



HAL
open science

Imagerie de la structure thermohaline dans le Golfe de Cadix: Traitement des données sismiques et d'océanographie physique de la Veine d'Eau Méditerranéenne

Elise Quentel

► **To cite this version:**

Elise Quentel. Imagerie de la structure thermohaline dans le Golfe de Cadix: Traitement des données sismiques et d'océanographie physique de la Veine d'Eau Méditerranéenne. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2010. Français. NNT : . tel-00495963

HAL Id: tel-00495963

<https://theses.hal.science/tel-00495963>

Submitted on 29 Jun 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences Marines

École Doctorale Des Sciences de la Mer

présentée par

Elise Quentel

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538

Domaines Océaniques

Institut Universitaire Européen de la Mer

Imagerie de la structure thermohaline dans le Golfe de Cadix:

Traitement des données sismiques et d'océanographie physique de la Veine d'Eau Méditerranéenne

Thèse soutenue le 8 Mars 2010

devant le jury composé de :

John M. HUTHNANCE

Deputy director, NERC Proudman Oceanographic Laboratory /
Rapporteur

Luis MATIAS

Auxiliary Professor, Sciences Faculty of the Lisbon University /
Rapporteur

Jean-Yves ROYER

Directeur de Recherche CNRS, UBO / *Examineur*

Luis PINHEIRO

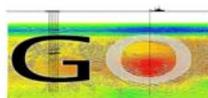
Associate Professor, University of Aveiro, / *Examineur*

Marc-André GUTSCHER

Chargé de recherche CNRS, UBO / *Directeur de thèse*

Xavier CARTON

Professeur UBO, UBO / *Co-directeur de thèse*



Résumé

La redécouverte en 2003 par Holbrook *et al.* que la colonne d'eau pouvait être imagée par la méthode de la sismique marine a débouché sur la mise en place du projet européen GO (Geophysical Oceanography). Ce projet a eu pour but d'améliorer notre compréhension de la structure à méso et sous-méso-échelle de l'océan en étudiant plus particulièrement le Golfe de Cadix où une structure thermohaline complexe est présente. Les travaux présentés dans ce travail de thèse s'inscrivent directement dans ce projet. En retraitant des données historiques de sismique marine et d'hydrologie, nous avons réhabilité le jeu de données conséquent qui existait sur cette zone. Nous avons ainsi démontré que ces données de sismique marine permettaient d'imager les structures océanographiques de la méso-échelle à la sous-méso-échelle avec une résolution horizontale d'environ 10 m. Les données d'hydrologie dont la résolution verticale est inférieure au mètre nous permettent de calibrer les données de sismique marine en température et salinité. Afin de relier nos deux jeux de données, nous avons cherché à définir le signal sismique. Celui-ci est reconstruit en convoluant le coefficient de réflexion avec l'ondelette source du système d'acquisition sismique. Le principal facteur influençant le signal sismique est la température via le gradient de vitesse du son. Les données de sismique marine et d'hydrologie de la campagne GO acquises simultanément dans le Golfe de Cadix en Avril 2007 ont ensuite été analysées pour déterminer la nature physique et les caractéristiques géométriques des réflecteurs acoustiques dans la colonne d'eau. Les données sismiques montrent des réflecteurs intenses, proches de la surface, au-dessus des courants d'Eau Méditerranéenne (EM), au-dessus d'un Meddy, et dans une structure de sous-méso-échelle de l'EM qui sont liés à de forts contrastes thermohalins. L'analyse en ondelettes verticales appliquées aux données sismiques indique des réflecteurs de longueurs d'onde verticales (16-64 m) associées à une stratification thermohaline. En bordure du Meddy, des intrusions latérales d'eau moins salée sont révélées par des réflecteurs de 25-75 m d'épaisseur. Les données sismiques étudiées révèlent que les limites supérieures et inférieures des couches correspondent à l'existence de structures à fine-échelle. Les données basse fréquence de sismique marine permettent la détection systématique et la surveillance des tourbillons de méso-échelle et de sous-méso-échelle qui ne sont identifiés qu'occasionnellement avec les sections d'hydrologie.

Mots-clés : Océanographie physique ; Sismique marine ; hydrologie ; structures méso-échelle ; structures sous-méso-échelle ; structures fine-échelle ; Eau Méditerranéenne.

Abstract

The rediscovery in 2003 by Holbrook *et al.* that the water column could be imaged by marine seismic reflection data has led to the initiation of the European GO (Geophysical Oceanography) project. This project aims to improve our comprehension of the oceanic meso and submesoscale structure, with particular application to the Gulf of Cadiz. The Gulf of Cadiz has a complex thermohaline structure. The work presented in this thesis is directly related to this project. By reprocessing the historical marine seismics and hydrology data, we began to resuscitate the large database which exists on this area. Thus, we demonstrate that marine seismic data can image the mesoscale to submesoscale oceanographic structures at a horizontal resolution of 10 m. Hydrologic data which have a vertical resolution around 1 m calibrate the seismic data in temperature and salinity. To relate our two databases, we searched a precise definition of the seismic signal, which is the reflection coefficient convoluted with the source wavelet of the acquisition system. However, all the terms are not known and we still have to improve our knowledge of the seismic signal. Nevertheless, the main factor influencing the seismic signal is temperature via the sound speed gradient. Marine seismic and hydrological data from the GO cruise acquired simultaneously in the Gulf of Cadiz in April 2007 have been analyzed to determine the physical nature and geometric characteristics of acoustic reflectors in the water column. Seismic data show strong reflectors near the surface, above the Mediterranean Water (MW) undercurrents, above a meddy, and in a submesoscale MW structure. Wavelet analysis of seismic data indicates these reflectors have vertical wavelengths of 16-64 m and are associated with thermo-haline layering. At the edge of a meddy, lateral intrusions of less saline water are revealed by reflectors with 25-75 m thickness. Seismic data reveal that upper and lower boundaries of the layers match to the existence of the fine-scale structures. Marine seismic data (Low Frequency) allow systematic detection and monitoring of mesoscale and submesoscale eddies that hydrological sections identify only occasionally.

Key words : Physical oceanography ; Marine seismic ; hydrology ; mesoscale structures ; submesoscale structures ; finescale structures ; Mediterranean Water.

Remerciements

Au terme de cette thèse, je me remémore ces 3 années et 8 mois de travail ponctués de joie, de rencontres et de durs labeurs.

Pour tout ça, je tiens à remercier tout d'abord mes directeurs de thèse : Marc-André Gutscher et Xavier Carton, qui m'ont trouvé assez motivée pour commencer cette thèse.

Je remercie par la même occasion Richard Hobbs responsable du projet GO qui a permis le financement de la thèse. Il m'a accueillie à l'Université de Durham pour travailler sur le traitement laborieux des données SISMAR, mais récompensé par les magnifiques stacks des données TGS-NOPEC. Grâce à lui, j'ai pu embarquer lors de la mission GO dans le Golfe de Cadix. J'ai ainsi découvert la vie à bord d'un navire scientifique : les quarts de 4h00 à 8h00 et de 16h00 à 20h00 où l'on sent l'adrénaline qui maintient éveillé. J'ai également pu participer aux Workshops à Brest, Lisbonne, Kiel, Liverpool et Durham où j'ai fait la rencontre de géophysiciens et d'océanographes dans une ambiance studieuse mais toujours décontractée et joyeuse. J'ai également pu participé au « 1st ESF Exploratory Workshop on Seismic Oceanography ».

Merci à Dirk Klaeschen et Cord Papenberg de m'avoir accueillie dans leur laboratoire de l'IFM-GEOMAR et avec qui j'ai appréhendé Seismic Unix. Je remercie également Frauke Klingelhofer pour son aide sur ce même logiciel mais également pour comprendre le premier code GMT permettant de sortir mes premières sections de température et de salinité des données SEMANE.

Pour le traitement des profils sismiques SISMAR, je tiens à remercier Jacques Bégot. Il m'a appris à me servir de Géovecteur et à comprendre toutes ses subtilités pas toujours évidentes à mettre à jour. Néanmoins, nous avons réussi à sortir un stack assez joli où l'on a vu ensemble nos premières réflexions dans la colonne d'eau. Et oui ! C'était vrai ! Elles existaient.

Merci à Lien Hua et Claire Menesguen pour leur aide dans la mise en place du traitement en ondelettes. Vos conseils m'ont été très utiles.

Je tiens à te remercier Xavier de m'avoir accueillie bien des fois dans ton bureau pour parler « science » et surtout pour m'expliquer les équations d'océanographie physique. C'était parfois laborieux mais grâce à ton aide et tes explications claires et précises j'ai réussi à comprendre leurs subtilités.

Merci Camille pour ton aide précieuse pour faire fonctionner LaTeX, et découvrir quelques petites astuces bien utiles.

Merci Vincent pour ton aide tout au long de cette thèse. Grâce à toi, j'ai découvert l'univers « Matlab » et ses joies. J'ai appris à écrire des équations en code numérique, ce qui demande une certaine logique pas évidente à comprendre au début. Merci de m'avoir soutenue durant ces « presque » 4 ans de travail. Merci pour ta geekitude !

Je vous remercie, mes collègues et amis doctorants ou docteurs maintenant, pour les discussions sur nos thèses et sur bien d'autres sujets. Merci Cédric, pour les pauses thés et les pauses Battelfield[©] plus tard.

Merci à toutes les personnes que j'ai rencontrées durant cette thèse et qui m'ont aidées d'une manière ou d'une autre.

Table des matières

0	Introduction	1
1	Les bases océanographiques de l'EM	9
1.1	Phénoménologie de l'Eau Méditerranéenne	9
1.1.1	Définition de l'Eau Méditerranéenne	9
1.1.2	Diagrammes θ/S et courants	13
1.1.3	Influence topographique et instabilité	18
1.2	Les structures dans le Golfe de Cadix	19
1.2.1	Les structures méso-échelle	20
1.2.2	Les structures sous-méso-échelle	21
1.2.3	Les structures à fine-échelle	22
1.2.4	Quelques définitions	25
2	Les données et leur traitement	29
2.1	La sismique marine	29
2.1.1	Principe	30
2.1.2	Le dispositif	31
2.1.3	L'impédance acoustique	37
2.1.4	Les différentes fréquences des sources	38
2.1.5	La résolution des profils de sismique réflexion	42
2.1.6	Le traitement des données	44
2.1.7	Les études antérieures	58
2.2	Les premières études sismiques sur la colonne d'eau	63
2.2.1	En Atlantique-Est	63
2.2.2	Le courant du Labrador	63
2.2.3	La mer de Norvège.	63
2.3	L'océanographie physique	67
2.3.1	L'acquisition des données hydrologiques	67
2.3.2	Le traitement des données océanographiques	69
2.4	Les études antérieures en Océanographie physique	79
2.4.1	SEMANE : Les processus de méso-échelle dans le Golfe de Cadix	79
2.4.2	Les autres campagnes : le fonctionnement de la MW	79
3	Analyse des données historiques	85
3.1	Analyse des données sismiques	85
3.1.1	Les données SISMAR	85
3.1.2	Les données TGS-NOPEC	88
3.1.3	Discussion	90
3.2	Analyse des données océanographiques	91

3.2.1	Les données disponibles	91
3.2.2	Les petites radiales SEMANE	99
3.2.3	Article Legacy	102
3.3	Les réponses	128
3.4	Perspectives	130
4	Campagne GO et analyse des données	133
4.1	Une campagne de mesures conjointes	133
4.2	Les objectifs	134
4.3	Les données	135
4.3.1	L'acquisition sismique	135
4.3.2	Les données océanographiques	141
4.4	Détection et caractérisation des structures océanographiques	149
4.4.1	L'article GRL	149
4.4.2	Les compléments	169
4.5	Entre fréquences et structures observables	170
4.6	Vers une sismique synthétique plus proche de la réalité	180
4.7	Discussion	186
4.7.1	Les résultats	186
4.7.2	Les réponses	186
4.7.3	Perspectives	187
5	Conclusion	189
A	Chaînes de traitement sous PROMAX	199
A.1	FLOW - import Tue Jan 16 16 :27 :08 2007	199
A.2	FLOW - import Wed Jan 17 11 :29 :35 2007	200
A.3	FLOW - filter Wed Jan 17 18 :12 :09 2007	201
A.4	FLOW - final stack Mon Jan 22 13 :49 :08 2007	206
B	Article publié dans GRL	209
C	RESUME du rapport de master 2 d'Helen PIETE	215
D	Figures agrandies	217
E	Etapes du traitement sismique pour les données GO	233
E.1	The Quality Control processing steps included for GO-LR profiles : .	233
E.2	The Quality Control processing steps included for GO-HR profiles : .	234
	Bibliographie	237

Introduction

Originalité du travail

Les océans, occupant 70 % de la surface terrestre, jouent un rôle central dans le système climatique global, en transportant et en échangeant avec l'atmosphère d'importantes quantités de matière et d'énergie. Le bilan de chaleur de la Terre et le système climatique sont fortement influencés par la circulation thermohaline des océans [e.g., *Broecker (1997)*], dans lesquels les masses d'eau avec des caractéristiques distinctes de température et de salinité distribuent la chaleur et l'énergie. Comprendre le rôle de ces masses d'eau dans une circulation thermohaline à grande échelle requiert la possibilité de localiser leur position et d'imager leur variabilité dans le temps (*Fukasawa et al., 2004*). Les limites entre les masses d'eau sont généralement détectées et imagées en utilisant les données de température et de salinité obtenues à partir des sondes déployées de façon discrète ou en utilisant un système « Tow-Yo » (*Rudnick and Ferrari, 1999*). Les interfaces entre masses d'eau contiennent souvent des structures thermohalines fines [e.g., *Stommel and Federov (1967)*], ou des changements brusques de température et de salinité à des échelles de plusieurs mètres (*Gregg and Briscoe, 1979*) dus à des processus dynamiques comme le mélange vertical (*Eckart, 1948*), les intrusions des masses d'eau adjacentes (*Osborn, 1998*), ou des ondes internes de gravité (*Garrett, 1973*). La compréhension de la dynamique des océans passe donc par une meilleure connaissance de la méso-échelle et de la sous-méso-échelle océaniques, fortement non-linéaires. Or le golfe de Cadix, qui reçoit les eaux chaudes et salées de la Méditerranée (ci-après MW), est le siège de processus intenses de (sous-) moyenne échelle (courants de pente, tourbillons, fronts thermohalins).

L'objectif de cette thèse est de mesurer et de décrire ces processus, avec une méthode novatrice.

Actuellement, les mesures de température, de salinité et de courant sont faites en des points distants d'une dizaine de km et ne permettent pas d'échantillonner avec précision les fronts, tourbillons ou forts gradients thermo-halins, ainsi que les phénomènes de mélange, et donc de comprendre finement les transferts de chaleur et de traceurs. Des études récentes (*Holbrook et al., 2003; Nandi et al., 2004*) montrent qu'il est possible de visualiser ces structures frontales à l'aide de la sismique marine multi-traces développée pour la géologie solide de la Terre. Les différences de température et de salinité des masses d'eau créent des variations d'impédances acoustiques

visibles par l'étude sismique. Ces images ont une résolution spatiale de 10 mètres, meilleure de deux ordres de grandeur (facteur 100) par rapport à la résolution horizontale des données océanographiques (et un peu inférieure à la résolution verticale de ces données).

Notre travail a été mené dans le cadre du projet européen GO (Geophysical Oceanography), qui associe les mesures d'océanographie physique et d'imagerie par sismique réflexion. Le travail présenté ici s'intitule : **Imagerie de la structure thermohaline dans le Golfe de Cadix : traitement de données sismiques et d'océanographie physique de la Veine d'Eau Méditerranéenne**. Il s'appuie sur des données collectées lors d'anciennes campagnes océanographiques et de sismique marine mais également sur les données de la campagne GO qui a eu lieu du 17 Avril au 14 Mai 2007 dans le Golfe de Cadix.

Introduction du projet GO

La turbulence et le mélange dans l'océan redistribuent la chaleur à travers le globe et ont des effets importants sur le climat global. Jusqu'à présent, notre compréhension de ce mélange était limitée par la résolution horizontale faible et la couverture des méthodes océanographiques standard. Les études récentes suggèrent que les données de sismique marine pourraient apporter une vue plus détaillée sur le mélange océanique. Le programme GO (Février 2006 - Septembre 2009) a eu pour but de réhabiliter un vaste jeu de données et d'améliorer sensiblement notre vision de l'océan (*Hobbs, 2007*). (<http://www.dur.ac.uk/eu.go/>).

Dans quel contexte ?

L'une des clés pour comprendre et prédire la circulation océanique est de connaître la structure des couches limites qui séparent les différentes masses d'eau. Ces limites peuvent être localisées par des méthodes océanographiques mais celles-ci ne peuvent pas capturer en même temps l'extension spatiale de ces limites et leur structure à haute résolution. Les études récentes d'*Holbrook et al. (2003)* et de *Nandi et al. (2004)* permettent de penser que ces couches limites peuvent être visualisées par la sismique marine. Les changements d'impédance des limites entre masses d'eau de températures et de salinités différentes créent une réflexion qui peut être imagée avec la méthode sismique. Ces images ont une résolution spatiale de 10 m horizontalement alors qu'en océanographie on a en général une résolution spatiale de 5 km (entre deux lâchers de sondes hydrologiques). Pour la première fois les océanographes peuvent visualiser les détails des structures et les limites de celles-ci.

Le projet Geophysical Oceanography (GO) est un projet européen qui a testé la méthode sismique en calibrant ses résultats avec les données océanographiques conventionnelles dans le Golfe de Cadix.

Les objectifs du projet

Le projet GO (Geophysical Oceanography : a new tool to understand the thermal structure and dynamics of oceans), a été mené par une équipe interdisciplinaire constituée de géophysiciens et d'océanographes physiciens de 6 pays européens. Durant ce projet qui s'est déroulé de Février 2006 à Septembre 2009, une campagne a été effectuée dans le Golfe de Cadix en Avril-Mai 2007 pour collecter un jeu de données sismiques et hydrologiques. De plus, des données de sismiques synthétiques ont été générées par des modèles théoriques des océans pour tester les prédictions d'une calibration combinée des données sismiques et hydrologiques acquises.

L'analyse conjointe des données réelles et celle des données synthétiques a été réalisée avec 3 objectifs :

- **Savoir ce que les données sismiques peuvent nous apprendre sur la structure thermique de l'océan et sur la gamme d'échelles visualisable.**
- **Déterminer dans quelles mesures les données sismiques peuvent nous aider à comprendre comment les masses d'eaux, les courants, les structures méso-échelles et sous-méso-échelles évoluent.**
- **Vérifier si l'importante archive de données sismiques existantes peut être utilisée pour des études océanographies sans calibration directe de chaque base de données.**

Cette étude peut changer fondamentalement la vision des structures fines de l'océan. Les images à haute résolution du mélange des océans permettront de contraindre la nouvelle génération des modèles océaniques et de changements climatiques. Elle peut permettre également d'obtenir rapidement des images de la circulation thermohaline de l'océan à faible coût en analysant les plus de 200 000 km de données sismiques commerciales acquises durant ces 30 dernières années.

Pourquoi le Golfe de Cadix ?

Le Détroit de Gibraltar et le Golfe de Cadix ont été choisis pour cette étude car ils couvrent une grande variété de processus océanographiques incluant des courants longeant des marges ou pouvant être influencés par des fonds à topographie irrégulière, des structures méso-échelle : Meddies, cyclones et des structures plus fines. Cette zone d'étude présentait également l'avantage d'avoir été largement étudiée aussi bien par les géophysiciens que par les océanographes physiciens. Une large base de données existait donc dans les deux disciplines. De plus, des modèles mathématiques détaillés de flux dans la région étaient déjà développés par les partenaires océanographes italiens et portugais du projet GO.

Objectif de la thèse et plan

Notre travail s'inscrit directement dans le cadre du projet GO. Comme pour le projet GO, il nous faut déterminer si la méthode de sismique marine est une méthode adéquate et meilleure que les méthodes océanographiques pour imager la colonne d'eau et d'identifier les processus actifs dans le Golfe.

Le premier objectif est de traiter les données historiques acquises dans le Golfe de Cadix. Les données historiques océanographiques vont nous permettre de calibrer les données de sismique marine dans le but de s'affranchir par la suite des données océanographiques de température et de salinité. Pour cela, il va nous falloir déterminer l'équation définissant le signal sismique et donc la réflectivité.

Les données de la campagne GO (données océanographiques simultanées aux données sismiques) sont traitées dans le cadre de ce travail en terme de structures océanographiques. L'objectif est de savoir si l'on peut identifier, caractériser et suivre les structures de la méso-échelle à la fine-échelle avec les données de sismique marine. Pour cela il faut déterminer la meilleure fréquence d'acquisition.

Les questions scientifiques

Nous avons identifié les questions suivantes :

Pour les données sismiques historiques :

- **Quels structures et processus océanographiques pouvons-nous imager avec la sismique marine ?**
- **La résolution spatiale est-elle meilleure que celle des données océanographiques ?**
- **Quel est l'apport de l'étude des données historiques pour l'océanographie physique ?**

Pour les données océanographiques historiques :

- **Est-il possible d'utiliser les données d'hydrologie pour obtenir un signal sismique synthétique ?**
Pour cela nous calculerons un gradient d'impédance acoustique synthétique.
- **Quels structures et processus sont visibles avec les données océanographiques ?**
Nous utiliserons la méthode d'analyse en ondelettes pour caractériser les structures méso-échelle, sous-méso-échelle.

-
- **Quel est l'apport particulier des données d'hydrologie sur notre connaissance des processus dans le Golfe de Cadix ?**

Les données de la campagne GO nous permettent de nous poser les questions suivantes :

- **Quelle est la capacité de la méthode de sismique océanographie à détecter et caractériser des structures méso-échelles et sous-méso-échelles ?**
- **Quelle différence apportent les données sismiques à haute fréquence et à basse fréquence sur l'étude des structures ?**
- **Pouvons-nous obtenir un signal sismique synthétique identique au signal sismique observé ?**

Plan

Avant de détailler les travaux de cette thèse, je commencerai par présenter le cadre de l'étude, le Golfe de Cadix et la circulation thermohaline qui y règne. Je débiterai par une description de l'Eau Méditerranéenne, son origine, sa progression dans le Golfe de Cadix et les structures hydrologiques qui résultent de son interaction avec l'Eau Centrale Nord Atlantique. Les études antérieures en océanographie physique seront présentées pour montrer leur apport dans la compréhension des processus agissant dans le Golfe de Cadix sur lesquels nous nous appuierons pour décrire les données sismiques. Les campagnes de sismique marine ayant eu lieu dans le Golfe de Cadix seront également présentées car elles constituent l'ensemble de données à notre disposition.

L'étude présentée ci-après se décompose en deux parties, l'une sur les données historiques en océanographie physique et en sismique marine, l'autre sur le même type de données acquises lors de la campagne GO. Une attention particulière sera donnée au traitement des données.

Dans la première partie les données historiques d'hydrologie et de sismique dans cette région sont traitées, étudiées et interprétées pour montrer leur applicabilité à la restitution de la structure thermohaline. Je dispose pour cela des données géophysiques de la campagne académique SISMAR et d'une campagne industrielle TGS-NOPEC, et des données d'océanographie physique des différentes campagnes SEMANE.

La deuxième partie de la thèse s'appuie sur l'étude des données de la campagne GO. Cette campagne associe des mesures sismiques et hydrologiques à haute résolution spatio-temporelle, pour évaluer la précision de l'inversion et la capacité de la méthode à suivre l'évolution rapide des masses d'eau. Les processus de mélange,

les veines d'eau et les tourbillons présents au voisinage du talus continental seront des cas d'étude plus particuliers.

Les bases océanographiques de l'Eau Méditerranéenne

Sommaire

1.1	Phénoménologie de l'Eau Méditerranéenne	9
1.1.1	Définition de l'Eau Méditerranéenne	9
1.1.2	Diagrammes θ/S et courants	13
1.1.3	Influence topographique et instabilité	18
1.2	Les structures dans le Golfe de Cadix	19
1.2.1	Les structures méso-échelle	20
1.2.2	Les structures sous-méso-échelle	21
1.2.3	Les structures à fine-échelle	22
1.2.4	Quelques définitions	25

1.1 Phénoménologie de l'Eau Méditerranéenne

1.1.1 Définition de l'Eau Méditerranéenne

1.1.1.1 Origine en Mer Méditerranée (LIW MDW)

La Mer Méditerranée est une mer marginale ou bassin de concentration qui est soumise à un climat continental sec où l'évaporation excède la somme des précipitations et la décharge des fleuves. Il en résulte la formation d'une eau dense et salée (*Roux, 1943*) (**Figure 1.1**). L'Eau Méditerranéenne sortant dans l'océan Atlantique est composée principalement de deux masses d'eau : la Levantine Intermediate Water (LIW) formée près de Rhodes et caractérisée par une profondeur moyenne et un maximum de température (13,08°C) et de salinité (38,46), et la Mediterranean Deep Water (MDW), formée en partie dans le golfe du Lion par convection hivernale, moins salée (< 38,43) et plus froide (< 12,9°C) que la LIW (*Price and Baringer, 1994*).

1.1.1.2 Sortie à Gibraltar

La différence de masse volumique entre l'eau de la Mer Méditerranée et l'eau de l'Océan Atlantique conduit à une circulation estuarienne inverse dans le Déroit

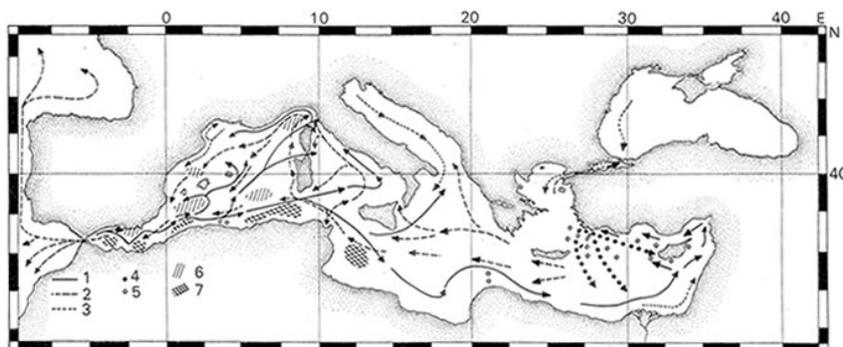


FIGURE 1.1 – Carte des courants principaux pour la zone Mer Méditerranée, Mer Noire (sans tenir compte des fluctuations saisonnières). **1** : Courants de surface d'origine Atlantique. **2** : Eaux orientales intermédiaires allant vers la Mer Noire et le Bassin Occidental, Eau nordique profonde coulant vers le sud du Bassin Occidental, et Courant d'Eau Méditerranéenne à l'ouest de Gibraltar. **3** : Eaux diluées (Sortie du Rhône, Contre courant du Languedoc, Courant du Nord Adriatique, Sortie du Nil, Sortie en surface de la Mer Noire). **4** : Écoulement profond oriental. **5** : Plongées d'eaux. **6** : Zone de divergences. **7** : Zones d'accumulation de l'eau Atlantique. (*Razouls et al., 2005-2009*)

de Gibraltar, d'où la sortie d'eau méditerranéenne (Mediterranean Outflow Water : MOW). L'eau méditerranéenne ($1027,70 \text{ kg.m}^{-3}$) en raison d'une source dense ($1028,95 \text{ kg.m}^{-3}$) liée à la LIW et à la MDW est la plus dense des eaux formées des océans. Puis un intense entraînement de l'Eau Centrale Nord-Atlantique (NACW) diminue la masse volumique de la MOW de 1 kg.m^{-3} (excès de masse volumique) lorsqu'elle descend la pente continentale (*Baringer and Price, 1999; Price and Baringer, 1994*) (*Figure 1.2*). L'eau ainsi mélangée devient l'eau méditerranéenne (MW).

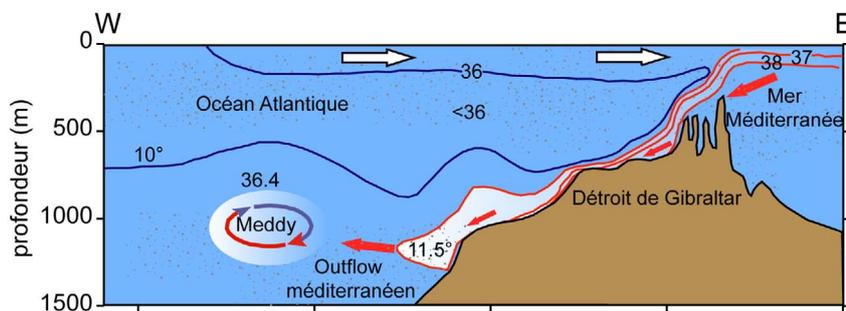


FIGURE 1.2 – Circulation des eaux au Déroit de Gibraltar (d'après *Baringer and Price (1999)* et *Price and Baringer (1994)*).

1.1.1.3 Ajustement dans le Golfe de Cadix

A la sortie du Déroit de Gibraltar, le flux d'Eau Méditerranéenne atteint le rebord du plateau continental. La pente devenant importante, il commence à accélérer, jusqu'à atteindre une vitesse maximale d'environ $1,3 \text{ m.s}^{-1}$. Mais alors, la cascade turbulente entraîne l'eau centrale nord-Atlantique située au dessus, dans l'eau Méditerranéenne dont la densité diminue. Cette phase de cascade s'achève à environ 50 km de la sortie du Déroit. Puis la force de Coriolis conduit la veine d'eau à progresser vers le Nord en restant collée contre le socle ibérique (*Figure 1.3*).

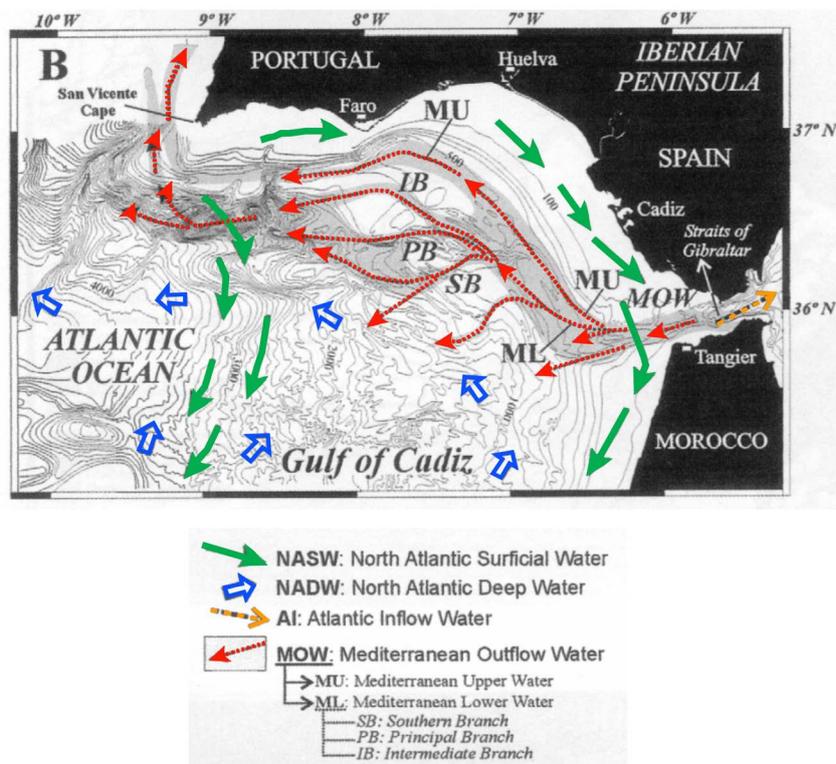


FIGURE 1.3 – Carte de répartition des courants agissant dans le Golfe de Cadix (*Hernandez-Molina et al., 2003*)

La MW se divise en courants appelés Mediterranean UnderCurrents (MUC) vers $6^{\circ}30'W$ (*Figure 1.4*). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer cette division. Pour *Madelain (1970)*, c'est la topographie qui joue ce rôle. Les larges vallées sous-marines permettent la division en plusieurs branches. Pour *Siedler (1968)* ce sont les effets de la marée qui ont une influence. Et pour *Howe et al. (1974)*, la veine supérieure provient de la profondeur intermédiaire du courant, dans le Déroit de Gibraltar. La topographie de fond est d'une extrême importance pour la circulation de la MW (*Baringer and Price, 1999; Madelain, 1970; Serra et al., 2005; Zenk, 1975*). D'autre part, la morphologie exerce un contrôle sur l'écoulement de ces eaux,

les détournant et les canalisant, notamment par les canyons (*Mélières et al., 1970*). D'autre part, la topographie favorise le mélange des eaux (*Serra et al., 2005*) par des courants violents et réguliers agissant dans les vallées (*Madelain, 1970*). Les MUC sont bien identifiés par des températures et salinités différentes (*Ambar and Howe, 1979a; Baringer and Price, 1999*). Les profondeurs respectives de ces trois courants sont 400, 700 et 1200 m avec des excès de masse volumique de 27,40, 31,85 et 32,25 $kg.m^{-3}$ (*Ambar, 1983; Ambar and Howe, 1979a,b*). Puis les veines supérieures et inférieures sont séparées par un relief sous-marin.

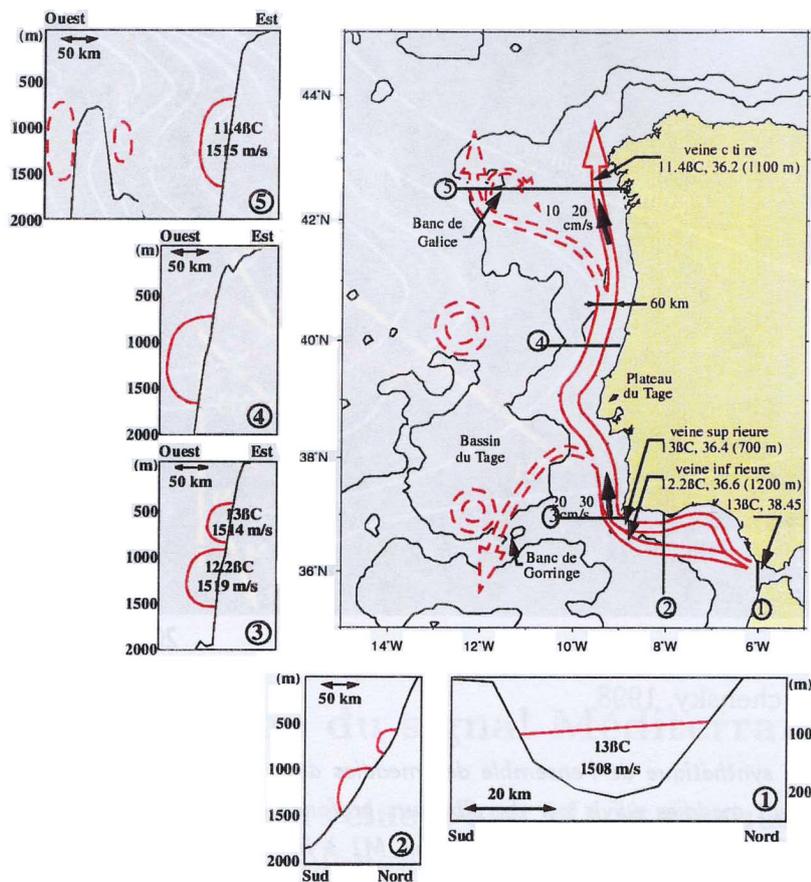


FIGURE 1.4 – Visualisation schématique du parcours des veines de MW entre 800 et 1300 m de profondeur au sud et à l'ouest de la péninsule ibérique et détachement supposé de médies au niveau du cap St Vincent et du plateau du Tage (*Mazé, 1995*). Les veines sont collées le long des côtes. Elles sont bien des courants de bordures « wall current ».

Ces deux veines se rapprochent horizontalement à $8^{\circ}W$ (*Ambar, 1983; Ambar and Howe, 1979a,b; Madelain, 1970; Zenk, 1975*). Ces deux principales veines ont aussi été identifiées dans un modèle 3D Océanique de Princeton (*Junglaus and Mellor, 2000*). L'influence de la topographie se fait ressentir au Canyon de Portimão ($8^{\circ}20'W$) et peut les déstabiliser en différents tourbillons (cyclones ou anticyclones

appelés meddies).

Au Cap Saint Vincent, ces courants se séparent horizontalement puis se reconnectent (*Baringer and Price, 1999*). Ils peuvent aussi y devenir instables et former des tourbillons. Après leur contournement du Cap St Vincent, la veine supérieure progresse vers le Nord le long du talus continental portugais. Au nord de 37°N, une partie de l'eau de la veine inférieure bifurque vers le banc de Gorringe.

L'Eau Méditerranéenne a également une influence sur la sédimentation dans le Golfe de Cadix. Cette masse d'eau étant un courant de contour, transporte les sédiments dans les canyons (1000 m) et les dépose en levée. Il permet la formation de rides contouritiques (*Hernandez-Molina et al., 2003; Mulder et al., 2003, 2006; Marches et al., 2007; Toucanne et al., 2007*). En raison des phénomènes de transport et d'érosion, la MW aurait empêché la pente continentale de se développer normalement (*Mélières et al., 1970*).

1.1.1.4 Panache grande échelle et rôle en Atlantique Nord Est (ANE)

Les instabilités de ces courants génèrent des tourbillons qui se propagent jusqu'au milieu de l'Océan Atlantique Nord et buttent contre la dorsale Médio-Atlantique. Ils contribuent significativement au transport latéral des anomalies de température et de salinité et mènent au maximum de la salinité intermédiaire de l'Atlantique subtropical (*Arhan, 1987*). Cette advection et cette diffusion forme un panache d'eau chaude et salée.

Le panache d'eau chaude et salée de la MW s'étendant par advection et par diffusion du bord Est, constitue l'une des structures les plus significatives de l'ANE aux profondeurs intermédiaires, et sa salinité influence fortement les eaux profondes et les Eaux Centrales Nord-Atlantiques (*Figure 1.5*).

La MW se retrouve dans le Bassin des Canaries après avoir traversé le Courant des Açores (*Figure 1.6*).

Les mesures de *Bower (1997)* permettent d'estimer la création de 15 à 20 meddies par an sur le talus ibérique. Selon *Arhan et al. (1994)* les meddies contribueraient au transport du Sel de l'EM vers le Sud-Ouest à plus de 50 %. Des campagnes (SEMAPHORE, CANIGO, CAMBIOS 97, CAMBIOS 98, etc.) ont permis de compléter la connaissance des meddies dans le Bassin des Canaries (*Gaillard et al., 1997*). Les bilans de masses ont pu être calculés à partir des données de ces différentes campagnes (*Auvray et al., 2001*).

1.1.2 Diagrammes θ/S et courants

1.1.2.1 Diagrammes θ/S et masses d'eau

La température potentielle θ est calculée en fonction de la salinité, de la pression et d'une pression de référence (ici la pression atmosphérique). Les diagrammes θ -S (température en fonction de la salinité) permettent de déterminer les différentes masses d'eau. Si l'on prend pour exemple le diagramme de l'océan Atlantique (*Figure 1.7*) nous y trouvons la NACW, la NADW ainsi que la MW influençant tout

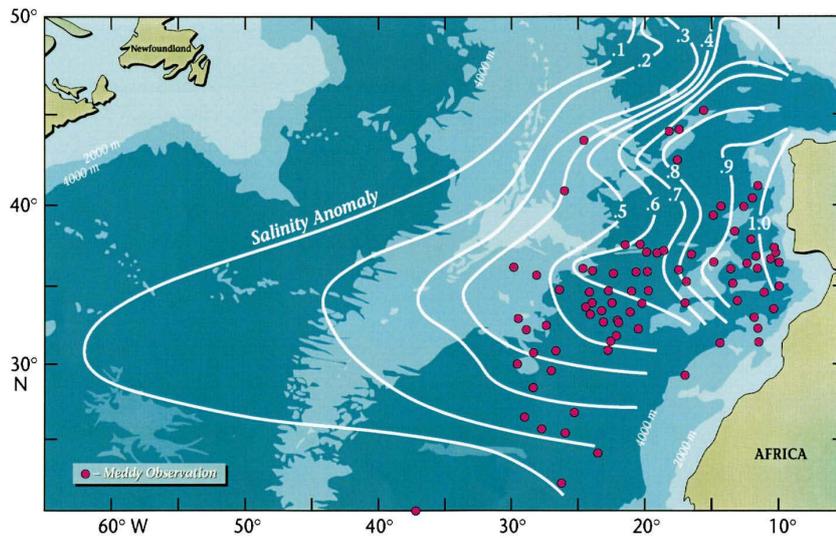


FIGURE 1.5 – Anomalie de Salinité de la MW dans l'Atlantique Nord-Est par rapport à une salinité de 35,01 psu à la profondeur de 1100 m (*Richardson et al., 2000*).

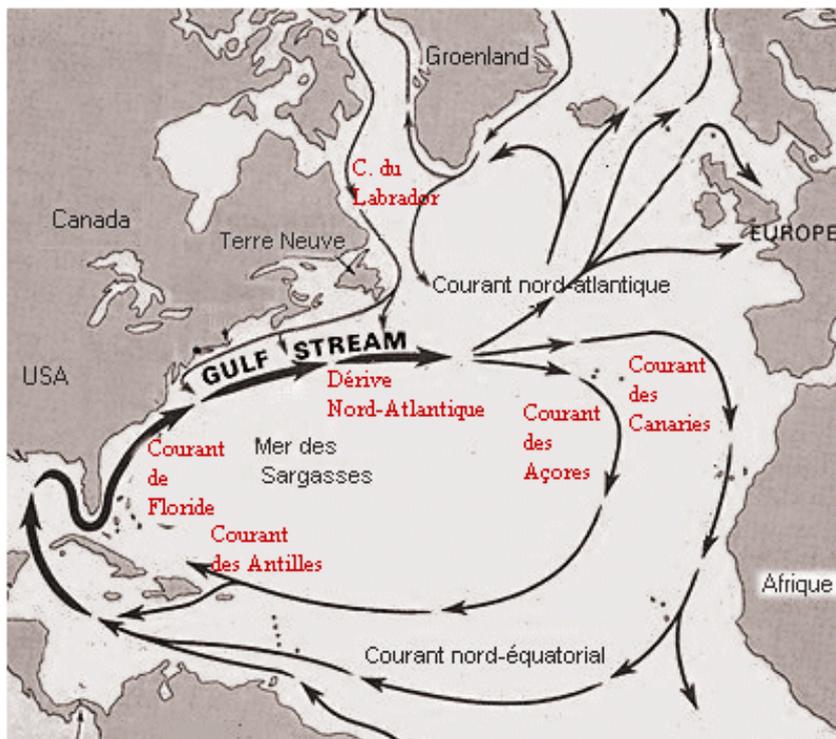


FIGURE 1.6 – Courants dans l'Atlantique Nord <http://www.educnet.education.fr/localisation/pedago/argos03-04/gulfstream.htm>

l'océan Atlantique nord-est.

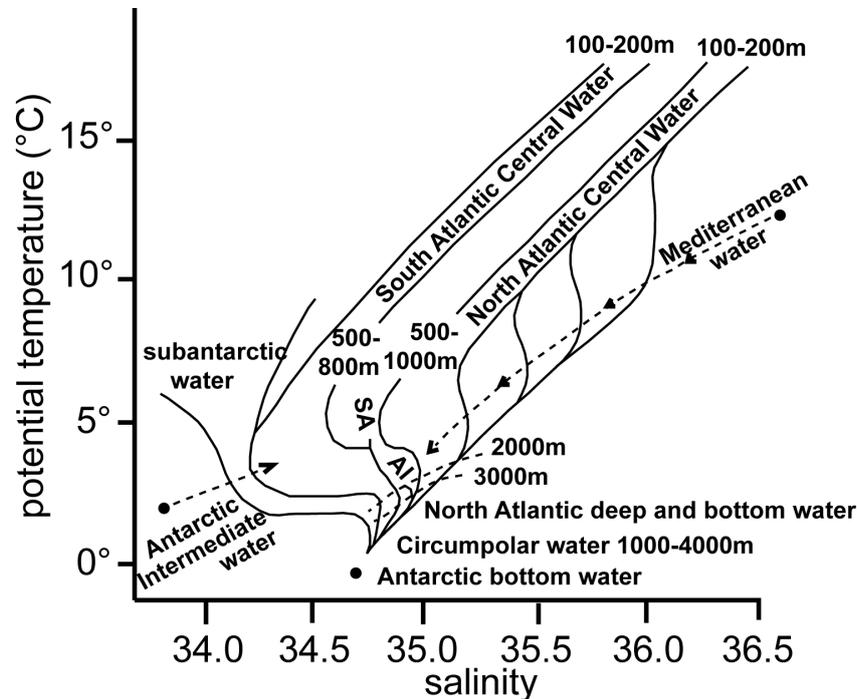


FIGURE 1.7 – Diagramme θ -S général pour l'Océan Atlantique. Extrait de *Sverdrup et al. (1942)*.

L'étude de *Chérubin (1997)* sur des diagrammes θ -S dans le Golfe de Cadix (*Figure 1.8*) a permis de mettre en évidence que les masses d'eau sont bien définies et sont reliées par des droites de mélange rectilignes à chaque immersion. A l'ouest de $7^{\circ}30'$ W, des droites de mélanges irrégulières dénotent des intrusions latérales entre la MW supérieure et la NACW. Plus en aval, la veine de MW inférieure est également affectée par ces intrusions. L'observation de ces droites de mélange perturbées a été utilisée par *Daniault et al. (1994)* pour diagnostiquer le mélange latéral dans les données de la campagne Bord-Est. En calculant la variance de la salinité, ils concluent que le feuilleteage se produisait principalement au voisinage du Cap Saint-Vincent (avec des longueurs d'onde de 60 m pour la veine de MW supérieure) et au sud du plateau du Tage.

La variabilité de la MW peut également être décrite par cette méthode (*Ambar et al., 2002*). La *Figure (1.9)* indique les différences saisonnières dans la couche de surface et aussi dans l'EM. La température de la surface (Sea-Surface Temperature : SST) en été est de $24,0^{\circ}\text{C}$ et en hiver d'environ $18,0^{\circ}\text{C}$. En été la salinité de surface est homogène tandis que la température diminue avec la profondeur dûe aux upwelling des eaux de la côte portugaise qui contraste avec les couches mélangées en hiver. Près de la côte espagnole, les salinités de surface en hiver sont basses en raison des décharges fortes des rivières (Guadiana, Tinto et Guadalquivir). L'influence de la MW se voit par l'augmentation de la salinité de 35,7 à 38,0. Dans la couche de

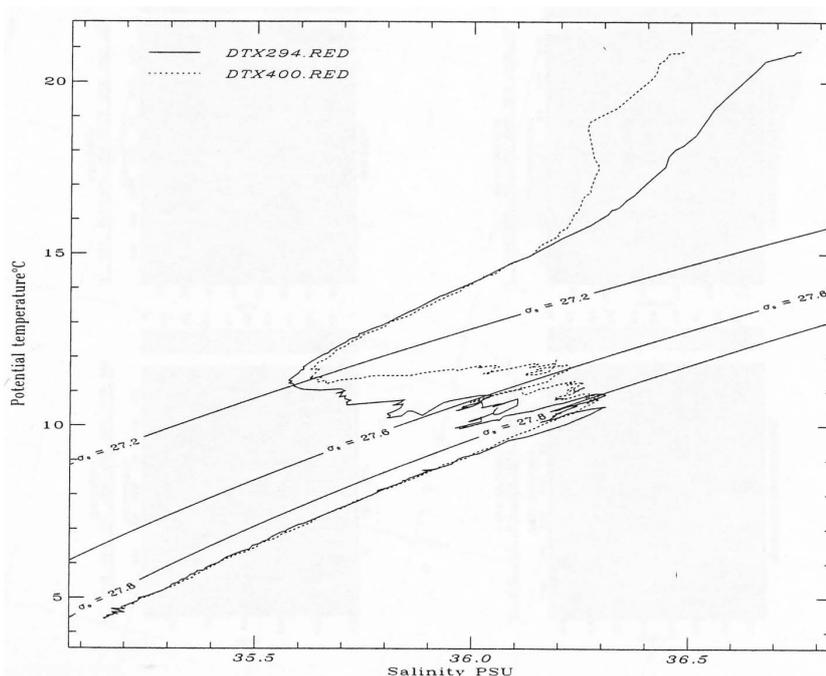


FIGURE 1.8 – Diagrammes θ -S de stations situées à l'interface externe de l'EM, près de la NACW, au large du Cap Saint Vincent montrant des intrusions latérales *Chérubin (1997)*

MW, deux pics θ /S avec des anomalies de densités de $\delta_\theta : 27,50$ et $\delta_1 : 32,25 \text{ kg.m}^{-3}$ (δ_1 est l'anomalie de densité potentielle normalisée à 1000 dbar) se remarquent dans les diagrammes qui correspondent aux deux veines principales de la MW.

1.1.2.2 Vitesses U et V

Tout au long du Golfe de Cadix, la MW subit des changements de vitesse. A la sortie du Détroit de Gibraltar, son débit est de 1 Sverdrup soit 1 million de $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Les vitesses du courant de MW sont de l'ordre de 2 m.s^{-1} dans le Détroit et $1,3 \text{ m.s}^{-1}$ en sortie. Après ajustement en densité, la masse d'eau ralentit. Au large de Cadix, elle est de $0,7 \text{ m.s}^{-1}$, elle devient d'environ $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ près du Cap Saint Vincent et de $0,1$ à $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ à l'Ouest du Portugal (*Ambar and Howe, 1979b; Carton and Serpette, 1995*). Dans le Canyon de Portimão, la vitesse peut atteindre 1 m.s^{-1} . Cela est dû à des changements de topographie qui accélèrent le courant.

Les mesures L-ADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler) permettent de connaître la vitesse réelle d'un courant. Si une campagne ne contient pas de L-ADCP il est nécessaire de calculer les vitesses à partir de l'équilibre entre accélération de Coriolis et gradient horizontal de pression (vitesses géostrophiques). Dans un repère tournant, le principe fondamental de la dynamique s'écrit :

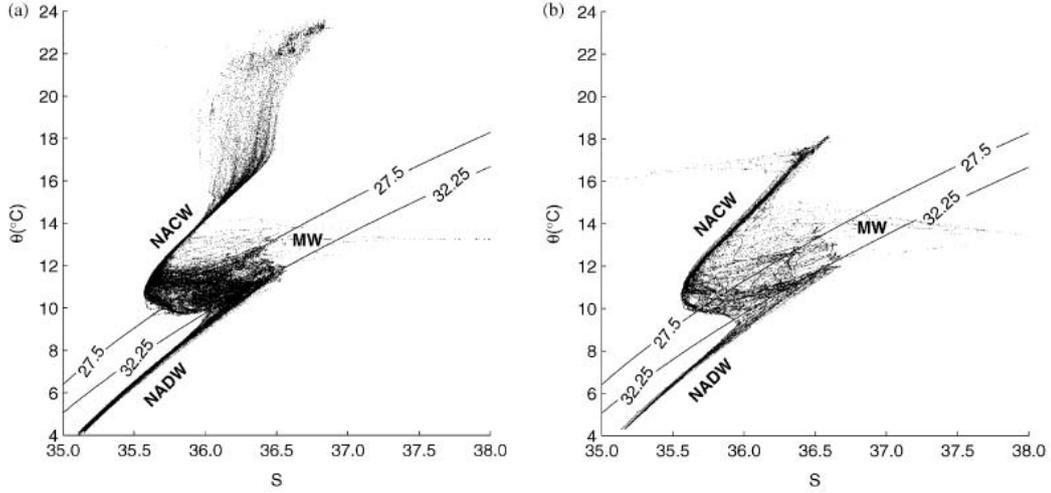


FIGURE 1.9 – Diagrammes θ/S de données CTD collectées en Septembre 97 (a) et en Janvier 98 (b). Les courbes d'anomalies de densité potentielle constante $\delta_\theta : 27,50$ and $\delta_1 : 32,25 \text{ kg.m}^{-3}$ sont montrées à l'intérieur de la gamme de densité de l'EM. Diagrammes extrait de l'étude de *Ambar et al. (2002)*.

$$\frac{d\vec{u}}{dt} + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{u} = \sum \vec{F} + \vec{\Omega} \wedge (\vec{\Omega} \wedge \vec{r}) \quad (1.1)$$

Où $2\vec{\Omega} \wedge \vec{u}$ est l'accélération de Coriolis et $\vec{\Omega} \wedge (\vec{\Omega} \wedge \vec{r})$ la force centrifuge, et \vec{u} avec pour composantes U et V, les vitesses selon l'axe Nord-Sud et Est-Ouest respectivement. Et \vec{F} sont les forces extérieures exercées sur l'objet étudié.

Le paramètre de Coriolis s'écrit :

$$f = 2\Omega \sin(\Theta) \quad (1.2)$$

Où Ω est la vitesse de rotation de la Terre, et Θ la latitude au point donné. Pour une latitude de 45° , f est de l'ordre de 10^{-4} s^{-1} .

