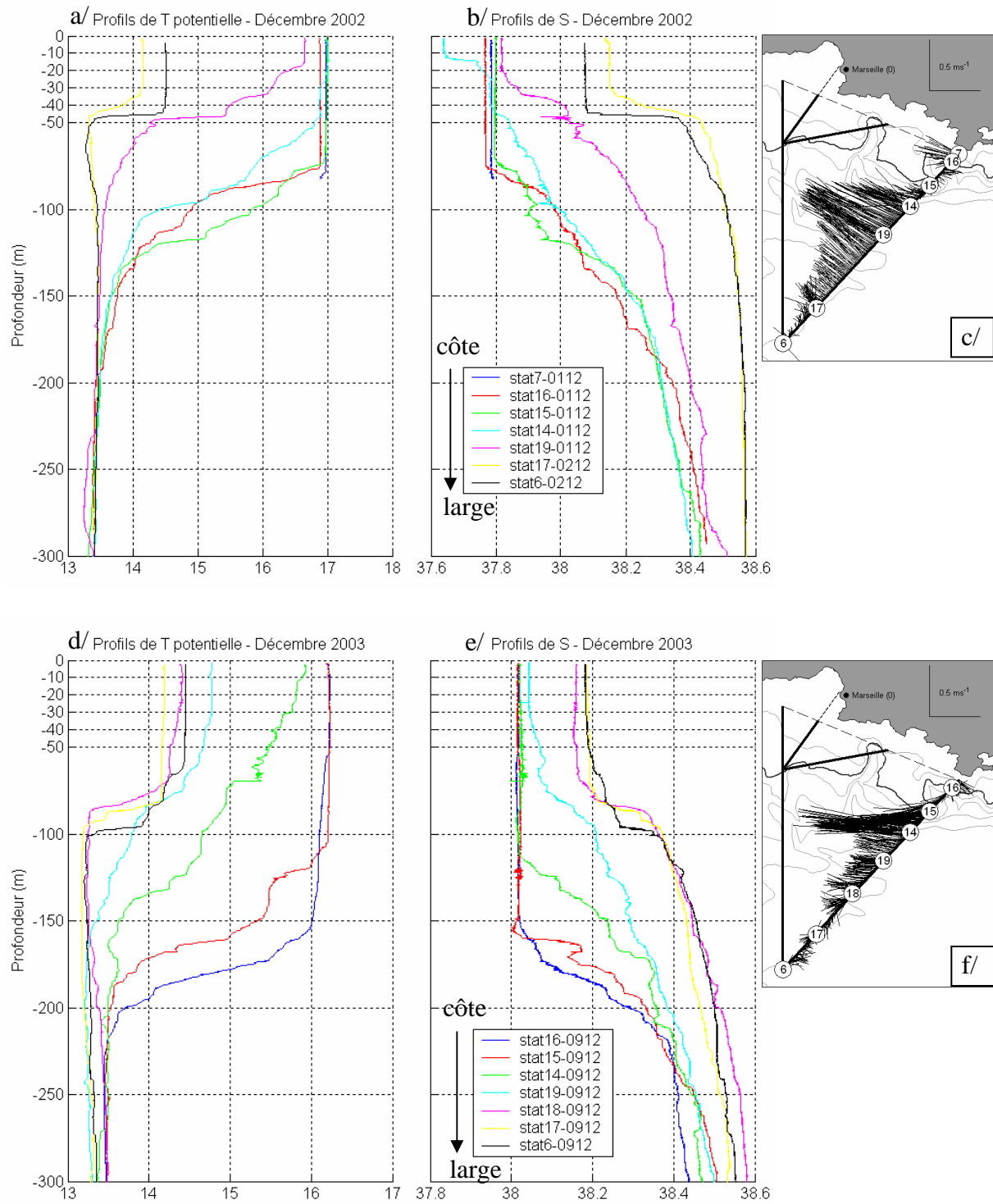


Figure III.4 : 7 profils verticaux de température potentielle (a et d), salinité (b et e) mesurés par une CTD le long de la radiale 6-7 et carte des courants mesurés à 24m par l'ADCP de coque (c et f) le long de cette même radiale, pour les campagnes GOLTS de respectivement décembre 2002 et 2003. Les stations CTD sont indiquées par des ronds blancs (c et f).

Outre cette variabilité interannuelle et intrinsèque du Courant Nord, l'absence de contraste entre sa veine en surface et les eaux du plateau rend aussi difficile sa caractérisation et donc le suivi de sa veine potentielle sur le plateau. Le 9 décembre 2003, il n'y a aucun changement de température ou de salinité de surface entre le plateau et la veine du Courant Nord (figure III.5.a et b). Il serait donc logique de considérer qu'il y a une intrusion du Courant Nord sur le plateau. Or la courantologie (figure III.5.c et d) montre qu'un courant barotrope portant vers l'est est situé sur le plateau, donc il n'y a pas d'intrusion. Au seul regard des données hydrologiques, il est alors impossible de différencier la veine du Courant Nord des eaux du plateau.

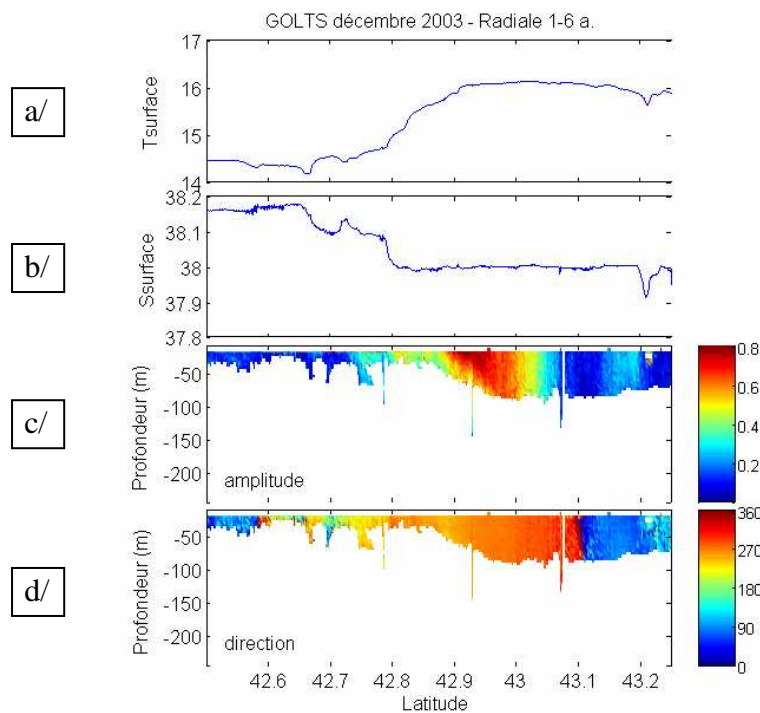


Figure III.5 : a/ Température et b/ salinité de surface, c/amplitude et d/ direction des courants mesurés par l'ADCP de coque en fonction de la profondeur, le long de la radiale 1-6a pendant la campagne GOLTS de décembre 2003 (09/12/2003). Le Courant Nord se situe entre 42,75°N et 43,05°N.

En résumé, le Courant Nord étant variable hydrologiquement et n'ayant pas une signature hydrologique très marquée par rapport aux eaux du plateau, les intrusions du courant ne peuvent être mises en évidence en utilisant les caractéristiques T, S et seront détectées uniquement à partir des données de l'ADCP de coque du Téthys II sur les trajets : 1-2, 2-0, 2-11 et 2-9 (figure III.1).

III.2.2. Classification et description des intrusions

Pour 11 des 12 campagnes et valorisations GOLTS, les données de l'ADCP de coque du Téthys II sont suffisamment bonnes pour mettre en évidence l'existence, ou non, d'intrusions du Courant Nord. Par contre, en juin 2004, bien qu'il semble qu'une intrusion se produise, la qualité des données ADCP n'est pas suffisante (§ II.1.2.2.4) pour permettre une étude complète de cette intrusion. La campagne en mer GOLTS de juin 2004 n'est donc pas prise en compte dans la suite de la thèse.

Pendant les campagnes en mer GOLTS, qui durent 5 jours en général, la circulation côtière a le temps de se modifier et plusieurs situations de circulation peuvent être rencontrées au cours d'une même campagne (e.g. décembre 2003). Sur les 11 campagnes en mer, 11 intrusions et 2 non-intrusions sont mises en évidence (figure III.6), soit 13 situations de circulation au total.

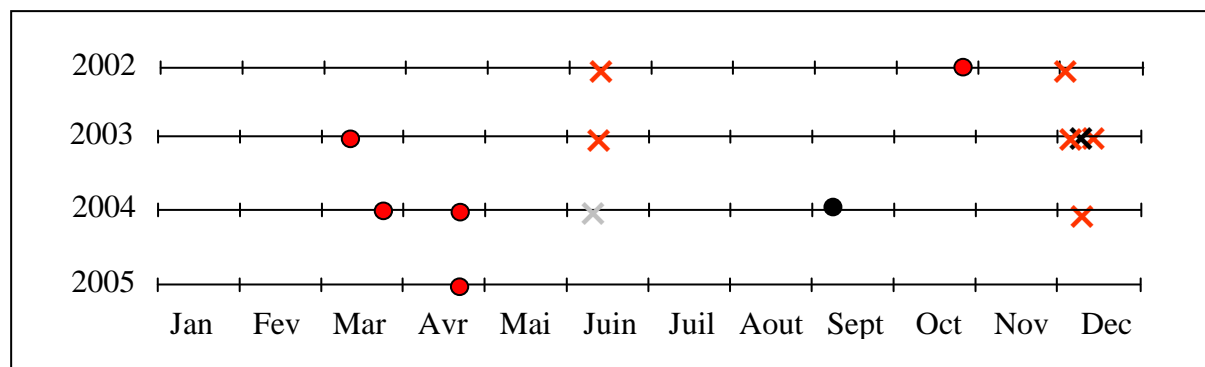


Figure III.6 : chronologie des situations d'intrusion (rouge) et de non-intrusion (noir) rencontrées pendant les campagnes en mer (croix) et les valorisations (ronds) GOLTS. Trois situations de circulation, dont 2 intrusions, sont rencontrées pendant la campagne de décembre 2003. La campagne de juin 2004 est en gris pour indiquer une situation où la qualité des données ADCP n'est pas suffisante pour interpréter ces données.

Pour décrire ces 11 intrusions observées, il y a 14 cas, classés suivant les deux catégories de la définition pratique du paragraphe III.1.2 :

- intrusion d'une veine séparée de la veine principale du Courant Nord (8 cas),
- intrusion d'une partie de la veine principale du Courant Nord (6 cas).

Un nombre supérieur de cas, au nombre d'intrusions, est obtenu car la deuxième intrusion de décembre 2003 et l'intrusion de décembre 2004 évoluent et passent d'une catégorie à l'autre pendant ces campagnes, ce qui a entraîné la distinction de plusieurs cas. Par contre, ces cas supplémentaires ne signifient pas une augmentation du nombre d'intrusions détectées. N'ayant pas observé la disparition de l'intrusion, nous considérons que l'intrusion évolue plutôt qu'une nouvelle intrusion apparaît.

Au final, sur les 11 campagnes en mer, 14 cas d'intrusion et 2 situations de non-intrusion sont distingués, et sont présentés dans les 3 sous-parties suivantes.

III.2.2.1. Intrusions d'une veine séparée du Courant Nord

Ces 8 cas d'intrusions dont la veine est séparée de celle du Courant Nord sont à nouveau classés en deux sous-catégories. Ces intrusions peuvent en effet être différenciées de la veine principale du Courant Nord par :

- soit un courant Est (5 cas, figure III.7),
- soit un minimum de vitesse entre les 2 veines (3 cas, figure III.8).

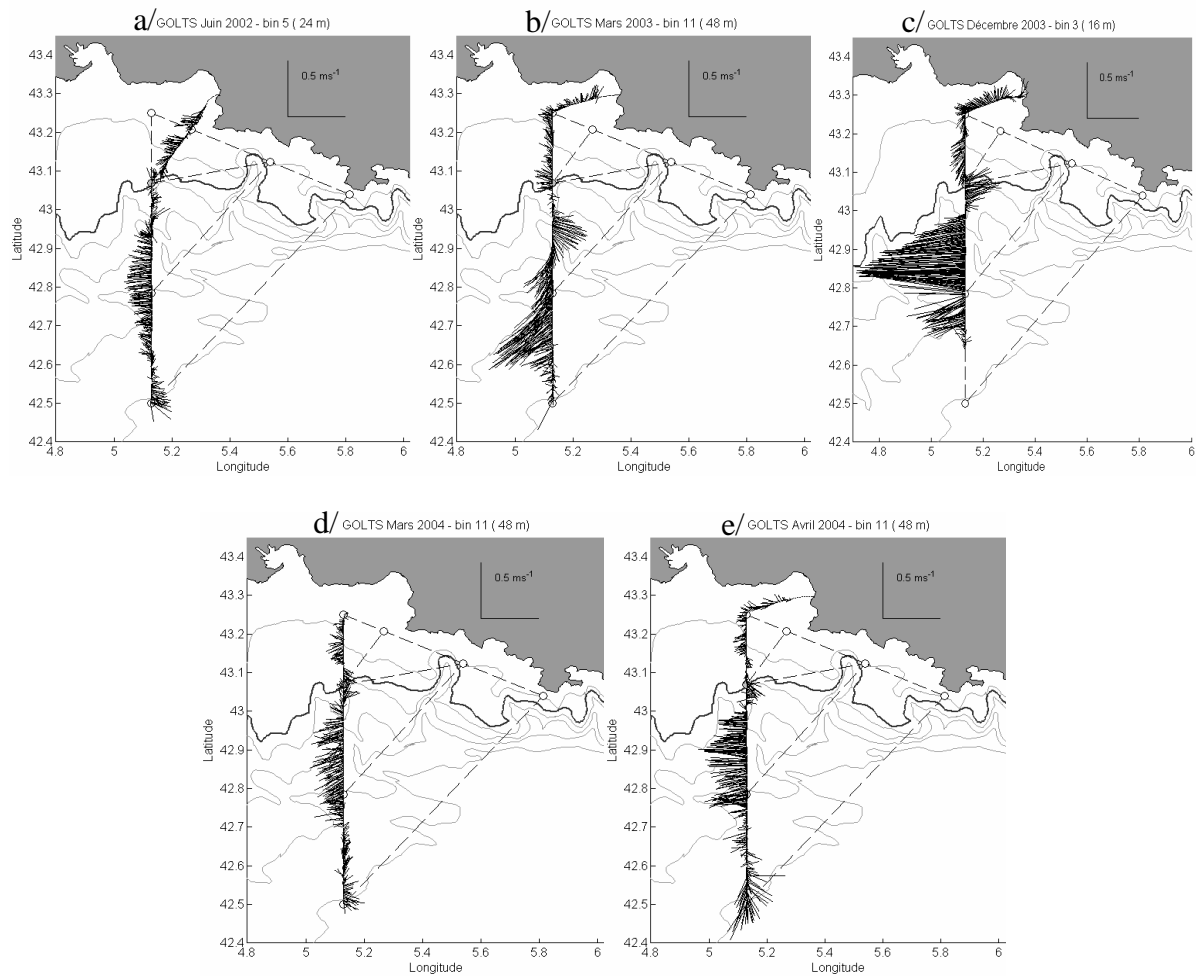


Figure III.7 : cartes des courants mesurés par l'ADCP de coque à une profondeur donnée pour les campagnes : a/ juin 2002 à 24m, b/ mars 2003 à 48m, c/ décembre 2003 à 16m, d/ mars 2004 à 48m, e/ avril 2004 à 48m. Ces 5 cartes illustrent la séparation des intrusions de la veine du Courant Nord par un courant Est.

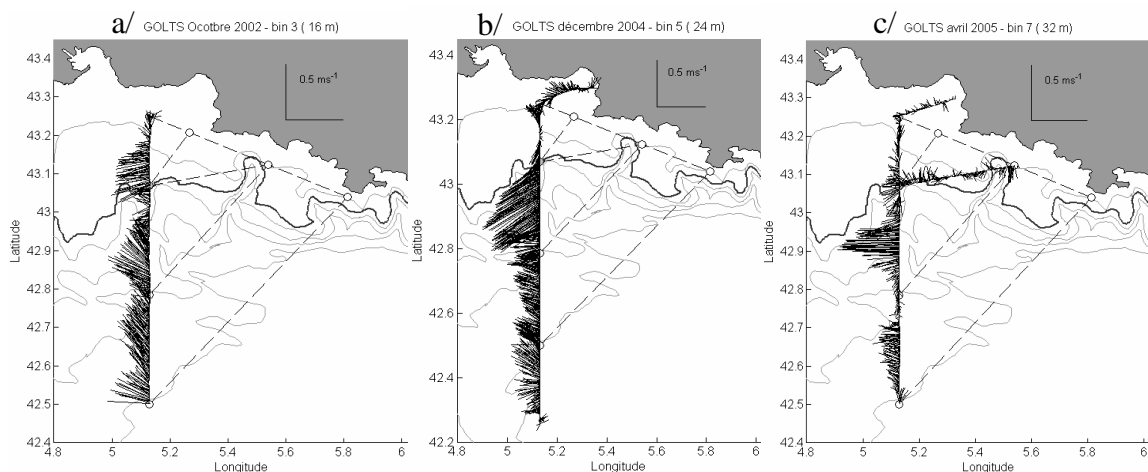


Figure III.8 : cartes des courants mesurés par l'ADCP de coque à une profondeur donnée pour les campagnes : a/ octobre 2002 à 16m, b/ décembre 2004 à 24m et c/ avril 2005 à 32m. Ces 3 cartes illustrent la distinction des intrusions de la veine du Courant Nord par un minimum de vitesse.

- séparation par un courant Est

Ces 5 intrusions sont des veines de courant bien différenciées de la veine principale du Courant Nord grâce à la présence d'un courant Est barotrope (ou du moins observé sur toute la profondeur de détection de l'ADCP, en général $\sim 200\text{m}$) plus ou moins côtier et plus ou moins intense suivant les cas (figure III.7). L'origine de ces courants Est barotropes peut être variée comme nous en avons discuté dans Gatti et al. (2006) (annexe 1). Une partie de cette discussion est reprise ci-dessous, à laquelle des éléments nouveaux sont ajoutés.

Dans le cas de la campagne GOLTS de décembre 2003, ce courant Est est généré par un phénomène de relaxation, du système hydrodynamique du Golfe du Lion, se produisant à la fin du forçage exercé par une tempête de vents d'Est ayant sévi pendant une crue du Rhône. Ce courant Est a d'ailleurs entraîné exceptionnellement une partie de la zone de dilution du panache du Rhône jusqu'au mouillage GOLTS (Gatti et al., 2006). Ainsi, pour la seule et unique fois des 11 campagnes, il est possible de détecter complètement, aussi bien dans les données hydrologiques que courantologiques, une veine intrusive du Courant Nord en décembre 2003 (figure III.9). L'intrusion du Courant Nord, située au nord de $43,1^\circ\text{N}$ et de vitesse maximale $0,25\text{ m/s}$, est détectée sur le plateau par des eaux plus chaudes (figure III.9.a et b) et plus salées (figure III.9.a), mais légèrement moins que la veine principale du Courant Nord, sans doute à cause de la présence de la zone de dilution du panache du Rhône.

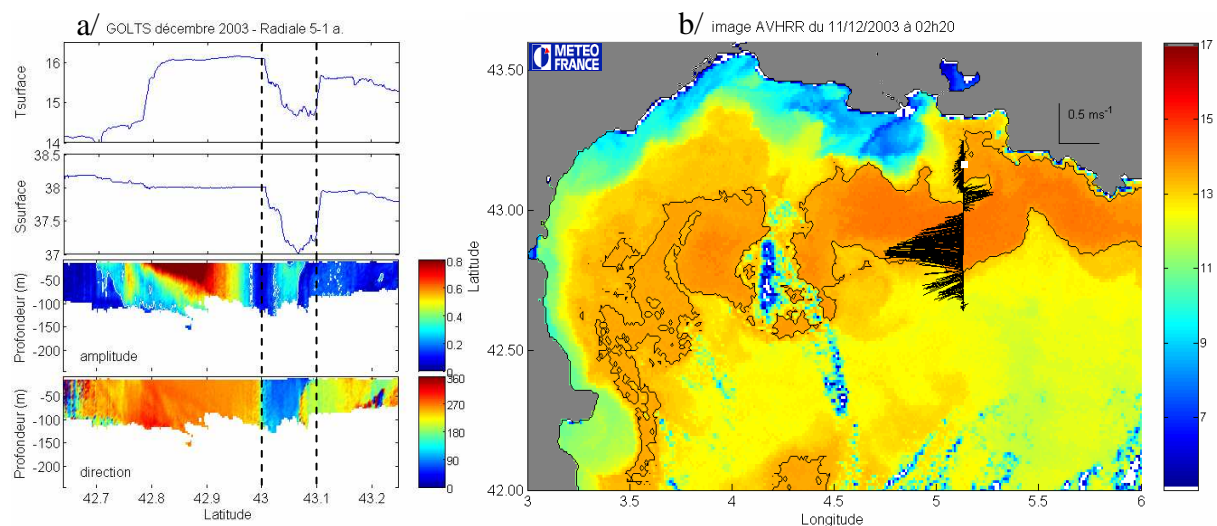


Figure III.9 : Extrait de Gatti et al. (2006) : a/ de haut en bas : température et salinité de surface mesurées par le thermosalinomètre, amplitude et direction des courants mesurés par l'ADCP de coque en fonction de la profondeur, le long de la radiale 5-1a de la campagne GOLTS de décembre 2003 (11/12/03), b/ image AVHRR de température relative de surface du 11/12/2003 à 2h20 sur laquelle sont superposés les courants mesurés par l'ADCP de coque à 24m de profondeur le long de la radiale 5-1a, l'isotherme à $13,5^\circ\text{C}$ est représentée en noir. Le carré blanc indique où se trouvait le bateau au moment où l'image AVHRR a été prise.

Les 4 autres cas d'intrusion ne se sont pas produits après une tempête de vent d'Est, d'autres processus générateurs des courants Est sont donc à envisager. Pour le courant Est étudié dans Gatti et al. (2006), l'hypothèse d'un tourbillon anticyclonique présent sur le bord interne du Courant Nord fut écartée d'après les images satellitaires. Cependant pour les 4 autres cas d'intrusions aucune image satellitaire ne permet de réfuter cette hypothèse qui semble particulièrement plausible pour la campagne de valorisation de mars 2003. En effet, à partir des mesures de l'ADCP de coque de cette campagne, un schéma hypothétique de circulation est établi, sur lequel apparaît un tourbillon anticyclonique, d'un diamètre

approximatif de 20km, situé entre les isobathes 1000 m et 1500 m (figure III.10.a). Ce tourbillon semble d'autant plus probable qu'il possède des caractéristiques semblables (diamètre, trajectoire, comportement barotrope et vitesses maximales de 0,3 m/s, figure III.10.b) à celles des tourbillons détectés par Rubio (2006) dans une simulation numérique réaliste du Golfe du Lion. Malheureusement, aucune image satellitaire n'est d'assez bonne qualité lors de la campagne de mars 2003 pour confirmer cette hypothèse mais des images satellitaires des mois de mars et avril 1997 (Flexas et al., 2002) confirment l'existence de tels tourbillons anticycloniques sur le bord interne du Courant Nord.

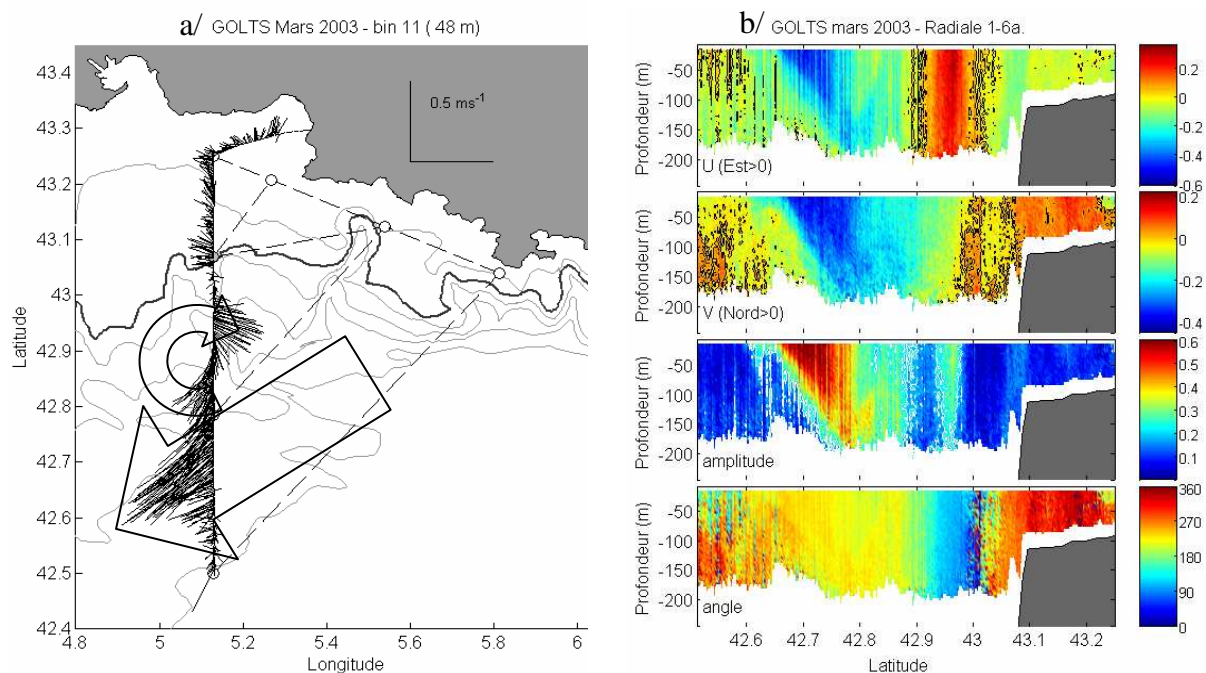


Figure III.10 : a/ carte des courants mesurés à 48m le long des radiales 0-1a et 1-6a de la valorisation GOLTS de mars 2003 sur laquelle est superposé un schéma représentant le Courant Nord et un hypothétique tourbillon anticyclonique présent sur le bord interne du courant. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées, b/ de haut en bas : coupes verticales de la composante est-ouest (U), nord-sud (V), de l'amplitude et de la direction des courants mesurés par l'ADCP de coque le long de la radiale 1-6a. L'isotach nulle est représentée en noir pour U et V et l'isotach 0,2 m/s en blanc pour l'amplitude des courants.

Les courants Est des 3 cas d'intrusion restants sont moins intenses, moins larges et situés plus en limite du rebord de plateau. Au lieu d'être la partie nord d'un tourbillon anticyclonique se détachant du bord interne du Courant Nord, il est possible qu'ils soient la partie nord de tourbillons anticycloniques piégés dans un des nombreux accidents bathymétriques du talus du Golfe du Lion et dus à l'interaction entre une circulation locale du plateau et le Courant Nord le long du talus (Yankovsky and Chapman, 1997).

- séparation par un minimum de vitesse entre les deux veines de courant

Parmi ces 3 intrusions séparées du Courant Nord par un minimum de vitesse (figure III.8), deux semblent pénétrer sur le plateau continental en amont du Golfe du Lion, au large du cap Sicié par le canyon de La Ciotat (figures III.11 et III.12). Une fois sur le plateau

continental, elles doivent longer la côte en rebord du talus continental et se retrouvent au nord du Courant Nord sur la radiale Nord-Sud à 5,13°E.

Lors de la campagne de valorisation en octobre 2002, une coupe verticale des courants le long de la radiale Nord-Sud : 6-1a (figure III.11.a) met bien en évidence que la veine d'intrusion située sur le plateau est séparée vers 43°N de la veine principale du Courant Nord par un minimum de vitesse représenté par une zone bleutée sur la figure III.11.a.3. C'est grâce aux mesures ADCP collectées sur le trajet le plus au large 7-6a (figure III.11.b) que nous pouvons observer un Courant Nord très proche de la côte dont une veine semble se détacher et pénétrer sur le banc des Blauquières entre le cap Sicié et le canyon de La Ciotat. Cette intrusion côtière n'est pas très visible sur l'image AVHRR à cause de la présence de nuages (tâches bleues foncées en haut à droite de la figure III.11.b) et d'upwellings (en bleu clair).

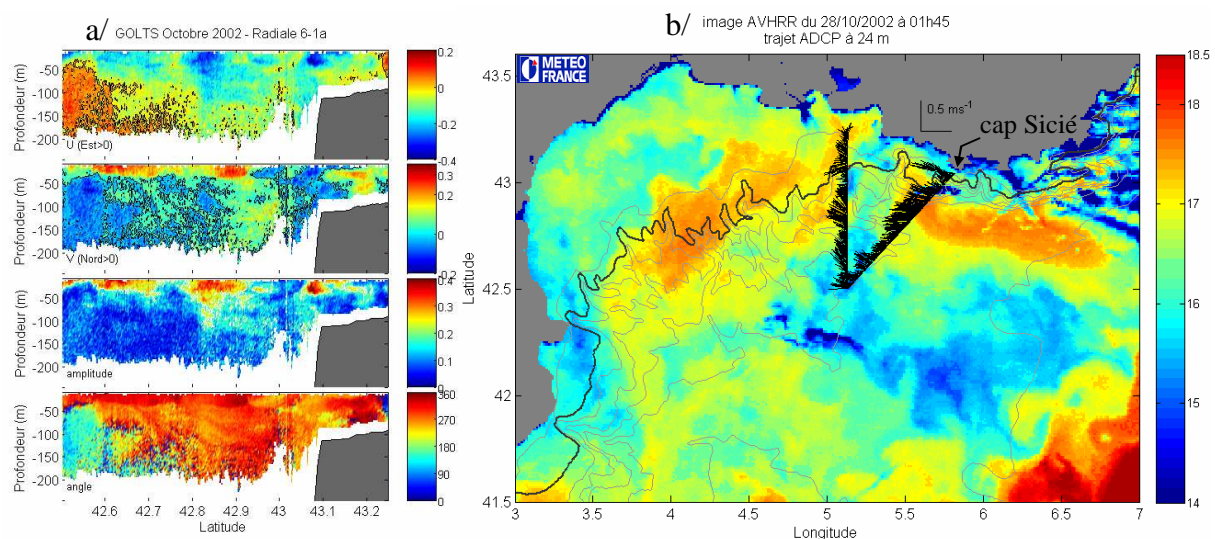


Figure III.11 : a/ de haut en bas : coupes verticales de la composante est-ouest (U), nord-sud (V), de l'amplitude et de la direction des courants mesurés par l'ADCP de coque le long de la radiale 6-1a. L'isotach nulle est représentée en noir pour U et V et l'isotach 0,2 m/s en blanc pour l'amplitude des courants, b/ image AVHRR de température relative de surface du 28/10/2002 sur laquelle sont représentés les courants mesurés par l'ADCP de coque à 24m le long des radiales 7-6a puis 6-1a le 29/10/2002, les nuages sont en bleu foncé. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

En décembre 2004, le Courant Nord est à nouveau près de la côte sur la radiale 68-7a (figure III.12.a) avec une partie de sa veine qui se détache pour pénétrer sur le banc des Blauquières. La coupe verticale de la figure III.12.b indique que cette veine s'introduit sur toute la profondeur. Ce qui différencie ce cas des deux autres est la position de l'intrusion côtière à la longitude 5,13°E. Le Courant Nord fait un méandre allant vers le sud proche du talus continental, il n'a donc pas pu s'introduire sur le plateau à la longitude de 5,13°E. Il semble donc que ce soit bien l'intrusion au niveau du canyon de La Ciotat qui longe la côte du Cap Sicié jusqu'à Marseille. Cette intrusion est vraiment une intrusion côtière car elle ne se retrouve plus sur toute la largeur du plateau comme en octobre 2002 ou avril 2005 mais uniquement à quelques kilomètres de la côte.

Pour l'intrusion détectée lors de la campagne de valorisation en avril 2005, contrairement aux deux précédentes, une part infime du Courant Nord pénètre par le canyon de La Ciotat. Il semble, d'après les courants mesurés sur la radiale 2-9 (figure III.8.c), qu'une grande partie de la veine intrusive vienne d'une veine séparée du Courant Nord pénétrant directement au niveau du canyon du Planier.

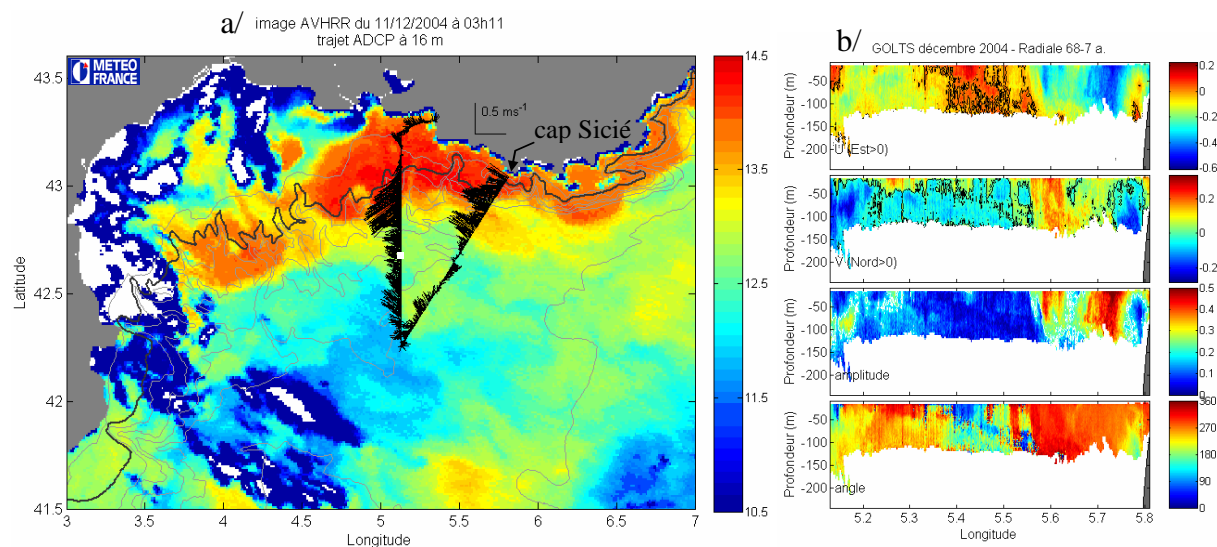


Figure III.12 : a/ image AVHRR de température relative de surface du 11/12/2004 à 3h11 sur laquelle sont superposés les courants mesurés par l'ADCP de coque à 16m le long des radiales 0-1a, 1-68a puis 68-7a, les nuages sont en blanc, le carré blanc indique où se trouvait le bateau au moment où l'image AVHRR a été prise, les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées, b/ de haut en bas : coupes verticales de la composante est-ouest (U), nord-sud (V), de l'amplitude et de la direction des courants mesurés par l'ADCP de coque le long de la radiale 1-68a. L'isotach nulle est représentée en noir pour U et V et l'isotach 0,2 m/s en blanc pour l'amplitude des courants.

III.2.2.2. Intrusions de la veine du Courant Nord empiétant sur le plateau

Le Courant Nord présente une activité mésoéchelle qui peut se manifester au large du Golfe du Lion par la formation de méandres de toute la veine de courant (Flexas et al., 2002 ; Petrenko, 2003). Cette activité mésoéchelle est particulièrement importante en hiver (Albérola et al., 1995 ; Sammari et al., 1995). C'est ainsi que, pour toutes les campagnes GOLTS de décembre, nous observons des méandres du Courant Nord qui empiètent sur le plateau continental du Golfe du Lion (figure III.13.a, c, d, e et f) et introduisent des eaux du large sur le plateau. Un cas d'empiètement de la veine principale du Courant Nord a été aussi observé une fois en dehors de la période hivernale : au mois de juin 2003 (figure III.13.b). Par contre, il ne semble pas que cet empiètement soit un méandre du Courant Nord car à cette saison son activité mésoéchelle est minimale.

Le passage de tels méandres, plus ou moins cambrés et proches de la côte, suggère une évolution de l'intrusion en décembre 2004. En début (figure III.13.e) et fin (figure III.13.f) de campagne, la partie ascendante (en latitude) d'un méandre du Courant Nord se trouve vers 5,13°E et le Courant Nord empiète alors sur le plateau entre les canyons de Cassis et du Planier ; tandis qu'en milieu de campagne (figure III.8.b), c'est la partie descendante d'un méandre qui est détectée à 5,13°E en dehors du plateau et l'intrusion sous forme de veine secondaire semble avoir lieu, en amont, le long de la côte au niveau du canyon de La Ciotat (figure III.12). Dans le tableau III.1 du récapitulatif (§ III.2.2.4), trois cas sont alors associés à l'intrusion de Décembre 2004.

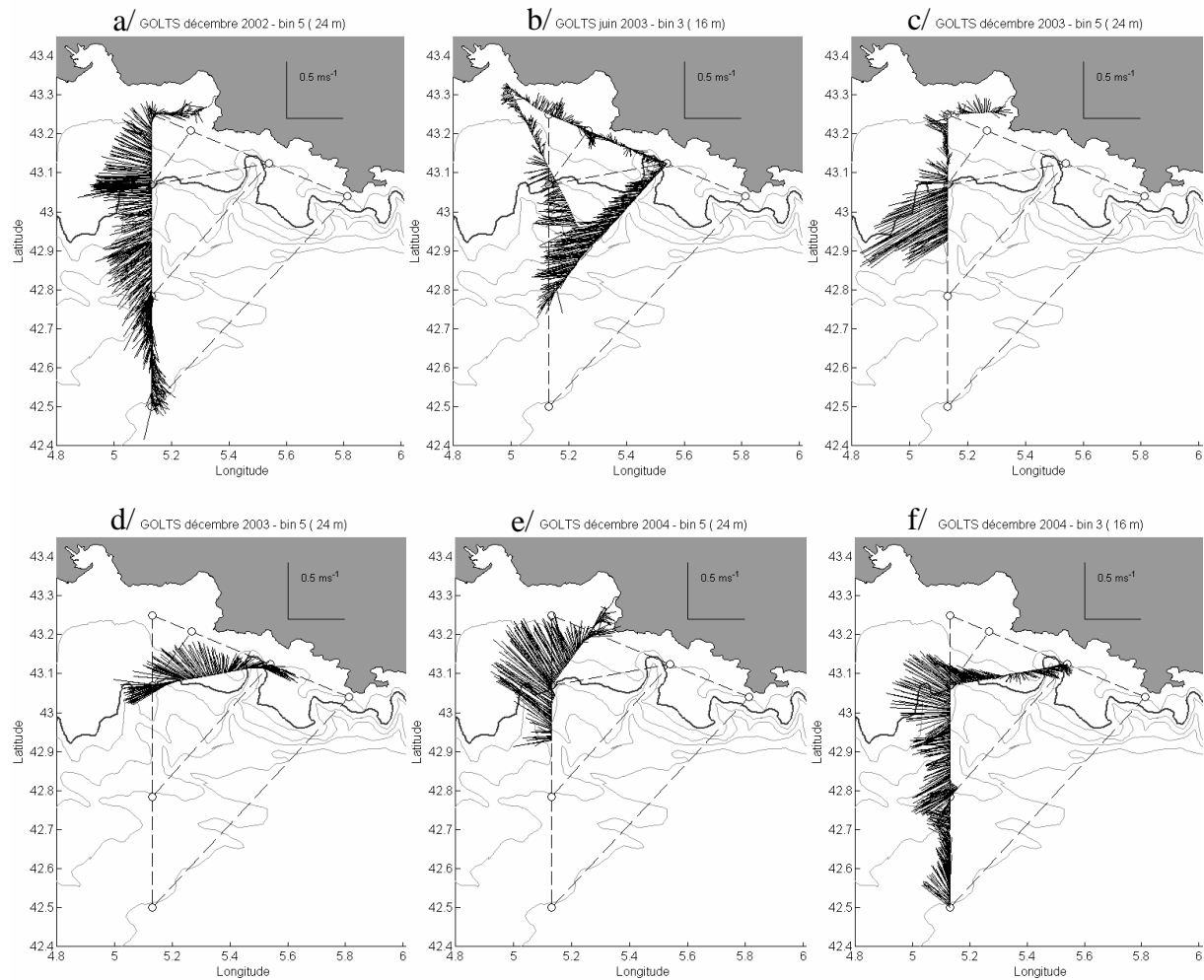


Figure III.13 : cartes des courants mesurés par l'ADCP de coque à une profondeur donnée pour les campagnes : a/ décembre 2002 à 24m, b/ juin 2003 à 16m, c/ 8 décembre 2003 à 24m, d/ 12 décembre 2003 à 24m, e/ 8 décembre 2004 à 24m, et f/ 12 décembre 2004 à 16m. Ce sont les 6 cas d'intrusions où une partie de la veine principale du Courant Nord empiète sur le plateau continental.

Ces méandres sont visibles sur les images AVHRR de température relative de surface. Les images les plus exploitables sont celles des campagnes GOLTS de décembre 2002 (figure III.14.a) et décembre 2003 (figure III.15) sur lesquelles la signature chaude de surface des méandres coïncide bien avec les mesures de courant prises par le N/O Téthys II le long de son trajet. Sur la figure III.15, l'isotherme 13°C est précisée en noir, elle permet non seulement de distinguer, dans ce cas, les eaux plus chaudes du Courant Nord des eaux plus froides de la zone de dilution du Rhône, mais aussi de les distinguer des eaux légèrement plus froides du large. L'isotherme permet donc de mettre en évidence un méandre de très forte amplitude du Courant Nord qui semble alors s'introduire presque complètement sur le plateau, entre les longitudes 5°E et $5,5^{\circ}\text{E}$.

Ces intrusions d'une partie de la veine principale du Courant Nord sont des veines de courant dont le maximum est plus important que ceux des intrusions précédentes, considérées en comparaison comme des veines secondaires. Elles atteignent en effet des maxima de $0,7\text{ m/s}$ (en décembre 2004) contre $0,46\text{ m/s}$ (en octobre 2002) pour les intrusions d'une veine séparée. En décembre 2002, la coupe verticale des courants mesurés le long de la radiale 6-1a (figure III.14.b) montre que le Courant Nord empiète complètement sur le plateau. Les

courants mesurés sur le plateau atteignent la valeur maximale de 0,58 m/s et sont supérieurs à 0,2 m/s jusqu'au fond.

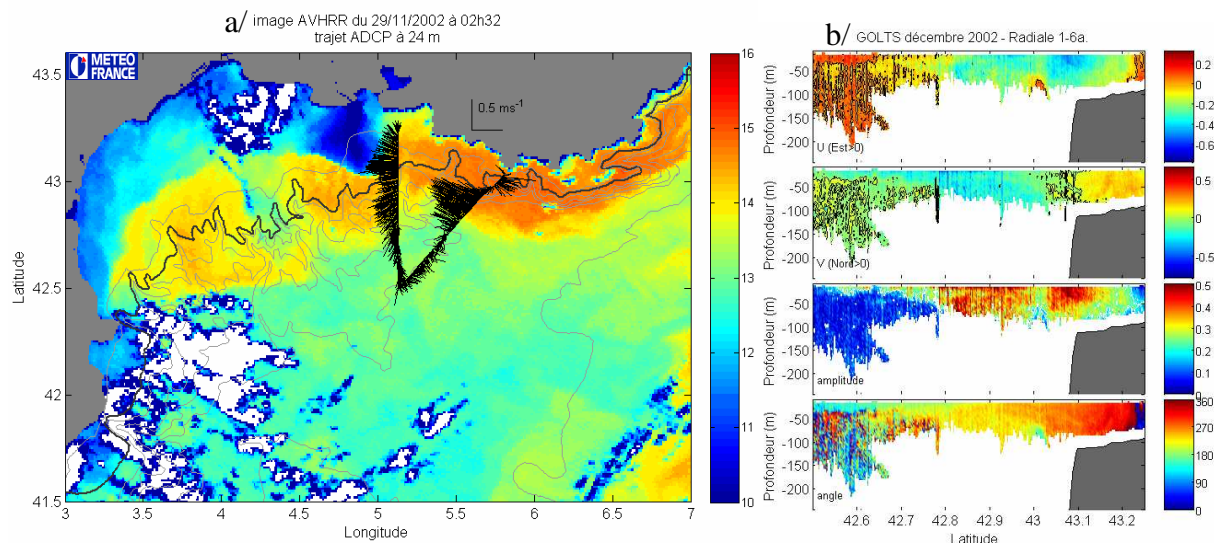


Figure III.14 : a/ image AVHRR de température relative de surface du 29/11/2002 à 2h32 sur laquelle sont superposés les courants mesurés le 29/11/2002 à partir de 10h par l'ADCP de coque à 24m le long des radiales 1-6a puis 6-7a, les nuages sont en blanc. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées, b/ de haut en bas : coupes verticales de la composante est-ouest (U), nord-sud (V), de l'amplitude et de la direction des courants mesurés par l'ADCP de coque le long de la radiale 1-6a. L'isotach nulle est représentée en noir pour U et V et l'isotach 0,2 m/s en blanc pour l'amplitude des courants.

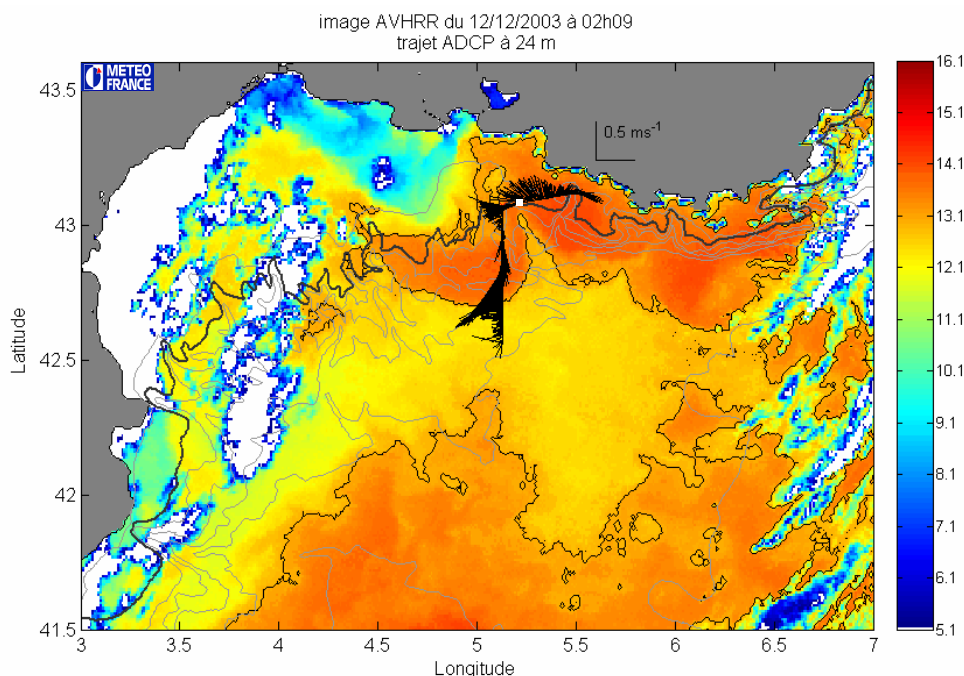


Figure III.15 : image AVHRR de température relative de surface du 12/12/2003 à 02h09 sur laquelle sont superposés les courants mesurés par l'ADCP de coque à 24m de profondeur le long des radiales 9-2a puis 2-6a, le contour à 13°C est représenté en noir, les nuages sont en blanc, et le carré blanc indique où se trouvait le bateau au moment où l'image AVHRR a été prise. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

III.2.2.3. Situations de non-intrusion du Courant Nord

Sur les 21 jours exploitables de campagne en mer répartis sur 3 ans et demi, les données de l'ADCP de coque du Téthys II montrent qu'il n'y a pas d'intrusion du Courant Nord à deux reprises (figure II.16).