– Pour l'horizontale les équations d'équilibre géostrophique s'écrivent :

$$fv_g = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1.3)$$

$$fu_g = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (1.4)$$

Où u_g et v_g sont les vitesses géostrophiques, p la pression locale de l'eau de mer, ρ_0 est la densité moyenne.

– Pour la composante verticale :

L'équation de l'équilibre hydrostatique s'écrit :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (1.5)$$

Où ρ est la masse volumique et g l'accélération de pesanteur ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$), ce qui conduit aux équations du vent thermique :

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = -\frac{g}{f\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{g}{f\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (1.7)$$

Dans l'océan, les vitesses géostrophiques sont calculées à partir d'un niveau de référence choisi arbitrairement. Le niveau de référence est généralement choisi à une profondeur où la vitesse est quasi nulle selon des mesures de courantométrie faites indépendamment.

Pour calculer ces vitesses géostrophiques, il nous faut donc connaître la masse volumique qui est fonction de la salinité, la température et la pression du milieu étudié. Celle-ci est donnée par l'équation d'état de l'eau de mer publiée par l'UNESCO (*Fofonoff and Millard jr, 1983*) :

$$\rho(S, t, p) = \frac{\rho(S, t, 0)}{1 - \frac{p}{K(S, t, p)}} \quad (1.8)$$

Les expressions polynomiales, $\rho(S, t, 0)$ et $K(S, t, p)$ sont dérivées des mesures de *Millero et al. (1980)* qui contiennent 15 et 27 termes respectivement.

1.1.3 Influence topographique et instabilité

1.1.3.1 L'influence de la topographie

En sortant du détroit de Gibraltar, la MW est mélangée avec la NACW via l'instabilité de Kelvin-Helmholtz §1.2.3 et de processus diapycnaux §1.2.3. La MW, poussée le long de la pente ibérique par l'accélération de Coriolis, coule comme un courant de fond et entraîne les eaux fraîches au-dessus. Les contrastes thermo-halins y sont particulièrement importants. Un fort mélange est généralement localisé dans une région avec une large pente, typiquement les ruptures de pentes continentales. Cette dépendance du mélange à la topographie est peut-être la caractéristique distinguable des courants de mers marginales (*Price and Baringer, 1994*).

1.1.3.2 L'instabilité de l'EM dans le Golfe

De plus, les MUC sont hydrodynamiquement instables sur les anomalies topographiques. Ces instabilités provoquent le détachement des MUC de la pente continentale et la formation de Meddies (Mediterranean Water Eddy), par exemple dans le canyon de Portimão (*Bower, 1997; Chérubin et al., 2000; Ambar et al., 2002*). Des campagnes de mise à l'eau de flotteurs acoustiques (RAFOS) ont montré deux régimes de flux de MUC. L'un correspond à l'instabilité des MUC et à la formation des tourbillons (Meddies) au Cap St Vincent *Bower et al. (1995)* et au Promontoire d'Estremadura (*Käse et al., 1989*). L'autre est un régime turbulent correspondant au passage ou à la formation de structures cohérentes au Canyon de Portimão (*Chérubin et al., 2003*). Les structures cohérentes sont les structures présentes dans l'écoulement pendant un temps assez long. Elles ne sont pas des phénomènes transitoires.

1.2 Les structures dans le Golfe de Cadix

Différentes structures peuvent être identifiées dans le Golfe de Cadix. Ces structures peuvent être classées en deux classes : les structures méso-échelle qui regroupent les meddies et les cyclones puis les structures sous-méso-échelle dont les dimensions sont inférieures au rayon de déformation interne (*Tableau 1.1*). Ces structures qu'elles soient méso-échelle ou sous-méso-échelle sont des phénomènes liés aux instabilités de l'EM.

Structures	Extension Horizontale	Épaisseur	Échelle	Origine
MUC	20 - 30 km	250 - 600 m	Méso-échelle	MOW
Meddies et Cyclones	40 - 150 km	600 - 1000 m	Méso-échelle	Instabilité des MUC
Filaments et SCV	10 - 40 km	100 - 300 m	Sous-méso-échelle	Instabilité des MUC ou des tourbillons
Escaliers thermohalins	qqs km	15 - 20 m	Fine-échelle	Double diffusion
Intrusions latérales	qqs 10 km	15 - 30 m	Fine-échelle	Intrusions isopycnales

Tableau 1.1 – Les structures méso-échelle et sous-méso-échelle présentes dans le Golfe de Cadix avec leurs extensions horizontales, leurs épaisseurs et leurs origines.

1.2.1 Les structures méso-échelle

1.2.1.1 Les Meddies

L'une des premières observations de tourbillon de MW a été faite au SW du cap Saint Vincent en 1969 (*Swallow, 1969*). La première observation détaillée de meddy a été faite en Atlantique Nord-Est en utilisant des flotteurs et des données hydrologiques (*Armi and Zenk, 1984*). L'étude des caractéristiques θ/S de ce corps a suggéré qu'il s'était formé à partir de la MW près de la péninsule ibérique. Cette découverte a entraîné la recherche de ces meddies à cet endroit lors des 30 dernières années (*Ambar, 1983; Armi et al., 1989; Richardson et al., 1989; Pingree and Le Cann, 1993; Bower, 1997; Richardson et al., 2000; Carton et al., 2002*). Leurs lieux de formation sont le canyon de Portimão (*Bower, 1997; Chérubin et al., 2000; Carton et al., 2002; Chérubin et al., 2003; Serra et al., 2005*) le Cap Saint Vincent (*Bower et al., 1995*), au niveau du Banc de Gorringe (*Serra et al., 2005*), à l'Ouest du Portugal (*Käse et al., 1989*), ainsi qu'au Nord-Ouest de la péninsule ibérique. L'instabilité barocline, les effets de canyon (étirement vertical des colonnes d'eau menant à un cyclone, qui dévie la veine en aval de façon anticyclonique), ainsi que l'ajustement géostrophique ont été évoqués pour leur formation. La fréquence de formation de ces Meddies est de l'ordre de 15 à 20 par an. Les meddies ont alors été suivis en détail par hydrologie et avec des flotteurs acoustiques (*Armi et al., 1989; Prater and Sanford, 1994; Bower, 1997; Serra and Ambar, 2002*). Ces études ont permis d'apprendre que les meddies sont des lentilles avec un cœur d'EM de 600 à 1000 m d'épaisseur, centré à environ 1000 m de profondeur et qu'ils sont moins stratifiés que les fluides qui les surmontent. Leur vitesse de rotation est de l'ordre de 0,2 à 0,5 $m.s^{-1}$ avec une période de rotation de 2 à 7 jours. Le diamètre typique des meddies est de 20 à 100 km et ils ont des anomalies de température et de salinité de 1 à 4 °C et 1 psu. Leur durée de vie peut aller jusqu'à plusieurs années en diffusant leur chaleur et leur sel, en parcourant des milliers de kilomètres depuis leur source (*Armi et al., 1989*) ou en se détruisant brutalement lorsqu'ils rencontrent un mont sous-marin (*Richardson et al., 1989*). Les meddies sont des structures qui jouent un rôle fondamental dans le maintien à l'équilibre de l'extension de l'EM dans l'Atlantique Nord.

1.2.1.2 Les cyclones

Lors du passage des veines d'EM aux caps ou canyons, les gradients horizontaux et verticaux de la vorticité potentielle sont renforcés, favorisant ainsi les instabilités barotropes et baroclines (*Chérubin et al., 2000*). Cela implique la formation des meddies qui sont souvent accompagnés par le détachement d'un cyclone au-dessus d'eux (*Sadoux et al., 2000; Serra and Ambar, 2002*). Une structure dipolaire se met en place se déplaçant dans le sens de la pente (*Carton et al., 2002*). La présence de ce couple a tout d'abord été suggérée par des études numériques (*Käse and Zenk, 1996*) puis confirmée par différentes campagnes. L'observation de ce couple cyclone-meddy a également été rapporté au Sud du Portugal (*Swallow, 1969*). La

présence d'un cyclone entre 1000 et 1500 m de profondeur pourrait être généré par l'écoulement de l'EM dans un bassin profond (au sud du canyon de Portimão), seulement si l'écoulement est intermittent, et déplacé par de forts pulses d'EM. Les eaux observées dans le cyclone sont moins salées que dans le meddy (36,2). L'interaction entre meddies et cyclones est observée sporadiquement grâce à des flotteurs mais leur rôle dans la naissance et le mouvement des meddies est très mal compris et fait l'objet d'études récentes (*Oliveira et al.*, 2000; *Serra et al.*, 2002).

1.2.2 Les structures sous-méso-échelle

Les structures sous-méso-échelle sont encore mal connues en raison des limitations instrumentales liées à l'échantillonnage et à la résolution informatique. Les études sur le système du courant de Californie (*Capet et al.*, 2008a,b,c) (observations et simulations) ont montré que les fronts sous-méso-échelle et les instabilités se produisent largement dans l'océan supérieur. Les fronts sous-méso-échelle peuvent devenir instables et développer des méandres sous-méso-échelle et des fragments qui peuvent s'enrouler en tourbillons.

1.2.2.1 Les filaments

Des filaments fins (5 à 10 km) et allongés (jusqu'à 200 km) peuvent être produits par l'instabilité de courants côtiers ou par l'interaction entre tourbillons. Ils sont associés à une assez petite anomalie de hauteur de la surface océanique (SSH), de forts contrastes thermohalins et des anomalies de densité (*Lapeyre and Klein*, 2006a,b). Ces caractéristiques sont cohérentes avec les observations très fines faites in-situ (*Ledwell et al.*, 1993; *Rudnick*, 2001). Des études récentes montrent que ces structures sous-méso-échelle ont bien un impact significatif dans les flux verticaux des traceurs biogéochimiques (*Lapeyre and Klein*, 2006a,b; *Klein and Lapeyre*, 2009).

1.2.2.2 Les SCV : Submesoscale, Coherent Vortices

Des tourbillons ont été découverts à la fin des années 70 sous la forme de tourbillons en Arctique (*Newton et al.*, 1974; *Manley and Hunkins*, 1985; *D'Asaro*, 1988a) et dans la mer de Beaufort (*D'Asaro*, 1988b). Leurs échelles spatiales sont plus petites que les tourbillons méso-échelle qui dominent énergétiquement. De plus leur durée de vie est exceptionnellement longue de 1 à plus de 3 ans. Ce phénomène a été dénommé « Submesoscale, Coherent Vortex » (SCV) (*McWilliams*, 1985). Ils se déplacent loin de leur point d'origine avec une vitesse approximative de 0.07 à 0.3 $m.s^{-1}$. Ces tourbillons sont anticycloniques et axisymétriques. Leur épaisseur est de 50 à 500 m, leur rayon est de 10 à 20 km. Ils sont présents vers 250 à 750 m de profondeur.

Des expérimentations en laboratoire permettent de proposer un scénario possible pour la formation de ces SCV. Les expérimentations montrent que les instabilités géostrophiques peuvent briser un flux parallèle en une séquence de tourbillons axi-

symétriques conservant une vorticité potentielle, une énergie et une masse (*Thompson and Young, 1989*).

Les SCV sont très répandus dans l'océan par leur taille, par l'intensité de leur flux, par leur tendance anticyclonique et par leur longévité. De la mer de Beaufort à l'Océan Arctique ils couvrent 20 à 30 % de la zone (*Manley and Hunkins, 1985*) impliquant que le transport des eaux du Pacifique vers l'Arctique est dominé par les SCV. Dans l'Océan Atlantique, 40 % des eaux sortant de la Mer Méditerranée sont capturées par ces SCV (*McWilliams, 1985*). Ils peuvent se propager jusqu'à 300 km de leur source (*Testor and Gascard, 2003*) et ont un à trois ans de vie. Les SCV jouent donc un rôle important dans le transport latéral des masses d'eau jusqu'à ce qu'ils se désintègrent.

1.2.3 Les structures à fine-échelle

Dans l'océan, plusieurs mécanismes sont responsables du mélange le long ou au travers des surfaces isopycnales. On parle de mélange isopycnal et diapycnal.

Le **mélange diapycnal** peut provenir de la turbulence générée par le déferlement d'ondes internes ou par l'amplification non linéaire de l'instabilité de Kelvin-Helmholtz. Pour l'**instabilité de Kelvin-Helmholtz**, le cisaillement vertical des vitesses horizontales est la source d'énergie primaire. Cette instabilité est caractérisée par le nombre de Richardson :

$$Ri = \frac{-g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\rho \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|^2} \quad (1.9)$$

Ce nombre représente le rapport entre l'énergie cinétique et l'énergie potentielle.

La **double diffusion** résulte des diffusivités différentes de la chaleur et du sel. Si une masse d'eau à la fois chaude et salée, repose sur une masse d'eau plus froide et douce, la chaleur diffusera vers le bas plus vite que le sel, et les particules supérieures deviendront alors plus lourdes et plongeront. Dans ces interfaces, le gradient vertical de température est important. Nous pouvons caractériser la stabilité de la colonne d'eau par le rapport de densité qui est redéfini à travers l'angle de Turner : **Tu**. Il est une fonction du coefficient d'expansion thermique α et du coefficient de contraction saline β .

$$Tu = \text{atan} \left(\frac{\alpha \frac{\partial T}{\partial z} - \beta \frac{\partial S}{\partial z}}{\alpha \frac{\partial T}{\partial z} + \beta \frac{\partial S}{\partial z}} \right) \quad (1.10)$$

Les valeurs de l'angle de Turner informent sur la stabilité ou l'instabilité de la colonne d'eau.

- $-45^\circ < Tu < 45^\circ$: colonne stable
- $-90^\circ > Tu$ ou $Tu > 90^\circ$: colonne instable, instabilité de Rayleigh-Taylor
- $-90^\circ < Tu < -45^\circ$: colonne instable, convection diffusive

– $45^\circ < Tu < 90^\circ$: colonne instable, doigt de sel.

La double diffusion est responsable du mélange diapycnal sous les MUC et sous les Meddies. Dans les MUC, le mélange diapycnal double diffusif est contrôlé par les **intrusions isopycnales**. Par contre, les instabilités qui produisent les filaments ou les Meddies permettent de disperser l'Eau Méditerranéenne et favorisent les **escaliers thermohalins**.

Le **mélange isopycnal** est du aux processus de petite échelle et à l'advection de grande échelle par les anomalies de densité. A petite échelle, la turbulence est une source de mélange le long des surfaces isopycnales où les différences thermohalines sont déplacées et entretenues. A grande échelle, les anomalies thermohalines intrusives peuvent être considérées comme des mouvements le long de surfaces isopycnales renforçant les échanges latéraux. Chaque interface horizontale présente une structure double diffusive.

1.2.3.1 Les intrusions latérales et le « layering »

Un tourbillon latéral dont le bord est vertical va subir des contraintes de cisaillement de vitesse (différences de moment cinétique). A chaque profondeur, des particules vont migrer vers l'intérieur et d'autres vers l'extérieur et la perturbation s'auto-amplifiera. Ce sont les intrusions latérales (en anglais « interleaving »). Ces intrusions latérales ont une taille horizontale qui croît avec le temps. Deux ans sont nécessaires pour que les intrusions entrent jusqu'au cœur du meddy qui a un diamètre moyen de 50 km (*Armi et al., 1989*). Quand le cœur est atteint, le meddy s'effondre. La taille des intrusions sur un meddy jeune sera donc faible : quelques km en bordure. Sur le bord du tourbillon, les gradients horizontaux importants de température et de salinité vont se déplacer avec ces intrusions latérales. En particulier, de l'eau plus chaude et salée se retrouvera au dessus d'eau plus froide et douce. Or la diffusion de la chaleur est plus rapide que celle du sel. Localement des poches d'eau seront plus lourdes et donc instables. Cette instabilité verticale va se conjuguer à l'instabilité horizontale dans les intrusions latérales.

Ces intrusions latérales se présentent sous la forme de variations de température et de salinité en fonction de la profondeur. Sur la **Figure 1.10**, les données CTD de la station 9 de SEMANE 2002 montrent des variations de salinité et de température entre 700 et 1400 m de profondeur. Les données CTD de la station 12, présentent également de « l'interleaving » entre 1000 et 1400 m de profondeur.

Les intrusions latérales peuvent être considérées comme un mille-feuille dont chaque feuille (couche d'eau atlantique) a un plafond d'EM et un plancher d'EM. L'EM se mélange ainsi à l'eau atlantique. Cela forme du « layering » en bordure du tourbillon qui pénètre d'autant plus vers l'intérieur que les intrusions latérales s'amplifient. Les échelles verticales du « layering » sont d'environ 15-30 m sur le bord du tourbillon.

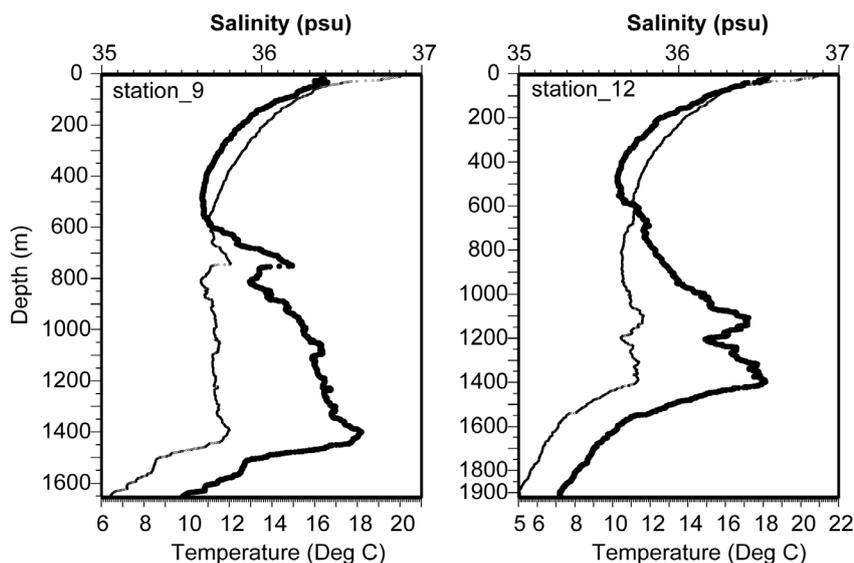


FIGURE 1.10 – Sections de température et de salinité pour les stations 9 et 12 situées sur le trajet de la MW dans le Golfe de Cadix (campagne SEMANE 2002). La température est présentée en trait fin, la salinité en trait gras.

1.2.3.2 Les marches d'escaliers

La double diffusion se produit également au-dessous des tourbillons de MW. Le phénomène ainsi rencontré s'appelle les marches d'escaliers (« staircases » en anglais). Ce processus est plus intense là où le tourbillon est le plus salé, c'est-à-dire à sa base. Sur la **Figure 1.10**, sous 1500 m de profondeur, les courbes forment des marches d'escaliers. Ces escaliers sont bien visibles sur les données de salinité d'une CTD de SEMANE 1999 acquise à travers un meddy (**Figure 1.11**).

La présence de marches d'escaliers au large de la marge Ibérique est remarquée dans l'étude de *Chérubin (1997)*. L'échelle verticale de ces marches est de l'ordre de 15-20 m.

1.2.3.3 Turbulence stratifiée et turbulence géostrophique

Au dessus d'un tourbillon, les auteurs invoquent le mécanisme d'instabilité convective diffusive (*Ruddick and Turner, 1979; Ruddick, 1992; Ruddick and Garrett, 2003*). La diffusion de chaleur venant du tourbillon chauffe les eaux plus froides (mais moins salées) qui sont au dessus. Des mouvements convectifs se mettent en place. Cependant d'autres auteurs disent que ces mécanismes diffusifs sont trop faibles et lents pour générer des couches homogènes de faible épaisseur (30 m) (*Menesquen et al., 2009*). Ce dernier auteur décrit un autre mécanisme qui amplifie considérablement l'épaisseur des couches mélangées. Ce mécanisme est le suivant : quand un tourbillon est perturbé (beaucoup à sa formation, puis à chaque ajustement à l'environnement), il émet des ondes d'inertie-gravité pour réajuster son

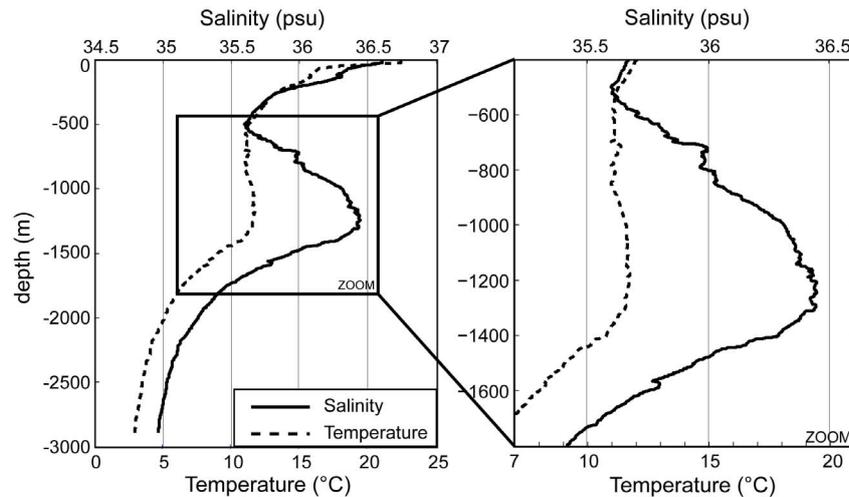


FIGURE 1.11 – Section de température et de salinité des données d'une CTD positionnée à l'axe d'un meddy (campagne SEMANE 1999). La température est présentée en pointillée et la salinité en un trait continu. Le zoom permet de mettre en évidence les marches d'escaliers.

champ de vitesse a son champ de flottabilité. Ce sont des ondes internes de gravité, puisqu'on est au cœur de l'océan. Ces ondes, émises en particulier vers le haut et vers le bas, créent de forts cisaillements verticaux de courant horizontal. Ceci est associé à l'instabilité de Kelvin Helmholtz dont il en résulte des rouleaux convectifs d'axe horizontal. Ces rouleaux brassent localement la chaleur et le sel, d'autant plus qu'ils engendrent des mouvements turbulents, et forment des couches mélangées.

Les échelles horizontales de la turbulence stratifiée, sont de l'ordre de quelques dizaines de mètres (une centaine de mètres) jusqu'à quelques km. Au delà de la dizaine de km, l'effet de la rotation terrestre commence à se faire sentir.

1.2.4 Quelques définitions

1.2.4.1 Les ondes internes

Une onde interne est une onde de gravité se propageant à l'intérieur de l'océan avec une longueur d'onde de quelques kilomètres et une période de quelques heures. Leur amplitude verticale est de l'ordre de la dizaine de mètres ou quelques dizaines de mètres.

Les ondes internes peuvent être classifiées en fonction de la distribution de la densité du fluide dans lequel elle se propage :

- Les ondes d'interfaces, qui se produisent à l'interface de deux systèmes de fluides ;
- Les ondes planes, qui se produisent quand la densité du fluide augmente linéairement avec la profondeur ;
- Et les ondes de types mélangées qui incluent les ondes internes se produisant

dans un fluide où la densité varie continuellement, mais n'est pas nécessairement linéaire.

1.2.4.2 Les ondes barotropes

Les ondes barotropes sont des ondes dont la pression et la densité sont égales ou peu variables selon la profondeur. La variation de la pression se fait seulement selon la variation de la densité.

1.2.4.3 La thermocline

La thermocline est la profondeur où le gradient de température a atteint un maximum. Les épaisseurs et les profondeurs de cette thermocline varie en fonction des saisons, de la latitude et de la longitude et des conditions environnementales. Aux latitudes moyennes de l'océan, il existe une thermocline permanente entre 150-900 m de profondeur au-dessous de la surface, une thermocline saisonnière variant avec les saisons (se développe au printemps, devient plus forte en été et disparaît en automne et hiver), et une thermocline diurne qui se forme très proche de la surface durant le jour et disparaît la nuit. Il n'existe pas de thermocline permanente actuellement dans les eaux polaires bien qu'une thermocline saisonnière peut généralement être identifiée.

La balance dynamique de base qui maintient la thermocline permanente se fait entre le transport diffusif descendant de chaleur et le transport convectif ascendant d'eau froide aux grandes profondeurs.

1.2.4.4 L'onde de marée

L'onde de marée est provoquée par la résultante de l'attraction gravitationnelle de la Lune sur la Terre et de la force centrifuge.

La surface des océans ne prend pas la forme imposée par la force génératrice de la marée due à la Lune et au Soleil (pleine-mer au zénith et au nadir) pour plusieurs raisons :

- Les continents forment des barrières empêchant la marée de tourner autour de la Terre.
- Une pleine-mer devrait faire un tour de la Terre en 24h50' or aucune onde ne peut aller aussi vite dans l'océan. La vitesse de propagation des ondes dépend de la profondeur. Elle est maximale au dessus des grandes plaines abyssales et diminue très fortement au voisinage des côtes.
- La force de Coriolis vient compliquer la propagation des ondes. Ces ondes ont tendance à tourner dans le sens contraire des aiguilles d'une montre et en laissant la côte sur leur droite dans l'hémisphère Nord.

Pour ces différentes raisons la marée est une onde stationnaire tournant autour de points fixes appelés points amphidromiques où l'amplitude de la marée est nulle. Plus précisément, chaque composante de la marée possède une structure bien définie, la marée réelle étant la superposition de toutes les composantes.

l'onde de marée comprend plusieurs composantes. Les composantes se regroupent par groupes selon qu'elles sont plutôt semi-diurnes, diurnes, bimensuels, mensuels etc. et aussi quart-diurnes, sixième-diurnes etc.

Les composantes portent un nom et un chiffre indiquant le groupe de la composante : 1 pour diurne, 2 pour semi-diurne, 3 pour tiers-diurne etc. Ainsi la composante lunaire semi-diurne est également appelée onde M2.

Les composantes tiers-, quart- etc. diurnes modulent l'amplitude de la marée au sein d'une journée, ce qui fait que la pleine-mer du matin peut être différente de la marée du soir. Ces composantes haute fréquences apparaissent près des côtes du fait des interactions des composantes entre elles.

Sur le pourtour de l'océan Atlantique et de la Manche la marée est essentiellement semi-diurne.

La marée interne

La marée interne désigne les oscillations de même fréquence que la marée mais se produisant à l'intérieur de l'océan (d'où le nom interne). La marée interne est un mouvement de oscillatoire des isopycnes.

La marée interne est produite par interaction entre la marée externe (la marée que l'on voit sur la côte) et le relief sous-marin (dorsales médio-océaniques, talus continental).

A cause du frottement des courants de marée sur les fonds océaniques, une partie de l'énergie est transformée en chaleur. Ce frottement a lieu principalement sur les plateaux continentaux.

Les données et leur traitement

Sommaire

2.1 La sismique marine	29
2.1.1 Principe	30
2.1.2 Le dispositif	31
2.1.3 L'impédance acoustique	37
2.1.4 Les différentes fréquences des sources	38
2.1.5 La résolution des profils de sismique réflexion	42
2.1.6 Le traitement des données	44
2.1.7 Les études antérieures	58
2.2 Les premières études sismiques sur la colonne d'eau	63
2.2.1 En Atlantique-Est	63
2.2.2 Le courant du Labrador	63
2.2.3 La mer de Norvège.	63
2.3 L'océanographie physique	67
2.3.1 L'acquisition des données hydrologiques	67
2.3.2 Le traitement des données océanographiques	69
2.4 Les études antérieures en Océanographie physique	79
2.4.1 SEMANE : Les processus de méso-échelle dans le Golfe de Cadix	79
2.4.2 Les autres campagnes : le fonctionnement de la MW	79

2.1 La sismique marine

Les expériences de Paul Langevin (1872 - 1946) ont ouvert la porte aux techniques modernes de détection sous-marine par transmissions d'ondes acoustiques lors de la Première Guerre mondiale pour détecter les mines sous-marines. Dès le début du 20^{ième} Siècle, un grand nombre de phares acoustiques ont été réalisés à l'aide de cloches sous-marines. De même des techniques de sondage acoustique ou de localisation de sources acoustiques à partir de navires furent développées avec des méthodes classiques d'écoute. Ce n'est qu'avec le développement de la technologie d'amplification électronique que ces méthodes furent reléguées. Le développement de l'acoustique sous-marine va permettre de conquérir les fonds océaniques et d'explorer les couches géologiques. Le développement de cette technique et plus

particulièrement de la sismique réflexion marine va se faire par les industries pétrolières dans le but de rechercher les couches géologiques pouvant retenir les énergies fossiles (pétrole, gaz).

La visualisation de la colonne d'eau par sondages sismiques a commencé en 1988 par l'étude d'un profil de sismique réflexion en Atlantique à proximité du banc de Gorringe (*Gonella and Michon, 1988*). Les réflecteurs imagés avaient été interprétés comme des ondes internes. En 2003, les équipes d'*Holbrook et al. (2003)* et de *Nandi et al. (2004)* confirment la présence de réflecteurs dans la colonne d'eau. Ces auteurs ont montré qu'il était possible avec des basses fréquences d'imager des structures dans la masse d'eau.

2.1.1 Principe

Un dispositif de prospection de sismique réflexion comprend une source, des récepteurs et un ensemble destiné à amplifier les signaux, à les traiter et les enregistrer. La géométrie des dispositifs dépend du problème à traiter. On distingue généralement la sismique verticale de la sismique grand angle suivant la distance horizontale source/capteur qui permet d'obtenir une couverture multiple. Il existe la sismique verticale monotrace et multi-trace.

La panoplie des sources de la sismique marine est étendue. On peut utiliser des explosifs, des appareils à décharge électrique (étinceleurs) et toute une gamme de canons : canons à air, canons à eau, canons à vapeur, et leur dérivés : les sources à impulsions évitent les effets de bulle produits par les canons à air. Le canon à air chasse une bulle qui se met à pulser jusqu'à la surface. Le canon à eau chasse de l'eau avec suffisamment d'énergie pour créer un effet de cavitation équivalent à une impulsion.

Les capteurs transforment l'énergie sismique en tension électrique. En mer on utilise des hydrophones qui transforment les variations de pression dans l'eau en une tension électrique. Le principe est basé sur la réponse piézo-électrique d'une céramique. On dispose généralement plusieurs hydrophones dans un manchon de 5 à 8 cm de diamètre rempli d'huile. Ce manchon actif constitue une trace sismique. Plusieurs traces mises bout à bout constituent une flûte sismique. Un modèle courant de flûte est formé de 96 traces espacées de 25 m formant un ensemble long de 2400 m. Dans l'industrie pétrolière, des flûtes de 480 traces et 6000 m de long sont utilisées. Plusieurs flûtes de ce type peuvent être utilisées simultanément. La position de la flûte dans l'eau doit être maintenue la plus horizontale possible et à une profondeur constante qui peut varier en fonction de la vitesse du bateau. Des capteurs de pression permettent de suivre sa profondeur. Le réglage de la position de la flûte, en début de campagne est une opération longue et minutieuse qui dépend de la densité de l'eau de mer et de la vitesse du bateau.

La couverture multiple est utilisée pour l'acquisition sismique. Elle a pour but d'améliorer le rapport signal/bruit et de renforcer les arrivées réfléchies. Pour des tirs successifs, les traces enregistrent une réflexion sur un point commun de réflexion PCR (ou en anglais Common Mid Point : CMP). La technique de couverture mul-

tiple consistera à sommer les traces pour les tirs successifs. Une correction liée au temps d'arrivée devra être effectuée. Cette correction ne peut se faire qu'en connaissant la géométrie du dispositif et la loi de vitesse du milieu traversé.

La sismique monotrace adaptée pour la haute et très haute résolution, sert généralement à reconnaître une région pour avoir une première idée des structures géologiques. Cette sismique est plus rapide mais de faible pénétration. La sismique d'incidence quasi-verticale s'accompagne d'une série de traitements qui permettent une bonne résolution dans les données et une bonne pénétration. Ces traitements impliquent une analyse de vitesses et apportent ainsi d'autres paramètres utiles au prospecteur. Elle se réalise avec des flûtes multitraces. Mais peut également s'effectuer avec deux bateaux suivant des dispositifs émission-réception : montage CDP (Common Depth Point) ou ESP (Expanded Spread Profiling) (*Figure 2.1*). Il existe également d'autres méthodes de prospection sismique : la sismique par transmission utilisée en prospection minière pour étudier les propriétés acoustiques des terrains. Les profils sismiques verticaux : PSV (en anglais VSP : vertical seismic profile) permettent d'imager les terrains autour d'un puits.

En fonction de ce que le scientifique cherche à imager il n'utilisera pas le même type de sources sismiques pour l'acquisition. En effet, les sources communément utilisées dans le domaine de la géologie marine sont des sources basses fréquences (entre environ 5 et 50 Hz) pour que l'onde sonore pénètre profondément dans la croûte océanique et la traverse et permette d'imager les structures internes de la croûte. Des sources plus hautes fréquences (environ 200-1500 kHz) sont utilisées pour imager les couches superficielles des sédiments. En fonction de ces sources les réflecteurs obtenus seront plus ou moins bien résolus. Une source basse fréquence pénètre profondément mais la résolution est basse et inversement pour une source haute fréquence.

De plus l'onde se transmet de différente manière dans le matériau traversé. En fonction de l'angle d'incidence, l'onde est réfléchi ou réfractée (*Figure 2.2*). Différents systèmes d'acquisition peuvent donc être utilisés : la flûte sismique qui contient les récepteurs est utilisée dans la sismique réflexion et dans la sismique réfraction, des OBS récupèrent l'onde directement sur le fond océanique et les hydrophones enregistrent les signaux acoustiques dans la colonne d'eau. Dans notre cas, seule la sismique réflexion multi-trace est utilisée.

2.1.2 Le dispositif

Une source sismique constituée de canons à air va émettre des ondes acoustiques qui vont se propager à travers la colonne d'eau et dans le sous-sol (*Figure 2.3*). Elles sont fonction de la fréquence de la source. Celle-ci est déterminée par trois paramètres : le volume, la pression de l'air et la profondeur de la source. Tous les trois doivent s'ajuster pour obtenir la source désirée.

Un canon à air génère une onde acoustique dans l'eau en libérant brusquement un volume d'air donné sous pression. La bulle d'air ainsi créée se contracte et se dilate avec une période qui dépend du volume et de la profondeur d'immersion du

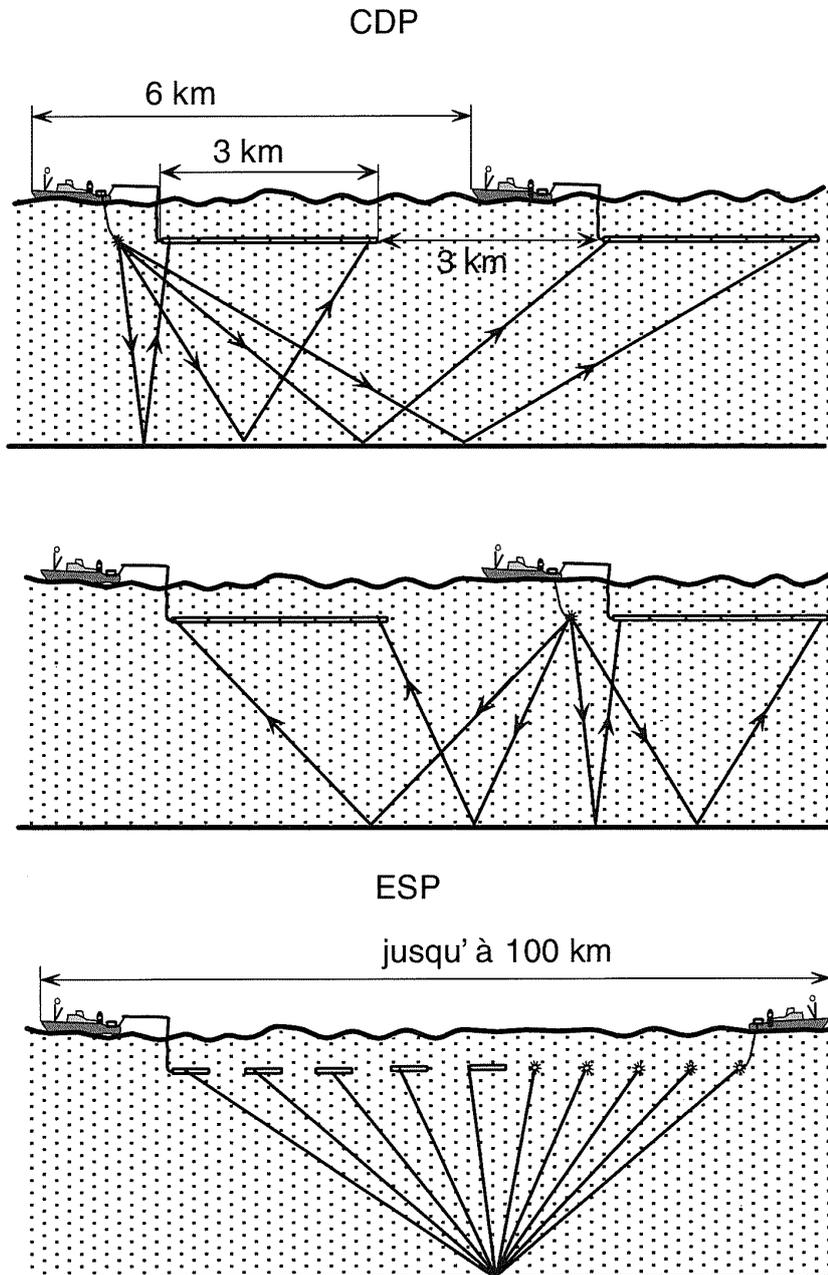


FIGURE 2.1 – Sismique grand angle à deux bateaux. Les deux schémas montrent respectivement : la technique CDP (Common Depth Point ; Two ship wide aperture CDP profiling). La technique ESP (Expanded Spread Profiling). (extrait de *Dubois and Diament (2001)*)

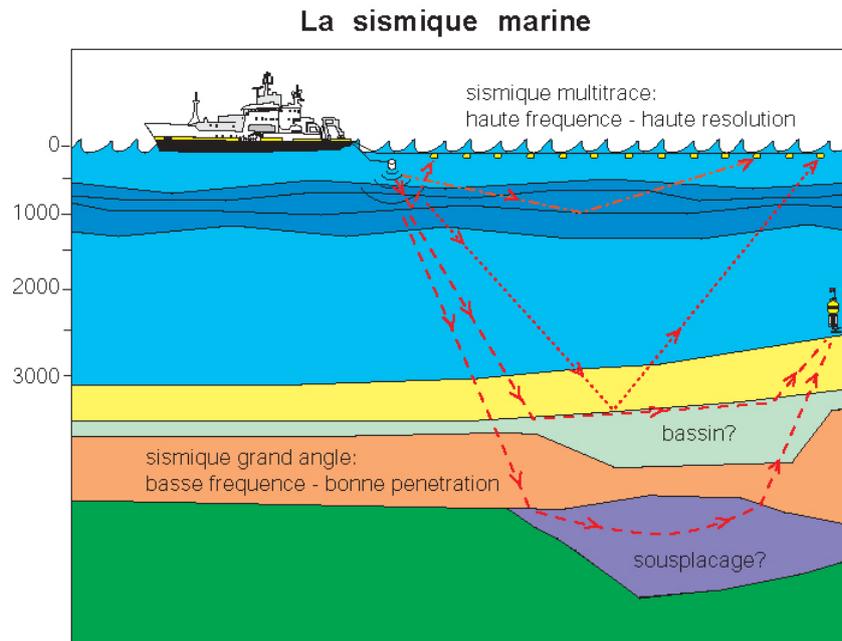


FIGURE 2.2 – Les différents types de trajets d’ondes sismiques lors d’une acquisition de sismique marine.

canon avant de disparaître lorsqu’elle atteint la surface de l’eau. La partie du signal correspondant à la libération induite de l’air sous pression est appelée « pic ». Le signal ultérieur correspond aux oscillations de la bulle. L’énergie émise par le canon augmente avec le volume d’air du canon, et à volume égal, l’amplitude du signal augmente avec le nombre de canons. Pour obtenir une grande pénétration, il est donc judicieux d’utiliser plusieurs canons simultanément. Traditionnellement, les canons fonctionnent en mode « Premier Pic ». Les premiers pics des différents canons constituant la source sismique sont synchronisés. Avec des canons de volume différent, les oscillations de bulle ne sont pas en phase et n’interfèrent pas de manière constructive. Le signal ainsi obtenu présente un contenu fréquentiel relativement large (10 à 40 Hz). Ce signal permet d’obtenir des profils sismiques avec une résolution verticale de l’ordre de quelques dizaines de mètres.

La méthode "monobulle" (*Avedik et al., 1993*) synchronise les canons sur la première oscillation de bulle (pic secondaire) où l’énergie du signal et le contenu fréquentiel dans la gamme des basses fréquences sont les plus importants. Le mode monobulle génère un signal basse fréquence (10 à 25 Hz environ), très énergétique, favorisant une meilleure pénétration des impulsions sismiques pour imager les structures profondes. En effet, l’atténuation des ondes sismiques augmente avec la fréquence. Un signal basse fréquence est donc moins atténué. L’inconvénient de ce procédé est la mauvaise résolution dans les couches superficielles à cause de la perte des composantes haute fréquence du signal.

Pour exemple, prenons le cas de la campagne SISMAR où la source sismique

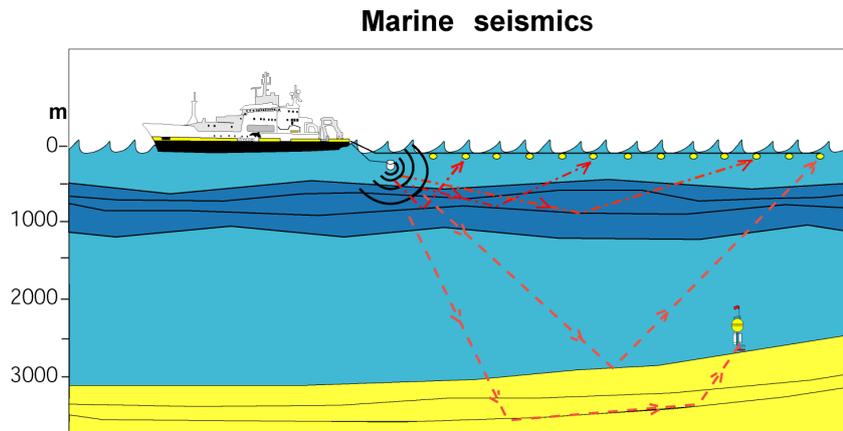


FIGURE 2.3 – Principe de l'acquisition de la sismique réflexion en milieu marin.

est de type Monobulle (*Avedik et al., 1993*) (*Figures 2.4 et 2.5*). Le volume des canons utilisés est de 4805 cubic inches (cu. in.) (5-30 Hz), avec une flûte de 4,5 km de long contenant 360 traces espacées de 12,5 m avec une immersion de 20 m (*Figure 2.6*). Le pas d'échantillonnage est de 4 ms.

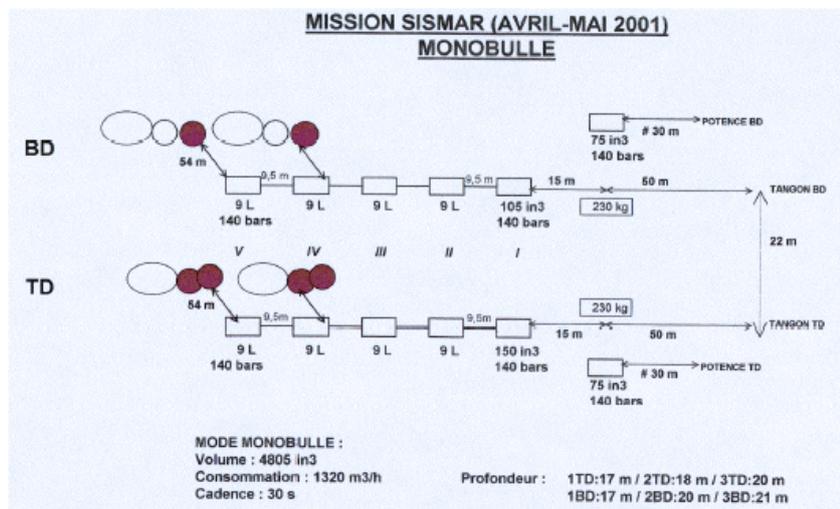


FIGURE 2.4 – Dispositif de la source sismique « monobulle » utilisée lors de la campagne SISMAR

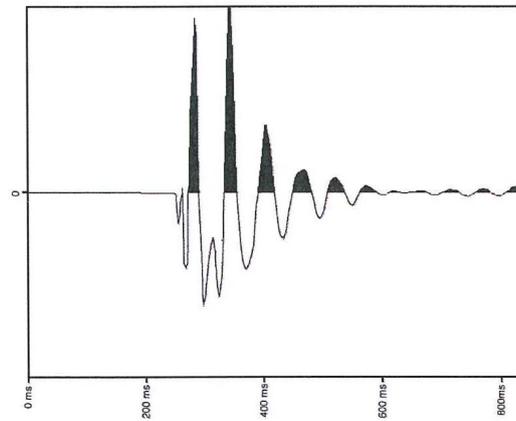


FIGURE 2.5 – Signal de la source sismique « monobulle » de la campagne SISMAR

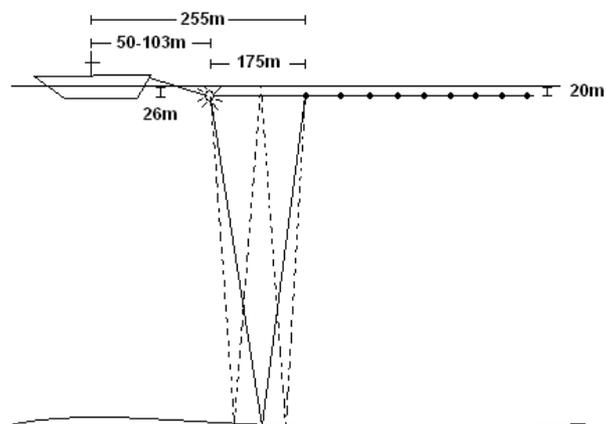


FIGURE 2.6 – Dispositif d'acquisition de sismique réflexion lors de la campagne SISMAR.

2.1.2.1 Le spectre du signal

Une onde sismique est définie par une impulsion ou ondelette et une fonction de transfert. L'impulsion est un signal court émis par une source sismique. Elle peut être caractérisée par sa période T et l'amplitude de ses différentes arches. Les impulsions sismiques se propagent et se réfléchissent dans les séries géologiques en ne subissant que de faibles modifications. Une trace sismique est la somme de diverses ondes décalées dans le temps. La fonction de transfert traduit la modification de l'impulsion en fonction de la distance et du temps, entre deux capteurs adjacents. La modification de l'impulsion traduit une modification d'amplitude, de phase et de temps d'arrivée. L'onde est caractérisée par sa fréquence, sa longueur d'onde et son nombre d'onde. L'importance de la connaissance du spectre de ce signal sismique est mis en évidence en Sismique Océanographie.

Le spectre d'un signal est calculé pour connaître les fréquences le composant et l'énergie associée. La fréquence associée à un forte énergie correspond à la fréquence la plus présente dans le signal. Elle est la fréquence utile du signal. Cette fréquence utile identifie le signal sismique utile. C'est lui qui contient l'information. Le signal sera filtré en fonction de ce signal utile.

L'étude du spectre du signal a permis de mettre en évidence les fréquences associées aux structures océanographiques que nous souhaitons étudier. L'étude de *Nandi et al. (2004)* a montré que la fréquence dominante était d'environ 50 Hz pour une vitesse de propagation de $1480m.s^{-1}$. La connaissance des fréquences a permis de choisir le matériel à utiliser lors de la campagne GO (Sismique Multi-Channel 5-60 Hz et sismique IFREMER 40-250 Hz). Par la suite les données GO ont permis d'affiner la bande de fréquence utile dans l'imagerie des structures océanographiques.

2.1.2.2 Dans le cas de plusieurs canons

Le principal facteur limitant de l'acquisition sismique est lié à la source. Il est difficile d'obtenir un pulse sismique idéal. cette difficulté vient de l'effet du pulse de la bulle. En sismique marine, des sources sismiques simples génèrent un train de pulse secondaire produit par l'oscillation de la bulle dans l'eau.

Plusieurs solutions ont été mises au point pour combattre le problème du pulse de la bulle. La solution la plus couramment utilisée est de mettre en place un réseau de canons à air. Deux techniques peuvent être appliquée. Premièrement, un nombre de sources sont déclenchées simultanément avec une énergie différente et donc des périodes de bulle différente. L'addition des ondelettes produit la signature désirée de la source. Une deuxième manière est d'utiliser un nombre de sources déclenchées avec un délais. Le résultat final est l'interférence destructive des pulses de la bulle.

Le concept de la "monobulle" consiste à accorder (dans le cas de plusieurs canons) les canons de façon à mettre en phase les signaux correspondant à la première oscillation de la bulle.

2.1.3 L'impédance acoustique

Les réflexions acoustiques au travers d'une masse d'eau sont causées par des contrastes d'impédances générés par des corps denses ou par des discontinuités dans les propriétés physiques de la colonne d'eau (gradient vertical de température fort et des vitesses acoustiques). L'impédance acoustique I est définie par :

$$I = \rho c \quad (2.1)$$

Où ρ est la densité du milieu définie par l'équation d'état UNESCO (*Fofonoff and Millard jr, 1983*) et dépend de la température (T, °C), la salinité (S) et la pression (p, decibars). Et c est la vitesse du son dans la couche étudiée.

La première mesure de la vitesse du son dans l'eau fut effectuée en 1820 par le minéralogiste François-Sulpice Beudant qui remarqua que le son se propageait plus vite dans l'eau que dans l'air. La détermination de la vitesse du son revient au deux savants Daniel Colladon et Charles Sturm (publié en 1886 dans un compte-rendu destiné à l'Académie des Sciences de Paris) qui entreprirent une série de mesures dans le lac de Genève et qui donna la valeur de 1435 m.s^{-1} dans une eau douce à $8 \text{ }^\circ\text{C}$.

La vitesse du son $c(T,S,p)$ est la vitesse à laquelle se déplacent les ondes sonores. Elle varie suivant le milieu de propagation, et donc en fonction de la température, de la salinité et de la pression du milieu. La valeur de la vitesse du son dans l'eau de mer est d'environ 1500 m.s^{-1} .

L'acquisition sismique des profils imageant la colonne d'eau se fait de la même manière que les profils de sismique marine pour imager les couches sédimentaires et crustales. Le signal obtenu sera traité de manière légèrement différente que pour traiter les couches géologiques. En effet, la colonne d'eau ne présente pas de contrastes d'impédance aussi prononcés et le signal est bruité par l'onde directe émise par les canons.

2.1.3.1 Relation entre l'impédance acoustique et la réflectivité

Lorsqu'une onde arrive à l'interface entre deux milieux, une partie de l'énergie traverse l'interface, c'est l'énergie transmise, l'autre partie est réfléchi. Les proportions relatives d'énergie transmise et réfléchi sont déterminées par le contraste de l'impédance acoustique. Dans notre cas nous nous intéressons à l'énergie réfléchi car ce sont ces ondes qui sont utiles pour imager la colonne d'eau.

Les premières traces des profils sont plus difficiles à exploiter, le signal étant bruité par l'onde directe. De plus, le rapport signal sur bruit sera moins fort si la réverbération de l'onde ne se fait pas complètement quand elle arrive sur un réflecteur. Si l'onde arrive de façon quasiment perpendiculaire au réflecteur, la réflexion de celle-ci ne sera pas totale, l'onde aura tendance à se transmettre dans les couches inférieures. Au contraire, si l'onde arrive avec un très faible angle par rapport au réflecteur, le signal sera fort car l'onde se sera totalement réfléchi. Le meilleur rapport signal sur bruit dépend donc de l'angle de réflexion. Celui-ci dépend, dans le

cas de la réflexion dans l'eau, des vitesses des milieux traversés : l'Eau Atlantique et l'Eau Méditerranéenne.

L'énergie réfléchie se traduit par :

$$\frac{\sin(i_1)}{V_1} = \frac{\sin(i_2)}{V_2} \quad (2.2)$$

Où :

i_1 = angle formé entre la verticale et l'onde arrivant.

i_2 = angle formé entre l'onde transmise et la verticale.

V_1 = vitesse du son dans le premier milieu : ici l'Eau Atlantique.

V_2 = vitesse du son dans le deuxième milieu : ici l'Eau Méditerranéenne.

L'angle de réflexion est égal à i_1 . Si l'angle de réflexion atteint l'angle limite, l'onde se réfracte.

$$i_1 = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.3)$$

Si l'angle de réflexion est inférieur à cet angle limite, l'onde sera en partie transmise. Si par contre, l'angle est supérieur, l'onde sera totalement réfléchie. On aura donc le meilleur signal sur bruit. Notre étude s'intéresse particulièrement à cette énergie réfléchie que l'on nomme réflectivité et qui nous permettra de définir notre signal sismique en termes d'océanographie physique.

2.1.4 Les différentes fréquences des sources

Nous avons vu précédemment que le choix de la source sismique dépend de l'objet à étudier. Plus l'objet sera profond, plus la source devra être de basse fréquence et donc de basse résolution. Dans notre cas, l'objet étudié est la colonne d'eau est plus précisément l'EM situé entre 500 et 1500 m de profondeur. L'objet est donc situé à une profondeur faible. Les contrastes sont faibles, donc la source devra être bien adaptée, mais ceci ne dépendra pas seulement de sa fréquence comme nous le discuterons en détail plus bas dans les *chapitres 3 et 4*.

2.1.4.1 LR

Les données de sismique à basse fréquence (et donc de basse résolution) dont nous disposons sont assez nombreuses : SISMAR, TGS-NOPEC, IAM.

Trois profils de la campagne SISMAR ont été choisis pour tester l'apport de la sismique aux données océanographiques mais également pour tester la méthode de traitement sismique appliquée à la colonne d'eau. Les profils SISMAR 21, 23 et 24, sont orientés NNW SSE à travers le Golfe de Cadix. Le profil 23 est le plus long et sera comparé aux radiales 8°20' W des données océanographiques. Le profil 23 a été traité sur la colonne d'eau avec le logiciel Géovecteur puis PROMAX. Les profils 21 et 24 ont été traités qu'avec le logiciel PROMAX.

En raison des données intéressantes que pouvaient donner la campagne TGS-NOPEC, deux profils ont été achetés dans le cadre du projet GO. Les paramètres d'acquisition de ces profils sont donnés dans le tableau ci-dessous (*Tableau 2.1*). Les profils ont été choisis en fonction de leur position dans le Golfe. En effet, ils sont perpendiculaires l'un à l'autre, se coupent en leur milieu et sont situés au niveau du Canyon de Portimão. Leur étude permettra de voir le trajet de l'EM le long des côtes mais également les structures qui peuvent se former au niveau du canyon.

ACQUISITION PARAMETERS	
Acquisition Period :	April - July
Acquisition Date :	April - July 2000
Vessel :	Sephyr 1
Survey Length :	20 456 km
Recording Instrument :	Syntrak
Streamer Type :	Syntrak RDA
Streamer Depth :	Non Communiquée
Source Type :	Tuned Bolt Array
Source Volume :	2 800 cu.in.
Gun Depth :	7 m
Shotpoint Interval :	37,5 m
Group Interval :	12,5 m
Recording Channels :	480
Streamer Length :	6 000 m
Sample Interval :	2 ms
Nominal Fold :	80
Recording format and media type :	SEG-D 3590 cartridges

Tableau 2.1 – Paramètres d'acquisition de la campagne TGS-NOPEC.

Des profils sismiques de la campagne IAM ont fait l'objet d'un traitement sur la colonne d'eau (*Buffett et al., 2009; Pinheiro et al., 2010*). Les paramètres d'acquisition sismique sont donnés dans le tableau ci-dessous (*Tableau 2.2*). La fréquence de la source pour ces profils est de 20 à 50 Hz. Après le traitement des données et un calage avec les données océanographiques disponible au alentour des profils, trois zones sismiques réfléchives ont été distinguées : la NACW, MW et NADW (*Buffett et al., 2009*). Les données sismiques mettent en évidence le passage de la MW proche de la pente par des formes réfléchives et des réflecteurs en pente entre 500 et 1500 m. Des zones de réflectivités transparentes sont détectés dans le noyau du courant. Plusieurs zones à réflectivités différentes peuvent donc être distinguées et associées à des structures thermohalines.

ACQUISITION PARAMETERS	
Energy source-SWAG air gun array (bolt)	
Total volume :	0,123 m ³
Nominal source depth :	10 m
Nominal shot point interval :	75 m
Peak energy :	20 - 50 Hz
Instrumentation-type : DFS-V	
Format :	SEG-D
Sample rate :	4 ms
Record length :	25 s
Low-cutfilter :	OUT
High-cut filter :	90Hz
Cable Configuration-no. groups : 192	
Streamer length :	5 km
Group interval :	25 m
Nominal cable depth :	15 m
Near offset (in-line) :	254 m
CMP spacing :	12,5 m

Tableau 2.2 – **Paramètres d’acquisition de la campagne IAM.** La flûte utilisée est le modèle : HSSQ/GX600 analog. Le dispositif de canons à air comprennent 36 canons BOLT répartis sur 6 lignes.

2.1.4.2 HR

Les données de haute résolution ou haute fréquence, jusqu'à quelques centaines de Hertz, sont utilisées habituellement pour imager les couches sédimentaires présentes au-dessus de la croûte océanique. Les structures sédimentaires peuvent alors être détectées et recensées dans le but de connaître leur géométrie et de proposer des scénarios de dépôts et de déformation. Cette méthode est surtout utilisée pour l'industrie pétrolière pour la prospection d'hydrocarbures qui se situent dans les bassins sédimentaires. Les applications de la sismique marine réflexion haute résolution sont :

- Prospection d'hydrocarbures
- Imagerie de la couverture superficielle.
- Recherche de réservoir d'eau ou de sites hydrothermaux.
- Imagerie de glissement de terrain.
- Recherche de gisements de pétrole ou de gaz.
- Recherche de cavités.

2.1.4.3 Flip-Flop

Le principe de la source « Flip-Flop », mise en place dans le cadre de la campagne GO, consiste à produire alternativement un signal de basse fréquence et un signal de plus haute fréquence. Le but est d'imager dans un même temps les mêmes structures mais avec des sources de différents contenus fréquentiels et donc de pouvoir comparer de manière précise les réflecteurs que l'on obtient.

2.1.4.4 Sparker ou très haute résolution (THR)

La sismique Sparker a pour objectif la reconnaissance des géométries sédimentaires, leur évolution temporelle et éventuellement le contrôle tectonique sur la sédimentation (diapirisme). La sismique sparker permet d'avoir des profils d'excellente qualité.

Le pouvoir de résolution demandé en sismique THR est d'un ordre de grandeur métrique en verticale, en général sur une zone d'une surface d'un ordre de grandeur du km^2 et de 100 mètres de profondeur maximale. La sismique THR a pour but la reconnaissance géotechnique d'un site (reconnaissance en vue du dimensionnement des fondations d'un ouvrage mis en place sur le fond ou reconnaissance en vue d'évaluer la sécurité vis à vis des risques géologiques sur le fond), la paléoclimatologie,... . Pour cet objectif, la reconnaissance s'effectue de façon complémentaire par :

- mesures directes géotechniques : carottages
- mesures in-situ
- mesures indirectes géophysiques : sismique THR

Les spécifications précédentes entraînent l'utilisation d'une gamme de fréquence autour du kHz qui caractérise la sismique THR.

2.1.5 La résolution des profils de sismique réflexion

Déterminer les limites de la résolution sismique revient à poser la question : **Quelle est la plus fine couche que l'on peut voir ?** Les données sismiques sont donc sujettes à la dimension verticale et horizontale de la résolution.

La longueur d'onde λ est utilisée pour évaluer les résolutions verticale et latérale de la sismique réflexion. La résolution verticale est classiquement prise au quart de la longueur d'onde dominante du signal. La dimension horizontale de la résolution sismique est décrite par la « Zone de Fresnel ». L'aire où les ondes interfèrent et sont constructives entre-elles est la zone qui nous intéresse et qui est appelée la première zone de Fresnel : « First Fresnel Zone » (*Sheriff, 1996*). Le diamètre de la zone de Fresnel est une mesure de la résolution latérale, en point de réflexion théorique. Cette zone a une aire circulaire (*Monk, 2009*), centrée sur un point de réflexion vertical, qui apporte la contribution principale à la réflexion (*Figure 2.7*) (si l'angle d'incidence est différent, l'aire sera ellipsoïdale). En effet aucun des trajets aller-retour relatifs aux points qu'elle contient ne diffère de plus d'une demi-longueur d'onde du trajet de temps minimal (temps aller-retour). Pour un trajet simple (surface-réfecteur) la différence maximale du temps de trajet correspond à $\lambda/4$ (qui est alors la résolution verticale) et le diamètre de la zone de Fresnel est égal à :

$$D = \sqrt{2 z \lambda} \quad (2.4)$$

où z est la distance entre la surface et le point de réflexion (profondeur de l'objectif) et λ la longueur d'onde de la source.

La résolution horizontale est donnée par le rayon de la première zone de Fresnel :

$$R = \sqrt{\frac{z \lambda}{2}} \quad (2.5)$$

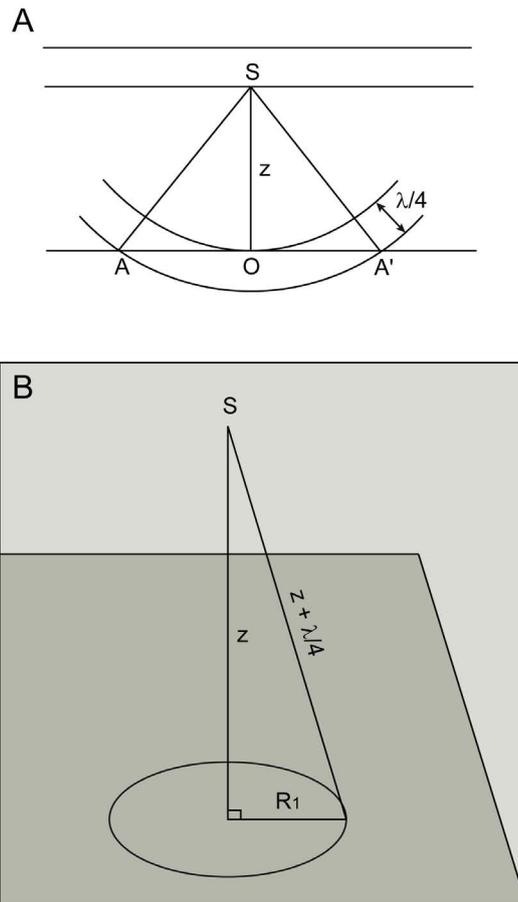


FIGURE 2.7 – **Représentation de la première zone de Fresnel qui définit les résolutions en sismique.** **A** : représentation en plan de la première zone de Fresnel avec z la profondeur de l'objectif et AA' le diamètre de la zone de Fresnel. $\lambda/4$ est la différence maximale de temps de trajet entre la surface et le point de réflexion qui correspond à la résolution verticale (extrait de *Yilmaz (1987)*). **B** : La surface de Fresnel est circulaire. R_1 est le rayon de la zone de Fresnel qui correspond à la résolution latérale (extrait de *Sheriff (1996)*).

2.1.6 Le traitement des données

Le but principal du traitement sismique est de rapporter la section sismique au plus proche d'une section géologique. Pour cela il faut transformer la section multi-trace en une section à incidence verticale.

Toutes les étapes du traitement sismique sont motivées par le souhait d'améliorer progressivement le signal et d'en ressortir une information claire et qui peut être interprétée. Le traitement des données a pour but d'améliorer le rapport signal sur bruit. Tout ce qui ne correspond pas au signal sismique et à ses réflexions sur différents miroirs peut être considéré comme du bruit. On distingue les bruits naturels des bruits provoqués par la source sismique : les diffractions, les arrivées réfractées. Les bruits cohérents qui se propagent directement de la source aux détecteurs peuvent être éliminés, car on connaît leur temps de propagation et leur structure. Les bruits incohérents sont atténués.

Le traitement sismique consiste en une succession de traitements élémentaires permettant de passer des données de terrain acquises en collection de Point de Tir Commum à une section à 2 Dimensions.

La première phase de traitement vise à extraire les ondes réfléchies des tirs élémentaires, en filtrant les événements parasites, formés par les arrivées directes et réfractées, les ondes de surface, les ondes converties, les multiples et les bruits. Elle vise à améliorer la résolution, à compenser les pertes d'amplitude liées à la propagation. Elle vise également à harmoniser les enregistrements en prenant en compte les variations de rendement de la source et les éventuelles disparités entre les capteurs.

La deuxième phase est consacrée au calcul des corrections statiques et à leur application. Elle comprend également la détermination du champ de vitesse en réalisant des analyses de vitesse en collection point-milieu commun (CMP). En collection de CMP, les hodochrones des ondes réfléchies sont assimilables à des hyperboles. La détermination du champ de vitesse permet d'appliquer aux traces une correction dynamique qui compense la courbure de chaque hyperbole en ramenant le temps d'arrivée de l'onde réfléchi au temps de son apex.

La troisième phase est la sommation en couverture multiple.

La quatrième phase du traitement est consacrée aux traitements après sommation tels que la migration, ou l'inversion pour transformer la section sismique en section en impédance acoustique.

Le traitement commence par la réalisation d'un profil monotrace obtenu grâce aux données d'une seule trace. Pour obtenir le profil final appelé stack, il faut sommer les données de toutes les traces. Nous avons choisi de suivre la séquence de traitement établie par *Yilmaz (1987) (Figure 2.8)* :

- Lecture des données
- Application de la géométrie du système d'acquisition
- Filtrage des données pour ne garder que le signal utile
- Analyse de vitesse

- Addition des traces 2 à 2, pour améliorer le signal et l'amplifier
- Stack
- Migration

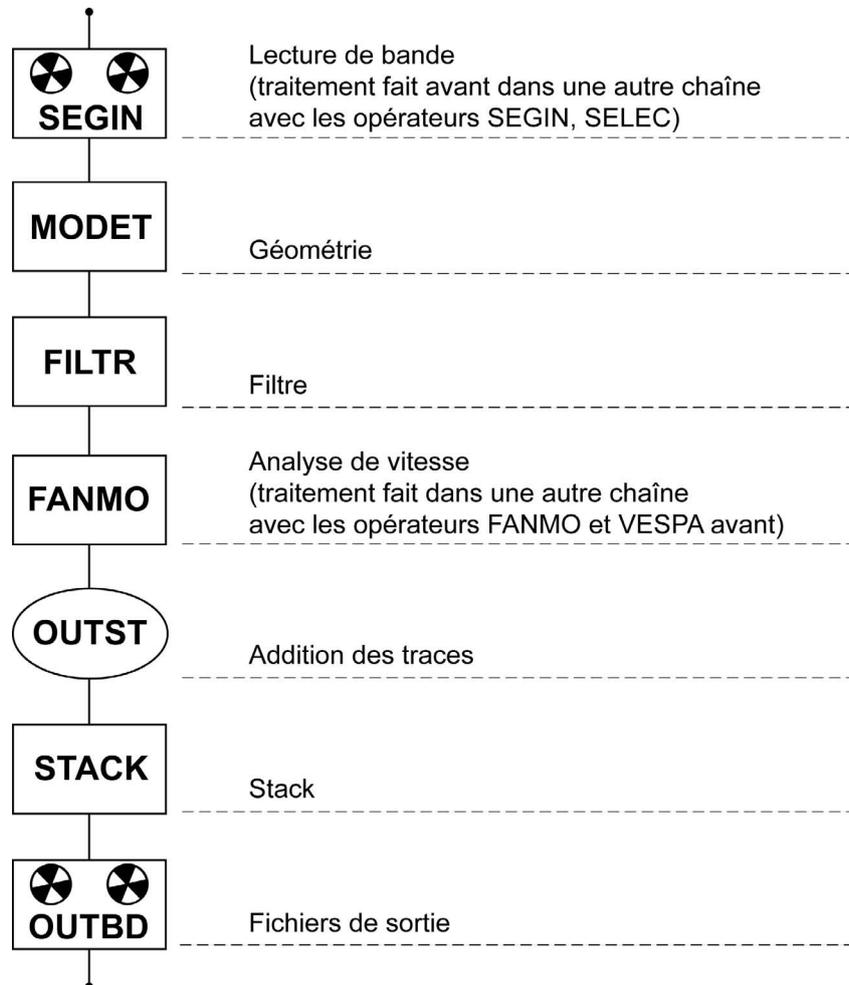


FIGURE 2.8 – Chaîne de traitement simplifiée des profils sismiques, avec le logiciel Géovecteur.

Cependant pour étudier la colonne d'eau, nous nous sommes très rapidement rendus compte que les données étaient affectées par l'effet de l'onde directe. Celle-ci se visualise dans la colonne d'eau où nous recherchons les réflecteurs. Nous avons donc cherché à réduire voir d'éliminer ces effets. Dans un premier temps, nous avons appliqué la géométrie du système, puis nous avons utilisé les opérateurs du logiciel pour enlever du signal l'effet de l'onde directe. Cela se fait par un traitement dynamique de vitesse. Nous supprimons ensuite les réflecteurs liés à la vitesse caractéristique de l'onde directe.

2.1.6.1 Suppression de l'onde directe

Les opérateurs du logiciel Géovecteur 6.1 fourni par la CGG (Compagnie Générale de Géophysique) utilisés pour enlever du signal l'effet de l'onde directe sont : FANMO DDMED FANMO. Ces opérateurs consistent à relever les réflecteurs, puis soustraire les réflecteurs horizontaux correspondant à la directe, puis de remettre dans les conditions initiales le signal.

L'opérateur DDMED est un filtre-médian, en fonction du pendage. Ce module permet d'appliquer un filtre médian le long du pendage local des données (dans notre cas, le pendage de l'onde directe), ce qui a pour conséquence d'éliminer le bruit aléatoire et d'augmenter la cohérence entre les traces. Deux hypothèses fondamentales en géophysique sont utilisées dans ce module : les données sismiques sont cohérentes le long d'un pendage local dominant et les valeurs des amplitudes varient le long de ce pendage. Il est conseillé d'appliquer, pour des collections de CDP, une correction NMO avant d'utiliser DDMED, de manière à réduire l'intervalle nécessaire de recherche de pendages, d'où l'utilité de l'opérateur FANMO. C'est un opérateur de corrections dynamiques hyperboliques ou linéaires. Il applique une NMO directe ou inverse aux données.

Cependant, il s'est avéré que la géométrie SISMAR dont nous disposons n'était pas suffisamment bien connue :

- Profondeur de la source : 26 m.
- Vitesse du bateau : 5 nœuds
- Longueur de la flûte : 4500 m
- Profondeur de la flûte : 20 m
- Composition de la flûte : 360 traces espacées de 12,5 m
- Première trace : 255 m
- Dernière trace : 4742,5 m
- Pas d'échantillonnage : 4 ms

La distance source/première trace donnée à 255 m ne permettait pas de supprimer correctement l'onde directe par les opérateurs dynamiques. Il s'est avéré que cette distance était celle de la distance entre l'antenne GPS et la première trace. La distance entre l'antenne et la source est comprise entre environ 50 et 100 m. L'étude du signal sismique de la première trace, nous a permis de retrouver la distance source/première trace qui est en fait de 168 m. Nous avons travaillé sur un traitement avec le logiciel PROMAX, ce qui nous a permis d'améliorer nos connaissances de la géométrie de ce système et ainsi de l'appliquer aux profils (*Tableau 2.3*).

La correction de l'onde directe se fait par une correction de vitesse sur l'onde directe. Sa vitesse peut être déterminée très facilement par un pointage sur le logiciel. La vitesse obtenue est environ celle de la vitesse du son dans l'eau de mer (1520 m.s^{-1}). La caractéristique de l'onde directe est qu'elle est présente sous la forme d'une droite dans le signal d'une trace. Par correction dynamique : LMO (Linear MoveOut), le signal est redressé. L'onde directe se présente alors sous forme d'une

ACQUISITION PARAMETERS	
Acquisition Period :	April
Acquisition Date :	April 2001
Vessel :	R/V Nadir
Energy source	
Source Type :	Air gun array (bolt)
Source Volume :	4 800 cu.in.
Nominal source depth :	26 m
Nominal shot point interval :	75 m
Cable Configuration	
Streamer Length :	4 500 m
Near offset (in-line) :	168 m
Recording Channels :	360
Trace spacing :	12,5 m
CMP spacing :	6.25 m
Streamer depth :	20 m
Instrumentation - type	
Format :	SEG-D
Sample rate :	4 ms
Nominal Fold :	30

Tableau 2.3 – Paramètres d’acquisition de la campagne SISMAR

droite plane que l'on peut supprimer par la correction de vitesse. Une NMO inverse est ensuite appliquée pour que le signal retrouve sa forme initiale.

La suppression de l'onde directe par NMO dépend de la vitesse en surface mais supprime à la fois les réflecteurs plats et pentés sans affecter le signal principal. Pour améliorer la procédure de suppression de cette onde, nous avons utilisé un filtre spécial « *eigenvector filter* » couplé à un filtre passe-bas (*Hardy and Hobbs, 1991*). Le filtre *eigenvector* fonctionne très bien sur les réflecteurs plats à quasiment plats et le signal principal reste intact mais introduit du bruit en présence des réflecteurs pentés (*Bansal, 2003*) d'où l'intérêt de coupler un filtre passe-bas pour éliminer ce bruit. Le filtre *eigenvector* fonctionne sur les amplitudes aussi bien que sur les mouvements (*moveout*), il n'est pas qu'un simple filtre spatial. Ce filtre peut être identifié comme un filtre qui peut atténuer les larges amplitudes d'énergie même quand l'énergie a des caractéristiques spatiales complexes. Les filtres *eigenvector* peuvent parfois être utilisés pour atténuer des arrivées lointaines à grande amplitude qui sont aliasées, comme par exemple des ondes à tubes dans les jeux de données entre des puits (pétroliers).

2.1.6.2 Analyse de vitesse

L'analyse de vitesse consiste à traiter les données de sismiques brutes afin de mettre toutes les données à leur niveau réel dans la coupe temps. Il faut redresser le pendage apparent des réflecteurs, appliquer la vitesse du milieu traversé.

L'analyse de vitesse conventionnelle permet d'appliquer une vitesse constante à une collection de traces en point-milieu commun (CMP gather) pour réaligner les signaux. Pour cela, les traitements sismiques nécessitent d'utiliser une **NMO (Normal moveout correction)** qui dépend de l'offset et de la vitesse. Cette correction dynamique (NMO) consiste à enlever l'effet de distance entre source et récepteurs. L'axe des temps est alors étendu pour aligner tous les seismogrammes à l'offset 0. Les événements en milieu d'un CMP sont alors redressés tandis que les événements proches de la surface sont sur-correctés et les événements plus profonds sont sous-correctés. Cela est dû au fait que la somme des corrections de NMO varie inversement à la vitesse, et la vitesse augmente généralement avec la profondeur. Il faut alors appliquer des vitesses différentes en fonction de la profondeur. C'est ce que l'on appelle l'analyse de vitesse qui est alors effectuée à chaque CMP gather. Les vitesses ainsi trouvées permettent de redresser correctement les réflecteurs tout au long du profil sismique traité.

Cependant les vitesses qui permettent de redresser les réflecteurs et d'obtenir une image interprétable ne sont pas les vitesses réelles RMS. De plus la correction NMO étant dynamique, elle crée des signaux plus étendus que normalement car elle additionne des signaux. Ce problème est appelé le "**stretching**". Ce stretching des données va également produire une augmentation artificielle des longueurs d'ondes.

La vitesse RMS est utilisée couramment en sismique-réflexion. Elle approxime la vitesse de stack. On l'obtient à partir des CMP gather. C'est cette vitesse qui permet de corriger des effets de *moveout*. On la calcule à partir de la vitesse d'intervalle

$v(t)$:

$$V_{RMS}^2(t) = \frac{1}{t} \int_0^t v^2(u) du \quad (2.6)$$

où t est le temps de parcours aller-retour de l'onde sismique.

La formule de Dix (*Dix, 1955*), est la formule qui donne la vitesse compressive d'intervalle entre deux miroirs sismiques, connaissant les vitesses de formation à déport nul du toit et du mur de l'intervalle.

L'analyse de vitesse effectuée sur le logiciel géovecteur utilise les opérateurs FANMO et VESPA. L'opérateur FANMO, défini plus haut, sert à appliquer une correction NMO aux données. Pour l'utiliser il est nécessaire d'utiliser une bibliothèque de vitesse qui sera défini à l'aide de l'opérateur VESPA.

L'opérateur VESPA permet le calcul d'analyse de vitesse avec une représentation combinée. Les traces appartenant à un groupe de traces (lignes ou CDP) sont corrigées suivant des lois de vitesses différentes. Ces lois sont calculées en ajoutant un incrément de vitesse ou de delta t à une loi de référence. Les traces sorties de VESPA ne sont pas toutes des traces sismiques. Ce sont des données qui ne peuvent être utilisées que par les modules spécifiques ou par l'application interactive VELCOM utilisée dans notre étude.

Le choix de la trace optimale

Ceci nous a emmené à faire un choix quant à la meilleure trace à utiliser pour tester le traitement des profils (tests effectués sur le profil SISMAR 21) (**Figure 2.9**).

Au cours de sa propagation, l'onde acoustique subie des transformations qui sont liées aux caractéristiques du milieu traversé. Cette relation peut être expliquée par des modèles convolutifs (*Robinson and Treitel, 1980; Yilmaz, 1987*) reliant la trace observée à l'ondelette émise. Cependant ces modèles ne sont pas strictement applicables car d'autres effets viennent le compliquer. Ces effets secondaires sont la variation du coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence et l'atténuation par transmission. L'effet non-convolutif le plus important est la divergence sphérique qui vient du fait que les ondes émises sont des ondes sphériques. Dans un milieu homogène, l'amplitude des ondes sphériques est inversement proportionnelle à la distance parcourue. Dans les milieux stratifiés, l'atténuation due à la divergence sphérique est :

$$a(t) \propto \frac{1}{V_{rms} t} \quad (2.7)$$

où t est le temps de propagation et V_{rms} la vitesse moyenne quadratique des ondes dans les couches traversées qui est définie par :

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum t_i V_i^2}{\sum t_i}} \quad (2.8)$$

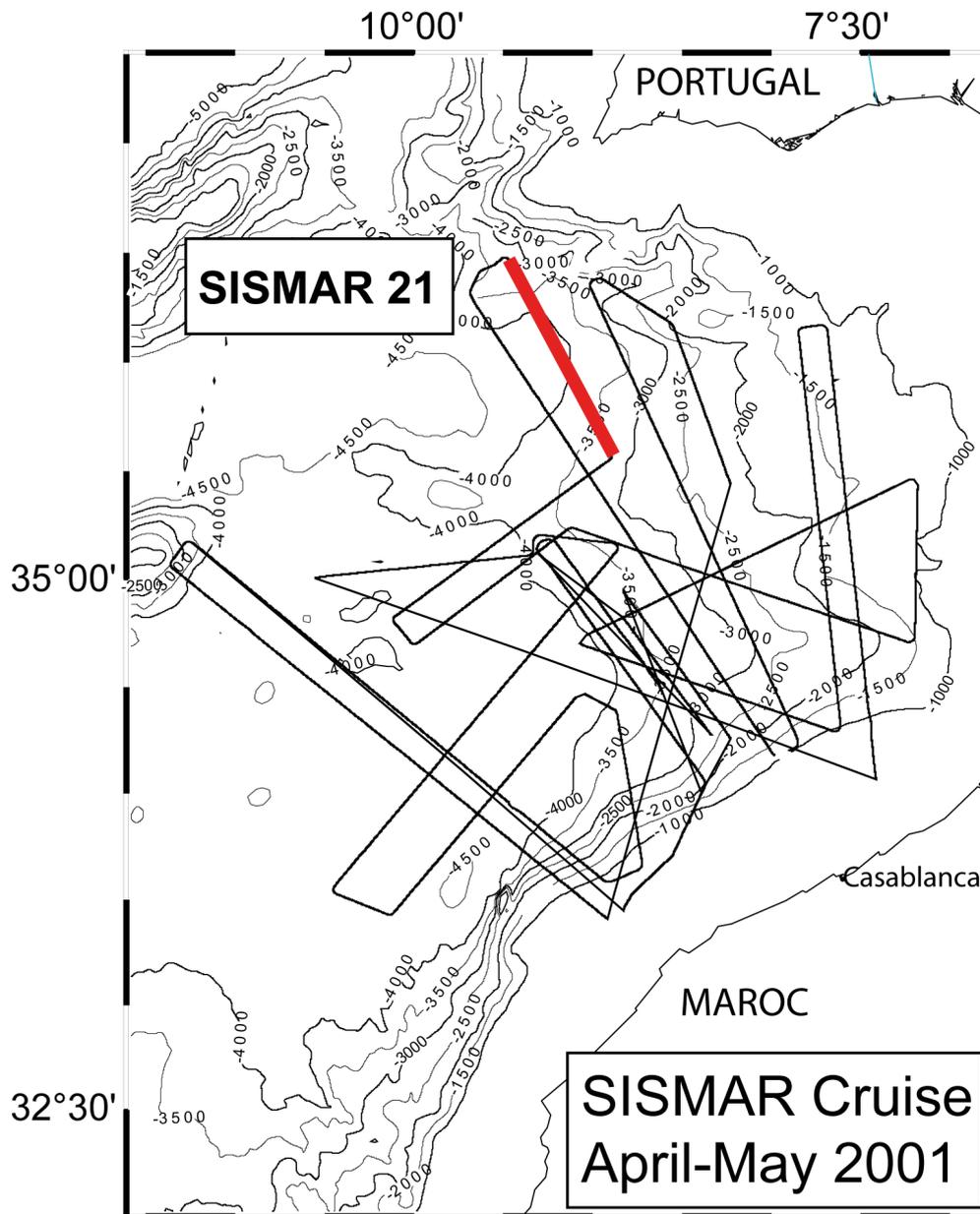


FIGURE 2.9 – Position du profil SISMAR 21 dans le Golfe de Cadix.

ce qui est la forme discrète de l'*équation 2.6*. où t_i étant le temps de propagation dans les couches i et V_i la vitesse dans cette couche.

Pour atténuer cet effet, on corrige la divergence sphérique sur les données observées. Cette correction est obtenue en appliquant un rehaussement de l'amplitude donné par l'*équation 2.7* lorsque l'on a pu déterminer les lois de vitesse. Dans les autres situations, on réalise un contrôle automatique du gain (CAG) qui égalise la puissance moyenne de la trace en fonction du retard.

Le choix s'est donc porté sur une trace assez éloignée du bateau pour que l'onde directe ne perturbe pas le signal et assez proche de la source pour que le signal ne soit pas trop atténué. De plus, la réflexion de l'onde doit se faire selon un angle spécifique qui dépend de la profondeur des objets à observer (entre 500 et 1500 m de profondeur).

Par une observation de trois traces (début, milieu et fin de profil), il s'est avéré que le meilleur résultat était obtenu avec la trace en milieu de profil (dans notre cas la trace 140) (*Figure 2.10*). Cette trace en milieu de profil nous a servi aux tests des différents filtres.

2.1.6.3 Le filtre

Un filtre est appliqué à la fréquence utile de la source. Dans le cas de la campagne SISMAR, les fréquences utiles sont comprises entre 10 et 50 Hz. Après avoir constaté que le filtre devait être appliqué sur ces basses fréquences, il a été adapté à ces fréquences (*Figure 2.11*). Nous utiliserons donc par la suite le filtre qui retient les fréquences comprises entre 7 et 30Hz (*Figure 2.12*). Pour ensuite améliorer le rapport signal/bruit, nous avons additionné les traces 2 par 2.

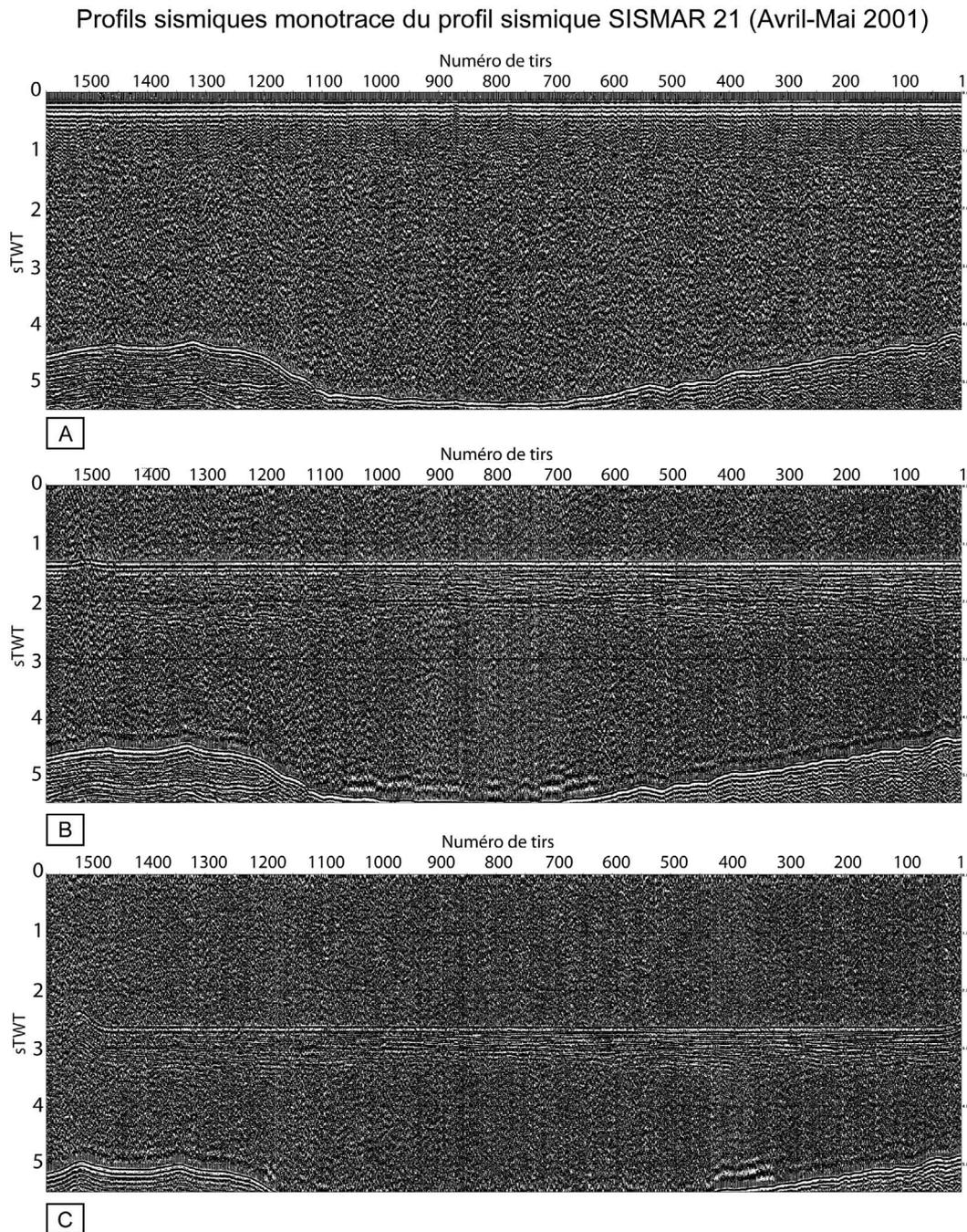


FIGURE 2.10 – Les 3 profils monotrace ont été obtenus avec le logiciel géovecteur en appliquant en filtre passe-bande large : 4/6/50/60 (en Hz). Nous pouvons alors déterminer la trace la plus adéquate pour l'interprétation. **A** : monotrace de la trace 1 (proche de la source). **B** : trace 140 (milieu). **C** : trace 300 (éloignée de la source).

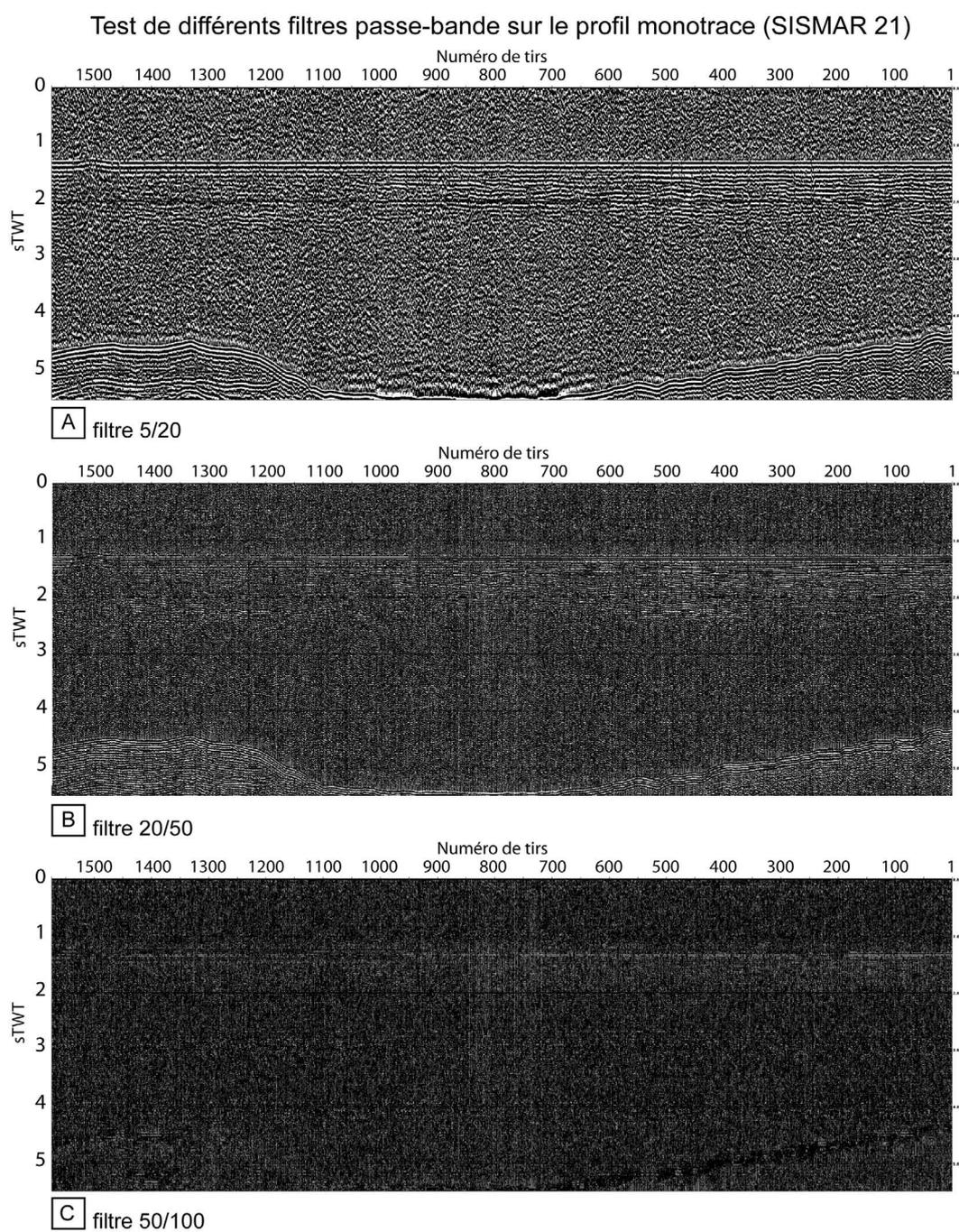


FIGURE 2.11 – Tests de différents filtres passe-bandes pour déterminer le meilleur filtre à utiliser lors du traitement et obtenir tout le signal utile. **A** : filtre 5 Hz / 20 Hz. **B** : filtre 20 Hz / 50 Hz. **C** : filtre 50 Hz / 100 Hz.

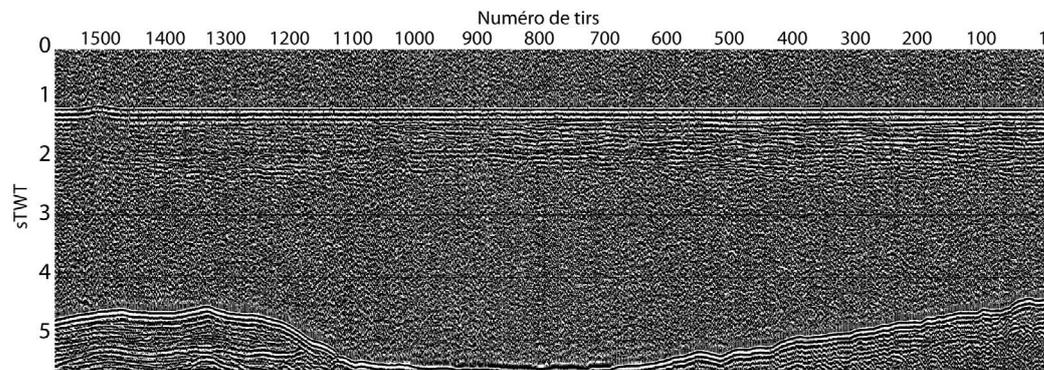


FIGURE 2.12 – Monotrace du profil SISMAR 21, filtrée entre 7 et 30 Hz

2.1.6.4 Le stack

Une fois tous les traitements faits : filtre, addition 2 à 2 des traces, nous effectuons le stack. La chaîne de traitement (*Figure 2.13*) pour le profil SISMAR 23 a été effectuée sur le logiciel Géovecteur 6.1 (de la Compagnie Générale de Géophysique). Elle consiste principalement à appliquer la géométrie du système, un filtre et à additionner les traces entre-elles. Le stack est donc l'image finale d'un profil sismique (*Figure 2.14*).

Les profils SISMAR (21, 23 et 24) et TGS-NOPEC (707b et 808) ont été traités par la suite avec le logiciel PROMAX. La chaîne de traitement simplifiée est donnée ci-après (*Figure 2.15*) (complète en *Annexe A*).

A ce stade, le profil sismique est interprétable. Il est exprimé horizontalement en km et verticalement en seconde temps double (sTWTT). Pour étudier ces profils sismiques et les comparer avec les sections hydrologiques, l'axe vertical est converti en mètres. Pour cela, il est utilisé la valeur moyenne de la vitesse que met l'onde acoustique dans l'eau de mer qui est de $1500m.s^{-1}$. Cette valeur peut être améliorée en connaissant mieux le milieu. Dans un souci de commodité, nous avons gardé la valeur moyenne de $1500m.s^{-1}$ dans la suite de notre étude.

$$Profondeur_{enm\grave{e}tre} = \frac{Profondeur_{ensTTWT}}{2} \cdot 1500m.s^{-1} \quad (2.9)$$

2.1.6.5 La migration

Pour restituer les formes correctes des interfaces géologiques lorsqu'elles sont pentées, il est nécessaire de réaliser la migration des données sismiques en collection CMP.

Après traitement de type couverture multiple, les sections sismiques sont des sections à déport nul, c'est-à-dire que les rayons qui matérialisent les trajets des ondes sont normaux aux réflecteurs qu'ils éclairent pour revenir en surface aux points émetteur/récepteur. Sur une section sismique, un point A appartenant à un miroir penté, sera déplacé en position A' correspond au point milieu où le rayon sismique arrive à incidence normale. Pour réaliser cette opération, il est nécessaire de pointer les différents horizons de la section temps et de connaître le champ de vitesse. Les temps sont exprimés en temps simple.

Une autre approche de la migration consiste à considérer que tout réflecteur est présenté par une infinité de points diffractant juxtaposées. Un point diffractant donne naissance à une hyperbole de diffraction. La focalisation des images de diffraction en leur apex conduit à l'obtention de sections migrés. Le schéma global de la migration consiste à réaliser un prolongement vers le bas du champ d'ondes observé en surface.

L'obtention de bonnes images montrant des réflecteurs avec des formes et des positions correctes n'est possible que si l'on dispose d'une description suffisamment détaillée et exacte de la répartition du champ des vitesses sismiques. Dans le cas de la Sismique Océanographie, la migration n'apporte pas d'amélioration au signal

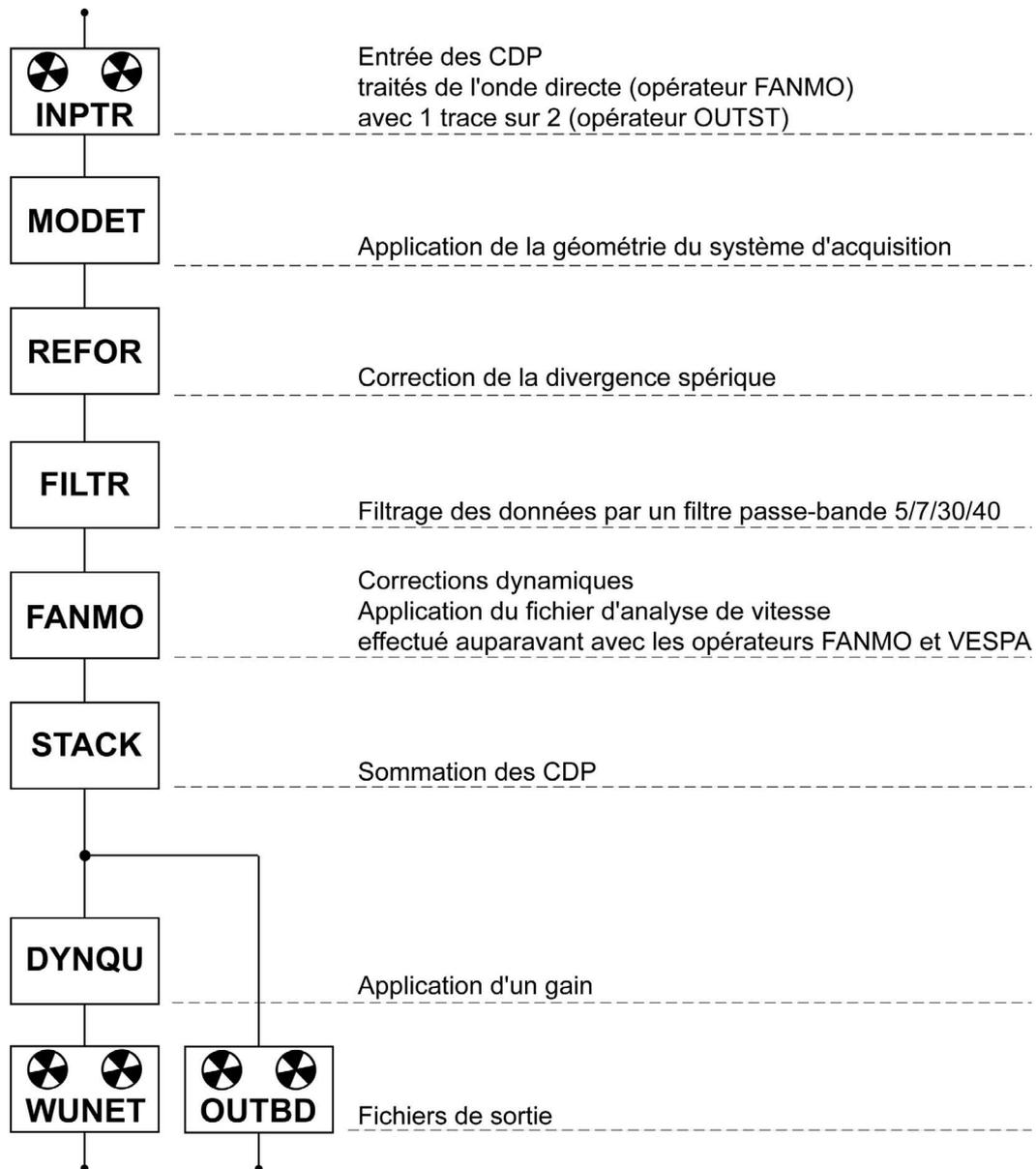


FIGURE 2.13 – Chaîne de traitement pour effectuer le stack des données de sismique réflexion SISMAR

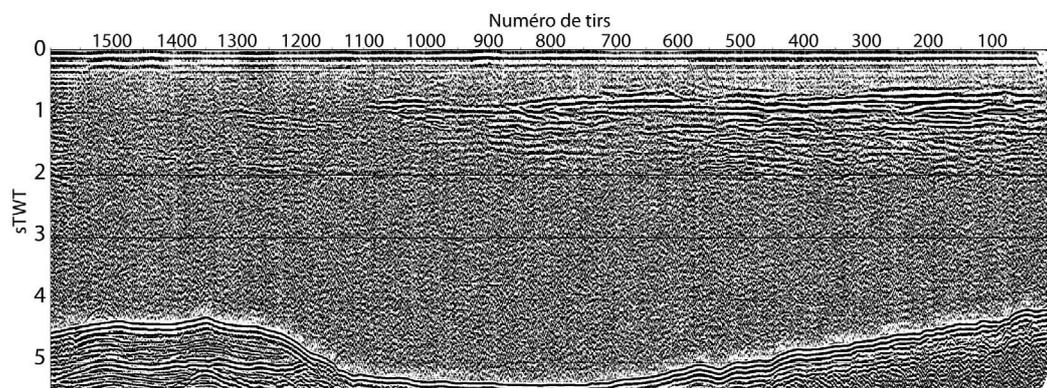


FIGURE 2.14 – Stack du profil SISMAR 21. Pour rendre le résultat plus lisible à l'écran, nous avons pris une trace toutes les 6.

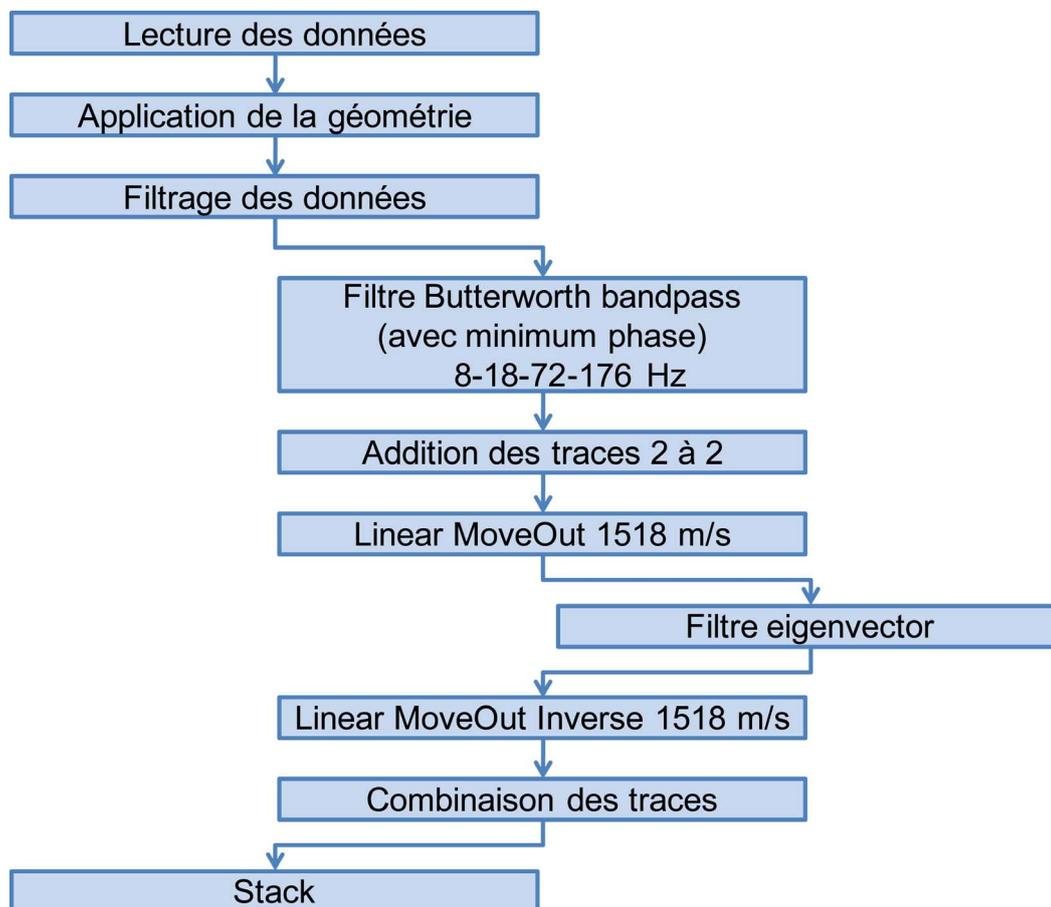


FIGURE 2.15 – Chaîne de traitement simplifiée effectuée à l'aide du logiciel PROMAX. Complète en *Annexe A*.

une fois le stack fait. Cette étape a donc été éliminée.

2.1.6.6 Les corrections éventuelles

En l'absence de bruit, le signal reçu à un récepteur est la convolution du signal source pur émis, de l'effet fantôme à la source et au récepteur. Le fantôme est une réflexion à la surface du sol ou de la mer lorsque la source n'est pas en surface. L'effet fantôme est une arrivée parasite qui apparaît sur les enregistrements sismiques. Le signal alors enregistré montre des réflecteurs décalés dans le temps sur l'image finale.

2.1.7 Les études antérieures

Parmi les nombreuses campagnes sismiques réalisées dans le Golfe de Cadix, certaines d'entre-elles sont de type académique : SISMAR, IAM (*Pinheiro et al., 2010*) (*Figure 2.16*). D'autres sont de types industriels : TGS-NOPEC par exemple (*Figure 2.17*). L'objectif de ces campagnes était d'imager les couches géologiques à différentes échelles dans le but de connaître la structure profonde de la croûte dans le Golfe de Cadix et sur les marges Ibériques et Marocaines. Des profils des campagnes SISMAR et TGS-NOPEC ont été traités sur la colonne d'eau durant ce travail de thèse et seront présentés dans les *chapitre 3 et chapitre 4*.