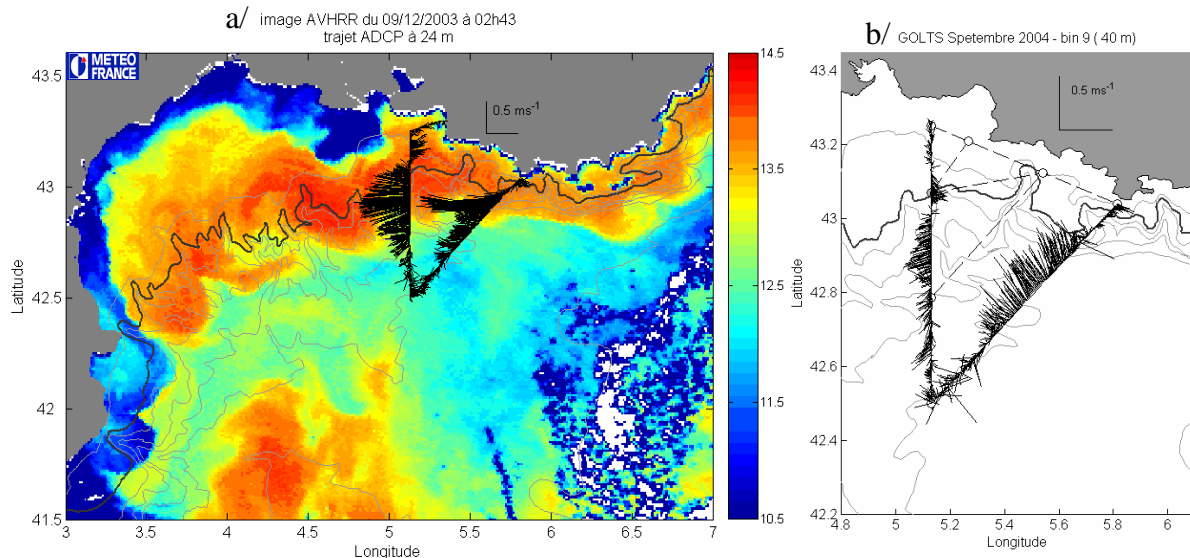


Figure III.16 : les 2 cas de non-intrusion du Courant Nord : a/ image AVHRR de température relative de surface du 09/12/2003 à 2h43 sur laquelle sont superposés les courants mesurés par l'ADCP de coque à 24m le long des radiales 0-1b, 1-6a puis 6-7a, les nuages sont en blanc, b/ carte des courants mesurés à 40m le long des radiales 1-6a puis 6-7a de la valorisation GOLTS de septembre 2004. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

La première situation de non-intrusion s'est produite les 9 et 10 décembre 2003 entre deux intrusions du Courant Nord. L'image satellitaire du 9 décembre (figure III.16.a) a été prise environ 2 heures avant que le Téthys II sorte du port de Marseille pour commencer son trajet le long de la radiale 0-1b. Malgré la présence d'eaux chaudes sur le plateau sur cette image, les courants mesurés par l'ADCP montrent que non seulement il n'y a pas de veine ouest intrusive sur le plateau mais aussi qu'il y a une circulation inverse : un courant Est qui semble aller jusque dans le canyon de La Ciotat. Cette veine Est barotrope est due à un phénomène de relaxation du système du Golfe du Lion après une tempête de vent d'Est (Gatti et al., 2006) comme nous l'avons rappelé au paragraphe III.2.2.1. Le 10 décembre la circulation sur le plateau évolue et le courant Est laisse place à de faibles courants (< 0,15 m/s) allant dans toutes les directions avec une dominante sud.

Le deuxième cas de non-intrusion s'est produit lors de la campagne de valorisation en septembre 2004 pendant laquelle seules les données ADCP sont disponibles car le thermosalinomètre était en révision et qu'il n'y a aucune image satellitaire d'assez bonne qualité à cette période. Un courant Est est à nouveau présent mais cette fois-ci pas sur toute la largeur du plateau (figure II.16.b), il est situé plus au sud sur le rebord du talus. Au nord de ce courant la circulation est de faible intensité (courants < 0.15 m/s) et change de direction avec la profondeur. Cette circulation de plateau ne semble être que la manifestation d'oscillations d'inertie (cf § III.2.4).

III.2.2.4. Récapitulatif

Les 21 jours de données de campagne en mer ont permis de mettre en évidence 11 intrusions et deux situations où le Courant Nord ne s'introduit pas sur la partie est du plateau continental. Les intrusions sont observées tout au long de l'année (figure III.6), à toutes les saisons, aussi bien en période stratifiée qu'en période non stratifiée. Elles s'étendent verticalement de la couche de surface jusqu'au fond du plateau (figure III.14.b) avec une légère diminution de leur intensité avec la profondeur, qui est plus importante en présence de stratification.

Chaque intrusion a été classée par la façon dont elle pénètre sur le plateau, c'est-à-dire si c'est une veine distincte séparée de la veine principale du Courant Nord ou si c'est une partie de la veine principale du Courant Nord qui empiète sur le plateau sous forme de méandre (récapitulatif dans le tableau III.1). Parmi la première catégorie, une distinction a été faite sur le type de séparation entre la veine intrusive et la veine principale du Courant Nord : présence d'un courant Est ou d'un minimum de vitesse. Parmi la deuxième catégorie, des intrusions au sens de la définition théorique, i.e. veine de courant franchissant l'isobathe 200m, ont pu être observées, tel qu'en décembre 2003 (figure III.15) où de plus l'intrusion traverse perpendiculairement l'isobathe entre les canyons de Cassis et du Planier. De manière générale, les intrusions d'une partie de la veine principale du Courant Nord sont des veines de courant plus importantes que les intrusions sous forme de veine secondaire, pouvant atteindre 70 cm/s d'intensité.

13 situations de circulation	Veine séparée		Veine principale empiétant sur le plateau
	Courant Est	Minimum de vitesse	
I0602	oui		
I1002		oui	
I1202			Oui
I0303	oui		
I0603			Oui
I1203a			Oui
NI1203			
I1203b	oui (1)		oui (2)
I0304	oui		
I0404	oui		
NI0904			
I1204		oui (2)	oui $\times 2$ (1-3) ³
I0405		oui	

Tableau III.1 : récapitulatif des 13 situations de circulation (I : intrusion, NI : non-intrusion ; IMMAA correspond à l'intrusion du mois MM de l'année 20AA ; si plusieurs intrusions ont été observées lors de la même campagne, elles sont distinguées par une lettre : a, b...). Les 11 intrusions sont repérées par la ou les façons dont elles pénètrent sur le plateau. Les intrusions de décembre 2003 (I1203b) et décembre 2004 (I1204) évoluent au cours des 4 jours de campagne ; c'est pourquoi, sur les lignes de ces intrusions, plusieurs cases sont remplies correspondant aux différentes façons de pénétrer sur le plateau. Dans ce cas, leur ordre chronologique est indiqué entre parenthèse.

³ Pendant la campagne GOLTS de Décembre 2004, deux intrusions de la veine principale du Courant Nord empiétant sur le plateau sont détectées, une en début et une en fin de campagne.

Les intrusions auraient pu être classées par l'endroit où elles s'introduisent sur le plateau, où elles franchissent l'isobathe 200m, mais les données de campagne ne sont pas assez échantillonnées spatialement pour permettre de connaître précisément la zone d'intrusion. Il ressort d'une manière globale qu'il y a des intrusions directes d'un méandre du Courant Nord sur le plateau entre le canyon de Cassis et le canyon du Planier (figure III.15), et des intrusions sous forme de veines secondaires, dont une est entrée sur le plateau par le canyon du Planier (figure III.8.c), mais dont la plupart a plutôt tendance à pénétrer en amont du plateau au niveau du canyon de La Ciotat (figure III.11.b) et du banc des Blauquières. Ces dernières sont dues à une position très proche de la côte du Courant Nord au large du cap Sicié (figure III.17.a). Deux facteurs apparaissent donc comme favorables au développement d'intrusions : le degré d'instabilité du Courant Nord et la distance à la côte du Courant Nord.

De plus, il se pourrait qu'un même méandre du Courant Nord génère une intrusion secondaire en empiétant au niveau du cap Sicié (figure III.17.a) puis en se propageant vers l'ouest s'introduise directement sur le plateau vers le canyon du Planier (figure III.17.b), comme le suggèrent, par exemple, les courants mesurés pendant la campagne GOLTS de décembre 2004. Ceci amène à se demander si les intrusions, sous forme de veines secondaires, sont toujours issues d'un empiètement d'un méandre du Courant Nord. Il semble que ce ne soit pas le cas car des veines secondaires sont observées à des périodes où l'activité mésoéchelle du Courant Nord est minimale, telles qu'en juin 2002 ou en avril 2004.

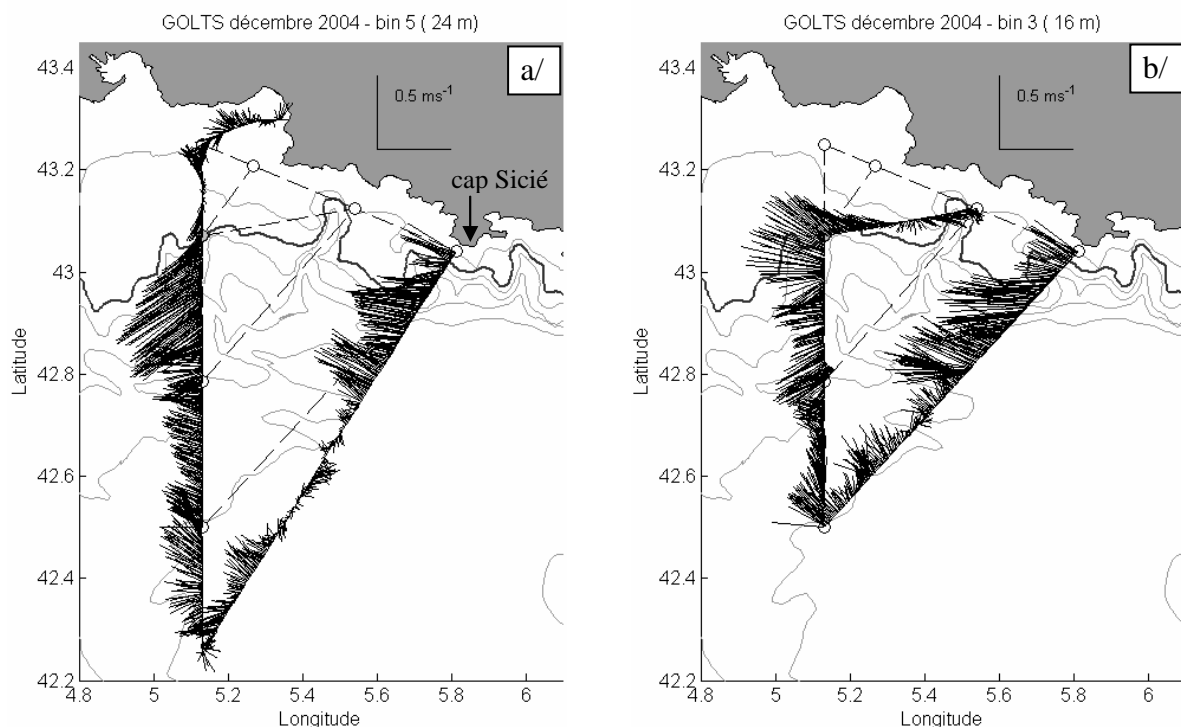


Figure III.17 : carte des courants mesurés chronologiquement par l'ADCP de coque du Téthys II a/ à 24m le long des radiales 0-1a, 1-68a puis 68-7a et b/ à 16m le long des radiales 7-6a, 6-2b puis 2-9b lors de la campagne GOLTS de décembre 2004. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

Il faut, tout de même, manipuler avec précaution les déductions qui précèdent car notre interprétation est influencée par les radiales qui ont pu être effectuées lors de chaque campagne de mesure. La modélisation numérique devrait pouvoir confirmer ou infirmer ces différents schémas d'intrusion.

III.2.3. Quantification des intrusions

Les intrusions sont à présent détectées et localisées dans chaque campagne et valorisation GOLTS, il est alors possible de sélectionner précisément leur veine et de les quantifier pour étudier leur variabilité et savoir quelle proportion du Courant Nord peut venir influencer le plateau continental.

III.2.3.1. Calcul de flux de courant

Les flux de courant (en Sverdrup : $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) sont calculés à partir des données de l'ADCP de coque mesurées le long des radiales suivantes :

- pour les intrusions : les parties des radiales Nord-Sud (le long du trajet 1-6) et transversales (2-9, 2-11 et 2-0) situées sur le plateau ($z \leq 200 \text{ m}$),
- pour le Courant Nord : les radiales Nord-Sud (le long du trajet 1-6) et la radiale transversale 6-7.

L'ADCP de coque du Téthys II mesure, le long du trajet du navire, toutes les minutes, les profils verticaux de courants d'une profondeur de 8m jusqu'à sa profondeur limite de détection (max = 244m) avec un pas d'espace constant sur la verticale de 4m (dz). A partir de ces mesures discrètes, repérées par les indices i et p , un maillage avec un élément de surface (dS) associé à chaque mesure de courant (u, v) est défini (figure III.18).

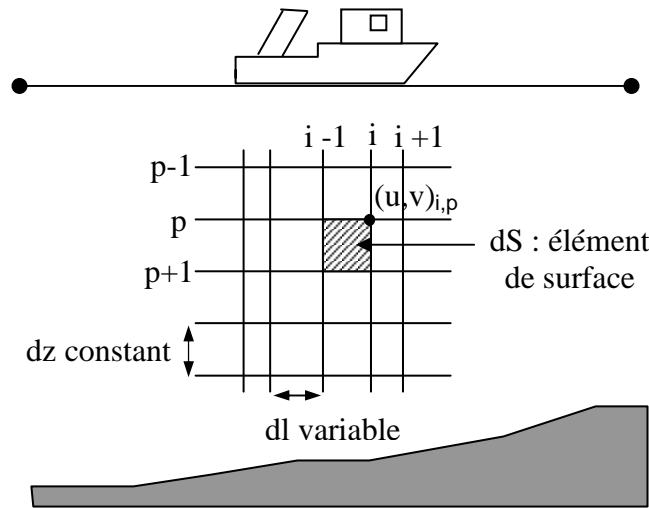


Figure III.18 : schéma d'une partie du maillage associé aux mesures ADCP avec la représentation d'un élément de surface dS (zone hachurée).

Le flux de courant (F) peut alors être calculé de la manière suivante :

$$F = \iint_S \vec{U} \cdot \vec{dS} = \sum_i \sum_p (\vec{U} \cdot \vec{dS})_{i,p}$$

avec \vec{U} : vitesse mesurée par l'ADCP de coque,

$\vec{dS} = dS \vec{n} = dz \times dl \vec{n}$ où \vec{n} : vecteur unitaire normal à dS,

dS : élément de surface associé à chaque mesure,

dz : pas d'espace sur la verticale,

dl : pas d'espace sur l'horizontale.

A ce stade de la définition du flux, il convient de différencier deux méthodes pour calculer les flux de courant, aussi bien du Courant Nord que d'une intrusion :

- méthode 1 : bilan des flux entrants et sortants calculé à travers la section définie par le trajet du navire (appelée section "navire" en annexe 2) pour comparer avec les sorties de modèle (figure III.19),
- méthode 2 : flux entrant (de la veine de courant sélectionnée) calculé dans la direction principale de la veine de courant pour optimiser le calcul de flux (figure III.20).

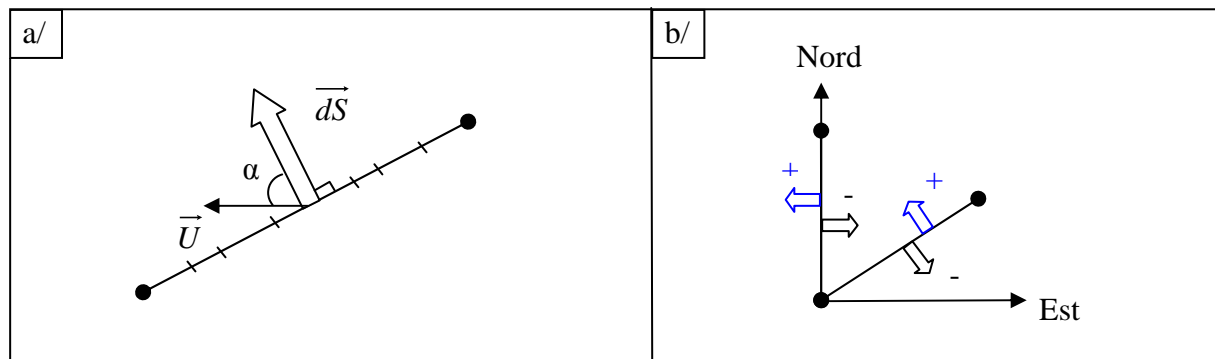


Figure III.19 : schémas représentant a/ une vue du dessus d'une section navire découpée suivant le maillage des données, l'angle α est l'angle de projection des courants \vec{U} sur la direction du flux (i.e. la direction orthogonale à la section navire, flèche pleine), b/ la convention de signe du calcul de flux pour deux sections navires orientées différemment.

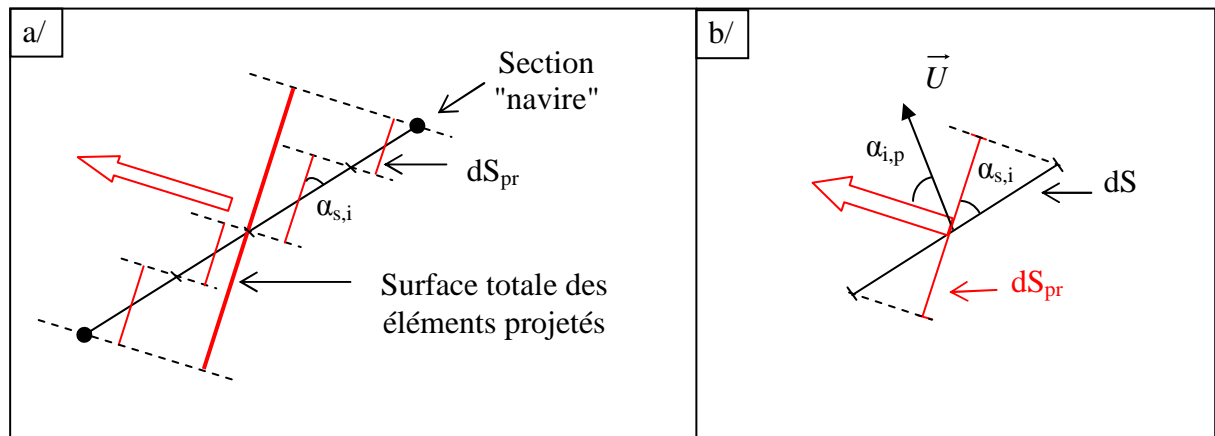


Figure III.20 : schémas représentant a/ la vue de dessus d'une section "navire" divisée en plusieurs éléments de surface, les éléments de surface projetés (rouge) dans la direction principale de la veine de courant (i.e. direction du flux, flèche pleine rouge), et b/ détail du a/ pour un seul élément de surface dS avec son projeté en rouge (dS_{pr}), l'angle $\alpha_{s,i}$ de projection de dS en dS_{pr} , et une mesure de courant (flèche noire) orientée de $\alpha_{i,p}$ par rapport à la direction du flux (flèche pleine rouge).

Ces deux méthodes sont détaillées dans l'annexe 2. Dans ce qui suit, les flux du Courant Nord et de ses intrusions sont calculés avec la méthode 2 pour obtenir leurs valeurs maximales.

III.2.3.2. Flux du Courant Nord

Les valeurs du flux du Courant Nord, à travers les radiales Nord-Sud 1-6 et transversale 6-7, sont indiquées dans le tableau III.2 pour les 11 campagnes en mer. Pour analyser la variabilité du Courant Nord, le flux calculé à travers la radiale transversale 6-7 est privilégié puisque cette radiale est située en amont de toute interaction du Courant Nord avec le plateau continental du Golfe du Lion. Lorsque cette radiale n'est pas réalisée, le flux à travers la radiale Nord-Sud 1-6 est alors utilisé.

Dans le tableau III.2, deux valeurs de flux sont parfois fournies pour une même radiale. Les calculs de flux sont faits à travers la totalité de la radiale et un calcul supplémentaire est réalisé quand une deuxième veine de courant Ouest est détectée sur la radiale 6-7 entre 5,13°E et 5,4°E, tel qu'en décembre 2004 (figure III.17). Cette seconde veine Ouest était interprétée à l'origine comme une séparation en deux veines du Courant Nord due à l'influence de la bathymétrie (Petrenko, 2003) néanmoins il semble plus probable qu'elle ne soit pas une veine du Courant Nord mais la partie nord d'une circulation cyclonique autour de la zone de convection au large du Golfe du Lion (Dufau-Julliand et al., 2004). Dans ces cas précis, il est alors nécessaire de ne pas prendre en compte la seconde veine Ouest et un deuxième calcul de flux est réalisé en ciblant la veine du Courant Nord (veine la plus proche de la côte).

Sur toutes les campagnes GOLTS, c'est aux mois de décembre que les veines de courant les plus intenses sont mesurées avec des vitesses pouvant atteindre 1 m/s dans le cœur du Courant Nord. C'est ainsi que les flux les plus élevés sont obtenus en fin d'automne début d'hiver avec un flux maximum de 2,25 Sv atteint les 1-2 décembre 2002 (figure III.21), ce qui est en accord avec les flux hivernaux maximaux mesurés en Méditerranée nord occidentale (§ I.2.2.1) : 1,9 Sv pour Sammari et al. (1995) en mer Ligure, 2,1 Sv pour Petrenko (2003) pour le Golfe du Lion et 2 Sv pour Font et al. (1988) en mer Catalane.

La figure III.21 montre aussi, comme attendu, que les flux du Courant Nord commencent à décroître au printemps pour être minimaux en été, pour les années 2003 et 2004. La campagne GOLTS du mois de juin 2002 semble faire exception car un flux minimal n'est pas atteint et le flux du Courant Nord est même supérieur à celui du mois d'octobre 2002. D'une part, en comparant aux résultats de campagnes précédentes, il apparaît que ce sont plutôt les flux "hivernaux" qui sont faibles (octobre 2002 (7-6a), décembre 2002 (6-7a), décembre 2004 (68-7a),...) que le flux de juin 2002 qui est élevé. Cette sous-estimation des flux "hivernaux" provient des problèmes de mesure de l'ADCP dont la portée réduite ne capte pas toute la veine du Courant Nord (§ II.1.2.2.4). D'ailleurs, Sammari et al. (1995) ont estimé que les 200 premiers mètres représentaient 80% du flux total du Courant Nord. Or, en octobre 2002, par exemple, les mesures ADCP ne vont que jusqu'à 100m, voire 80m, dans la veine du Courant Nord (figure III.22), une bonne partie du flux est donc ratée. D'autre part, en analysant de plus près le flux trop élevé de Juin 2002, on remarque que le flux du Courant Nord peut passer du simple au double en un aller-retour (6-7a et 7-6a, tableau III.2). Ceci vient de la présence d'oscillations d'inertie (§ III.2.4). En moyennant sur chaque aller-retour on retrouve des flux de 0,92 Sv et 1,14 Sv correspondant davantage aux flux trouvés lors de précédentes campagnes en mer.

Malgré ces problèmes de mesure, la variabilité générale du Courant Nord est, tout de même, bien retrouvée dans les données des campagnes GOLTS.

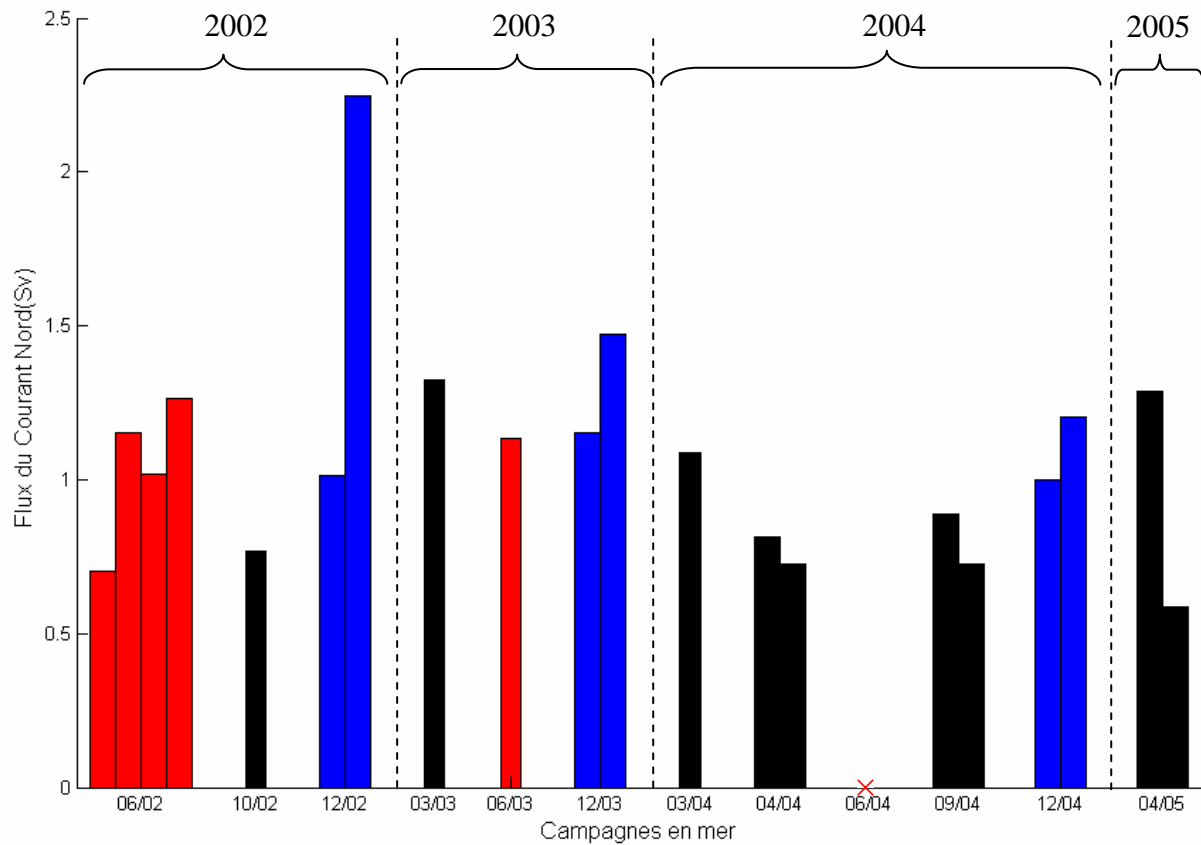


Figure III.21 : Flux (Sv) du Courant Nord, à travers les radiales 6-7, calculés pour les campagnes (rouge : juin et bleu : décembre) et les valorisations (noir) GOLTS. Aucun flux n'a pu être effectué en juin 2004 (croix rouge) à cause de la mauvaise qualité des données ADCP. L'axe des abscisses ne représente pas le temps mais chaque campagne mise "côte à côte" et identifiée par sa date (MM/AA).

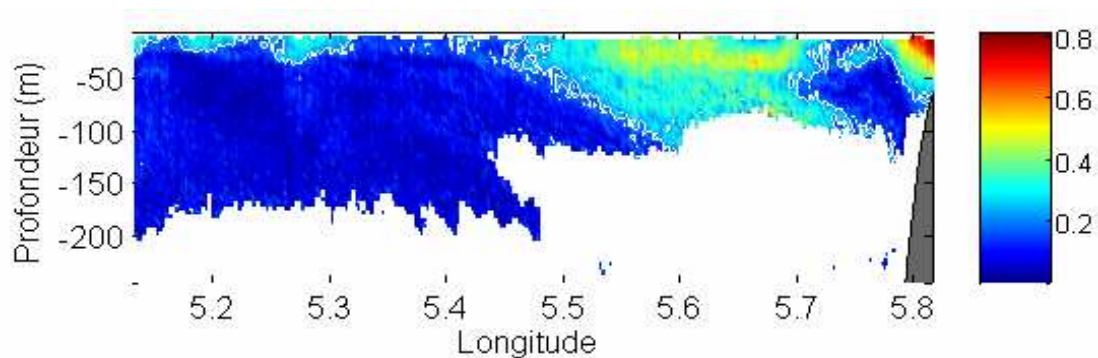


Figure III.22 : Coupe verticale de l'amplitude des courants mesurés par l'ADCP de coque du Téthys II le long de la radiale 7-6a de la campagne GOLTS d'octobre 2002. L'isotach 0,2 m/s est représentée en blanc. Le cœur du Courant Nord se situe entre 5,5° et 5,7°E.

Campagnes	COURANT NORD			
	date du flux	radiale	flux (Sv)	
			tout	Veine CN
Juin 2002 11 - 16	11	1-66a	0,78	0,70 1,15 1,02 1,26
	13	1-66b	1,29	
	14	6-7a	0,94	
	14	7-6a	1,85	
	15	2-6b	1,29	
	15	6-7b	1,38	
	16	7-6b	1,60	
	16	6-2a	0,706	
Octobre 2002 29-30	29	7-6a	1,00	0,77
	29	6-1a	1,13	
Décembre 2002 29/11-03/12	29/11	1-6a	1,05	
	29/11	6-7a	1,01	
	1	1-4a	0,88	
	1 - 2	7-6a	2,25	
	2	6-1a	1,04	
Mars 2003 8-9	8/9	1-6a	1,40	1,32
	9	6-7a	1,52	
Juin 2003 11-13	12	6-7a	1,60	1,13
Décembre 2003 8 -12	9	6-7a	1,19	1,15
	9/10	7-6a	1,77	1,47
	10	1-5a	1,41	
	10 / 11	5-1a	1,34	
	12	2-Pa	0,93	
Mars 2004 27	27	1-6a	0,80	1,09
	27	6-7a	1,21	
Avril 2004 22-24	22	1-6a	1,10	0,82 0,73
	22/23	6-7a	1,30	
	23	6-7b	0,89	
Juin 2004	Ø	Ø	Ø	Ø
Spetembre 2004 4-6	4/5	1-6a	0,68	0,89 0,73
	5	6-7a	1,02	
	5	7-6a	0,74	
Décembre 2004 8-9	9	2-6a	2,07	
	9	6-2a	2,19	
Décembre 2004 10-11	10/11	1-68a	2,42	1,00
	11	68-7a	1,24	
Décembre 2004 11-12	11	7-6a	1,57	1,21
	11/12	6-2b	1,73	
Avril 2005 7-9	7	7-6a	1,58	1,29
	7/8	6-1a	1,67	1,03
	8	2-6a	1,19	0,89
	8	6-7a	0,79	0,59

Tableau III.2 : pour chaque campagne figurent : les dates et les radiales du calcul de flux, et les valeurs du flux (un deuxième flux est précisé quand il y a deux veines ouest distinguables). Les zones grisées correspondent aux 2 non-intrusions, les pointillés délimitent les trois stades d'évolution de l'intrusion de la campagne GOLTS de décembre 2004, et les flux en rouge sont sous-estimés à cause d'un problème de mesure de l'ADCP de coque.

III.2.3.3. Variabilité des intrusions

Bien que les flux des intrusions ne soient pas toujours calculés à travers les mêmes radiales (tableau III.3), nous supposons que toutes les radiales interceptent au mieux (i.e. le plus orthogonalement possible) la veine de courant intrusive et que les valeurs de flux obtenues sont comparables.

L'analyse des flux permet d'obtenir un encadrement des valeurs de flux que les intrusions peuvent atteindre : [0,04 Sv - 0,37 Sv], soit ~20 à 200 fois le débit moyen du Rhône. La variabilité des événements extrêmes, c'est-à-dire quand les minima et les maxima sont atteints, peut être étudiée (figure III.23). Le maximum, d'une valeur de 0,37 Sv, est atteint le 12 décembre 2003. Petrenko (2003) et Petrenko et al. (2005) ont mesuré, à partir de données d'ADCP de coque, des intrusions dont les flux étaient de l'ordre de grandeur de ce maximum avec un flux de l'ordre de 0,4 Sv en janvier 1999 et un flux de 0,5 Sv en juin 1998 et juin 2000. De manière générale, pour les campagnes GOLTS, les flux les plus élevés sont mesurés en fin d'automne début d'hiver (décembre 2002, 2003 et 2004). Ceci est tout à fait cohérent avec la variabilité du Courant Nord qui, d'une part, présente aussi un flux maximal en automne et, d'autre part, une activité mésoéchelle plus importante à cette période qui va favoriser les échanges entre le plateau et le large, donc les intrusions. De plus, ceci est en accord avec l'observation faite précédemment (fin § III.2.2.2) que les intrusions, dont les courants sont maximaux, sont celles dues à un empiètement du Courant Nord sur le plateau sous forme de méandre. Les minima, quant à eux, sont atteints en été (juin 2003) et un, de manière inattendue, en mars 2003.

Cependant, il faut utiliser ces valeurs de flux, en particulier les minima, avec précaution pour comparer les intrusions entre elles et les classer par flux croissant. En effet, en plus du problème de portée sur la verticale, à quelques exceptions près, les campagnes n'échantillonnent pas la durée totale d'une intrusion de sa naissance à sa disparition. Un faible flux peut alors avoir trois significations différentes : soit l'intrusion commence à apparaître, soit elle commence à disparaître, soit elle n'est pas très importante. Pour aider dans l'interprétation de ces faibles flux, lorsque l'intrusion passe par le mouillage GOLTS, les données de l'ADCP du mouillage (en particulier la composante est-ouest des courants mesurés) permettent de connaître l'évolution de l'intrusion au moment de la campagne. Il semble ainsi que le flux, mesuré en mars 2003, soit le flux d'une intrusion en train de disparaître, tandis que celui de juin 2003 soit véritablement celui d'une faible intrusion.

III.2.3.4. Proportion du Courant Nord s'introduisant sur le plateau

De l'analyse conjointe des flux du Courant Nord et des intrusions, il apparaît alors que de 4 à 32% de la veine du Courant Nord (tableau III.3) peuvent pénétrer sur le plateau continental du Golfe du Lion. Autant la valeur minimale semble sûre car obtenue avec des flux non sous-estimés, autant la valeur maximale l'est moins. En effet, le pourcentage maximum d'une valeur de 32%, atteint en décembre 2002, est sur-estimé car, pour cette radiale, la quantification du Courant Nord est sous-estimée. Parmi les données où aucun problème de mesure ADCP n'est rencontré, au maximum 16% du Courant Nord s'introduisent sur le plateau (en décembre 2004). Or, dans un cas où c'est le flux de l'intrusion qui est sous-estimé et non celui du Courant Nord (en décembre 2004), une proportion de 16 % est aussi obtenue. Cette valeur de 16% pourrait donc être la valeur minimale du pourcentage maximal de Courant Nord pénétrant sur le plateau.

De manière générale, il est à noter que ce sont les intrusions de flux maximaux qui représentent une plus grande proportion du Courant Nord qui pénètre sur le plateau.

Campagnes	INTRUSION			
	date du flux	radiale	Flux (Sv) – 200m	% intrusion/ Courant Nord
Juin 2002 11 - 16	11	1-66a	0,07*	Ø
	13	1-66b	0,09*	10
	15	2-11a/11-2a	0,11	10
	16	2-0a	0,05*	4
Octobre 2002 29-30	29	6-1a	0,15*	19
	30	4-1a	0,22	29
Décembre 2002 29/11-03/12	29/11	1-6a	0,32	32
	1/12	1-4a	0,16	7
	2/12	6-1a	0,15	7
Mars 2003 8-9	8/9	0-1a+1-6a	0,13*	10
Juin 2003 11-13	11	B-1a	0,04	4
Décembre 2003 8-12	8	0-1a + 1-3a	0,17	Ø
	9	1-6a	0	
	10	4-1a	0,02	
	10	1-5a	0,02	
	10 / 11	5-1a+1-0a	0,12*	9
Mars 2004 27	12	9-2a	0,37	28
	27	1-6a	0,05*	5
Avril 2004 22-24	22	0-1a+1-6a	0,08*	10
Juin 2004	Ø	Ø	Ø	Ø
Septembre 2004 4-6	4/5	1-6a	0,03*	
Décembre 2004 8-12	8	0-2a	0,32	15
	9	0-2b	0,34	16
	9	2-9a/9-2a	0,36	16
	9	2-0a	0,14	6
	10-11	1-68a	0,08*	8
	12	2-9b	0,20	17
	12	9-2b	0,08	7
	12	2-0b	0,13	11
Avril 2005 7-9	7/8	6-1a	0,10*	8
	8	2-9a	0,14	11
	8	9-2a	0,11	9

Tableau III.3 : pour chaque campagne figurent : la date et la radiale du calcul de flux, la valeur du calcul sur la portion située sur le plateau et la proportion du Courant Nord s'introduisant sur le plateau (%). Les zones grisées correspondent aux 2 non-intrusions, les pointillés délimitent les trois stades d'évolution de l'intrusion de la campagne GOLTS de décembre 2004, les astérisques (*) indiquent lorsque l'intrusion est séparée de la veine principale du Courant Nord sur la radiale et les flux en rouge, bleu et violet sont sous-estimés à cause d'un problème de mesure de l'ADCP de coque pour respectivement la veine du Courant Nord, l'intrusion, et les deux.

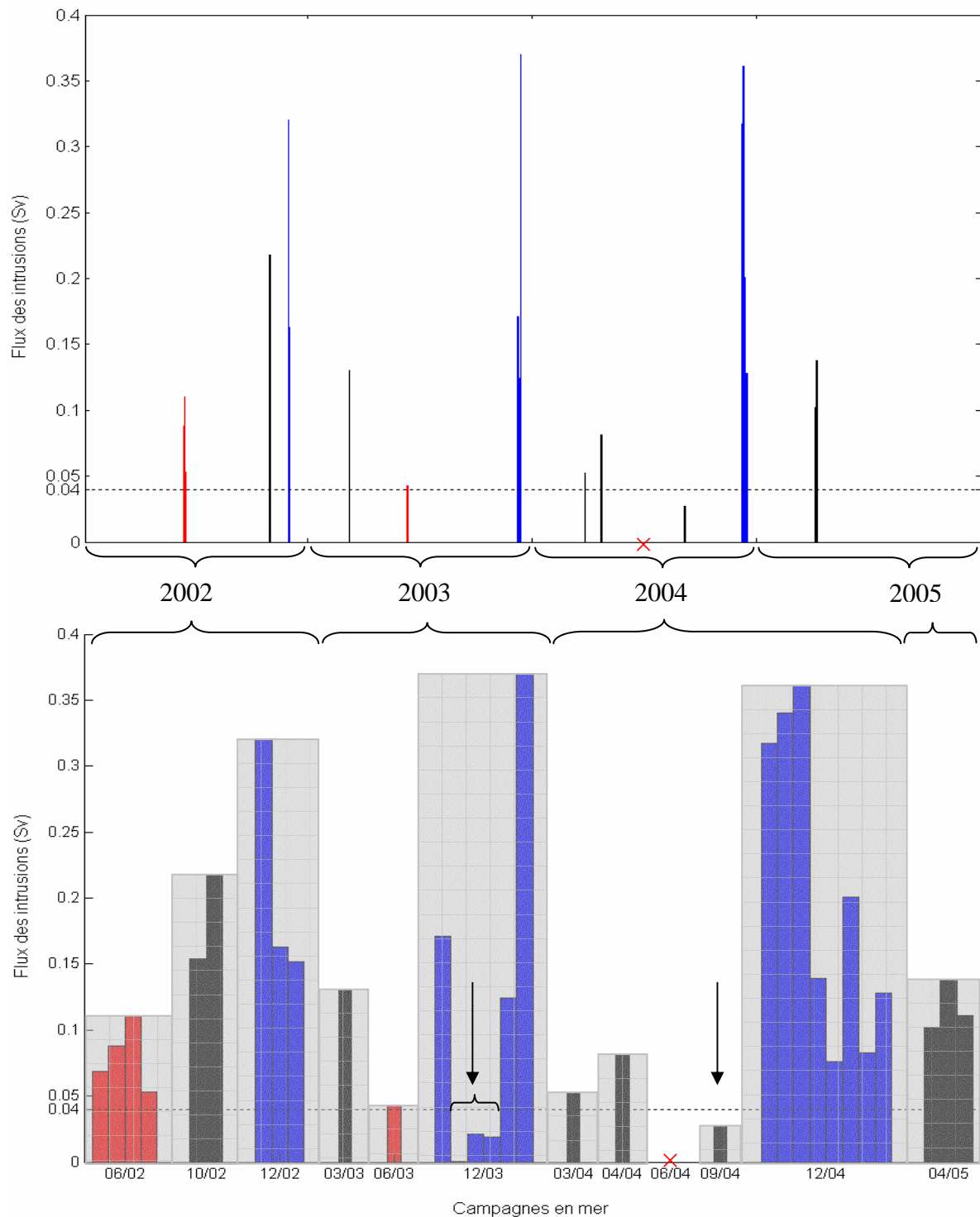


Figure III.23 : Flux (Sv), à travers les radiales permettant de détecter des intrusions, calculés pour les campagnes (rouge : juin et bleu : décembre) et les valorisations (noir) GOLTS. Aucun flux n'a pu être effectué en juin 2004 (croix rouge) à cause de la mauvaise qualité des données ADCP. Le graphe du haut représente la répartition des calculs de flux en fonction du temps donc sur les 3ans ½, tandis que le graphe du bas détaille les calculs pour chaque campagne mise côte à côte ; l'axe des abscisses ne représentant donc plus le temps mais le nom de la campagne par sa date (MM/AA), et chaque campagne étant délimitée par une zone grisée. Les 2 non-intrusions sont indiquées par des flèches. Le seuil de 0,04 Sv (pointillés) est le seuil choisi pour détecter les intrusions dans les sorties de modèle.

III.2.4. Influence des oscillations d'inertie

Comme vu précédemment dans le chapitre I, des oscillations d'inertie peuvent être générées dans le Golfe du Lion (Millot and Crépon, 1981 ; Broche et al., 1983 ; Petrenko, 2003 ; Petrenko et al, 2005) par des variations locales du forçage atmosphérique tels que des coups de Mistral ou de Tramontane. Ce phénomène est observé le plus souvent en période de stratification où le Golfe du Lion peut être considéré comme un système à deux couches séparées par la thermocline. Les oscillations d'inertie, de période : la période d'inertie locale ($T_i \sim 17,5\text{h}$ à 43°N de latitude), tournent alors dans le sens des aiguilles d'une montre dans la couche de surface (au-dessus de la thermocline) et sont en opposition de phase (déphasage de $+\pi$) dans la couche de fond (sous la thermocline) (Millot and Crépon, 1981).

Des oscillations d'inertie sont détectées pendant certaines campagnes et valorisations GOLTS (tableau III.4) grâce au recoupement de plusieurs analyses (analyse spectrale, étude de la direction des courants). L'étude de l'influence des oscillations d'inertie sur les intrusions est détaillée ci-après pour la campagne GOLTS juin 2002, puisque c'est en juin 2002 que les observations *in situ* sont les plus complètes.

Campagnes	Juin 02	Oct 02	Déc 02	Mars 03	Juin 03	Déc 03	Mars 04	Avr 04	Juin 04	Sept 04	Déc 04	Avr 05
Oscillation d'inertie	oui	oui	non	non	Ø	non	non	oui	oui	oui	non	Non

Tableau III.4 : pour chaque campagne et valorisation GOLTS, des oscillations d'inertie sont détectées ou non sur les données de l'ADCP du mouillage GOLTS. (Ø : aucune donnée car l'ADCP du mouillage a été relevé et pas encore remis à l'eau)

III.2.4.1. Mise en évidence de l'oscillation d'inertie

Le spectre tournant réalisé sur les données de l'ADCP du mouillage GOLTS du mois de juin 2002 (figure III.24) montre un pic d'énergie à la fréquence d'inertie, qui est plus important sur la composante rétrograde que la composante directe. Ceci est caractéristique de la présence d'oscillations d'inertie dans l'hémisphère nord. Nous nous intéressons alors à l'épisode inertiel qui s'est produit pendant les 5 jours de la campagne GOLTS du 11 au 16 juin.

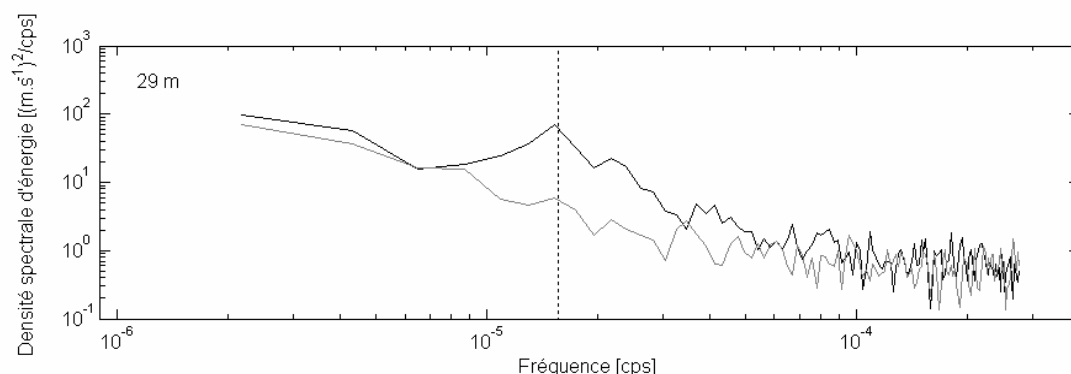


Figure III.24 : Spectres tournant en fonction de la fréquence pour les courants mesurés à 29m au mouillage GOLTS pendant le mois de juin 2002. La ligne noire (grise) est la composante horaire (anti-horaire) du spectre. A la fréquence d'inertie (indiquée par la ligne verticale en pointillés), le pic d'énergie est plus important sur la composante horaire que sur la composante anti-horaire.

III.2.4.2. Caractérisation de l'oscillation d'inertie

Les 6-7 juin, et de la fin du 8 au 12 juin, deux épisodes de Mistral se sont succédés (figure III.25). Le déclenchement et/ou l'arrêt de ces épisodes de Mistral pourrait donc générer une oscillation d'inertie. La variation temporelle théorique des composantes est-ouest (u) et nord-sud (v) du courant peut être paramétrée comme la superposition d'un courant permanent et d'une oscillation d'inertie (Csanady, 1982 ; Petrenko, 2003) :

$$\begin{cases} u(t) = u_p + u_0 \cos(f(t + \Delta t)) \\ v(t) = u_p - u_0 \sin(f(t + \Delta t)) \end{cases} \quad (\text{III.1})$$

avec u_p : courant permanent,
 u_0 : amplitude de l'oscillation d'inertie,
 $f = 2\Omega \sin \Phi = 2\pi / T_i$: paramètre de Coriolis (Ω : vitesse de rotation terrestre et Φ : latitude),
et Δt : décalage temporel.

Cette formule III.1 est appliquée aux courants dans la couche de surface et la même formule, mais avec un déphasage de $+\pi$ et un facteur d'atténuation de l'amplitude, aux courants de la couche de fond.

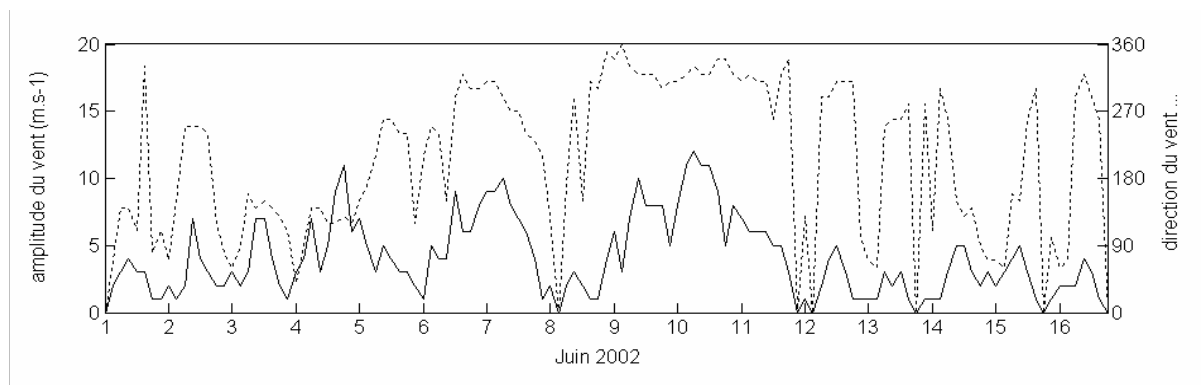


Figure III.25 : série temporelle de l'amplitude (trait plein) et de la direction du vent (trait pointillé) mesurées à la station Météo France de Marseille en juin 2002.

Le mouillage GOLTS en juin 2002 :

La superposition de ces composantes théoriques de l'oscillation d'inertie (formule III.1) sur les séries temporelles des courants mesurés par l'ADCP du mouillage GOLTS permet de caractériser l'oscillation d'inertie présente dans ces séries de mesure.

La figure III.26 illustre cette superposition pour deux profondeurs de mesure de l'ADCP : à 17m dans la couche de surface et à 65m dans la couche de fond. L'oscillation à la fréquence d'inertie des données de l'ADCP du mouillage GOLTS est bien visible du début de la campagne jusqu'au 15 juin vers 1h00 sur la composante u dans la couche de surface à 17m (figure III.26.a) et surtout sur la composante v dans la couche de fond à 65m (figure III.26.d). Nous pouvons noter, de plus, le bon déphasage de $+\pi$ entre les courants de surface et de fond. Cette superposition permet aussi de déterminer l'amplitude de l'oscillation d'inertie qui est de l'ordre de 8 cm/s dans la couche de surface et de 5 cm/s dans la couche de fond.