2.1.7.1 La campagne SISMAR

La campagne SISMAR réalisée en Avril-Mai 2001 dans le Golfe de Cadix (*Figure 2.18*) avait pour but d'étudier les relations tectoniques entre les plaques Africaine et Ibérique afin d'imager les structures tectoniques profondes. L'objectif de cette campagne était d'obtenir des images des couches sédimentaires, de la croûte jusqu'au Moho et de mettre en évidence les structures des marges liées au rifting Mésozoïque ainsi qu'aux déformations récentes (*Contrucci et al., 2004; Maillard et al., 2006; Thiébot and Gutscher, 2006*).

2.1.7.2 La campagne IAM

La campagne d'acquisition sismique IAM effectuée en Août et Septembre 1993 avait pour but d'étudier la marge Ibéro-Atlantique (Iberian-Atlantic Margin : IAM) (*Banda and Torné, 1995; Gonzalez et al., 1996; Gonzalez-Fernandez et al., 2001; Gracia et al., 2003*). Cette acquisition s'est faite par une source acoustique de 20 à 50 Hz composée de canons de 36 L. BOLT répartis en six lignes identiques et une flûte de 2400 m contenant 192 traces espacées de 12,5 m. L'utilisation des transects sismiques de la côte Ibérique jusqu'à la plaine abyssale du « fer à cheval » (Horseshoe abyssal plain) associé à des données de gravimétrie ont permis aux auteurs de montrer que la croûte a subi un amincissement important (31 km sur la côte jusqu'à moins de 15 km dans la plaine abyssale).

Les profils sismiques de cette campagne originellement utilisés pour étudier la croûte ont été re-traités sur la colonne d'eau par plusieurs auteurs (*Biescas et al.,*

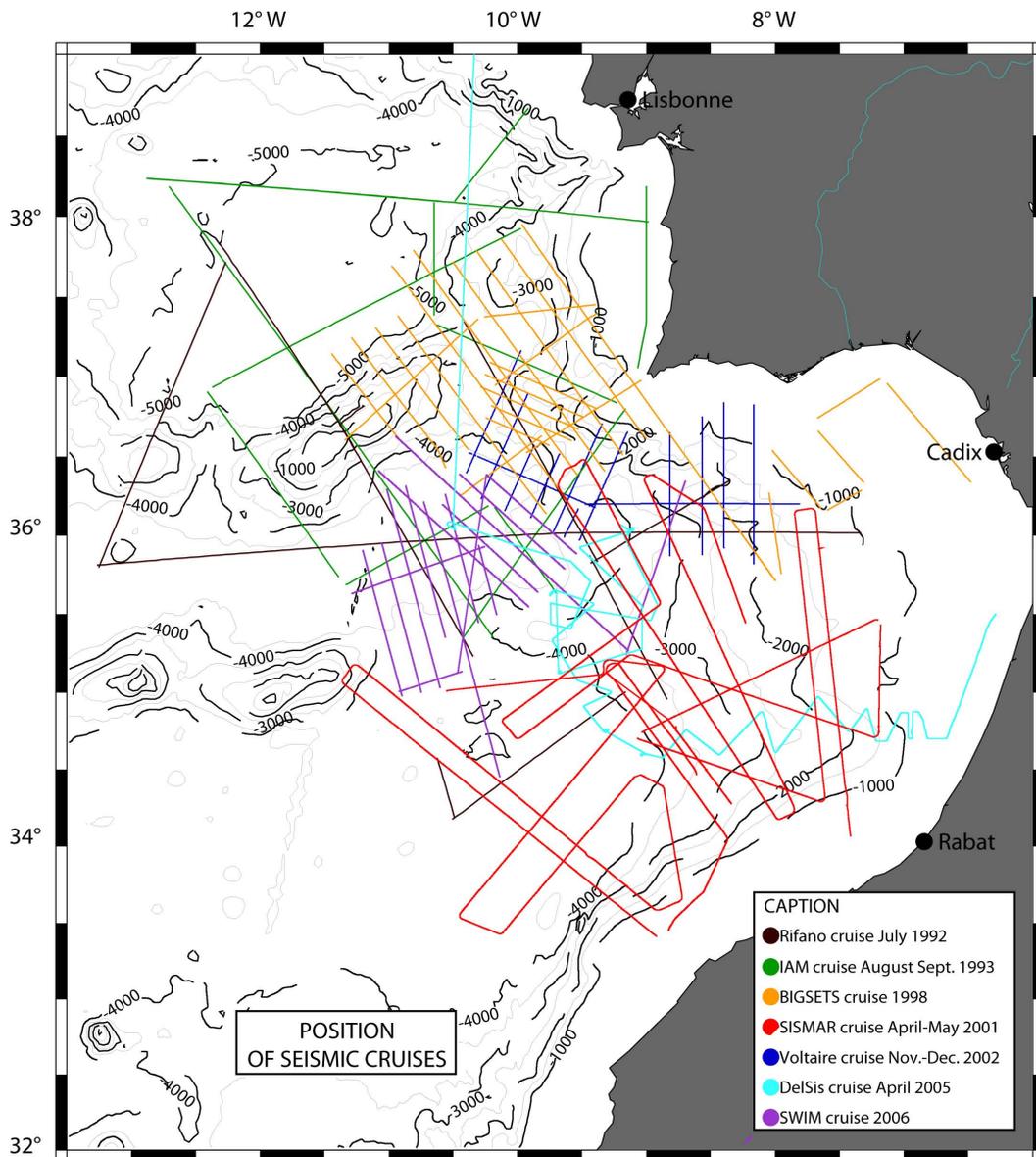


FIGURE 2.16 – Position des profils sismiques acquis lors des campagnes académiques dans le Golfe de Cadix entre 1992 et 2006.

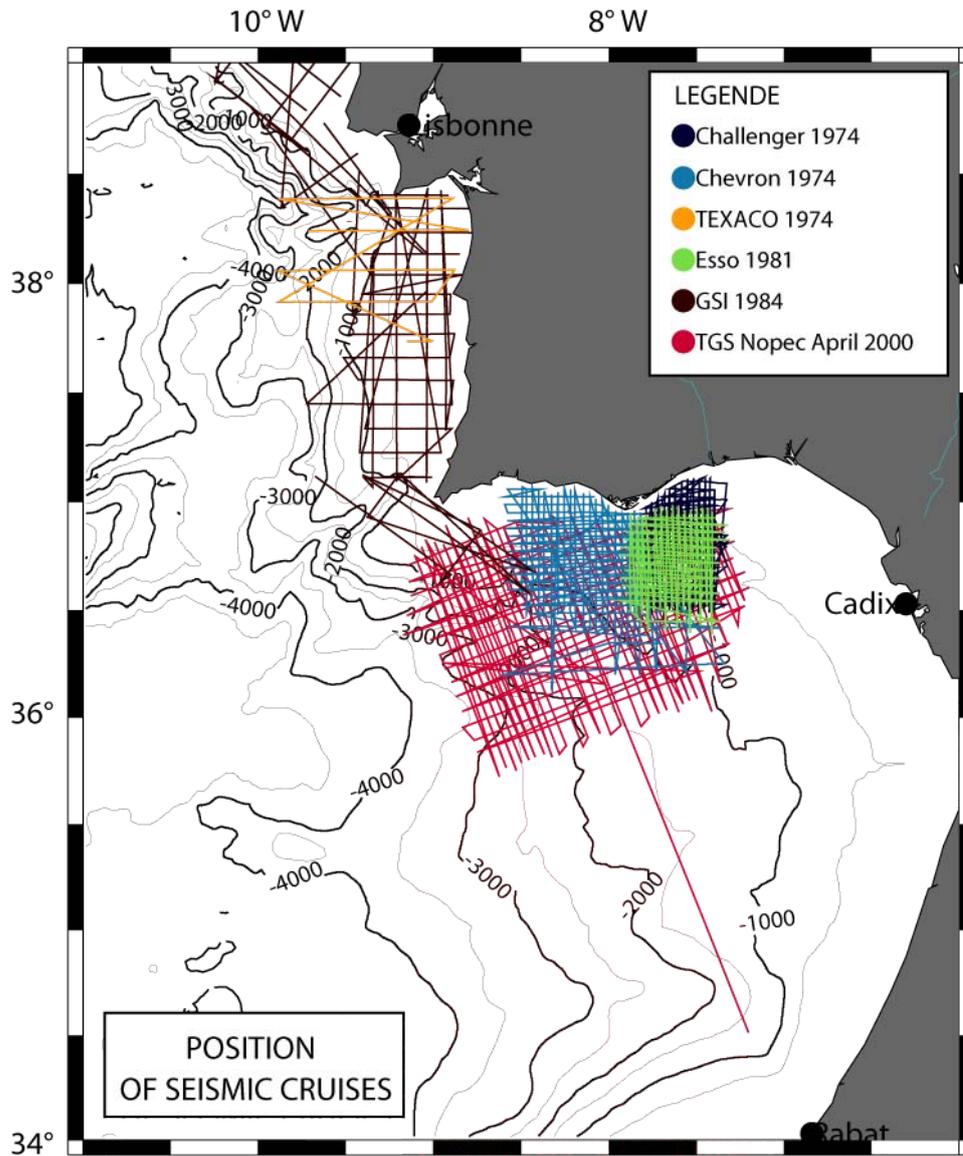


FIGURE 2.17 – Localisation des profils sismiques acquis lors des campagnes industrielles entre 1974 et 2000.

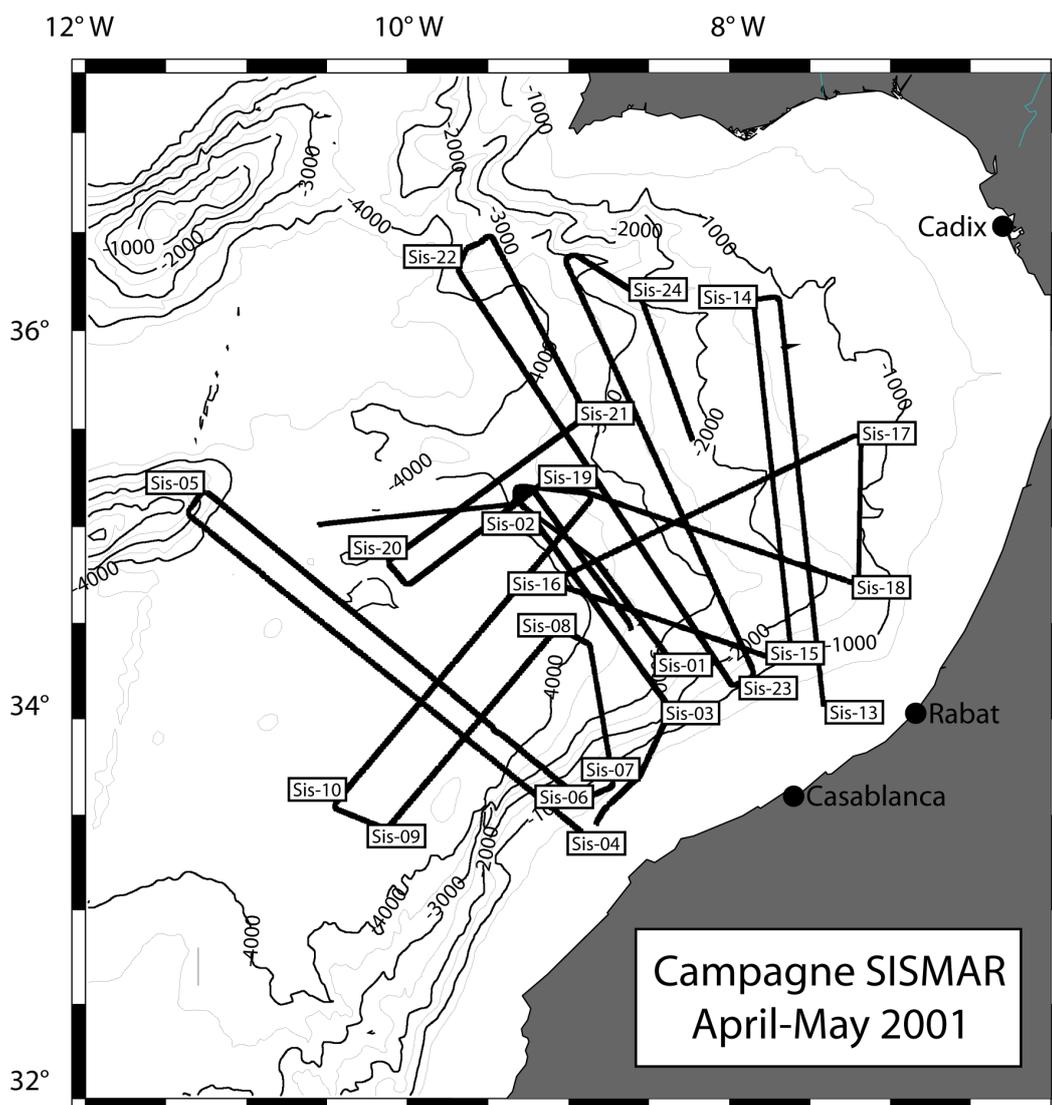


FIGURE 2.18 – Localisation des profils sismiques acquis lors de la campagne SISMAR (Avril-Mai 2001).

2008; *Buffett et al.*, 2009; *Pinheiro et al.*, 2010). Ces études et conclusions seront présentées dans le *chapitre 3*.

2.1.7.3 La campagne TGS-NOPEC

La campagne industrielle TGS-NOPEC s'est déroulée en Avril 2000 dans l'Océan Atlantique sur l'offshore Portugais. TGS-NOPEC Geophysical Company (détenteur de la marque TGS) est une entreprise Norvégienne spécialisée dans le développement de logiciels et la réalisation de services pour l'exploitation des données géosismiques, à destination de l'exploration pétrolière. Le but de cette campagne était d'obtenir des images 2D des bassins sédimentaires en bordure de la marge ibérique. Conjointement à cette campagne des données gravimétriques ont été acquises.

L'acquisition de ces profils sismiques est de type basse fréquence ce qui complétera notre jeu de données en sismique marine. Les deux profils achetés sont perpendiculaires l'un à l'autre et situé sur la pente continentale Ibérique au sud du Portugal au niveau du Canyon de Portimão. Leur localisation nous permettra de discuter sur la circulation thermohaline de la région (*Figure 3.2*).

2.2 Les premières études sismiques sur la colonne d'eau

2.2.1 En Atlantique-Est

La première découverte de réflecteurs dans la colonne d'eau s'est faite à partir de profil de sismique réflexion acquis au sein des masses d'eau en Atlantique-Est sur le flanc sud-ouest du banc de Goringe (*Gonella and Michon, 1988*). Il s'agissait d'un profil de 100 km dont la source avait un spectre d'émission entre 10 et 70 Hz. La flûte sismique de 3000 m, immergée de 16 m, était composée de 120 hydrophones. La bande de fréquence de ce système était comprise entre 10 et 125 Hz (*Figure 2.19*).

Des réflecteurs sont visibles entre 600 et 1500 m de profondeur avec un maximum de réflecteurs entre 750 et 800 m qui correspond à une couche d'eau horizontale. Le nombre de réflecteurs s'accroît au-dessus du talus avec des structures ondulées et inclinées de 1 à 3 degrés. Ces réflecteurs sont interprétés comme des ondes internes engendrées par la réflexion de la marée semi-diurne (onde M2) sur le talus du banc de Goringe. Les auteurs émettent également l'hypothèse de la présence d'ondes barotropes.

2.2.2 Le courant du Labrador

En 2003, l'équipe de *Holbrook et al. (2003)* remarque des réflecteurs dans la colonne d'eau sur leurs profils sismiques basse fréquence. Les images montrent que des masses d'eau distinctes peuvent être imagées ainsi que leurs structures internes par les contrastes de vitesses aux interfaces où la température change. Le front chaud/froid entre le courant du Labrador et le courant Nord-Atlantique est caractérisé par des réflecteurs à pendage vers l'Est, entre 0 et 1000 m de profondeur, générés par des intrusions thermohalines. Les longueurs d'ondes des données sismiques sont comprises entre 15 et 75 m ce qui permet de détecter des couches d'environ 4 m d'épaisseur. Les profils sismiques montrent en détail que les structures thermohalines fine-échelle sont détectables (*Figure 2.20*).

Ces résultats ont démontré que la technique de sismique réflexion pouvait offrir une excellente résolution spatiale à l'imagerie des phénomènes océaniques importants comme les intrusions thermohalines, les ondes internes et les tourbillons.

2.2.3 La mer de Norvège.

Les résultats de la première étude conjointe de sismique réflexion et d'océanographie sur l'océan ont montré que les masses d'eau peuvent être imagées acoustiquement. Les profils de sismique réflexion acquis en Mer de Norvège, lors de la campagne de septembre 2003, ont montré des réflexions entre le courant Atlantique Norvégien (Norwegian Atlantic Current) et les Eaux Profondes de la Mer de Norvège (Norwegian Sea Deep Water) (*Nandi et al., 2004*). Les images sismiques sont appuyées par un intense déploiement de sondes perdables XBT (eXpandable BathyThermographs) et de sondes XCTD (eXpandable Conductivity-Temperature

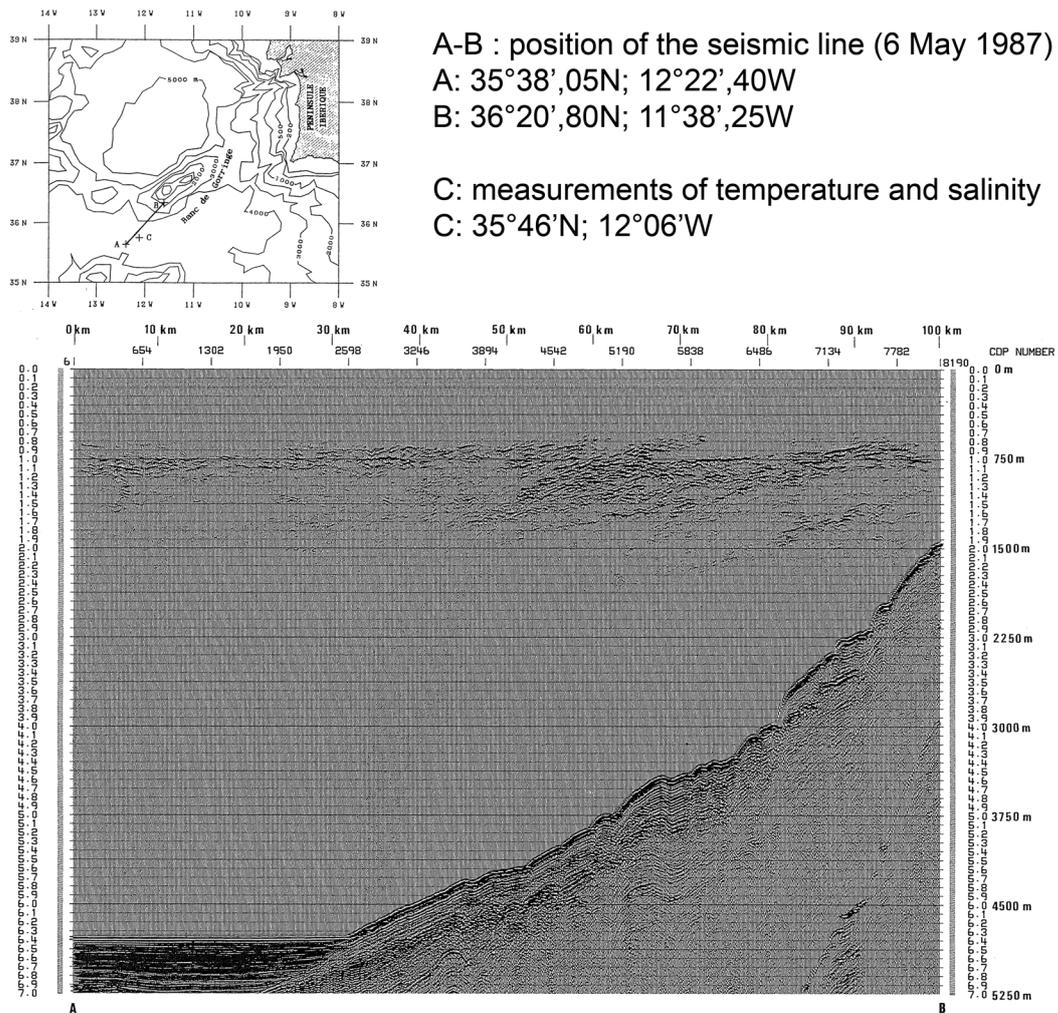


FIGURE 2.19 – Haut : Localisation du profil sismique. Bas : Stack du profil sismique AB. (Extrait de *Gonella and Michon (1988)*)

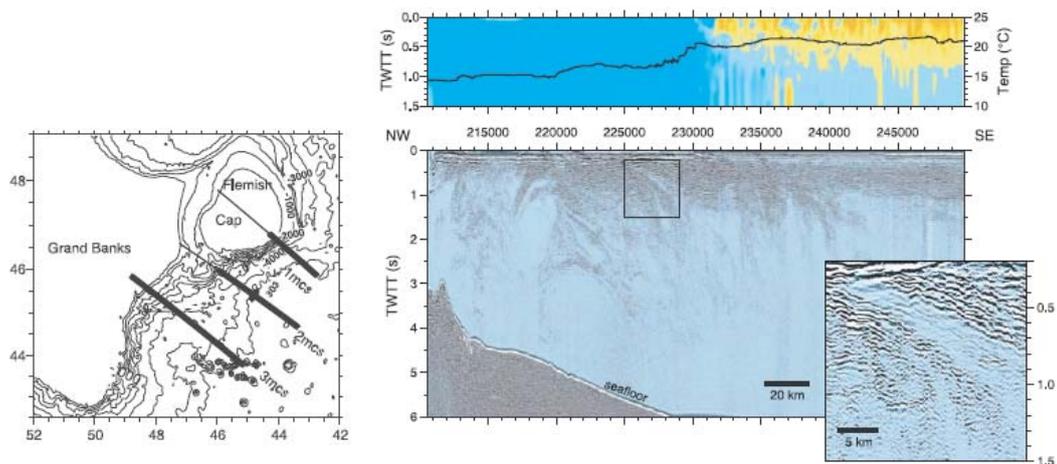


FIGURE 2.20 – **Sismique à travers le Courant du Labrador. Gauche :** Position des lignes sismiques au large de Terre Neuve. Le profil sismique présenté sur la droite est celui nommé « 2mcs » sur la figure de position. **Bas :** Profil sismique « 2mcs » de la colonne d'eau stacké, (exagération verticale de 27; axe verticale en temps double (TWTT), $6s = 4500\text{ m}$; axe horizontal en CMP espacé de 6.25 m). Le zoom montre un panneau plongeant qui perd de la cohérence à 1000 m . **Haut :** Stack de la vitesse du son et SST (Sea Surface Temperature) (code couleur correspondant à la racine carrée de la vitesse du son. Bleu : faible vitesse du son (1440 m.s^{-1}), jaune : forte vitesse du son (1530 m.s^{-1}). Entre bleu et jaune = 1505 m.s^{-1}). Le front entre le courant du Labrador et le courant Atlantique Norvégien est visible par une augmentation brutale de 5 °C de la température au CMP 229000. (**extrait de Holbrook et al. (2003)**).

Depth profiles) pour mesurer la température et la salinité des masses d'eaux. Ces données d'hydrographie permettent de déterminer les forts gradients verticaux de température à une distance de 5 à 15 m de profondeur sous les réflexions produites. Les structures fines des intrusions thermohalines et des ondes internes sont imagées (**Figure 2.21**).

Les études de *Nandi et al. (2004)* montrent que les réflexions acoustiques de basse amplitude correspondent à des changements de température d'environ 0,03 °C impliquant que la méthode de sismique réflexion peut imaginer des structures aussi fines.

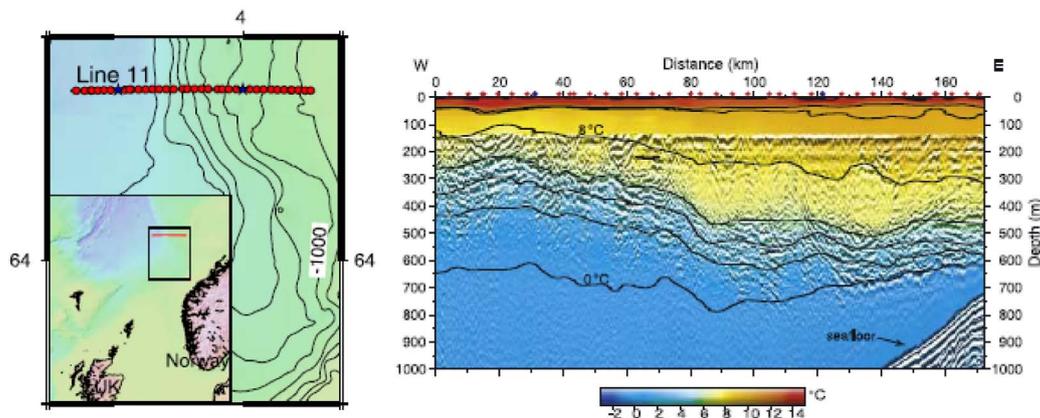


FIGURE 2.21 – **Profils sismiques au large de la Norvège.** **Gauche :** Carte bathymétrique de la zone d'étude en Mer de Norvège. La ligne 11 est la position du profil sismique, Les cercles rouges donnent la position des XBT et les étoiles bleues, les XCTD. **Droite :** La température de l'océan est donnée par les couleurs superposées sur le stack du profil sismique (réflecteurs noirs). Le courant Atlantique Norvégien chaud (7-14 °C) est séparé des eaux profondes de la Mer Novégienne froide (0,5-2 °C) par une couche limite où le changement de température est rapide et qui correspond aux réflexions sismiques. Les lignes fines noires correspondent aux isothermes espacées de 2 °C. Les premiers 140 m du profil sismique, contenant les interférences de l'onde directe, ont été supprimés. (**extrait de *Nandi et al. (2004)***).

2.3 L'océanographie physique

L'océanographie physique est l'étude de l'état physique et des processus physiques de l'océan, principalement des mouvements et des propriétés des masses d'eau océaniques. Le but principal des océanographes est de déterminer la circulation 3D des océans en fonction du temps et de connaître les chaînes énergétiques de la plus grande à la plus petite échelle. La mesure directe des courants marins semble la plus évidente pour cela. Cependant cette mesure ne donne seulement que l'information locale et instantanée. Les mesures indirectes sont alors utilisées pour observer la distribution des paramètres des eaux (Température, Carbone, . . .). Une autre méthode indirecte est d'utiliser les méthodes géostrophiques ou dynamiques.

2.3.1 L'acquisition des données hydrologiques

La découverte des structures à fines et moyennes échelles comme les tourbillons, a mis en évidence l'intérêt de faire un échantillonnage rapide des masses d'eau (temps d'acquisition réduit). Le développement de méthodes innovantes a permis de réduire le temps d'utilisation des navires et d'étendre les zones d'études. Ces méthodes incluent les bouées, les flotteurs, les sondes perdables, les observations aériennes et les satellites.

2.3.1.1 Les sondes perdables

XBT

La sonde XBT (eXpendable BathyThermograph) est un bathythermographe perdable fabriqué par Sippican Ocean Systems. Il est un exemple classique d'utilisation d'une thermistance comme capteur de température.

Un XBT se présente sous la forme d'une douille en matière plastique lestée plus ou moins longue suivant les modèles (35 cm pour le model T7). Elle contient une bobine et une sonde profilée perdable. L'enregistrement commence à l'instant où la sonde touche la surface de l'eau. Comme la vitesse de descente de la sonde est à peu près constante, et après un temps court d'ajustement, le temps écoulé depuis le largage fournit la profondeur et la thermistance contenue dans la sonde donne la température. Il existe plusieurs types de sondes XBT qui permettent d'atteindre des profondeurs plus ou moins grandes en fonction des besoins.

La précision pour un XBT T7 est de 0,2°C en température avec une résolution de 0,01 °C et de 2% sur l'immersion maximale avec une résolution de 0,65 m. L'immersion maximum est de 900 m si la vitesse du navire est inférieure à 12,5 noeuds.

Dans le cadre de la campagne GO, les sondes XBT T5 ont été utilisées pour mesurer la température jusqu'à 2000 m de profondeur, les sondes XBT T7 permettent de mesurer la température jusqu'à 800 m de profondeur.

XCTD

La sonde XCTD (eXpendable Conductivity, Temperature and Depth) est un instrument fonctionnant de la même manière que les sondes XBT, mais qui, de plus, permet la mesure de la conductivité. Par calcul, cette mesure permet de retrouver la salinité du milieu, avec la connaissance de la température. La résolution de ces sondes est de 0,02 °C et de 0,03 en salinité. Les sondes existent dans les mêmes longueurs que les sondes XBT.

2.3.1.2 La sonde CTD

La sonde CTD (Conductivity, Temperature and Depth sensors) est une bathysonde, équipée au moins d'un capteur de conductivité, d'un capteur de température et d'un capteur de pression. Ces paramètres sont les trois plus importants pour caractériser des masses d'eau dans l'océan. Les mesures sont enregistrées pendant la descente et la remontée. La vitesse de descente et remontée est de l'ordre d'un mètre par seconde. La précision des CTD est meilleure que les sondes perdables. Elle est de l'ordre de $\pm 0,002$ °C en température et de $\pm 0,005$ en salinité. D'autres capteurs peuvent être installés sur une sonde CTD : des capteurs d'oxygène dissous dans l'océan, des capteurs de fluorescence qui permettent de mesurer la chlorophylle, etc.

2.3.1.3 Le L-ADCP

Un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) est un courantomètre à effet Doppler. Il permet de faire des mesures de courant grâce à l'effet Doppler (modification de la fréquence d'une onde par la réflexion sur un objet en mouvement). Ces appareils effectuent des profils de courant sur des épaisseurs variables, de 150 m à 1000 m, et avec une résolution verticale variable, de 4 à 16 m, dans le cas de l'océanographie hauturière.

Le L-ADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiling) est un Courantomètre Acoustique Doppler installés sur un châssis de bathysonde lors de stations hydrologiques. Ces appareils effectuent des mesures de courant au fur et à mesure de la descente de la bathysonde. Ils permettent de reconstituer le profil de vitesse horizontale des courants entre la surface et le fond des océans.

2.3.1.4 La sonde CTD tow-yo

La rosette CTD est tractée à l'arrière du navire et un opérateur relève et redescend la sonde régulièrement. Cette technique permet d'imager la colonne d'eau en continue sur une tranche de la colonne d'eau. Cela est utilisé pour imager les masses d'eau. Le navire peut avancer à une vitesse de 1 à 1,5 nœuds soit 3 à 4 km/heure.

2.3.1.5 Surdrifts

Les Surdrifts (Surface Drifter) sont la version moderne des bouteilles à la mer et sont utilisés pour estimer la dérive des courants de surface. Ces bouées sont en général constituées d'une boule flottant à la surface de l'océan, assez petite pour ne pas offrir trop d'emprise au vent mais permettant de recevoir un GPS et une antenne d'émission permettant de connaître régulièrement leur position, généralement toutes les 6 heures. Elles sont liées à une "drogue" (Cerf-Volant sous marin) généralement positionnée à une quinzaine de mètre sous la surface. On estime qu'ainsi on mesure la vitesse des courant de surface et non la dérive due au vent. Ces bouées peuvent aussi être équipées de capteurs de température et de salinité.

2.3.2 Le traitement des données océanographiques

Les données océanographiques ont été traitées pour les comparer avec les données de sismiques marines. Sachant que les données de sismique marine sont des données d'impédance acoustique, les paramètres nécessaires à cette comparaison sont les données de température, salinité, et pression. Les données de vitesse du son vont nous permettre de déterminer les courants et de compléter l'information sismique. Les données sont utilisées pour obtenir des profils (1 Dimension) et des sections (2 Dimensions).

2.3.2.1 Les profils et les sections

Les données XBT disponibles permettent d'obtenir directement les paramètres de température et de pression. Les stations sont positionnées géographiquement ainsi la latitude et la longitude sont connues. La profondeur connue par la pression (*Saunders and Fofonoff, 1976*) permet d'obtenir des profils et des sections le long d'une radiale choisie. Les données XCTD et CTD donnent en plus l'information de la conductivité qui par calcul donnent la salinité du milieu.

Température

La température est le paramètre qui influence le plus la réflectivité des eaux (*Nandi et al., 2004; Ruddick et al., 2009*). Le profil permet de reconnaître la température des eaux traversées.

Le paramètre de température est ensuite converti en température potentielle θ . Celle-ci est calculée à l'aide des données de salinité, de pression en décibars et d'une pression de référence selon l'équation donnée dans le rapport de l'UNESCO (*Fofonoff and Millard jr, 1983*) ($P_{ref}=1000$ si θ_1). Elle sera associée à la salinité pour réaliser les diagrammes θ/S .

La température potentielle est la température qu'une parcelle d'eau devrait avoir si elle bouge adiabatiquement entre sa position et une profondeur de référence. Dans les eaux profondes (> 4000 m), une différence entre la température in-situ et potentielle est observable. La température in-situ ne prend pas en compte les

effets de la pression et de la compressibilité, il est alors plus judicieux d'utiliser les valeurs de masse volumique normalisée à une pression donnée : Sigma. (*Lynn and Reid, 1968; Reid and Lynn, 1971*). Dans notre cas, la différence entre les deux données de température n'est pas significative (*Figure 2.22*). Cependant, dans le but de ne pas introduire d'erreur, la température potentielle sera utilisée pour nos calculs.

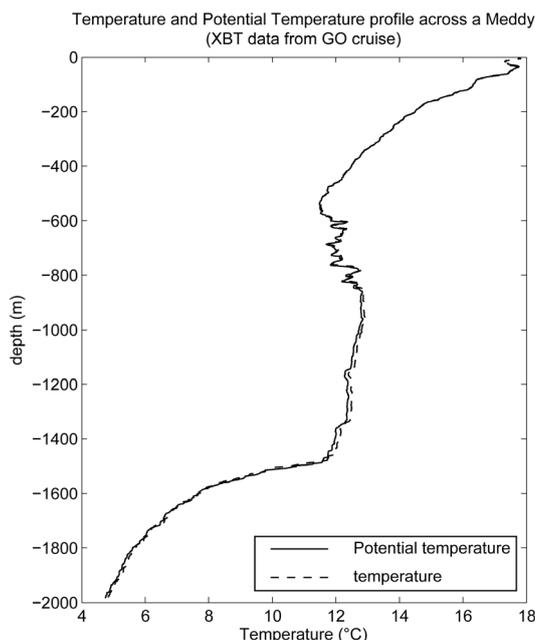


FIGURE 2.22 – Comparaison entre température et température potentielle d'une donnée XBT

La *Figure 2.22* montre qu'à partir de 900 m de profondeur, la température potentielle est légèrement inférieure à la valeur de la température. Cette différence est liée à la compressibilité des fluides en fonction de la profondeur. Entre 1500 et 1600 m de profondeur, la température est légèrement inférieure à la température potentielle. cette différence serait un artéfact de calcul.

Salinité

Comme pour la température, les données de salinité sont traitées sous forme de profils et de sections. Le paramètre de salinité est obtenu par calcul en connaissant le rapport de conductivité donné par $R = C(S, T, p) / C(35, 15, 0)$, la température et la pression du milieu traversé (*Fofonoff and Millard jr, 1983*). Ce calcul est effectué instantanément lors de l'acquisition par CTD et XCTD.

La masse volumique (density) et sigma 0

La masse volumique (density en anglais) est la grandeur dérivée la plus utilisée en océanographie. La stabilité des eaux est conditionnée par une répartition des masses volumiques allant en croissant avec la profondeur. A certaines profondeurs, se situent des zones d'augmentation rapide appelées pycnoclines. Elles constituent des barrières qui limitent fortement les échanges de matière et d'énergie à la verticale. Les masses volumiques in-situ permettent de reconstituer le champ de pression et de calculer les courants géostrophiques marins.

La masse volumique ρ est un paramètre calculé qui est fonction de la salinité, de la température et de la pression du milieu qui est obtenu en $kg.m^{-3}$. Il est donné par (*Fofonoff and Millard jr, 1983*) :

$$\rho(S, T, p) = \frac{\rho(S, T, 0)}{1 - \frac{p}{K(S, T, p)}} \quad (2.10)$$

où $K(S, T, p)$ est le « secant bulk modulus » (module de compression). Les expressions polynomiales des équations d'état $\rho(S, T, 0)$ et $K(S, T, p)$ dérivées des mesures de *Millero et al. (1980)* contiennent 15 et 27 termes respectivement qui peuvent être trouvés dans le rapport de l'UNESCO 1983 (*Fofonoff and Millard jr, 1983*).

La masse volumique est un paramètre utile pour la comparaison avec les données sismiques. Il intervient dans le calcul de l'impédance acoustique. Si on connaît la vitesse du son du milieu, on retrouve l'impédance acoustique synthétique de la colonne d'eau qui est alors comparable avec les données de sismique marine.

Les eaux de mer ont toujours une masse volumique légèrement supérieure à $1000 kg.m^{-3}$; pour éviter d'écrire des chiffres inutiles, on retranche $1000 kg.m^{-3}$ aux valeurs de masse volumique. C'est ce qu'on appelle l'excès de masse volumique ou « sigma ».

Par définition :

$$\sigma = \rho(S, T, p) - 1000 kg.m^{-3} \quad (2.11)$$

Pour évaluer la stabilité verticale d'une colonne d'eau dont les caractéristiques de T et S sont variables en fonction de la profondeur, il faut comparer les masses volumiques et vérifier qu'elles se répartissent en ordre croissant avec la profondeur. Une comparaison des masses volumiques calculées en fonction de T, S et p in-situ n'est pas pertinente car même dans une eau homogène en T et S, donc stable, ρ augmente avec p, c'est-à-dire avec la profondeur. C'est pourquoi plusieurs variantes de σ peuvent être utilisées. Sigma-0 est la masse volumique normalisée à la pression atmosphérique (p=0). Les comparaisons basées sur les Sigma-0 sont parfois prises en défaut en raison de la compression adiabatique des eaux. Pour résoudre ce problème, il faut alors utiliser la température potentielle, on obtient alors un sigma- θ . En profondeur, les sigma- θ peuvent également être pris en défaut, il faut utiliser une

pression de référence où se situent les eaux que l'on veut comparer : 1000, 2000, 3000 dbar. Ces sigma sont appelés $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$.

Par définition :

$$\sigma_1 = \rho(S, \theta_1, 1000) - 1000 \text{ kg.m}^{-3} \quad (2.12)$$

$$\sigma_2 = \rho(S, \theta_2, 2000) - 1000 \text{ kg.m}^{-3} \quad (2.13)$$

Ces grandeurs sont utilisées pour calculer les vitesses géostrophiques, les bilans de masses, de volume, de chaleur, etc...

La Méthode de Käse

Pour les données XBT, la salinité n'étant pas mesurée, elle est calculée à partir de la température via la méthode du rapport de densité $r(z)$ (*Käse et al., 1996*). Premièrement, les données de température et de salinité de CTD sont divisées en sous-régions de même type (pente continentale, tourbillons, MW). Les différences de température et de salinité ($\delta T, \delta S$) sont calculées à chaque profondeur pour chaque paire de stations CTD choisies selon les sous-régions. Le rapport de densité horizontale est ensuite calculé selon :

$$r(z) = \frac{\alpha}{\beta} \frac{\delta T}{\delta S} \quad (2.14)$$

α et β sont les coefficients d'expansion pour la température et la salinité où :

$$\alpha = \frac{1}{\rho} \frac{\delta \rho}{\delta T} \quad (2.15)$$

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\delta \rho}{\delta S} \quad (2.16)$$

Puis, pour chaque XBT, une station CTD de référence est choisie avec ($T_R(z)$, $S_R(z)$), et deuxièmement, la salinité S est dérivée de la température mesurée par les XBT via :

$$S = S_R + (T - T_R) \frac{\delta S}{\delta T} \text{ at each depth } z \quad (2.17)$$

Toutes les données obtenues avec les XBT lors de la campagne GO ont été traitées de cette manière afin d'obtenir le paramètre « salinité » qui nous manquait.

Trois sous-zones ont été choisies pour séparer les données : la pente continentale Ibérique, le panache de MW et les tourbillons. En effet *Käse et al. (1996)*, suggèrent de prendre des données de référence ayant un fort contraste entre-elles. Par exemple pour un tourbillon, il faudra prendre une donnée de CTD au milieu du tourbillon et

une autre à l'extérieur. La compensation de température ou de salinité entre deux points sont alors limitées. Cela nous donnerait des valeurs nulles qui ne peuvent pas être traitées par la méthode. Deux CTD pour chaque sous-zone ont donc été choisies suivant ces critères.

Les données calculées présentent certains résultats aberrants liés à la méthode. Les amplitudes sont trop fortes pour être liées à des intrusions. Il a fallu traiter ces données par un filtre médian (**Figure 2.23**). J'ai utilisé la commande : $y = medfilt1(x, n)$ de matlab pour filtrer ces données, x étant le vecteur donnée et n l'ordre du filtre médian qui a été choisi à 50 pour bien éliminer les données aberrantes.

Les données ainsi obtenues permettent d'être proche de la réalité. Cette méthode a été appliquée pour toutes les données XBT de la campagne GO pour obtenir un jeu de données de salinité complet. Ces données vont par la suite nous permettre de calculer les autres paramètres indispensables pour la comparaison avec le jeu de données sismiques.

2.3.2.2 Calcul de l'impédance acoustique synthétique ou réflectivité synthétique

Pour comparer les données de sismique marine et les données hydrologiques, l'impédance acoustique est utilisée. Nous avons vu précédemment que les réflexions dans la colonne d'eau sont des contrastes d'impédance acoustique dépendant de la masse volumique et de la vitesse du son et liés aux ondes réfléchies. Ces données sont maintenant connues par le calcul. Nous pouvons donc calculer des gradients d'impédance acoustique :

$$Z = \frac{d}{dz}(\rho c) \quad (2.18)$$

Ces gradients sont calculés pour toutes les données disponibles. Le CDP correspondant des données sismiques pourra donc être comparé à ce gradient synthétique.

Le gradient d'impédance acoustique

Le gradient de l'impédance acoustique (voir 2.1.3) est défini par *l'équation 2.18* de la section 2.3.2.2.

Il est représenté sur la **Figure 2.24**.

Pour comprendre l'influence de chaque paramètre sur ce signal, nous développons le gradient en :

$$Z = c \frac{d\rho}{dz} + \rho \frac{dc}{dz} \quad (2.19)$$

La **Figure 2.25** ainsi obtenue nous montre que $\rho \frac{dc}{dz}$ détermine plus le signal

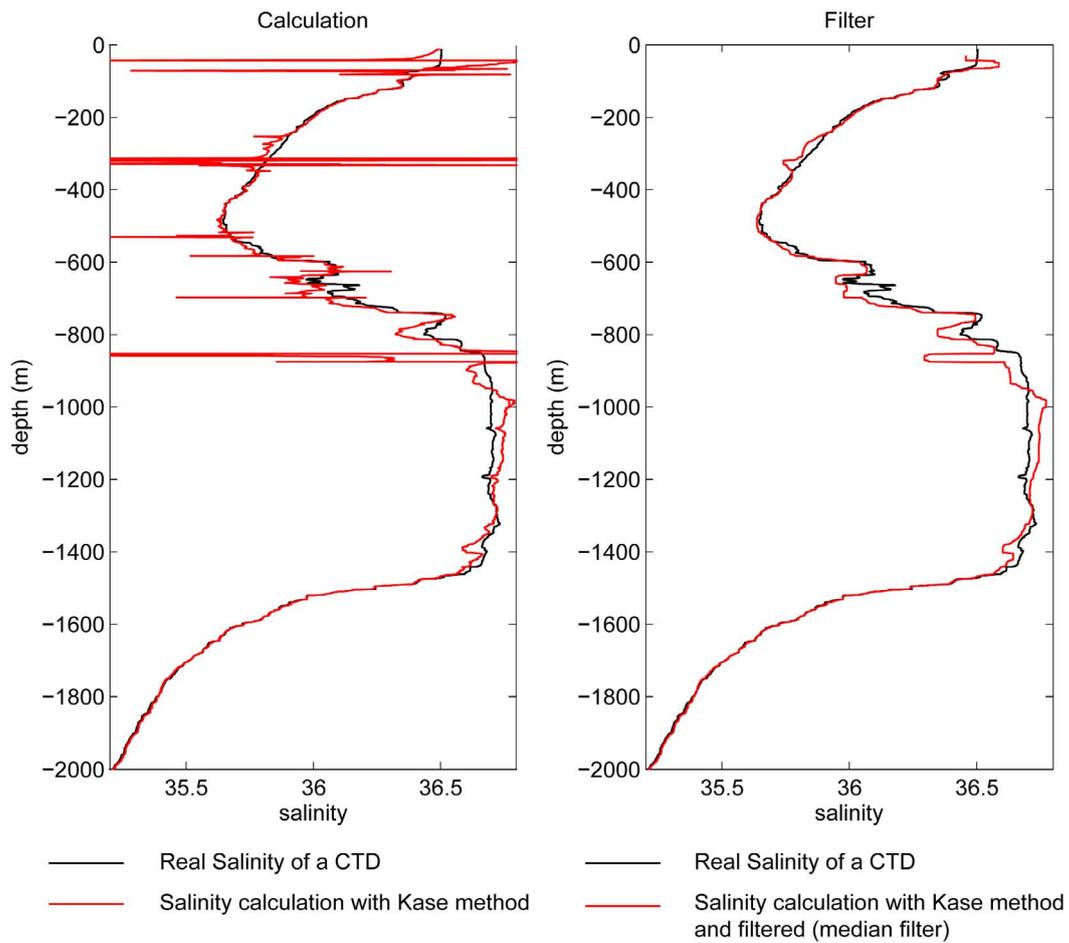


FIGURE 2.23 – Comparaison entre le calcul de salinité sur une CTD et sa valeur réelle. La donnée calculée est ensuite filtrée pour éliminer le bruit généré par le calcul.

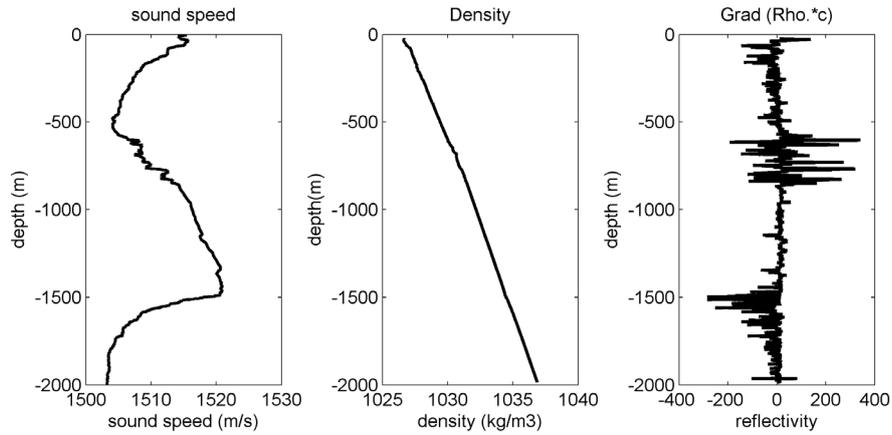


FIGURE 2.24 – Calcul du gradient d'impédance acoustique à partir d'une donnée XBT.

que $c \frac{d\rho}{dz}$.

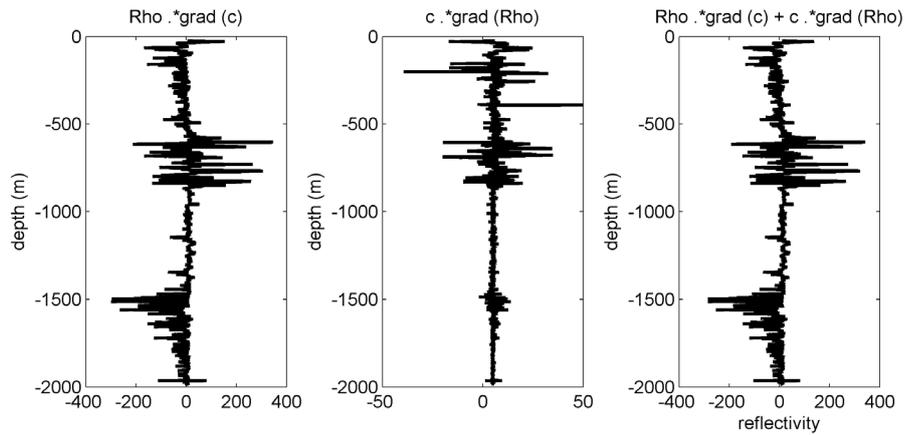


FIGURE 2.25 – Calcul de la réponse de la sismique synthétique obtenue en développant l'équation 2.18.

Cependant pour comparer les données hydrologiques avec les données sismiques, il nous faut connaître la réflectivité.

La définition de la réflectivité s'écrit :

$$Rp = \frac{1}{c} \frac{dc}{dz} + \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = \frac{Z}{I} \quad (2.20)$$

Nous utiliserons cette dernière équation pour calculer une sismique synthétique à partir des données d'hydrologie (*Figure 2.24*).

D'après nos calculs :

- $\frac{dc}{dz} \approx 90\%$ de Z (l'impédance acoustique).
- $\frac{d\rho}{dz} \approx 10\%$.

Selon la littérature et l'étude de *Sallares et al. (2009)*, la réflectivité R_p est influencé à 80% par la température et à 20% par la salinité. Cependant Sallarès démontre que dans certain cas, l'influence de la salinité est plus forte, notamment au sommet de la MW où elle est de 40%.

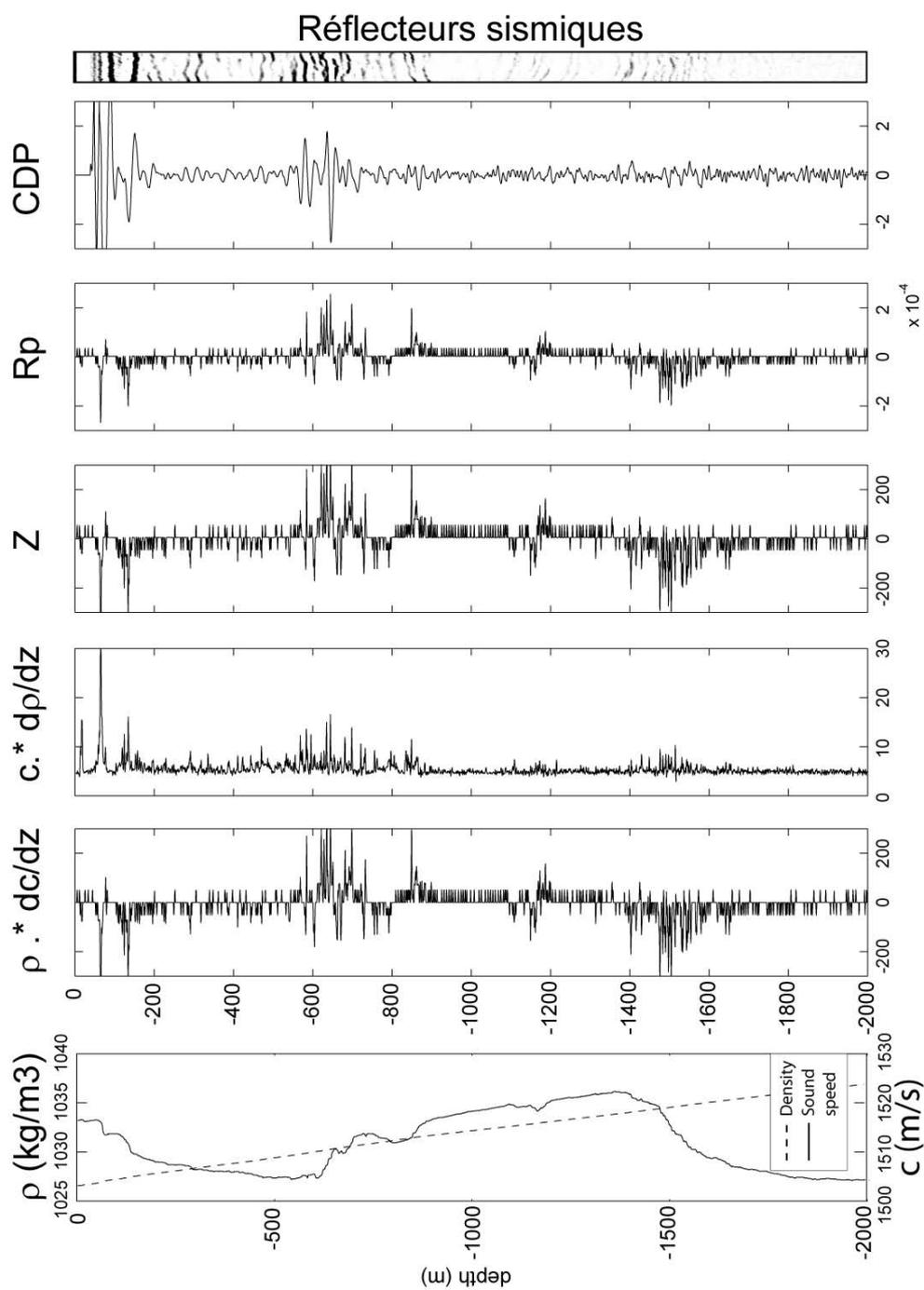


FIGURE 2.26 – Compilation des données représentant le calcul de la réflectivité synthétique à partir d'une donnée CTD.

A l'aide de ces informations, il est possible d'inverser les profils sismiques en section de température et de salinité. C'est l'objet de l'étude de *Papenberg et al. (2010)*, qui à partir des données de la campagne GO a réussi à obtenir des sections hydrologiques en traitant les données sismiques.

La méthode de cette inversion consiste à générer à partir des amplitudes des signaux sismiques des sections sismiques migrées avec les vraies amplitudes. Le signal ainsi obtenu est déconvolué du signal sismique source. On obtient alors les coefficients de réflexion qui peuvent être inversés en vitesse du son (sound speed). Cette vitesse du son est ensuite convertie en température et salinité par la relation $T - S(z)$ dérivée des données CTD et l'équation d'état de l'eau de mer définie par *Millero et al. (1980)*. Le calcul de température et de salinité est fait par itération.

L'un des points les plus importants lors de l'inversion est le calcul de la vitesse du son. Ce calcul se fait de façon récursive du sommet vers le bas de la colonne d'eau pour un profil de densité donnée avec une vitesse du son connue en surface. Ces données de base sont dérivées de données XBT, enregistrées le long du profil. Les données XBT ne donnant que la température, pour calculer la vitesse du son, la relation $T - S(z)$ est appliquée avec les données CTD. Les données CTD ne sont pas utilisées directement car elles ne présentent pas de variation de densité significative contrairement aux données XBT.

2.4 Les études antérieures en Océanographie physique

2.4.1 SEMANE : Les processus de méso-échelle dans le Golfe de Cadix

Entre Septembre 1995 et Juillet 2002, le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et l'IFREMER ont réalisé les campagnes SEMANE (Sortie des Eaux Méditerranéennes en Atlantique Nord Est) dans le Golfe de Cadix et au Sud-Ouest du Portugal (*Figure 2.27*). Ces campagnes ont permis de recueillir de nombreuses données hydrologiques (XBT, XCTD, CTD), courantologiques (LADCP, Courantomètres classiques) et lagrangiennes (Rafos, Surdrifts dragués à grande profondeur), visant à caractériser les trajets de l'eau méditerranéenne sur le talus Sud-Ouest ibérique, ainsi que ses variations temporelles. Depuis 1999, des profils CTD-LADCP à haute résolution ont été réalisés aux longitudes $8^{\circ}20'W$ et $6^{\circ}15'W$ et à la latitude $35^{\circ}50'N$ dans l'objectif de calculer les bilans et les transferts de masse au sein du Golfe.

Les cartes horizontales et les sections verticales de température et de salinité recueillies lors des premières campagnes SEMANE (1995 et 1997) indiquent clairement le rôle du mélange, des contraintes topographiques et des instabilités dans la progression du sous-courant de MW (*Chérubin et al., 1997*).

Lors de la campagne SEMANE 1999, des mesures hydrologiques ont été effectuées dans tout le Golfe de Cadix. Ce jeu de données important a permis la découverte de deux meddies et d'un cyclone associé (*Carton et al., 2002*). L'étude montre qu'un meddy est localisé au Sud du Cap St Vincent (meddy Christine à $9^{\circ}45'W - 35^{\circ}30'N$), l'autre proche des côtes marocaines appelé meddy Isabelle (centré à $8^{\circ}30'W - 34^{\circ}25'N$). Le cyclone est centré sur $8^{\circ}30'W - 35^{\circ}15'N$ (*Figure 2.28*). Ces meddies sont de dimension méso-échelle avec des anomalies thermohaline de 60 à 70 km de diamètre et concentrées entre 750 et 1500 m de profondeur. Ces anomalies atteignent $2^{\circ}C$ et 0,5 en salinité. Le cyclone est moins profond que les meddies (entre 600 et 1300 m) avec une faible signature de la MW ($12^{\circ}C$ à 800 m et 36.2 en salinité entre 800 et 1200 m). Ce cyclone est couplé avec le meddy Christine comme un dipôle barocline qui arrache un filament long et chaud du meddy Christine à 1200 m de profondeur.

2.4.2 Les autres campagnes : le fonctionnement de la MW

Plusieurs campagnes océanographiques ont eu lieu dans le Golfe de Cadix dans le but de mieux comprendre le fonctionnement de la MW.

Le suivi de la MW et des structures méso-échelle a été entrepris jusqu'à l'Ouest du Portugal et dans le Golfe de Gascogne (entre 1994 et 2001 : ARCANÉ, INTER-AFOS menées sous la direction du Laboratoire de Physique des Océans-UBO et d'IFREMER). La mesure directe des circulations Lagrangiennes générales et méso-échelle ont été effectuées à travers la plaine abyssale et la pente continentale du golfe de Gascogne. Ces campagnes ont permis la découverte des « Northern Meddies »

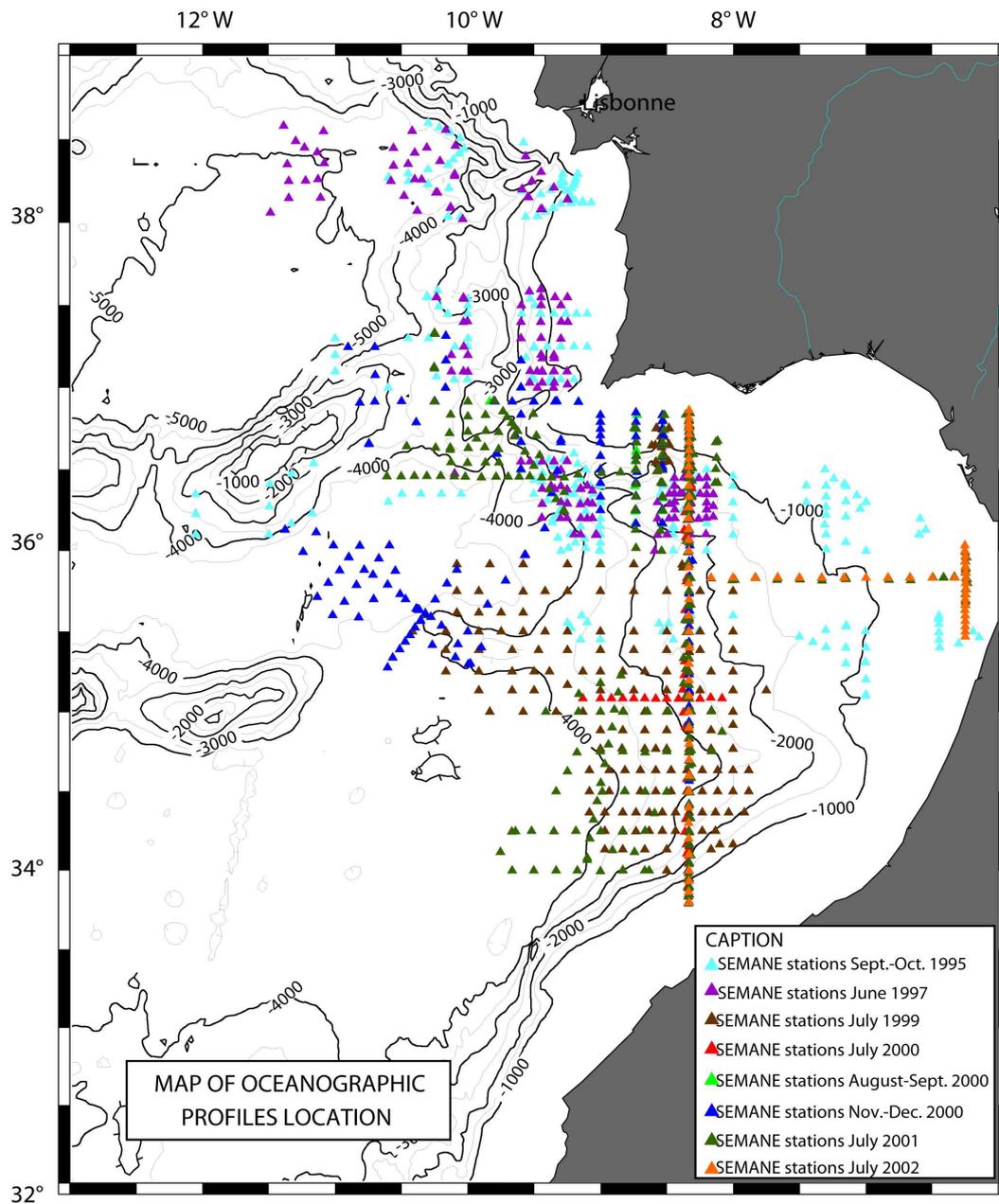


FIGURE 2.27 – Localisation des données hydrologiques des campagnes SEMANE.

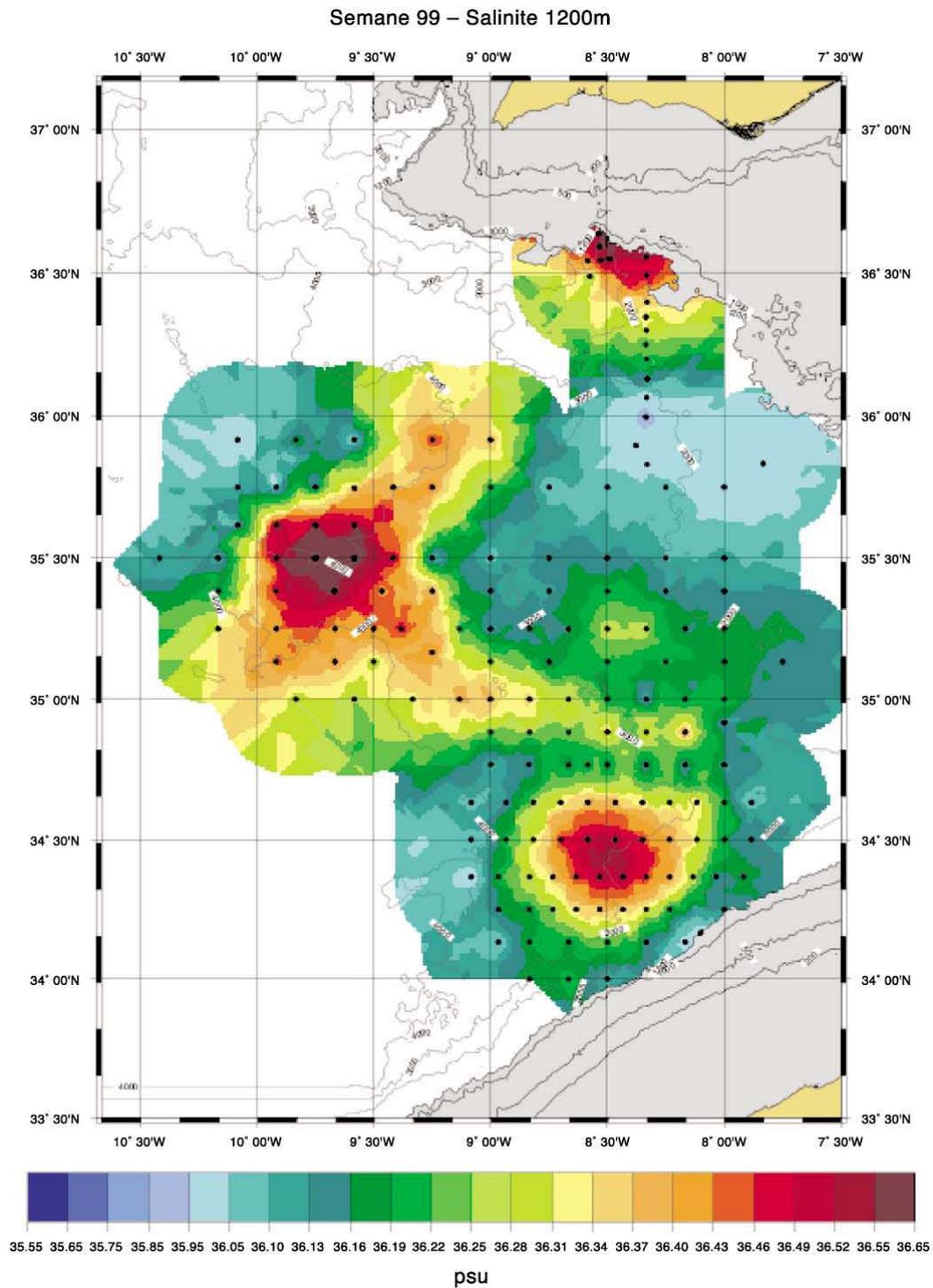


FIGURE 2.28 – Carte horizontale de salinité à 1200 dbar obtenue à partir des données SEMANE 1999 (extrait de *Carton et al. (2002)*).

(*Pingree and Le Cann, 1992a,b; Paillet et al., 2002*). Ils sont générés au voisinage du promontoire Ortegal et du Cap Finisterre.

L'étude de la MW s'est également focalisée sur les aspects dynamiques des tourbillons associés aux MUC au sud du Portugal ainsi que le rôle joué par les canyons sous-marins et les caps sur les instabilités du flux et de la formation de tourbillons. La campagne AMUSE (**A** Mediterranean Undercurrent **S**eeding **E**xperiment) fait en 1993 et 1994 (*Bower et al., 1995; Bower, 1997*) a montré la présence d'un couple cyclone-meddy au Cap St Vincent. Le projet européen CANIGO (Canary Islands Azores Gibraltar Observations) (*Ambar et al., 2002*) (entre septembre 1997 et septembre 1998) a permis d'observer pour la première fois la génération conjointe de cyclones et anticyclones, formant des dipôles au niveau du Canyon de Portimão (*Serra and Ambar, 2002*). La forte variabilité de la MW est mise en évidence sur la côté Sud du Portugal (hautes températures en hiver et au printemps et basses températures en été et en automne) (*Ambar et al., 1999; Chérubin et al., 2003*). En fin le projet portugais MEDTOP (**M**editerranean Undercurrent - **e**ddies and **t**opographic effects) (hiver, printemps et été 2001) a permis de confirmer la variabilité intra-annuelle de l'outflow de MW et de mettre en évidence les lieux de formation de meddies et de leur évolution dans le centre du Golfe de Cadix (*Ambar et al., 2008*).

Toutes ces campagnes océanographiques ont montré l'importance extrême de la topographie sur deux aspects de la dynamique de MW dans l'Atlantique : la division de la langue de MW et la formation des tourbillons de MW *Serra et al. (2005)*. Ces campagnes ont permis également la description des caractéristiques dynamiques des meddies. Cependant, quelques modèles numériques et expériences ont permis de simuler les comportements observés et d'apporter quelques détails sur leur dynamique (*Hedstrom and Armi, 1988; Bormans, 1992*). Ces modèles confirment le rôle important de la topographie *Serra et al. (2002, 2005)* : les caps (*Sadoux et al., 2000*), et les canyons (*Chérubin et al., 1996*). Cependant si un courant intermédiaire est puissant, il peut également produire des tourbillons sans irrégularités topographiques (*Jungclauss, 1999*).

Analyse des données historiques

Sommaire

3.1	Analyse des données sismiques	85
3.1.1	Les données SISMAR	85
3.1.2	Les données TGS-NOPEC	88
3.1.3	Discussion	90
3.2	Analyse des données océanographiques	91
3.2.1	Les données disponibles	91
3.2.2	Les petites radiales SEMANE	99
3.2.3	Article Legacy	102
3.3	Les réponses	128
3.4	Perspectives	130

3.1 Analyse des données sismiques

Les profils sismiques des campagnes SISMAR et TGS-NOPEC ont été traités sur la colonne d'eau selon les méthodes présentées dans le chapitre 2 pour aborder les questions suivantes :

- **Quels structures et processus océanographiques pouvons-nous imager avec la sismique marine ?**
- **La résolution spatiale est-elle meilleure qu'avec les données océanographiques ?**
- **Quel est l'apport de l'étude des données historiques pour l'océanographie physique ?**

3.1.1 Les données SISMAR

Nous avons fait le choix de nous limiter au traitement de trois profils sismiques de la campagne SISMAR. Ces profils sont localisés dans la partie Ouest du Golfe de

Cadix. Deux profils sont proches de la marge Ibérique (profil 21 et 24). Le troisième traverse le Golfe de Cadix (profil 23) (*Figure 3.1*).

Le profil 21, localisé le plus à l'Ouest : $35^{\circ}16'W$, $8^{\circ}54'W$; $36^{\circ}23'N$, $9^{\circ}38'W$ devrait permettre d'observer le panache de MW. N'étant pas très éloigné du Cap Saint Vincent, des tourbillons sont susceptibles d'être présents dans cette partie du Golfe.

Le profil 24, plus à l'Est : $36^{\circ}22'N$, $8^{\circ}55'W$; $35^{\circ}22'N$; $8^{\circ}12'W$ est proche du Canyon de Portimão. Les radiales océanographiques à $8^{\circ}20'W$ nous ont montré que l'on pouvait imaginer le panache de MW mais aussi des tourbillons dans cette zone. Dans tous les cas, l'extension de la MW devra être imagée.

Le profil 23 est le plus long (242 km) et se situe géographiquement entre le profil 21 et 24 : $34^{\circ}16'N$, $7^{\circ}51'W$; $36^{\circ}14'N$, $8^{\circ}57'W$. C'est le seul profil de la campagne SISMAR que l'on pourra comparer avec les données océanographiques SEMANE.

3.1.1.1 Le profil SISMAR 21 (*Figure 3.1-B*)

Ce profil présente de 40 à 131 km de distance, des réflecteurs forts entre 500 et 1500 m de profondeur. Puis, une zone transparente entre 30 et 40 km de distance précède la présence de réflecteurs discontinus et de faible amplitude, entre 1300 et 1600 m de profondeur. Sur la marge Portugaise (entre 40 et 131 km), à 1500 m de profondeur, les réflecteurs sont discontinus de faible amplitude. La zone réflective se termine en biseau dans la partie superficielle (vers 700 m de profondeur).

3.1.1.2 Le profil SISMAR 24 (*Figure 3.1-C*)

Il est localisé entre la marge Portugaise, proche du Cap St Vincent (NNW) et le milieu du golfe au-dessus du prisme d'accrétion (noté AW) à 2500 m de profondeur (SSE). Sur toute la distance du profil, des réflecteurs discontinus sont visibles entre 750 et 1750 m de profondeur. Ils ont une forte amplitude à la base et au sommet de la couche. Au-dessus du prisme d'accrétion, quelques réflecteurs montrent un pendage représentant un lobe ou un corps isolé. L'épaisse couche de réflecteurs semble représenter du mélange entre deux masses d'eau.

3.1.1.3 Le profil SISMAR 23 (*Figure 3.1-D*)

Les réflexions dans ce profil sont discontinues et de faible amplitude. Une bande de haute réflectivité est cependant observée dans une zone entre 80 et 110 km de distance, comprise entre 1000 et 1600 m de profondeur.

De 150 à 210 km, nous distinguons une unité comprenant des réflecteurs (entre 1000 et 1100 m de profondeur), une zone transparente (entre 1100 et 1400 m) puis de nouveaux des réflecteurs (de 1400 et 1600 m de profondeur).

Proche de la marge Marocaine (région SSE), au sommet de la masse d'eau (1000 m de profondeur), les réflecteurs sont discontinus. Séparés par une unité transparente à 1200 m, d'autres réflecteurs forts et continus se trouvent à 1500 m de profondeur. Nous pouvons également voir les mêmes réflexions au-dessus du

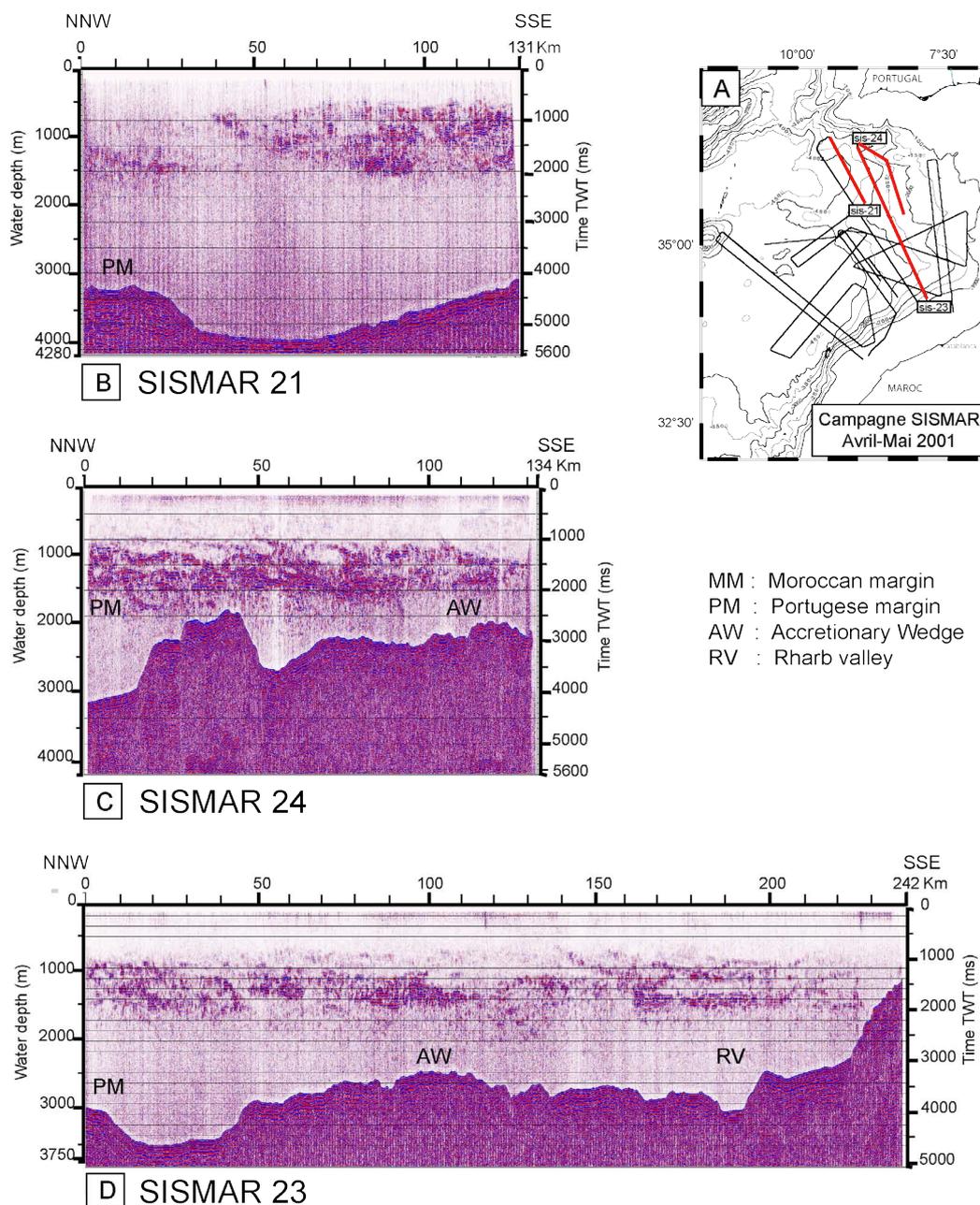


FIGURE 3.1 – Profils sismiques de la campagne SISMAR. **A** : Localisation des profils sismiques SISMAR. **B** : Stack du profil sismique SISMAR 21. **C** : Stack du profil sismique SISMAR 24. **D** : Stack du profil sismique SISMAR 23. Les profondeurs sont converties en mètres à partir d'une vitesse de propagation du son dans l'eau de mer de 1500 m.s^{-1} . L'addition des traces 2 à 2 a été faite avant d'appliquer le filtre médian et avant le stack. Les profils sont présentés individuellement en *Annexe D*.

prisme d'accrétion. Puis, proche de la marge Portugaise, entre 1000 et 2000 m de profondeur, les réflecteurs sont discontinus avec une faible amplitude.

Dans ce panache de MW, des zones réfléchives sont intercalées avec quelques unités transparentes constituant parfois des formes lenticulaires entre 150 et 210 km de distance puis entre 10 et 50 km de distance. Ces deux formes d'aspects lenticulaires se situent entre 1000 et 1500 m et entre 1100 et 1600 m de profondeur, respectivement.

3.1.1.4 Discussion

Les stacks des trois profils sismiques montrent des réflecteurs acoustiques entre 700 et 1500 m de profondeur (*Figure 3.1-B, C, D*) qui correspondent au panache de MW. Ces réflecteurs sont discontinus et de faible amplitude au sommet, de plus forte amplitude à la base, avec des zones transparentes entre-eux.

Une zone réfléchive est faiblement visible en surface (200 m de profondeur) sur les profils 23 et 24, qui correspond à la thermocline. En effet celle-ci est caractérisée par des contrastes thermohalins importants (variation de la température et de la salinité liée aux changements saisonniers).

Des formes lenticulaires, correspondant probablement à des tourbillons, sont visibles dans le panache de MW sur les profils 23 et 24. Les zones de réflecteurs discontinus (profil 24) au-dessus du panache de MW semblent correspondre à de la turbulence à l'interface NACW/MW.

3.1.2 Les données TGS-NOPEC

Les deux profils sismiques de la campagne TGS-NOPEC (Avril 2000) ont été choisis par les partenaires du projet GO dans le but de préparer la campagne GO. Ils se situent dans la zone privilégiée du Canyon de Portimão et sur la côte Ibérique où circule la veine principale de MW. En raison de leur proximité au Canyon qui est un des lieux de formation de Meddies, nous espérons y imager ces structures. Les deux profils sont perpendiculaires et coupent la masse d'eau méditerranéenne en deux directions : ENE-WSW pour le profil PD00-707B et NNW-SSE pour le profil PD00-808 (*Figure 3.2*). Le but est d'imager la circulation de la MW le long de la côte Ibérique.

3.1.2.1 Le profil PD00-707B (*Figure 3.2-B*)

Sur ce profil, orienté presque parallèle à la côte Sud-Ouest Ibérique, deux principales régions ont été identifiées, une sur la plateforme continentale et l'autre sur la pente.

Les réflecteurs que nous observons sont visibles seulement sur la pente où, de plus, la réflectivité est forte. Proche de la surface, les réflecteurs sont discontinus avec une amplitude moyenne. Entre 750 et 1700 m de profondeur, nous pouvons voir deux importants corps (X entre 70 et 90 km et Y entre 90 et 110 km de distance). Les réflexions aux limites des corps sont fortes et continues. Le corps Y est détaché de la

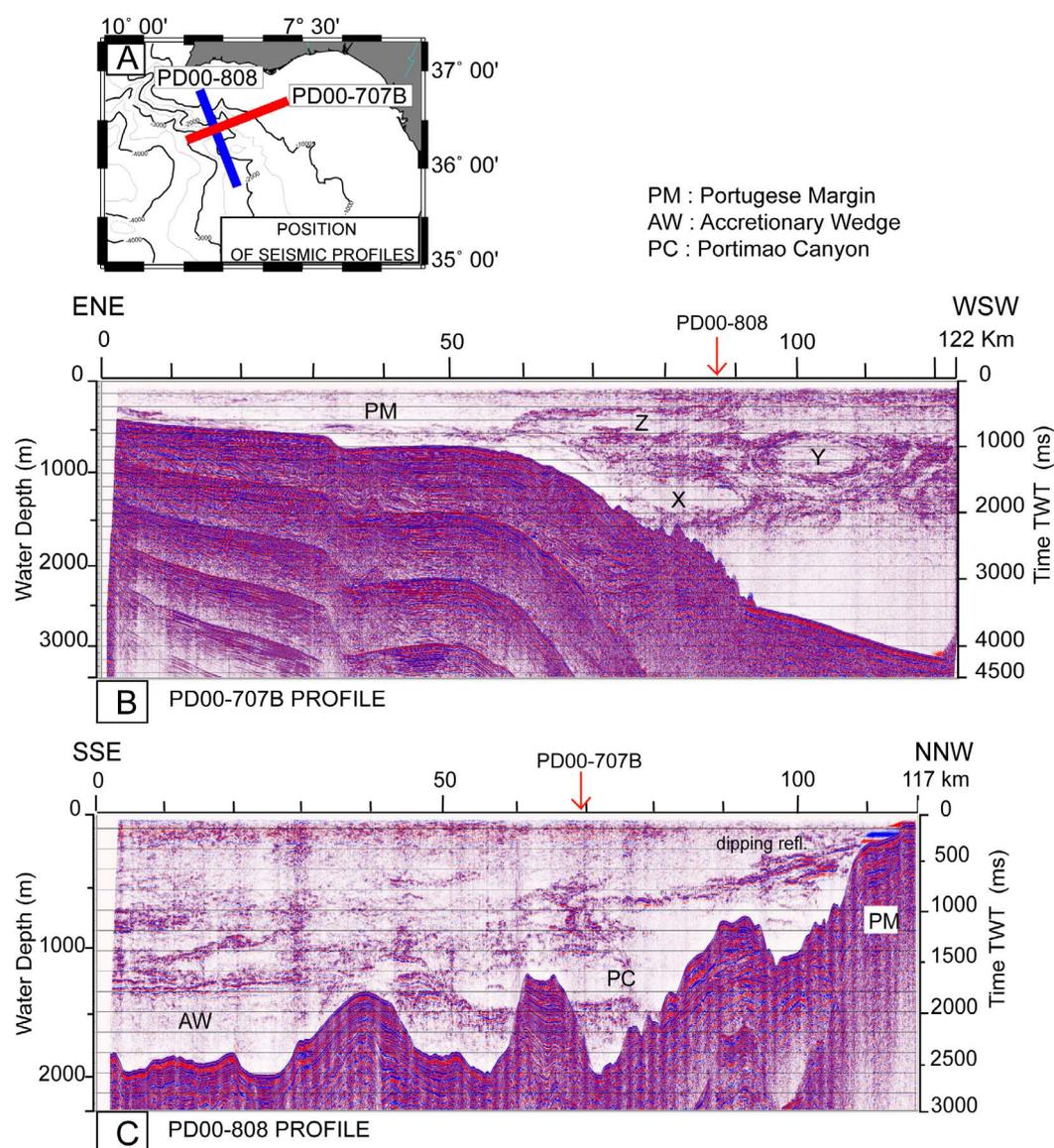


FIGURE 3.2 – Profils sismiques de la campagne TGS-NOPEC - Avril 2000. **A** : Localisation des 2 profils sismiques de la campagne industrielle TGS-NOPEC. **B** : Stack du profil sismique PD00-707B. **C** : Stack du profil sismique PD00-808. Les profils sont présentés individuellement en *Annexe D*.

marge tandis que le corps X semble toujours attaché à une zone d'eau transparente sur la pente qui pourrait représenter la veine d'eau principale de la MW (entre 60 et 70 km). Les corps sont bien distinguables en raison de la résolution des réflecteurs aussi bien horizontalement que verticalement. X semble être la veine inférieure de MW avec une extension vers le large et Y serait un fragment isolé de MW. Il semble aussi y avoir un corps de MW isolé (Z) à 300 m de profondeur au-dessus de X. Son origine est inexplicée car il est difficile de le relier à la veine côtière très distante. De plus il est très peu profond (300 m) pour être lié à de l'eau méditerranéenne. Il pourrait être une structure à sous-moyenne échelle.

3.1.2.2 Le profil PD00-808 (*Figure 3.2-C*)

Ce profil, localisé presque perpendiculairement à la pente, est caractérisé par des réflecteurs de faible amplitude, et plutôt discontinus, et une zone particulière au niveau du Canyon de Portimão.

Sur la pente de la marge, à 750 m de profondeur, la zone particulière est caractérisée par des réflecteurs inclinés et continus avec une forte amplitude. Entre le Canyon de Portimão et le prisme d'accrétion, de 1000 à 2000 m de profondeur, la réflectivité est de faible amplitude. A la base de la masse d'eau (2000 m) les réflecteurs sont plus forts qu'au sommet.

Au niveau du Canyon, et des vallées, les réflexions sont visibles sous 2000 m de profondeur. Ces profondes réflexions et leurs discontinuités peuvent être la conséquence des processus de mélanges d'eau actifs dans cette zone particulière de la marge.

3.1.2.3 Discussion

Les profils industriels montrent des structures à moyenne et sous-moyenne échelle : écoulement de la veine principale de MW, fragment détaché de MW. Le relief rugueux et accentué du plancher océanique contribue à la perturbation du flux.

3.1.3 Discussion

Les données SISMAR permettent de distinguer l'extension du panache de MW dans le Golfe de Cadix et des fragments détachés qui ne sont pas caractérisables sans l'aide de données hydrologiques associées. Les réflecteurs ont une forte amplitude au-dessous du panache et une plus faible amplitude au-dessus. Ils sont compris entre 700 et 1500 m de profondeur. Une très faible réflectivité est observable dans la couche de surface. Ces derniers réflecteurs sont principalement discontinus.

Les données TGS-NOPEC nous donnent une vision nette des structures et des processus actifs sur la pente continentale au niveau du Canyon de Portimão. L'amplitude de réflectivité est forte au-dessus et en-dessous des structures lenticulaires et les réflecteurs sont continus. Les limites des corps sont marquées par une réflectivité forte et des réflecteurs pentés. Les réflecteurs sont discontinus et d'une amplitude moyenne hors de la présence des structures.

Il faut donc retenir les caractéristiques suivantes, de cette analyse :

- Panache de MW visible entre 700 et 1500 m de profondeur
- Structures méso-échelle bien distinguables
- Forte amplitude en-dessous et faible au-dessus de la MW pour les données SISMAR. équivalente pour les données TGS-NOPEC

3.2 Analyse des données océanographiques

- Est-il possible d'utiliser les données d'hydrologie pour obtenir un signal sismique synthétique ?
- Quels structures et processus sont visibles avec les données XBT, XCTD et CTD ?
- Qu'apportent en plus les données d'hydrologie sur notre connaissance des processus agissant dans le Golfe de Cadix ?

3.2.1 Les données disponibles

Lors des campagnes SEMANE, des données hydrologiques ont été acquises par des sondes XBT, des sondes XCTD et des sondes CTD. La résolution verticale des CTD avant traitement est de 4 cm (vitesse de la sonde : 1 m.s^{-1} , et la fréquence d'échantillonnage est de 24 Hz) après interpolation sur les profondeurs, elle est de 0,7 m. Des données L-ADCP ont été acquises lors des campagnes SEMANE 1999 et 2000. La résolution sur la vitesse est d'environ $2,5 \text{ cm.s}^{-1}$ pour un profil d'une profondeur de 2500 m. Les sections de température et de salinité présentées par la suite, ont été effectuées par le logiciel Generic Mapping Tool (GMT) (*Wessel and Smith, 1991*). Les programmes de traitement des données, les profils et autres sections ont été effectués à l'aide du logiciel Matlab.

3.2.1.1 La température

Les données SEMANE donnent une température moyenne de la MW d'environ $11 \text{ }^\circ\text{C}$. Le profil de la *Figure 3.3* laisse découvrir des structures en marches d'escalier vers 1500 m de profondeur.

Les sections SEMANE choisies permettent de voir les structures et les masses d'eaux :

- Radiale $8^\circ 20' \text{W}$ de 37°N à 34°N . Cette radiale est transverse au Golfe de Cadix. Elle permet de visualiser la veine principale de la MW le long de la côte Ibérique et de voir le panache de MW dans le Golfe de Cadix. En

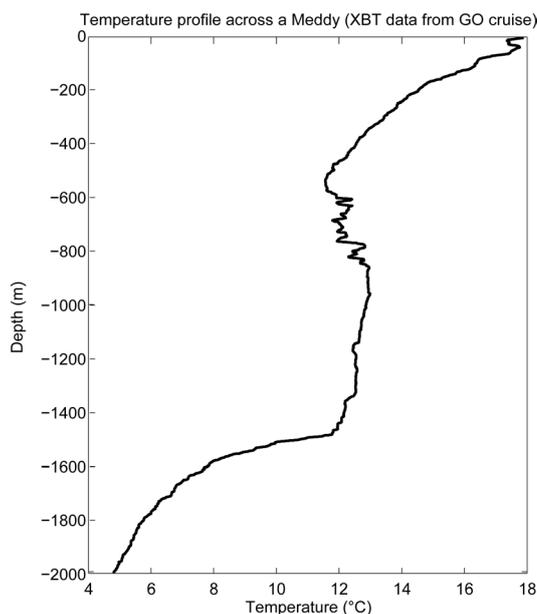


FIGURE 3.3 – Profil de température d'une XBT à travers un Meddy.

recoupant le Golfe de façon transverse donne une plus grande opportunité de traverser des structures méso-échelle : Meddies ou cyclones.

- Petites radiales le long de la côte Ibérique ($8^{\circ}40'W$; $8^{\circ}20'W$; $8^{\circ}32'W$; $8^{\circ}44'W$). Ces radiales sont intéressantes en terme d'évolution de la veine principale de la MW et des MUC. Elles se trouvent en amont, dans et en aval du Canyon de Portimão.

Les données des différentes campagnes SEMANE sont réparties sur plusieurs années consécutives (de 1995 à 2002) qui vont nous permettre de distinguer des variations annuelles et saisonnières (en Mars, Juillet, Septembre et Novembre 2000).

Ces coupes hydrologiques (*Figure 3.4*) réalisées pour le profil $8^{\circ}20'W$ de Juillet 1999, Juillet 2000, Novembre-Décembre 2000, Juillet 2001 et Juillet 2002, montrent clairement la MW entre 700 et 1500 m de profondeur, avec une température entre $11^{\circ}C$ (Novembre-Décembre 2000 et Juillet 2002) et $13^{\circ}C$ (Juillet 1999 et Juillet 2001). La veine principale de MW est identifiable le long de la côte Ibérique ($36^{\circ}50'N$), avec une température bien marquée de $13^{\circ}C$. La section de Juillet 1999, montre au large, deux corps isolés, qui forment des lentilles avec également des valeurs plus marquées ($13^{\circ}C$). Il s'agit du Meddy Isabelle et du cyclone associé décrit dans *Carton et al.* (2002).

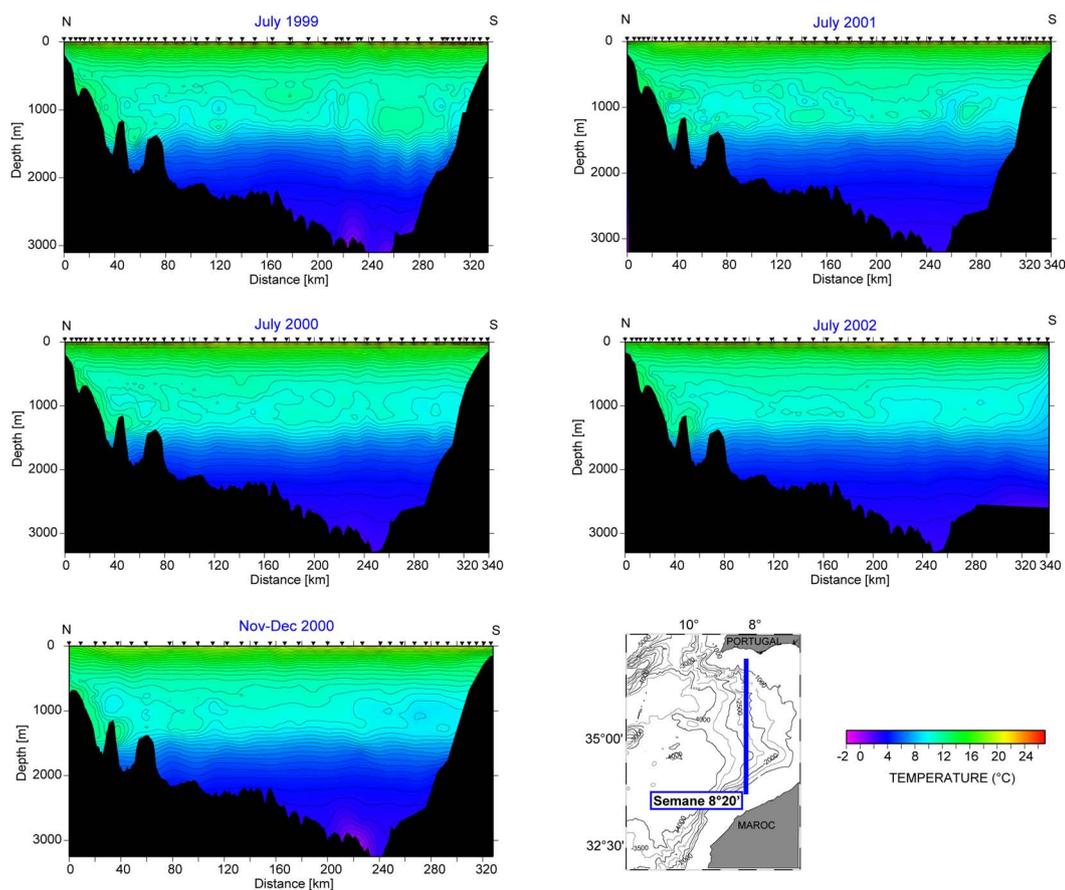


FIGURE 3.4 – Sections de température à travers le Golfe de Cadix entre Juillet 1999 et Juillet 2002 (campagnes SEMANE). Les lignes iso-contours sont données tous les $0,5^{\circ}\text{C}$. Les sections sont présentées individuellement en *Annexe D*.

3.2.1.2 La salinité

Les données SEMANE donnent une salinité moyenne de la MW d'environ 36,5. Le profil de la **Figure 3.5** laisse découvrir des structures en marches d'escalier vers le 1500 m de profondeur. Le sommet de la MW se situe entre 600 et 800 m de profondeur. La salinité augmente progressivement de 35,7 pour atteindre une salinité de 36,6 à l'intérieur d'un Meddy.

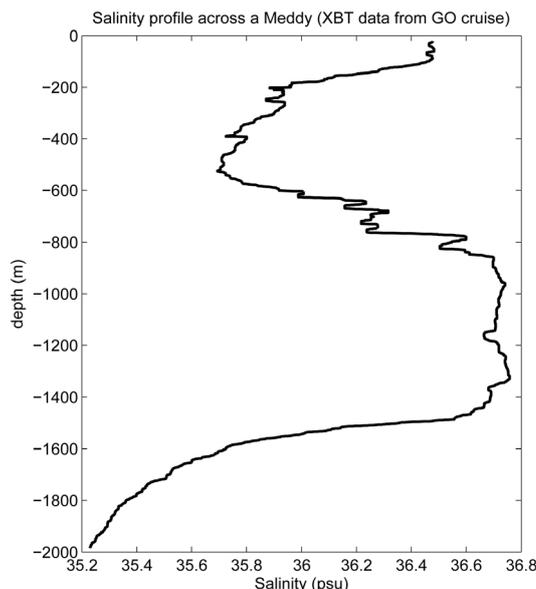


FIGURE 3.5 – Profil de salinité d'un CTD à travers un Meddy

La salinité montre des contrastes plus importants que la température. Les sections permettent de visualiser plus distinctement les masses d'eaux.

Les sections de salinité (**Figure 3.6**) ont été effectuées pour les campagnes SEMANE de Juillet 1999, Juillet 2000, Juillet 2001 et Juillet 2002. Le panache de MW se distingue entre 800 et 1600 m de profondeur avec des salinités comprises entre 36 (Juillet 2000 et 2002) et 36,4 (Juillet 1999 et Juillet 2001). La veine principale de MW avec des salinités de 36,6 le long de la côte ibérique est bien visible. Les données de 1999 montrent clairement les deux corps isolés interprétés par *Carton et al.* (2002) comme le Meddy Isabelle et le cyclone associé.

Les sections de salinité nous offrent la possibilité de voir l'extension de la veine de MW qui varie au cours des campagnes. En Juillet 2001, un filament de MW se détache et s'étend dans le Golfe de Cadix.

3.2.1.3 Les diagrammes θ -S

Les diagrammes θ /S des campagnes SEMANE permettent de caractériser les masses d'eau. Le diagramme (**Figure 3.7**) a été obtenu à partir d'une mesure CTD à travers un Meddy (36°21'N; -9°32'W). Nous pouvons y noter la présence de la NACW, la NADW et la présence de la MW.

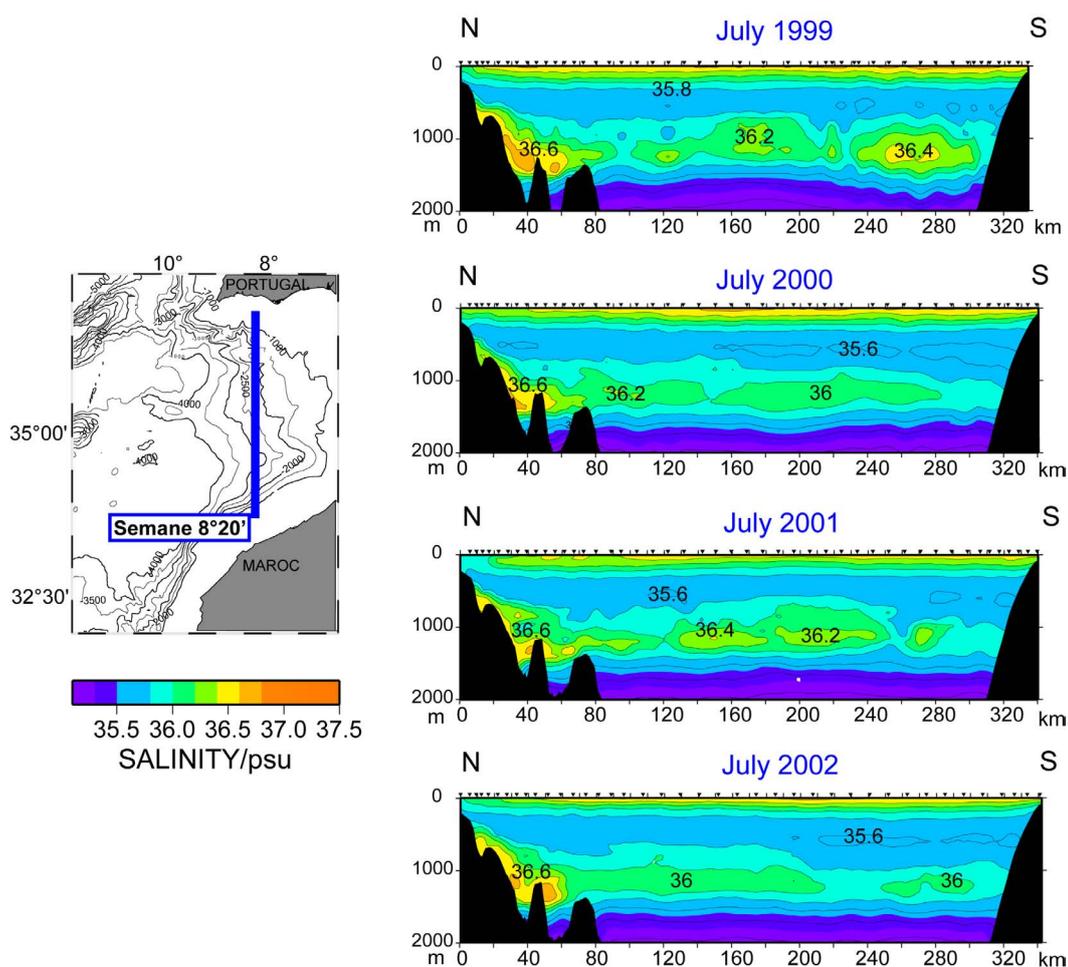


FIGURE 3.6 – Sections de salinité à travers le Golfe de Cadix ($8^{\circ}20'W$) obtenues par notre étude entre Juillet 1999 et Juillet 2002 (campagnes SEMANE). Les lignes d'isocontour sont données tous les 0,2. Les sections sont présentées individuellement en *Annexe D*.

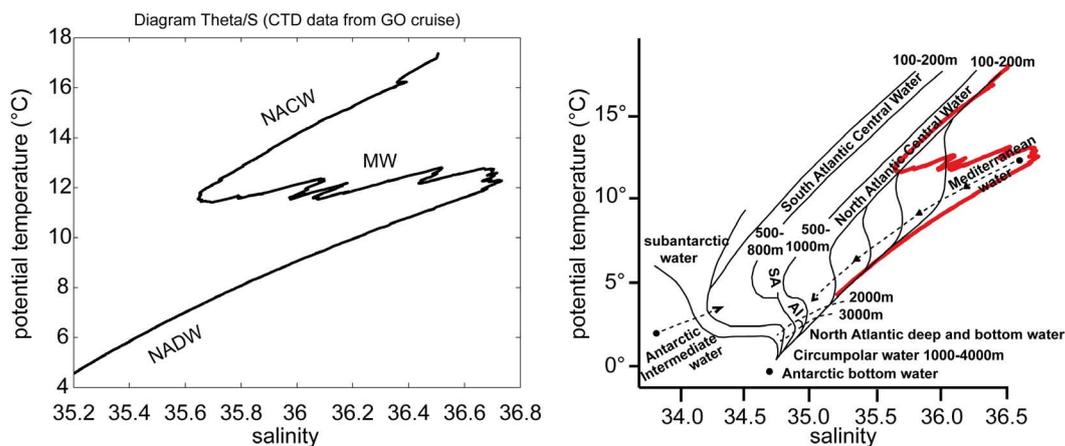


FIGURE 3.7 – Diagramme θ/S de la donnée CTD à travers un Meddy (campagne GO) comparé à un diagramme θ/S générique.

3.2.1.4 Les vitesses du courant : les vitesses L-ADCP

Il est possible de mesurer les vitesses des masses d'eau avec un courantomètre acoustique doppler. Ces données de vitesses sont disponibles pour certaines campagnes SEMANE (Juillet 1999 et 2000, (*Figures 3.8 et 3.9*)). Les vecteurs vitesses sont présentés sur la *Figure 3.10*.

La composante U est Est-Ouest et la composante V est Nord-Sud (*Figure 3.9*). Dans notre cas, la composante U donne les courants perpendiculairement à notre radiale.

Nous présentons les courants sur cette radiale entre 200 et 1200 m de profondeur (*Figure 3.10*). Les vecteurs situés entre 800 et 1200 m nous donnent le sens de rotation des tourbillons de MW : anticyclonique et cyclonique (*Figure 3.11*) et la vitesse des veines de MW : 40 cm.s^{-1} et 20 cm.s^{-1} .

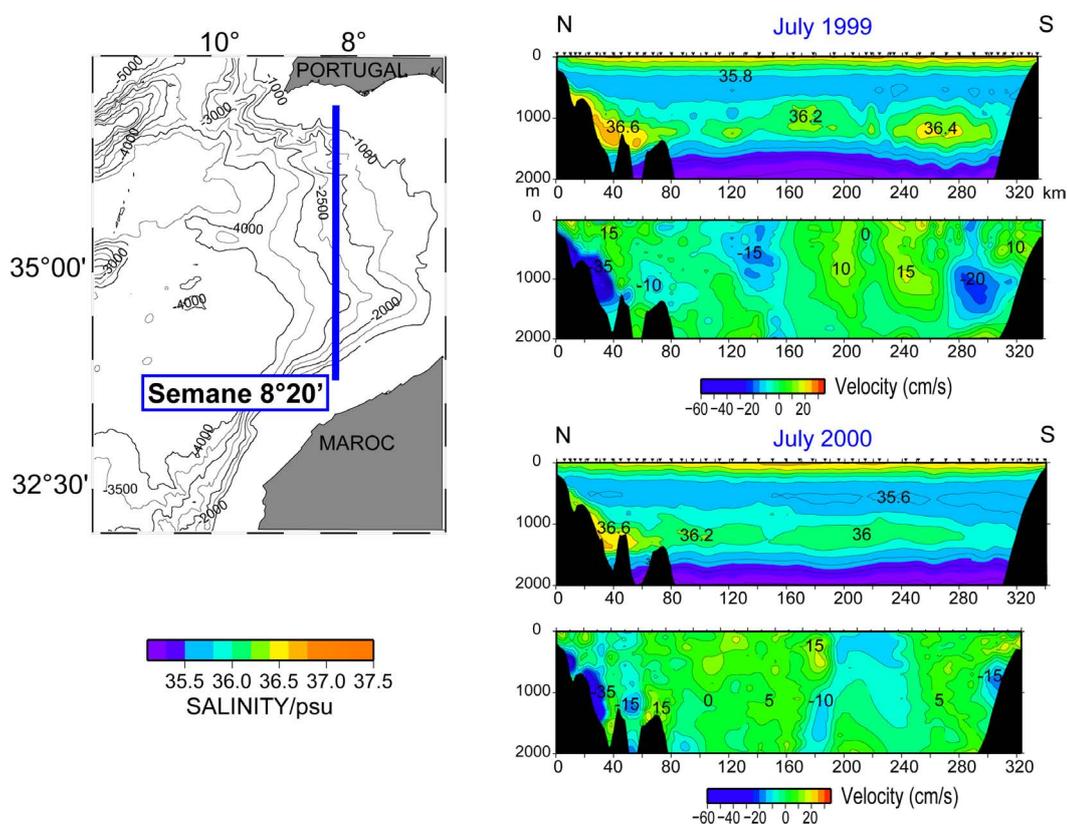


FIGURE 3.8 – Section de salinité et de vitesses L-ADCP des campagnes SEMANE 1999 et 2000.