A partir du 15 juin à 1h00, l'oscillation d'inertie n'est plus détectée car l'effet du vent sur la couche de surface ne dure que quelques périodes inertielles après la fin du vent (Millot, 1982). De plus, une autre oscillation de plus faible amplitude et de légèrement plus haute

fréquence apparaît. Il semble qu'un autre coup de vent, un vent de Sud-Est ayant commencé le 14 juin pour faiblir brusquement le 15 juin vers 1h00 du matin, a pu générer d'autres oscillations dans le Golfe du Lion.

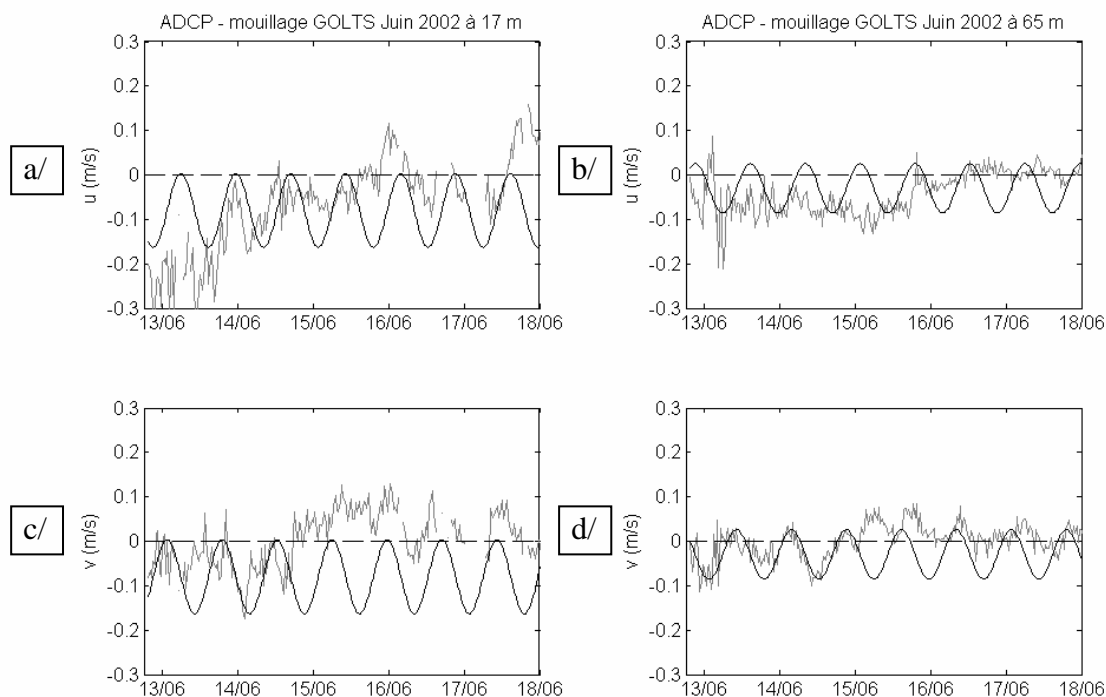


Figure III.26 : séries temporelles⁴ des mesures de courant de l'ADCP du mouillage GOLTS en Juin 2002 à 17m a/ pour la composante zonale, b/ pour la composante méridienne et à 65m c/ pour la composante zonale, d/ pour la composante méridienne, sur lesquelles sont superposées les composantes zonales et méridiennes de l'oscillation d'inertie (formule III.1).

Les données de l'ADCP du mouillage GOLTS ont donc permis de caractériser l'oscillation d'inertie présente sur le plateau du Golfe du Lion pendant la campagne GOLTS de juin 2002. Ces caractéristiques de l'oscillation d'inertie (amplitude et décalage temporel) sont alors utilisées dans ce qui suit pour étudier l'influence des oscillations d'inertie sur les courants mesurés par l'ADCP de coque le long du trajet du navire.

Les données de l'ADCP de coque de la campagne GOLTS juin 2002 :

Bien que les données de l'ADCP de coque varient à la fois temporellement et spatialement, la superposition de la sinusoïde théorique (obtenue avec les données de l'ADCP du mouillage GOLTS) sur les données de l'ADCP de coque permet aussi de mettre en évidence la présence d'oscillation d'inertie en début de campagne jusqu'au 15 juin à minuit (figure III.27).

Cependant, l'amplitude des oscillations obtenue avec l'ADCP du mouillage (sinusoïde rouge sur la figure III.27) est trop faible par rapport à l'amplitude des oscillations de la composante méridienne mesurée par l'ADCP de coque. En multipliant l'amplitude de la sinusoïde théorique par un facteur empirique (3 dans ce cas), les oscillations sont mieux représentées (figure III.27). Il reste des zones où des pics importants sortent de la sinusoïde théorique (zones grisées sur la figure III.27) mais ces pics, associés à de forts courants ouest,

⁴ Les séries temporelles ne sont représentées qu'à partir du 13 juin car il y a un trou dans les données du 12 juin à cause du relevage et du reconditionnement de l'ADCP du mouillage GOLTS.

correspondent au moment où le navire traverse le Courant Nord. Il y a aussi des zones où, au contraire, la sinusoïde théorique semble surestimer la composante est-ouest des courants (accolade sur la figure III.27), mais ces zones sont les portions de trajet réalisées près de la côte (en arrivant et partant à la station CTD 7). Or près de la côte les oscillations d'inertie ne peuvent exister (impermeabilité du transport à la côte), on pourrait donc penser que, plus on se rapproche de la côte, moins les oscillations d'inertie peuvent se développer et moins leurs amplitudes sont fortes. Sammari et al. (1995) l'ont déjà suggéré concernant l'augmentation de l'énergie spectrale à la fréquence d'inertie avec la distance à la côte.

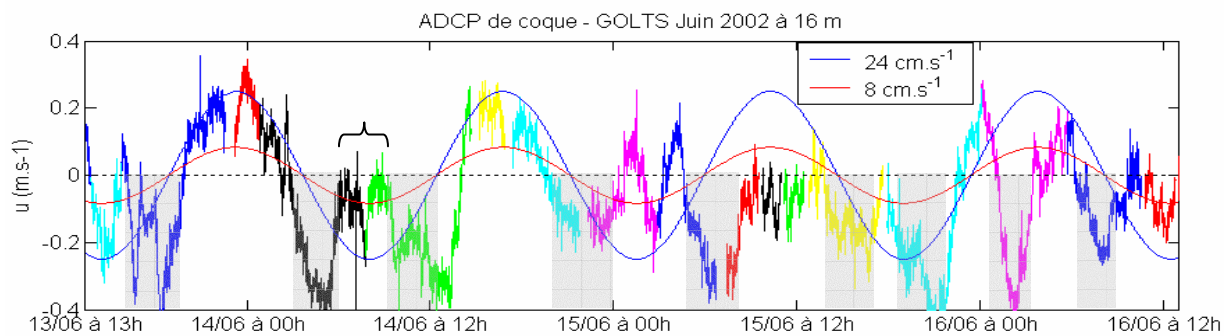


Figure III.27 : série temporelle⁵ de la composante Est-Ouest des courants (u en m/s) mesurés par l'ADCP de coque du Téthys II à 16 m de profondeur lors de la campagne GOLTS juin 2002. Chaque couleur correspond à un changement de trajet GOLTS. La composante Est-Ouest théorique des oscillations d'inertie est superposée avec deux amplitudes différentes. Les zones grisées correspondent à la présence du Courant Nord et l'accolade indique les portions de trajets réalisées près de la côte.

La différence d'amplitude entre la sinusoïde théorique obtenue avec la série temporelle du mouillage GOLTS et celle obtenue avec les données de l'ADCP de coque aurait pu aussi être expliquée par la variation de l'amplitude de l'oscillation d'inertie avec la distance à la côte. En effet, la plupart des mesures de l'ADCP de coque ont lieu au large en dehors du plateau continental, contrairement à celles de l'ADCP du mouillage GOLTS situées sur le plateau. Cependant, l'ADCP du mouillage GOLTS est tout de même situé assez loin des côtes (~23km de la côte la plus proche) pour permettre à l'oscillation d'inertie de pleinement se développer. Cette différence pourrait alors venir d'une différence de profondeur de la base de la thermocline entre le plateau et en dehors du plateau mais, d'après les stations CTD, il semble que ce ne soit pas le cas. La question de cette différence d'amplitude reste donc ouverte.

Pour toute représentation des oscillations d'inertie le long des trajets Nord-Sud du navire, il est alors pris soin de dissocier ce qui se passe sur le plateau de ce qui se passe au large. Pour cela, sur la figure III.28, l'oscillation d'inertie à 16m de profondeur est représentée sur le plateau en utilisant l'amplitude des oscillations obtenue avec le mouillage GOLTS et au large (au-delà de $z > 1000\text{m}$) celle obtenue avec l'ADCP de coque du Téthys II. La figure III.28, où sont superposés les courants mesurés par l'ADCP de coque à 16m de profondeur et l'oscillation d'inertie à 16m (avec une amplitude plus importante au large), montre ainsi l'influence des oscillations d'inertie sur les données de l'ADCP de coque. Elles intensifient la veine d'intrusion en surface, modifient la direction du Courant Nord et, surtout, sont

⁵ La série temporelle n'est représentée qu'à partir du 13 juin car il y a un trou dans les données du 12 juin à cause d'un problème électronique de la carte de l'ADCP de coque du Téthys II.

responsables pour la veine de courants Est au sud de $42,6^{\circ}\text{N}$ qui n'est autre que l'expression de l'oscillation d'inertie de plus forte amplitude au large.

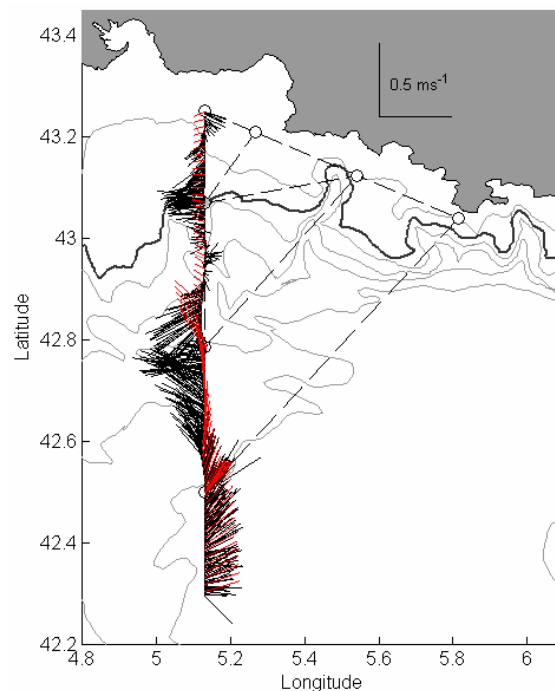


Figure III.28 : Courants mesurés par l'ADCP de coque du Téthys II à 16m de profondeur (en noir) le long de la radiale 1-66b et courants de l'oscillation d'inertie (en rouge) dont l'amplitude augmente du plateau vers le large.

Grâce aux différents trajets aller-retour effectués lors de la campagne, on peut étudier la cohérence spatiale et la rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de l'oscillation d'inertie au sud de $42,6^{\circ}\text{N}$, ce qui correspond au bord externe du Courant Nord. N'importe quel point au sud de cette limite pourrait être étudié et, dans ce qui suit, c'est la station 6 qui a été sélectionnée. La direction du courant y sera donc notée à chaque passage du Téthys II et l'évolution de cette direction étudiée en détail (figure III.29 et tableau III.5). Lors du trajet 1-66 (figure III.29.a), le navire est passé, une première fois, à la station 6 le 13 juin à 20h13 et les courants étaient orientés à 35° par rapport au nord. Au second passage à la station 6, lors du trajet 66-6-7 (figure III.29.b), 4,57 h après le premier passage, les courants étaient orientés à 124° par rapport au nord. Or les oscillations d'inertie présentes à la latitude du Golfe du Lion tournent de 360° en 17,5h, elles doivent donc tourner de 94° en 4,57h. Les courants mesurés ont tourné de $124-35 = 89^{\circ}$, ce qui est en bon accord avec la théorie. La rotation observée des courants sur chaque partie de trajet au sud de $42,6^{\circ}\text{N}$ reflète en fait parfaitement la rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de cette oscillation d'inertie. Les autres calculs de taux de rotation par rapport au laps de temps écoulé sont résumés dans le tableau III.5.

Une oscillation d'inertie a, donc, bien pu être mise en évidence sur les parties sud des trajets du navire, notamment, parce qu'elle est située en dehors de la veine du Courant Nord et que son amplitude est plus importante que sur le plateau.

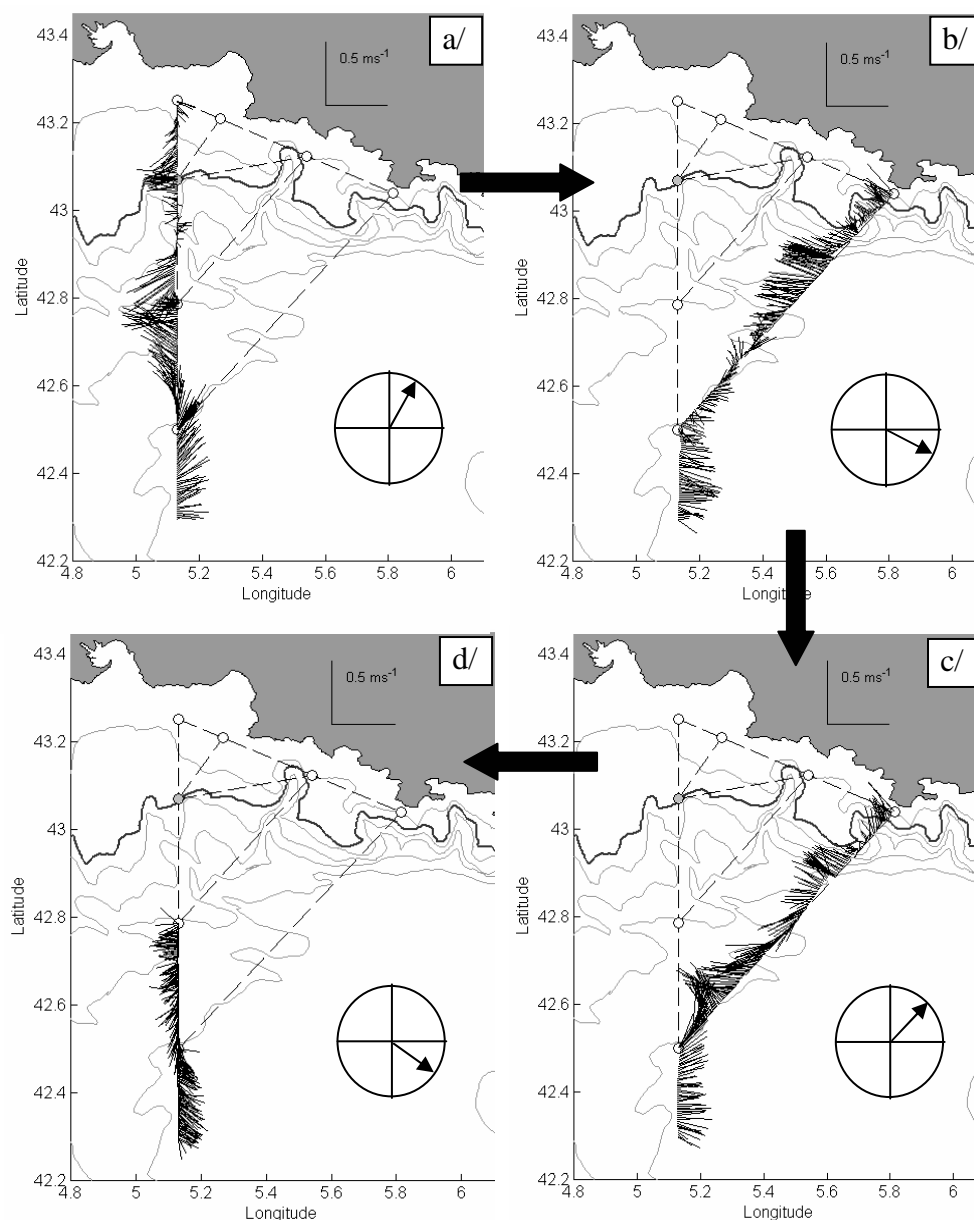


Figure III.29 : courants mesurés par l'ADCP de coque à 16m dans l'ordre chronologique (indiqué par les flèches pleines noires) sur les trajets a/ 1-66b, b/ 66-6a et 6-7a, c/ 7-6a et 6-66a, d/ 66-4a. L'orientation des courants à la station 6 est représentée sur le cercle trigonométrique en bas à droite de chaque figure.

Station 6		Date et heure	Direction des courants	$\Delta t = t_i - t_{i-1}$ en heure	$\Delta \theta_{\text{obs}} = \theta_i - \theta_{i-1}$ en degré	$\Delta \theta_{\text{calc}} = \theta_i - \theta_{i-1}$ en degré
a	sur 1-66b	13 juin - 20h13	35°	XXXXX	XXXXXX	XXXXXX
b	sur 66-6a / 6-7a	14 juin - 00h47	124°	4,57h	89°	94°
c	sur 7-6a / 6-66a	14 juin - 15h15	49°	14,47h	285°	298°
d	sur 66-4a	14 juin - 18h59	128°	3,73h	79°	77°

Tableau III.5 : pour chaque trajet de la campagne GOLTS juin 2002, au passage à la station 6, le tableau donne : la date du passage, la direction des courants mesurés, le laps de temps écoulé et la différence d'orientation des courants mesurés entre deux passages et la rotation qu'effectuerait théoriquement une oscillation d'inertie pendant le laps de temps mesuré.

III.2.4.3. Quantification de l'oscillation d'inertie :

Les calculs de flux de courant étant faits en ne sélectionnant que les veines de courant portant globalement vers l'ouest, la contribution de l'oscillation d'inertie ne s'annule pas puisque la composante en opposition de phase n'est pas comptabilisée. Suivant le moment où l'oscillation d'inertie a été déclenchée, celle-ci va renforcer ou diminuer le flux de la veine d'intrusion ou du Courant Nord. Pour quantifier l'influence des oscillations d'inertie sur le calcul des flux de courant, l'oscillation d'inertie caractérisée précédemment sur la radiale 1-66b (figure III.28) est utilisée et son impact sur l'intrusion est analysé.

Cette oscillation a une amplitude de 8 cm/s et est dirigée vers l'ouest dans la couche de surface (figure III.26). En considérant la profondeur de la thermocline constante à travers l'intrusion (30 m à la station CTD 2, figure III.30), le flux de l'oscillation d'inertie est au maximum égal à 0,04 Sv dans la couche de surface. Dans la couche de fond, l'oscillation a une vitesse moyenne de 1,8 cm/s et un flux associé de 0,02 Sv sur l'extension verticale du Courant Nord et dans la direction opposée (vers l'est). Globalement, l'oscillation d'inertie augmente donc de 0,02 Sv le flux calculé sur la radiale 1-66b pour l'intrusion. Or, ce flux étant de 0,08 Sv, l'oscillation d'inertie pourrait donc représenter 25% du flux calculé. La veine ouest détectée sur le plateau est donc une véritable intrusion avec un flux corrigé de 0,06 Sv et pas seulement la manifestation de l'oscillation d'inertie.

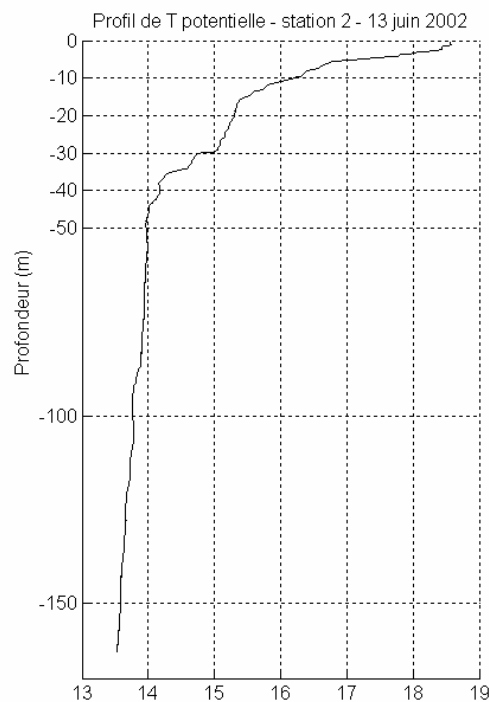


Figure III.30 : Profil de la température potentielle mesurée à la station CTD 2 le 13 juin 2002 lors de la radiale 1-66b.

Pour les campagnes où une oscillation d'inertie se manifeste (tableau III.4), il y a donc une incertitude de +/- 25% sur les flux calculés. Par contre, les oscillations d'inertie n'influencent pas le dénombrement des intrusions.

III.2.5. Fréquence d'occurrence

III.2.5.1. Mouillage GOLTS

La série temporelle des courants mesurés par l'ADCP du mouillage GOLTS, en rebord de plateau, est utilisée pour obtenir un pourcentage d'occurrence des intrusions. Les données de courant du mouillage GOLTS sont alors filtrées à 20h (filtre passe-bas avec une fréquence de coupure à 20h) pour éliminer les oscillations d'inertie. Les intrusions du Courant Nord sont, ensuite, repérées à cet endroit par des courants dont la gamme de directions est comprise dans l'intervalle $[225^{\circ}-315^{\circ}]$ (§ III.2.1).

Sur deux ans et demi (décembre 2001 à juin 2004), à 50m par exemple, des intrusions sont détectées en moyenne 53 ± 11 % du temps au mouillage GOLTS. Il semble donc qu'il y ait des intrusions la moitié du temps, ce qui est nettement inférieur à ce qu'on aurait pu s'attendre au regard du nombre d'intrusions détectées lors des campagnes GOLTS. Sans dire que nous avons eu la chance d'observer des intrusions à chaque sortie en mer, le Téthys II, pendant les campagnes ou valorisations GOLTS, est sorti en mer lorsque les conditions météorologiques le permettaient, même si quelques fois c'était limite. Nous avons donc moins échantillonné des périodes de météo plus agitée (de forts Mistral, par exemple) où des intrusions sont sans doute moins susceptibles de se produire.

Toutefois, ce pourcentage est à utiliser, lui aussi, avec précaution car il peut aussi bien donner une sous-estimation qu'une sur-estimation de la fréquence d'occurrence des intrusions. En effet, il se peut que l'intrusion du Courant Nord ait lieu en amont du mouillage GOLTS et que la veine Ouest soit détectée au Nord du mouillage et pas sur le mouillage tel que lors de la campagne décembre 2003 où un courant Est est présent en GOLTS alors qu'a lieu une belle intrusion cross-isobathe plus au nord-est. D'un autre côté, comme le mouillage est en rebord de plateau, il se peut que le courant Ouest détecté ne soit pas une véritable intrusion mais juste une quelconque circulation du plateau (tourbillon, recirculation,...).

III.2.5.2. Images AVHRR

La signature thermique de surface du Courant Nord sur les images AVHRR ne permet pas de distinguer le Courant Nord des eaux du plateau. Des eaux chaudes peuvent être présentes sur le plateau alors que le Courant Nord ne s'y introduit pas (figure III.16.a). Il n'est donc pas possible d'étudier la fréquence d'occurrence des intrusions à partir de ces données satellitaires. L'autre inconvénient de ces données est la présence de nuages. Sur 3 ans et demi (octobre 2001 à avril 2005), lorsque le satellite passe effectivement sur le Golfe du Lion, 20% des images AVHRR ne sont pas exploitables car la couverture nuageuse empêche d'avoir une image de la signature thermique de surface du Courant Nord dans la zone des campagnes GOLTS (Desmares, communication personnelle). Même si des intrusions du Courant Nord avaient pu être repérées systématiquement, cette série temporelle tronquée n'aurait pas donné un pourcentage suffisamment représentatif.

Malgré la bonne couverture de la zone d'intrusion potentielle du Courant Nord pendant les campagnes GOLTS, les mesures effectuées ne sont pas faites en continu. Le mouillage GOLTS a alors permis d'obtenir, tout de même, un ordre de grandeur de la fréquence de ces intrusions : 53%. Pour avoir accès à une meilleure série temporelle des principales variables physiques sur le Golfe du Lion et confirmer ce pourcentage, le recours à la modélisation numérique s'est donc révélé nécessaire.

III.3. Les intrusions dans les expérimentations numériques

La variabilité et la localisation des intrusions du Courant Nord sur la partie est du plateau continental sont étudiées en utilisant les sorties de la simulation à 3km (SIM3km) du modèle SYMPHONIE sur les 6 premiers mois de l'année 2002.

III.3.1. Détection systématique des intrusions

Les intrusions du Courant Nord sont détectées systématiquement, sur la partie est du plateau continental, en calculant le flux de courant traversant l'isobathe 200m entre les localisations où sont effectuées les stations CTD 2 et 9 (figure III.31.a). De cette façon il est possible d'étudier globalement l'évolution temporelle des intrusions, au sens de la définition théorique, sur cette partie est du Golfe du Lion. Une intrusion dans le modèle est alors détectée dès que le flux dépasse le seuil 0,04 Sv, qui correspond au flux minimum des intrusions révélées dans les données de campagne en mer.

III.3.1.1. Méthode de calcul de flux de courant à travers une isobathe

L'isobathe 200m est localisée sur la bathymétrie du modèle par les coordonnées géographiques de plusieurs points la constituant (figure III.31.a). A partir de ces points, l'isobathe est divisée en plusieurs portions à travers lesquelles un flux de courant élémentaire est calculé (figure III.31.b).

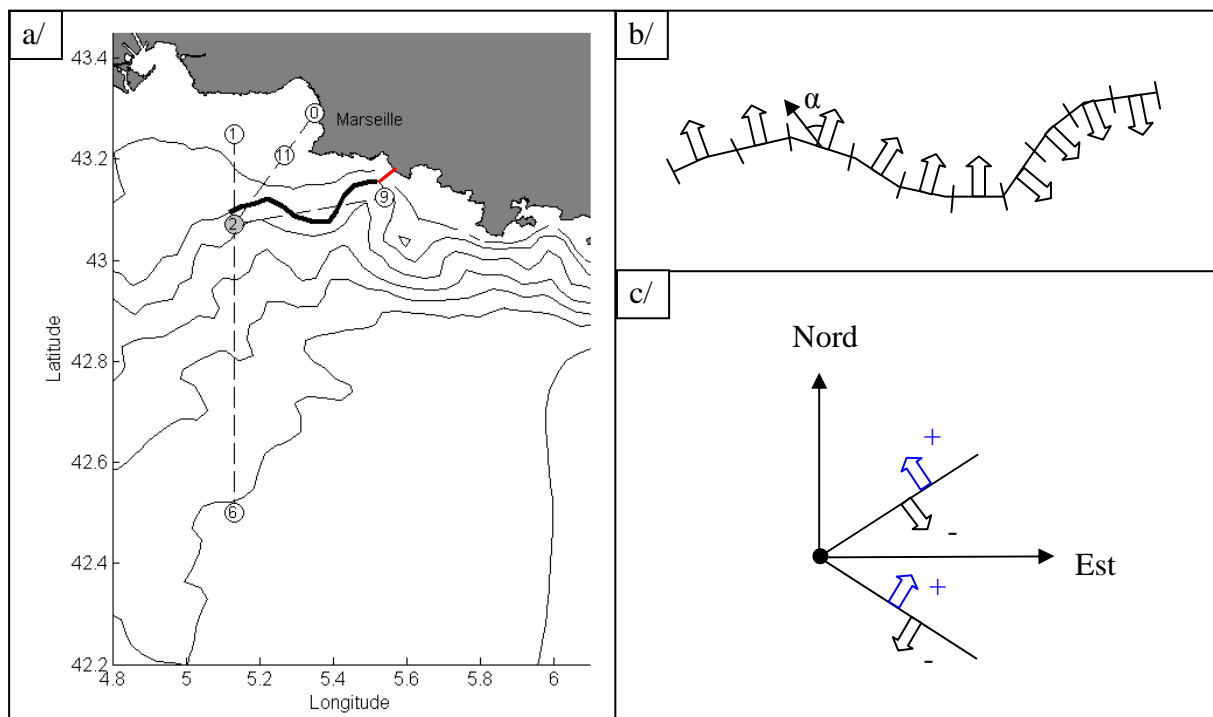


Figure III.31 : a/ carte de la bathymétrie (isobathes 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m) du modèle à 3km sur la partie est du Golfe du Lion, avec la partie d'isobathe 200m (noir épais) et la section orthogonale à la côte (rouge) à travers lesquelles sont calculés des flux de courant, b/ exemple de discrétisation sur l'horizontale de l'isobathe 200m avec les flux élémentaires représentés par des flèches pleines et l'angle α entre le courant (flèche noire) et un flux élémentaire, c/ convention de signe des flux élémentaires suivant l'orientation des portions d'isobathe.

Cependant, l'isobathe 200m définie précédemment ne passe généralement pas par les points de grille du modèle. Avant de calculer le flux, il faut donc interpoler les valeurs de vitesses (u et v) en chaque point géographique définissant l'isobathe. Pour cela, les vitesses sont d'abord interpolées verticalement puis suivant l'horizontale (annexe 3).

Les valeurs de vitesse étant à présent connues le long de l'isobathe 200m et tous les 4m de profondeur, le calcul de flux est fait suivant ce maillage, selon les deux méthodes exposées précédemment pour le calcul de flux avec les données ADCP (§ III.2.3.1 et annexe 2). Selon la méthode 1, le calcul de flux est un bilan qui somme les flux sortants (négatifs) et entrants (positifs) à travers l'isobathe 200m, d'après la convention de signe précisée sur la figure III.31.c. Selon la méthode 2, seuls les flux positifs, correspondant à une veine entrant sur le plateau, sont comptabilisés. Sur la figure III.32, il est alors logique de trouver des valeurs de flux négatives avec la méthode 1 (courbe noire) et de ne pas en trouver dans la méthode 2 (courbe rouge). Pour la méthode 1, lorsque le flux est positif, cela signifie qu'il y a globalement plus d'entrée que de sortie d'eau sur le plateau continental et dès que le seuil 0,04 Sv est atteint, cela signifie qu'une intrusion du Courant Nord se développe sur la partie est du plateau, comme pour la méthode 2.

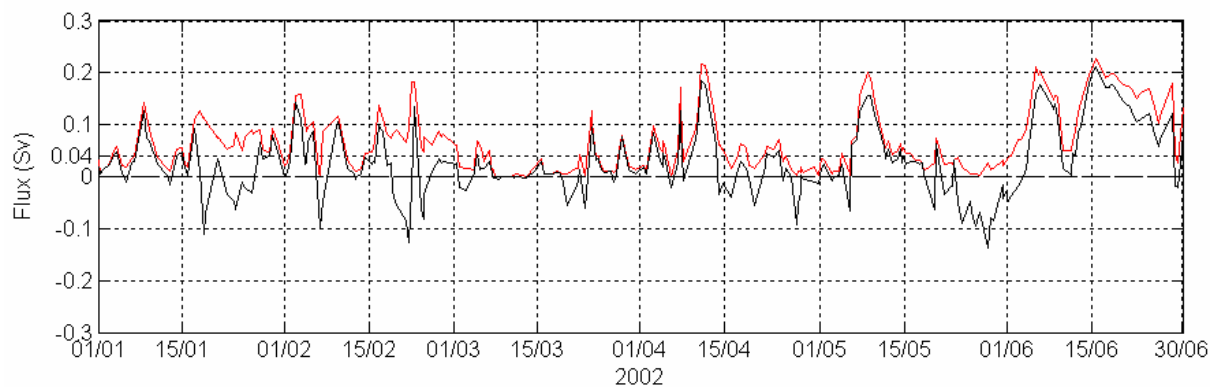


Figure III.32 : évolution temporelle, sur les 6 mois de simulation, du flux à travers l'isobathe 200 m selon la méthode 1 (noir) et la méthode 2 (rouge).

Pour la suite de l'analyse, seul le flux calculé dans le modèle selon la méthode 1 est utilisé, préférentiellement à celui de la méthode 2, puisque, dans cette dernière, comme la surface à travers laquelle le flux est calculé varie (les courants évoluant, il n'y a pas toujours le même nombre de flux positifs), la méthode ne permet pas une comparaison temporelle des valeurs de flux calculées dans le modèle. De plus, avec la méthode 1, tous les épisodes d'intrusion, mis en évidence avec la méthode 2, sont détectés. Enfin, le dernier argument est qu'avec la méthode 1, le flux des intrusions n'est sous-estimé en moyenne que de 0,02 Sv par rapport au flux calculé par la méthode 2 utilisée dans les données (figure III.32).

III.3.1.2. Amélioration du calcul de flux

Après une première observation des intrusions détectées, le constat est qu'elles sont souvent très "collées" à la côte (figure III.33). Or le calcul de flux le long de l'isobathe 200m, fait jusqu'à la station CTD 9, ne rejoint pas la côte. Le flux des intrusions modélisées peut donc être sous-estimé (figure III.33.a) et peut même amener à ne pas détecter le début d'une intrusion (figure III.33.b), voire une intrusion entière, présente dans la simulation. Pour remédier à cette sous-estimation, le flux est prolongé jusqu'à la côte en ajoutant au calcul

précèdent le flux à travers la section reliant l'extrémité de l'isobathe 200m à la côte, orthogonalement à la côte (figure III.31.a).

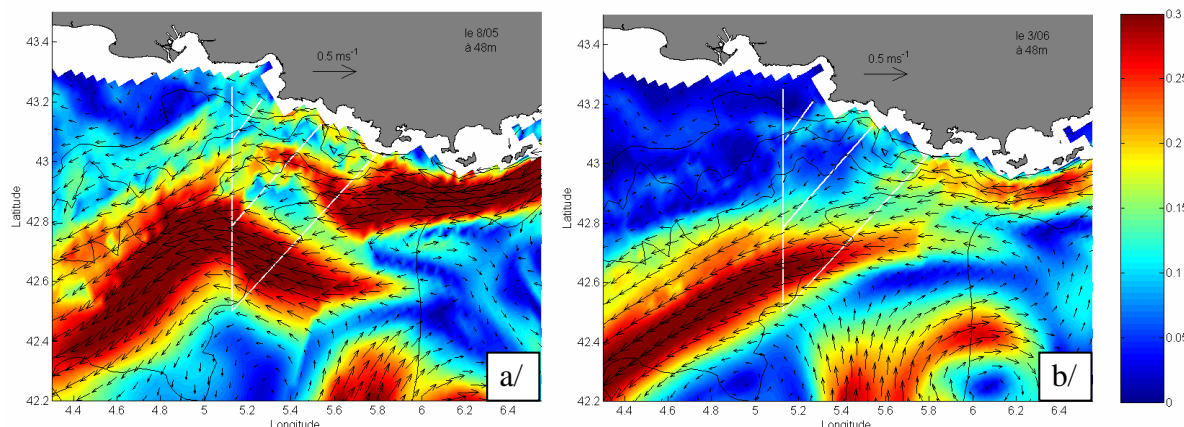


Figure III.33 : exemples d'intrusions modélisée très côtières : courants à 48 m a/ le 8 mai 2002, b/ le 3 juin 2002. Les radiales GOLTS sont indiquées en blanc et les isobathes 100, 200, 1000, 2000 et 2500 m en noir.

Avec les sorties de modèle, le flux de courant à travers une section est calculé de la même manière que la méthode 1 avec les données ADCP (§ III.2.3.1, annexe 2), c'est-à-dire dans la direction orthogonale à la section. La section est définie par un point de début, une direction par rapport au Nord et un point de fin (figure III.34). Le maillage associé à cette section est régulier : $dl = 3$ km (taille des mailles du modèle) sur l'horizontale et $dz = 4$ m sur la verticale. Comme avec le calcul de flux à travers l'isobathe 200m, une interpolation des vitesses en chaque point définissant la section est nécessaire. Ensuite le flux est calculé en projetant les vitesses dans la direction orthogonale à la section et chaque flux élémentaire obéit à la convention de signe énoncée précédemment. Ce calcul de flux permet, comme le flux à travers l'isobathe, de dire si globalement le flux de courant à travers la section est entrant ou sortant.

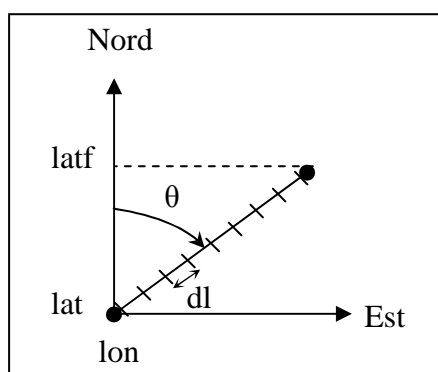


Figure III.34 : schéma d'une section rectiligne à travers laquelle un flux de courant est calculé, les paramètres définissant la section sont indiqués : son point de départ (lat, lon) et son point d'arrivée (latf), son orientation par rapport au nord (θ) et l'échantillonnage horizontal (dl).

Le flux utilisé pour caractériser une intrusion ou un export d'eau à travers le plateau est donc la somme du flux de l'isobathe 200m et du flux de la section jusqu'à la côte. Dans la suite, ce nouveau flux est appelé "flux total". La figure III.35 montre qu'il permet, comme attendu, d'améliorer la quantification du flux des intrusions et de détecter des intrusions qui ne l'étaient pas avec le seul flux à travers l'isobathe 200m (flèches noires).

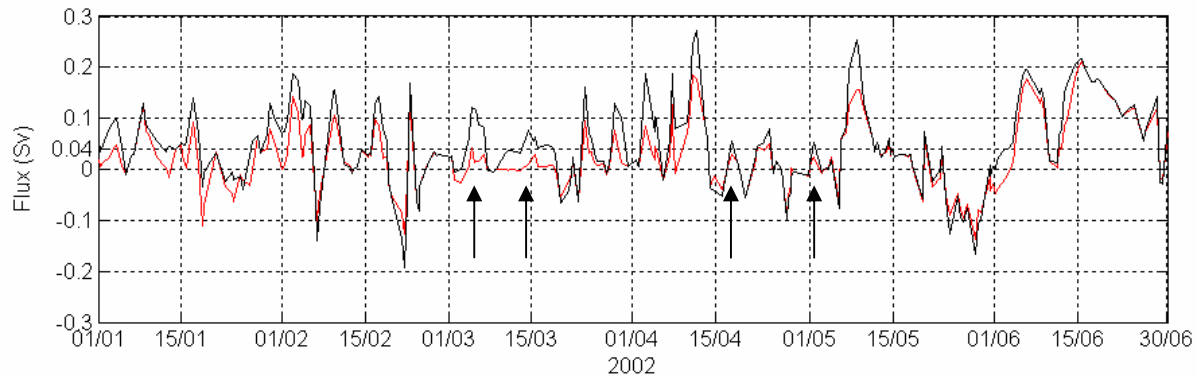


Figure III.35 : Comparaison du flux à travers l'isobathe 200m (rouge) et du flux total (noir). Le seuil de 0,04 Sv, de détection des intrusions, est indiqué en pointillés. Les flèches indiquent les 4 intrusions supplémentaires détectées par le calcul de flux total.

III.3.2. Description spatiale des intrusions modélisées

Sur les 6 mois de simulation de janvier à juin 2002, 22 intrusions sont détectées (tableau III.6). Les deux pics de flux dépassant le seuil de détection des intrusions le 9 janvier et le 22 février ne sont pas de réelles intrusions. L'analyse des courants montre que ce sont des tourbillons cycloniques côtiers distincts du Courant Nord. Ils ne sont donc pas comptabilisés dans les 22 intrusions.

III.3.2.1. Classification

Comme avec les données des campagnes GOLTS, deux familles d'intrusions peuvent être distinguées : intrusion par empiètement de la veine principale du Courant Nord (E dans le tableau III.6) et intrusion d'une veine séparée de la veine principale du Courant Nord (VS dans le tableau III.6). Toutes les intrusions modélisées, sauf 4, se produisent sous forme de veines séparées.

La simulation SIM3km reproduit bien de nombreux méandres du Courant Nord mais ceux-ci, contrairement à certains méandres observés dans les données *in situ*, ne franchissent pas l'isobathe 200m entre le canyon du Planier et le canyon de Cassis. Trois cas de franchissement d'un méandre ont été repérés, en amont, dans le canyon de La Ciotat et sur le banc des Blauquières (figure III.36.a). Tous ces cas d'empiètement de la veine principale du Courant Nord génèrent une intrusion d'une veine séparée (figure III.36.a). Ceci confirme ce qui a été envisagé avec les données *in situ*, que le franchissement de l'isobathe 200m par un méandre du Courant Nord peut provoquer la formation d'une veine secondaire intrusive. Le quatrième cas d'empiètement du Courant Nord, en juin 2002, ne semble pas être dû à un méandre du courant mais plutôt au Courant Nord, lui-même, anormalement collé à la côte et traversant les accidents topographiques comme s'il ne ressentait plus leur effet (figure III.36.b et c). De ce fait, le bord interne du Courant Nord empiète dans le canyon de La Ciotat, sur le banc des Blauquières et sur la zone située entre les canyons du Planier et de Cassis (figure III.36.b).

Les intrusions d'une veine séparée peuvent se présenter sous forme de veines plus ou moins côtières et plus ou moins diffuses (tableau III.6). De la même façon que dans les données *in situ*, ces intrusions peuvent être séparées de la veine principale du Courant Nord par une zone sans courant (figure III.36.c) ou par la présence d'un courant Est, dû dans cet exemple à un tourbillon anticyclonique (figure III.36.d).

	Date	Localisation	Type	Durée	Flux max	Date du max
I1	1-4 janvier	OBB- CC/côte	VS	4j	0,1	04/01
I2	15-16 janvier	OBB- CC/côte	VS puis méandre	2j	0,14	16/01
I3	27 janvier	CP	VS	1j	0,07	27/01
I4	29 janvier au 5 février	CLC-BB et CC/côte CLC-BB et CP/CC CLC-BB et CP	E+VS	8j	0,19	02/02
I5	9 février	OBB et CP	VS	1j	0,15	09/02
I6	16-18 février	CP	VS	3j	0,14	17/02
I7	4-7 mars	CT, CLC-OBB et CC/côte	VS	4j	0,12	05/03
I8	14-15 mars	OBB - CC/côte	VS	2j	0,08	14/03
I9	24-mars	OBB-CC/côte + diffus CP/CC	VS diffuse	1j	0,16	24/03
I10	28-30 mars	CT, CLC et CC/côte	VS	3j	0,13	28/03
I11	3-5 avril	CT, CLC, BB et CC/côte	VS	3j	0,19	03/04
I12	7-8 avril	CT, CLC, OBB et CP	VS	2j	0,19	07/04
I13	10-13 avril	BB, CC/côte et CP/CC puis diffus	E+VS	4j	0,27	11/04
I14	17 avril	CLC, CC/côte et CP	VS	1j	0,06	17/04
I15	24 avril	CP - GOLTS	VS	1j	0,08	24/04
I16	1 mai	OBB	VS	1j	0,05	01/05
I17	6-9 mai	CT, CLC, OBB et diffus CLC, BB et fort CC/côte diffus puis CP	E+VS	4j	0,25	08/05
I18	14 mai	CP et CLC	VS	1j	0,06	14/05
I19	20 mai	diffus surface en GOLTS	VS	1j	0,07	20/05
I20	23 mai	fin le long de la côte par CLC	VS	1j	0,04	23/05
I21	3-10 juin	CLC et BB diffus et ~CP	VS	8j	0,2	06/06
I22	12-28 juin	CLC, BB puis diffus très diffus, CP/CC et CP diffus depuis CLC	VS E E+VS	17j	0,22	15/06

Tableau III.6 : Les 22 intrusions détectées dans le modèle sont décrites par leur date d'occurrence, l'endroit du plateau où elles se produisent (CC : canyon de Cassis, (O)BB : (ouest) banc des Blauquières, CP : canyon du Planier, CLC : canyon de La Ciotat, CT : canyon de Toulon, CC/côte : entre le CC et la côte, CP/CC : entre les canyons du Planier et de Cassis), le type d'intrusion (VS : veine séparée, E : empiètement du Courant Nord), leur durée, leur flux maximum et la date à laquelle ce flux est atteint.

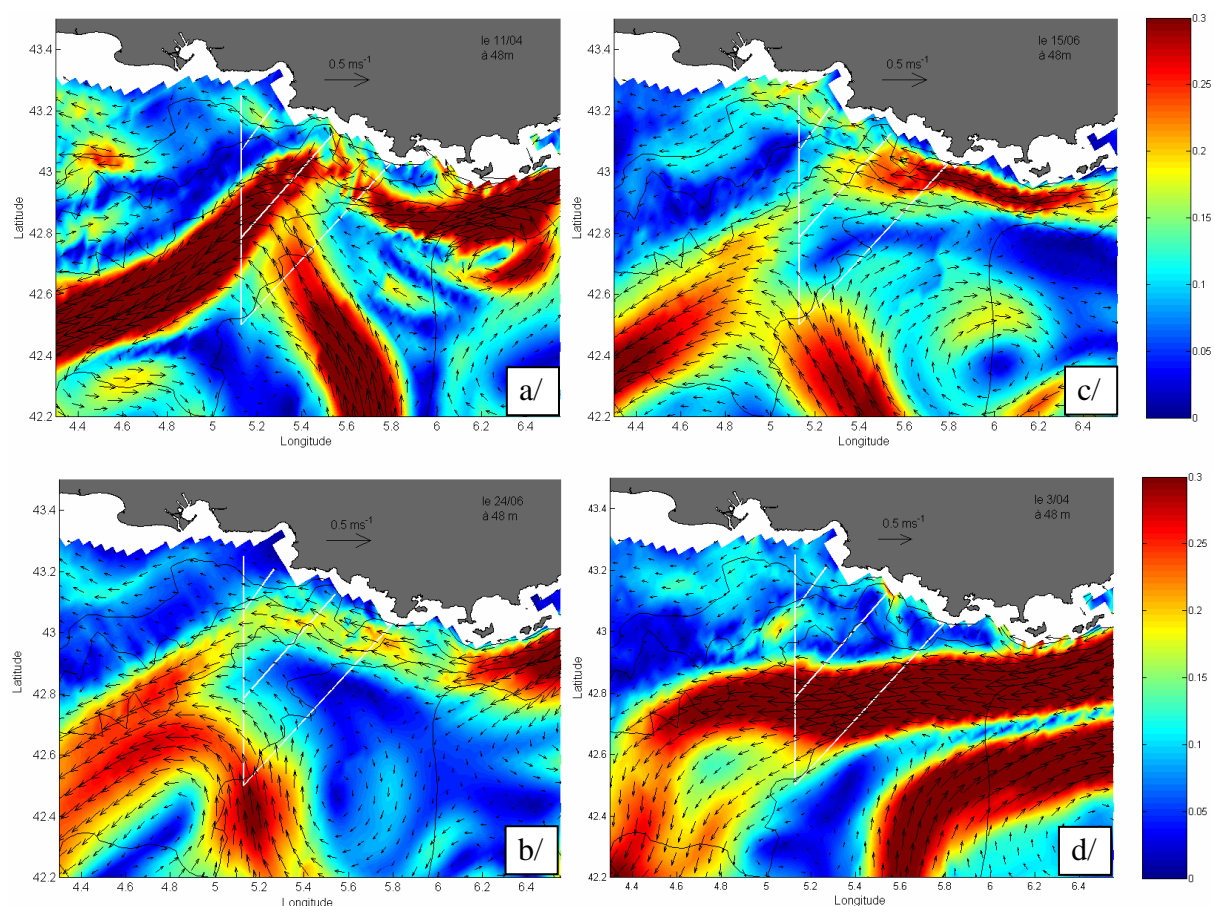


Figure III.36 : Courants modélisés à 48 m les a/ 11 avril, b/ 24 juin (exemple d'un empiètement entre les canyons du Planier et de Cassis), c/ 15 juin et d/ 3 avril 2002 (intrusion d'une veine séparée par un tourbillon anticyclonique). Les radiales GOLTS sont indiquées en blanc et les isobathes 100, 200, 1000, 2000 et 2500 m en noir.

III.3.2.2. Localisation

La modélisation permet de repérer géographiquement à quel endroit du talus l'intrusion pénètre sur le plateau, ce qui était difficilement faisable avec les données de campagne en mer.

Les sorties de la simulation SIM3km confirment ce qui était pressenti dans les mesures *in situ*. Les intrusions peuvent se produire en différents endroits (tableau III.6) : par le canyon de La Ciotat, par le banc des Blauquières, ou par le canyon du Planier, sachant qu'on peut avoir simultanément 2 ou 3 de ces cas (figure III.36.d). Certaines veines séparées entrant sur le plateau par le canyon de La Ciotat semblent même parfois fusionner avec une veine ayant franchi en amont l'isobathe 200m à l'ouest de la presqu'île de Giens, par le canyon de Toulon (figure III.36.a et d). La plupart des méandres modélisés franchissent l'isobathe 200m principalement par le canyon de La Ciotat et le banc des Blauquières et plus rarement entre les canyons du Planier et de Cassis. Les intrusions se produisant dans le canyon de La Ciotat et sur le banc des Blauquières poursuivent alors leur chemin en longeant la côte et passent par la portion de plateau située entre la tête du canyon de Cassis et la côte.

III.3.3. Fréquence et variabilité des intrusions

Etant donné le pas de temps irrégulier des sorties du modèle, en moyenne de 14h (mais pouvant aller de 20 minutes à 2 jours, dans quelques rares cas), les flux sont interpolés de manière à avoir une valeur de flux toutes les 3 heures. La moyenne des flux sur les 6 mois est presque inchangée, elle passe de 0,044 Sv à 0,047 Sv, soit une variation de $\sim 7\%$. Il en est de même pour les valeurs extrêmes. En utilisant le seuil de 0,04 Sv, les intrusions sont alors détectées 49% du temps sur les 6 mois de simulation, à raison de 3 à 4 intrusions par mois en moyenne.

Les 22 intrusions détectées ont une durée moyenne de 3 jours $\frac{1}{2}$, allant de 1 jour à 17 jours maximum (tableau III.6). Comme nous le verrons plus tard (§ III.3.4.3), la durée de 17 jours pour l'intrusion de mi-juin 2002 n'est pas réaliste. Il y a une surestimation de cette durée par rapport à celle de 6 jours de l'intrusion mesurée lors de la campagne GOLTS de juin 2002 et nous verrons dans le chapitre IV que ce résultat sera amélioré en raffinant le maillage. Une évolution, sur quatre jours, similaire à celle de l'intrusion de décembre 2004 dans les données GOLTS est constatée avec l'intrusion I4 fin janvier, début février 2002. Dans ce cas, l'hypothèse sur l'évolution d'un empiètement en une veine séparée est donc validée par la modélisation.

Les 3 maxima relatifs les plus importants sont obtenus par ordre décroissant : le 11 avril avec 0,27 Sv (figure III.36.a), le 8 mai avec 0,25 Sv (figure III.33.a) et le 15 juin avec 0,22 Sv (figure III.36.c). Ces 3 intrusions maximales correspondent à l'empiètement d'un méandre du Courant Nord sur le banc des Blauquières, comme dans les données *in situ*. Cependant, ces maxima sont plus faibles que ceux des données *in situ*. Ceci est dû au fait que les sorties de modèle n'échantillonnent pas la période allant de la fin de l'automne à l'hiver, période où les intrusions maximales sont observées dans les données *in situ*. Ulses (2005), avec une modélisation numérique réaliste de la circulation du Golfe du Lion, a d'ailleurs calculé, en faisant un bilan des échanges côte-large, un flux intrusif élevé de 0,48 Sv sur une section à l'est du plateau, 8 jours avant le maximum des données GOLTS (le 4 décembre 2003), au moment d'une tempête de vent d'Est / Sud-Est. De plus, dans notre simulation, les méandres du Courant Nord modélisés n'empiètent que rarement directement sur le plateau continental entre les canyons du Planier et de Cassis, ce qui pourrait réduire l'intensité de leur flux et expliquer pourquoi un flux maximal n'est pas obtenu même en janvier.

Par contre, ces maxima sont des valeurs de flux élevées pour la période à laquelle ils sont obtenus. De telles valeurs ne sont pas atteintes dans les données *in situ* ni au printemps ni en été. En effet pendant les campagnes GOLTS d'avril-juin, les flux intrusifs ne dépassent pas les 0,15 Sv. Il semble qu'il y ait une surestimation des intrusions du modèle en période stratifiée. Cette surestimation pourrait venir d'un mauvais positionnement du Courant Nord trop près de la côte à cette période de l'année dans le modèle. Cette différence de flux entre les données et le modèle pourrait aussi être due, à l'inverse, à la sous-estimation du flux dans les données puisque le calcul de flux n'est pas fait jusqu'à la côte, aucune radiale GOLTS ne l'atteignant.

Quant aux minima, 36% (8/22) des intrusions sont obtenues avec un flux inférieur à 0,1 Sv. Ce sont toutes des intrusions d'une veine séparée du Courant sans empiètement de ce dernier sur le plateau.

III.3.4. Comparaison avec les données de la campagne GOLTS : 11-16 juin 2002

III.3.4.1. Validation hydrologique

En juin 2002, durant la première partie de la campagne GOLTS, des conditions d'upwelling, suite à un fort Mistral, dominaient au bord de la côte, en face du massif des calanques (figure III.37.a). Un tel upwelling est bien reproduit par le modèle, de même sont plutôt bien reproduits les autres upwellings sur le pourtour du Golfe du Lion avec les filaments d'eau froide se propageant au large (figure III.37.b).

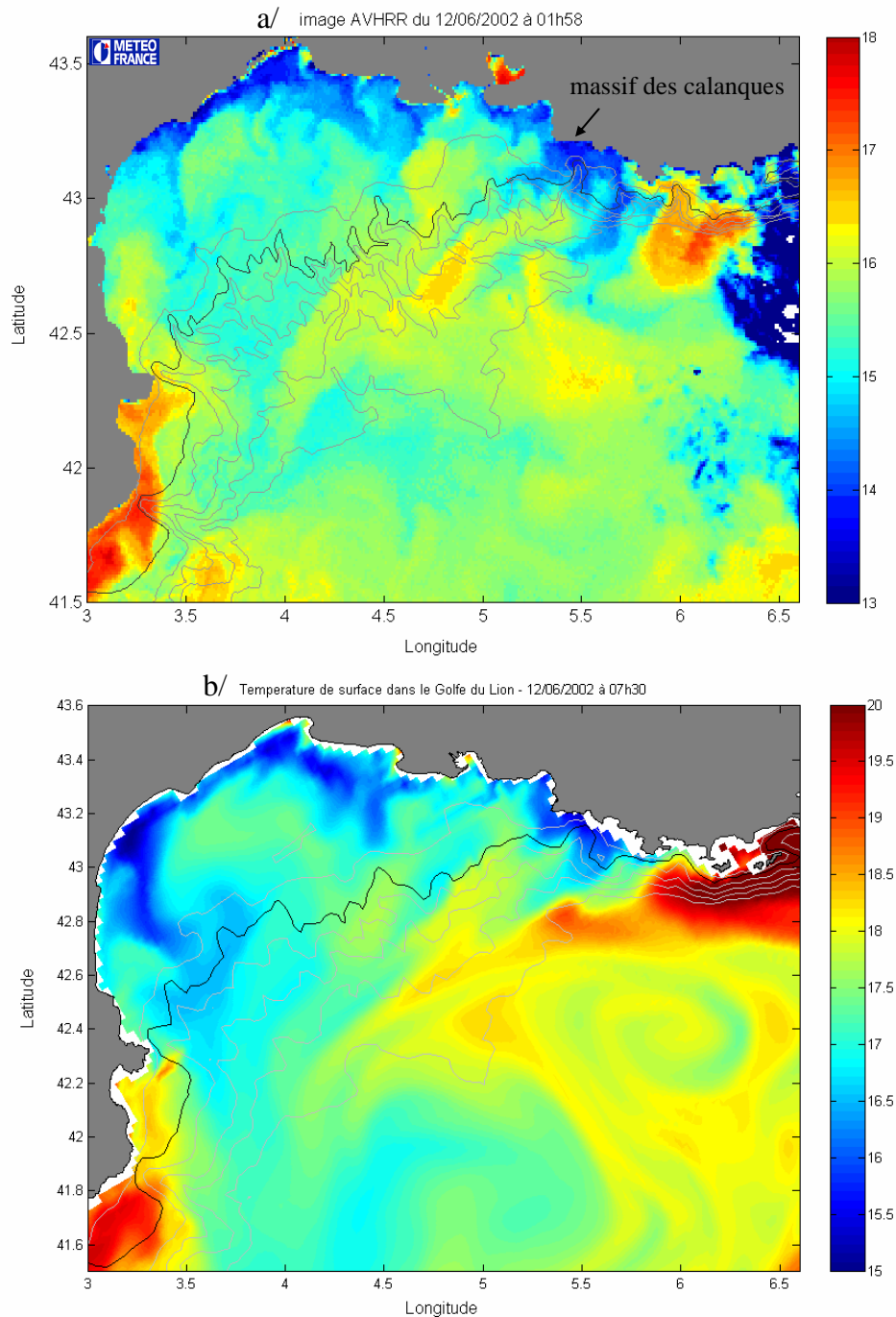


Figure III.37: a/ image AVHRR de température relative de surface du 12/06/2002 à 1h58, les nuages sont en bleu foncé (en haut à droite), b/ carte de température de surface modélisée le 12/06/2002 à 7h30. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500 et 2000 m sont indiquées.

III.3.4.2. Variabilité spatiale des courants:

Schéma de circulation du 11 au 16 juin 2002

Cette étude comparative est réalisée pour les courants à 48m de profondeur, profondeur à laquelle le vent n'influence plus directement les courants.

Du 11 au 16 juin, sur la section 6-7, le modèle reproduit bien les deux veines NO détectées par l'ADCP de coque du Téthys II (figure III.38). De plus, une intrusion est bien reproduite par le modèle sur la période des données de campagne.

Par contre, contrairement aux données, le Courant Nord modélisé est très proche de la côte sur la radiale 6-7 au large de Cap Sicié (figure III.38). En effet, le modèle ne reproduit pas le courant de Sud-Est détecté dans les données *in situ* entre la côte et le Courant Nord.

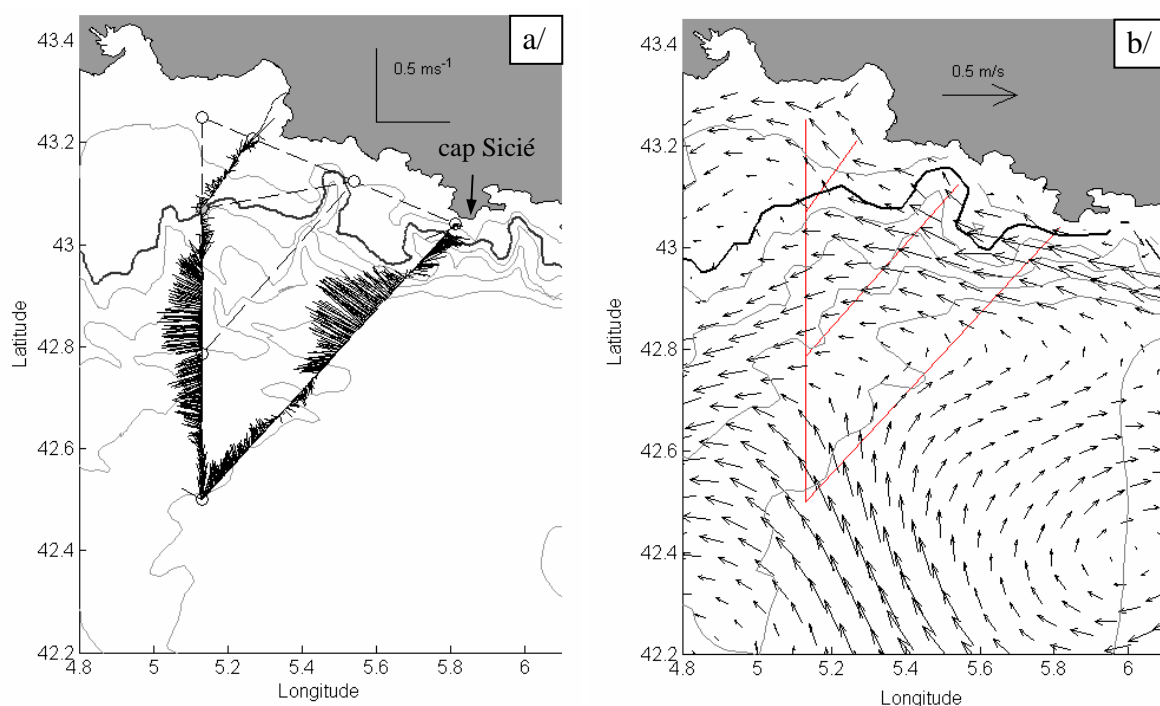


Figure III.38 : a/ courants mesurés par l'ADCP de coque à 48m le 16/06/2002 entre minuit et 13h, b/ courants modélisés à 48m de profondeur le 16/06/2002 à 6h15. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont indiquées en noir.

Présence d'oscillations d'inertie

L'oscillation d'inertie détectée dans les mesures *in situ* (§ III.2.4) est aussi bien reproduite par la simulation SIM3km. En effet, grâce à des sorties numériques régulières (pas de temps de 30 minutes) réalisées avec la simulation SIM3km en un point fixe : l'emplacement du mouillage GOLTS, plusieurs oscillations d'inertie sont mises en évidence sur le mois de juin 2002 (figure III.39). Une oscillation d'inertie apparaît le 5 juin, déclenchée par un fort vent d'Est (> 10 m/s, figure III.39.d). Ce vent d'Est est suivi de deux épisodes de Mistral qui, à leur tour, génèrent des oscillations d'inertie visibles jusqu'au 15 juin 2002 vers minuit.

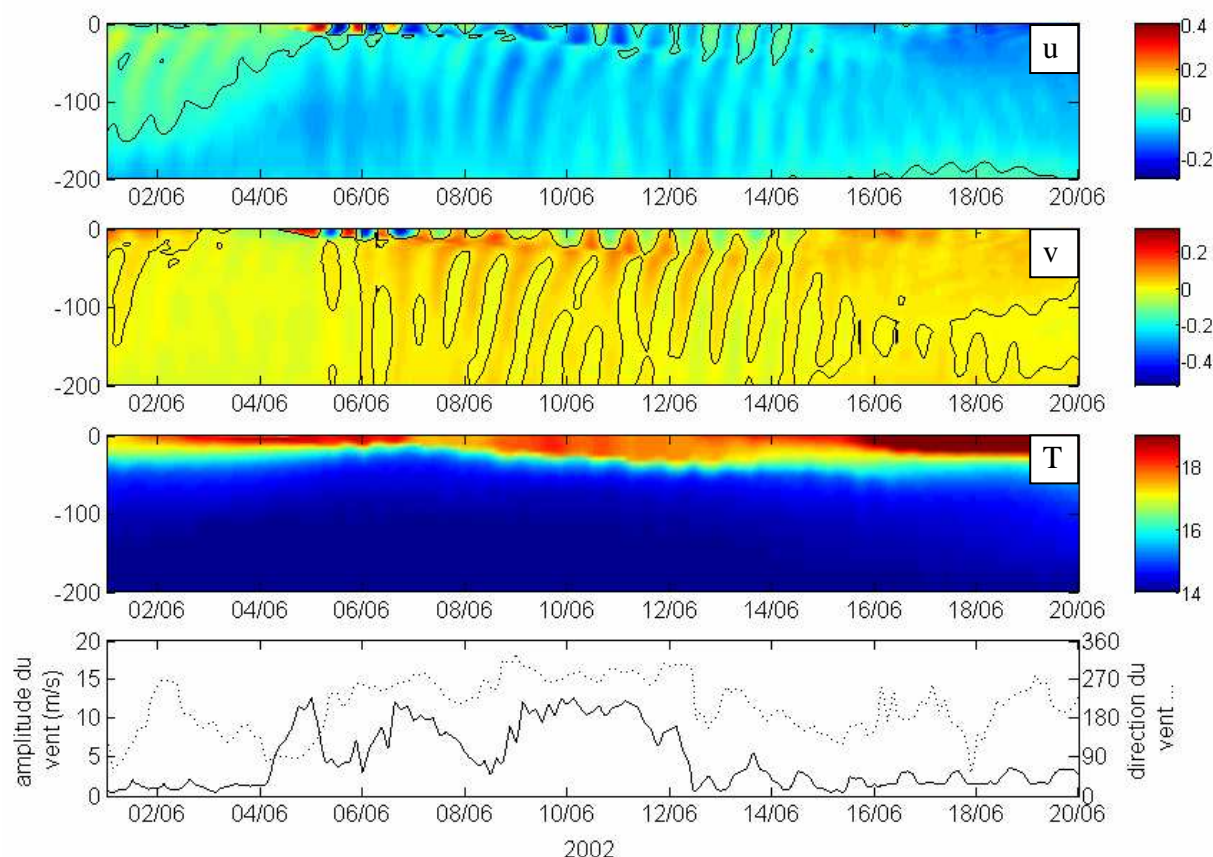


Figure III.39 : De haut en bas : séries temporelles au mouillage GOLTS sur le mois de juin 2002 de profils verticaux : de la composante ouest-est puis de la composante nord-sud des courants modélisés, et de la température ; et de la direction (pointillés) et de l'amplitude du vent (trait plein).

L'inclinaison des isotachs (figure III.39.a et b) est une manifestation de la propagation vers le bas de l'énergie inertielle d'après Tintoré et al. (1995), tandis que Petrenko et al. (2005) la liaient à la baroclinicité du Courant Nord.

III.3.4.3. Flux de l'intrusion modélisée

Pour étudier le réalisme du modèle par rapport à la reproduction d'intrusions du Courant Nord, les flux de courant sont calculés, selon la méthode 1, à travers les radiales réalisées par le navire pendant la campagne GOLTS de Juin 2002 et précisés dans le tableau III.7. Deux valeurs de flux sont indiquées pour les données GOLTS, la première est obtenue en utilisant la même méthode de flux que pour le modèle, ce qui permet de comparer directement avec le flux des intrusions modélisées, la deuxième valeur est juste un rappel des valeurs optimales du flux. Deux valeurs de flux sont aussi indiquées pour les sorties de la simulation 3km, la valeur sur 8-200m est utilisée pour comparer directement avec les données GOLTS et la deuxième valeur, entre 0 et le fond, permet de quantifier complètement la veine intrusive, car la bathymétrie du modèle est plus profonde que dans la réalité (au mouillage GOLTS, il y a 315m de fond au lieu de 165m), et d'avoir ainsi le flux maximal.

A la fin du Mistral, une intrusion apparaît avec un flux de 0,03 Sv puis se développe pour atteindre un flux maximum de 0,17 Sv (à 0,18 Sv quand on calcule le flux sur toute la profondeur) le 15 juin. Dans les données, le flux maximum est aussi atteint le 15 juin avec une plus faible valeur de 0,11 Sv. Du 15 au 16 juin, l'intrusion mesurée *in situ* diminue jusqu'à

0,04 Sv alors que l'intrusion modélisée a toujours un flux élevé à 0,15 Sv et elle persiste jusqu'au 28 juin.

Il semble donc, en comparant les calculs de flux faits sur la même épaisseur, que le modèle surestime le flux de l'intrusion du Courant Nord sur le plateau et que cette intrusion dure trop longtemps. Ce défaut du modèle est dû à un Courant Nord trop près de la côte (figure III.38) et pas assez profond, comme le montrera une analyse présentée au chapitre IV.

		Juin 2002				
radiales		1-66a	1-66b	2-11a	11-2a	2-0a
		43,07-43,25	43,07-43,25	tout	tout	tout
date - données		11/06 17h-18h20	13/06 13h30-15h	15/06 9h40-11h	15/06 11h-12h30	16/06 10h45-13h
date - modèle		11/06 à 16h	13/06 à 7h	15/06 à 7h40	15/06 à 15h40	16/06 à 6h15
données GOLTS	flux (Sv) comme modèle	0,05	0,08	0,11	0,11	0,04
	flux (Sv) méthode 2	0,07	0,09	0,11	0,11	0,05
SIM3km	flux (Sv) 8-200m	0,03	0,12	0,16	0,17	0,15
	flux (Sv) 0-fond	0,03	0,13	0,17	0,18	0,16

Tableau III.7 : tableau comparatif de quatre valeurs de flux pour le mois de juin 2002 : deux pour les données GOLTS et deux pour les sorties numériques SIM3km.

III.4. En résumé

Les intrusions du Courant Nord sur la partie est du plateau continental existent et sont souvent observées. La modélisation numérique réaliste, sur les 6 premiers mois de l'année 2002 (SIM3km), montre que des intrusions se produisent en moyenne 3 à 4 fois par mois. Les mesures de campagnes en mer révèlent qu'il existe plusieurs types d'intrusion : les intrusions d'une veine séparée du Courant Nord et les intrusions d'une partie de la veine principale du Courant Nord. La simulation SIM3km confirme que les intrusions ont tendance à pénétrer sur le plateau, préférentiellement, par le canyon de La Ciotat, le banc des Blauquières, et le canyon du Planier et quelques rares fois entre le canyon du Planier et le canyon de Cassis.

La haute fréquence de ce phénomène d'intrusion n'implique pas qu'il y ait toujours intrusion et que ce soit un état normal du Courant Nord. L'occurrence, à différents moments, de divers processus physiques menant à la génération d'intrusions pourrait aussi augmenter le recensement d'intrusions sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion. Ceci nous amène à nous interroger, dans le chapitre suivant, sur la nature des processus physiques entraînant la rupture de la contrainte géostrophique du Courant Nord.

Chapitre IV

Vers une meilleure compréhension des
intrusions du Courant Nord

IV- Vers une meilleure compréhension des intrusions

Pour étudier les mécanismes responsables de la génération des intrusions du Courant Nord, une étude de l'équation de vorticité moyennée sur la verticale est réalisée pour identifier les termes permettant au Courant Nord de rompre la contrainte géostrophique, de se découpler des contours f/h . La variabilité des intrusions est ensuite comparée avec celle des termes alors identifiés, et d'autres causes possibles sont discutées.

IV.1. Equation de la vorticité moyennée et dimensionnement

Dans les données de campagne en mer, des intrusions ont été détectées à de nombreuses reprises. Il est donc légitime de se demander si ces intrusions ne sont pas un état normal de la circulation du Golfe du Lion. Pour répondre à cette interrogation, il est nécessaire de revenir aux équations de base qui régissent le mouvement d'un fluide géophysique.

IV.1.1. Intrusion : état normal ou anormal ?

Dans le cadre des approximations de Boussinesq et de l'hydrostatique, les équations de la quantité de mouvement peuvent s'écrire :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) \vec{u} + f \vec{k} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho_0} \vec{\nabla} p + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \\ \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \end{array} \right.$$

$\vec{u} = (u, v)$ est le vecteur vitesse horizontal, $\vec{\nabla}$ est l'opérateur gradient horizontal, le paramètre de Coriolis est défini par : $f = 2\Omega \sin \Phi$ (Ω est la vitesse de rotation terrestre, Φ la latitude), \vec{k} est le vecteur unitaire vertical ascendant, ρ et ρ_0 sont respectivement la masse volumique et la masse volumique de référence, p est la pression, et $\vec{\tau} = (\tau_x, \tau_y)$ est la tension de cisaillement.

Comme le nombre de Rossby est de l'ordre de 10^{-1} dans le Courant Nord, on néglige les termes d'advection. Les équations deviennent alors :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + f \vec{k} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho_0} \vec{\nabla} p + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \end{array} \right. \quad (IV.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (IV.2)$$

En intégrant l'équation (IV.2) d'une profondeur z à la surface libre η , on obtient l'expression de la pression hydrostatique suivante :

$$p = P_s + \int_z^\eta \rho g dz' \quad (IV.3)$$

avec P_s la pression à la surface de l'océan.

En moyennant sur la verticale l'équation (IV.1), on obtient :

$$\frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} dz + \frac{f}{H} \int_{-h}^{\eta} \bar{k} \times \bar{u} dz = -\frac{1}{H\rho_0} \int_{-h}^{\eta} \bar{\nabla} p dz + \frac{[\bar{\tau}^{(s)} - \bar{\tau}^{(b)}]}{H\rho_0} \quad (\text{IV.4})$$

où h est la profondeur de l'océan, H représente la profondeur totale ($H=h+\eta$), puis $\bar{\tau}^{(s)}$ et $\bar{\tau}^{(b)}$ respectivement les tensions de cisaillement en surface et au fond.

Or, en utilisant la définition de la pression hydrostatique (IV.3) et en appliquant la formule de Leibniz, qui relie la différentielle de l'intégrale d'une fonction à l'intégrale de la différentielle de la fonction, puis en intégrant par parties, on obtient pour l'intégration sur la verticale du gradient de pression horizontal (détails du calcul en annexe 4) :

$$\int_{-h}^{\eta} \bar{\nabla} p dz = g \bar{\nabla} \left(\int_{-h}^{\eta} \rho z dz \right) + gh \bar{\nabla} \left(\int_{-h}^{\eta} \rho dz \right) + H \bar{\nabla} P_s \quad (\text{IV.5})$$

L'équation de tendance de vorticité du courant moyenné sur la verticale s'obtient en appliquant l'opérateur $(\bar{k} \cdot \bar{\nabla} \times)$ à l'équation (IV.4) et en utilisant la relation (IV.5), ce qui donne :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} + \bar{k} \cdot \bar{\nabla} \times \left(\frac{1}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} [\bar{u} - \bar{u}_\eta] \right) - \frac{f}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \beta \bar{v} - \frac{f}{H} \bar{u} \cdot \bar{\nabla} H = \\ J \left(\chi, \frac{1}{H} \right) + J \left(\frac{g}{\rho_0} \int_{-h}^{\eta} \rho dz, \frac{h}{H} \right) + \bar{k} \cdot \bar{\nabla} \times \left[\frac{\bar{\tau}^{(s)} - \bar{\tau}^{(b)}}{\rho_0 H} \right] \end{aligned}$$

$\bar{\xi}$ représente la vorticité du courant moyenné sur la verticale selon la notation de Mertz and Wright (1992), elle est définie par : $\bar{\xi} = \frac{\partial}{\partial x}(\bar{v}) - \frac{\partial}{\partial y}(\bar{u})$, $\bar{u} = (\bar{u}, \bar{v})$ où $\bar{u} = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} u dz$ et $\bar{v} = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} v dz$ sont les vitesses moyennées sur la profondeur, $\bar{u}_\eta = (u(x, y, \eta), v(x, y, \eta))$, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$. Le Jacobien J est défini par $J(a, b) = \frac{\partial a}{\partial x} \cdot \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial a}{\partial y} \cdot \frac{\partial b}{\partial x}$, et l'anomalie d'énergie potentielle par : $\chi = \frac{g}{\rho_0} \int_{-h}^{\eta} \rho z dz$.

La composante verticale de l'opérateur rotationnel $(\bar{k} \cdot \bar{\nabla} \times)$ est notée, dans ce qui suit, rot_z .

En régime stationnaire, l'équation de vorticité de l'écoulement moyenné sur la verticale se réduit à :

$$\underbrace{\beta \bar{v}}_{\text{I}} - \underbrace{\frac{f}{H} \bar{u} \cdot \bar{\nabla} H}_{\text{II}} = \underbrace{J \left(\chi, \frac{1}{H} \right)}_{\text{III}} + \underbrace{J \left(\frac{g}{\rho_0} \int_{-h}^{\eta} \rho dz, \frac{h}{H} \right)}_{\text{IV}} + \underbrace{\text{rot}_z \left[\frac{\bar{\tau}^{(s)} - \bar{\tau}^{(b)}}{\rho_0 H} \right]}_{\text{V}} \quad (\text{IV.6})$$

Les termes I et II viennent du terme de Coriolis.

L'équilibre entre le terme I et le terme V correspond à celui de Sverdrup qui explique un certain nombre de caractéristiques de la circulation à l'échelle des bassins océaniques,

notamment le forçage de la circulation méridienne barotrope par le rotationnel de vent. Ici, on néglige dans une première approche le terme en β (approximation de plan f) du fait de l'ordre de grandeur du terme I (10^{-12}) devant le terme II (10^{-9}).

Le terme II de l'équation (IV.6), en négligeant le gradient horizontal de η (au maximum quelques cm pour 100 km, soit $\sim 10^{-7}$) devant celui de h (au minimum quelques dizaines de m pour 10 km, soit $\sim 10^{-3}$), devient : $-\frac{f}{H}\vec{u}\cdot\vec{\nabla}h$ et permet d'exprimer le comportement du

courant par rapport aux isobathes en fonction des sources de vorticité du membre de droite. Sans les termes sources à droite de l'équation, on retrouve que le courant est orthogonal au gradient de h , c'est-à-dire qu'il suit les isobathes.

Les termes III et IV résultent de la transformation du terme de gradient de pression.

Le terme III est le terme classique, utilisé dans les études de circulation grande échelle en approximation "toit-rigide" (e.g., Sarkisyan and Ivanov, 1971 ; Huthnance, 1984 ; Mertz and Wrigth, 1992), représentant l'effet JEBAR, qui signifie "Joint Effect of Baroclinicity and Relief". Il est défini comme le Jacobien de l'énergie potentielle et de l'inverse de la profondeur. Il traduit l'interaction du champ de densité avec la pente du fond.

De même, le terme IV est une autre contribution du champ de densité intégré sur la verticale à la source de vorticité pour la composante barotrope du courant. Ce terme n'existe que parce que les variations de la surface libre sont prises en compte dans notre étude.

Les termes III et IV pourraient alors être désignés par l'appellation générale : GJEBAR pour "General Joint Effect of Baroclinicity and Relief" (Dippner (1998) a aussi ces deux termes).

Le terme V représente les contributions du rotationnel de la tension de vent et de la tension de fond à la source de vorticité.

En utilisant le transport $\vec{U} = H\vec{u}$ plutôt que le courant moyenné sur la verticale, l'équation (IV.6) peut s'écrire :

$$\vec{U}\cdot\vec{\nabla}\left(\frac{f}{H}\right) = J\left(\chi, \frac{1}{H}\right) + J\left(\frac{g}{\rho_0}\int_{-h}^{\eta}\rho dz, \frac{h}{H}\right) + rot_z\left[\frac{\vec{\tau}^{(s)} - \vec{\tau}^{(b)}}{\rho_0 H}\right] \quad (IV.7)$$

Dans le cas d'un océan homogène ou de celui d'un océan où les surfaces d'égale énergie potentielle et d'égale densité intégrées sur la verticale coïncident, lorsque interceptées avec les plans horizontaux, avec les isobathes, le terme GJEBAR s'annule. Et, en l'absence de vent et en négligeant les frottements sur fond, on retrouve que le transport est orthogonal aux contours f/H ; ou encore, en exprimant le terme de gauche de l'équation (IV.7) comme

$-\frac{f}{H^2}\vec{U}\cdot\vec{\nabla}h$, d'après les approximations précédentes, on retrouve que le transport se fait le long des isobathes.

Il est donc nécessaire d'avoir un forçage extérieur qui maintienne les sources de vorticité du second membre pour que le courant barotrope traverse les contours géostrophiques f/H , en d'autres termes les isobathes et s'introduise sur un plateau continental. Les intrusions du Courant Nord ne peuvent donc pas être considérées comme un état normal du courant et c'est pourquoi nous nous intéressons, dans ce chapitre, aux processus qui peuvent les déclencher.

Remarques :

1/ Comme le précisent Slordal and Weber (1996), l'effet JEBAR peut être relié à des termes différents suivant les équations utilisées pour obtenir l'équation de vorticité : les équations du mouvement moyennées ou celles du mouvement intégrées sur la verticale.

Avec les équations du mouvement intégrées, le premier terme du membre de droite de l'équation (IV.5) n'intervient plus dans le terme GJEBAR, seul le second est maintenu. De plus, le troisième terme, celui du gradient de pression de surface, ne disparaît plus. On obtient alors, en régime stationnaire, comme équivalent à l'équation (IV.6), pour l'équation de vorticité du mouvement intégré sur la verticale :

$$\beta V = \underbrace{J\left(\frac{g}{\rho_0} \int_{-h}^{\eta} \rho dz, h\right)}_{\text{JEBAR}} + \frac{1}{\rho_0} J(P_s, H) + \text{rot}_z \left[\frac{\vec{\tau}^{(s)} - \vec{\tau}^{(b)}}{\rho_0} \right] \quad (\text{IV.8})$$

2/ Dans le cas de l'océan homogène ($\rho = \rho_0$), en partant des équations intégrées sur la verticale (IV.8), le terme représentant l'effet JEBAR devient :

$$J\left(\frac{g}{\rho_0} \int_{-h}^{\eta} \rho dz, h\right) = -g \left[\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial y} \right] = f \left(u_g \frac{\partial h}{\partial x} + v_g \frac{\partial h}{\partial y} \right)$$

avec $u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}$ et $v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}$ les composantes du courant géostrophique.

On retrouve ainsi le premier terme du membre de droite de la formulation de Csanady (1982, équation (4.18)) pour l'équation de vorticité intégrée sur la verticale dans le cas d'un océan homogène à fond variable. Ce terme traduit la variation de la vorticité en fonction de la pente du fond.

3/ Toutes les études dans l'approximation de "toit-rigide", utilisant le fait que le champ de courant est non divergent ($\vec{\nabla} \cdot \vec{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$), définissent la fonction de courant ψ suivante :

$$U = \int_{-h}^0 u dz = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \text{ et } V = \int_{-h}^0 v dz = \frac{\partial \psi}{\partial x}.$$

Etant donné qu'elles ne prennent pas en compte les variations de la surface libre, toutes les intégrations sur la verticale sont faites du fond ($z = -h$) à la surface définie par $z = 0$. L'équation de vorticité moyennée sur la verticale (IV.6) devient alors :

$$J\left(\psi, \frac{f}{h}\right) = \underbrace{J\left(\chi, \frac{1}{h}\right)}_{\text{JEBAR}} + \text{rot}_z \left[\frac{\vec{\tau}^{(s)} - \vec{\tau}^{(b)}}{\rho_0 h} \right]$$

L'effet GJEBAR est donc associé, dans ce cas, au seul terme JEBAR classique : $J\left(\chi, \frac{1}{h}\right)$.

Cette forme de l'équation de vorticité moyennée sur la verticale est l'équation de Sverdrup "topographique", c'est la forme la plus utilisée dans toutes les études sur l'effet JEBAR (e.g., Mertz and Wright, 1992 ; Hannah et al., 1996 ; Myers et al., 1996). Si l'océan est considéré à

fond plat, le terme JEBAR s'annule et on retrouve l'équilibre de Sverdrup, ce qui souligne le fait que l'effet JEBAR est un effet conjugué de la baroclinicité de l'océan et de la variation de ses fonds et non un unique effet du champ de masse inhomogène.

IV.1.2. Dimensionnement de l'équation de vorticité moyenne

L'ordre de grandeur de chaque terme de l'équation (IV.7) est déterminé en fonction des grandeurs caractéristiques du Courant Nord, en entrée du Golfe du Lion, le long de l'isobathe 200m. Ce qui donne dans un repère (Oxyz) dont l'axe des abscisses (Ox) est dirigé selon cette isobathe :

$$\underbrace{\vec{U} \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{f}{H} \right)}_{\frac{uf}{L} \downarrow 10^{-9} \text{ s}^{-2}} = \underbrace{J \left(\chi, \frac{1}{H} \right)}_{\frac{\varepsilon gh}{Ll} \downarrow 10^{-8} \text{ s}^{-2}} + \underbrace{J \left(\frac{g}{\rho_0} \int_{-h}^{\eta} \rho dz, \frac{h}{H} \right)}_{\frac{\varepsilon g \eta}{Ll} \downarrow 10^{-12} \text{ s}^{-2}} + \underbrace{\text{rot}_z \left[\frac{\vec{\tau}^{(s)} - \vec{\tau}^{(b)}}{\rho_0 H} \right]}_{\frac{\tau^s}{\rho h L} \downarrow 10^{-10} \text{ s}^{-2} \text{ et } \frac{\tau^b}{\rho h L} \downarrow 10^{-13} \text{ s}^{-2}}$$

Les variables utilisées pour le dimensionnement de l'équation et leur ordre de grandeur sont précisés dans le tableau IV.1.

Variables	Ordres de grandeur
Paramètre de Coriolis, f	10^{-4} s^{-1}
Longueurs horizontales (Ox), L	2.10^4 m
Longueurs horizontales (Oy), l	10^4 m
Longueurs verticales, h	2.10^2 m
Vitesses horizontales (Ox), u	$5.10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$
Vitesses horizontales (Oy), v	10^{-1} m.s^{-1}
Accélération de la gravité, g	10 m.s^{-2}
Masse volumique, ρ	10^3 kg.m^{-3}
Anomalie de masse volumique, ε	10^{-3}
Tension de surface, τ ^s	10^{-1} N.m^{-2}
Tension de fond, τ ^b	10^{-4} N.m^{-2}
Elevation de la surface libre, η	10^{-2} m

Tableau IV.1 : variables et ordres de grandeur associés pour dimensionner l'équation (IV.7).

D'après l'analyse dimensionnelle, le terme de Coriolis est de l'ordre de 10^{-9} s^{-2} , le terme JEBAR classique de 10^{-8} s^{-2} , le second terme d'interaction entre le champ de masse et le fond de 10^{-12} s^{-2} et les termes dus au rotationnel de la tension de vent et de la tension du fond de 10^{-10} s^{-2} et 10^{-13} s^{-2} respectivement. Le terme JEBAR classique est donc le terme prépondérant dans la génération de vorticité, pour le courant barotrope, permettant ainsi à une veine intrusive à travers les isobathes d'exister.

Les termes instationnaires n'ont pas été pris en compte, nous nous intéressons alors à la situation d'équilibre une fois que l'intrusion s'est mise en place.

Dans la situation d'un océan stratifié, tous les termes de l'équation se manifestent. En raisonnant par rapport à une veine intrusive, celle-ci est une veine de courant (v) de l'ordre de

$5 \cdot 10^{-1}$ m/s et d'une largeur (l) de 5 km. L'ordre de grandeur du premier terme passe donc de 10^{-9} s^{-2} à 10^{-8} s^{-2} et est ainsi équilibré par le terme JEBAR classique, les trois autres termes de l'équation jouant un rôle secondaire. L'effet JEBAR classique, en tant que source barocline de vorticité, est donc la source majeure à l'origine des intrusions, en période stratifiée.

Dans la situation d'un océan homogène, le terme GJEBAR s'annulant, le terme du rotationnel de la tension de vent devient la seule source possible. Le terme du rotationnel du frottement au fond de l'océan pourrait contribuer aussi légèrement à la création de vorticité pour le courant. Cependant, en général, en dehors des périodes de tempête de vent d'Est/Sud-Est, les courants au fond sont tellement faibles que la friction du fond peut être négligée.

IV.2. Causes possibles des intrusions

Plusieurs causes de franchissement des isobathes par un courant sont identifiées d'après l'équation de vorticité de l'écoulement moyenné sur la verticale (IV.7) : l'effet GJEBAR et le rotationnel de vent. Dans ce qui suit, après l'étude du transport à travers les isobathes dû à l'effet JEBAR puis celle de l'influence de la variabilité du vent sur les intrusions, des études sont réalisées sur d'autres causes possibles des intrusions du Courant Nord : le bilan en volume d'eau du Golfe du Lion, et la variabilité du Courant Nord.

De plus, des études ont déjà démontré que les accidents topographiques avaient pour effet de générer de la vorticité relative locale. En particulier, lorsqu'un courant passe au-dessus d'un canyon, il y a génération de vorticité positive (cyclonique) en amont du canyon, et négative (anticyclonique) en aval du canyon (Hickey, 1995 ; Skliris et al., 2002 ; Jordi et al., 2005). Donc, pour finir, une étude de sensibilité, avec la simulation réaliste SIM1km (§ II.2.3), est menée sur le rôle de différents accidents bathymétriques à l'entrée est du Golfe du Lion.

IV.2.1. Effet JEBAR

En raisonnant à partir de l'équation de vorticité de l'écoulement moyenné sur la verticale et en négligeant les variations de la surface libre (η) devant la profondeur des fonds (h) sur la partie est du Golfe du Lion, nous avons obtenu le terme JEBAR suivant qui traduit l'interaction du champ de densité avec la pente du fond :

$$JEBAR = J\left(\chi, \frac{1}{h}\right) = J\left(\frac{g}{\rho_0} \int_{-h}^{\eta} \rho z dz, \frac{1}{h}\right)$$

Il est important de noter que le terme JEBAR apparaît bien comme un terme de l'équation de tendance de la vorticité mais il n'est pas un forçage physique en lui-même. Il pourrait être induit par un effet plus grande échelle (système de dépression atmosphérique sur la mer Méditerranée) ou par un système en cours d'évolution (transitoire).

L'effet JEBAR a déjà trouvé plusieurs applications en océan global. Son influence a pu être mise en évidence dans : l'obtention d'un ordre de grandeur plus réaliste du transport du Gulf Stream (Holland and Hirschman, 1972 ; Mellor et al., 1982), le détachement du Gulf Stream à cap Hatteras (Myers et al., 1996), l'intrusion du Kuroshio sur le plateau de mer de Chine Est (Chen, 2004), la bifurcation vers l'est du Kuroshio par le détroit de Tokara (Guo et al., 2003), les courants de pente dirigés vers les pôles (Huthnance, 1984 ; Souza et al., 2001)...

Des études plus côtières ont été effectuées. Marsaleix et al. (1998) se sont intéressés à la dynamique du panache du Rhône et Dippner (1998) à celle du développement de tourbillons peu profonds dans le panache de l'Elbe en analysant les différents termes de l'équation de vorticité du courant moyenné sur la verticale. Hannah et al. (1996) ont montré que les échanges dans les Golfe du Maine et de Nouvelle-Ecosse sont liés aux variations du champ de densité à travers un calcul du transport normal aux isobathes dû à l'effet JEBAR. L'équation (IV.7) peut en effet s'écrire :

$$\vec{U} \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{f}{h} \right) = \text{rot}_z \left[\frac{\vec{\tau}^{(s)} - \rho_0 \vec{\nabla} \chi}{\rho_0 h} \right]$$

En ne prenant pas en compte le terme de frottement dû au vent et en considérant f constant sur notre zone d'étude, on peut en déduire le transport normal à une isobathe (Hannah et al., 1996) dû essentiellement au terme JEBAR de la manière suivante:

$$U^{(n)} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \chi}{\partial s}$$

où s est l'abscisse curviligne le long d'une isobathe et (n) la composante normale aux isobathes.

Le transport total normal à une portion d'isobathe ($s \in [s_1, s_2]$) est alors donné par :

$$T = \int_{s_1}^{s_2} U^{(n)} ds = -\frac{1}{f} [\chi(s_2) - \chi(s_1)] \quad (\text{IV.9})$$

Lorsque T est positif, cela implique un transport de la région des eaux profondes vers celle des eaux côtières, c'est-à-dire une intrusion sur le plateau continental.

Un essai de calcul de ce transport d'Hannah et al. (1996), permettant de quantifier la contribution de l'effet JEBAR au flux des intrusions à travers les isobathes, a été effectué avec les données dont nous disposons sur le Courant Nord en entrée du Golfe du Lion mais n'a pas abouti à des résultats satisfaisants.

IV.2.2. Variabilité du vent

IV.2.2.1. Les différentes actions du vent :

Comme vu précédemment dans le chapitre I, il y a trois régimes de vent dominants dans le Golfe du Lion, le vent de Nord/Nord-Ouest : le Mistral, le vent de l'Ouest/Nord-Ouest : la Tramontane, et le vent d'Est/Sud-Est. Les roses des vents, réalisées en trois stations Météo-France du pourtour du Golfe du Lion (figure IV.1), révèlent que la Tramontane prédomine sur la partie ouest du golfe, le Mistral sur le centre et la partie est, et que le vent d'Est sévit, lui aussi, sur la partie est mais un peu moins fréquemment que le Mistral.

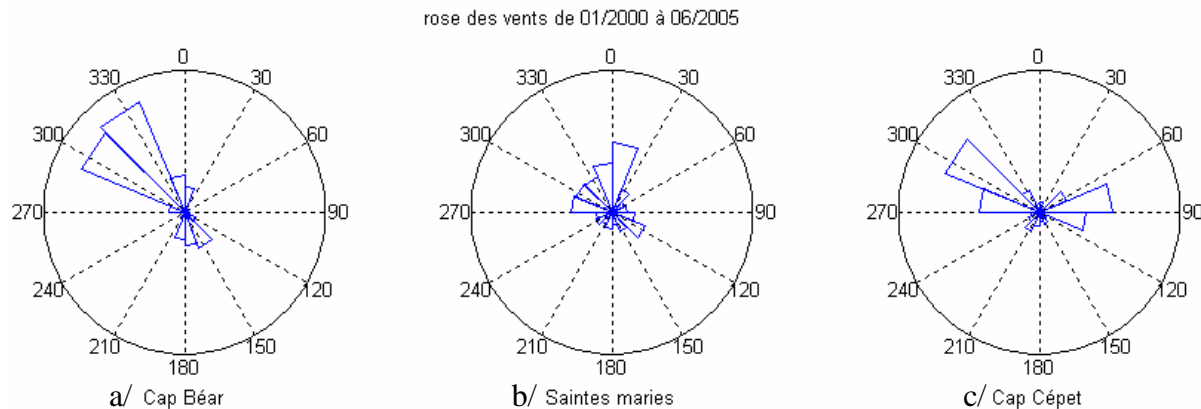


Figure IV.1 : Roses des vents découpées en 16 classes de $22,5^\circ$ (4 classes par quart de cercle) en trois stations Météo-France du pourtour du Golfe du Lion: a/ cap Béar (ouest du golfe), b/ Saintes-Maries-de-la-mer (centre du golfe), c/ cap Cépet (est du golfe) (figure II.2).

Des observations, par imagerie satellitaire ou lors de campagnes en mer, ont montré que des intrusions du Courant Nord se produisaient après des coups de Mistral (Millot and Wald, 1980 ; Petrenko et al., 2005) et pendant des vents de Nord-Est (Petrenko, 2003).

L'action directe du vent au travers du transport d'Ekman pourrait expliquer, dans les cas de vent d'Est, l'intrusion d'eau en surface sur quelques dizaines de mètres. Cependant, les intrusions observées dans les campagnes GOLTS ont plutôt tendance à exister sur toute la profondeur. C'est alors plutôt l'action du vent sur le déplacement de la veine du Courant Nord qui est à prendre en considération.

L'action du vent peut aussi se manifester à travers son rotationnel. En effet, l'équation de vorticité moyennée sur la verticale (équation IV.7) a révélé que le rotationnel de la tension de vent était une source de vorticité pour le Courant Nord et permettrait ainsi à une intrusion de se produire.

Dans ce qui suit, les différentes configurations rencontrées dans les données *in situ*, puis dans les résultats de la simulation SIM3km, sont exposées.

IV.2.2.2. Analyse du vent durant les campagnes GOLTS

L'analyse conjointe des conditions météorologiques révèle que les 11 intrusions ont été observées durant des conditions de vent très variées (tableau IV.2).

Il ressort que 55% (6 cas sur 11) des intrusions ont eu lieu dans un contexte de Mistral, en période stratifiée ou non. Cinq de ces intrusions se sont produites après un coup de Mistral, lors de la relaxation de l'upwelling de Cassis. Par contre, l'intrusion I1202, la plus importante en flux de ces 6 cas (0,32 Sv), s'est étonnamment produite pendant l'épisode de Mistral et non à son arrêt. Le processus générateur de cette intrusion ne peut donc être la relaxation d'un upwelling comme supposé pour les cinq premières. L'intrusion I1202 a lieu en période homogène, l'effet GJEBAR n'intervient donc pas et l'équation de vorticité moyennée sur la verticale indique que c'est le rotationnel de la tension de vent qui pourrait contribuer à la génération de l'intrusion. En analysant le champ de vent dans les sorties de SIM3km (origine : champ de vent ALADIN) pendant l'intrusion I1202, on constate en effet sur la figure IV.2.a que le rotationnel de la tension de vent sur la partie est du Golfe du Lion n'est pas nul, mais positif, pouvant ainsi "aspirer" une partie de la veine du Courant Nord (figure IV.2.b).