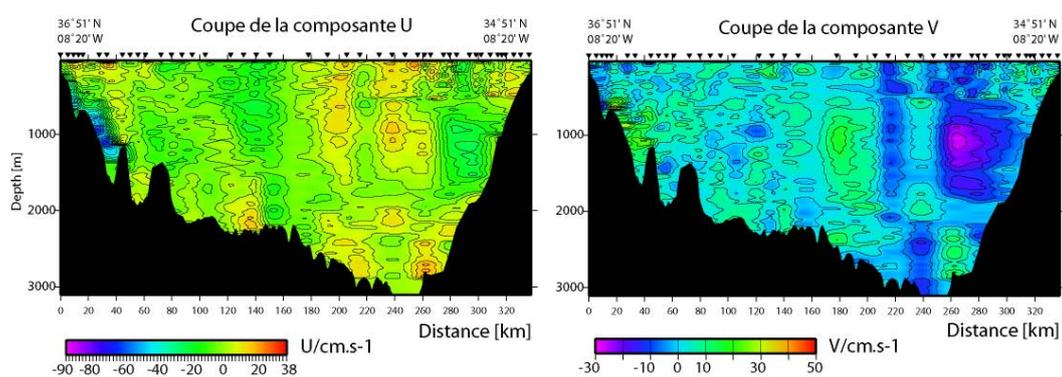


FIGURE 3.9 – Sections des vitesses L-ADCP de SEMANE 1999. Gauche : Composante U (Est-Ouest). Droite : Composante V (Nord-Sud).

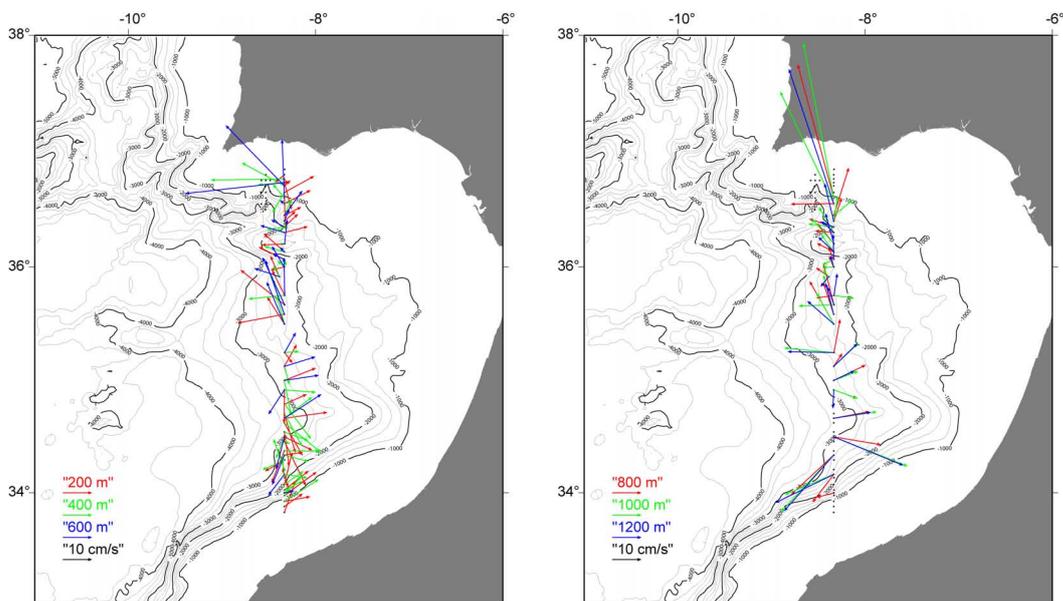


FIGURE 3.10 – Vecteurs vitesses calculés à partir des vitesses L-ADCP pour la section 8°20'W de SEMANE 1999. Gauche : Vecteurs calculés à 200 m de profondeur (rouge), à 400 m (vert) et à 600 m (bleu). Droite : Vecteurs calculés à 800 m (rouge), à 1000 m (vert) et à 1200 m de profondeur (bleu).

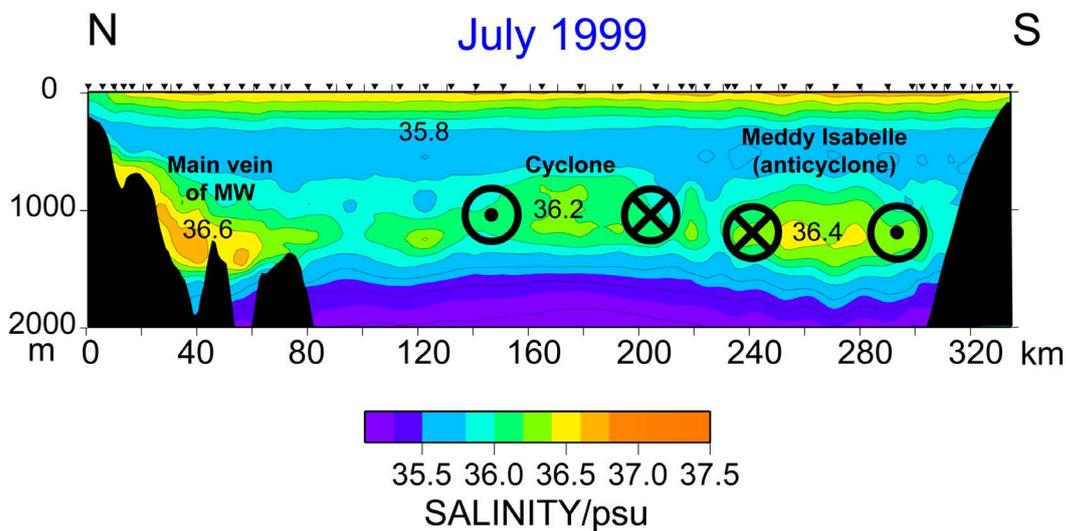


FIGURE 3.11 – Section de salinité avec le sens de rotation des tourbillons de la section SEMANE 1999. Le cercle avec un point donne une direction du courant de l'Est vers l'Ouest. Le cercle avec la croix montre une direction du courant de l'Ouest vers l'Est.

Nous avons calculé des vitesses géostrophiques, mais nous avons rencontré un problème de niveau de référence unique sur la longueur de la section ; 300 m semblant meilleur sur les talus et 2000 m au milieu de la radiale). La comparaison des vitesses géostrophiques et des vitesses L-ADCP (lorsque ces derniers étaient disponibles) n'a pas donné de bons résultats quantitativement, même si l'on retrouvait qualitativement des structures tourbillonnaires, ou les veines de MW observées.

3.2.2 Les petites radiales SEMANE

L'étude des sections océanographiques des différentes campagnes nous a également permis d'identifier des variations des structures de MW. Nous avons étudié les variations spatio-temporelles sur plusieurs années consécutives (de juillet 1999 à Juillet 2002) (*Figure 3.12*) et celles sur une année (*Figure 3.13*). La salinité de la masse d'eau Méditerranéenne est comprise entre 35,8 et 37,0 et celle de la Veine d'Eau Méditerranéenne, plus concentrée car moins mélangée, a des salinités comprises entre 36,3 et 37,0.

En tenant compte de ces intervalles, nous remarquons, que sur la *Figure 3.12*, la veine d'eau ne se localise pas exactement au même endroit d'une section sur l'autre. Nous notons qu'en juillet 1999 et 2000, sur la section à 8°20'W (à l'Est du Canyon de Portimão), la veine d'eau se situe entre 1000 et 1500 m de profondeur et s'étale légèrement vers le Sud au-delà du haut fond. En juillet 2001, la situation a changé. La MW présente un filament vers 900 m de profondeur. En juillet 2002, on retrouve une situation similaire à juillet 1999 et 2000.

Notons également, que ces coupes permettent de distinguer les MUC. Les sections à 8°20'W, montrent au delà du haut-fond, une branche de la veine inférieure de MW. Dans la section de juillet 2001, cette veine forme un filament à 1500 m.

La section 8°32'W de juillet 1999 montre une salinité plus forte que sur la section de juillet 2001.

La *Figure 3.13* montre la forte variabilité des MUC en 3 positions (à l'Est (8°20'W), dans (8°32'W), et à l'Ouest (8°44'W, 9°00'W) du canyon de Portimão). Ces fortes variations ont également été observées par *Ambar et al. (2008)*.

A l'Est du canyon, le courant semble étalé sur une quarantaine de km sans que cela ne soit corrélé avec son étalement dans le canyon. L'étalement dans le canyon semble plus important lorsque le courant amont est plus intense au large (40 km) et en profondeur (1500 m) (coupes 8°20'W et 8°32'W de Juillet et Novembre-Décembre 2000). Cet étalement serait du à l'effondrement de l'eau dans le canyon impliquant par la suite une recirculation cyclonique. En Novembre-Décembre 2000, nous voyons une inflexion cyclonique des isohalines vers les km 20-40 dans le canyon pouvant indiquer la présence de la circulation cyclonique. *Ambar et al. (2002)* mettent en évidence par leur étude de la MW au niveau du Canyon de Portimão que les valeurs de salinité sont en générales plus importantes durant l'hiver. Cette saisonnalité est détectée également dans les températures *Ambar et al. (1999)*.

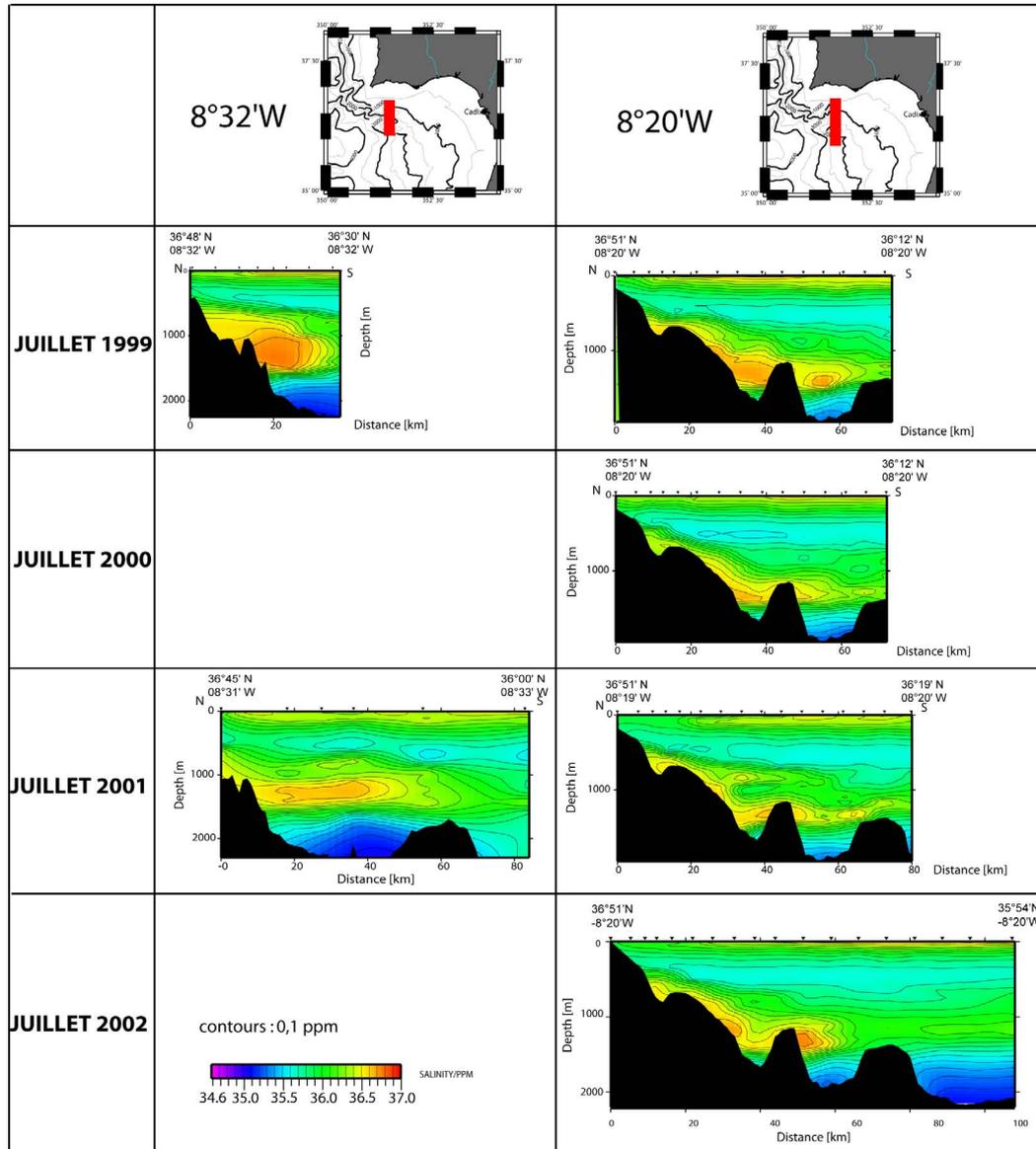


FIGURE 3.12 – Sections de salinité montrant les variations spatio-temporelles de la principale veine d'Eau Méditerranéenne (entre Juillet 1999 et Juillet 2002).

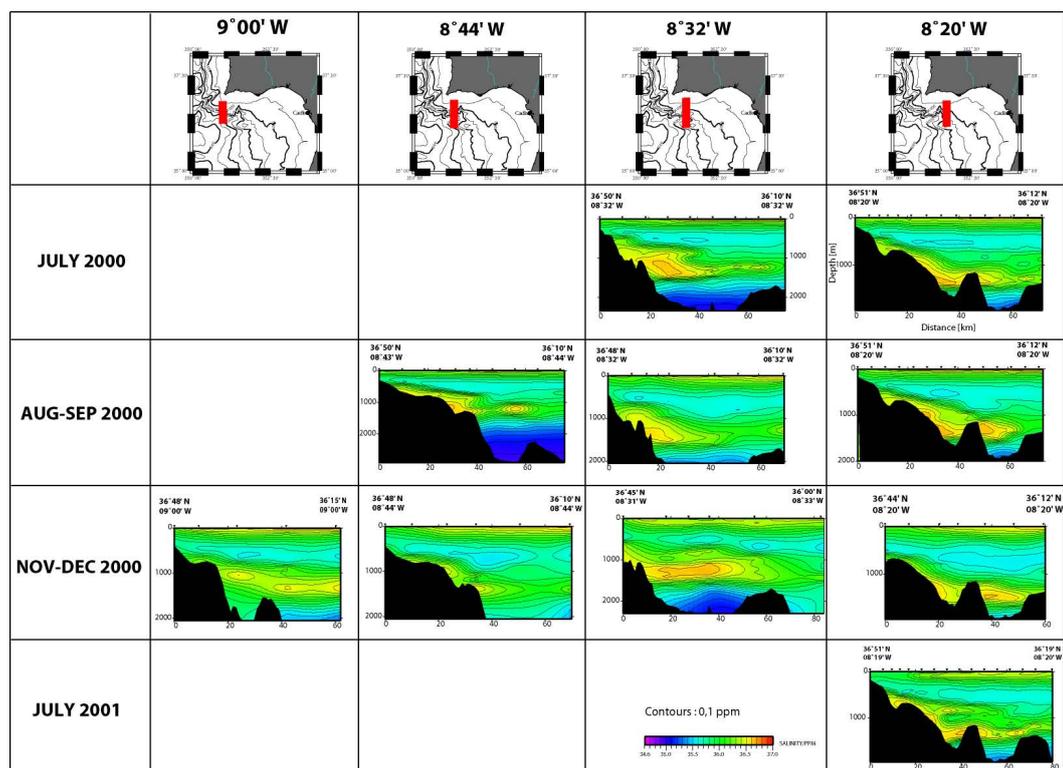


FIGURE 3.13 – Sections de salinité montrant les variations spatio-temporelles des veines d’Eau Méditerranéenne sur une année (de Juillet 2000 à Juillet 2001).

3.2.3 Article Legacy

Il s'agit d'un article en préparation qui sera soumis dans la revue électronique : *Ocean Science* <http://www.ocean-science.net>.

Cet article a pour but de montrer et de décrire les structures et la variabilité temporelle de l'Eau Méditerranéenne en terme d'hydrologie et de sismique marine en traitant les données des campagnes SEMANE.

Nous étudierons la variabilité de l'Eau Méditerranéenne dans le Golfe de Cadix à l'aide des radiales 8°20'W des années 1999, 2000, 2001 et 2002.

Les deux jeux de données sont comparés à l'aide de la donnée de réflectivité qui est calculée pour les données hydrologiques. Une réflectivité synthétique est ainsi trouvée et peut-être comparée avec les données sismiques. Les données sont ensuite étudiées à l'aide de l'analyse en ondelettes. Les données sismiques nous permettent de découvrir les mêmes structures que l'on peut distinguer à l'aide des sections hydrologiques. Cependant, nos données n'étant pas co-localisés ni acquises simultanément ne nous permettent pas de décrire précisément les structures détectées dans les données sismiques.

Un point suivant consistera à étudier les structures méso-échelle et sous-méso-échelle dans le but de les caractériser en terme de longueur d'onde et de profondeur.

Structure and temporal variability of Mediterranean Water in hydrological and marine seismic data south of Portimão Canyon (Gulf of Cadiz), from 1999 to 2002

E. Quentel¹, X. Carton² and M.A. Gutscher¹

[1] {Laboratoire Domaines Océaniques, IUEM, Technopole Brest Iroise, 29280 Plouzané, France}

[2] {Laboratoire de Physique des Océans, UBO, 29200 Brest, France}

Abstract

Hydrological and marine seismic data, collected in the Gulf of Cadiz (respectively in July 1999 to 2002, and in April 2000 and 2001) are analysed to reveal the various structures of Mediterranean Water (MW). Both hydrological and seismic data reveal the MW undercurrents on the Iberian slope, and detached MW eddies (meddies and a cyclone) and smaller fragments of MW (filaments and small eddies). Seismic reflectivity and synthetic reflectivity computed from hydrology, indicate that strong acoustic reflectors, associated with 8-64 m thick homogeneous water layers, are found above and below meddies and filaments, around the MW undercurrents, but mostly below cyclones and submesoscale eddies. Reflectors are also observed in the near surface layers where thermohaline contrasts are much pronounced. The successful use of seismic data to locate submesoscale MW structures, superior to that of hydrology, is related to the improved horizontal resolution.

1 Introduction

Mediterranean Water (hereafter MW), which flows out of the Straits of Gibraltar (near 6°W) at 150-300 m depths, cascades down the continental slope east of

the Gulf of Cadiz, and mixes with surrounding waters (*Ambar and Howe, 1979a*). These surrounding waters have temperatures decreasing with depth, so that the uppermost MW remains warmer than the lower part of the outflow. This inhomogeneous mixing, as well as the influence of transverse canyons on the continental slope, separate the MW outflow into three density-adjusted undercurrents of MW upstream of 8°W : the shallow one at 400-600 m depth, the upper one at 800 m and the lower one at 1200 m (*Madelain, 1970; Ambar and Howe, 1979b; Serra et al., 2005*). Heading westward along the Iberian continental slope, the upper and lower undercurrents encounter the Portimão Canyon which destabilizes them, producing meanders, filaments and eddies (*Chérubin et al., 1997; Serra and Ambar, 2002; Serra et al., 2005*). At this location, two undercurrents with respective temperature and salinity maxima of 13.5 °C and 36.4 and 12.5 °C and 36.6 have regularly been observed at 800 and 1200 m depths. In this region, a deep core (at depths of 1300-1600 m) has also been observed (*Ambar et al., 2008*). Farther downstream, the upper and lower MW undercurrents veer around Cape Saint Vincent, again producing eddies (with slightly weaker thermohaline characteristics; (*Serra et al., 2002*)). MW undercurrents then flow northward and can still be clearly identified northwest of the Iberian Peninsula.

The present study concentrates on the hydrological and dynamical properties of Mediterranean water south of Portimão Canyon as measured during several cruises of the SEMANE program (**S**uivi des **E**aux **M**éditerranéennes en **A**tlantique **N**ord-**E**st - Following the Mediterranean Waters in the Northeastern Atlantic Ocean), and

on the signature of this water mass in seismic reflection data of the SISMAR (Etude **SIS**mique de la marge **MAR**ocaine) and TGS-NOPEC surveys. This study aims at characterizing the MW south of Portimão canyon, observed during the SEMANE, SISMAR and TGS-NOPEC cruises, at identifying their origin and at presenting the hydrological characteristics associated with the strong reflectors observed in the seismic data (*Holbrook et al., 2003; Nandi et al., 2004*).

2 Data acquisition and processing

The SEMANE program was carried out mostly by the French Navy Oceanographic and Hydrographic Service (SHOM) and by the French Institute for Sea Research (IFREMER) from 1995 until 2002. Their objectives were to map MW undercurrents and eddies south of Portugal, and to track these eddies with drifters. A CTD section was performed yearly from 1999 until 2002 (in July) along $8^{\circ}20'W$, and lowered acoustic Doppler current profiling (L-ADCP) was performed on the 1999 and 2000 sections. The 2000 and 2001 sections were supplemented with casts of XBTs and XCTDs (expendable, temperature, or temperature and salinity, probes). The horizontal distance between stations along the section was about 5 nautical miles (NM) on the continental slopes and 10 NM in the deeper region. The vertical resolution is better than 1m. The accuracy of the CTD data is ± 0.002 °C for temperature and ± 0.005 in salinity. The vertical resolution of CTD data before processing is 4 cm (velocity of the probes : 1 m.s^{-1} , and the frequency of the sampling is 24 Hz), and 0.7 m after processing. For the L-ADCP, the signal

was averaged over 8 m bins and the accuracy on velocity is about 2.5 cm.s^{-1} for a 2500 m depth profile. The accuracy of XBT and XCTD probes is ± 0.01 °C and ± 0.03 in salinity.

The multi-channel seismic (MCS) profile was acquired during the SISMAR cruise, by R/ V Nadir in April 2001. The aim of this cruise was to image the deep structures of the Iberian and Morocco margins with a 360 channel, 4.5 km long streamer and a 4805 cu in tuned airgun array. Shot spacing ranged from 75 m (for purely MCS profiles) to 150 m (for joint OBS and MCS profiles). This provided 30- and 15-fold CDP coverage, respectively. Thus, CDP spacing was 6.25 m for the MCS only profiles and 12.5 m for the joint profiles. The sampling rate was 4 ms in all cases. The frequency of the sound sources was between 5 and 60 Hz. Both the sampling rate and the frequency provide a vertical resolution of about 6 m (*Thiébot and Gutscher, 2006*). One MCS profile of this cruise and two commercial profiles (TGS-NOPEC - April 2000) located across the Gulf of Cadiz and near 8°20'W are processed. The TGS-NOPEC commercial cruise has a source receiver offset of 144 m, a group spacing of 12.5 m, receiver depth was 10 m a source depth of 7 m and 480 channel, 6 km long streamer. According to the typical processing sequence (*Yilmaz, 1987*), we have applied a filter on the seismic data : 8 Hz low pass band. Since the direct wave disturbs the signal at the surface layer, its removal is important. We used eigenvector filter coupled with a low cut filter for direct wave removal. For more accurate removal, we used a novel application of an eigenvector filter, which linearly moves out traces based on previous work on multiple suppression (*Hardy*

and Hobbs, 1991). The processed hydrological sections along $8^{\circ}20'W$, in salinity, temperature and velocity of July 1999 to 2002 are now compared to one seismic section in the same area.

3 Data analysis

Figure 1 presents the location of the SEMANE and SISMAR sections in the Gulf of Cadiz (south of Portimão Canyon). They are not coincident in space nor in time, but they show qualitatively similar features. These features are the following.

First, one consistently observes a layer marked by a positive anomaly of 0.5 in salinity whatever the year, and throughout the Gulf between 800 and 1400 m depths. In seismic data, one also observes intense acoustic reflection between 800 and 1400 m depths, all across the Gulf. This continuous anomaly is the diffusive tongue of Mediterranean Water, due to the turbulent mixing of this water with ambient Atlantic Water. This turbulent mixing results from mesoscale and submesoscale features which have detached from the MW undercurrents. These features appear both on the 1999, 2001 and 2002 hydrological sections and on the MCS profile (SISMAR 23).

In the Semane 1999 data, hydrological and LADCP data permitted the identification of a meddy between km 230 and 310, with a 36.4 salinity maximum near 1200 m depth. Its velocity signal is most intense between 700 and 1600 m depths. Above the meddy, the velocity signature is more turbulent. Below it, lies a deep eastward current (near 2500 m depth). A cyclone is located between km 145 and

215. It is shallower and has a 36.2 salinity maximum. It has a strong associated velocity from the surface down to 1600 m depth, and the corresponding current signature, though slightly shifted south, is still visible below. The temperature (not shown) and salinity of the meddy-cyclone pair indicate that their origin lies between Portimão Canyon and Cape Saint Vincent. Between these two eddies (near km 215-225) lies a narrow salinity maximum, which is a filament. It was identified by (*Carton et al., 2002*) using complementary XBT and XCTD data in the Gulf. This filament originated from another meddy northwest of the two eddies of our section. This meddy detached in the Cape Saint Vincent area. North of the cyclone (between km 100 and 140) lies another submesoscale feature. Its salinity maximum is comparable to that of the cyclone and of the filament, but its velocity signature is rather anticyclonic (though it is weak). Considering its small diameter (about 30 km) and its intensification near 1300 m depth, it appears to be a fragment detached from the lower undercurrent, which then adjusted an anticyclonic rotation to its density structure.

In the Semane 2000 data, a salty patch is detached from the undercurrents ; it lies between km 150 and 280. But the (LADCP) velocity section identifies an anticyclonic signature above this patch and only weak velocities in this patch. Furthermore, the maximum salinity (36) is rather low for a meddy (though such salinities might be observed at a meddy periphery).

In the Semane 2001 data, smaller and more marked salinity patches are visible between km 130, 180 and 250 (a split structure or two neighboring structures?),

and a smaller one between km 265 and 285. Geostrophic velocity (with the bias due to the arbitrary level of no motion) indicates an anticyclonic signal for the whole structure between km 130 and 250 (it would thus constitute a meddy with 60 km radius). Considering their thermohaline characteristics, these structures are likely to originate from undercurrent instabilities between Portimão Canyon and Cape Saint Vincent.

Finally, in the Semane 2002 data, two salty bodies are visible : a large one between km 80 and 210 and a smaller one, detached from the undercurrents, between km 250 and 300. The geostrophic velocity is anticyclonic in the northern part of the large patch (other measurements, not shown here, indicate that a meddy was intensified west of this section at this latitude). The southern structure is more likely a small cyclone.

The SISMAR 23 multi-channel seismic profile exhibits three main features :

- Between km 30 and 90 two layers of intense reflectors are found near 900 and 1400 m depth. Figure 2 (a temperature and salinity profile across the meddy from Semane 1999) shows a fine-scale structure in these layers (in fact more intensified in the lower layer). These two layers are separated by a weakly reflecting, lens-like core. From these characteristics, we infer that this structure is a meddy, with homogeneous core waters, high temperature and salinity gradients above and below this core. Such a location for a meddy is compatible with the Semane 1999 observations.
- Between km 130 and 180 and between 900 and 1400 m depths, lies a thick

stack of reflectors which also seem to form staircases. Since no strong reflector is found above or below this layer, we conclude that a dynamic structure, if it exists, must lie either completely above or completely below.

- Finally, between km 190-200 and 230, strong reflectors seem to circle a weakly reflecting, lens-like core. Though this feature is less clear than the southern one, we hypothesize that an anticyclonic structure lies there. Physically, this location is about mid-way between Portimão Canyon and Cape Saint Vincent and is known to be a site of meddy generation.

The TGS-NOPEC multi-channel seismic profiles exhibit three main features (Figure 2) :

- In the 707 profile, 2 lens-like cores are identified along the continental slope. Lens Y is probably an anticyclonic structure recently detached from the slope. The core X is more likely the smaller MW undercurrents.
- In the 808 profile, dipping reflectors are identified on the continental slope and represent the MW flow.
- Strong reflectors are identified above and below the MW cores (at 500 and 1500 m depth) and offshore of the MW undercurrents at about 1000 m depth.

The impedance contrasts in the ocean are determined by temperature gradients and by the thickness of the boundaries between the different water masses. This renders seismic oceanography sections sensitive to the frequency bandwidth, which is largely determined by the seismic source function. Work by *Hobbs et al. (2009)* shows that frequencies around 20 Hz are most appropriate to delineate large im-

pedance contrasts which occur over a vertical scale of tens of meters, whereas frequencies around 60 Hz image boundary layers of about 10 m thickness. To provide a comprehensive seismic image of water masses would require broadband data from less than 10 Hz to more than 200 Hz. The low frequency data we have best delineate the boundary of the Meddy and of the undercurrents.

Figure 3 shows that, between 600 and 1600 m depths, the salinity minimum is 35.6 and maximum is 36.4. Temperature decreases from 11.5 °C to 7 °C between 1200 and 1600 m depth. In this lower layer, we observe the homogeneous layers previously mentioned with large thermohaline staircases (staircases are also observed above the meddy).

4 Synthetic reflectivity and wavelet analysis of the MW structures

Reflections across the water column are induced by acoustic impedance contrasts. Therefore we calculated a synthetic vertical gradient of acoustic impedance from the Semane 1999 hydrological data, for comparison with the SISMAR seismic reflectivity data. Acoustic impedance is $\rho \cdot \mathbf{c}$ where ρ is the density and \mathbf{c} the sound speed. Therefore, reflectivity was calculated from hydrology via

$$c \frac{d\rho}{dz} + \rho \frac{dc}{dz} = Z_{synthetic}$$

Figure 4 shows synthetic seismic reflectivity from SEMANE (2001) and seismic reflectivity extracted from SISMAR23 data. Synthetic impedance presents a strong gradient between 800 and 1400 m depth whereas real seismic reflectivity shows

strong gradients between 700 and 1300 m depth. Intense gradient is also identified in the SEMANE data in the surface.

Then we performed a wavelet analysis on vertical profiles of these variables across the mesoscale and submesoscale features of the 1999 section. The analysis is a Continuous Wavelet Analysis modified from (*Grinsted et al., 2004*) using a Morlet wavelet with parameters of vertical distance and vertical wavelength defined as :

$$\Psi_0(\eta) = \frac{1}{\pi^{\frac{1}{4}}} e^{i\omega_0\eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2}$$

where ω_0 is dimensionless frequency and η is dimensionless distance. A $\omega_0 = 6$ has been chosen to provide a good balance between distance and frequency localization. The continuous Wavelet Transform (CWT) can be seen as a consecutive series of band-pass filters applied to the depth series where the wavelet scale is linearly related to the characteristic period of the filter. The CWT has edge artifacts because the wavelet is not completely localized in depth.

Vertical Wavelet Transform in MW tongue

Figure 5 shows the vertical wavelet transform of vertical profiles; the gradient of impedance calculated from hydrological data, and of reflectivity from real seismic data. Both profiles are located in the MW tongue in the Gulf of Cadiz, but they were not obtained at the same time. The main vertical contrasts are due the sound speed gradients. For the seismic data, vertical gradients are located near the surface (100-500 m depths), at 700, 1000 and 1200 m depths with wavelengths mainly between 8 and 64 m. for the hydrological data, vertical contrasts are located near

the surface, at 700, 1000 and 1300 m depth with wavelengths between 8 and 64 m. Vertical gradients near the surface of seismic data are more pronounced than the hydrological data. This structure may be related to the source wavelet of the SISMAR data (which we do not have). The fact that the bottom of the MW tongue is not located exactly at the same depth by the hydrological data and by the seismic data indicates in the MW structures from spring to summer.

Vertical Wavelet Transform in Mesoscale and Sub-mesoscale data

Figure 6 shows the vertical wavelet transform of the vertical reflectors gradient of acoustic impedance across several mesoscale and submesoscale structures. Along the Meddy axis, the main vertical contrasts are located near the surface, between 600 and 700 m and between 1000 and 1500 m depths, with wavelengths mainly between 8 and 64m. For the meddy, these contrasts are located at the depths of the thermohaline staircases. For the cyclone, the signal is intensified below the structure, between 1000 and 1500 m depth with wavelengths increasing downward (from 8 to 64 m). Thermohaline contrasts are more marked below it. For the sub-mesoscale structure, the gradient is concentrated near 1500 m depth (its upper boundary). Vertical wavelengths are between 8-64 m, with signals concentrated near the depths mentioned above. The filament has vertical gradients comparable to those of the cyclone.

Wavelet analysis of real and synthetic gradient of acoustic impedance profiles in a Meddy

Figure 7 compares the vertical wavelet transform of a CDP of SISMAR 23 and a synthetic reflectivity profile calculated from a CTD of Semane 2001 (these profiles do not match in space nor time, but both correspond to a meddy). Structures in the seismic data have vertical wavelengths between 12 and 92 m. The synthetic data have wavelengths between 8 and 64 m. The shorter wavelengths may be attributed to the higher vertical resolution of CTD data than that of seismic profiles. Both signals exhibit strong reflectivity at the base of the meddy, but the synthetic data also have strong reflectivity at the upper boundary of the meddy. Below the sea surface, reflectivity is observed more intensely by seismic measurements.

5 Gradient of acoustic impedance across the MW undercurrents

Figure 8 shows the wavelet analysis of the vertical gradient of the acoustic impedance, across the MW undercurrents. The main vertical contrasts are due to the sound speed gradients and are located near the surface and between 600 and 1200 m depth with wavelengths between 8 and 128 m. Between 600 and 1000 m depths wavelengths are mainly of 128 m.

6 Conclusion

The hydrological data of the Semane experiments shows a diffuse tongue of Mediterranean Water across the Gulf of Cadiz with a salinity of about 36. Mesoscale

structures of Mediterranean Water (meddies, cyclone) are observed south of Portimão Canyon, as well as submesoscale structures (filaments, small eddies). The mesoscale structures originate from the instability of the undercurrents between Portimão Canyon and Cape Saint Vincent, but the smaller scale structures can originate both from the undercurrents (small eddies) or from the mesoscale eddies (filaments). Below and above the meddies, thermohaline staircases are observed.

Both synthetic and real reflectivity data exhibit reflectors above and/or below the mesoscale and submesoscale structures with wavelengths of 8-64 m approximately, but the real seismic data display these reflectors more intensely in the near surface layer ; conversely, the synthetic data indicate shorter vertical wavelengths due to the high resolution of CTD measurements. The very thin hydrological structures observed via hydrology are related to fine-scale turbulence. The reflectors in seismic data correspond to the strong gradients in temperature and salinity at the interfaces of the 8-64 m thick homogeneous layers observed in hydrology.

Meddies and filaments have reflectors at their upper and lower boundaries, but cyclones and submesoscale eddies have more intense reflectors at their base. For MW undercurrents, strong reflectors are found around them. With their fine horizontal resolution, seismic reflection data can help to identify submesoscale structures of Mediterranean Water which are difficult to locate only via hydrology ; conversely, hydrology provides finer vertical resolution. Indeed, the vertical resolution of seismic data used here is limited by its frequency and its time-sampling. Historical databases of seismic measurements in the Gulf of Cadiz should be revisited to identify eddies

and to compute turbulent fluxes of the MW from the coast.

7 Acknowledgements

The GO project was funded by the 6th EU Framework for research and Development. The authors of the present paper wish to thank the captain and crew of the RRS Discovery and of the RV D'Entrecasteaux, as well as SHOM and GO partners.

Bibliographie

- Ambar, I., and M. Howe (1979a), Observations of the mediterranean outflow - 1 - mixing in the mediterranean outflow, *Deep-Sea Research*, 26A, 535–554. 104
- Ambar, I., and M. Howe (1979b), Observations of the mediterranean outflow - 2 - the deep circulation in the vicinity of the gulf of cadiz, *Deep-Sea Research*, 26A, 555–568. 104
- Ambar, I., N. Serra, F. Neves, and T. Ferreira (2008), Observations of the mediterranean undercurrent and eddies in the gulf of cadiz during 2001, *Journal of Marine Systems*, 71(1-2), 195–220, doi :10.1016/j.jmarsys.2007.07.003. 104
- Carton, X., L. Chérubin, J. Paillet, Y. Morel, A. Serpette, and B. Le Cann (2002), Meddy coupling with a deep cyclone in the gulf of cadiz, *Journal of Marine Systems*, 32, 13–42. 108
- Chérubin, L., A. Serpette, X. Carton, J. Paillet, O. Connan, P. Morin, R. Rousselet, B. Le Cann, P. Le Corre, T. Labasque, D. Corman, and N. Poete (1997), Descriptive analysis of the hydrology and currents on the iberian shelf from gibraltar to cape finisterre : preliminary results from the semane and interafos experiments, *Annales hydrographiques*, 21(768), 5–81. 104
- Grinsted, A., J. C. Moore, and S. Jevrejeva (2004), Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), 561–566. 112
- Hardy, R., and R. Hobbs (1991), Multiple suppression in deep water, *AGU Geodynamics Series*, 22, 383–390. 106
- Hobbs, R. W., D. Klaeschen, E. Vsemirnova, and C. Papenberg (2009), Effect of seismic source bandwidth on reflection sections to image water structure, *Geophysical Research Letters*, 36(null), L00D08, doi :10.1029/2009GL040215. 110
- Holbrook, W. S., P. Paramo, S. Pearse, and R. W. Schmitt (2003), Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling, *Science*, 301(5634), 821–824. 105
- Madelain, F. (1970), Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de gibraltar et le cap saint-vincent, *Cahiers Océanographiques*, 22, 43–61. 104
- Nandi, P., W. S. Holbrook, S. Pearse, P. Paramo, and R. W. Schmitt (2004), Seismic reflection imaging of water mass boundaries in the norwegian sea, *Geophysical Research Letters*, 31, L23,311. 105
- Serra, N., and I. Ambar (2002), Eddy generation in the mediterranean undercurrent, *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49, 4225–4243. 104

- Serra, N., S. Sadoux, I. Ambar, and D. Renouard (2002), Observations and laboratory modeling of meddy generation at cape st. vincent, *Journal of Physical Oceanography*, 32, 3–25. 104
- Serra, N., I. Ambar, and R. H. Käse (2005), Observations and numerical modelling of the mediterranean outflow splitting and eddy generation, *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 52, 383–408. 104
- Thiébot, E., and M.-A. Gutscher (2006), The gibraltar arc seismogenic zone (part 1) : Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 lisbon earthquake provided by seismic data, gravity and thermal modeling, *Tectonophysics*, 426, 135–152. 106
- Yilmaz, z. (1987), *Seismic data processing, Investigations in Geophysics*, vol. 2, society of exploration geophysics ed., 526 pp., Stephen M. Doherty, Tulsa. 106

8 Figures

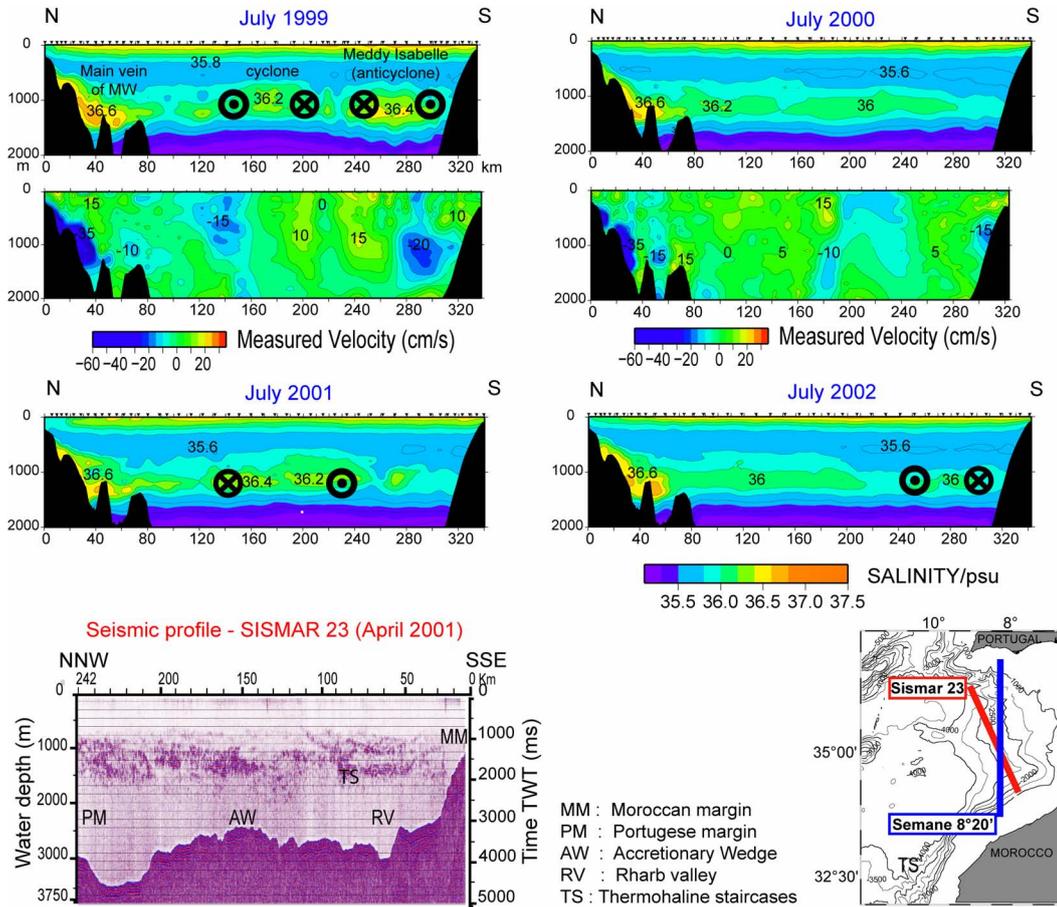


FIGURE 1 – Upper six panels : salinity cross-sections along 8°20'W in the Gulf of Cadiz for years 1999, 2000, 2001, 2002 and LACDP velocity for 1999 and 2000, are presented. Triangles above the salinity sections indicate the position of each CTD's. Direction of oceanic currents are gave with cross and dot in circle (cross : current is W to E; dot : current is E to W). These directions are estimated from LADCP velocities for 1999 and 2000 and from geostrophic velocities calculated for 2001 and 2002 (Geostrophic velocities sections are not presented because they depend on an arbitrary level of no motion). Lower right panel : Location of the Semane (1999-2002) oceanographic sections (in blue) and of the Sismar 23 seismic section (in red). Lower left panel : Seismic reflectivity is shown along the Sismar section acquired in April 2001.

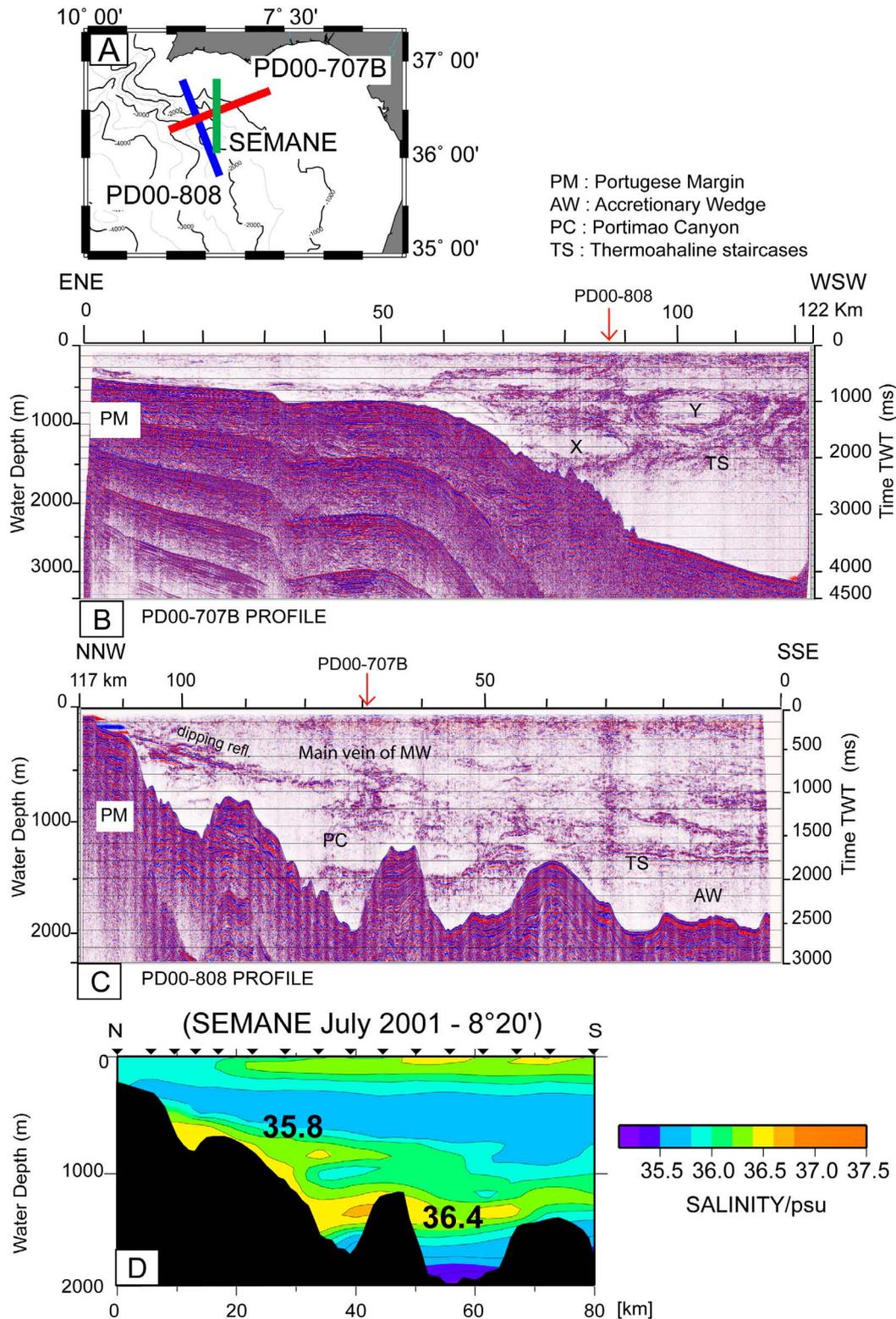


FIGURE 2 – Upper left (A) : Location of the TGS-NOPEC seismic profiles (April 2000). Middle panel (B) : seismic profile PD00-707B with 3 water bodies X, Y and Z. Lower panel (C) : seismic profile PD00-808, presenting dipping reflectors in the slope. D : Salinity section (SEMANE 2001) across the continental slope imaged the main vein of the MW.

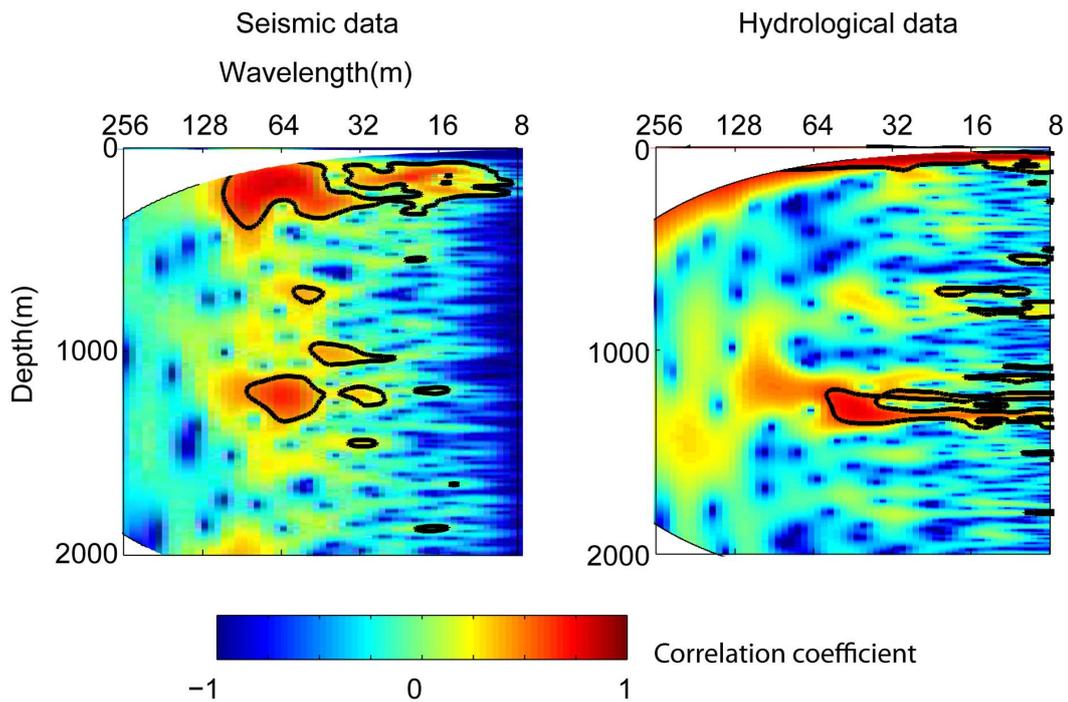


FIGURE 3 – Wavelet analysis of vertical gradients of seismic data (CDP of a SIS-MAR stack, please show position of CDP on Fig 1) and synthetic gradient of impedance calculated from hydrologic data (CTD of SEMANE 2002). Data are collected through the tongue of MW in the Gulf of Cadiz. Frequencies are defined by logarithm and correspond to a wavelength period in meters. The thick black contour designates the 5% significance level against red noise and the cone of influence (COI) where edge effects might distort the picture is shown as a lighter shade. Scale defined to blue (-1) from red (1) is the normalized correlation coefficient.

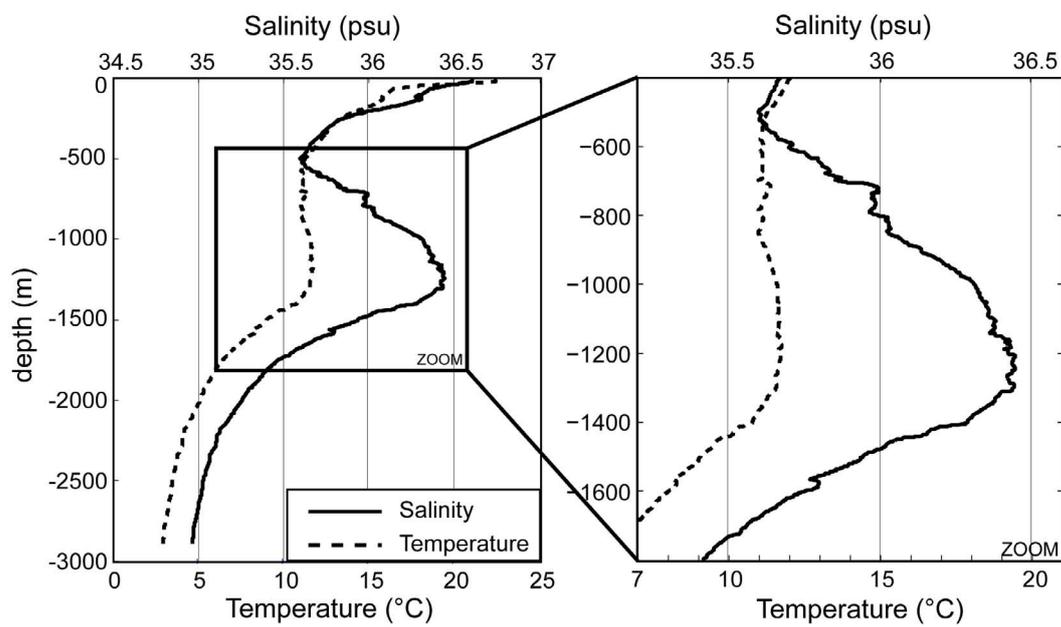


FIGURE 4 – Left : Vertical profiles of temperature and salinity across the southern meddy of Semane 1999. Right : Zoom on the 500-1700 m depth interval showing the homogeneous thermohaline layers.

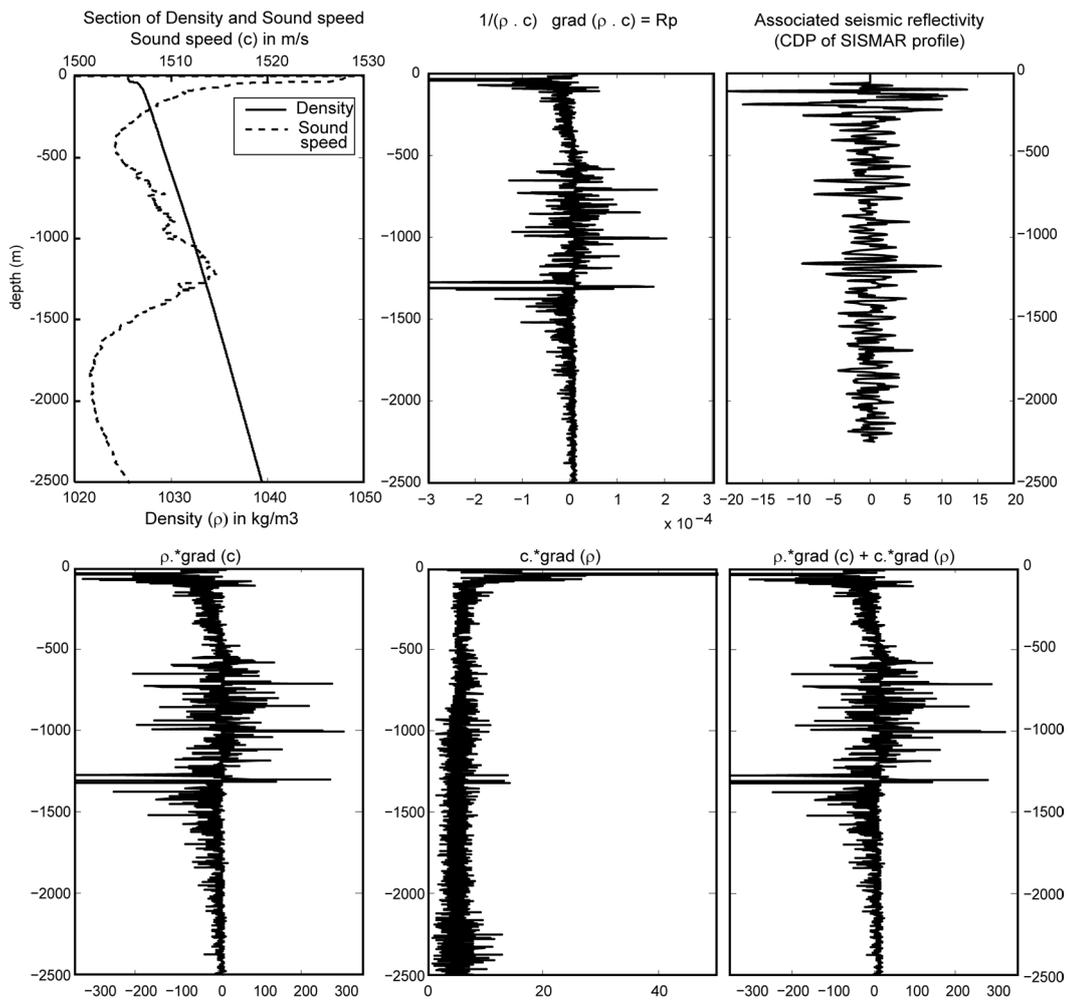


FIGURE 5 – Top left : Vertical profiles of density and celerity across the meddy of SEMANE 2001. Top middle : Vertical profiles of gradient of density * celerity calculated from temperature and salinity Top right : Seismic reflectivity of the associated CDP (seismic profile : SISMAR 23 (April 2001)). Bottom : Vertical profiles of the two components of impedance gradient.

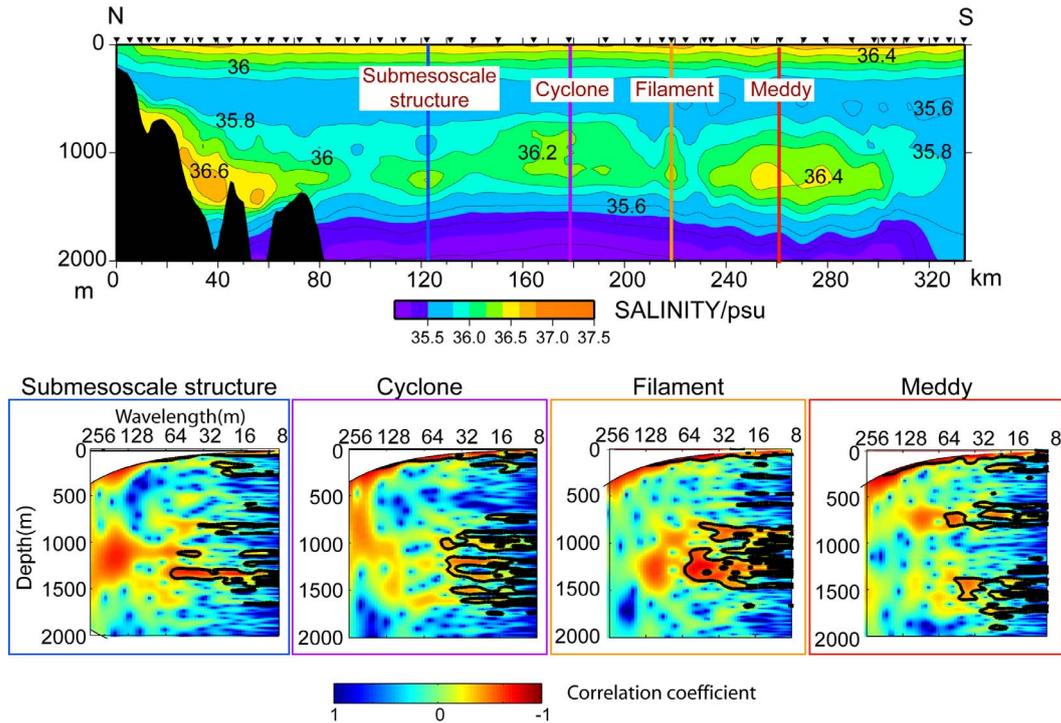


FIGURE 6 – Upper plot : Salinity cross section along $8^{\circ}20'W$ in the Gulf of Cadiz from Semane 1999. This section identifies the four structures which are then analysed via wavelets. Lower four plots : Wavelet analysis of vertical gradients of reflectivity through the meddy, the cyclone, the submesoscale structure and the filament of the Semane 1999 hydrological section. The dashed curve at the bottom of each plot bounds the region of confidence for wavelet analysis (this region lies above the curve). Frequencies are as Fig.3.

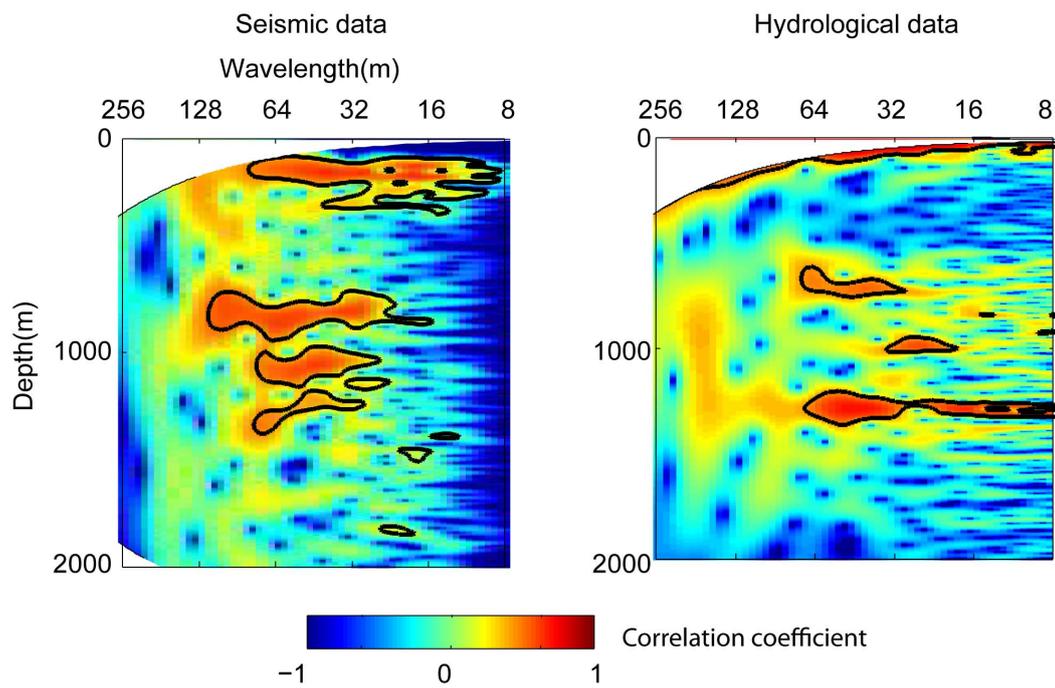


FIGURE 7 – Vertical wavelet analysis of a real seismic reflection profile (CDP of stack SISMAR 23 please show position of CDP on Fig 1) co-located with a synthetic reflectivity profile (calculated from Semane 2001 CTD data) through meddies. The dashed line indicates the limit of confidence for wavelet analysis. Frequencies are as in Fig. 3.

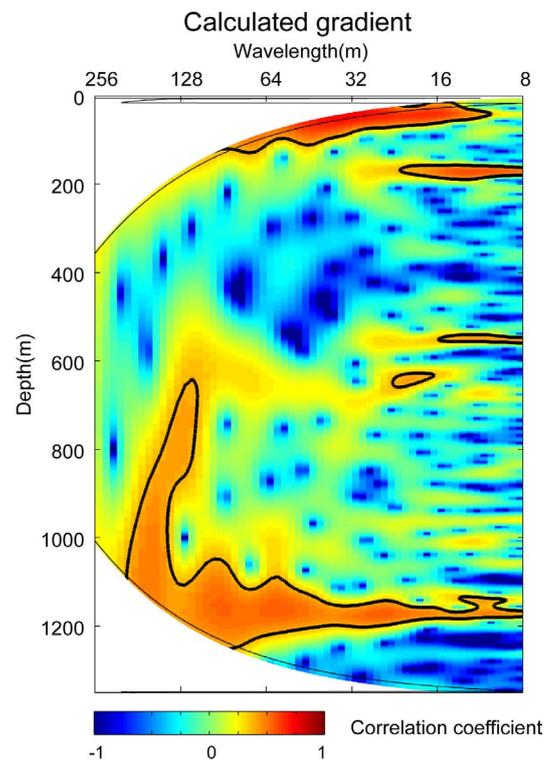


FIGURE 8 – Vertical wavelet analysis of a synthetic reflectivity (calculated from Semane 1999 CTD data) through the MW undercurrents. The dashed line indicates the limit of confidence for wavelet analysis. Frequencies are as in Fig. 3.

3.3 Les réponses

- **Quels structures et processus océanographiques pouvons-nous imager avec la sismique marine ?**

La sismique marine nous donne une résolution horizontale de 12,5 m (qui est en fait le taux d'échantillonnage) et une résolution verticale qui dépend de la longueur d'onde de la source et de la profondeur des structures à observer.

Les structures dans la MW sont situées en moyenne vers 1000 m de profondeur. Le pic de fréquence de la source basse fréquence de la campagne SISMAR peut être estimé à 50 Hz (*Thiebot, 2005*), la longueur d'onde serait donc de 30 m pour une vitesse dans la colonne d'eau de 1500 m.s^{-1} .

La résolution horizontale est donc de :

$$R = \sqrt{30 \frac{1000}{2}} \quad (3.1)$$

$$R = 122 \text{ m} \quad (3.2)$$

La résolution verticale est donnée par $\frac{\lambda}{4}$. Elle est donc de 7,5 m.

Avec leur résolution horizontale et verticale, les données de sismique réflexion peuvent nous aider à identifier et quantifier les structures à toutes les échelles de la MW qui sont difficiles à localiser seulement avec les données d'hydrologie (voir Tableau 1.1).

- **La résolution spatiale des données sismiques est-elle meilleure que celle de l'océanographie physique ?**

Les données océanographiques ont une résolution horizontale de 5 km et une résolution verticale de 0,7 m après interpolation. Leur résolution horizontale ne peut donc pas permettre de distinguer des structures plus petites que la méso-échelle. Cependant, leur résolution verticale permet de travailler jusqu'à la fine échelle et donc de distinguer tous les processus de mélange : diapycnaux et isopycnaux. L'intérêt des données sismiques est la résolution horizontale qu'elle apporte. Cette résolution nous permet de distinguer l'extension latérale précise des structures et donc d'étudier les bordures (structures fines-échelles) des structures méso-échelle.

- **Quel est l'apport de l'étude des données sismiques historiques pour l'océanographie physique ?**

Nous avons vu qu'avec des données sismiques dont nous connaissons tous les paramètres (paramètres d'acquisition, géométrie du système). Nous retrouvons les mêmes structures que celles enregistrées par les outils océanographiques, mais avec

une meilleure résolution horizontale. Les données sismiques historiques peuvent donc être retraitées pour effectuer un **suivi des structures dans le temps**. Mais il faut faire attention au fait que sans les données océanographiques collectée en même temps et au même endroit, la réflectivité ne peut pas être complètement définie.

- **Quels structures et processus sont visibles avec les données XBT, XCTD et CTD ?**

Les sections d'hydrologie obtenues à partir des données SEMANE, à travers le Golfe de Cadix ($8^{\circ}20'W$) montrent un flux salin vers l'Ouest formé par des MUC de la MW entre 800 et 1500 m de profondeur. Ce flux localisé sur la marge ibérique s'étend sur 50 km à l'intérieur du Golfe. Une veine supérieure est distinguée à la fois dans les données d'hydrologie et dans les données sismiques (TGS-NOPEC) vers 700 m de profondeur sur la marge Ibérique. Le panache de MW se retrouve dans tout le Golfe entre 700 et 1500 m de profondeur. Au-dessus de la MW nous rencontrons la NACW et en-dessous, la NADW.

- **Est-il possible de calculer un signal sismique synthétique à partir des données hydrologiques ?**

Un signal sismique est réfléchi par les contrastes thermohalins rencontrés dans la colonne d'eau et dépend de l'ondelette source émise.

Pour traiter correctement les données d'hydrologie, il nous faut calculer le gradient d'impédance acoustique et y ajouter l'ondelette source du système d'acquisition de la sismique marine. Nous avons pu calculer ce gradient en utilisant les données de vitesse du son et de masse volumique recueillies lors des campagnes SEMANE.

L'ondelette source influence environ les premiers 200 m d'un signal. Cette profondeur varie en fonction de la source utilisée. Une source haute fréquence influencera plutôt sur 100 m de profondeur. Dans un premier temps, nous avons comparé les données (SISMAR et hydrologie) à l'aide du gradient d'impédance acoustique seul. Il faudrait alors appliquer une déconvolution aux données pour enlever l'effet de l'ondelette source.

- **Qu'apportent en plus les données d'hydrologie sur notre connaissance des processus agissant dans le Golfe de Cadix ?**

Les données hydrologiques ayant une meilleure résolution verticale, nous permettent d'étudier les processus de mélange. Les paramètres océanographiques mesurés fournissent les courants que la sismique ne nous donne pas. Les données de température et de salinité ne sont pas distinguables dans un signal sismique, même si les

contrastes d'impédance sont plus fortement influencés par la température.

3.4 Perspectives

Les données historiques constituent un apport important pour la compréhension des structures thermohalines dans le Golfe de Cadix. Elles nous ont permis de mettre en évidence des structures de la méso-échelle à la fine échelle. Nous avons pu comparer les deux jeux de données à notre disposition grâce au calcul du gradient d'impédance acoustique synthétique. Cependant, pour améliorer ce gradient et se rapprocher d'une sismique synthétique, il faudra intégrer l'ondelette source des données sismiques. Les données sismiques étant filtrées, il faudrait également utiliser le même filtre sur les données d'hydrologie.

Ce calcul d'une sismique synthétique est important pour connaître l'apport exact de la sismique marine à l'océanographie physique. De plus, cela nous permet de connaître les paramètres hydrologiques agissant sur l'acquisition des réflecteurs qui imagent la colonne d'eau. Nous pouvons dire avec nos premiers résultats que le gradient de vitesse du son influence plus la réflectivité que le gradient de densité. La littérature nous dit que la température a une plus forte influence sur le gradient de vitesse du son que la salinité (*Nandi et al., 2004; Holbrook and Fer, 2005; Parramo and Holbrook, 2005; Krahmman et al., 2008; Sallares et al., 2009*). Cependant *Sallares et al. (2009)* nous dit que la température influence à 80% le gradient de vitesse du son et seulement 20% pour la salinité, or lorsque l'on étudie la MW, la salinité influencerait jusqu'à 40% ce gradient. La réflectivité est donc principalement influencé par la température.

L'étude de ces données historiques a servi d'appui pour la préparation de la campagne GO. Acquérir simultanément les données hydrologiques et océanographiques est apparu essentiel pour pouvoir corrélérer les deux jeux de données sur les mêmes structures. Cette acquisition simultanée va nous permettre de calculer une sismique synthétique directement comparable avec les données de sismique marine.

Campagne GO et analyse des données

Sommaire

4.1	Une campagne de mesures conjointes	133
4.2	Les objectifs	134
4.3	Les données	135
4.3.1	L'acquisition sismique	135
4.3.2	Les données océanographiques	141
4.4	Détection et caractérisation des structures océanographiques	149
4.4.1	L'article GRL	149
4.4.2	Les compléments	169
4.5	Entre fréquences et structures observables	170
4.6	Vers une sismique synthétique plus proche de la réalité	180
4.7	Discussion	186
4.7.1	Les résultats	186
4.7.2	Les réponses	186
4.7.3	Perspectives	187

4.1 Une campagne de mesures conjointes

Les limites des masses d'eau peuvent être localisées par les méthodes océanographiques mais celles-ci ne peuvent pas capturer en même temps la structure spatiale fine de ces limites et leur variabilité à haute fréquence. L'analyse conjointe des données sismiques et océanographiques acquises lors de la campagne GO amenaient à deux objectifs importants que l'équipe GO s'était fixés.

- Le premier était de savoir ce que les données sismiques pouvaient nous apprendre sur la structure thermohaline de l'océan et sur la gamme d'échelle visible.
- Le deuxième était de déterminer dans quelle mesure les données sismiques pouvaient nous aider à comprendre comment les masses

d'eau, les courants, les structures méso-échelle et sous-méso-échelle évoluaient.

La campagne s'est déroulée en deux temps du 19 Avril au 14 Mai 2007 dans le Golfe de Cadix entre le Canyon de Portimão et le Cap St Vincent.

Un premier leg d'une semaine (du 19 au 22 Avril) au large du Canyon de Portimão a permis l'acquisition de 24 profils de sismique marine haute-fréquence par le système d'acquisition de l'IFREMER (Brest) avec une acquisition simultanée de données hydrologiques par des sondes XBT (145) et XCTD (22) ainsi que 7 stations bathysonde CTD. Ce leg a été effectué à bord du navire HMS Discovery.

Le deuxième leg qui a eu lieu du 29 Avril au 14 Mai a permis de mettre en place un système d'acquisition sismique plus lourd permettant l'acquisition de données sismiques basse fréquence (14 profils) et multifréquences (2x8 profils). Nous avons réalisé 370 stations XBT, 8 stations XCTD, à bord du HMS Discovery et 43 stations bathysonde CTD avec l'aide du R/V Poseidon qui suivait le Discovery avec un délai d'une heure et demie, soit une distance de 12 km. Les données CTD ont donc été recalibrées géographiquement par rapport à l'acquisition des profils sismiques du HMS Discovery.

4.2 Les objectifs

L'importante quantité et la diversité de données recueillies lors de la campagne GO permet l'étude de nombreux aspects des masses d'eau du Golfe de Cadix. Nous avons choisi d'aborder dans cette étude des questions liées aux structures à différentes échelles.

- **Quelle est la capacité de la méthode de sismique océanographie à détecter et caractériser des structures méso-échelle et sous-méso-échelle ?**

En effet, en raison des données adaptées à l'étude de la colonne d'eau, nous devrions mieux voir les structures sur l'horizontale.

- **Quelle différence apportent les données sismiques à haute fréquence et à basse fréquence sur l'étude des structures ?**

Nous étudierons pour cela les données HR, LR et MR de la campagne GO.

- **Pouvons-nous obtenir une sismique synthétique identique au vrai signal sismique ?**

L'intérêt d'obtenir une sismique synthétique proche de la réalité est de pouvoir caractériser avec précision les paramètres hydrologiques composant un signal sismique.

4.3 Les données

4.3.1 L'acquisition sismique

Quarante six profils de sismique réflexion ont été acquis lors de la mission GO. Pour répondre à la question de la meilleure fréquence à utiliser, l'acquisition sismique s'est effectuée avec trois systèmes d'acquisitions différents. Nous avons réalisé de la sismique à haute fréquence, nommée HR lors de la mission (« high resolution ») (15-350 Hz), basse fréquence, nommée LR lors de la mission (« low resolution ») (5-70 Hz) puis une sismique dite multi-fréquences qui alterne l'acquisition basse fréquence (5-70 Hz) et haute fréquence (12-120 Hz) appelée Flip-Flop.

La localisation des profils a été définie avant la mission GO dans le but de rencontrer des structures particulières pour calibrer les données sismiques par rapport aux connaissances océanographiques. L'objectif était de caractériser les processus agissant dans le Canyon de Portimão, de suivre l'évolution de la veine principale de MW sur la pente continentale, et d'imager des structures cohérentes comme les meddies et les cyclones. Pour cela, le tracé initialement prévu pour rejoindre le Cap St Vincent s'est décalé vers la plaine abyssale du Fer-à cheval (Horseshoe abyssal plain) car la présence d'un meddy y avait été détectée lors des grandes radiales basse fréquence (profils GO-LR) effectuées au début du 2ème Leg (*Figure 4.1*).

4.3.1.1 Les trois sources utilisées

Les paramètres d'acquisition des données haute fréquence (profils GO-HR) acquises avec le dispositif IFREMER sont détaillés dans le *Tableau 4.1*. Deux types de canons ont été utilisés avec des tailles de chambres différentes de : 24/24 et 15/15 cu. in.

Les systèmes d'acquisition LR et MR sont détaillés dans les *Tableaux (4.2 et 4.3)* ci-dessous. Deux rangées de trois types de canons ont été utilisées avec des tailles de chambres de : 700, 300 et 160 cu in. Pour les données MR, une des rangées est recalibrée à : 80, 300 and 160 cu in.

Les quatre types de sources ont été étudiées en détail par Dirk Klaeschen et Cord Papenberg de l'IFM-GEOMAR. Ils ont ainsi pu mettre en évidence les ondes sources de chaque source. Elles sont représentées dans la *Figure 4.2*.

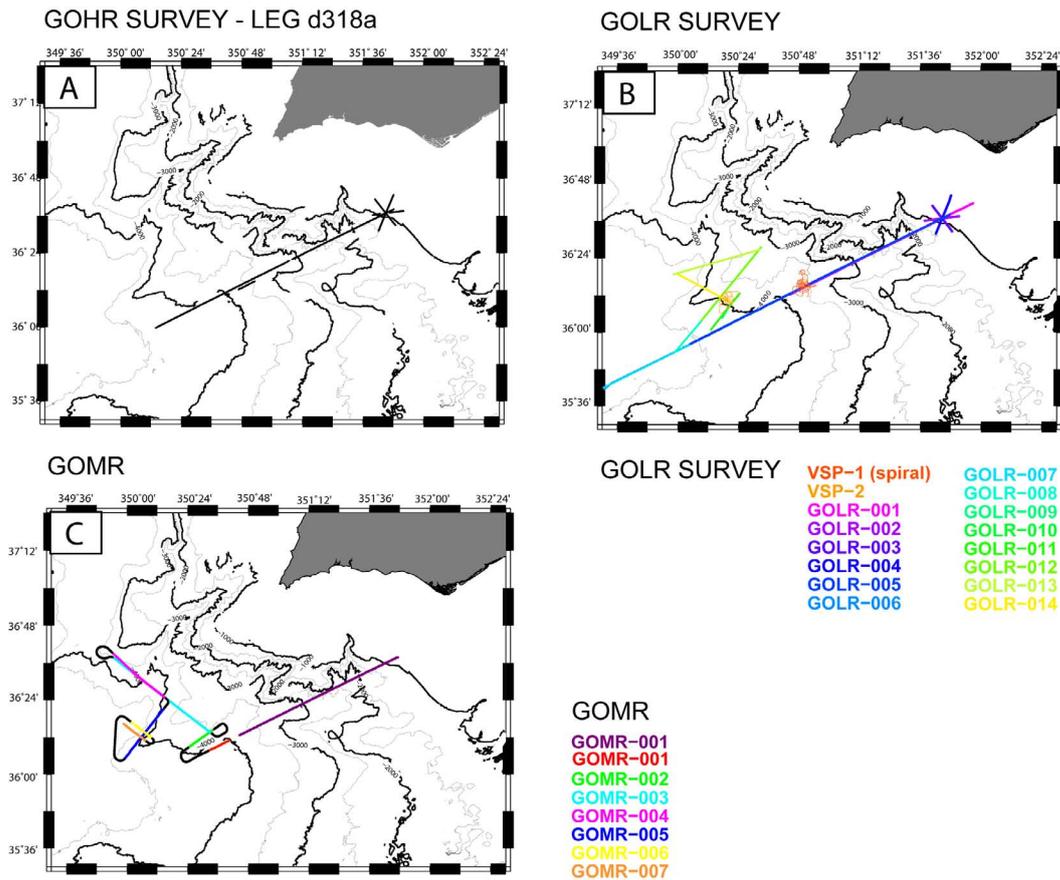


FIGURE 4.1 – Localisation des profils sismiques de la campagne sismique GO. **A** : Localisation des profils haute résolution acquis lors du premier leg (sismique IFREMER). **B** : Localisation des profils Basse résolution acquis lors du deuxième leg. **C** : Localisation des profils multi-fréquences acquis lors du deuxième leg.

ACQUISITION PARAMETERS FOR GO-HR PROFILES	
STREAMER	
Streamer Type :	SERCEL
Recording format :	segD
Streamer length :	600 m
No. of channels :	24
Group interval :	6.25 m
Trace length :	6.25 m
Distance between hydrophones (8) within a trace :	0.78 m
Shot spacing :	6 s for line 1 through 3 10 s for all other lines
Cable depth :	2 m (3 m when wind)
Sample rate :	1 ms
SOURCE	
No. of Aux Channels :	8 hydrophones/channel
Source to near trace :	141 m (lines 1,3,5,6,8,10) 91 m for all other lines
Source type :	6 mini-SODERA GI guns
Source volume :	117 ci
Source Tow depth :	1.5 m
FILTER	
Low cut filter :	3 Hz

Tableau 4.1 – Paramètres d'acquisition des profils sismiques Haute Fréquence (GO-HR).

ACQUISITION PARAMETERS FOR GO-LR PROFILES	
STREAMER	
Streamer Type :	SERCEL SEAL
Recording system :	Seal V5.1.15
Recording format :	segD 8058 rev 1
Streamer length :	2400 m
No. of channels :	192
Group interval :	12.5 m
Trace length :	12.5 m
Distance between hydrophones (16) within a trace :	0.625 m
Shot spacing :	20 s
Cable depth :	8 m
Sample rate :	1 ms
SOURCE	
No. of Aux Channels :	6 (gun hydrophones)
Source to near trace :	84 m
Source type :	6 Bolts
Source pressure :	2000 Psi
Source volume :	2320 ci
Source Tow depth :	8 m
FILTER	
Low cut filter :	2 Hz
High cut filter :	0.8 Nyquist

Tableau 4.2 – Paramètres d’acquisition des profils sismiques Basse Fréquence (GO-LR).

ACQUISITION PARAMETERS FOR GO-MR PROFILES	
STREAMER	
Streamer Type :	SERCEL SEAL
Recording system :	Seal V5.1.15
Recording format :	segD 8058 rev 1
Streamer length :	2400 m
No. of channels :	192
Group interval :	12.5 m
Trace length :	12.5 m
Distance between hydrophones (16) within a trace :	0.625 m
Shot spacing :	20 s flip-flop (40s interval between either source)
Cable depth :	4 m
Sample rate :	1 ms
SOURCE	
No. of Aux Channels :	6 (gun hydrophones)
Source to near trace :	100 m
Source type :	6 Bolts
Source pressure :	2000 Psi
Source volume :	2320 ci
Source Tow depth :	4 m
FILTER	
Low cut filter :	2 Hz
High cut filter :	0.8 Nyquist

Tableau 4.3 – Paramètres d’acquisition des profils sismiques Multi-Fréquences (GO-MR).

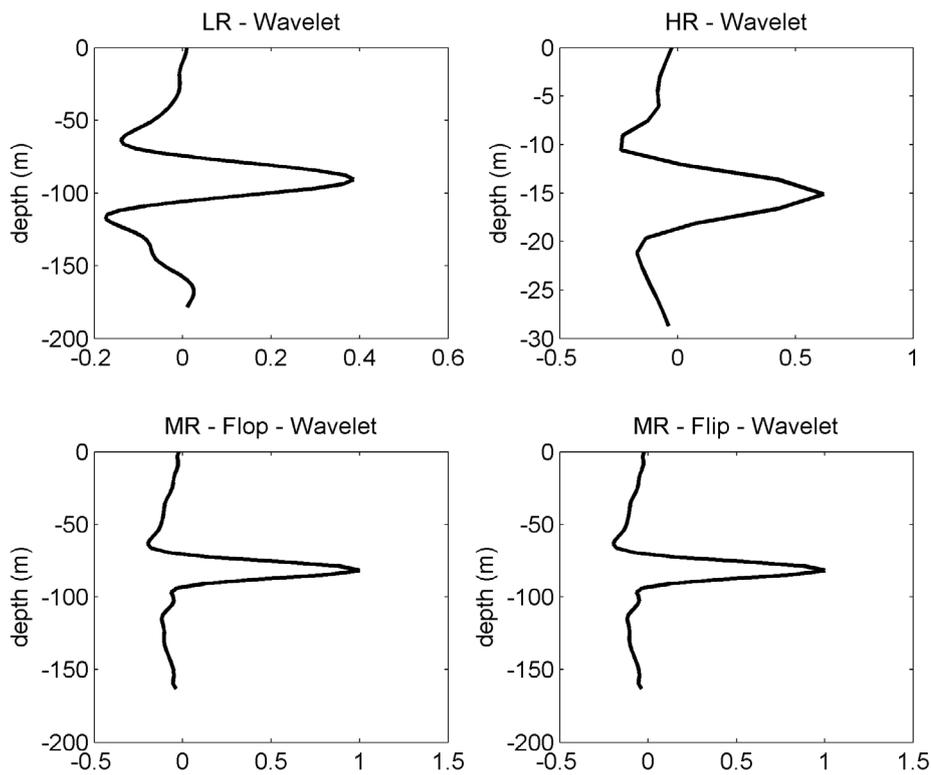


FIGURE 4.2 – **Ondelette source de chaque système d’acquisition sismique. Haut gauche : source basse fréquence. Haut droit : source haute fréquence. Bas gauche : source basse fréquence du système MR. Bas droit : source haute fréquence du système MR.**

4.3.1.2 Le traitement des profils sismiques

Les données sismiques ont été traitées par les partenaires GO. Le traitement des données haute fréquence s'est fait de la manière suivante à l'aide du logiciel Seismic Unix (SU) :

- Un filtre passe-bande zero phase Butterworth : de 5 Hz à 50 Hz puis de 250 Hz à 375 Hz.
- Correction du gain
- Application de la géométrie
- Suppression de l'onde directe
- Réduction du bruit par addition 5 à 5 des traces
- Stack

Les données basse fréquence ont été traitées à bord du navire à l'aide du logiciel Seismic Unix (SU) et d'une programmation en shell script. La chaîne de traitement est :

- Un filtre passe-bande Butterworth entre 4 Hz à 8 Hz
- Correction du gain
- Application de la géométrie
- Suppression de l'onde directe
- Réduction du bruit par addition 5 à 5 des traces
- Stack

La traitement effectué par les partenaires de l'IFM-GEOMAR a consisté en une récupération précise de la géométrie du système d'acquisition des données GO. La géométrie d'acquisition comprend la disposition des canons (*Figure 4.3*). Les chaînes de traitement utilisées pour le traitement des données sismiques GO LR, MR et HR sont présentés en *Annexe E*. Extrait du rapport de la mission GO (*Hobbs, 2008*).

4.3.2 Les données océanographiques

Lors de la campagne GO, nous avons réalisé environ 500 lancers de sondes XBT, 30 de sondes XCTD ainsi que 50 mesures CTD (*Figure 4.4*).

Nous avons traité les données GO comme présenté dans le Chapitre 2. Les grandes sections de température et de salinité au large de la côte portugaise Sud ont été ainsi effectuées. Les salinités des données XBT ont été obtenues en utilisant la méthode de *Käse et al. (1996)* en séparant les données en 3 zones : une aire pour les données collectées au niveau de la pente continentale, une deuxième aire pour les données collectées au niveau d'un tourbillon et la troisième aire regroupe les données ne correspondant pas aux deux autres aires c'est-à-dire au panache de MW. Deux données de CTD ont été choisies pour chaque aire. Ces deux CTD présentent des

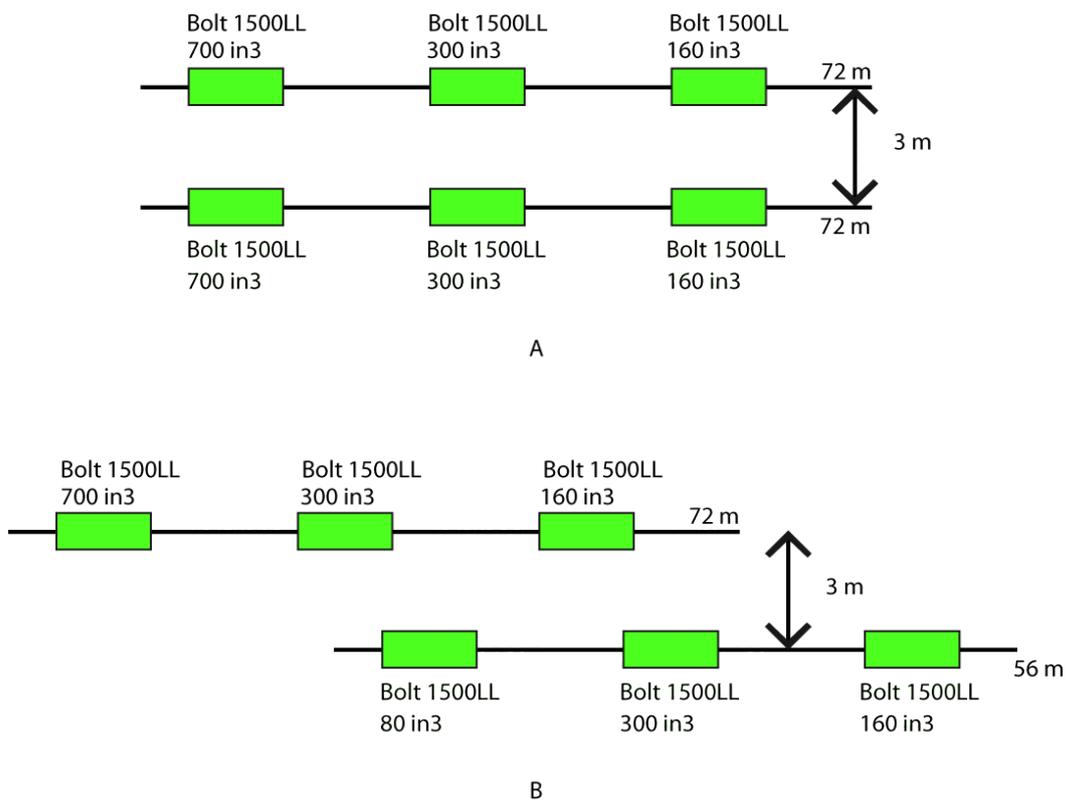


FIGURE 4.3 – **A** : configuration de la source sismique pour les profils GO-LR. Le volume total de la source est de 2320 cu in. **B** : configuration de la source sismique pour les profils GO-MR. Les deux trains de canons sont actionnés alternativement. Extrait du rapport de la mission GO (*Hobbs, 2008*).

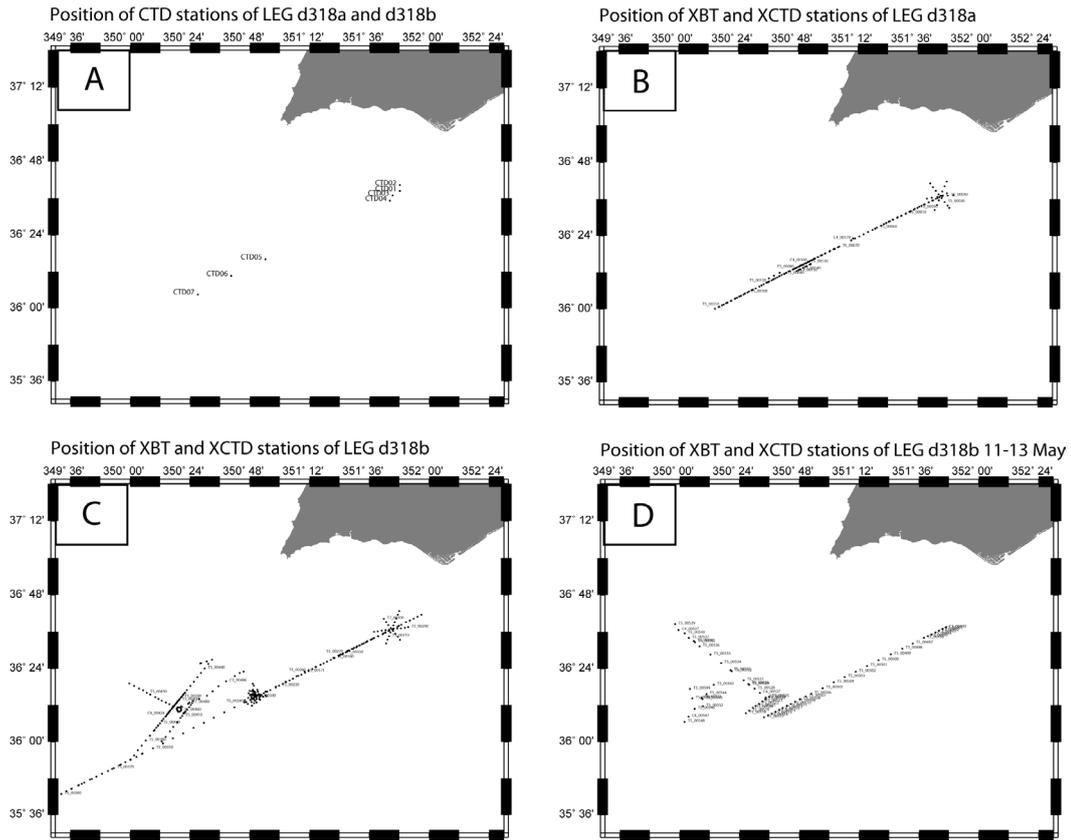


FIGURE 4.4 – Localisation des stations océanographiques de la campagne GO. **A** : Localisation des stations CTD effectuées à bord du Discovery (Avril-Mai 2007). **B** : Localisation des stations XBT et XCTD (leg1- 17-22 Avril). **C** : Localisation des stations XBT et XCTD (leg2- 29 Avril-10 Mai). **D** : Localisation des stations XBT et XCTD (leg2 - 11-13 Mai).

différences de salinité et de température prononcées pour constituer un fort gradient de densité comme expliqué dans le travail de Käse. C'est à partir du rapport de densité que l'on obtient la salinité sur des données XBT comprises entre ces 2 CTD. Pour l'aire correspondant à un tourbillon, la première CTD est choisie au cœur d'un tourbillon et la deuxième sur les bordures du tourbillon (*Figure 4.5*).

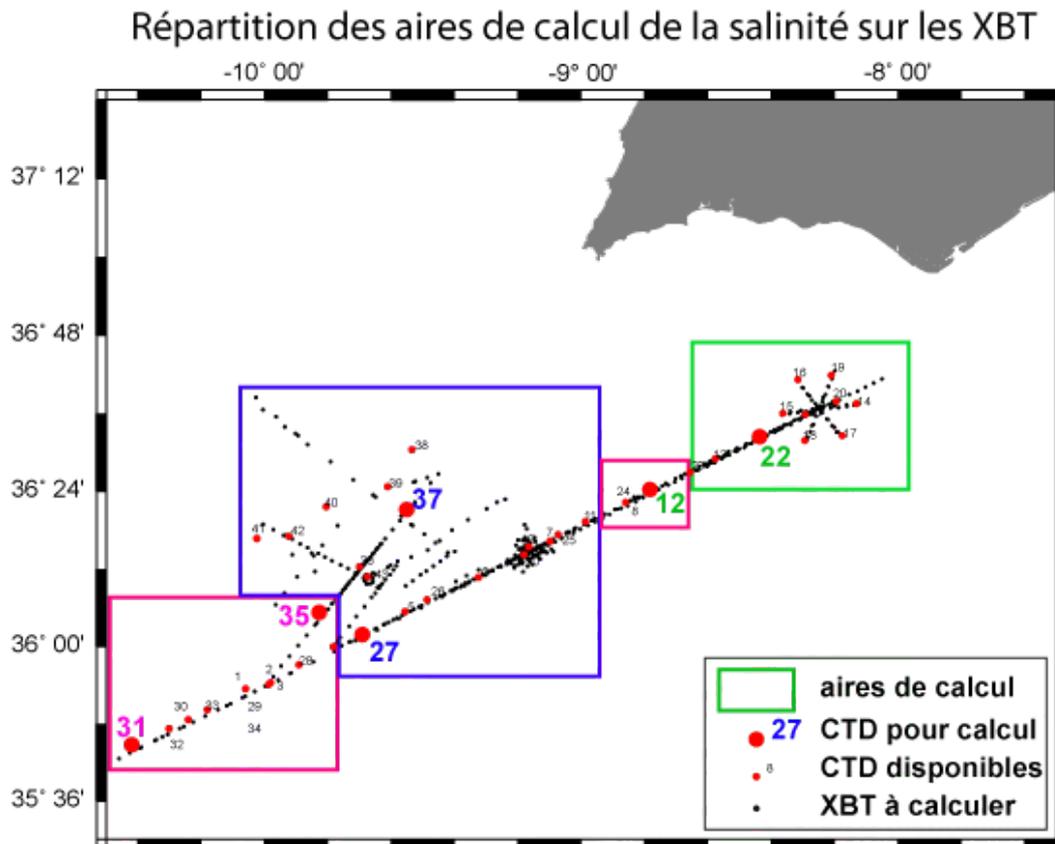


FIGURE 4.5 – Localisation des 3 zones de calcul de la salinité sur les XBT. Le rectangle vert correspond aux données XBT situées sur la pente continentale. Les CTD 12 et 27 ont été utilisées pour calculer la salinité sur ces XBT. Le rectangle bleu correspond aux données XBT localisées au niveau d'un meddy, dont la salinité est calculée à partir des CTD 27 et 37. Les rectangles roses correspondent aux XBT situés dans le panache de la MW dont la salinité est calculée à partir des CTD 31 et 35.

L'extension de la masse d'eau et la position des veines de MW sont visibles ainsi que les structures cohérentes rencontrées : meddy ou cyclone. La *Figure 4.6* réalisée lors de la mission a permis de visualiser l'extension et la morphologie de la MW, de voir des structures se détachant de la marge, et l'écoulement de l'eau sur la marge. Les radiales présentées sont réalisées avec des données acquises avec environ 15 jours d'écart. Nous pouvons noter une variation de la veine supérieure et

inférieure de MW. Le panache de MW a changé également sur les deux radiales. Les données sismiques HR nous ont révélé qu'avec 6 heures de décalage dans le temps, les structures se déplaçaient latéralement.

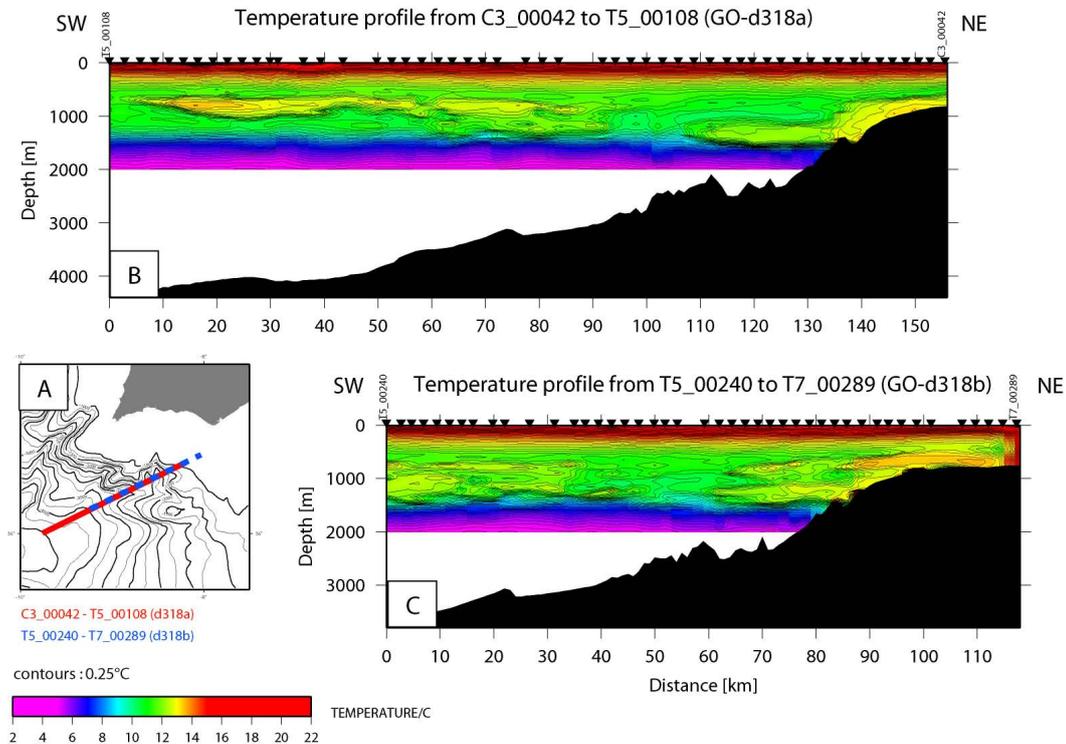


FIGURE 4.6 – Section de température de la campagne GO (Avril - Mai 2007). A : Localisation des profils. B : Section de température acquise lors du leg d318a. C : Section de température acquise lors du leg d318b.

A notre retour de mission, nous avons replacé les structures détectées par les données sismiques et hydrologiques dans un schéma plus global du Golfe de Cadix. Pour cela, nous avons utilisé l'altimétrie satellitaire. Celle-ci est un moyen de suivre, grâce à la hauteur d'eau, l'évolution des masses d'eau hétérogènes comme les tourbillons. Nous avons pu trouver deux types de cartes d'altimétrie satellitaire acquises par le satellite TOPEX-POSEIDON, une carte moyennée sur 10 jours (5 jours avant et 5 après la date indiquée) et celle acquise le jour même non moyennée. La première est celle du 20 Avril 2007 (*Figure 4.7*) qui correspond aux données moyennées entre le 15 et le 25 Avril. La deuxième carte est celle du 9 Mai, non moyennée (*Figure 4.8*). La première nous donne des structures sur la pente continentale (en orange et jaune) et au large (en bleu et violet) que nous n'avons pas réussi à recaler avec nos données d'hydrologie (*Figure 4.6*).

La carte du 9 Mai nous montre un corps entre 8°30'W et 9°00'W et entre 36°N et 36,5°N qui correspondrait à la structure que l'on retrouve dans nos données

hydrologiques et sismiques. La structure détectée en hydrologie et en sismique a été repositionnée dans le temps pour voir son évolution (*Figure 4.9*).

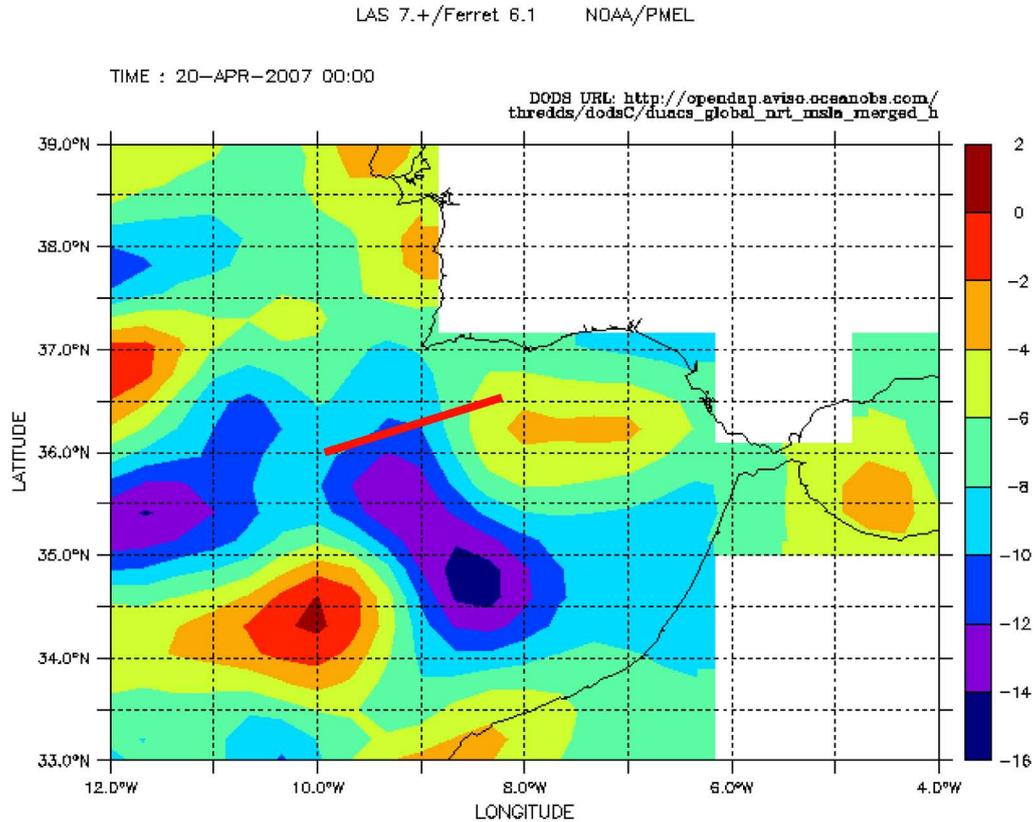


FIGURE 4.7 – Carte de l’altimétrie satellitaire pour la région du Golfe de Cadiz, Le 20 Avril 2007. (carte issue de <http://las.avissoceanobs.com/las/servlets/constrain?var=11>). La ligne rouge correspond à la position du profil d318a (*Figure 4.6*) présenté précédemment et au profil GO-LR-01.

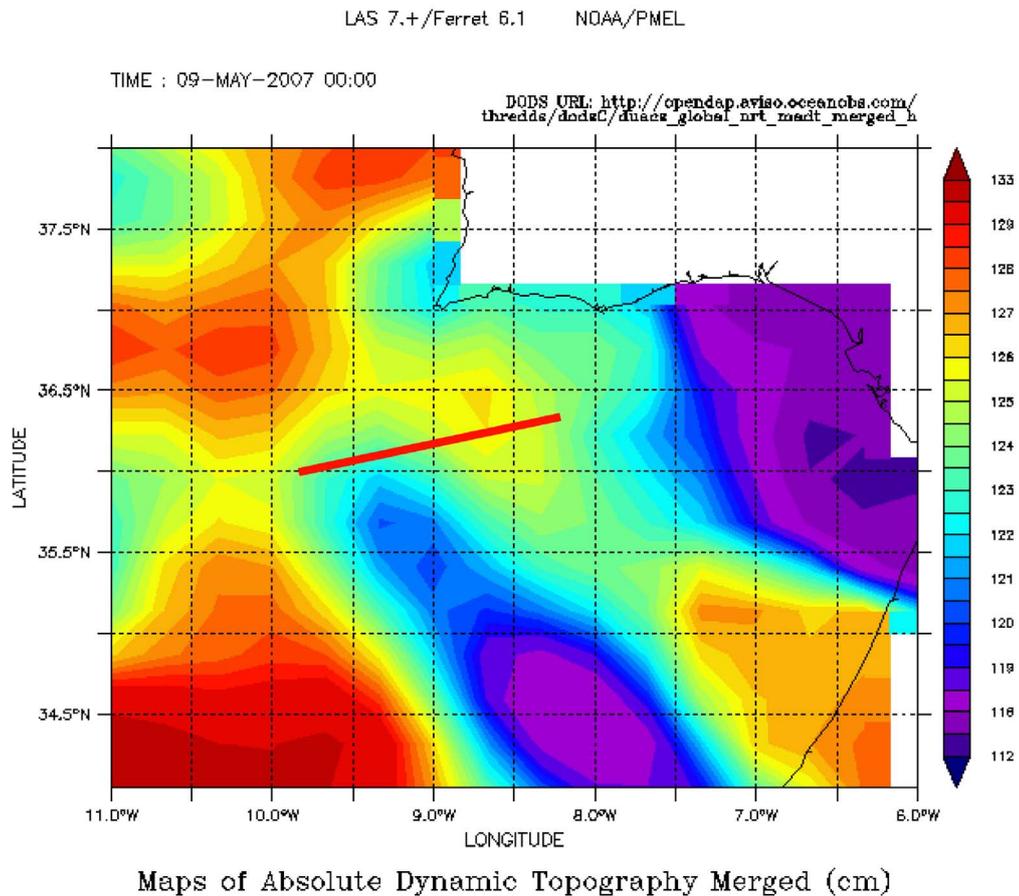


FIGURE 4.8 – Carte de l'altimétrie satellitaire pour la région du Golfe de Cadiz, Le 9 Mai 2007. (carte issue de <http://las.aviso.oceanobs.com>). La ligne rouge correspond à la position du profil d318a (Figure 4.6) présenté précédemment et au profil GO-LR-01.