Campagnes	Vent précédent	Vent pendant
Juin 2002 11 - 16	2 successions de Mistral : 6-8 : $5 < V < 10$ m/s 8-12 : $5 < V < 10$ m/s max le 10 à 12 m/s	11 : fin de Mistral Ø vent
Octobre 2002 29-30	2 successions de Mistral : 23-25 : $5 < V < 15$ m/s 26-fin28 : $5 < V < 15$ m/s max le 28 à 00h à 17 m/s	Ø vent (très faible Est : $\sim < 5$ m/s)
Décembre 2002 29/11-03/12	vent de SE : 23-25 : $5 < W < 10$ m.s-1 27 : Ø vent 28 : SE/Est : $V \sim 5$ m/s	Mistral : 29-30 (12h) : $5 < V < 15$ m/s max le 30 à 00h à 16 m/s 1 : Ø vent 2-3 : Mistral max le 2 à 12h à 15 m/s
Mars 2003 8-9	Mistral : 6 : max à 18h à 12 m/s 7-8 : très faible : $\sim < 5$ m/s	Ø vent (très faible Est : $\sim < 5$ m/s)
Juin 2003 11-13	Ø vent 5-10 : très faible Mistral max le 10 à 18h à 8 m/s	faible Mistral ($V \sim 5$ m/s) min le 12 à 6h à 0 m/s max les 12-13 à 7 m/s
Décembre 2003 8	5-6 : Ø vent 6-7 : Mistral (~ 7 m/s) 7-8 : Est (max le 7 à 19 m/s)	Ø vent
Décembre 2003 9-10	Ø vent	Ø vent
Décembre 2003 10 -12	Ø vent	10 : Est (max à 13 m/s) 11-12 : Ø vent
Mars 2004 27	2 successions de Mistral : 19-26 : fort $5 < V < 15$ m/s 26-27 : $5 < V < 10$ m/s	faible Mistral max à 15h < 8 m/s
Avril 2004 22-24	Mistral : 19-21 : max à 11 m/s 21 : faible SE (6 m/s)	Ø vent
Juin 2004 7-12	1-3: Mistral Ø vent	Ø vent 12 : levée du Mistral
Septembre 2004 4-6	2-4 : Est : $V \sim 5$ m/s 4-5 (00h) : faible Mistral	5-6 : Est : $5 < V < 10$ m/s
Décembre 2004 8-9	6-9 : Est : $5 < V < 15$ m/s	Est : 8-9 : $5 < V < 15$ m/s
Décembre 2004 10-11	Est : 8-9 : $5 < V < 15$ m/s	Ø vent (très faible Mistral)
Décembre 2004 12	Ø vent (très faible Mistral)	Ø vent (très faible Est : $\sim < 5$ m/s)
Avril 2005 7-9	Est : 1-5 (00h): $5 < V < 15$ m/s 5-6 : Ø vent	7-8 : faible SE ($V \sim 5$ m/s) 8-9 : Mistral > 10 m/s

Tableau IV.2 : Vents, décrits par leurs direction et intensité (V), mesurés sur la partie est du Golfe du Lion (station Météo-France de cap Cépet) avant et pendant chaque campagne GOLTS. Les zones grisées correspondent aux 2 situations de non-intrusion.

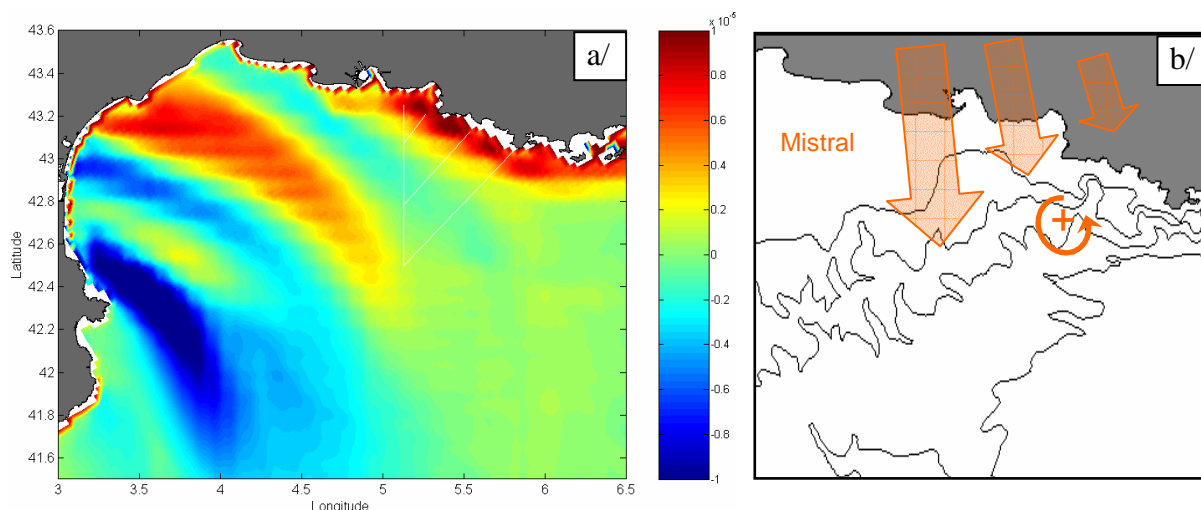


Figure IV.2 : a/ rotationnel de la tension de vent (10^{-5} N.m^{-3}) sur le Golfe du Lion le 29 novembre 2002, b/ schéma représentant un Mistral inhomogène avec un rotationnel positif entre le centre de sa veine et la côte.

Ensuite, 36% (4 cas sur 11) des intrusions se sont produites après et/ou pendant du vent d'Est, puis les 9% restants (1 seul cas) pendant une période calme. Les intrusions maximales de toutes les campagnes GOLTS, I1203b et I1204, sont obtenues après et pendant un vent d'Est. Or, ces intrusions sont, toutes deux, des cas d'empiètement d'un méandre du Courant Nord. Leurs maxima viennent certainement du fait que l'action combinée du vent et de l'activité mésoéchelle les a engendrées.

Les situations sans intrusion ont eu lieu pour la première (NI1203) pendant une période calme sans vent et pour la seconde (NI0904) après un faible Mistral et pendant un vent d'Est modéré.

Il apparaît ainsi que le champ de vent peut contribuer, de différentes manières, au déclenchement des intrusions.

IV.2.2.3. Variabilité du vent modélisé

IV.2.2.3.1. Description générale

L'évolution sur les 6 mois de 2002 du flux total avec le champ de vent sur la partie est du Golfe du Lion est étudiée en représentant les nuages de points de l'intensité (figure IV.3.a) puis de la direction du vent (figure IV.3.b), modélisées au mouillage GOLTS (5,13°E ; 43,07°N), en fonction du flux total, avec un classement en 3 catégories, fonctions de la direction du vent. La rose des vents est en effet subdivisée en trois secteurs : les vents d'Ouest/Nord-Ouest à Nord (270° à 45°), les vents d'Est/Sud-Est à Sud (45° à 180°), et les vents de Sud-Ouest (180° à 270°).

Comme constaté dans les données *in situ*, les intrusions les plus importantes sont obtenues en condition de vent d'Est (11 avril et 8 mai 2002). A l'inverse, les situations d'export d'eau du plateau vers le large sont rencontrées, principalement, en condition de Mistral. Un peu plus de 50% des intrusions (12 cas sur 22) ont eu lieu dans un contexte de Mistral, soit après l'arrêt du Mistral, soit en fin de Mistral, soit pendant du Mistral ; et 50% (11 cas sur 22) pendant du vent d'Est. Ces deux pourcentages se recoupent car certaines intrusions commencent alors que le Mistral est en train de faiblir pour être relayé ensuite par du vent d'Est. Elles rentrent donc dans les deux catégories. Les cas les plus étonnants sont les cas d'intrusion pendant du Mistral, et en particulier les rares cas se produisant lorsque le

Mistral est fort. Nous nous intéressons donc, dans ce qui suit, aux cas d'intrusion sous fort vent.

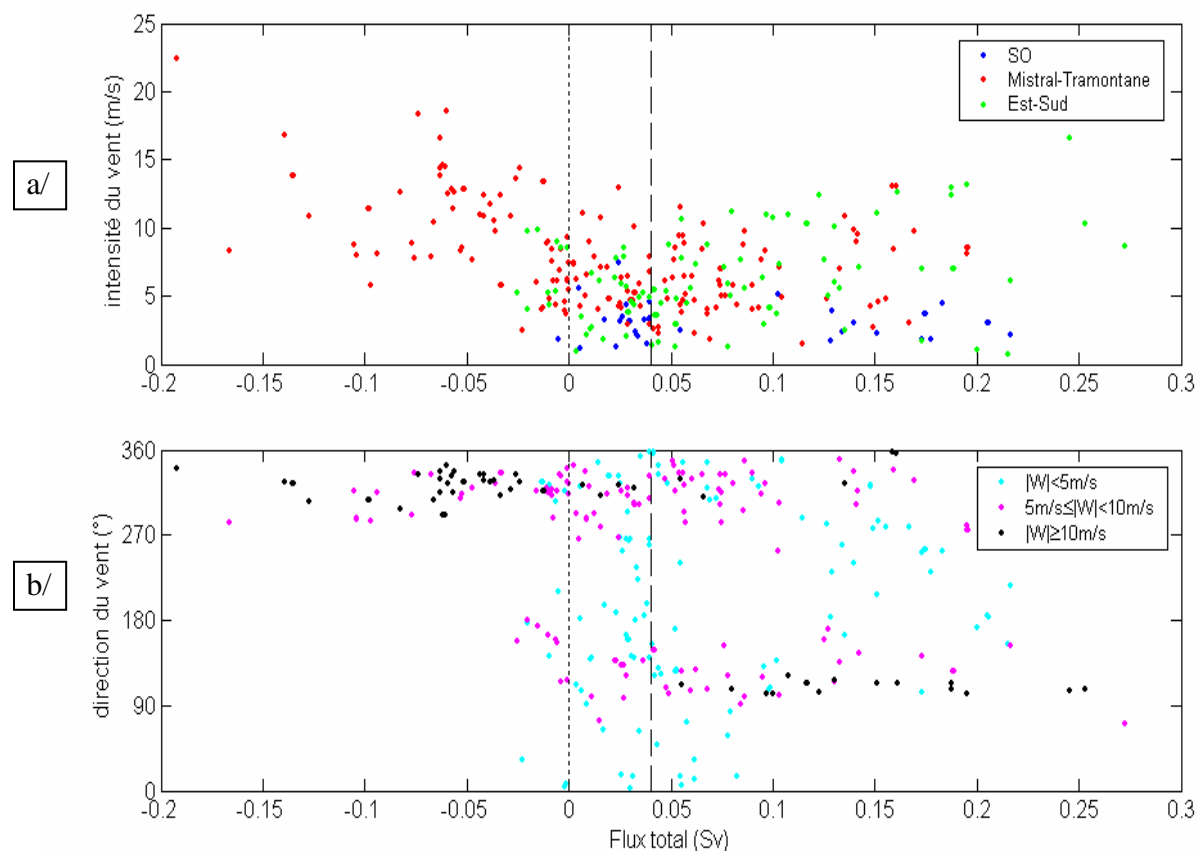


Figure IV.3 : Répartition, sur les 6 mois de 2002, en fonction du flux total calculé en entrée du golfe de : a/ l'intensité (m/s) et b/ la direction du vent modélisé dans SIM3km au mouillage GOLTS (5,13°E ; 43,07°N). La ligne en traits d'union indique le seuil de détection des intrusions à 0,04 Sv. Les trois classes de couleurs sont réparties en fonction de a/ la direction du vent de la manière suivante : vent de SO (bleu) de 180° à 270°, Mistral (rouge) de 270° à 45° et vent d'Est à Sud (vert) de 45° à 180° et b/ de l'intensité du vent.

Ajout d'un critère sur l'intensité du vent

L'analyse des séries temporelles de vent et de flux sur les 6 premiers mois de l'année 2002 (Figures IV.3, IV.4) montre une meilleure corrélation ($r = -0,74$) pour les vents d'intensité supérieure à 10 m/s que la corrélation non significative ($r = -0,31$) obtenue si aucun seuil inférieur n'est sélectionné pour l'intensité du vent (tableau IV.3).

coefficient de corrélation : r	vent sans critère		direction du vent	
	intensité	direction	intensité du vent $\geq 5 \text{ m/s}$	intensité du vent $\geq 10 \text{ m/s}$
flux intrusion	-0,30	-0,31	-0,46	-0,74

Tableau IV.3 : différentes valeurs de coefficients de corrélation entre le flux des intrusions et le vent au mouillage GOLTS : pour son intensité, sa direction, et sa direction pour des vents supérieurs à 5 m/s puis 10 m/s.

Le lien entre le vent fort et les flux de courant peut être résumé en trois classes (figure IV.4) :

- classe 1 : les vents de Nord ou de Nord-Ouest peuvent exporter l'eau vers l'extérieur du Golfe du Lion,
- classe 2 : les vents d'Est sont associés avec des intrusions du Courant Nord,
- classe 3 : les vents de Nord ou de Nord-Ouest peuvent coïncider avec des intrusions.

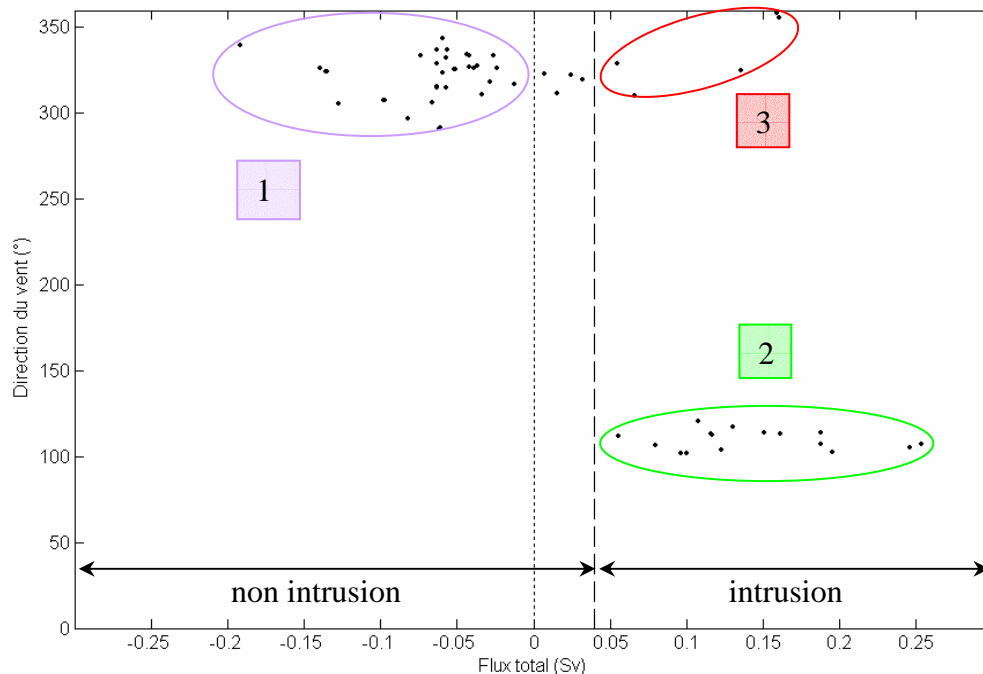


Figure IV.4 : Répartition de la direction du vent modélisé dans SIM3km au mouillage GOLTS (5,13°E ; 43,07°N) en fonction du flux total calculé en entrée du golfe, pour des vents supérieurs à 10m/s. La ligne en traits d'union indique le seuil de détection des intrusions à 0,04 Sv. Les trois classes de couleurs sont : 1- Mistral sans intrusion (violet), 2- Vent d'Est avec intrusion (vert) et 3- Mistral avec intrusion (rouge).

Autant les deux premières classes sont attendues compte tenu de leur logique par rapport à la direction de ces vents (classes 1 et 2), autant le troisième résultat est surprenant. Ces trois classes sont étudiées plus en détail par secteur de vent.

IV.2.2.3.2. Influence du Mistral

Contrairement aux deux premières classes de vent fort, pour la troisième classe de vent, un lien entre l'orientation du vent et l'importance de l'intrusion apparaît (figure IV.4). Plus le Mistral est de secteur Nord, plus l'intrusion est importante. On peut en conclure qu'un Mistral canalisé est plus susceptible de provoquer une intrusion qu'un Mistral homogène et étendu sur tout le golfe.

Quatre intrusions remplissent, au cours de leur évolution, les critères de cette troisième classe : I3, I6, I9 et I21 (tableau III.6). Il s'avère que deux situations peuvent être différenciées :

- 3a, l'intrusion est en place quand le vent se met à souffler et les deux coexistent avant que l'intrusion ne disparaisse (I3, I6 et I21, figure IV.5),
- 3b, le mistral est canalisé et son inhomogénéité est telle que le rotationnel de la tension de vent engendre une circulation cyclonique proche de la côte (figure IV.2.b) et donc en partie une intrusion vers le plateau (I9, figures IV.5 et IV.6).

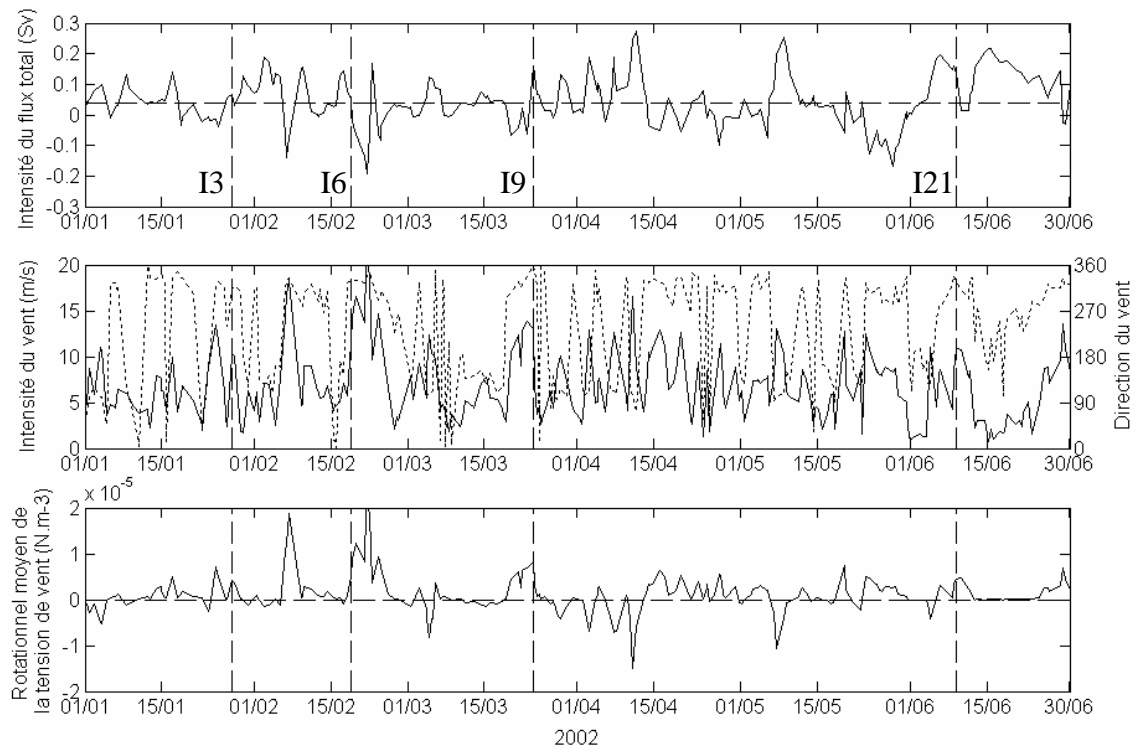


Figure IV.5 : Evolution sur les 6 mois de la simulation SIM3km de : (de haut en bas), l'intensité du flux total (Sv) où la ligne pointillée horizontale indique le seuil de 0,04 Sv de détection d'intrusion, l'intensité (trait plein) et la direction du vent (pointillés) au mouillage GOLTS, et le rotationnel moyen, sur une zone indiquée figure IV.6.b, de la tension de vent (10^{-5} N.m^{-3}). Les lignes pointillées verticales représentent les 4 cas d'intrusions simultanées (I3, I6, I9 et I21) à des épisodes de fort mistral (classe 3).

Le rotationnel de la tension de vent moyen sur la partie est du Golfe du Lion (zone délimitée par le carré noir sur la figure IV.6.b) est calculé sur les 6 mois de la simulation SIM3km (figure IV.5.c). Le développement de l'intrusion I9, lors d'un fort Mistral en phase de décroissance, correspond au moment où le rotationnel de la tension de vent est positif (figure IV.5). L'intrusion I9 est, de plus, celle où le Mistral est orienté le plus au nord. Donc, ceci confirme que des intrusions peuvent être déclenchées lorsque le Mistral est inhomogène (ce qui se traduit par un rotationnel non nul), soit spatialement, soit temporellement lorsqu'il faiblit brutalement. La variation temporelle du champ de vent induit, dans le cas du Mistral, une variation spatiale du champ de vent et un rotationnel positif sur la partie est du plateau. De plus, en analysant la série temporelle du rotationnel de la tension de vent, il apparaît que des intrusions ne se produisent pas à chaque fois que ce rotationnel est positif. C'est donc moins la valeur du rotationnel que la cessation brusque de ce rotationnel qui est en cause dans la génération des intrusions. Par rapport à l'équation de vorticité moyennée sur la verticale (IV.7) établie précédemment, le terme de rotationnel de la tension de vent disparaît, il n'y a donc plus d'équilibre entre les termes générant l'intrusion. Les intrusions, dans ces cas précis, seraient en fait la conséquence d'un régime instationnaire, et seraient générées le temps que les autres termes de l'équation de vorticité se réajustent.

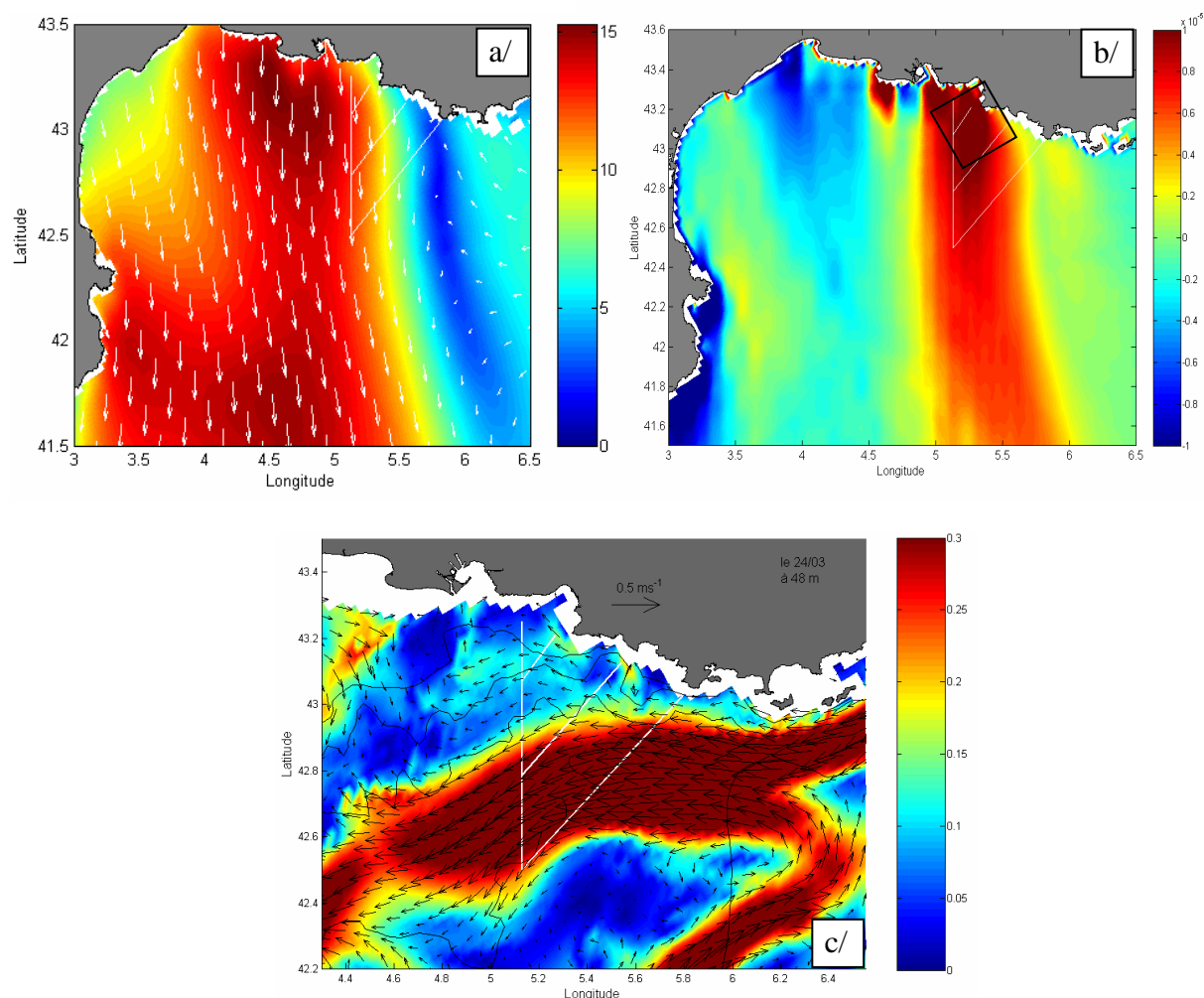


Figure IV.6 : Exemple de rotationnel de la tension de vent positif générant une intrusion le 24 mars 2002 (I9). a/ champ de vent, et b/ rotationnel de la tension de vent sur le Golfe du Lion où le carré noir représente la zone sur laquelle un rotationnel moyen est calculé, c/ carte horizontale des courants (m/s) modélisés à 48 m.

IV.2.2.3.3. Sensibilité au vent d'Est

Un test de sensibilité est réalisé sur une des intrusions maximales, ayant lieu pendant un fort vent d'Est du 6 au 9 mai 2002 (I17). Pour cela, une simulation : SIM3km-E, de même configuration que SIM3km mais dans laquelle la tempête de vent d'Est est supprimée (figure IV.7.a et b), est démarrée une semaine avant la date de début de cette tempête (pour respecter un temps de spin up).

Dans SIM3km, comme constaté précédemment, lors de la décroissance du Mistral, un flux intrusif commence à apparaître, puis le fort vent d'Est se levant, ce flux intrusif s'accroît jusqu'à atteindre la seconde valeur maximale (figures IV.7.c) de toutes les intrusions modélisées. Tandis que lorsqu'on supprime le vent d'Est dans SIM3km-E, on stoppe l'intrusion du Courant Nord sur le plateau (figures IV.7.c et IV.8). On peut donc en conclure que le vent d'Est est nécessaire pour maintenir l'intrusion déclenchée lors de l'arrêt du Mistral et que, seul, l'arrêt du Mistral ne suffit pas pour créer une intrusion qui dure plus de quelques heures.

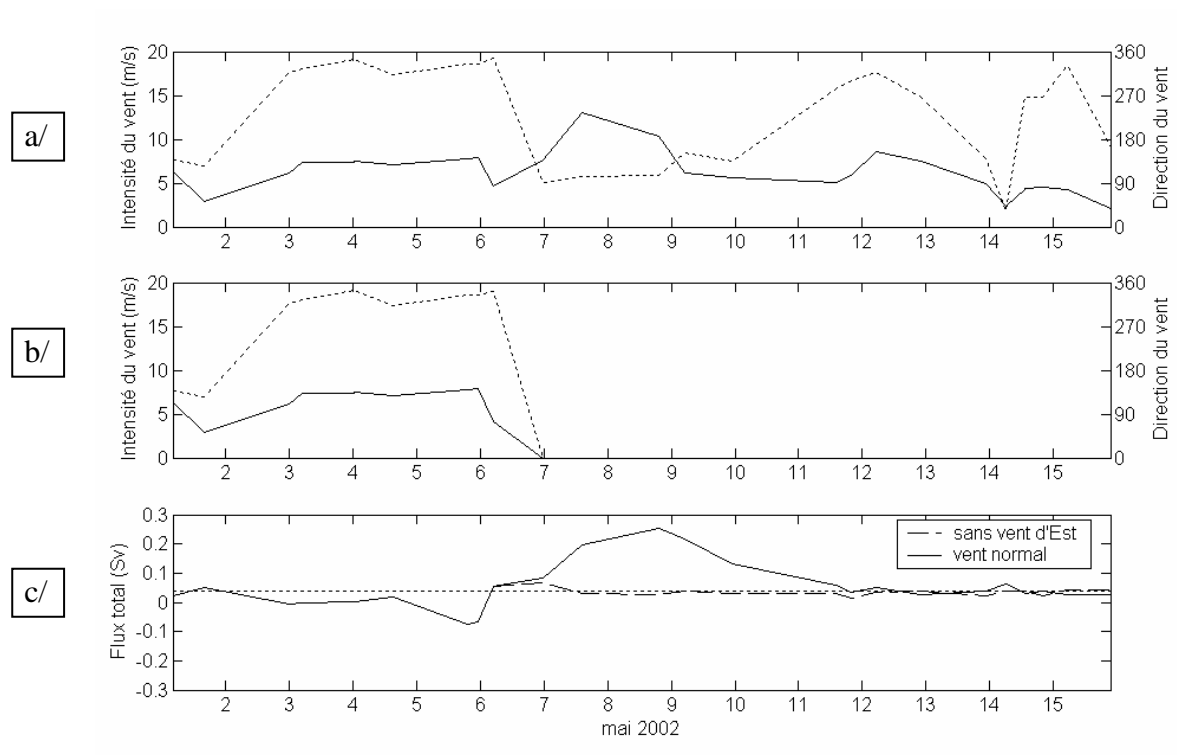


Figure IV.7 : séries temporelles sur les 15 premiers jours de mai 2002 du a/ vent de sortie de SIM3km, b/ vent modifié (annulation du vent d'Est) de sortie de SIM3km-E et c/ flux total (Sv) obtenu dans SIM3km (trait plein) et dans SIM3km-E (trait d'union), où la ligne pointillée horizontale indique le seuil de 0,04 Sv de détection d'intrusion.

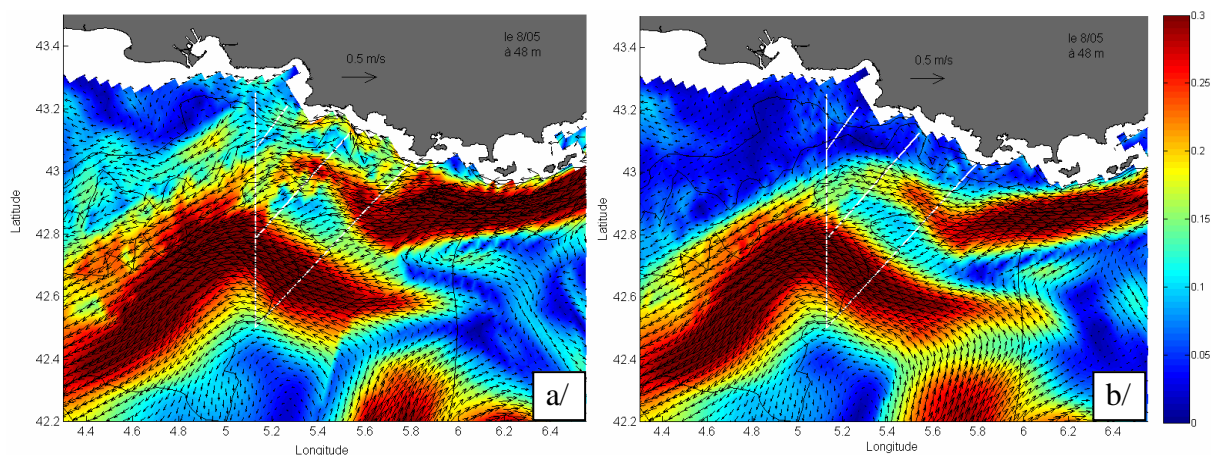


Figure IV.8 : courants modélisés à 48m le 8 mai 2002, a/ dans SIM3km et b/ dans la simulation où la tempête de vent d'Est a été supprimée : SIM3km-E.

De plus, en étudiant la différence entre les courants modélisés à 48m de SIM3km et ceux de SIM3km-E, il apparaît que les principales différences sont concentrées le long de la côte (figure IV.9). Une coupe verticale de l'amplitude des courants (figure IV. 10) en entrée du Golfe du Lion montre que ce déplacement de la veine du Courant Nord vers la côte se produit de la surface jusqu'à 200m de profondeur. Le vent d'Est joue donc un rôle prépondérant dans le comportement du Courant Nord près de la côte.

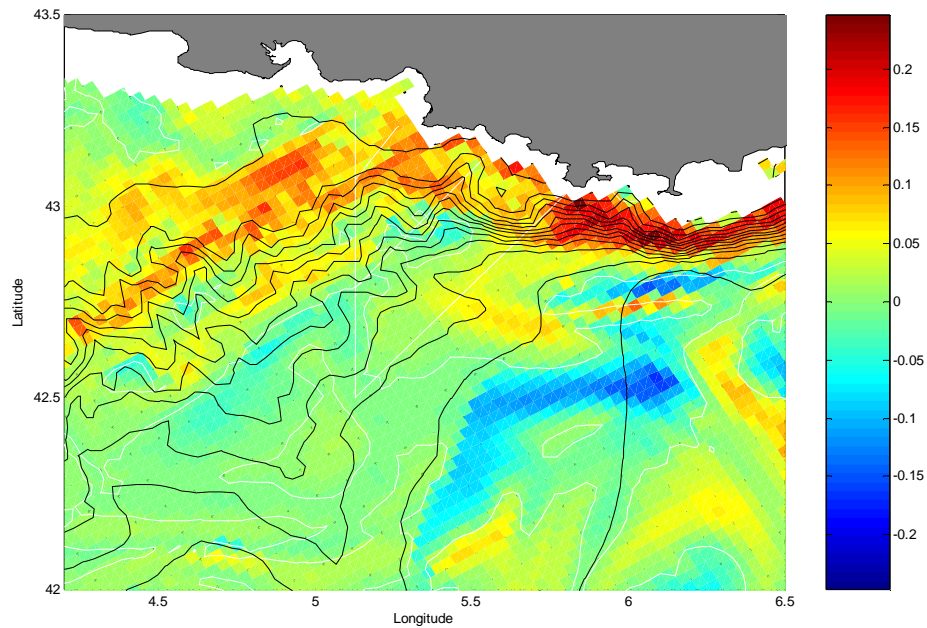


Figure IV.9 : carte de la différence (m/s) entre les courants modélisés à 48m de SIM3km et ceux de SIM3km-E. Le contour blanc correspond aux endroits où la différence est nulle. Une différence positive correspond au cas où les courants de SIM3km sont supérieurs à ceux de SIM3km-E.

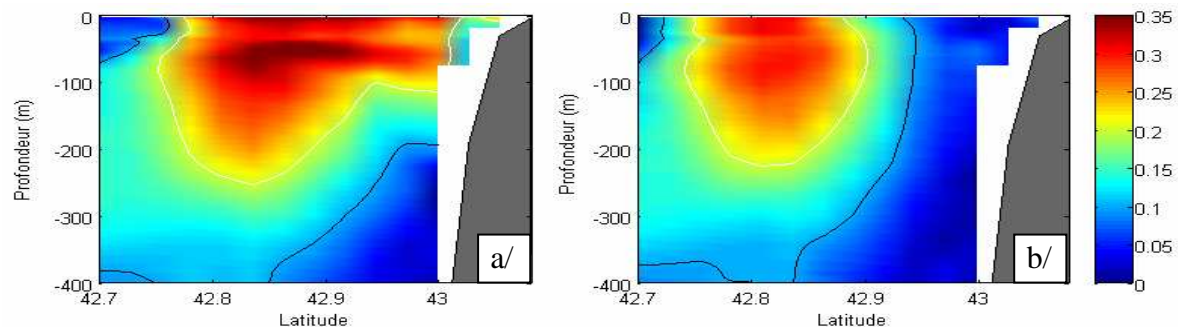


Figure IV.10 : coupes verticales de l'amplitude des courants (m/s) modélisés le 8 mai 2002, le long de la longitude 5,85°E (au large du cap Sicié, figure I.8) dans a/ SIM3km et b/ SIM3km-E. Les isotachs 0,2 m/s et 0,1 m/s sont représentées respectivement en blanc et en noir.

Contrairement au Mistral, le vent d'Est n'agit pas sur le terme de rotationnel de la tension de vent. C'est plus son action à travers le transport d'Ekman et le déplacement de la veine du Courant Nord vers la côte qui est en cause. Cet effet n'apparaît pas dans l'équation de vorticité moyennée sur la verticale. Or, celle-ci est réalisée sans tenir compte des conditions aux limites et, dans notre cas de figure, il y a inhomogénéité de la côte (la côte disparaît pour créer la forme d'un golfe). C'est cette inhomogénéité qui permet au transport d'Ekman dû au vent d'Est de générer une intrusion.

IV.2.2.4. Récapitulatif

De tout ce qui précède, il ressort, de manière synthétique, que trois situations peuvent déclencher des intrusions du Courant Nord : un vent d'est, un Mistral canalisé (rotationnel positif sur la partie est du golfe), plutôt en phase décroissante, ainsi que l'arrêt du Mistral, suivi d'un vent d'Est ou d'une période calme. Un Mistral homogène sur tout le Golfe du Lion

déclenche au contraire, comme la logique le veut, un export d'eau du plateau. Les intrusions en situation de Mistral semblent être induites par l'inhomogénéité du champ de vent. En situation de vent d'Est, ce sont le transport d'Ekman et le déplacement du Courant Nord vers la côte qui les favorisent.

IV.2.3. Bilan d'eau sur tout le golfe

Estournel et al. (2003) ont montré que, lorsque la Tramontane et le Mistral soufflent simultanément, il y a un export d'eau du plateau par le sud-ouest compensé par une intrusion au centre du plateau. Ulses et al. (2008) ont remarqué que, pendant des tempêtes de vent d'Est/Sud-Est, l'entrée d'eau sur la partie est du Golfe du Lion était compensée par un export sur la partie sud-ouest du plateau.

Après avoir étudié, précédemment, l'influence du vent local sur la partie est du Golfe du Lion, une vision plus globale du Golfe du Lion est alors adoptée. Grâce aux sorties de modèle, l'influence du bilan en volume d'eau de tout le plateau continental du Golfe du Lion sur les intrusions est analysée dans un premier temps, puis une attention particulière est portée au lien entre les exports au sud-ouest du plateau et les intrusions au nord-est.

IV.2.3.1. Bilan d'eau du plateau dans SIM3km

SYMPHONIE est un modèle à surface libre, il est donc possible de calculer les variations au cours du temps de η sur la surface couvrant tout le plateau pour des profondeurs inférieures à 200m (zone grisée sur la figure IV.11). Lorsque le bilan d'eau est positif, cela signifie qu'il y a un gain en eau pour le plateau et l'inverse lorsqu'il est négatif (figure IV.12.b).

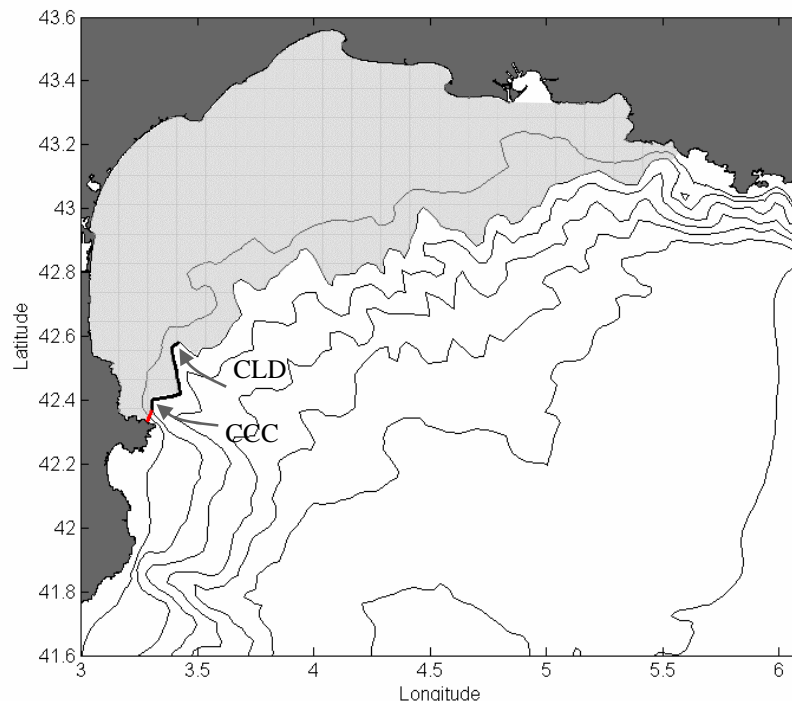


Figure IV.11 : carte de la bathymétrie du Golfe du Lion (isobathes 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m) dans le modèle à 3km, avec la partie d'isobathe 200m (noir épais), du canyon de Lacaze-Duthiers (CLD) au canyon de cap Creus (CCC), et la section orthogonale à la côte (rouge) à travers lesquelles sont calculés des flux de courant sur la partie ouest du Golfe du Lion. La partie grisée correspond à la zone sur laquelle le bilan d'eau est calculé ($z < 200$ m).

On pourrait s'attendre à ce que, dès que le bilan en eau du plateau est déficitaire, il y ait une intrusion du Courant Nord pour compenser cette perte. Or, le déficit disparaît sans qu'une intrusion n'ait commencé, ni à l'est ni à l'ouest. C'est une fois que le bilan d'eau est équilibré qu'une intrusion se déclenche à l'est (e.g., I5, tableau III.6). L'intrusion n'a donc pas contribué à rééquilibrer le bilan du Golfe du Lion. De plus, il arrive qu'au moment d'une intrusion (e.g., I17, I21, tableau III.6) sur la partie est, non compensée par un export à l'ouest, le bilan d'eau soit déficitaire au lieu d'être excédentaire. Le bilan d'eau du Golfe du Lion ne permet donc pas d'expliquer simplement ce qu'il se passe à son entrée et à sa sortie. Le bilan d'eau, plus dépendant du vent, semble indépendant des intrusions et ne peut alors aider, à lui seul, à leur explication.

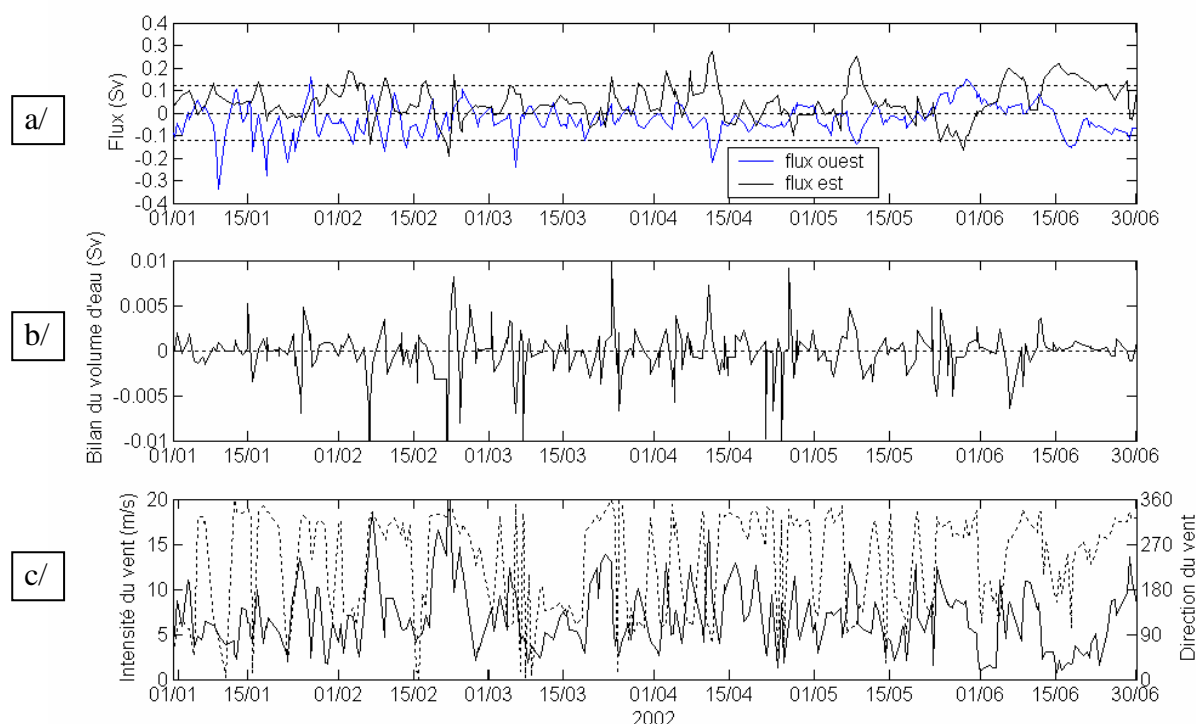


Figure IV.12 : séries temporelles sur les 6 premiers mois de la simulation SIM3km du : a/ flux est total (noir) et flux ouest total (bleu), b/ bilan en volume d'eau ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) du plateau du Golfe du Lion et c/ l'intensité (trait plein) et la direction (pointillés) du vent modélisé au mouillage GOLTS.

IV.2.3.2. Lien entre les flux aux deux extrémités du plateau dans SIM3km

Un calcul de flux similaire au flux sur la partie est du Golfe du Lion est réalisé sur sa partie ouest (figure IV.12.a). Une surface équivalente est choisie en commençant le calcul de flux à travers l'isobathe 200m à la tête du canyon de Lacaze-Duthiers jusqu'à la tête du canyon de cap Creus et en la complétant par un calcul à travers une section droite reliant la tête du canyon de cap Creus à la côte (figure IV.11). En effet, plusieurs études (Dufau-Julliand et al., 2004 ; Ulses et al., 2008) ont montré que les exports du Golfe du Lion se faisaient préférentiellement par ces deux canyons. La même convention de signe qu'à l'est est utilisée : un flux négatif correspond à un export vers le large et un flux positif à une intrusion sur le plateau. Le flux sur la partie est du plateau, appelé flux total dans le chapitre III, est appelé ici flux est total, en parallèle avec l'appellation de flux ouest total pour ce nouveau flux calculé sur la partie ouest du golfe.

La figure IV.12.a montre que les flux à l'ouest sont souvent opposés aux flux à l'est. Quand une intrusion se développe à l'est, en même temps, un export se produit à l'ouest, et inversement. Néanmoins, la corrélation (avec une valeur de -0,31) entre les deux flux n'est pas significative.

En ajoutant un critère sur l'intensité des flux ouest et est totaux, on parvient à améliorer considérablement la corrélation pour atteindre une valeur de -0,91 pour des flux supérieurs, en valeur absolue, à 0,12 Sv (tableau IV.4). De plus, la négativité de la corrélation montre que ce sont les exports au sud-ouest qui sont liés aux intrusions au nord-est et inversement, comme l'illustre la figure IV.13.

	sans critère	pour des flux d'intensité supérieure, en valeur absolue, à :		
		0,04 Sv	0,05 Sv	0,12 Sv
corrélation entre les flux est et ouest totaux	-0.31	-0,61	-0,68	-0,91

Tableau IV.4 : différents coefficients de corrélation obtenus suivant un critère sur l'intensité de la valeur absolue des flux est et ouest totaux.

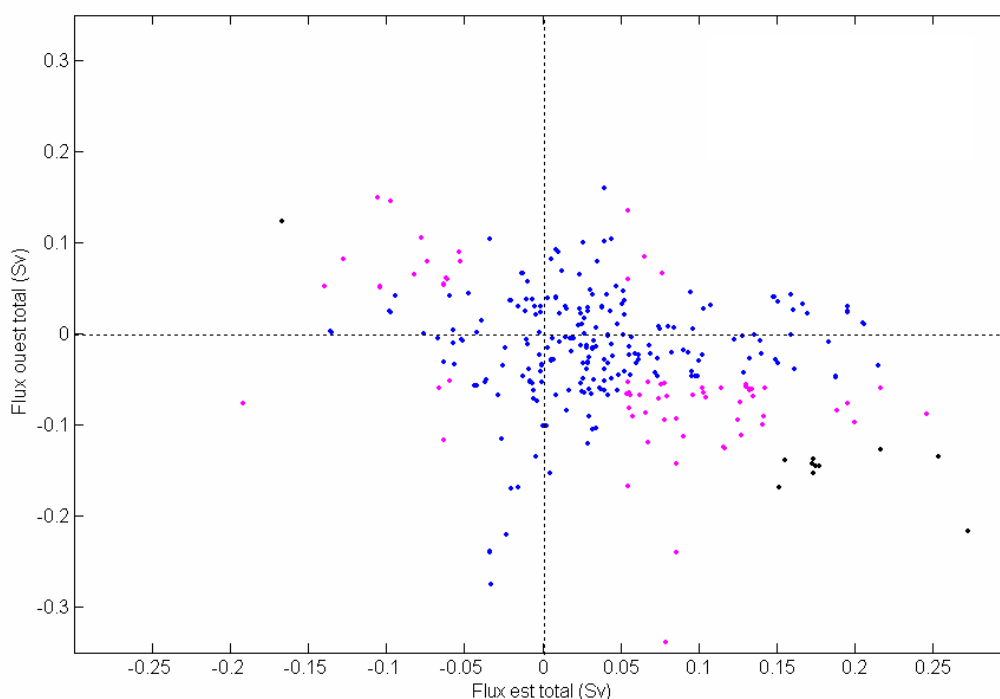


Figure IV.13 : répartition sur les 6 mois de la simulation SIM3km du flux ouest total (Sv) en fonction du flux est total (Sv). Les trois classes de couleurs sont réparties en fonction de l'intensité des valeurs absolues du flux est total et du flux ouest total : comprise dans l'intervalle $[0,05 - 0,12[$ (rose), supérieure ou égale à 0,12 Sv (noir) et en dehors de ces deux critères (bleu).

La fonction d'intercorrélation des flux est et ouest totaux, interpolés avec un pas de temps régulier de 3h, montre que la corrélation est maximale avec un déphasage de +15h entre les deux courbes. Ceci suggère que, de manière globale, ce sont les flux à l'est qui sont en avance sur les flux à l'ouest, donc que, par exemple, une intrusion va déclencher 15h après un export sur la partie sud-ouest du Golfe du Lion (e.g., I7). Ceci correspondrait à une onde se

propageant à $\sim 3,7$ m/s pour parcourir les 200 km le long du talus ou à une onde se propageant à $\sim 5,7$ m/s si celle-ci longe le pourtour de ~ 310 km du Golfe du Lion. Il serait intéressant d'étudier quel pourrait être le type d'onde se propageant à ces célérités car, dans les deux cas, l'onde est trop rapide pour être une onde de Kelvin barocline ($c \sim 1$ m/s, Taillandier, 2004) et ne l'est pas assez pour être une onde de Kelvin barotrope ($c \sim 30$ m/s pour un fond de 80m).

IV.2.4. Variabilité du Courant Nord

Le Courant Nord possède plusieurs variabilités dont une variabilité saisonnière de son flux et une variabilité de son activité mésoéchelle.

IV.2.4.1. Flux du Courant Nord

Toute l'étude sur le flux du Courant Nord est effectuée en utilisant les flux du Courant Nord calculés en entrée du Golfe du Lion, au large du cap Sicié, à $5,85^\circ\text{E}$ de longitude, de $42,74^\circ\text{N}$ à $43,1^\circ\text{N}$ de latitude. Ce sont en effet les conditions du Courant Nord en amont de l'intrusion qui nous intéressent.

IV.2.4.1.1. Validation de la variabilité du flux du Courant Nord modélisé

Comme le Courant Nord est un courant se dirigeant vers l'ouest, d'après la convention de signe utilisée pour le calcul de flux (figure III.31), le flux du Courant Nord est positif (figure IV.14).

La comparaison du flux du Courant Nord modélisé avec la variabilité obtenue à partir de données de campagnes en mer (figure III.21) et dans la littérature (§ I.2.2.1) révèle que le Courant Nord modélisé dans cette configuration de SYMPHONIE n'est pas représenté au mieux.

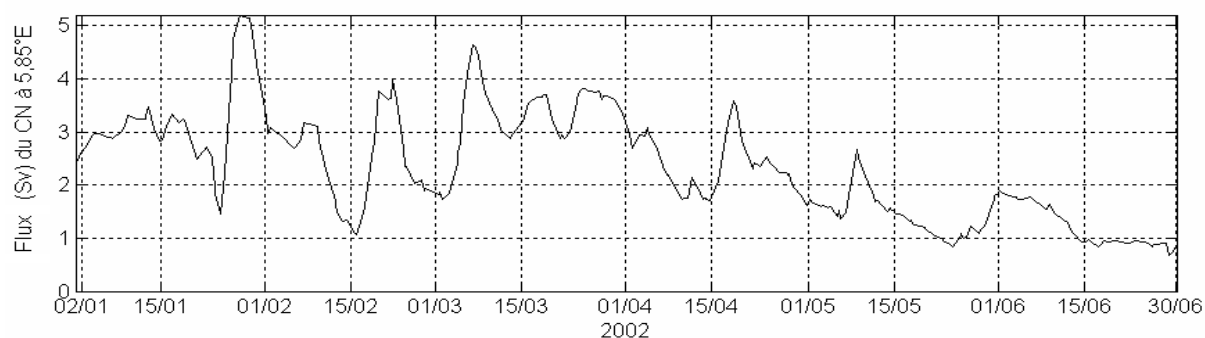


Figure IV.14 : Flux (Sv) sur les 6 premiers mois de 2002 du Courant Nord (CN) à travers la longitude $5,85^\circ\text{E}$.

La variabilité saisonnière de l'intensité du Courant Nord, sur les 6 mois, est plutôt bien reproduite (figure IV.14). Le Courant Nord atteint son flux maximum à la fin de l'hiver conformément aux observations de Conan and Millot (1995) au large de Marseille, par exemple, et est minimum pendant la période estivale. Cependant il y a un biais par rapport à l'intensité du flux du Courant Nord, le Courant Nord modélisé présente un flux maximum de 5,19 Sv (figure IV.14), ce qui est nettement supérieur au flux maximum mesuré lors de campagnes en mer (2,25 Sv) ou rapporté dans la littérature (2,7 Sv, Béthoux et al., 1988).

Nous allons, maintenant, comparer la variabilité du flux du Courant Nord avec la variabilité des intrusions.

IV.2.4.1.2. Variabilité du flux Courant Nord et les intrusions

Sur la figure IV.15, le flux du Courant Nord est superposé au flux total de ses intrusions pour comparer leurs évolutions.

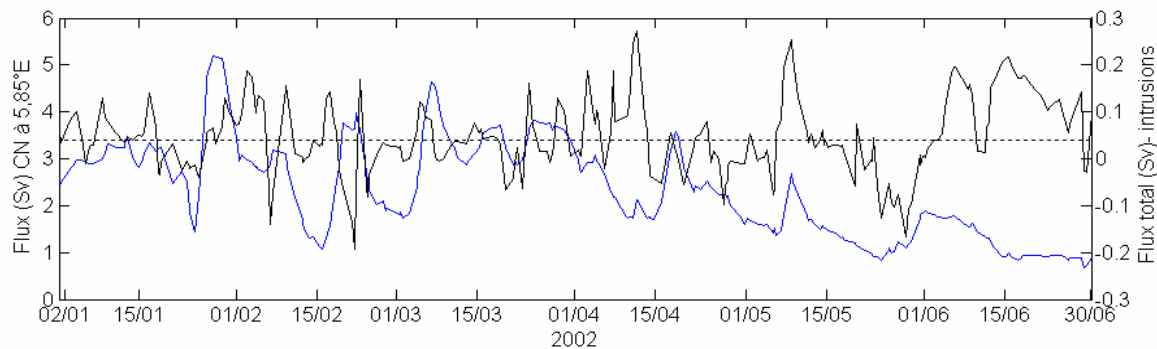


Figure IV.15 : série temporelle sur 6 mois du flux du Courant Nord (bleu) et du flux total des intrusions (noir). La ligne pointillée à 0,04 Sv indique le seuil de détection des intrusions.

La corrélation entre le flux du Courant Nord et le flux total sur la partie est du plateau n'est que de : $r = -0,03$. Il n'y a donc pas de corrélation entre le flux du Courant Nord et le flux des intrusions. La probabilité d'occurrence des intrusions ne semble donc pas liée à la variabilité haute fréquence de l'intensité du Courant Nord. Nous nous intéressons alors, dans ce qui suit, à la position du Courant Nord par rapport au talus.

IV.2.4.2. Structure du Courant Nord

La position du Courant Nord par rapport au talus peut varier sous l'action de son activité mésoéchelle et/ou du vent. Suivant la saison, sa structure non seulement horizontale mais aussi verticale évolue. Leur influence est donc analysée dans ce qui suit.

IV.2.4.2.1. Les campagnes GOLTS

Dans les données *in situ*, nous avons remarqué que les intrusions les plus importantes se produisaient sous forme de méandres du Courant Nord empiétant sur le plateau. En effet, plus le Courant Nord est proche du talus, plus celui-ci est susceptible d'interagir avec la topographie. Ceci est bien illustré par les courants de la campagne GOLTS de décembre 2004 (figure IV.16).

Un déplacement du cœur du Courant Nord vers le haut du talus, avec un empiètement sur le plateau, est observé le 9 décembre 2004 (figure IV.16.a), ce qui induit une forte intrusion de plus de 0,3 Sv. Le Téthys II n'est ressorti que le 10 au soir, à ce moment, le Courant Nord est localisé plus au sud, et n'empiète plus sur le plateau (figure IV.16.b). Une intrusion moins importante, inférieure à 0,1 Sv, se produit alors sous forme de veine séparée au nord du trajet bateau. Ensuite, du 11 au 12 décembre 2004 (figure IV.16.c), le Courant Nord est à nouveau proche du talus avec une partie empiétant sur le plateau induisant une intrusion supérieure à 0,1 Sv (atteignant 0,2 Sv).

Lors de cette campagne, ce qui a pu influencer la position du Courant Nord est à la fois le passage de méandres et le vent. En effet, un fort vent d'Est (>10 m/s) a soufflé pendant 3 jours, du 7 au 9 décembre, et s'est éteint le 9 au soir. Puis, jusqu'à la fin de la campagne (12 décembre), il n'y a pas eu de vent. Donc les flux d'intrusion les plus élevés de la campagne sont obtenus lorsqu'un méandre empiète sur le plateau et qu'un fort vent d'Est souffle et déplace le Courant Nord encore plus près de la côte. Ensuite sans vent et avec un méandre descendant, l'intrusion est minimum pour ré-augmenter en fin de campagne où un méandre du Courant Nord empiète à nouveau sur le plateau.

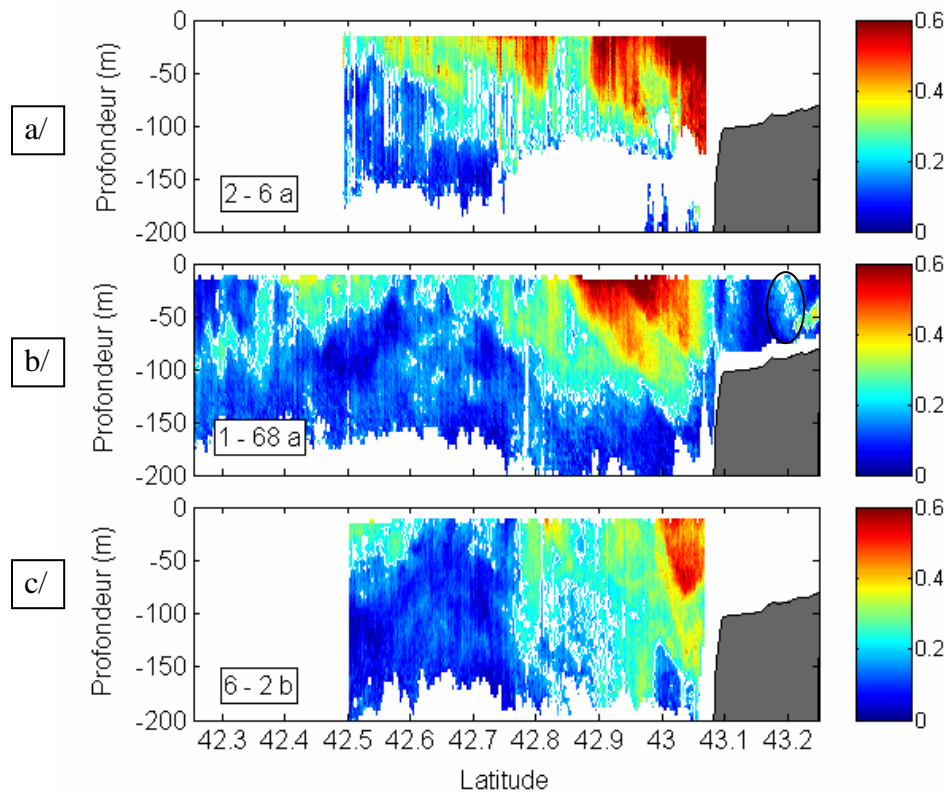


Figure IV.16 : coupes verticales de l'amplitude des courants (m/s) mesurés par l'ADCP de coque du Téthys II lors de la campagne GOLTS de décembre 2004 le long des trajets chronologiques Nord-Sud à la longitude 5,13°E: a/ 2-6a, b/ 1-68a (le cercle noir montre l'intrusion), et c/ 6-2b. L'isotach 0,2 m/s est représentée en blanc.

IV.2.4.2.2. Les sorties de SIM3km et de l'imbrication SIM1km

Une technique de raffinement de maillage est utilisée pour tester la résolution nécessaire pour décrire correctement les intrusions.

La simulation SIM1km, obtenue avec une résolution de 1 km × 1 km sur le mois de juin 2002, permet bien évidemment d'améliorer nettement la bathymétrie (les canyons sont moins lisses et mieux découpés dans le talus, figure II.13), mais aussi de modifier le profil de courant sur la verticale (figure IV.17). Le Courant Nord est plus profond dans la simulation haute résolution SIM1km que dans SIM3km. L'isotach 0,2 m/s associée au Courant Nord atteint, en effet, des profondeurs de 182m dans SIM1km (figure IV.17.a) contre 117 m dans SIM3km (figure IV.17.b). Les conséquences de cette modification de la structure du Courant Nord sont visibles sur le flux de l'intrusion.

Dans SIM1km, les résultats sont améliorés, plus proches de la réalité (croix rouges sur la figure IV.18), avec le flux de l'intrusion qui diminue à partir du 16 juin pour passer sous le seuil de détection d'une intrusion le 19 juin, alors que l'intrusion dure jusqu'au 28 juin dans SIM3km (figure IV.18). Ce défaut de l'intrusion de SIM3km durant trop longtemps semble donc corrigé grâce au raffinement de maillage qui approfondit le Courant Nord, d'ailleurs plus réaliste. Le Courant Nord, plus profond dans SIM1km, interagit plus avec la bathymétrie et s'introduit moins sur le plateau continental.

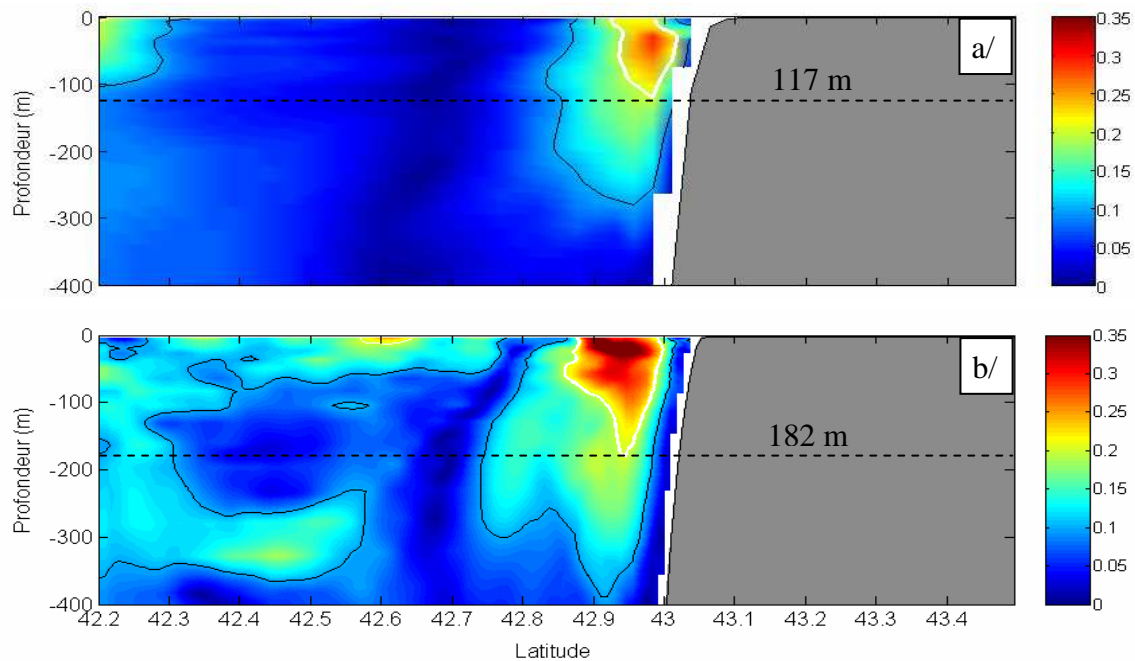


Figure IV.17 : coupes verticales de l'amplitude des courants (m/s) modélisés le 21 juin 2002, le long de la longitude 5,85°E (au large du cap Sicié, figure I.8) dans a/ SIM3km et b/ SIM1km. Les isotachs 0,2 m/s et 0,1 m/s sont représentés respectivement en blanc et en noir.

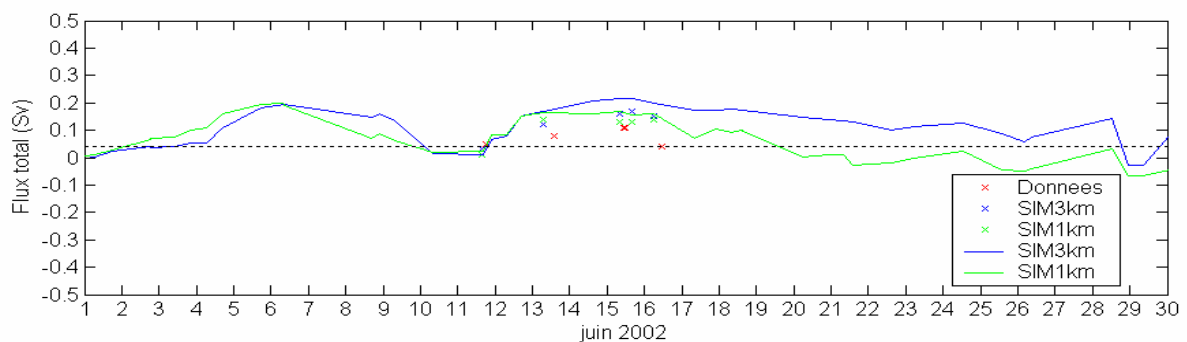


Figure IV.18 : série temporelle sur le mois de juin 2002 du flux total (Sv) calculé dans SIM3km (bleu) et SIM1km (vert). La ligne pointillée horizontale indique le seuil de 0,04 Sv de détection d'intrusion. Les croix sont les flux calculés, selon la méthode 1, à partir des données *in situ* (rouge), des sorties de SIM3km (bleu), et des sorties de SIM1km (vert).

En conclusion, la position du Courant Nord par rapport au talus et à la côte n'est pas seule influente sur les intrusions du Courant Nord. L'imbrication d'une grille haute résolution révèle que la profondeur du Courant Nord joue aussi un rôle sur les intrusions du courant.

IV.2.5. Sensibilité à la bathymétrie

De nombreuses études ont été menées sur l'interaction d'un courant de bord avec les irrégularités topographiques tels que les canyons sous-marins (Hickey, 1995 ; Klinck, 1996 ; Chérubin et al., 2000 ; Skliris et al., 2002 ; Jordi et al., 2005). Plus particulièrement, dans le Golfe du Lion, Albérola and Millot (2003) ont observé que le banc des Blauquières, promontoire à l'entrée est du plateau, généralement déviait le Courant Nord vers le large. Ils ont aussi observé que, à certaines occasions, le Courant Nord pouvait pénétrer plus ou moins dans la baie de Cassis, suivant le développement de ses méandres, et que, parfois, il pouvait aussi s'y introduire, en surface uniquement, en période stratifiée. Auclair et al. (2001) ont montré, dans une simulation de résolution $1,5 \text{ km} \times 1,5 \text{ km}$, que le Courant Nord pouvait entrer, préférentiellement, par les canyons de Cassis et de Marseille. Précédemment, dans le chapitre III, nous avons vu qu'un chemin préférentiel suivi par les intrusions était de pénétrer sur le banc des Blauquières par le canyon de La Ciotat et de progresser entre la côte et la tête du canyon de Cassis pour se répandre sur le plateau du Golfe du Lion.

Le raffinement de maillage, permettant de mieux résoudre la bathymétrie, est alors utilisé pour tester le rôle de deux accidents topographiques présents sur la partie est du Golfe du Lion : le canyon de Cassis et le banc des Blauquières. Deux nouvelles imbrications sont donc réalisées : SIM1km-bb et SIM1km-cc dans lesquelles respectivement le banc des Blauquières et le canyon de Cassis ont été supprimés (figure II.14). De plus, dans SIM1km-bb, en éliminant le banc des Blauquières, le canyon de La Ciotat est aussi enlevé.

IV.2.5.1. Changement qualitatif, position de la veine d'intrusion

De manière générale, sans le banc des Blauquières et sans le canyon de Cassis, il y a autant d'intrusions qui pénètrent mais elles le font différemment. La veine d'intrusion est plus diffuse, elle se fait moins sous la forme d'une veine collée à la côte (figure IV.19).

La figure IV.19.a montre, pour la deuxième intrusion du mois de juin par exemple, qu'avec la bathymétrie réaliste le Courant Nord est très proche de la côte et une partie de sa veine peut ainsi s'introduire par le canyon de La Ciotat pour longer la côte jusqu'à sur le plateau du Golfe du Lion sous la forme d'une veine très côtière.

Sans le banc des Blauquières, il n'y a plus la séparation de la veine intrusive vers $5,6^\circ\text{E}$ et le Courant Nord longe la côte jusqu'au canyon de Cassis où une partie du Courant Nord pénètre sur le plateau, sous forme d'une veine beaucoup moins canalisée, et l'autre partie continue à suivre le talus (figure IV.19.b).

Sans le canyon de Cassis, la veine intrusive se sépare de la veine principale du Courant Nord au bon endroit, dans le canyon de La Ciotat et s'étend, pleinement, sur ce plateau créant artificiellement au large de Cassis (figure IV.19.c).

C'est donc effectivement grâce à la présence du banc des Blauquières que les intrusions les plus côtières sont possibles. Contrairement à la simulation d'Auclair et al. (2001), qui n'avait que le canyon de Cassis, toutes les simulations s'accordent à montrer que ce canyon n'est pas un chemin possible pour que les intrusions pénètrent sur le plateau. Il permet juste de canaliser la veine intrusive.

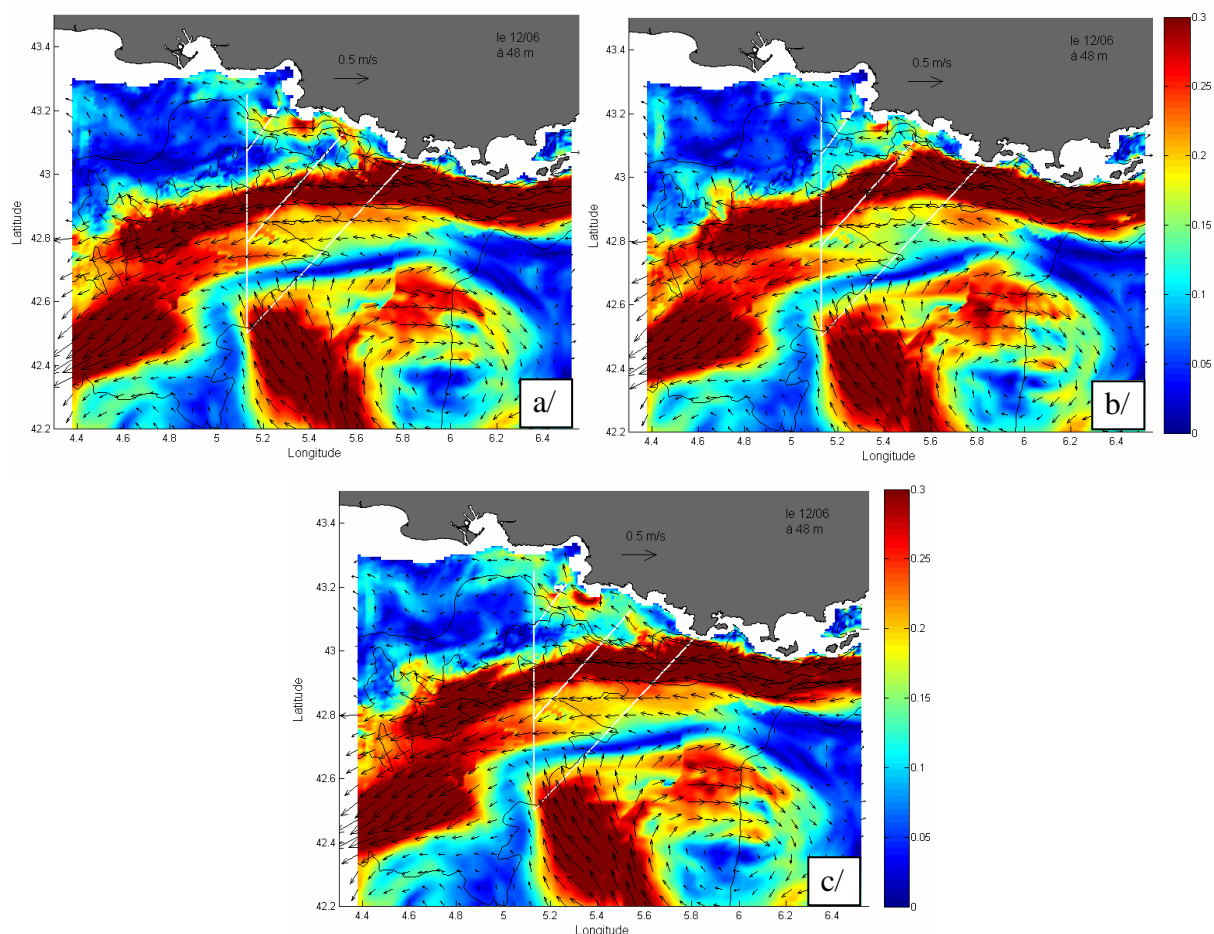


Figure IV.19 : courants modélisés à 48m le 12 juin 2002 : a/ dans SIM1km, b/ dans SIM1km-bb, et c/ dans SIM1km-cc.

IV.2.5.2. Changement quantitatif, flux de la veine intrusive

Tous les flux sont calculés à travers une radiale reliant la station GOLTS 2 à la côte au niveau du Bec de l'Aigle (flux 2BA, figure IV.20) car les bathymétries, et notamment l'isobathe 200m, variant d'une simulation à l'autre les flux à travers l'isobathe 200m ne sont plus comparables.

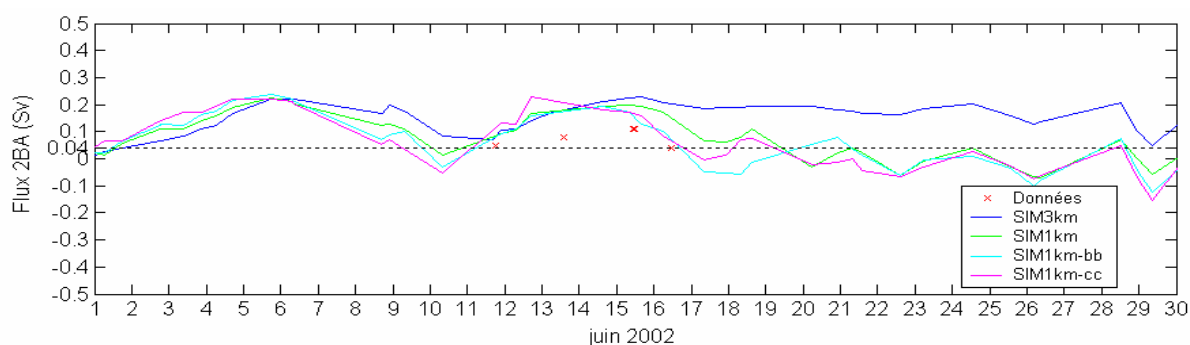


Figure IV.20 : série temporelle sur le mois de juin 2002 du flux 2BA (Sv) calculé dans SIM3km (bleu), SIM1km (vert), SIM1km-bb (cyan) et SIM1km-cc (magenta). La ligne pointillée horizontale indique le seuil de 0,04 Sv de détection d'intrusion et les croix rouges sont les valeurs du flux calculé, selon la méthode 1, à partir des données *in situ*.

La comparaison des flux des 4 simulations (figure IV.20) montre que les flux des 3 imbrications sont presque identiques, il semble donc que les accidents bathymétriques n'aient pas d'impact sur le flux des intrusions du Courant Nord. La seule différence est obtenue avec SIM1km-cc où le flux maximal atteint par la deuxième intrusion du mois de juin est, tout de même, légèrement plus important sans le canyon de Cassis. Ceci confirme que le canyon de Cassis n'est pas un accident topographique par lequel une intrusion du Courant Nord peut s'acheminer jusque sur le plateau.

Conclusions et perspectives

Conclusions et perspectives

Les objectifs de cette thèse étaient de décrire et caractériser les intrusions du Courant Nord sur la partie est du plateau continental, ainsi que d'identifier leurs processus de génération. Deux moyens étaient à ma disposition : l'analyse des mesures *in situ* collectées lors des campagnes en mer GOLTS, de juin 2002 à avril 2005, et, conjointement, l'utilisation du modèle SYMPHONIE. En ce qui concerne les données, je les ai toutes traitées avant d'en faire l'analyse ; pour ce qui est du modèle, je l'ai utilisé principalement pour des simulations réalistes et j'ai effectué quelques études de sensibilité. Les différentes avancées apportées par ce travail de thèse à notre compréhension des intrusions du Courant Nord en entrée du Golfe du Lion sont résumées ci-dessous et des pistes de recherche sont ensuite proposées pour les questions qui restent encore ouvertes ou à préciser.

Conclusions

Caractérisation des intrusions

Les intrusions du Courant Nord ont bien été mises en évidence sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion. Elles ont été observées, en toute saison, à de nombreuses reprises, grâce aux 12 campagnes en mer GOLTS. La modélisation numérique réaliste, sur les 6 premiers mois de l'année 2002 (SIM3km), montre que des intrusions se produisent en moyenne 3 à 4 fois par mois, avec une durée allant de quelques jours à deux semaines, sachant que ce maximum est surestimé à cause d'un Courant Nord modélisé trop près de la côte.

Les intrusions se présentent sous deux formes dans les données *in situ* ainsi que dans les sorties de modèle : sous forme d'une partie de la veine principale du Courant Nord empiétant sur le plateau ou sous forme de veine séparée de la veine principale du Courant Nord. Les intrusions sous forme d'empiètement se produisent au niveau du canyon du Planier, ou entre le canyon du Planier et le canyon de Cassis, ou encore au niveau du canyon de La Ciotat et du banc des Blauquières. Une grande partie des intrusions sous forme de veine séparée pénètre sur le plateau au niveau du canyon de La Ciotat et du banc des Blauquières ; et une partie plus restreinte au niveau du canyon du Planier. Les intrusions de veine séparée au niveau du canyon de la Ciotat et du banc des Blauquières se produisent lorsque le Courant Nord est très côtier ou lorsque l'un de ses méandres empiète sur les accidents topographiques. Les études de sensibilité à la bathymétrie ont permis de montrer que le canyon de Cassis n'était pas un chemin potentiel pour les intrusions. En revanche, l'accident bathymétrique prononcé, formé par le banc des Blauquières et le canyon de La Ciotat, favorise la séparation d'une veine intrusive côtière.

Cependant, il faut souligner qu'il peut y avoir une évolution temporelle, ou même temporelle et spatiale, entre les deux formes d'intrusion décrites précédemment. Le cas d'une évolution temporelle consiste en une intrusion par empiètement devenant par la suite, au même endroit, une intrusion sous forme de veine séparée. Un tel exemple avait été pressenti au niveau du canyon de La Ciotat et du banc des Blauquières, dans les données *in situ* collectées lors de la campagne GOLTS décembre 2004, puis confirmé par la simulation réaliste SIM3km. De plus, ce cas peut se compliquer en évoluant à la fois temporellement et spatialement. En effet, l'intrusion par empiètement, qui se fait généralement quand un méandre du Courant Nord est près de la côte, peut évoluer localement en une veine séparée.

Le méandre dans sa propagation peut par la suite générer une intrusion par empiètement plus à l'ouest de la zone initiale.

Un calcul de flux, à travers les radiales effectuées avec l'ADCP de coque du Téthys II, a permis de montrer que les intrusions dont le flux est maximum (pouvant atteindre 0,37 Sv) ont lieu pendant la période automnale ou hivernale et sont des intrusions par empiètement. Ceci est cohérent avec la variabilité saisonnière et mésoéchelle du Courant Nord et avec le fait que les courants maximaux s'introduisant sur le plateau sont mesurés lors d'un empiètement d'une partie de la veine du Courant Nord. Ces empiètements constituent donc une part importante des intrusions. En général, ils sont dus à des méandres du Courant Nord. Le degré d'instabilité du Courant Nord a donc un rôle à jouer dans la génération d'intrusions. Cependant, d'autres processus doivent forcément intervenir car des intrusions sont aussi observées pendant la période d'instabilité mésoéchelle minimale du courant. Les différents processus possibles pour générer des intrusions sont exposés dans ce qui suit.

Compréhension des intrusions

L'analyse de l'équation de vorticité moyennée sur la verticale a permis d'identifier deux termes sources de vorticité pouvant expliquer le franchissement des isobathes par le Courant Nord : l'effet GJEBAR (introduit § IV.1.1) et le rotationnel de la tension de vent. L'effet GJEBAR, représentant un effet conjugué de la stratification et de la topographie, ne joue un rôle appréciable qu'en période stratifiée. Une analyse dimensionnelle de l'équation de vorticité moyennée sur la verticale a révélé que c'est une partie de ce terme : le terme JEBAR classique, qui permet d'équilibrer le terme de transport de courant à travers les isobathes. C'est donc le terme JEBAR classique qui joue, en période stratifiée, un rôle majeur dans la génération d'intrusion. Les données in situ et les résultats de modélisation (la simulation réaliste SIM3km et une étude de sensibilité au vent d'Est SIM3km-E) révèlent que trois situations de vent permettent d'engendrer des intrusions : l'arrêt du Mistral, le Mistral canalisé et le vent d'Est. Par contre, pendant un Mistral homogène il ne peut y avoir d'intrusion. Les deux premières situations favorables aux intrusions peuvent être expliquées par un processus : l'inhomogénéité du vent. En effet, l'arrêt du Mistral peut engendrer des inhomogénéités spatiales du vent en raison d'un affaiblissement non uniforme de celui-ci. Cette inhomogénéité spatiale induit, en quelque sorte, une "aspiration" d'une partie de la veine du Courant Nord. C'est donc à travers son rotationnel que le Mistral a un effet sur les intrusions du Courant Nord. Dans les cas du vent d'Est, ce sont le transport d'Ekman et le déplacement du courant vers la côte qui favorisent les intrusions. L'effet du vent d'Est n'apparaît pas dans les termes de l'équation de vorticité moyennée sur la verticale car, pour établir celle-ci, les conditions aux limites, en particulier la présence d'une côte, n'ont pas été prises en compte. Or, à l'endroit où les intrusions se produisent, il y a une variation des conditions limites, la côte "disparaît" pour donner sa forme au Golfe du Lion.

En adoptant une vision plus globale du système du Golfe du Lion, nous avons montré que la variation du bilan d'eau du Golfe du Lion n'influencait pas les intrusions. Par contre, en analysant en particulier le lien entre l'entrée et la sortie du Golfe du Lion, il s'avère que les flux à ces deux extrémités sont corrélés lorsque des événements, de fortes amplitudes, sont considérés. Nous avons pu aussi montrer que les flux en entrée précédaient d'une dizaine d'heure ceux en sortie, favorisant l'hypothèse du développement d'une onde se propageant d'est en ouest sur le plateau.

Après s'être intéressé à l'influence de forçages extérieurs, nous nous sommes concentrés sur le comportement du Courant Nord lui-même. Il s'avère que son positionnement sur l'horizontale (distance à la côte) et sur la verticale (interaction avec la topographie) en entrée du Golfe du Lion et son degré d'instabilité mésoéchelle sont aussi deux facteurs en faveur du développement d'intrusions. Plus le Courant Nord est superficiel

(peu profond) et plus il est proche de la côte, en raison soit du vent soit de son activité mésoéchelle, plus une intrusion est susceptible de se déclencher. De même, le développement de ses méandres favorise son empiètement sur le plateau. En revanche, la variabilité saisonnière de son intensité n'influence pas l'occurrence d'intrusion.

Perspectives

Observation : nouvelles stratégies envisagées

Des améliorations à apporter en terme de stratégie d'observation sont analysées, ici, afin de creuser les interrogations qui restent encore ouvertes.

Dans un premier objectif visant à confirmer et à préciser notre connaissance de la fréquence des intrusions, une série temporelle à long terme de profils verticaux de courants mesurés avec un ADCP, comme celle réalisée au mouillage GOLTS, serait nécessaire. Cependant, l'analyse des données du mouillage GOLTS a révélé que l'emplacement de celui-ci à 43,7°N et 5,13°E (croix noire sur la figure C1) n'était pas le meilleur pour l'observation des intrusions car situé légèrement trop en aval des zones d'intrusion du Courant Nord que nous avons identifiées. Fort de l'analyse des chemins préférentiels d'intrusion dans les données *in situ* et les sorties de modèle, nous proposons donc deux nouveaux emplacements de mouillage, en complément du mouillage GOLTS qui a déjà fourni une série temporelle conséquente. Le premier serait installé, à une profondeur de 100m, sur le banc des Blauquières (croix grise sur la figure C1), plus à l'est du mouillage T2 d'Albérola and Millot (2003, figure I.10.b) lors de la campagne Turbin (1995-1996). Il permettrait ainsi de détecter les intrusions côtières ratées par le mouillage GOLTS. Le second serait situé sur l'isobathe 100m au large du Planier (croix blanche sur la figure C1). Cet emplacement est optimal et ce mouillage pourrait être mis en place, seul, dans le cas d'un budget restreint ou d'un suivi à long terme du phénomène d'intrusion, car il permettrait de détecter à la fois les intrusions pénétrant en amont au niveau du banc des Blauquières et du canyon de La Ciotat et les intrusions se produisant entre le canyon de Cassis et le canyon du Planier. Afin de valider ces deux nouveaux emplacements, scientifiquement et par rapport à la contrainte de chalutage, une période d'essai de quelques mois serait requise. Une fois validés, ces emplacements, faciles d'accès pour les navires côtiers du Service d'Observation du COM, pourraient servir à faire un suivi à long terme pour étudier l'influence du changement climatique sur les intrusions du Courant Nord.

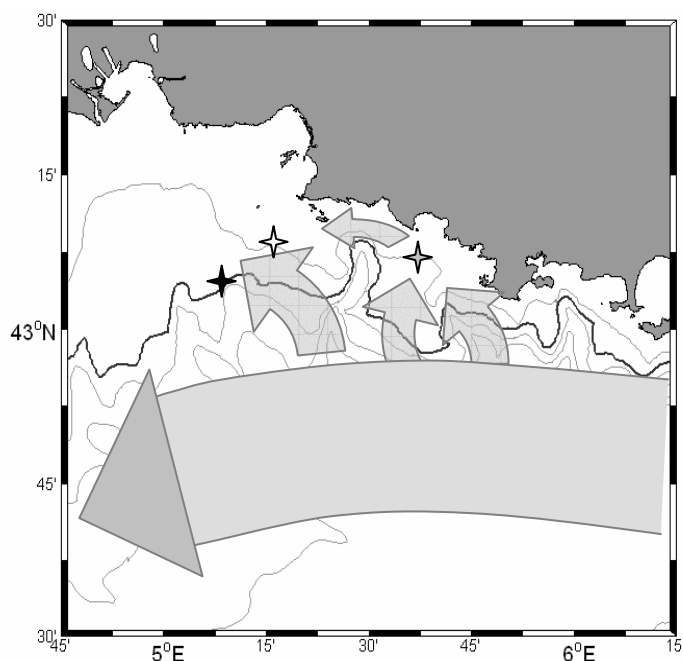


Figure C1: Carte de la partie est du plateau continental du Golfe du Lion avec le Courant Nord et ses différentes intrusions possibles. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées. Les étoiles représentent l'emplacement adéquat de mouillages pour l'étude des intrusions : le mouillage GOLTS (étoile noire), le mouillage du banc des Blauquières (étoile grise) et le mouillage au large du Planier (étoile blanche).

Dans un second objectif visant à confirmer le rôle des différents mécanismes engendrant des intrusions, et en particulier celui de l'effet GJEBAR, il serait utile de réaliser des campagnes en mer, d'au moins une semaine, en période stratifiée et non stratifiée. Les trajets de ces campagnes devraient systématiquement suivre l'isobathe 200m, depuis le mouillage GOLTS jusqu'à la tête du canyon de Cassis, comme le trajet 2-9 réalisé lors des dernières campagnes GOLTS (figure II.2). Par contre, il faudrait prolonger le trajet jusqu'à la côte pour échantillonner les intrusions côtières. Pour permettre une quantification du transport associé à l'effet JEBAR, il serait crucial de réaliser des profils CTD avec précision au cours de ce trajet, exactement, sur des fonds de 200m. De même, il serait primordial de réaliser des tests sur les données de l'ADCP de coque pour identifier précisément les causes de perte de portée, d'autant plus lorsque les conditions météorologiques sont idéales telles qu'elles l'étaient en juin 2004. En complément, il serait utile de disposer de radars HF côtiers sur le pourtour est du Golfe du Lion permettant d'avoir des cartes de la circulation côtière de surface de la zone potentielle d'intrusion.

Un troisième objectif serait d'améliorer le suivi de la veine du Courant Nord. En effet, un meilleur suivi quantitatif du courant et de son flux rendrait possible, par exemple, une estimation plus précise du pourcentage du Courant Nord que représentent les intrusions. Ce type de suivi pourrait être réalisé par les trajets allers-retours d'un glider au large du cap Sicié et sur le plateau le long de l'isobathe 200m. D'après l'analyse des données hydrologiques acquises pendant les campagnes GOLTS, il semble qu'il soit difficile de différencier les caractéristiques T, S du Courant Nord par rapport à celles du plateau. Il serait intéressant d'ajouter des thermistances et des capteurs de conductivité aux mouillages proposés précédemment, ou dans l'idéal de disposer d'une CTD sur un yoyo, pour avoir un suivi des caractéristiques hydrologiques et pour comparer ces données à celles acquises simultanément pendant les campagnes en mer, lors des profils CTD réalisés dans la veine du Courant Nord. Ceci permettrait, lorsqu'une intrusion est détectée par les mesures de courant des campagnes, de vérifier si la caractérisation hydrologique de cette veine intrusive n'est vraiment pas possible. Quant à l'utilisation d'images satellitaires (mesure de SST, voire de SSS dans un proche avenir), si elle ne permet pas, à elle seule, de détecter des intrusions (chapitre III), elle constitue néanmoins un outil complémentaire aux données de campagne en mer car elle permet d'aider à repérer les différents processus physiques présents sur le plateau lors des campagnes (extension du panache du Rhône, présence d'upwellings,...).

Modélisation : autres simulations envisagées

Bien que la modélisation numérique ait été d'une grande utilité pour comprendre les intrusions, de nouvelles expériences numériques doivent être menées pour améliorer le comportement du Courant Nord et parfaire notre compréhension des intrusions.

Le Courant Nord modélisé sur l'année 2002 présentait un flux trop élevé en entrée du Golfe du Lion pour la période hivernale, sans doute à cause des conditions aux limites. Pour avoir un Courant Nord plus réaliste sur l'année 2002, il faudrait avoir recours à un autre OGCM que MOM pour les conditions aux limites, tel que OPA utilisé pour le projet MFS. Il a ensuite été démontré par comparaison avec les données de la campagne GOLTS de juin 2002, que le Courant Nord en période estivale est trop côtier avec une veine trop superficielle, ce qui entraîne une augmentation de la durée des intrusions. De plus, le comportement du Courant Nord pendant la période hivernale diffère aussi par rapport à l'ensemble des campagnes GOLTS hivernales avec une activité mésoéchelle trop faible, limitant le flux des intrusions. Pour remédier à cela, il faudrait améliorer l'ajustement de la circulation à la contrainte topographique. Il serait donc intéressant de tester l'influence de différents profils verticaux $R(z)$ du courant (rendant compte du cisaillement vertical du courant), pendant l'étape d'initialisation, comme l'a effectué Dufau-Julliand (2004), et de réaliser plusieurs

simulations dans lesquelles différents profils sont testés suivant la saison. Dans l'optique d'étudier des processus tels que les intrusions, ces nouvelles simulations devraient avoir une maille de discrétisation spatiale au plus de l'ordre du kilomètre.

Pour avancer encore plus loin dans notre compréhension des intrusions, des tests de sensibilité devraient être réalisés sur l'effet de la stratification et des apports du Rhône, puis des test académiques sur le rôle couplé de ces deux processus avec la topographie. En effet, tous ces processus interviennent indirectement dans l'équation de vorticité moyennée sur la verticale par l'intermédiaire du terme JEBAR.

- Nous avons remarqué que l'homogénéité de la colonne d'eau, lorsqu'elle atteint des profondeurs importantes (au-delà de 100m), est défavorable à toute intrusion du Courant Nord sur le plateau (GOLTS décembre 2003). Les simulations proposées précédemment, avec différents profils $R(z)$, devraient donc être aussi utilisées pour étudier l'effet de la stratification, en particulier sur le rebord de plateau.

- L'autre phénomène susceptible d'interagir avec l'entrée des eaux du Courant Nord est l'anomalie de champ de masse créée par la dessalure des eaux d'origine rhodanienne sur le plateau. Le Rhône, par son apport d'eau douce, peut modifier le gradient de densité entre le centre et l'entrée est du plateau du Golfe du Lion. En effet, comme montré par Gatti et al. (2006), son influence peut se faire ressentir jusque sur la partie est du Golfe du Lion. Un test de sensibilité, réalisé par Dufau-Julliand (2004) qui a annulé les apports d'eau douce dans sa simulation, a montré que la pénétration du Courant Nord sur le plateau était plus prononcée dans ce cas. Il serait donc intéressant de faire varier le débit du Rhône, d'un débit nul à un débit de crue, pour tester son impact sur les intrusions.

- Les deux processus précédents devraient, ensuite, être étudiés de manière couplée avec différentes configurations de gradient topographique (un plateau avec une forme plus ou moins évasée, un promontoire, un canyon,...) dans des tests plus académiques.

En parallèle à toutes ces études sur les processus faisant varier l'effet JEBAR, il serait primordial d'intégrer, comme suggéré au chapitre IV, le calcul du transport dû à cet effet dans les lignes de code de SYMPHONIE pour vérifier s'il peut engendrer, seul, la totalité d'une intrusion.

D'un point de vue plus global, il serait, finalement, utile d'étudier des cartes de vorticité relative ou d'anomalie de vorticité potentielle, à des profondeurs données, pour voir si les intrusions peuvent être tracées par ces paramètres. Dans le cas positif, cela permettrait d'essayer d'identifier systématiquement le ou les processus à l'origine de cette vorticité (rotationnel de vent, effet JEBAR).

Le devenir des intrusions

Quel est le devenir des intrusions sur la partie est du plateau, jusqu'où vont-elles ? Font-elles le tour du Golfe du Lion et ressortent-elles à l'extrémité sud-ouest ? Pour répondre à ces questions, le logiciel Ariane, développé au LPO (Blanke et al., 2001), serait un outil tout à fait adapté pour faire un suivi de particules dans SYMPHONIE et étudier le devenir du Courant Nord une fois introduit sur le plateau.

Ces événements épisodiques que sont les intrusions influencent les flux et bilans du plateau. Grâce aux flux des intrusions quantifiés à différentes saisons, il sera possible d'étudier les conséquences des intrusions sur l'écosystème du plateau, en terme de flux de particules. En effet, l'apport particulaire du Courant Nord, par ses intrusions, sur la partie est du plateau du Golfe du Lion, devrait être quantifié en exploitant les données du transmissomètre, installé sur la CTD mise à l'eau lors des campagnes GOLTS, comme l'ont fait Lapouyade and Durrieu de Madron (2001).

Dans le contexte actuel de changement du climat, Somot et al. (2006), avec la simulation scénario IPCC-A2 (Intergovernmental Panel on Climate Change) couvrant la

période 1960-2099, ont montré qu'il y aurait, au 21^{ème} siècle, une diminution du débit du Rhône, un réchauffement et une augmentation de salinité de la mer Méditerranée. Un réchauffement et une salinisation des eaux méditerranéennes sortant à Gibraltar ont d'ailleurs déjà été constatés par rapport à ces 20 dernières années (Milot et al., 2006). Ceci aurait pour conséquences, notamment, l'affaiblissement de la circulation thermohaline du Golfe du Lion et en particulier de la formation d'eaux profondes. Comme le Courant Nord est supposé dépendre de l'intensité de la formation des eaux denses au large du Golfe du Lion, on s'attendrait à un affaiblissement de son transport et de ses instabilités. Les conséquences sur les intrusions seraient alors une possible diminution de leur occurrence et de leur intensité car le Courant Nord moins instable présenterait moins de méandres et donc moins d'empiètements sur le plateau. Pour vérifier l'évolution à long terme de la fréquence et de l'intensité des intrusions, le système d'observation, proposé précédemment (étoile blanche sur la figure C1), serait adéquat et pourrait être incorporé au Service d'Observation du COM.

Annexes

Annexe 1 : Publication de Gatti et al. (2006)

Annexe 2 : Calculs de flux pour les données ADCP

Annexe 3 : Interpolation des sorties de modèle le long d'une isobathe

Annexe 4 : Intégration sur la verticale du gradient de pression horizontal

The Rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003

Julie Gatti^{a,*}, Anne Petrenko^a, Jean-Luc Devenon^a, Yann Leredde^b, Caroline Ulses^c

^a*Laboratoire d'Océanographie et de Biogéochimie, UMR 6535 CNRS/Université de la Méditerranée, OSU/Centre d'Océanologie de Marseille, Campus de Luminy case 901, 13288 Marseille Cedex 9, France*

^b*Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, UMR 5573 CNRS/Université Montpellier 2, 60, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France*

^c*Laboratoire d'Aérodynamique, UMR 5560 CNRS/Université Paul Sabatier, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France*

Received 12 October 2005; received in revised form 19 May 2006; accepted 29 May 2006

Available online 14 August 2006

Abstract

Acoustic doppler current profiler (ADCP), CTD and thermosalinograph data from the Gulf Of Lion Time Series (GOLTS) cruise of December 2003, and corresponding AVHRR images, show the unusual presence of the Rhone river dilution zone far east from the Rhone river mouth. It is the first time this event is studied with simultaneous hydrological and current data. This dilution zone extends as far as 5.27°E in longitude (45 km from the Rhone river mouth). At longitude 5.13°E (37 km from the Rhone river mouth), the dilution zone is 40 m deep and spreads over 0.075° latitude (8 km). It is due to an eastward current present there throughout the ADCP-detected range (12–120 m). The analysis of moored ADCP time series reveals that such eastward currents occur there about 18% of the time and that diluted waters from the Rhone reach the Station d'Observation Fixe (SOFI) site between 3.9% and 8.4% of the time. This December 2003 event is the consequence of the combined effects of a storm with east winds and the presence of freshwater along the coast.

© 2006 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: River plumes; Shelf dynamics; Current data (ADCP); Cruise stations; AVHRR images; Gulf of Lion

1. Introduction

Since the construction of the Aswan dam and the consecutive reduction of the Nile river inflows, the Rhone River has become the most significant source of freshwater in the microtidal Mediterranean Sea (Fig. 1). Its mean freshwater discharge is around $1700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, and it represents 90% of the total

freshwater input in the Gulf of Lion's (GoL) continental shelf (Fieux, 1974; Durrieu de Madron et al., 2003). It is also a major nutrient source for the GoL, and influences its productivity (Coste, 1974; Morel et al., 1990) and fishery activities. The Rhone River produces a surface plume, which bends to its right (facing seaward) due to the Coriolis acceleration (in the northern hemisphere), and flows westward. Indeed, the Rhone river plume presents a Kelvin number greater than one and is thus submitted to strong Coriolis effects. The particularity of the Rhone plume is that both its Kelvin

*Corresponding author. Tel.: +33 4 91 82 90 61;
fax: +33 4 91 82 19 91.

E-mail address: gatti@com.univ-mrs.fr (J. Gatti).

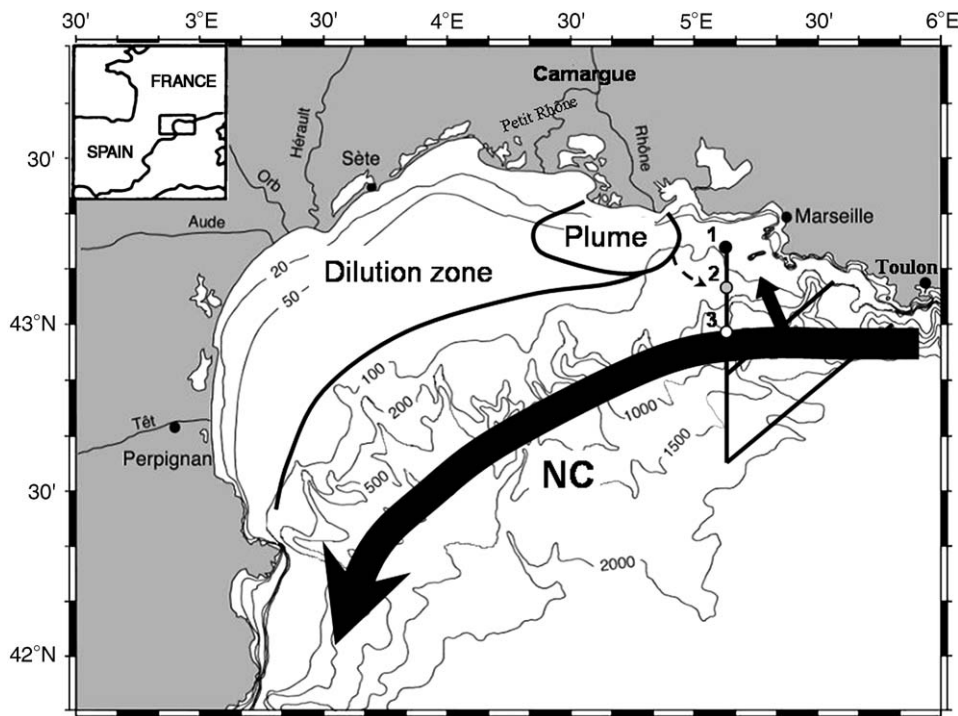


Fig. 1. Map of the Gulf of Lion (kindly provided by Xavier Durrieu De Madron, and adapted from the Ifremer bathymetric map of the Gulf of Lion); the Rhone plume with its dilution zone and its potential eastern extension (dotted arrow), the NC and one of its intrusion (arrows), the GOLTS cruise transects with the CTD stations (dots). The SOFI site corresponds to CTD Station 2 (grey dot). Isobaths at 20, 50, 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 m are drawn.

number and its Froude number (Fr) are greater than one (calculated from observations in Arnoux-Chiavassa (1998); from modelling results in Marsaleix et al. (1998)). Whereas, according to the Garvine's classification system (Garvine, 1995), low Kelvin numbers are normally associated to supercritical plumes ($Fr > 1$; Chao, 1988) and, inversely, high Kelvin numbers to low Fr .

The Rhone plume dynamics have been studied with both remote sensing observations (Demarcq, 1985; Forget et al., 1990; Devenon et al., 1992; Broche et al., 1998) and modelling studies (Estournel et al., 1997; Marsaleix et al., 1998; Estournel et al., 2001; Arnoux-Chiavassa et al., 2003; Refray et al., 2004). All these studies show that the extent and thickness of the Rhone river plume depend on the Rhone discharge, the meteorological conditions and the surrounding circulations (except the tidal currents which are practically nonexistent in this region).

Two wind regimes are predominant in the GoL and induce two types of plume. Under north-northwest winds (upwelling favourable winds), the plume extends offshore towards the southwest.

Whereas southeast winds (downwelling favourable winds) push and constrain the plume to the coast, west of the Rhone river outlet (Estournel et al., 1997). A third type of plume is encountered after the less frequent west winds. They deviate the plume toward the southeast (Demarcq, 1985), at 22 km (limit of detection of the VHF radar) from the river mouth in the work of Broche et al. (1998).

In the Rhone river dilution area (corresponding to salinities lower than 37.8), the wind intensity influences the plume by increasing its mixing with the surrounding waters (Estournel et al., 1997). At the Rhone river mouth, the plume is a few meters deep. The thickness of this freshwater surface layer increases along its trajectory under strong winds (Broche et al., 1998; Xing and Davies, 1999). The layer influenced by the dilution of the Rhone river plume was 60 m deep at 60 km southwest of the river mouth during the FETCH experiment in 1998 (Estournel et al., 2003). While Conan (1996) observed it down to 30 m at about 40 km east of the river mouth.

The main general circulation feature influencing the GoL is the Northern Current (NC; Fig. 1). The

NC, flowing along the continental slope from east to west (Millot, 1990), can occasionally intrude on the shelf (Millot and Wald, 1980; Petrenko, 2003). The main objective of the Gulf Of Lion Time Series (GOLTS) project is to study the NC's intrusions on the continental shelf of the GoL.

During the GOLTS cruises of December 2002 and 2003, an extension of the Rhone dilution zone was unusually observed in the northeastern shelf of the GoL, whereas it is generally considered to spread over only a few km towards the east of the river mouth (Minas and Minas, 1989). Hence its potential inputs of nutrients (Coste and Raimbault, 1993) and pollutants (UNEP report, 1984) can influence an area larger than expected, and moreover, reach densely-habited coasts (population of more than one million of inhabitants). Diluted Coastal Waters (CW) from the Rhone River ($S < 37.8$, Conan, 1996) have already been detected at the Station d'Observation Fixe (SOFI) site (5.13°E and 43.07°N ; Fig. 1) with CTD data. Diaz (2000) mentioned the presence of CW at the SOFI site four times during 1998, and Leblanc et al. (2003) observed them once in July 2000. Otherwise, as mentioned earlier, Conan (1996) showed that, in October 1992, CW were present at more than 40 km from the Rhone river mouth (5.21°E and 43.03°N). But no current data were available in these previous studies.

This paper aims at completely describing this singular eastern extent of the Rhone river dilution zone in the Results section (Section 3). The results of December 2003, but not those of December 2002, will be presented since only the former highlight a complete spatial and temporal evolution of the eastern extent of the Rhone dilution zone. Then, the Discussion section (Section 4) offers possible explanations for its generating process.

2. Material and methods

Data were collected during the GOLTS cruise, which took place on board of the RV Tethys II from December 8 to 12, 2003. This cruise is a component of the GOLTS project (2002–2004), which is designed to observe and quantify the NC's intrusions on the eastern part of the GoL's continental shelf. The in situ experiments of the GOLTS project include two main components: time series collected at a moored acoustic doppler current profiler (ADCP) and cruises.

The ADCP (RDI Ocean Sentinel 300 kHz) is moored on the bottom depth at the SOFI site ($\sim 165\text{ m}$ depth), on the edge of the continental shelf. Since November 2001, it provides current time series, every 1/2 h and every 4 m depth.

Five-day surveys have then been planned, every 6 months since June 2002, to collect the moored ADCP's data at the SOFI site and acquire continuous measurements along specific transects. The RV Tethys II follows pre-defined transects, starting from Marseille and covering the key zone of the potential entrance of the NC on the GoL (Fig. 1). Continuously measured data are: sea surface temperature, sea surface salinity and currents' profiles. They are collected, respectively, with a Seabird thermosalinograph connected to an underway pump and with a hull-mounted ADCP (RDI BroadBand 150 kHz). For each cruise, the same ADCP configuration is used: 60 cells of 4 m depth, an ensemble average of 1 min and bottom tracking when possible. ADCP data analysis is done by the French INSU (Institut National des Sciences de l'Univers). Moreover, hydrological profiles are regularly made with a CTD at pre-chosen stations (Fig. 1).

NOAA/AVHRR satellite images are provided in quasi-real time by Météo-France. These fourth

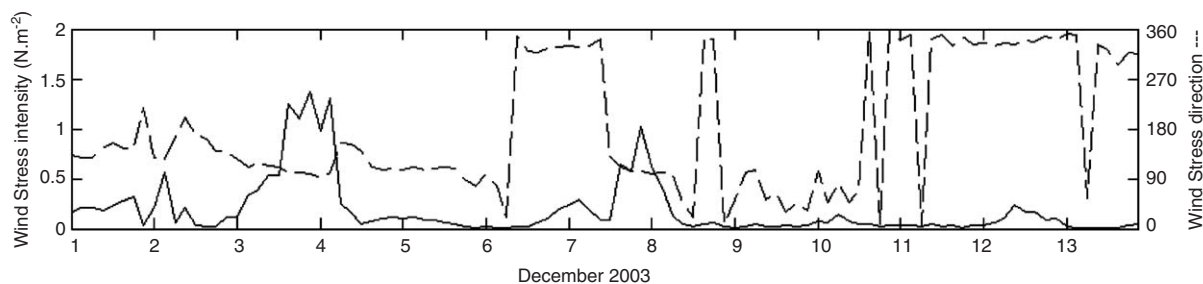


Fig. 2. Wind stress intensity (solid line) and direction (dashed line) at SOFI in December 2003. Results from the ALADIN model. A wind stress intensity of 1 N m^{-2} corresponds to a wind intensity of 20 m s^{-1} .

infrared band data are the so-called “brilliance temperature” (range: 5–30.5 °C with a 0.1 °C resolution). During the cruise, the AVHRR temperature has a negative anomaly of 2 °C compared to in situ data (not show).

Wind data throughout the GoL (0.1–0.1° grid and a 3 h averaged period) are modelled with ALADIN by Météo-France (Fig. 2). The daily inputs of the Grand Rhone, measured at the Beaucaire station, are provided by the “Compagnie Nationale du Rhone”.

3. Results

3.1. Environmental conditions

The GOLTS cruise occurred after quite outstanding events of river discharge and precipitation. Indeed, the Rhone exceeded the flow limit corresponding to a 50-year flood ($>10,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) on December 3–4, 2003. The consequence was catastrophic floodings in the Camargue region. From December 5 to the cruise period, the Rhone river flow decreased and remained around its usual seasonal value ($1700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Simultaneously to this exceptional flood, there was a storm with strong east winds (up to 22 m s^{-1}) during December 3–4, which constrained the Rhone river waters to the coast (Fig. 2). Then the wind weakened and changed to northwest (Mistral). Just before the cruise, on December 7, a strong east wind (up to 20 m s^{-1}) blew. It lasted around 24 h and stopped on December 8. At Sète, on the north-western side of the GoL (Fig. 1), coastal tide gauge data showed a high surface elevation anomaly of around 10 cm (data not shown) on December 7.

3.2. Satellite images

Durand et al. (2002) consider that, in microtidal sea, the frontal structure of supercritical plumes is clearly visible on satellite images. On the AVHRR images available during this cruise, the 13.5 °C isotherm constitutes the border between the Rhone plume dilution zone that spreads to the east, and the NC's waters (Fig. 3). The 13.5 °C isotherm on the AVHRR images corresponds to a 15.5 °C isotherm on the in situ data. The salinity corresponding to an in situ temperature of 15.5 °C is 37.8, our limit to define the Rhone river dilution zone. The Rhone river plume is directed southwestward while a tongue-shaped extent goes southeastward, contrary

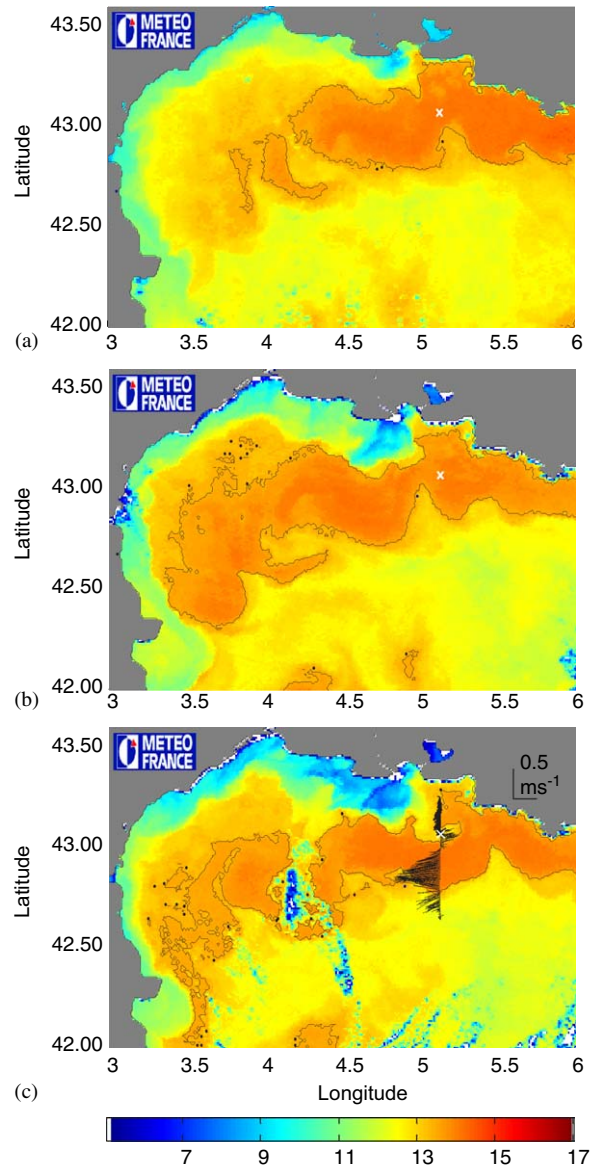


Fig. 3. AVHRR images of relative sea surface temperature (°C): (a) on December 8 at 12 h 45 min, (b) on December 9 at 02 h 43 min and (c) on December 11 at 02 h 20 min. Colour scale goes from 5 to 17 °C and the 13.5 °C isotherm is drawn in black. ADCP currents measured at 24 m depth are shown in black for (c). The SOFI site is marked with a white cross.

to the Coriolis direction. The AVHRR 13.5 °C isotherm also clearly shows the NC and its meander.

On December 8 and 9, the Rhone river dilution zone extends towards the east until 5.07°E (Fig. 3(a) and (b)). On December 11, it reaches the SOFI mooring (Fig. 3(c)) and goes even further to the east (5.27°E), at approximately 45 km from the Rhone river mouth.

The superposition of the December 11 AVHRR image with the currents measured at 24 m depth along the 5.13°E transect exhibits the excellent agreement between the eastern extent of the dilution zone and an eastward current (Fig. 3(c)).

3.3. The dilution zone and the eastward current

The surface temperature and surface salinity data, measured along the 5.13°E transect, exhibit lower values in the eastern extent of the dilution zone than in surrounding waters (Fig. 4(a) and (b)). This dilution zone, located between 43.025°N and 43.2°N, can be divided in two. In the southern part (south of 43.1°N), temperature and salinity are reaching their minima (respectively, 14.7°C and 36.9). In the northern part, temperature and salinity have values between those of the ambient waters and the minima previously described. It is interesting to notice that the southern part corresponds to the position of the transect where the eastward current has been measured (Fig. 4(c)). South of this eastward current, between 43.025°N and 42.65°N, the strong westward current is the NC.

The vertical section of the currents along this transect shows that the eastward current is present from the surface to the deepest cell (~120 m) detected by the ADCP (Fig. 5). The flux of this barotropic eastward current is about 0.16 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$), which represents about 14% of the NC flux, on December 10. On December 8, the eastward current was not present on the 5.13°E transect. It appeared on December 9 but was slightly further north than on December 10 (data not shown).

3.4. Vertical profiles of temperature and salinity

CTD profiles measured during the cruise provide the vertical range of the eastern extent of the dilution zone (Fig. 6). On the 5.13°E transect, three typical stations are purposefully described from south to north: Station 3 located in the NC ($U < 0$ on Fig. 6(c), the NC goes westward); Station 2, at the SOFI mooring, in the eastward current ($U > 0$ on Fig. 6(c)); and Station 1 in the coastal region with nearly no currents (Fig. 6(c)).

At Station 3 (42.93°N), the NC carries warm (16°C) and relatively salty (38) waters. The

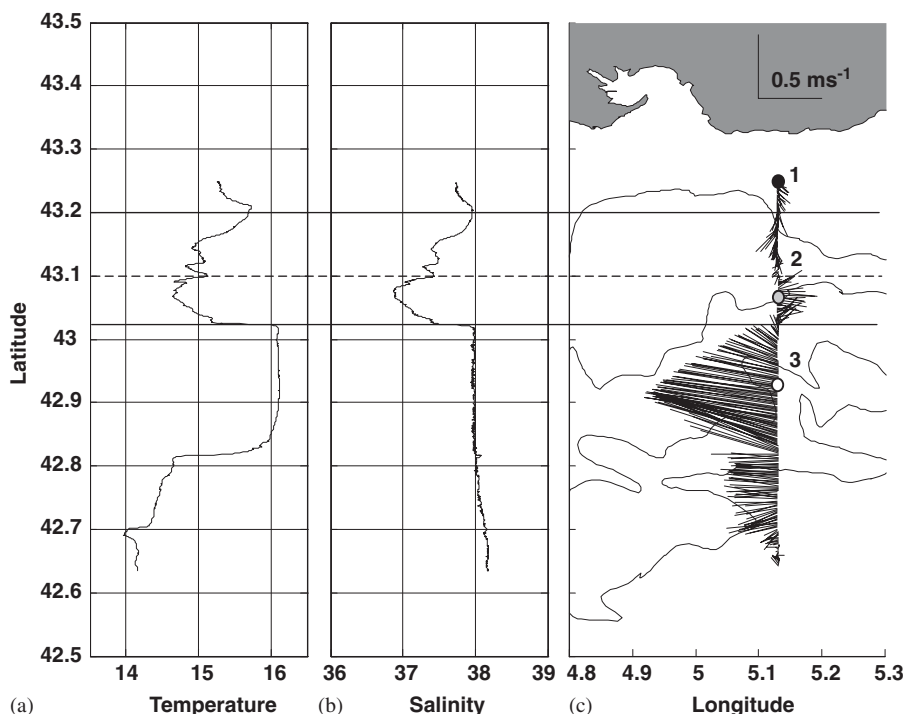


Fig. 4. (a) Surface temperature (°C), (b) surface salinity, and (c) currents (m s^{-1}) at 24 m on December 10 along the 5.13°E transect. Three CTD stations are marked with dots: Station 1 in black, Station 2 in grey and Station 3 in white. Isobaths at 100, 200, 1000 and 1500 m are drawn. The horizontal lines delimit the dilution zone.

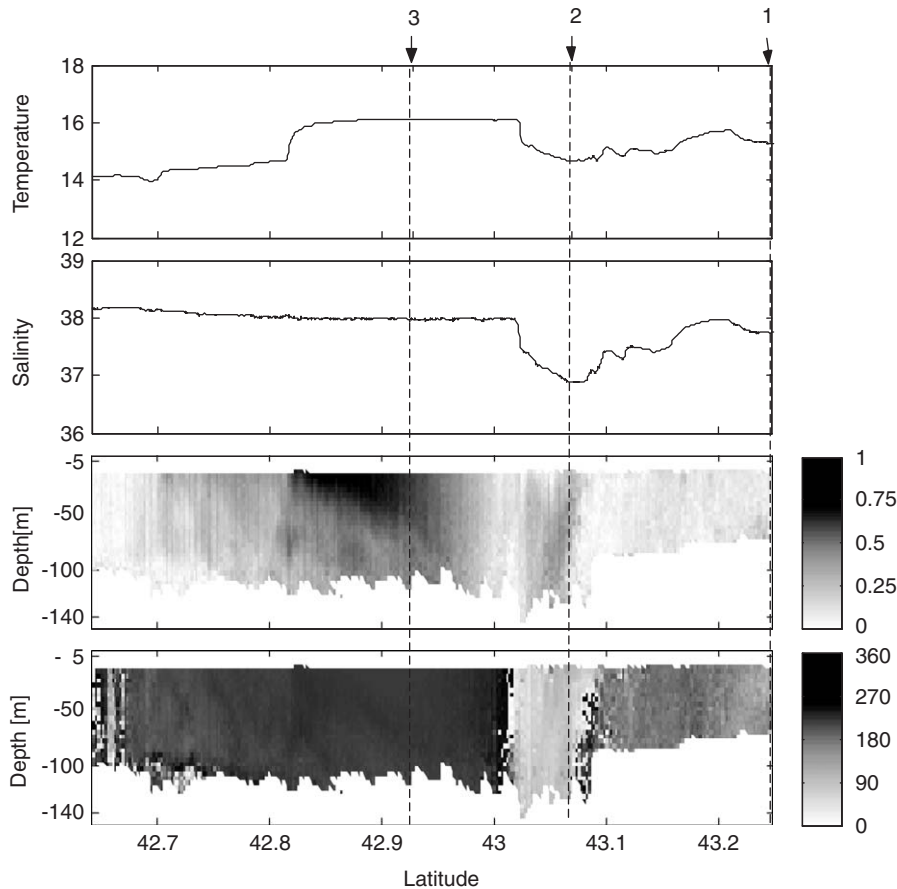


Fig. 5. Surface temperature ($^{\circ}\text{C}$), surface salinity, and vertical section of the current intensity (m s^{-1}) and the current direction ($^{\circ}$) along the 5.13°E transect on December 10 (top to bottom). The location of the three CTD stations shown on Fig. 4 are indicated with dashed lines.

temperature decreases progressively with depth to reach, at about 170 m depth, the value of 13.5°C , typical temperature of the Modified Atlantic Water (MAW) (Alb  rola and Millot, 2003).

At Station 2 (43.07°N), both temperature and salinity are smaller (respectively, by 1°C and 0.9 units) than the ones measured at Station 3. These low values, characteristic of the eastern extent of the dilution zone, are clearly detectable on the first 40 m.

At Station 1 (43.25°N), the temperature profile is rather similar to the one of Station 2 and the upper layer salinity is between the ones of Stations 2 and 3. These characteristics correspond to waters mixed between the Rhone river dilution zone and the surrounding waters, as explained previously for surface data.

Focusing on the temporal evolution of the CTD profiles made at Station 2 (Fig. 7), it appears that the eastern extent of the dilution zone is present

there from December 10 (4 p.m.) to December 12 (3 a.m.). On December 12, the salinity is still lower in the first 20 m than in the deeper layers. Hence the Rhone river dilution zone is present at the site for at least 35 h.

3.5. Moored ADCP time series

Horizontal currents measured with the ADCP at SOFI from November 2001 to June 2004 are used in order to try to estimate how often the Rhone dilution zone spreads as far east as the SOFI site. The current data is analysed using polar coordinates, with the angle (given in degrees) rotating clockwise and north corresponding to 0° . These currents show that, in average, eastward currents with angle between 45° and 135° occur about 20% of the time from 10 to 140 m deep (Fig. 8). No real seasonal trends can be isolated. Nonetheless, inertial oscillations are frequent in the zone due to rapid

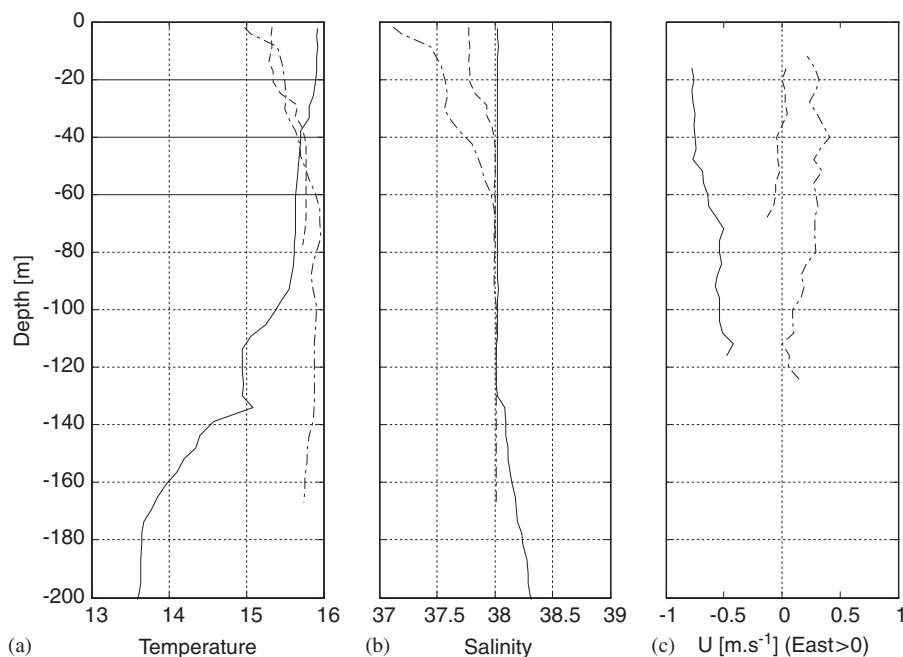


Fig. 6. Vertical profiles on December 10 of: (a) temperature ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinity and (c) west-east current component (U in m s^{-1}) at 3 stations along the 5.13°E transect: Station 1 (dashed line), Station 2 (dash-dotted line) and Station 3 (solid line).

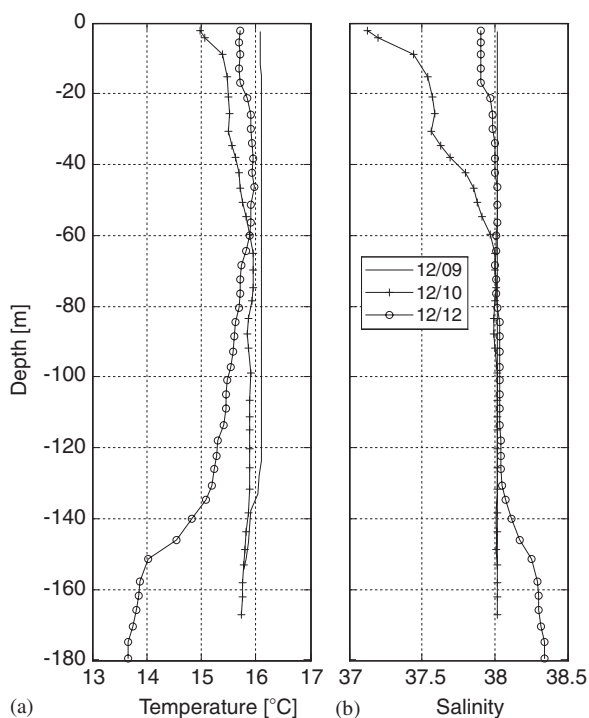


Fig. 7. Vertical profiles at SOFI site of (a) temperature ($^{\circ}\text{C}$) and (b) salinity.

and strong wind variations. In the absence of a barotropic current, these inertial oscillations can generate, among other, temporary eastward currents. In order to subtract any potential influence from inertial oscillations or other high frequency motions, the same analysis was realised on low-passed filtered currents (with a cut-off period of 20 h). The result was close: eastward filtered currents occur about 18% of the time. It is a rough estimation of the percentage of time the Rhone River could reach the SOFI site. Buoyant waters from the Rhone River need between 16 and 52 h to reach the SOFI site, for a distance varying from 23.5 km (distance between the Rhone river mouth and the SOFI site at the latitude of the SOFI site) to 37 km (distance between the Rhone river mouth and the SOFI site), and for currents' speeds from 20 to 40 cm s^{-1} . To guarantee the advection of Rhone River waters to the SOFI site, eastward filtered currents lasting more than 16 and 52 h are considered. They occur, respectively, about 8.4% and 3.9% of the time. Hence diluted waters from the Rhone are estimated to reach the SOFI site between 3.9% and 8.4% of the time. The studied event is a relatively rare event.

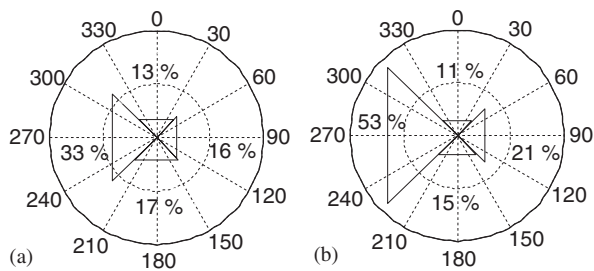


Fig. 8. Rose representation of the horizontal currents measured at SOFI during one year (from June 11, 2003 to June 8, 2004) at (a) 20 m, (b) 120 m. Angles are separated in four classes: 45–135°, 135–225°, 225–315° and 315–45°. Note that the sum of the four percentages is not equal to 100% at 20 m depth, due to a certain number of measurements discarded during the ADCP data treatment.

4. Discussion

4.1. Similar behaviour of river plumes

In the northern hemisphere, other cases of river plumes flowing in the direction opposite to the Coriolis direction have already been studied. For instance, the Mississippi River generally flows westward. But, after the major flood in 1993, while most of the river plume bended to the west, part of it flowed eastward (Walker et al., 1994). According to the authors, the eastward flow was externally forced by abnormal west winds and by a northward intrusion of the Loop Current.

The Changjiang (Yangtze) river, with the third largest discharge in the world, presents seasonally a similar bimodal plume structure consisting of a southward coastal jet and a northeastward spread (Lie et al., 2003). The authors refer to the McCreary et al. (1997), according to which the northward current may be associated with two processes: geostrophic adjustment and Kelvin-wave propagation. The geostrophic adjustment generates a southward flow of salty and fresher water along the plume front that depletes the upstream region from salty waters. Hence, the fresher-water plume must advance northward to replace this loss. The Kelvin wave that propagates downstream from the plume's nose, thins the thickness of the plume layer near the coast. This generates a northward geostrophic coastal current necessary to advect the plume northward. As far as the eastward component of the northeastward spread, Lie et al. (2003) believe that it is due to an offshore current generated by upwelling favourable winds (south winds).

In parallel with the two previous examples and with the coastline orientation of our study, a west wind would have been expected to generate the eastward extent of the Rhone river plume. But, during the present cruise, the wind conditions cannot explain directly the eastward orientation taken by a part of the Rhone river dilution zone.

In the following section, we thus attempt to examine possible mechanisms for the eastward current responsible for this eastern extent.

4.2. Assumptions on the generating process of the eastern extent of the dilution zone

The first hypothesis for a generating process is the combination of a storm with east winds and high Rhone river discharges. A portion of the wide (due to the previous high river discharges) Rhone river dilution zone is entrained in the northeastern region of the GoL by a barotropic eastward current. This current appeared on December 9, just after the end of an east wind event. The east wind that blew on December 7 piled water on the western side of the GoL and induced a raise of the sea surface elevation (10 cm observed at Sète tide gauge). An equilibrium state between the pressure gradient (due to the free surface slope) and the wind pressure could then have been reached. But, when the wind stopped on December 8, the equilibrium broke and the pressure gradient may have created, by relaxation, this eastward current. Nevertheless, this assumption would probably induce a barotropic eastward current along the entire 5.13°N transect. While, in the data, the eastward current is barotropic but only localised in the vicinity of the SOFI site (north and south of it, the current is westward). Hence modelling was used to check whether this situation could be reproduced. Very realistic simulations of the Rhone plume and of its dilution zone (Estournel et al., 2001; Refray et al., 2004) have already been obtained under various meteorological conditions, using the 3D hydrodynamic Symphonie model (Estournel et al., 2003). Thereby, a realistic simulation with this Symphonie model, focused on the December 2003 period and including the whole GoL (Ulses, 2005), was used. This simulation reproduces well the southeast extension of the Rhone river dilution zone after the east wind event on December 8. Indeed, the simulated dilution zone (corresponding to the 37.8 isohaline) extends to the SOFI site and even further east as far as 5.46°E on December 11 (Fig. 9). This extension is associated to

an eastward current in front of the Camargue coast, that turns to the southeast east of the Gulf of Fos (Fig. 9). This eastward current is located slightly further northeast than in the observations. But, as in the data, it does not cover the entire 5.13°N transect as it was thought it could. Actually, the circulation features developing on the rest of the continental shelf are highly complex and variable and hence, occurring simultaneously, can prevent a process from being observed entirely. At the grid point corresponding to the SOFI mooring, the dilution zone reaches 50 m depth (not shown), which is consistent with the observations. As the simulation reproduces the vertical and horizontal extensions of the Rhone plume evidenced by the observations, this model can be used to make some sensitivity tests. These sensitivity tests reveal that the eastward current disappears when a null wind speed is imposed during the east wind event, or is significantly reduced when the freshwater discharge is omitted. So, in the specific case studied here, the eastern extent of the dilution zone is due to the combined effects of east winds and the presence of freshwater along the coast. On December 4, 2003, a storm with east winds simultaneous to the intense flood already mentioned also occurred. An eastward current is numerically (data not shown) observed east of the Rhone river mouth until the December 7

when the second east wind stopped it. This current is less intense and more coastal than the one described in this paper (which occurred 4 days after) and hence did not bring Rhone river diluted waters to the SOFI site. The succession of two east wind events and the consequent presence of freshwater along the coast could explain the difference between these two eastward currents.

On June 17–19, 1998, a barotropic eastward current (Petrenko, 2003) and diluted CW ($S < 37.7$ on 20 m deep; Diaz, 2000) have been detected at the SOFI site at the end of an 8-day Mistral event. Also, as mentioned in the introduction (Section 1), another case of barotropic eastward current associated with diluted CW ($S < 37.8$ on 50 m deep) has been observed during the GOLTS cruise, on December 1–2, 2002. It was north of the SOFI site (at 43.25°N) and occurred after a quick succession of wind conditions (southeast, rest and strong Mistral). This shows that winds other than east wind (as in our first hypothesis) can generate such eastward currents. Hence, for other events than the December 2003 one, other hypotheses of generating process are proposed.

Our second hypothesis about the origin of this eastward current is based on the NC mesoscale activity (particularly strong in the winter, Albérola et al., 1995; Sammari et al., 1995). The NC

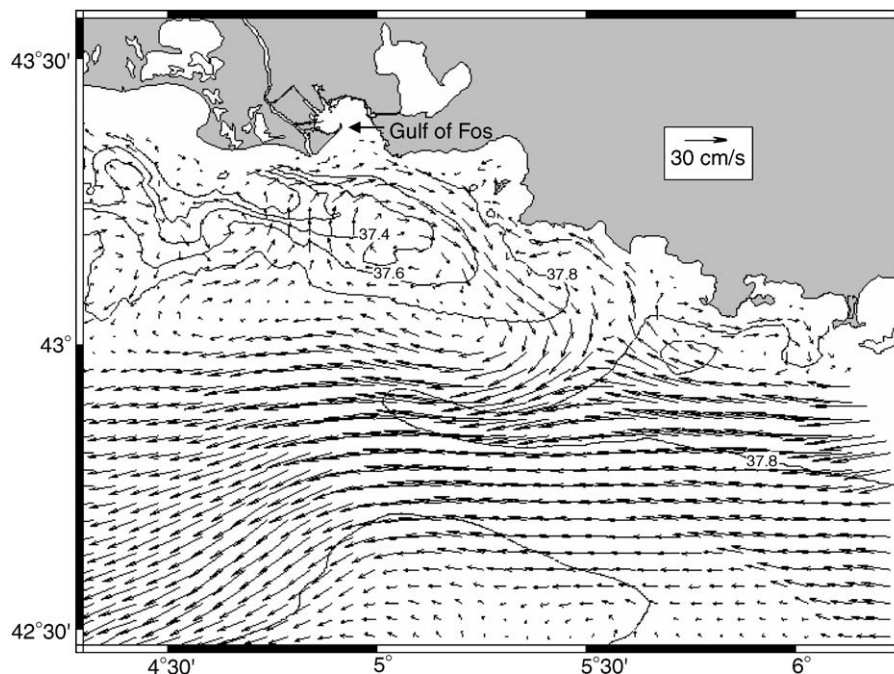


Fig. 9. Computed salinity (contours every 0.2) and current (arrows; cm s^{-1}) at 24 m depth on December 11 at 00h.

meanders along the GoL's shelf break (Flexas et al., 2002, Petrenko, 2003). An anticyclonic eddy could have detached from a NC's meander in the region of the SOFI site. The eastward current, detected at SOFI, could be the northern part of this eddy, carrying Rhone river waters eastward. The offshore transport of buoyant water by eddies and meanders at the shelf break have already been observed in other regions of the world ocean. Along the northwestern coast of the Black Sea, during the 1993 summer, the Danube river, instead of flowing southward as usual, was entrained eastward by mesoscale eddies present at the shelf break (Ginzburg et al., 2002; Yankovsky et al., 2004). However, such eddies and meandering motions are commonly attributed to baroclinic instability (Flexas et al., 2002) while the observed eastward current is barotropic. Moreover, there is no eddy clearly visible near the SOFI site, neither on the December 2002 and 2003 AVHRR images, nor on the June 1998 SeaWiFs images.

Hence, we suggest a third hypothesis that takes into account more complex generating processes that includes the effects, not only of the wind, but also of the local circulation and bathymetry. Indeed, the eastward current could be one of the GoL's circulation features developing on the continental shelf, such as anticyclonic eddies (linked to the wind curl) developing on the western side of the GoL (Estournel et al., 2003; Petrenko, 2003) or anticyclonic eddies trapped at topographic irregularities due to the interaction between barotropic shelf wave and the NC flowing along the shelf break (Yankovsky and Chapman, 1997). Due to the shapes of the coastline and of the continental slope, these anticyclonic eddies could induce eastward shelf currents towards the SOFI site. The data available with the hull-mounted ADCP do not cover the entire eastern GoL and hence make it difficult to check this last hypothesis.

5. Conclusions and perspectives

The analysis of in situ measurements and satellite images during the December 2003 GOLTS cruise reveals an unusual orientation of part of the Rhone river dilution zone towards the east. Scientists have rarely noticed this event during the previous decades, in contrary to the Changjiang extent, which is a seasonal event. Besides, it is the first time that the dilution influence has been observed down to 40 m at the SOFI site, whereas this site is

far (37 km) from the Rhone river mouth. This eastern extent is due to the presence of a barotropic eastward current, clearly detected by the ADCP measurements. Results from studies on similar behaviour of river plumes do not clarify the origin of this eastward current. But modelling work allows to confirm our first hypothesis: the eastern extension of the plume, observed in December 2003, is due to the combination of a storm with east winds and the presence of Rhone freshwater along the coast.

However, other similar events, noticed during previous cruises in the GoL, do not occur after east winds. This leads us to make two other hypotheses about the generating processes of such eastern extensions. Satellite data contradict the second hypothesis so only the third one, concerning a combined effect of the local shelf's circulation, the NC and the bathymetry, remains possible. But current and hydrology data on the entire GoL would be necessary to check this hypothesis.

So, the present study suggests that setting a mooring network (with ADCP, temperature and salinity sensors) in this area would be extremely useful. Indeed, if such data were collected, they would show which percentage of time the Rhone river diluted waters are associated with eastward currents and reach the SOFI site. This would also allow us to check our rough estimation (3.9–8.4%) of the occurrence of such event. Unfortunately, strong fishing activity tends to threaten moorings in the area and may be a problem if an extended array of moorings was to be deployed.

Besides, more numerical modelling work would be useful to further explore the complex behaviour of the plume when an eastern extent of the Rhone river dilution zone is observed and test each specific wind and discharge conditions encountered. It would also allow us to test our third hypothesis and gain understanding on the various forcing terms responsible for this unusual feature. Moreover, coupled to a biogeochemical model, one could also test what impact the eastern extent of the Rhone dilution zone has on the eastern GoL's ecosystem.

Acknowledgements

The GOLTS cruises and study were supported by the PATOM program (Programme Atmosphère et Océan à Multi-échelles). We are grateful to the crews of the R/V Tethys II, Gilles Rougier and Jean-Luc Fuda for their help. We also thank

Pierre-Michel Theveny (from DT/INSU) for the ADCP data analysis.

References

- Albérola, C., Millot, C., Font, J., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 18 (2), 163–192.
- Albérola, C., Millot, C., 2003. Circulation in the French mediterranean coastal zone near Marseilles: the influence of wind and the Northern Current. *Continental Shelf Research* 23, 587–610.
- Arnoux-Chiavassa, S., 1998. Modélisation d'écoulements côtiers stratifiés présentant des fronts: application au panache du Rhône. Ph.D. Thesis, Université de Toulon et du Var, France, 250p.
- Arnoux-Chiavassa, S., Rey, V., Fraunié, P., 2003. Modeling 3D Rhone river plume using a higher order advection scheme. *Oceanologica Acta* 26, 299–309.
- Broche, P., Devenon, J.L., Forget, P., De Maistre, J.C., Naudin, J.J., Cauwet, G., 1998. Experimental study of the Rhone plume. Part I: physics and dynamics. *Oceanologica Acta* 21, 725–738.
- Chao, S.-Y., 1988. Wind driven motion of estuarine plumes. *Journal of Physical Oceanography* 18, 1144–1166.
- Conan, P., 1996. Variabilité et bilan de la production primaire en zone côtière (Méditerranée Nord occidentale; entrée du golfe du lion) en relation avec les systèmes biologique, chimique et hydrodynamique (Courant Nord Méditerranéen) (tome I) Ph.D. Thesis, Université Aix Marseille 2, France, 200pp.
- Coste, B., 1974. Rôle des apports nutritifs minéraux rhodaniens sur la production organique des eaux du Golfe du Lion. *Téthys* 6, 727–740.
- Coste, B., Raimbault, P., 1993. Recent data on the nutrient input into the Mediterranean Sea by the Rhone river. In: Martin, J.-M., Bdarth, B. (Eds.), *EROS-2000*, Nerc, Plymouth, UK, Water Pollution Research Reports 30, 47–50.
- Demarcq, H., 1985. Applications de la télédétection infrarouge et visible en océanographie. Ph.D. Thesis, Université Aix-Marseille 2, France, 237pp.
- Diaz, F., 2000. Evolution saisonnière de la production primaire et des processus d'assimilation-régénération de l'azote dans le Golfe du Lion. Estimation d'un bilan de carbone. Approches in situ et modélisation (tome I). Ph.D. Thesis, Université Aix-Marseille 2, France, 270pp.
- Devenon, J.L., Broche, P., De Maistre, J.C., Forget, P., Gagelli, J., Rougier, G., 1992. VHF radar measurements in the Rhone river plume. *Water Pollution Research Reports* 28, 75–87.
- Durand, N., Fiandrino, A., Fraunié, P., Ouillon, S., Forget, P., Naudin, J.J., 2002. Suspended matter dispersion in the Ebro ROFI: an integrated approach. *Continental Shelf Research* 22, 267–284.
- Durrieu de Madron, X., Denis, L., Diaz, F., Garcia, N., Guieu, C., Grenz, C., Loÿe-Pilot, M.-D., Ludwig, W., Moutin, T., Raimbault, P., Ridame, C., 2003. Nutrients and carbon budgets for the Gulf of Lion during the Moogli cruises. *Oceanologica Acta* 26, 421–433.
- Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P., Vehil, R., 1997. The plume of the Rhone: numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research* 17, 899–924.
- Estournel, C., Broche, P., Marsaleix, P., Devenon, J.L., Auclair, F., Vehil, R., 2001. The Rhone River plume in unsteady conditions: numerical and experimental results. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 53, 25–38.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., Vehil, R., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research* 108 (C3), 8059.
- Fieux, M., 1974. Formation d'eau dense sur le plateau continental du Golfe du Lion. *Colloques Internationaux du CNRS, La formation des Eaux Océaniques Profondes*, CNRS, Paris.
- Flexas, M.M., Durrieu de Madron, X., Garcia, M.A., Canals, M., Arnau, P., 2002. Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March–May 1997). *Journal of Marine Systems* 33–34, 197–214.
- Forget, P., Devenon, J.L., De Maistre, J.C., Broche, P., Leveau, M., 1990. VHF remote sensing for mapping river plume circulation. *Geophysical Research Letters* 17, 1097–1100.
- Garvine, R.W., 1995. A dynamical system for classifying buoyant coastal discharges. *Continental Shelf Research* 15 (13), 1585–1596.
- Ginzburg, A.I., Kostianoy, A.G., Nezlin, N.P., Soloviev, D.M., Stanichny, S.V., 2002. Anticyclonic eddies in the North-western Black Sea. *Journal of Marine Systems* 32, 1979–19807.
- Leblanc, K., Queguiner, B., Garcia, N., Rimmel, P., Raimbault, P., 2003. Silicon cycle in the NW Mediterranean Sea: seasonal study of a coastal oligotrophic site. *Oceanologica Acta* 26, 339–355.
- Lie, H.-J., Cho, C.-H., Lee, J.-H., Lee, S., 2003. Structure and eastward extension of the Changjiang River plume in the East China Sea. *Journal of Geophysical Research* 108 (C3), 3077.
- Marsaleix, P., Estournel, C., Kondrachoff, V., Vehil, R., 1998. A numerical study of the formation of the Rhône River plume. *Journal of Marine Systems* 14, 99–115.
- McCreary Jr., J.P., Zhang, S., Shetye, S.R., 1997. Coastal circulation driven by river outflow in a variable-density 11/2-layer model. *Journal of Geophysical Research* 102 (C7), 15535–15554.
- Millot, C., Wald, L., 1980. The effect of Mistral wind on the Ligurian current near Provence. *Oceanologica Acta* 3, 399–402.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lion's hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 10, 885–894.
- Minas, M., Minas, H.J., 1989. Primary production in the Gulf of Lions with considerations to the Rhone river input. *Water Pollution Research Reports* 13, 112–125.
- Morel, A., Bricaud, A., André, J. M., Pelaez-Hudlet, J., 1990. Spatial-temporal evolution of the Rhône River plume as seen by CZCS imagery: consequences upon primary productions in the Gulf of Lions. In: Martin, J.-M., Barth, H. (Eds.), *EROS-2000*, Nerc, Plymouth, UK, Water Pollution Research Reports 20, 45–62.
- Petrenko, A., 2003. Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanologica Acta* 26, 323–338.

- Reffray, G., Fraunié, P., Marsaleix, P., 2004. Secondary flows induced by wind forcing in the Rhône region of freshwater influence. *Ocean Dynamics* 54, 179–196.
- Sammari, S., Millot, C., Prieur, L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from PROLOG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Research I* 42 (6), 893–917.
- Ulses, C., 2005. Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion: crue, tempête, période hivernale. Ph.D. Thesis, Université Paul Sabatier, France, 247pp.
- UNEP/ECE/UNIDO/FAO/UNESCO/WHO/IAEA, 1984. Pollutants from land based sources in the Mediterranean. *Regional Seas reports and Studies*, 32.
- Walker, N.D., Fargion, G.S., Rouse, L.J., Biggs, D.C., 1994. The great flood of summer 1993: Mississippi River discharge studied. *Eos Transactions of AGU* 75 (36), 409.
- Xing, J., Davies, A.M., 1999. The effect of wind direction and mixing upon the spreading of a buoyant plume in a non-tidal regime. *Continental Shelf Research* 19, 1437–1483.
- Yankovsky, A.E., Chapman, D.C., 1997. Anticyclonic eddies trapped on the continental shelf by topographic irregularities. *Journal of Geophysical Research* 102 (C3), 5625–5639.
- Yankovsky, A.E., Lemeshko, E.M., Ilyin, Y.P., 2004. The influence of shelfbreak forcing on the alongshelf penetration of the Danube buoyant water, Black sea. *Continental Shelf Research* 24, 1083–1098.

Annexe 2

Calculs de flux pour les données ADCP

Le flux de courant (F) peut être calculé, à partir des données de l'ADCP de coque, de la manière suivante (§ III.2.3.1) :

$$F = \iint_S \vec{U} \cdot d\vec{S} = \sum_i \sum_p (\vec{U} \cdot d\vec{S})_{i,p}$$

avec \vec{U} : vitesse mesurée par l'ADCP de coque,

$$d\vec{S} = dS \vec{n} = dz \times dl \vec{n},$$

dS : élément de surface associé à chaque mesure,

dz : pas d'espace sur la verticale,

dl : pas d'espace sur l'horizontale,

\vec{n} : vecteur unitaire normal à dS .

Deux méthodes sont utilisées pour calculer les flux de courant, aussi bien du Courant Nord que d'une intrusion :

- méthode 1 : calcul du bilan des flux entrants et sortants à travers la section définie par le trajet du navire (appelée par la suite section "navire") pour comparer avec les sorties de modèle,
- méthode 2 : calcul du flux dans la direction principale de la veine de courant pour optimiser le calcul de flux.

Méthode 1 : bilan des flux à travers la section "navire"

Selon cette méthode, le flux est calculé dans la direction orthogonale aux sections "navire" ($d\vec{S}$ sur la figure III.19.a). Comme les radiales parcourues par le navire ont été choisies de façon à être bien orientées par rapport aux veines du Courant Nord et d'intrusions, le calcul de flux se fait à travers une surface pratiquement orthogonale à la veine de courant. La valeur du flux obtenue est donc bien représentative des veines de courant et la surface à travers laquelle le flux est calculé n'est autre que la somme des éléments de surface définis précédemment par l'échantillonnage des données (figures III.18 et III.19.a).

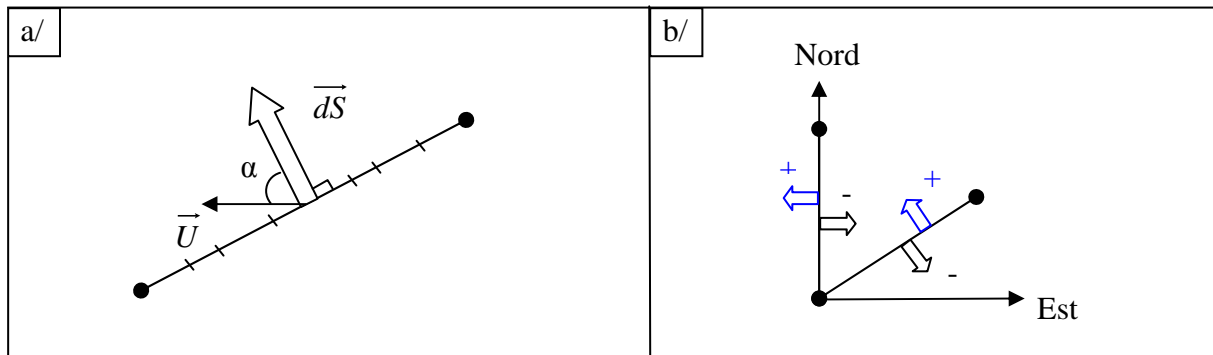


Figure III.19 : schémas représentant a/ une vue du dessus d'une section navire découpée suivant le maillage des données, l'angle α est l'angle de projection des courants \vec{U} sur la direction du flux (i.e. la direction orthogonale à la section navire, flèche pleine), b/ la convention de signe pour le calcul de flux pour deux sections navires différentes.

Les courants mesurés (\vec{U}) sont projetés sur la direction orthogonale aux sections "navire" et le flux s'obtient avec la formule suivante :

$$F = \sum_i \sum_p dF_{i,p} = \sum_i \sum_p U_{i,p} \times \cos(\alpha_{i,p}) \times dS_i = \sum_i \sum_p U_{i,p} \times \cos(\alpha_{i,p}) \times dz \times dl_i$$

avec U : module des courants mesurés \vec{U} et,
 α : angle entre les courants mesurés et la direction du flux (figure III.19.a),
 $dF_{i,p}$: flux élémentaire.

Chaque flux élémentaire ($dF_{i,p}$), associé à une mesure de courant, est positif ou négatif suivant la convention indiquée sur la figure III.19.b. Le flux total est donc un bilan puisqu'il calcule la somme des flux positifs et négatifs traversant la section.

Les flux associés au Courant Nord sont tous positifs. En effet, le Courant Nord, portant à l'ouest, est le courant le plus important de cette région de la Méditerranée nord occidentale et il n'y a pas de contre-courant assez important pour le contrebalancer.

Pour les flux calculés sur les parties de radiales où la profondeur est inférieure ou égale à 200 m, lorsque le flux F est positif, cela signifie qu'il y a intrusion à travers la section "navire".

Méthode 2 : flux dans la direction principale des courants

Pour optimiser les calculs de flux, aussi bien du Courant Nord que de ses intrusions, ceux-ci sont faits dans la direction principale de la veine de courant en ne sélectionnant que les courants de cette veine.

Tout d'abord, pour sélectionner les courants de la veine du Courant Nord ou de l'intrusion, un critère sur la direction des courants est appliqué. Etant donnée l'orientation de toutes les radiales de campagne, les courants choisis sont ceux situés au nord de la radiale pour les radiales transversales et ceux situés à l'ouest de la radiale (i.e. dont la composante ouest-est est négative : $u < 0$) pour les radiales orientées Nord-Sud. Ensuite la direction principale de la veine de courant est calculée en faisant la moyenne des directions des courants d'au moins 0,1 m/s parmi les courants sélectionnés. Le flux est alors calculé en projetant (figure III.20) les courants sélectionnés dans la direction principale de la veine de courant et en projetant chaque élément de surface dans la direction orthogonale à la direction principale :

$$\begin{aligned} F &= \sum_i \sum_p dF_{i,p} = \sum_i \sum_p U_{i,p} \times |\cos(\alpha_{i,p})| \times dS_{pr,i} = \sum_i \sum_p U_{i,p} \times |\cos(\alpha_{i,p})| \times dS_i \times |\cos(\alpha_{s,i})| \\ &= \sum_i \sum_p U_{i,p} \times |\cos(\alpha_{i,p})| \times dz \times dl_i \times |\cos(\alpha_{s,i})| \end{aligned}$$

avec $\alpha_{i,p}$: angle entre les courants mesurés et la direction principale de la veine de courant,
 dS_{pr} : élément de surface projeté dans la direction orthogonale à la direction principale,
 $\alpha_{s,i}$: angle entre un élément de surface de la section navire et la droite orthogonale à la direction principale de la veine de courant.

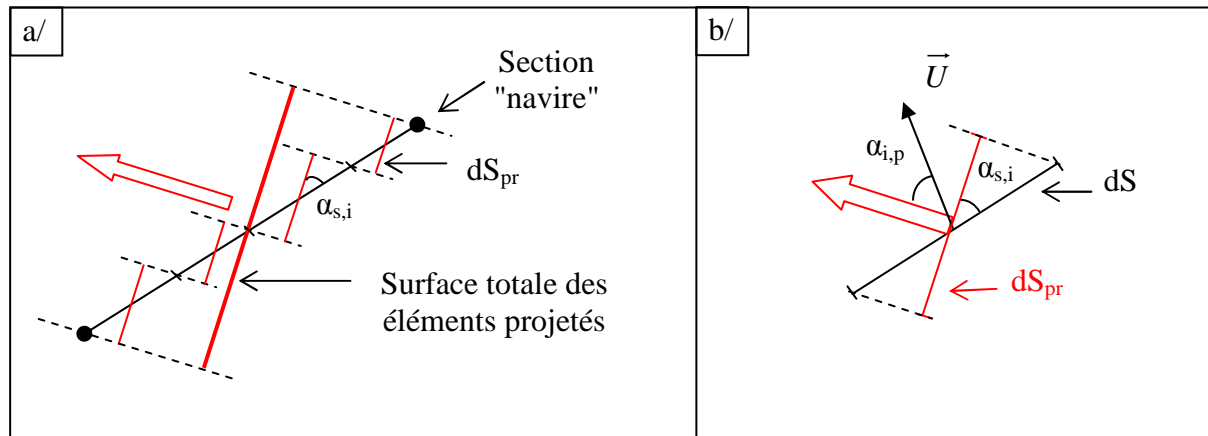


Figure III.20 : schémas représentant a/ la vue de dessus d'une section "navire" divisée en plusieurs éléments de surface, les éléments de surface projetés (rouge) dans la direction principale de la veine de courant (i.e. direction du flux, flèche pleine rouge), et b/ détail du a/ pour un seul élément de surface dS avec son projeté en rouge (dS_{pr}), l'angle $\alpha_{s,i}$ de projection de dS en dS_{pr} , et une mesure de courant (flèche) orientée de $\alpha_{i,p}$ par rapport à la direction du flux (flèche pleine rouge).

Pour projeter les éléments de surface, la valeur absolue du cosinus est prise en compte : en effet, le sens de projection de la surface ne doit pas intervenir dans le signe du flux.

Pour projeter les courants, la valeur absolue du cosinus est aussi prise mais pour une raison différente. Si le cosinus est pris sans valeur absolue, dans la veine des courants sélectionnés, les courants étant à plus de 90° de la direction principale (entourés sur la figure III.A1.1) auront un flux négatif et diminueront le flux de la veine de courant alors qu'ils sont situés du bon côté de la section "navire".

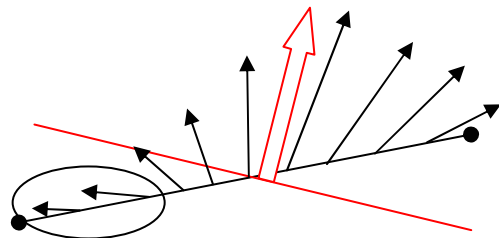


Figure A1.1 : schéma représentant les courants mesurés (flèches noires) le long d'une section navire, la direction principale de la veine de courant (i.e. direction du flux, flèche pleine rouge) et la surface de projection (trait rouge). Les courants entourés correspondent aux courants qui diminueraient le flux si le cosinus n'était pas pris en valeur absolue.

Annexe 3

Interpolation des sorties du modèle le long d'une isobathe

L'isobathe 200m, à travers laquelle les calculs de flux sont réalisés dans le modèle, ne passe généralement pas par les points de grille du modèle. Avant de calculer le flux, il faut donc interpoler les valeurs de vitesses (u et v) en chaque point géographique définissant l'isobathe. Pour cela, les vitesses sont d'abord interpolées verticalement puis suivant l'horizontale.

Interpolation de la vitesse au point géographique précisé :

- interpolation sur la verticale

A partir des sorties du modèle qui donnent la profondeur de chaque niveau sigma et les vitesses en chaque niveau sigma, les vitesses sont interpolées en profondeur, à l'aide d'une simple droite de Lagrange, avec un pas d'espace vertical constant : $dz = 4$ m. Les champs de vitesses sont donc obtenus en chaque point de la grille horizontale du modèle de 0 m à M m tous les 4 m, où M est la profondeur maximale atteinte dans le modèle.

- interpolation sur l'horizontale

En chaque point de l'isobathe 200m (croix rouge sur la figure A2.1), repéré par sa longitude et sa latitude, nous calculons les vitesses pour toutes les profondeurs ($z \in [0, M]$) en les interpolant à partir des vitesses des trois points de grille du modèle les plus proches (croix vertes sur la figure A2.1).

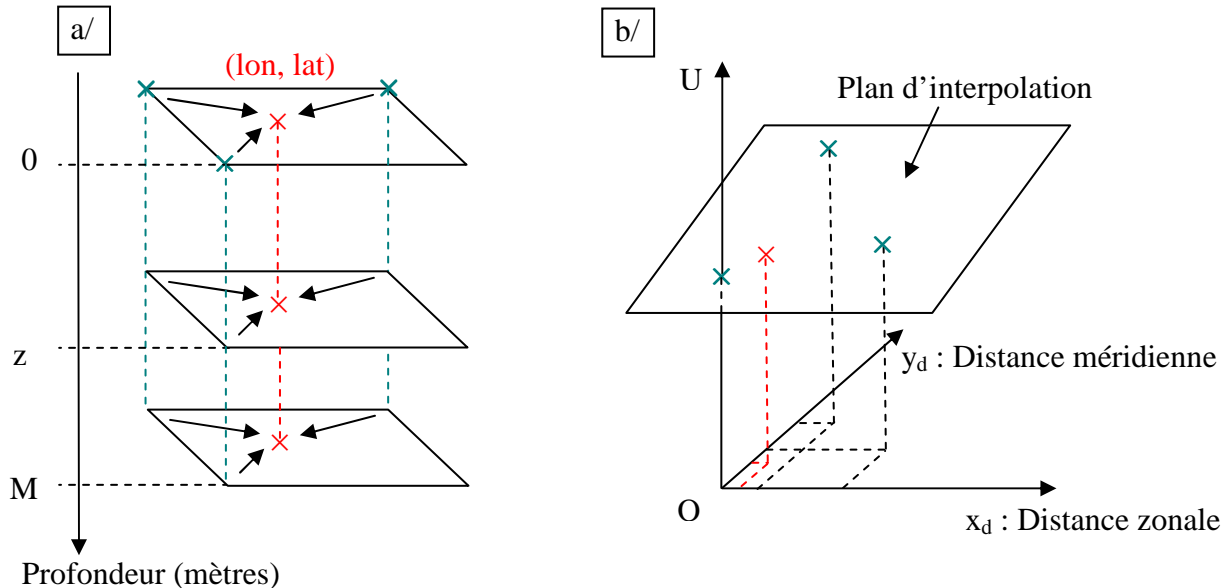


Figure A2.1 : schéma représentant a/ une vue en 3D de l'interpolation horizontale pour 3 niveaux de profondeur différente des vitesses au point désiré (rouge) à partir des 3 points de la grille du modèle les plus proches (verts), b/ un plan d'interpolation passant par les trois points les plus proches et le repère associé.

Au lieu d'utiliser des droites ou des courbes d'interpolation, nous utilisons un plan d'interpolation. A chaque profondeur (figure A2.1.a), l'équation du plan passant par les trois

points les plus proches du point de l'isobathe est déterminée dans un repère particulier : (O, x_d , y_d , U) (figure A2.1.b). Pour simplifier les calculs, l'origine de ce repère est prise au point de grille le plus proche du point de l'isobathe où les données sont interpolées. Les coordonnées des points dans ce nouveau repère sont donc suivant (Ox_d) et (Oy_d) respectivement la distance en longitude (mètres) et la distance en latitude (mètres) qui les sépare de l'origine O. La troisième coordonnée n'est autre que la valeur de vitesse. En réalité, à chaque profondeur, deux équations de plan sont déterminées pour obtenir les composantes ouest-est (u) et nord-sud (v) des vitesses. Pour avoir les vitesses au point désiré, il suffit alors de remplacer (x_d , y_d) de l'équation de chaque plan par la distance en longitude et la distance en latitude entre le point où les données sont interpolées et le point de maille qui en est le plus proche.

Annexe 4

Intégration sur la verticale du gradient de pression horizontal

La pression sous l'hypothèse de l'hydrostatique s'exprime de la façon suivante :

$$p = P_s + \int_z^\eta \rho g dz'$$

Nous détaillons, pour la détermination de l'équation de vorticité du courant moyenné sur la verticale, le calcul de l'intégration sur la verticale, sur la profondeur totale H (du fond de l'océan h à la surface libre η), du gradient de pression pour la composante selon (Ox) par exemple :

$$\int_{-h}^\eta \frac{\partial p}{\partial x} dz = \int_{-h}^\eta \frac{\partial P_s}{\partial x} dz + \int_{-h}^\eta \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_z^\eta \rho g dz' \right) dz \quad (A3.1)$$

Appliquons la formule de Leibniz au deuxième terme du membre de droite de l'équation (A3.1) :

$$\int_{-h}^\eta \frac{\partial p}{\partial x} dz = H \frac{\partial P_s}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-h}^\eta \left(\int_z^\eta \rho g dz' \right) dz \right) + \frac{\partial(-h)}{\partial x} \int_{-h}^\eta \rho g dz \quad (A3.2)$$

Pour calculer la double intégrale sur la verticale du deuxième terme du membre de droite de l'équation (A3.2), faisons une intégration par parties :

$$\int_{-h}^\eta \left(\int_z^\eta \rho g dz' \right) dz = \left[z \int_z^\eta \rho g dz' \right]_{-h}^\eta + \int_{-h}^\eta \rho g z dz = h \int_{-h}^\eta \rho g dz + \int_{-h}^\eta \rho g z dz$$

Injectons cette expression dans l'équation (A3.2), on obtient après quelques simplifications :

$$\int_{-h}^\eta \frac{\partial p}{\partial x} dz = H \frac{\partial P_s}{\partial x} + g \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-h}^\eta \rho z dz \right) + gh \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-h}^\eta \rho dz \right)$$

Sous forme vectorielle, on trouve alors l'expression (IV.5) du chapitre IV :

$$\int_{-h}^\eta \vec{\nabla} p dz = g \vec{\nabla} \left(\int_{-h}^\eta \rho z dz \right) + gh \vec{\nabla} \left(\int_{-h}^\eta \rho dz \right) + H \vec{\nabla} P_s \quad (IV.5)$$

Bibliographie

Bibliographie

- Albérola, C., Millot, C., Font, J., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 18 (2), 163-192.
- Albérola, C. and Millot, C., 2003. Circulation in the French mediterranean coastal zone near Marseilles: the influence of wind and the Northern Current. *Continental Shelf Research* 23, 587-610.
- André, G., Garreau, P., Garnier, V., Fraunié, P., 2005. Modelled variability of the sea surface circulation in the North-western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics* 55, 294-308.
- Arakawa, A., and Lamb, V.R., 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics* 17, 174-265.
- Arnau, P.A., 2000. Aspectos de la variabilidad de mesoescala de la circulación marina en la plataforma continental catalana. *PhD Thesis*, Universitat Politècnica de Catalunya, Espagne.
- Asselin, R., 1972. Frequency filters for time integrations. *Monthly Weather Review* 100, 487-490.
- Astraldi, M., Gasparini, P., Manzella, G.M.R., Hopkins, T.S., 1990. Temporal variability of currents in the eastern Ligurian Sea. *Journal of Geophysical Research* 95, 1515-1522.
- Astraldi, M. and Gasparini, G.P., 1992. Seasonal characteristics of the circulation in the western Mediterranean basin and their relationships with the atmospheric-climatic conditions. *Journal of Geophysical Research* 97, 9531-9540.
- Auclair, F., Marsaleix, P., Estournel, C., 2000a. Sigma coordinate pressure gradient errors : evaluation and reduction by an inverse method. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17, 1348-1367.
- Auclair, F., Casitas, S., Marsaleix, P., 2000b. Application of an inverse method to coastal modelling. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17, 1368-1391.
- Auclair, F., Marsaleix, P., Estournel, C., 2001. The penetration of the Northern Current over the Gulf of Lions (Mediterranean) as a downscaling problem. *Oceanologica Acta* 24, 529-544.
- Beckers, J.M., 1995. La Méditerranée occidentale: de la modélisation mathématique à la simulation numérique. *PhD Thesis*, Université de Liège, Belgique, *Collection des publications de la Faculté des Sciences Appliquées*, n°136, 342pp.
- Béthoux, J.P., Prieur, L., Bong, J.H., 1988. Le courant Ligure au large de Nice. *Oceanologica Acta* 9, 59-67.

- Béthoux, J.P., Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., Tailliez, D., 2002. Deep water in the western Mediterranean : Peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences, *Journal of Marine Systems* 33-34 (C), 117-131.
- Blanke, B., Speich, S., Madec, G., Döös, K., 2001. A global diagnostic of interocean mass transfers. *Journal of Physical Oceanography* 31, 1623-1632.
- Blayo, E. and Debreu, L., 2005. Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristics variables. *Ocean Modelling* 9, 231-252.
- Blumberg, A.F. and Mellor, G.L., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In : Three-Dimensional coastal ocean models, edited by Norman S. Heaps, 1-16.
- Bougeault, P. and Lacarrère, P., 1989. Parametrization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Monthly Weather Review* 117, 1872-1890.
- Bourret, A., Devenon, J.L., Chevalier, C., 2005. Investigation on passive open boundary conditions adapted to the conjunction of strong currents, standing tidal wave and high stratification: Application to the French Guiana Continental Shelf. *Continental Shelf Research* 25 (11), 1353-1373.
- Broche, P., de Maistre, J.C., Forget, P., 1983. Mesure par radar décimétrique cohérent des courants superficiels engendrés par le vent. *Oceanologica Acta* 6 (1), 43-53.
- Broche, P., Devenon, J.L., Forget, P., De Maistre, J.C., Naudin, J.J., Cauwet, G., 1998. Experimental study of the Rhone plume. Part I: physics and dynamics. *Oceanologica Acta* 21, 725-738.
- Caruso, M., Gawarkiewicz, G., Beardsley, R., 2006. Interannual variability of the Kuroshio intrusion in the South China Sea. *Journal of Oceanography* 62, 559-575.
- Castellón, A., Font, J., García, E., 1990. The Liguro-Provençal-Catalan current (NW Mediterranean) observed by Doppler profiling in the Balearic Sea. *Scientia Marina* 54 (3), 269-276.
- Chen, X., 2004. Analysis of the circulation on the East-Chinese shelf and the adjacent Pacific Ocean. *PhD thesis*, Universität Hamburg, Allemagne, 185 pp.
- Chen, H.-T., Yan, X.-H., Shaw, P.-T., Zheng, Q., 1996. A numerical simulation of wind stress and topographic effects on the Kuroshio Current path near Taiwan. *Journal of Physical Oceanography* 26, 1769-1802.
- Chérubin, L., Carton, X., Paillet, J., Morel, Y., Serpette, A., 2000. Instability of the Mediterranean Water undercurrents southwest of Portugal : effects of baroclinicity and of topography. *Oceanologica Acta* 23, 551-573.
- Conan, P., and Millot, C., 1995. Variability of the northern current off Marseilles, western Mediterranean Sea, from February to June 1992. *Oceanologica Acta* 18 (2), 193-205.

- Conan, P., Pujo-Pay, M., Raimbault, P., Leveau, M., 1998. Variabilité hydrologique et biologique du golfe du Lion. I. Transports en azote et productivité potentielle. *Oceanologica Acta* 21, 751-765.
- Courant R., Friedrichs, K. O., Lewy, H., 1928. On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM Journal*, March 1967, 215-234. Traduction anglaise de la version allemande originale 1928.
- Crépon, M., Wald, L., Monget, L.M., 1982. Low-frequency waves in the Ligurian Sea during december 1977. *Journal of Geophysical Research* 87 (C1), 595-600.
- Crépon, M., and Boukthir, M., 1987. Effect of deep water formation on the circulation of the Ligurian Sea. *Annales Geophysicae* 5B, 43-48.
- Csanady, G.T., 1982. Circulation in the coastal ocean. D. Reidel Publishing Company.
- Denis L., Grenz, C., Alliot, E., Rodier, M., 2001. Temporal variability in dissolved inorganic nitrogen fluxes at the sediment-water interface and related annual budget on a continental shelf (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta* 24, 85-97.
- Diaz, F., 2000. Evolution saisonnière de la production primaire et des processus d'assimilation/régénération de l'azote dans le Golfe du Lion. Estimation d'un bilan de carbone. Approches *in situ* et modélisation. *PhD thesis*, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II, 351p.
- Dippner, J., 1998. Vorticity analysis of transient shallow water eddy fields at the river plume front of the River Elbe in German Bight. *Journal of Marine Systems* 14, 117-133.
- Dufau-Julliand, C., Marsaleix, P., Petrenko, A., Dekeyser, I., 2004. Three-dimensional modeling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999: Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW's) formation and its cascading over the shelf break. *Journal of Geophysical Research* 109, C11002.
- Dufau-Julliand, C., 2004. Modélisation 3D réaliste de l'hydrodynamique du Golfe du Lion, Méditerranée Nord-Occidentale, appliquée à l'expérience MOOGLI3. Etude de l'eau dense et de l'activité méso-échelle du Courant Nord. *PhD thesis*, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II.
- Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Heussner, S., Loÿe-Pilot, M.D., Monaco, A., 1999. Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter: Evidence from the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep Sea Research I* 46, 1513-1538.
- Durrieu de Madron, X., Denis, L., Diaz, F., Carcia, N., Guieu, C., Grenz, C., Loÿe-Pilot, M.D., Ludwig, W., Moutin, T., Raimbault, P., Ridame, C., 2003. Nutrients and carbone budgets for the Gulf of Lion during the Moogli cruises. *Oceanologica Acta* 26, 421-433.

- Echevin, V., Crépon, M., Mortier, L., 2003. Interaction of a coastal current with a gulf : application to the shelf circulation of the Gulf of Lions in the Mediterranean Sea, *Journal of Physical Oceanography* 33, 188-206.
- Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P., Vehil, R., 1997. The plume of the Rhone: numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research* 17, 899-924.
- Estournel, C., Broche, P., Marsaleix, P., Devenon, J.L., Auclair, F., Vehil, R., 2001. The Rhone River plume in unsteady conditions: numerical and experimental results. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 53, 25-38.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., Vehil, R., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research* 108 (C3), 8059.
- Estournel, C., Zervakis, V., Marsaleix, P., Papadopoulos, A., Auclair, F., Perivoliotis, L., Tragou, E., 2005. Dense water formation and cascading in the Gulf of Thermaikos (North Aegean), from observations and modelling. *Continental Shelf Research* 25, 2366-2386.
- Fieux, M., 1974. Formation d'eau dense sur le plateau continental du Golfe du Lion. *Colloques Internationaux du CNRS, La formation des Eaux Océaniques Profondes*, CNRS, Paris.
- Flather, R.A., 1976. A tidal model of the northwest European continental shelf. *Mémoire de la Société Royale des Sciences de Liege, Series 6* (10), 141-164.
- Flexas, M.M., Durrieu de Madron, X., Garcia, M.A., Canals, M., Arnau, P., 2002. Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997). *Journal of Marine Systems* 33-34, 197-214.
- Flexas, M.M., van Heijst, G.J.F., Jordà, G., Sánchez-Arcilla, A., 2004. Numerical simulation of barotropic jets over a sloping bottom : Comparison to a laboratory model of the Northern Current. *Journal of Geophysical Research* 109, C12039.
- Font, J., 1987. The path of LIW to the Alboran Sea. *Deep Sea Research* 34, 1745-1755.
- Font, J., Salat, J., Tintoré, J., 1988. Permanent features of the circulation in the Catalan Sea. In: *Océanographie pélagique méditerranéenne*, Minas, H.J., Nival, P., Eds, *Oceanologica Acta* 9, 51-57.
- Font, J., 1990. A comparison of seasonal winds with currents on the continental slope of the Catalan Sea (Northwestern Mediterranean). *Journal of Geophysical Research* 95 (C2), 1537-1545.
- Font, J., García-Ladona, E., Gorriz, E.G., 1995. The seasonality of the mesoscale motion in the Northern Current of the western Mediterranean: several yers of evidence. *Oceanologica Acta* 18, 207-219.

- Fuda, J.L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U., Bocognano, J.M., 2000. XBT monitoring of a meridian section across the Western Mediterranean Sea. *Deep Sea Research I* 47, 2191-2218.
- Galgani, F., Jaunet, S., Campillo, A., Guenegen, X., His, E., 1995. Distribution and abundance of debris on the continental shelf of the North-Western Mediterranean Sea. *Marine Pollution Bulletin* 30, 713-717.
- Gascard, J.C., 1978. Mediterranean deep water formation, baroclinic instability and oceanic eddies. *Oceanologica Acta* 1 (3), 315-330.
- Gaspar, P., Gregoris, Y., Lefevre, J.-M., 1990. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : tests at station PaPa and long-term upper ocean study site. *Journal of Geophysical Research* 95 (C9), 16179-16193.
- Gatti, J., Petrenko, A., Devenon, J.L., Leredde, Y., Ulses, C., 2006. The Rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003. *Continental Shelf Research* 26, 1794-1805.
- Gawarkiewicz, G., Church, T., Luther, G., Ferdelman, T., Caruso, M., 1992. Large-scale penetration of Gulf Stream water onto the continental shelf north of Cape Hatteras. *Geophysical Research Letters* 19, 373-376.
- Geenaert, G.L., 1990. Bulk parametrizations for the wind stress and heat fluxes. In : Surface waves and fluxes, vol1- current theory, Kluwer Academic Publishers, 336p.
- Guénard, V., 2004. Etude du Mistral en zone côtière : approches théoriques et observationnelles appliquées aux campagnes MAP et ESCOMPTE. *PhD Thesis*, Université du Sud Toulon Var, France, 170p.
- Guo, X., Hukuda, H., Miyazawa, Y., Yamagata, T., 2003. A triply nested ocean model for simulating the Kuroshio – roles of horizontal resolution on JEBAR. *Journal of Physical Oceanography* 33, 146-169.
- Hannah, C.G., Loder, J.W., Wright, D.G., 1996. Seasonal variation of the baroclinic circulation in the Scotia Maine Region. In : Buoyancy effects on coastal and estuarine dynamics, edited by D.G. Aubrey and C.T. Friedrichs, 7-29.
- Hickey, B.M., 1995. Coastal submarine canyons. Papier présenté à ‘Aha Huliko’ : A workshop on flow topography interactions. Honolulu : Office of Naval Research.
- Holland, W., and Hirschman, A., 1972. A numerical calculation of the circulation in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 2, 336-354.
- Huthnance, J.M., 1984. Slope currents and “JEBAR”. *Journal of Physical Oceanography* 14, 795-810.
- Jordi, A., Orfila, A., Basterretxea, G., Tintoré, J., 2005. Shelf-slope exchanges by frontal variability in a steep submarine canyon. *Progress in Oceanography* 66, 120-141.

- Klinck, J., 1996. Circulation near submarine canyons : a modeling study. *Journal of Geophysical Research* 101 (C1), 1211-1223.
- Korotaev, G., Oguz, T., Nikiforov, A., Koblinsky, C., 2003. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data. *Journal of Geophysical Research* 108 (C4).
- Lacombe, H., and Tchernia, P., 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In : The Mediterranean Sea, edited by D.J. Stanley, Dowden, Hutchinson and Ross, Strousberg (Pa.), 25-36.
- Lamy, A., Millot, C., Molines, J.M., 1981. Bottom pressure and sea-level measurements in the Gulf of Lions. *Journal of Physical Oceanography* 11, 394-410.
- Langlais, C., 2007. Etude de la variabilité interannuelle des échanges côte-large. Simulation haute résolution de la dynamique du Golfe du Lion. *PhD Thesis*, Université du Sud Toulon Var, France, 272p.
- Lapouyade, A., Durrieu de Madron, X., 2001. Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta* 24, 295-312.
- Leblanc, K., Queguiner, B., Garcia, N., Rimmelin, P., Raimbault, P., 2003. Silicon cycle in the NW Mediterranean Sea : seasonal study of a coastal oligotrophic site. *Oceanologica Acta* 26, 339-355.
- Leredde, Y., Denamiel, C., Brambilla, E., Lauer-Leredde, C., Bouchette, F., Marsaleix, P., 2007. Hydrodynamics in the Gulf of Aigues-Mortes, NW Mediterranean Sea : *in situ* and modelling data. *Continental Shelf Research* 27, 2389-2406.
- López-García, M.J., Millot, C., Font, J., García-Ladona, E., 1994. Surface circulation variability in the Balearic Basin. *Journal of Geophysical Research* 99 (C2), 3285-3296.
- Ludwig, W., Meybeck, M., Abousamra, F., 2003. Riverine transport of water, sediments, and pollutants to the Mediterranean Sea. *UNEP MAP Technical report*, Series 141, UNEP/MAP Athens, 111 p.
- Madec, G., Chartier, M., Crépon, M., 1991. The effect of thermohaline forcing variability on deep water formation in the western Mediterranean Sea: a high-resolution three-dimensional numerical study. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15, 301-332.
- Marsaleix, P., Estournel, C., Kondrachoff, V., Vehil, R., 1998. A numerical study of the formation of the Rhône River plume. *Journal of Marine Systems* 14, 99-115.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Estournel, C., 2006. Considerations on Open Boundary Conditions for Regional and Coastal ocean Models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 23, 1604-1613.

- Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J. W., Herrmann, M. J., Estournel, C., Pairaud, I., Ulses, C., 2008. Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling* 20, 61-89.
- MEDOC Group, 1970. Observations of formation of deep water in the Mediterranean sea. *Nature* 227, 1037-1040.
- Mellor, G.L., Mechoso, C.R., Keto, E., 1982. A diagnostic calculation of the general circulation of the Atlantic Ocean. *Deep-Sea research* 29, 1171-1192.
- Mertz, G. and Wright, D.G., 1992. Interpretations of the JEBAR term. *Journal of Physical Oceanography* 22, 301-305.
- Millot, C., 1979. Wind induced upwellings in the Gulf of Lions. *Oceanologica Acta* 2, 261-174.
- Millot, C. and Wald, L., 1980. The effect of Mistral wind on the Ligurian current near Provence. *Oceanologica Acta* 3, 399-402.
- Millot, C., and Crépon, M., 1981. Inertial oscillations on the continental shelf of the Gulf of Lions- Observations and theory. *Journal of Physical Oceanography* 11, 639-657.
- Millot, C., 1982. La dynamique marine du plateau continental du Golfe du Lion en été. *PhD Thesis*, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, France.
- Millot, C., 1987. Circulation in the western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 10, 143-149.
- Millot, C., 1989. La circulation générale en Méditerranée occidentale : aperçu de nos connaissances et projets d'études. *Annales de géographie* 549, 497-515.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lion's hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 10, 885-894.
- Millot, C., 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15, 179-214.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423-442.
- Millot, C., and Taupier-Letage, I., 2005a. Circulation in the Mediterranean Sea. *The Handbook of Environmental Chemistry*, volume K, may 2005, 29-66.
- Millot, C., and Taupier-Letage, I., 2005b. Additional evidence of LIW entrainment across the Algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow. *Progress in Oceanography* 66, 231-250.
- Millot, C., Candela, J., Fuda, J.L., Tber, Y., 2006. Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep-Sea Research I* 53, 656-666.

- Myers, P. G., Fanning A. F., Weaver, A. J., 1996. JEBAR, bottom pressure torque, and Gulf Stream separation. *Journal of Physical Oceanography* 26, 671-683.
- Naudin, J.J., Cauwet, G., Fajon, C., Oriol, L., Terzic, S., Devenon, J.L., Broche, P., 2001. Effect of mixing on microbial communities in the Rhone river plume. *Journal of Marine Systems* 28, 203-227.
- Nyffeler, F., Raillard, J., Prieur, L., 1980. Le Bassin Liguro-Provençal, étude statistique des données hydrologiques 1950-1973. *Rapports Scientifiques et Techniques, CNEXO* 42, 163p.
- Oey, L.Y., Atkinson, L., Blanton, J., 1987. Shoreward intrusion of upper Gulf Stream water onto the U.S. southeastern continental shelf. *Journal of Physical Oceanography* 17, 2318-2333.
- Oguz, T., Besiktepe, S., 1999. Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea. *Deep-Sea Research I* 46, 1733-1753.
- Pacanowski, R.C., Dixon, K., Rosati, A., 1991. The GFDL modular ocean model user guide. *The GFDL Ocean Group Technical Report n°2*, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA., 16 p.
- Person, R., 1974. Un exemple de descente des eaux superficielles du plateau continental dans un canyon du Golfe du Lion. *Colloques Internationaux du CNRS, La formation des Eaux Océaniques Profondes*, CNRS, Paris.
- Petrenko, A., 1999. Données ADCP de coque dans le Golfe du Lion. In *Atelier Expérimentation et Instrumentation*, INSU-Météo, France, 1999.
- Petrenko, A., 2003. Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanologica Acta* 26, 323-338.
- Petrenko, A., Leredde, Y., Marsaleix, P., 2005. Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea: in situ and modeling data. *Continental Shelf Research* 25, 7-27.
- Petrenko, A., Dufau, C., Estournel, C., 2008. Barotropic eastward currents in the western Gulf of Lion, north-western Mediterranean Sea, during stratified conditions, *Journal of Marine Systems*, sous presse.
- Pinardi, N., Allen, I., Demirov, E., De Mey, P., Korres, G., Lascaratos, A., Le Traon, P.Y., Maillard, C., Manzella, G., Tziavos, C., 2003. The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation (1998-2001). *Annales Geophysicae* 21, 3-20.
- Pinot, J.M., López-Jurado, J.L., Riera, M., 2002. The CANALES experiment (1996-1998). Interannual, seasonal, and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels. *Progress in Oceanography* 55, 335-370.

- Poitou, I., 2004. Les macrodéchets : une gestion publique empirique. Etude du littoral de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur. *PhD Thesis*, Institut d'Aménagement Régional d'Aix-en-Provence, Université de droit, d'économie et de sciences d'Aix-Marseille III.
- Reffray, G., Fraunié, P., Marsaleix, P., 2004. Secondary flows induced by wind forcing in the Rhône region of freshwater influence. *Ocean Dynamics* 54, 179-196.
- Rubio, A., Arnau, P.A., Espino, M., Flexas, M., Jordà, G., Salat, J., Puigdefàbregas, J., S.-Arcilla, A., 2005. A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the Catalan continental shelf (NW Mediterranean). *Progress in Oceanography* 66, 142-156.
- Rubio, A., 2006. Remolinos de mesoescala en el Mediterraneo Noroccidental : generacion y evolucion. *PhD Thesis*, Universitat Politècnica de Catalunya, Espagne, 204p.
- Salat, J., and Font, J., 1987. Water mass structure near and offshore the Catalan coast during the winter of 1982 and 1983. *Annales Geophysicae* 5, 49-54.
- Sammari, S., Millot, C., Prieur, L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from PROLOG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Research I* 42 (6), 893-917.
- Sarkisyan, A.S., Ivanov, V.F., 1971. Joint effect of baroclinicity and bottom relief as an important factor in the dynamics of sea currents. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Atmos. Okeana* 7, 173-188.
- Schott, F., and Leaman, K.D., 1991. Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion. *Journal of Physical Oceanography* 21, 558-574.
- Schott, F., Visbeck, M., Send, U., 1994. Open ocean deep convection, Mediterranean and Greenland Seas. *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, P. Malanotte-Rizzoli and A.R. Robinson, Eds, Kluwer Academic, 203-225.
- Send, U., Font, J., Krahmann, G., Millot, C., Rhein, M., Tintoré, J., 1999. Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 44, 37-64.
- Sheremet, V., 2001. Hysteresis of a western boundary current leaping across a gap. *Journal of Physical Oceanography* 31, 1247-1259.
- Skirris, N., Hecq, J.H., Djenidi, S., 2002. Water fluxes at an ocean àargin in the presence of a submarine canyon. *Journal of Marine Systems* 32, 239-251.
- Slordal, L. H., and Weber, J. E., 1996. Adjustment to JEBAR forcing in a rotating ocean. *Journal of Physical Oceanography* 26, 657-670.
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., 2006. Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using high-resolution ocean circulation model. *Climate Dynamics* 27, 851-879.

- Souza, A., Simpson, J., Harikrishnan, M., Malarkey, J., 2001. Flow structure and seasonality in the Hebridean slope current. *Oceanologica Acta* 24, S63-S76.
- Sparnocchia, S., Gasparini, G.P., Astraldi, M., Borghini, M., Pistek, P., 1999. Dynamics and mixing of the Eastern Mediterranean outflow in the Tyrrhenian Basin. *Journal of Marine Systems* 20, 301-317.
- Taillandier, V., 2004. Contrôle des conditions aux frontières ouvertes d'un modèle de circulation côtière avec une méthode variationnelle d'assimilation de données ; application au Golfe du Lion. *PhD Thesis*, Université de Toulon et du Var, France, 111p.
- Tang, T.Y., Hsueh, Y., Yang, Y.J., Ma, J.C., 1999. Continental slope flow northeast of Taiwan. *Journal of Physical Oceanography* 29, 1353-1362.
- Taupier-Letage, I., and Millot, C., 1986. General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment. *Oceanologica Acta* 9, 119-131.
- Thill, A., Moustier, S., Garnier, J.M., Estournel, C., Naudin, J.J., Bottero, J.Y., 2001. Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone: Influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 21, 2127-2140.
- Tintoré, J., Wang, D.P., García, E., Viúdez, A., 1995. Near-inertial motions in the coastal ocean. *Journal of Marine Systems* 6, 301-312.
- Ulses, C., 2002. Modélisation de la circulation dans le Golfe de Fos. *DEA*, Université de la Méditerranée, France.
- Ulses, C., 2005. Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion : crue, tempête, période hivernale. *PhD Thesis*, Université Paul Sabatier, France, 247p.
- Ulses C., Estournel C., Bonnin J., Durrieu de Madron X., Marsaleix P., 2008. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Journal of Geophysical Research* 113, C02010.
- Van den Broeck, N., Moutin, T., 2002. Phosphate in the sediments of the Gulf of Lion (NW Mediterranean Sea), relationship with input by the river Rhone. *Hydrobiologia* 472, 85-94.
- Wolanski, E., Norro, A., King, B., 1995. Water circulation in the Gulf of Papua. *Continental Shelf Research* 15, 185-212.
- Wu, C.R., Tang, T.Y., Lin, S.F., 2005. Intra-seasonal variation in the velocity field of the northeastern South China Sea. *Continental Shelf Research* 25, 2075-2083.
- Yankovsky, A. E., Chapman D. C., 1997. Anticyclonic eddies trapped on the continental shelf by topographic irregularities. *Journal of Geophysical Research* 102 (C3), 5625-5639.

Résumé

Le Courant Nord Méditerranéen est la branche nord de la circulation cyclonique en Méditerranée occidentale. Il longe le talus continental d'est en ouest de sa zone de formation, la mer Ligure, jusqu'en mer catalane en passant au large du Golfe du Lion. Des intrusions du Courant Nord ont été observées, occasionnellement, à plusieurs endroits du plateau continental du Golfe du Lion. Les objectifs de cette thèse sont alors de décrire et caractériser les intrusions sur la partie est du plateau, ainsi que d'identifier leurs processus de génération, au moyen de mesures *in situ* et, conjointement, de la modélisation numérique.

Les données des 12 campagnes en mer GOLTS (réalisées entre juin 2002 et avril 2005) ont permis de confirmer l'existence, en toute saison, d'intrusions du Courant Nord sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion. Leurs flux varient de 0,4 Sv ($1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) à 0,36 Sv, et représentent 4% à 32% de la veine du Courant Nord, la borne supérieure étant surestimée à cause d'une sous-estimation du flux du Courant Nord engendrée par un problème de portée sur la verticale de l'ADCP de coque du Téthys II. D'après les sorties du modèle SYMPHONIE sur les 6 premiers mois de l'année 2002, les intrusions se produisent en moyenne 3 à 4 fois par mois, avec une durée allant de quelques jours à deux semaines, sachant que ce maximum est surestimé à cause d'un Courant Nord modélisé trop près de la côte. Les mesures *in situ* et les sorties de modèle s'accordent à montrer que les intrusions se présentent soit sous la forme d'une veine séparée de la veine principale du Courant Nord soit sous la forme d'une partie de la veine principale du Courant Nord empiétant sur le plateau. Elles ont lieu en différents endroits du plateau : par le canyon de La Ciotat et le banc des Blauquières, entre le canyon du Planier et le canyon de Cassis et au niveau du canyon du Planier. Les études de sensibilité à la bathymétrie ont permis de conclure que le canyon de Cassis n'était pas un chemin potentiel pour les intrusions. De plus, il peut y avoir une évolution temporelle, ou même temporelle et spatiale, entre les deux formes d'intrusion décrites précédemment.

L'analyse de l'équation de vorticité moyennée sur la verticale a permis d'identifier deux termes sources de vorticité pouvant expliquer le franchissement des isobathes par le Courant Nord : l'effet GJEBAR et le rotationnel de la tension de vent. C'est une partie du terme GJEBAR, le terme JEBAR classique, qui joue, en période stratifiée, un rôle majeur dans la génération d'intrusion. Trois situations de vent permettent d'engendrer des intrusions : l'arrêt du Mistral, le Mistral canalisé et le vent d'Est. Par contre, pendant un Mistral homogène il ne peut y avoir d'intrusion. Les deux premières situations favorables aux intrusions peuvent être expliquées par un processus : l'inhomogénéité du vent. Dans les cas du vent d'Est, ce sont le transport d'Ekman et le déplacement du courant vers la côte qui favorisent les intrusions. D'autres facteurs favorisent le développement d'intrusions : le positionnement sur la verticale (peu profond) et l'horizontale (proche de la côte) du Courant Nord en entrée du golfe ainsi que son degré d'instabilité méso-échelle. En revanche, ni la variabilité saisonnière de son intensité, ni la variation du bilan d'eau du Golfe du Lion n'influence l'occurrence d'intrusion.

Abstract

The Mediterranean Northern Current (NC) is the northern branch of the general cyclonic circulation in the western Mediterranean basin. The NC flows southwestward along the Gulf of Lion (GoL) continental slope, from the Ligurian Sea to the Catalan Sea, and sometimes intrudes on the continental shelf. This PhD work focuses on describing and characterizing the NC's intrusions on the eastern part of the shelf, and identifying their generating processes, through both *in situ* measurements and numerical modelling.

The presence of NC's intrusions in this region, at every season, is demonstrated with data from 12 GOLTS cruises (2002-2005). The intrusion flux varies in a range of 0,04-0,37 Sv ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), which represents 4 to 30% of the flux of the NC. A realistic simulation on the first six months of 2002 with the SYMPHONIE model reveals that intrusions occur about three to four times per month with a duration of a few days to two weeks. Both *in situ* measurements and numerical modelling show that intrusions develop either as a separated branch of the main vein of the NC or as a part of the NC itself encroaching on the shelf. These two types of intrusions can change from one type to the other, both in time and in space. Intrusions occur at different places: at the La Ciotat canyon and Blauquières bank, between the Planier canyon and the Cassis canyon, and around the Planier canyon. Sensitivity studies help to conclude that the Cassis canyon is not a possible way for intrusions to penetrate onto the shelf.

The study of the depth-averaged current vorticity equation allows the identification of two vorticity production's terms able to explain the crossing of isobaths by the NC : the GJEBAR (General Joint Effect of Baroclinicity and Relief) effect and the wind stress curl. A part of the GJEBAR term, the classical JEBAR term, plays a major role in the development of intrusions, under stratified conditions. Three kinds of wind events are likely to generate intrusions : the Mistral cessation, an inhomogeneous Mistral and East winds. Otherwise, intrusions can not develop during homogeneous Mistral. The first two situations favorable to intrusions can be explained by one process : the inhomogeneity of the wind event. The East wind situations could be due to two processes: the Ekman drift and the shift of the current's core towards the coast. Other factors can also influence the development of intrusions such as the vertical and horizontal extents of the NC as well as its degree of mesoscale instability. However, neither its seasonal variability nor the variation of the GoL's water budget has an impact on the occurrence of intrusions.