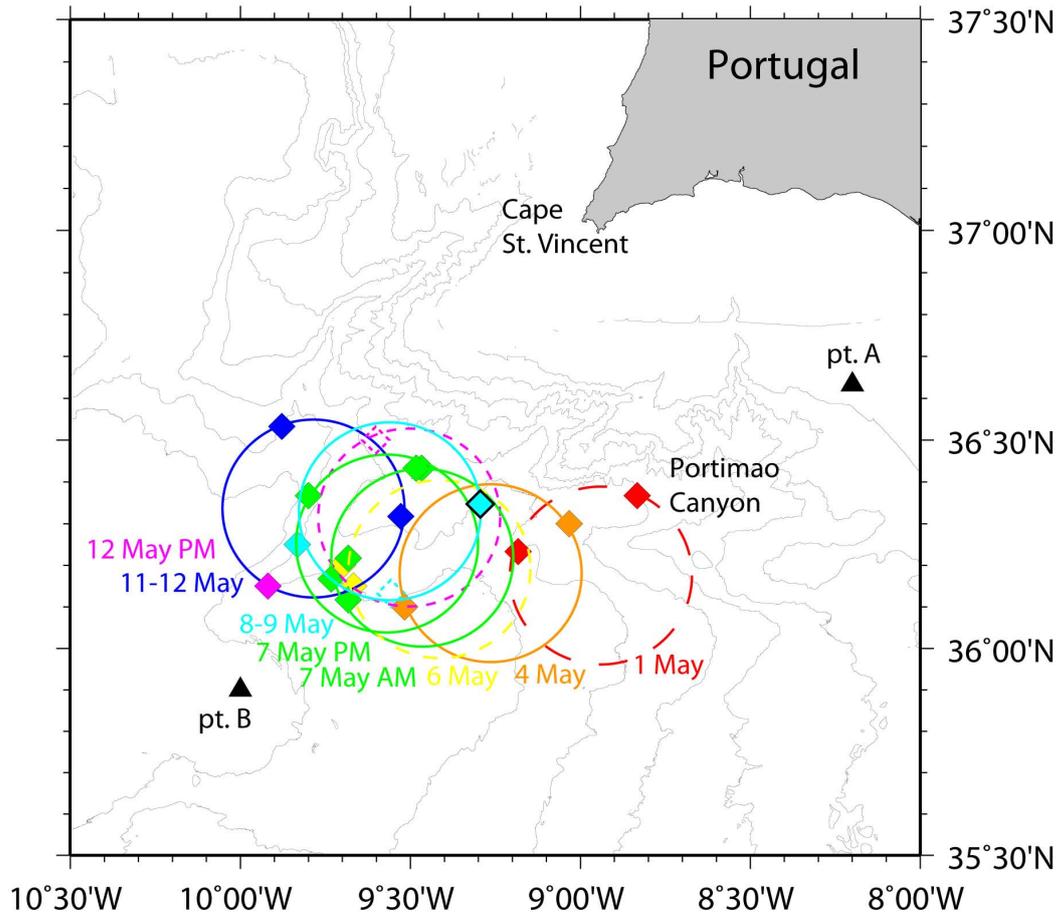


FIGURE 4.9 – Carte de repositionnement spatio-temporel du Meddy détecté pendant la campagne GO

4.4 Détection et caractérisation des structures méso-échelle et sous-méso-échelle

4.4.1 L'article GRL

Il s'agit d'un article en préparation soumis avant la soutenance à la revue *Geophysical Research Letters* (GRL) <http://www.agu.org/journals/gl/>, accepté le 18 Février 2010 et publié le 26 Mars 2010. La référence de l'article accepté à GRL est :

Quentel, E., X. Carton, M.-A. Gutscher and R.W. Hobbs (2010). Detecting and characterizing mesoscale and submesoscale structures of Mediterranean Water from joint seismic and hydrographic measurements in the Gulf of Cadiz. *Geophysical Reserch Letters*, 37, L06604.

Cet article a pour but de présenter la méthode de détection et de caractérisation des structures méso-échelle et sous-méso-échelle. La méthode utilisée est celle de l'analyse en ondelettes présentées précédemment. Deux profils sismiques de basse fréquences associées à des données CTD ont été choisis pour étudier les structures constituant la masse d'Eau Méditerranéenne et celles d'un meddy. Les données hydrologiques sont converties en réflectivité comme nous l'avons vu dans le Chapitre 2. Un filtre est utilisé lors du traitement des données sismiques pour mieux voir le signal utile. Il nous faut donc appliquer ce même filtre aux données hydrologiques pour que nos deux jeux de données soient comparables. Le signal sismique et notre signal de réflectivité synthétique sont alors comparés en utilisant une analyse en ondelettes.

Nous remarquons alors qu'en appliquant le filtre sismique à nos données hydrologiques, le signal synthétique est amélioré. Les structures méso-échelle et sous-méso-échelle sont détectées avec les deux jeux de données et caractérisées en longueur d'onde et en profondeur. La base du meddy n'est cependant pas bien détectée lorsque l'on étudie le milieu du meddy avec le signal sismique. Ce signal très faible est dû à la perte d'énergie des ondes lors du passage au sommet du meddy. Le cœur du meddy fait obstacle à la propagation des ondes.

Detecting and characterizing mesoscale and submesoscale structures of Mediterranean Water from joint seismic and hydrographic measurements in the Gulf of Cadiz

Elise Quentel (1,2), Xavier Carton (1,3), Marc-André Gutscher (1,2) and Richard Hobbs (4)

(1) Université Européenne de Bretagne, Brest, France.

(2) Laboratoire Domaines Océaniques, IUEM, Technopole Brest Iroise, 29280 Plouzané.

(3) Laboratoire de Physique des Océans, UBO, 29200 Brest.

(4) University of Durham, United Kingdom.

Abstract

Marine seismic and hydrographic data from the GO cruise in the Gulf of Cadiz acquired in April 2007 are analyzed to determine the physical nature and geometric characteristics of acoustic reflectors in the water column. Seismic data show strong reflectors near the surface, above Mediterranean Water (MW) undercurrents, above a meddy, and within a submesoscale MW structure. These reflectors are associated with thermohaline layering. Wavelet analysis of seismic and hydrographic data (both in terms of reflectivity) shows strong signals with 12-48 m vertical wavelength scales. Hydrological data with its high vertical resolution, capture weaker signals with shorter wavelengths. At the edge of a meddy, lateral intrusions of fresher water are revealed by reflectors with 25-75 m thickness. Analyses of marine seismic data allow detection of submesoscale eddies that hydrographic sections identify only occasionally.

1 Introduction

[1] The first oceanographic structures to be observed using marine seismic reflection profiles were internal waves (*Gonella and Michon, 1988*). More recently, oceanographic fronts in the northern Atlantic were studied and correlated to thermohaline structure on the basis of salinity and temperature measurements (*Holbrook et al., 2003; Nandi et al., 2004*). Other scientists expanded the method to better image reflectors in the water column (*Holbrook and Fer, 2005; Biescas et al., 2008; Krahmman et al., 2008; Klaeschen et al., 2009; Pinheiro et al., 2010*). This paper analyzes simultaneously acquired marine seismic and densely spaced physical oceanography data from the GO Cruise (HMS Discovery April/May 2007) in the Gulf of Cadiz (*Hobbs, 2008*). Here sharp contrasts in thermohaline structure are present due to the Mediterranean Waters. The objectives of this study are : to present a wavelet analysis of the characteristic length scales of seismic reflection and oceanographic structures, and to interpret the imaged structures in terms of mesoscale and submesoscale eddies, of homogeneous layers and of lateral intrusions.

2 Data collection and processing

[2] Warm and salty Mediterranean Water (MW) flows out of the Mediterranean Sea at 150-200 m depth. Outflowing MW cascades down the continental slope and mixes with surrounding waters producing several undercurrents along the Iberian margin at depths of 400, 800 and 1200 m depths (*Madelain, 1970; Zenk, 1975*). Canyons incising the continental slope destabilize these undercurrents and lead to

the formation of mesoscale eddies (among which are anticyclones called Meddies (*Bower et al., 1995; Bower, 1997; Serra and Ambar, 2002*)), and of submesoscale structures (small eddies and filaments) observed by oceanographic data (*Ambar et al., 2002*). However, until now no joint oceanographic-seismic experiment had ever provided a complete view of these structures.

[3] The GO cruise (17 April-14 May 2007) acquired synchronous and co-located seismic reflection and hydrographical data in the Gulf of Cadiz (website : www.dur.ac.uk/eu.go). To investigate the nature and characteristics of acoustic reflectors located between the warm, salty MW and neighboring water masses, three types of seismic sources were used. Here, only two « low-resolution » (LR) seismic profiles are presented. Acquisition parameters are : a 2320 cu in source (6 BOLT 1500L guns) (2x beams of 700, 300, 160 cu in guns) recorded by 2400 m long SERCEL streamer, towed at 8 m depth with 192 traces (12.5 m spacing). The expected vertical resolution was 15 m. The horizontal resolution of the continuous seismic profiles (10 m) is much finer than that of oceanographic data, which is typically 5-10 km. Seismic data processing includes bandpass filter (Butterworth) between 4 and 8 Hz. Since the direct wave disturbs the signal at the surface layer, its removal is important. We used an eigenvector filter coupled with a low cut filter for direct wave removal. For more accurate removal, we used a novel application of an eigenvector filter, which linearly moves out traces based on previous work on multiple suppression (*Hardy and Hobbs, 1991*). Noise reduction by time variant scaling is performed before stacking.

[4] Hydrographic sections along the Iberian margin were constructed using 45

XBT (eXpendable Bathy-Temperature probe) profiles acquired simultaneously while the seismic profiles were shot. A second vessel (R/V Poseidon) followed about 1.5 hours and 12 km behind the Discovery and performed CTD stations to complement the sections. 6 CTD profiles used in this study, cover the 0-2000 m depth range, while XBT reach a maximum depth of 1850 m. For XBT's, salinity was calculated from temperature via the density ratio method $r(z)$ (Käse *et al.*, 1996). First, temperature and salinity data from 6 CTD's were divided into 3 subareas, and temperature and salinity differences (δT , δS) were calculated at each depth for each pair of CTD stations. The horizontal density ratio was then calculated as :

$$r(z) = \frac{\alpha \delta T}{\beta \delta S}$$

where α and β are the expansion coefficients for temperature and salinity. Then, for each XBT cast, a CTD reference station was first chosen with $(T_R(z), S_R(z))$, and secondly, salinity S was derived from temperature T measured by the XBT via :

$$S = S_R + (T - T_R) \frac{\delta S}{\delta T} \text{ at each depth } z.$$

The accuracy of CTD temperature and salinity measurements is $\pm 0.001^\circ\text{C}$ and ± 0.001 . The accuracy of XBT temperature and derived salinity is $\pm 0.01^\circ\text{C}$ and ± 0.01 .

2.1 Description of seismic and hydrographic sections

[5] Figure 1 presents the two LR profiles : LR-01 (2nd of May) and LR-13 (7th of May). Salinity sections could be achieved only for LR-01, which sampled the MW

undercurrents on the continental slope and offshore. On LR-01, seismic reflectors are observed in the near subsurface, and between 800 m and 2000 m depths. Several flow structures can be identified from the seismic reflection cross-sections :

- First, the MW undercurrents on the continental slope, or their extrusion, located between km 60 and 110, with stronger reflectors between 500 and 800 m depths and weaker reflectors between 1400 and 1600 m depths. They extend relatively far offshore from the continental slope (30 km).
- Second, a lens-like body located between km 0 and 25, with a size and shape typical of a Meddy, based on prior observations and model predictions (*Serra et al., 2005; Ambar et al., 2008*). It shows the strongest reflections at its upper boundary (between 700 and 1000 m depths) and somewhat weaker reflections at its base (depths of 1300-1400 m). In fact, this meddy extends much farther westward (and to the SW), as shown by section LR-13; LR-13 provides a diameter of at least 35 km for this meddy and images finer details at the edge of the meddy, with vertically stacked reflectors.
- Between these two mesoscale structures, smaller structures are observed on section LR-01. An acoustically transparent structure with strong reflectors at its top (near 700-800 m depths) is present near km 30 of the LR-01 section, with about 10 km diameter, called submesoscale structure 1 (SM1) hereafter.

[6] The LR-01 hydrological section provides complementary information :

- The MW undercurrents are well characterized by two distinct salinity maxima in the vertical dimension : the first (36.6 psu) lies near 800 m depth, while the

- second (36.8 psu) lies near 1200 m depth. High salinities (36.4 psu) extend far offshore of the continental slope (again at 30 km). These salinities contrast sharply with the surrounding Atlantic waters (which have $S=35.5-35.8$ psu).
- The meddy is well characterized by salinities of about 36.4 psu over a horizontal distance of 15 km.
 - The small scale structures, between the meddy and the undercurrents, are a fragment of high salinity waters with two maxima, at 800 and 1200 m depths, between km 20 and 30, at the location of SM1.

[7] To characterize the mesoscale and submesoscale structures, geostrophic velocities were calculated from density for XBT data, and the main velocity directions were superimposed on the salinity cross-section (Figure 1). The anticyclonic body between 0 and 10 km is a Meddy. Between 25 and 50 km, SM1 appears as a cyclonic eddy. Between 65 and 80 km, a cyclonic structure is related to the large extrusion of salty water at 1200-1300 m depth. The shallower velocity signal on the slope is related to the MW undercurrents. The velocity normal to the section changes sign at 1000 m depth and near 80-90 km. We interpret this reversal as a meander of the MW undercurrents, cut obliquely by section LR-01, which is nearly parallel to the continental slope here.

2.2 Wavelet analysis of vertical seismic and hydrographic profiles

2.2.1 Calculation of synthetic reflectivity data

[8] Wavelet analysis is used to identify the size and wavelength of mesoscale and sub-mesoscale structures. The analysis is a Continuous Wavelet Analysis modified

from (*Grinsted et al., 2004*) using a Morlet wavelet with parameters of vertical distance and vertical wavelength defined as :

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0\eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2}$$

where ω_0 is dimensionless frequency and η is dimensionless distance (on the entire column). A value of $\omega_0 = 6$ was chosen to provide a good balance between distance and frequency localization. The continuous Wavelet Transform (CWT) can be seen as a consecutive series of bandpass filters applied to the depth series where the wavelet scale is linearly related to the characteristic period of the filter. The CWT has edge artifacts because the wavelet is not completely localized in depth.

[9] Synthetic gradients of acoustic impedance data were calculated from hydrographic data for comparison with the real seismic data (2 adjacent traces stacked). Reflections across the water column are induced by acoustic impedance contrasts due to strong gradients of temperature and salinity between water masses. Acoustic impedance is defined as :

$$I = \rho c$$

where ρ is density and c is sound speed.

Synthetic gradient of acoustic impedance is calculated from hydrography as :

$$Zs = \frac{dI}{dz} = c \frac{d\rho}{dz} + \rho \frac{dc}{dz}$$

The reflectivity coefficient is then calculated from hydrology as :

$$Rp = \frac{1}{c} \frac{dc}{dz} + \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = \frac{1}{\rho c} \frac{d}{dz} (\rho c)$$

and the filter applied on seismic data is implemented on this reflectivity coefficient. The filter is a band-pass between 4 Hz and 8 Hz. The seismic data and

this coefficient of reflectivity can now be compared. Density and sound speed are calculated from temperature and pressure of CTD data (*Käse et al., 1996; Ruddick et al., 2009*).

2.2.2 Across the MW undercurrents

[10] Figure 2 shows the vertical wavelet analysis through the upper MW undercurrent on the continental slope near Portimão Canyon (LR-01 section, see figure 1 for location). Both real and synthetic data show strong reflectivity in the upper ocean layers and above the MW undercurrents. The wavelengths of the signal found in both datasets are 8-64 m. Both the density and the sound speed gradient show features in these depth ranges and at these wavelengths. Nevertheless, differences can be observed between real and synthetic seismic data :

- Synthetic data show stronger reflectivity than the real seismic data (the real signal is less spread out vertically). This may be related to loss of acoustic energy in the water column.
- Synthetic data also display shorter vertical wavelengths (due to the higher vertical resolution of CTD measurements), and longer wavelengths (which correspond to taller thermohaline gradients in the transition zone between Atlantic and Mediterranean Waters).
- The density and sound speed components show maxima at different depths : the sound speed gradient is stronger in the near subsurface and below 800 m depth ; the density gradient is maximum near 600 m depth.

2.2.3 Across a meddy and at its edge

[11] The real seismic reflectivity profile, across the meddy center, shows reflectors in the near subsurface and between 600 and 800 m depths (the upper part of the meddy), with dominant wavelengths between 16 and 64 m (see figure 3a). The meddy core is transparent and weak reflectivity is observed below the meddy. The synthetic reflectivity, calculated from CTD casts on section LR-13 (which have a better precision than that of XBT data), shows strong reflectivity at the same depths. But it also shows reflectivity below the meddy, with thickness of about 32 to 64 m. Both above and below the meddy, the strong reflectivity is associated with thermohaline layering. At the meddy edge, real seismic data show continuous reflectivity between 800 and 1300 m, but also near the surface (see figure 3b). Synthetic data are intense at the same depths, but with a larger range of wavelengths at the meddy center (8-80 m instead of 16-64 m). This strong reflectivity is interpreted as the result of lateral intrusions of external water into the meddy, leading to interleaving (vertical alternance of saltier and fresher water layers). Indeed, *Ruddick and Hebert (1988)* identified the origin of fine-scale structures at the edge of meddy « Sharon » as lateral intrusions of Atlantic water associated with salt fingering. They performed temperature gradient autospectra in this intrusive zone and determined vertical scale for these structures of 25 to 75 m. These characteristic wavelengths are identical to those found with seismic reflectivity.

2.2.4 In the sub-mesoscale structures

[12] One CTD cast (CTD11) across submesoscale structure SM1 is now analysed in terms of coefficient of reflectivity, and compared to real reflectivity (Figures 3c); it shows differences between real and synthetic data. Real seismic data present a nearly continuous series of reflectors from the surface to 2000 m depth with characteristic wavelengths of 16-64 m, the 400-600 and 800-1200 m intervals being more transparent. Synthetic reflectivity computed from CTD11 identifies strong reflectors near the surface, above and below the MW structure with dominant wavelengths between 16 and 80 m. It clearly shows a transparent region between 300 and 600 m and between 800 and 1200 m. The signal is clearly stronger and more coherent vertically in the synthetic signal. We interpret this difference by the tendency of synthetic data to emphasize the strongest thermohaline contrasts.

3 Conclusion

[13] Seismic reflection and hydrographic cross-sections were interpreted in terms of mesoscale and submesoscale structures, while vertical wavelet analysis provided the characteristic scales of these structures. On the continental slope, strong reflectors were observed above the shallow vein of MW. A meddy was clearly identified in seismic and hydrographic data, via strong reflectors at its top, and vertically more continuous reflectors at its edge. The reflectors above the meddy correspond to the boundaries of homogeneous layers. The lateral reflectors have the same vertical wavelength as thermohaline intrusions and are likely to result from such intrusions. A

submesoscale feature observed along the LR-01 section was characterized by a vertically continuous array of reflectors in the real seismic data, whereas the synthetic data concentrated again on the strongest vertical thermohaline gradients.

[14] The horizontal resolution of seismic data is much finer (12.5 m) than that of hydrographic data (5-10 km). Thus, seismic measurements can detect and characterize deep submesoscale eddies more efficiently, more accurately and rapidly than hydrographic sections. Furthermore, altimetric measurements of sea-level anomaly are not accurate near the coast and thus, cannot identify submesoscale eddies. Therefore, marine seismic measurements, which can rapidly cover the Portimão Canyon - Cape Saint Vincent region, are probably the best method for monitoring the formation and flux of mesoscale and submesoscale eddies off Iberia.

4 Acknowledgments

The GO project was funded by the 6th EU Framework for research and Development. The authors of the present paper wish to thank the captain and crew of the HMS Discovery and GO partners, particularly Dirk Klaeschen and Cord Papenberg from Ifm-GEOMAR who performed the processing of the seismic profiles used.

Bibliographie

- Ambar, I., N. Serra, M. Brogueira, G. Cabçadas, F. Abrantes, P. Freitas, C. Gonçalves, and N. Gonzalez (2002), Physical, chemical and sedimentological aspects of the mediterranean outflow off iberia, *Deep-Sea Res. (2 Top. Stud. Oceanogr.)*, *49*, 4163–4177.
- Ambar, I., N. Serra, F. Neves, and T. Ferreira (2008), Observations of the mediterranean undercurrent and eddies in the gulf of cadiz during 2001, *J. Marine Syst.*, *71*(1-2), 195–220, doi :10.1016/j.jmarsys.2007.07.003.
- Biescas, B., V. Sallarès, J. L. Pelegrí, F. Machín, R. Carbonell, G. Buffett, J. J. Dañobeitia, and A. Calahorrano (2008), Imaging meddy finestructure using multichannel seismic reflection data, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L11,609, doi : 10.1029/2008GL033971.
- Bower, A. S. (1997), Lagrangian observations of meddy formation during a mediterranean undercurrent seeding experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 2545–2575.
- Bower, A. S., L. Armi, and I. Ambar (1995), Direct evidence of meddy formation off the southwestern coast of portugal, *Deep-Sea Res. (1 Oceanogr. Res. Pap.)*, *42*(9), 1621–1630.
- Gonella, J., and D. Michon (1988), Ondes internes profondes révélées par sismique réflexion au sein des masses d'eau en atlantique-est, *C R Acad. Sci. Paris*, *306*(II), 781–787.
- Grinsted, A., J. C. Moore, and S. Jevrejeva (2004), Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Proc. Geoph.*, *11*(5-6), 561–566.
- Hardy, R., and R. Hobbs (1991), Multiple suppression in deep water, *AGU Geodynamics Series*, *22*, 383–390.
- Hobbs, R. (2008), Rrs discovery d318a d318b - cruise report - go - geophysical oceanography, *Tech. rep.*
- Holbrook, W. S., and I. Fer (2005), Ocean internal wave spectra inferred from seismic reflection transects, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L15,604, doi :10.1029/2005GL023733.
- Holbrook, W. S., P. Paramo, S. Pearse, and R. W. Schmitt (2003), Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling, *Science*, *301*(5634), 821–824.
- Klaeschen, D., R. W. Hobbs, G. Krahnemann, C. Papenberg, and E. Vsemirnova (2009), Estimating movement of reflectors in the water column using seismic oceanography, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L00D03, doi :10.1029/2009GL038973.

- Krahmann, G., P. Brandt, D. Klaeschen, and T. Reston (2008), Mid-depth internal wave energy off the iberian peninsula estimated from seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, *113*, C12,016, doi :10.1029/2007JC004678.
- Käse, R. H., H. H. Hinrichsen, and T. B. Sanford (1996), Inferring density from temperature via a density-ratio relation, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *13*(6), 1202–1208, doi :10.1175/1520-0426(1996)013<1202:IDFTVA>2.0.CO;2.
- Madelain, F. (1970), Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de gibraltar et le cap saint-vincent, *Cahiers Océanographiques*, *22*, 43–61.
- Nandi, P., W. S. Holbrook, S. Pearse, P. Paramo, and R. W. Schmitt (2004), Seismic reflection imaging of water mass boundaries in the norwegian sea, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L23,311.
- Pinheiro, L. M., H. Song, B. Ruddick, J. Dubert, I. Ambar, K. Mustafa, and R. Bezerra (2010), Detailed 2-d imaging of the mediterranean outflow and meddies off w iberia from multichannel seismic data, *J. Marine Syst.*, *79*(1-2), 89–100, doi :10.1016/j.jmarsys.2009.07.004.
- Ruddick, B., and D. Hebert (1988), The mixing of meddy "sharon", in *Small-Scale Turbulence and Mixing in the Ocean*, edited by E. Science, pp. 249–262, J.C.J. Nihoul and B.M. Jamart.
- Ruddick, B., H. B. Song, C. Z. Dong, and L. Pinheiro (2009), Water column seismic images as maps of temperature gradient, *Oceanography*, *22*(1), 192–205, iSI Document Delivery No. : 413EP Times Cited : 0 Cited Reference Count : 35 Sp. Iss. SI.
- Serra, N., and I. Ambar (2002), Eddy generation in the mediterranean undercurrent, *Deep-Sea Res. (2 Top. Stud. Oceanogr.)*, *49*, 4225–4243.
- Serra, N., I. Ambar, and R. H. Käse (2005), Observations and numerical modelling of the mediterranean outflow splitting and eddy generation, *Deep-Sea Res. (2 Top. Stud. Oceanogr.)*, *52*, 383–408.
- Zenk, W. (1975), Some current and temperature observations in the mediterranean outflow west of gibraltar ; a data report, *Meteor Forschung-Ergebnisse, Reihe A*, *15*, 20–48.

5 Figures Caption

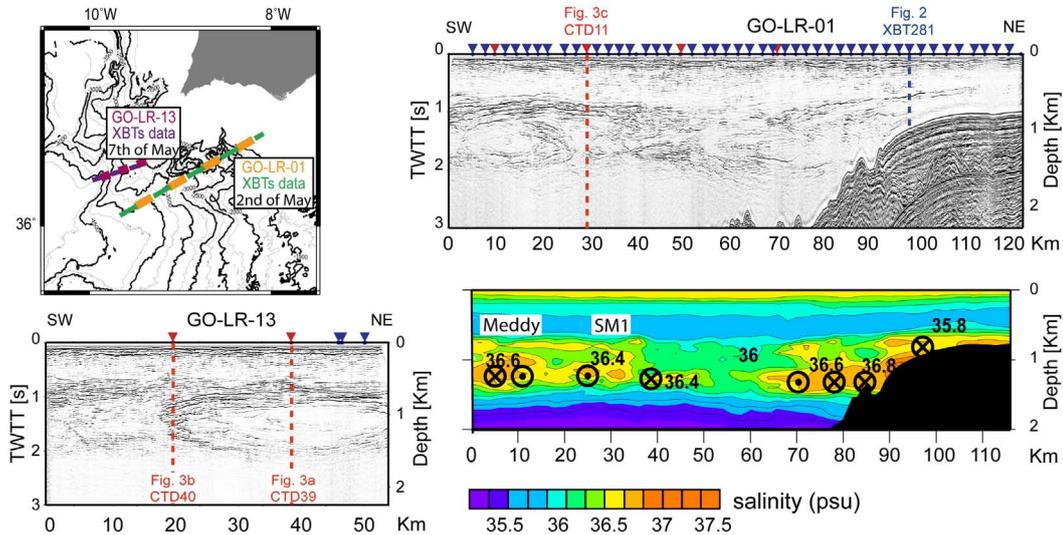


FIGURE 1 – Upper left : Position of seismic reflection and hydrographic cross-sections. Upper right : Vertical sections of reflectivity and salinity LR-01 (scales are identical, but origins different). Lower left : Vertical section of reflectivity of LR-13. Red triangles are CTDs and blue triangles are XBTs and XCTD's. Lower right : Vertical section of salinity LR01. Velocity vectors (black bolt cross : velocities directed to the east, black bolt dot : velocities directed to the west) indicate an anticyclonic mesoscale eddy (a meddy), a cyclonic submesoscale eddy (SM1).

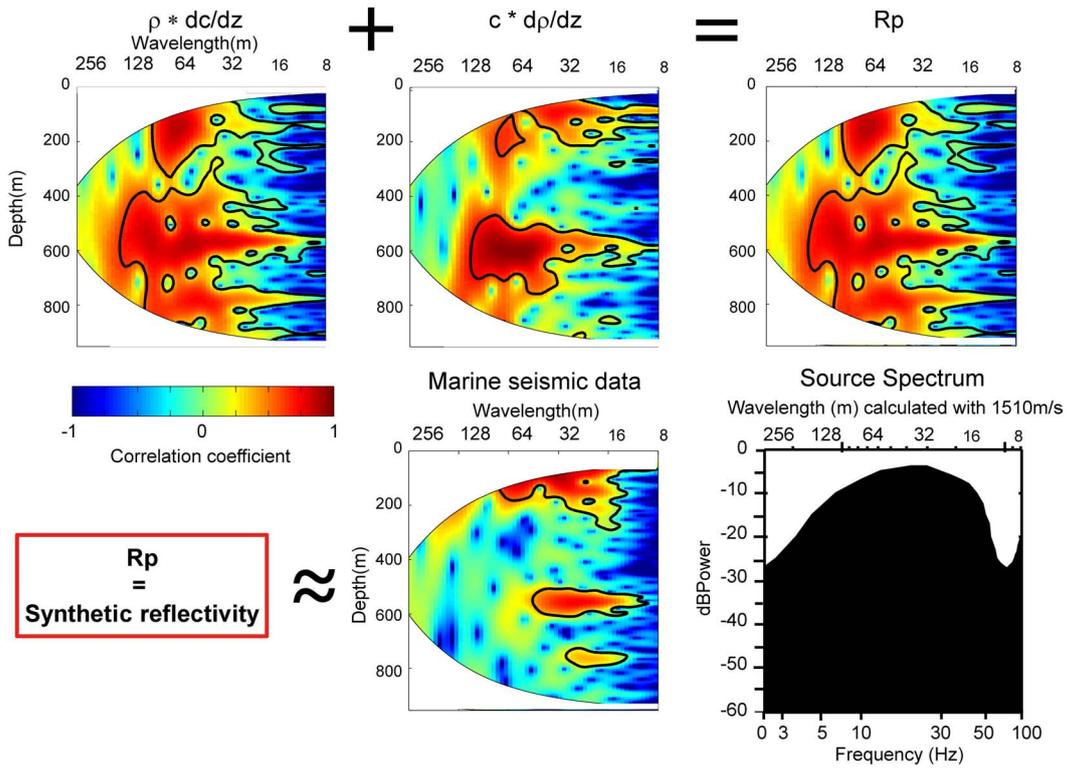


FIGURE 2 – Wavelet analysis of real and synthetic reflectivity profiles through the MW undercurrents on the continental shelf. Upper row of plots : combination of vertical gradients of density and of sound speed (from hydrographic measurements) to provide synthetic reflectivity. Lower plot : real seismic reflectivity from adjacent traces stacked. Source spectrum of LR profiles. Wavelengths are calculated from frequencies by a sound speed in the water column of 1510 m.s^{-1} . Frequencies are defined by logarithm and correspond to a wavelength period in meters. The thick black contour designates the 5% significance level against red noise and the cone of influence (COI) where edge effects might distort the picture is shown as a lighter shade. Scale defined to blue (-1) from red (1) is the normalized correlation coefficient.

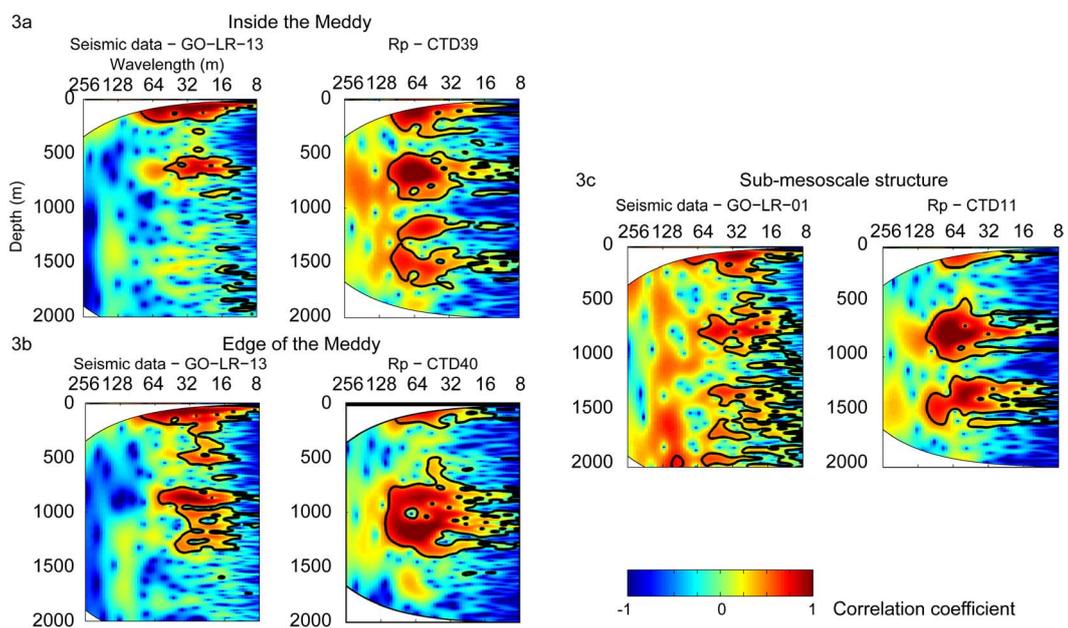


FIGURE 3 – Wavelet analysis in a Meddy (3a) and near a Meddy (3b) and in the Sub-mesoscale structure SM1 (3c); The left-hand columns of plots are real seismic data. The right-hand columns are synthetic reflectivity data. Frequencies as in Figure 2.

4.4.2 Les compléments

4.4.2.1 L'étude du meddy Sharon

L'étude du Meddy Sharon (*Figure 4.10*) présentée dans les travaux de *Ruddick and Hebert (1988)* montre une séquence de profils verticaux de salinité au niveau de la bordure du Meddy qui est caractérisée par des longueurs d'ondes comprises entre 8 et 32 m comme nous l'avons remarqué dans les données GO présentées dans l'article précédent 4.4.1.

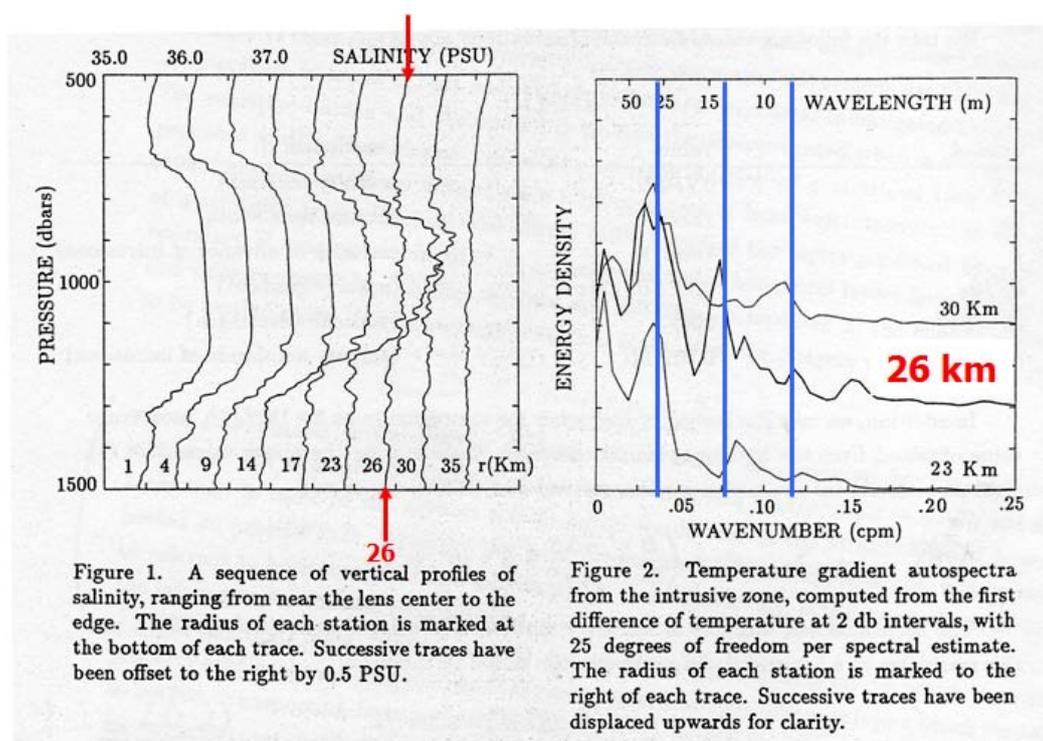


FIGURE 4.10 – Figure extraite de l'article de *Ruddick and Hebert (1988)*

4.4.2.2 Les ondelettes horizontales

La résolution horizontale des données sismiques nous permet d'effectuer des analyses en ondelettes en ayant une bonne précision pour caractériser les structures méso-échelle. La *Figure 4.11* montre le résultat de ces analyses au niveau du Meddy du profil GO-MR-03-flop à 600 et 1500 m de profondeur. Le profil sismique montre des réflecteurs continus au-dessus du Meddy ; les bordures sont bien caractérisées et la base du Meddy présente une réflectivité faible avec des réflecteurs discontinus. A 600 m de profondeur, les longueurs d'ondes caractéristiques des structures détectées sont comprises entre 1 et 16 km. Les longueurs d'ondes sont continues entre 4 et 16 km. A la base de ce Meddy, des longueurs d'ondes

discontinues sont comprises entre 1 et 4 km correspondant à des structures fines-échelles comme les escaliers thermohalins.

Comme détectée par les analyses verticales, nous remarquons que la base des structures méso-échelle n'est pas bien distinguée. Par ces analyses, les données sismiques constituent une méthode fiable de détection et de caractérisation des structures à différentes échelles.

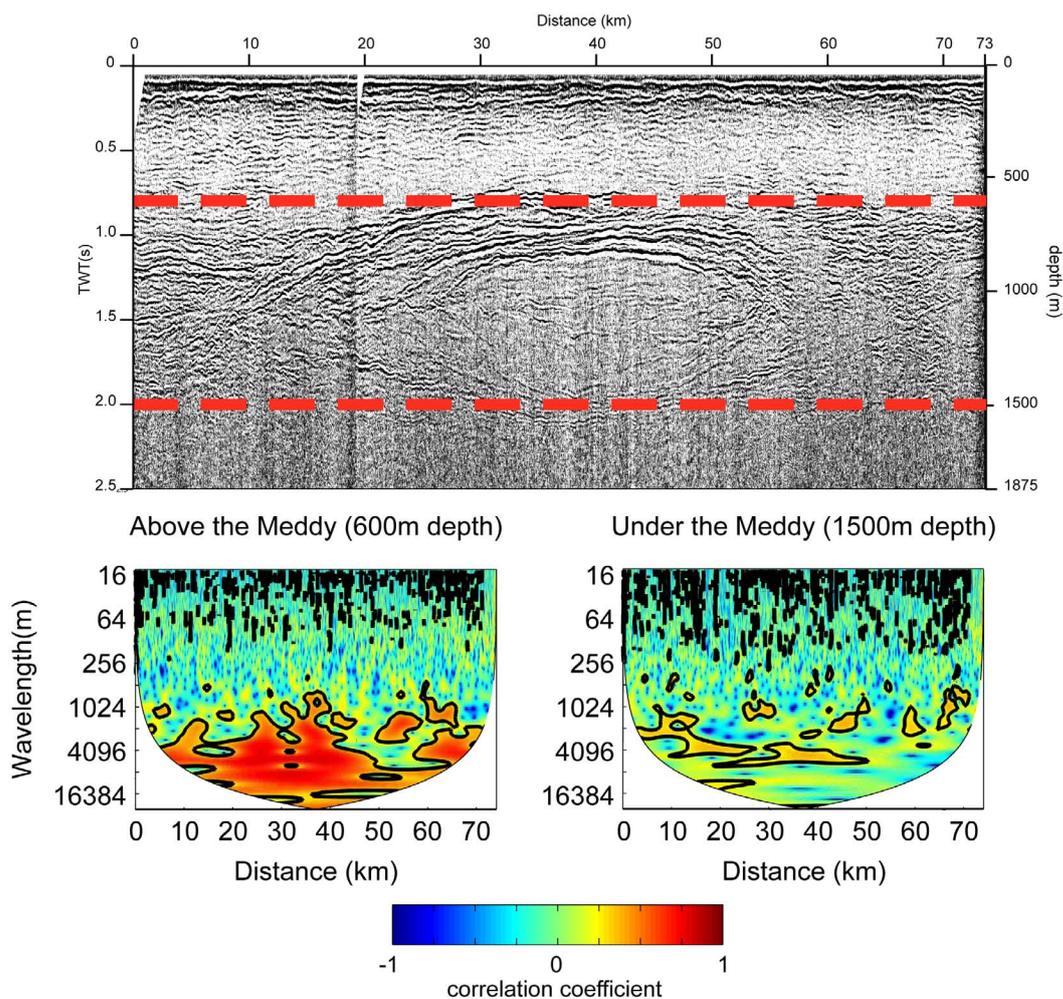


FIGURE 4.11 – Ondelettes horizontales à 600 et 1500 m de profondeur au niveau du Meddy distingué sur le profil GO-MR-03 flop.

4.5 Entre fréquences et structures observables

En fonction de la source utilisée lors de l'acquisition sismique, la résolution latérale des structures imagées sera différente (*Ruddick et al., 2009*). En effet, d'après la loi de Fresnel, la résolution latérale est fonction de la source et de la profondeur de

l'objectif à imager. En utilisant l'équation 2.5, nous pouvons faire quelques calculs rapides.

Les structures dans la MW sont situées en moyenne vers 1000 m de profondeur, pour la source basse fréquence de la campagne GO (40 Hz), la longueur d'onde du pic de fréquence est de 37,5 m :

$$R = \sqrt{37,5 \frac{1000}{2}} \quad (4.1)$$

$$R = 136 \text{ m} \quad (4.2)$$

La résolution verticale est alors de 9,5 m. Pour une source haute fréquence (200 Hz), la résolution horizontale est de 61 m soit environ 2 m de résolution verticale.

Les structures que nous pourrions imager avec les données sismiques de basse fréquence ne pourront pas être inférieures à des extensions de 100 à 300 m. Ce qui permet de pouvoir imager toutes les structures océanographiques.

Avec une source haute fréquence, l'épaisseur des structures à fines échelles (10 à 30 m) est largement atteinte.

Toutes les structures océanographiques de la méso-échelle à la fine-échelle peuvent être imagées par les données sismiques à la fois de basse et de haute fréquence.

Nos analyses en ondelettes ont montré que nous pouvions imager avec les données sismiques des structures dont l'extension est comprise entre 16 et 128 m avec des épaisseurs de 50 à plus de 200 m. Au contraire, les données de CTD montrent des structures dont l'épaisseur est comprise entre 4 et 512 m.

Les profils haute fréquence et basse fréquence ont été analysés en termes de structures détectables. La **Figure 4.12** montre les réflecteurs sur deux profils localisés sur la pente continentale (**Figure 4.14**). Les réflecteurs des données haute fréquence (entre 15 et 350 Hz) sont continus, fins et bien résolus. Les réflecteurs des données basse fréquence sont localement discontinus, plus épais, et moins bien résolus. Au niveau de la couche de mélange, ils sont cependant continus, puissants.

Les données haute fréquence présentent des réflecteurs dont la résolution est meilleure mais la pénétration de l'énergie acoustique est moins profonde que pour les données basse fréquence dont les réflecteurs sont puissants (**Figure 4.14 et 4.16**). Les profils sismiques HR-13 et LR-01 de la campagne GO (localisés de la pente continentale à la plaine abyssale) illustrent bien cette différence.

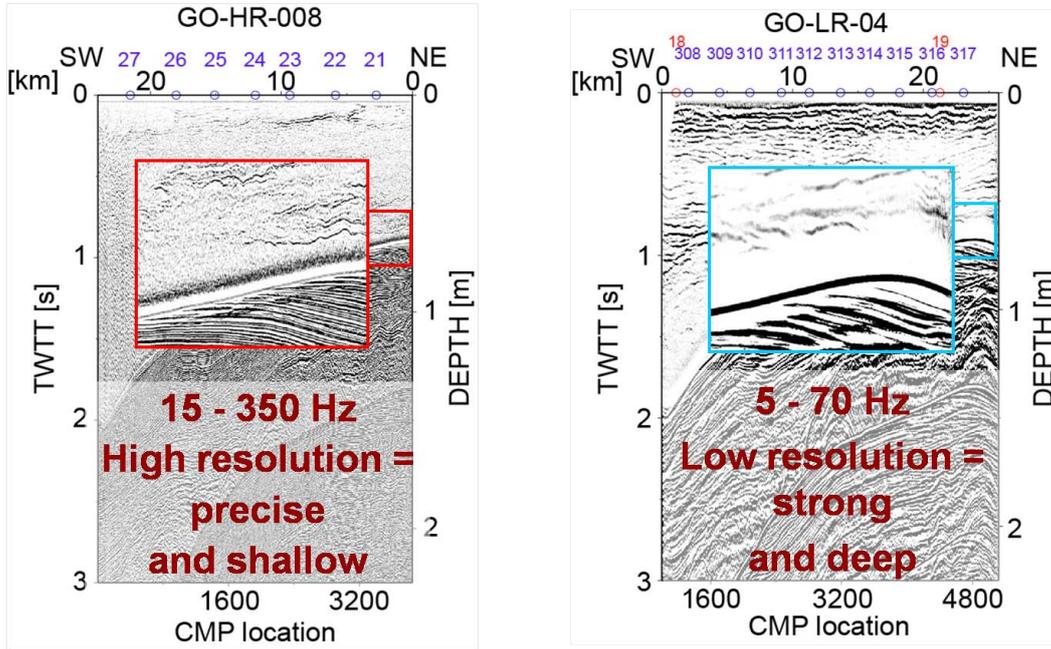


FIGURE 4.12 – Comparaison de réflecteurs sur un profil haute fréquence (à gauche) et un profil basse fréquence (à droite) localisé sur la pente continentale et dans une zone où les couches sédimentaires sous le fond de la mer sont tronquées par les courants de fond.

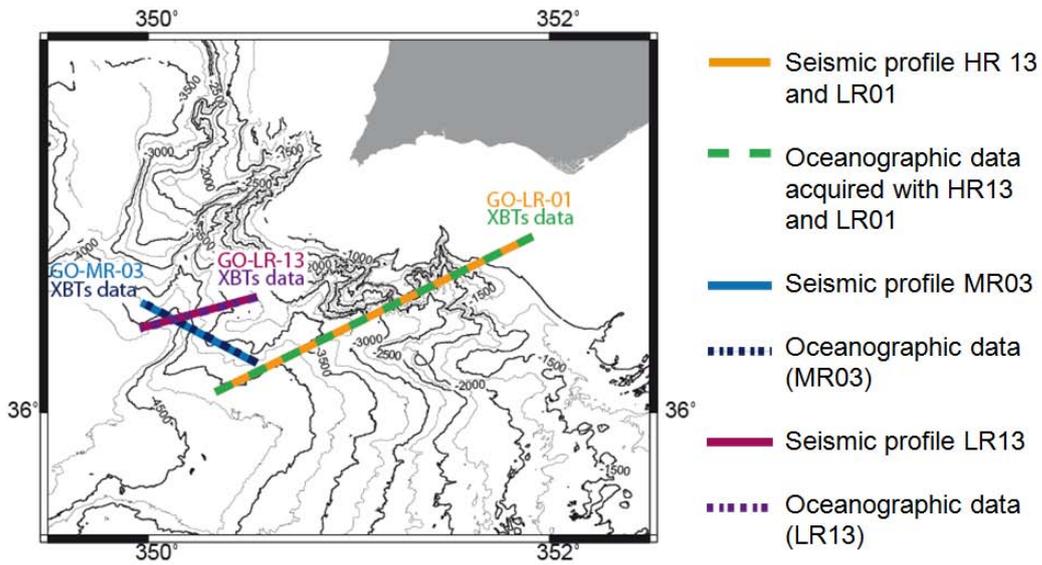


FIGURE 4.13 – Localisation des profils sismiques et des sections océanographiques étudiés.

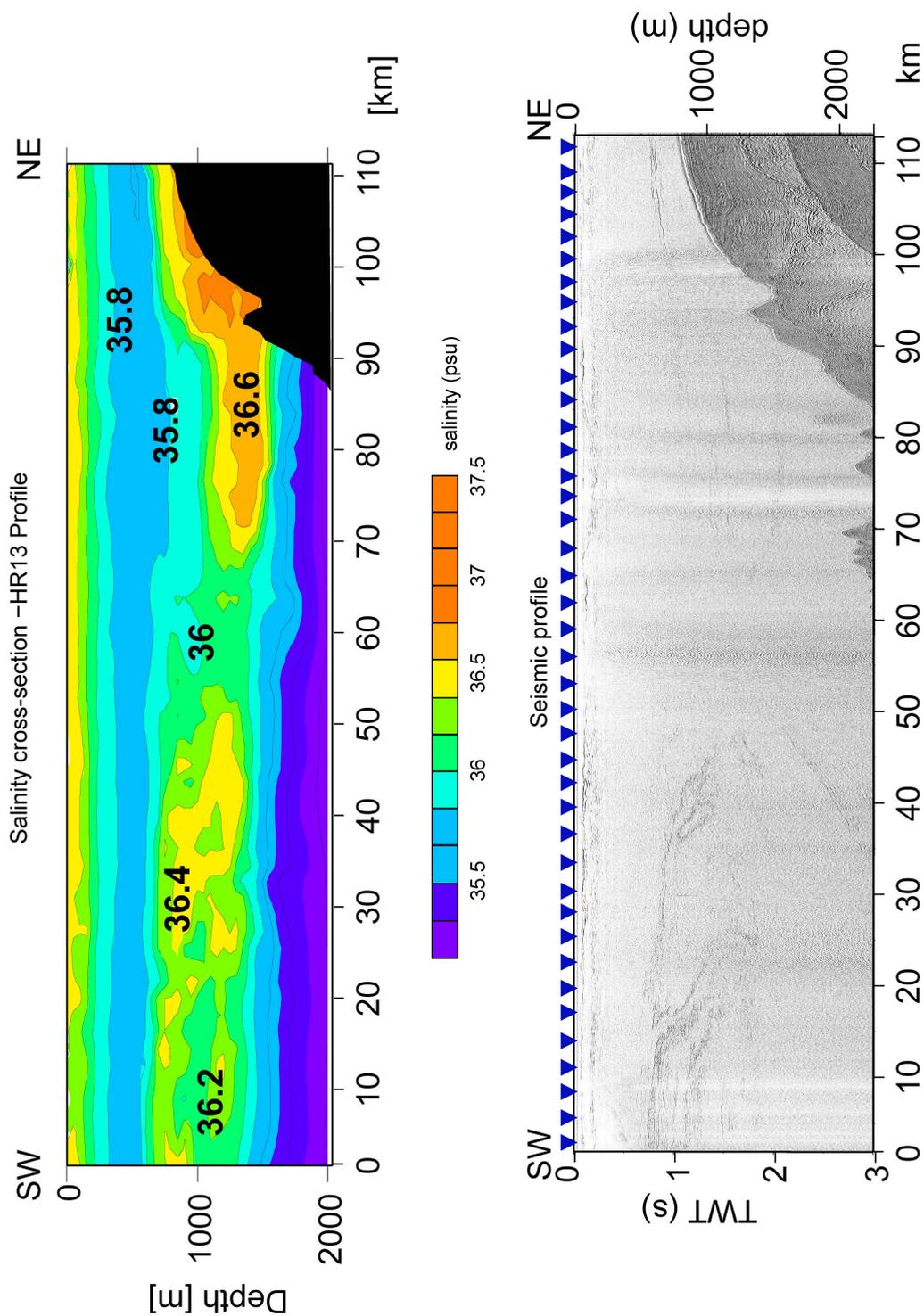


FIGURE 4.14 – Comparaison du profil sismique haute fréquence GO-HR-13 (en bas) et de la section de salinité associée (en haut). Les triangles bleus représentent la position des sondes XBT.

La réflectivité du profil sismique GO-HR-13 est faible. Des réflecteurs sont visibles entre 50 et 200 m de profondeur, ils imagent la thermocline. Nous retrouvons des réflecteurs de faible amplitude, au-dessus de la pente continentale à 600 m de profondeur, et le long de la pente continentale à 1500 m de profondeur. Ils indiquent la présence des veines supérieures et inférieures de MW. La salinité y est en moyenne de 36,6. De 0 à 50 km de distance, les réflecteurs ont une moindre intensité entre 1100 à 1500 m de profondeur qu'entre 600 et 1100 m de profondeur où la réflectivité est forte. Ces réflecteurs imagent le panache de MW ou les meddies dont les contrastes thermohalins sont plus forts au-dessus qu'en-dessous comme nous l'avons déjà noté plus haut. (voir *l'article GRL 4.4.1*).

De plus, des segments réflectifs dans les données sismiques peuvent être reliés entre-eux par des segments apparaissant pentés comme nous l'avons vu dans nos données sismiques industrielles TGS-NOPEC. Cette étude suggère que ces segments « pentés » seraient un effet due à une énergie insuffisante des données basse résolution. En effet, ces réflecteurs pentés identifient une pente ou une courbe d'une structure. Du aux basses fréquences, les pentes sont représentées par des réflecteurs pentés, avec des hautes fréquences, les réflecteurs seraient plats mais décalé en profondeur (*Figure 4.15*).

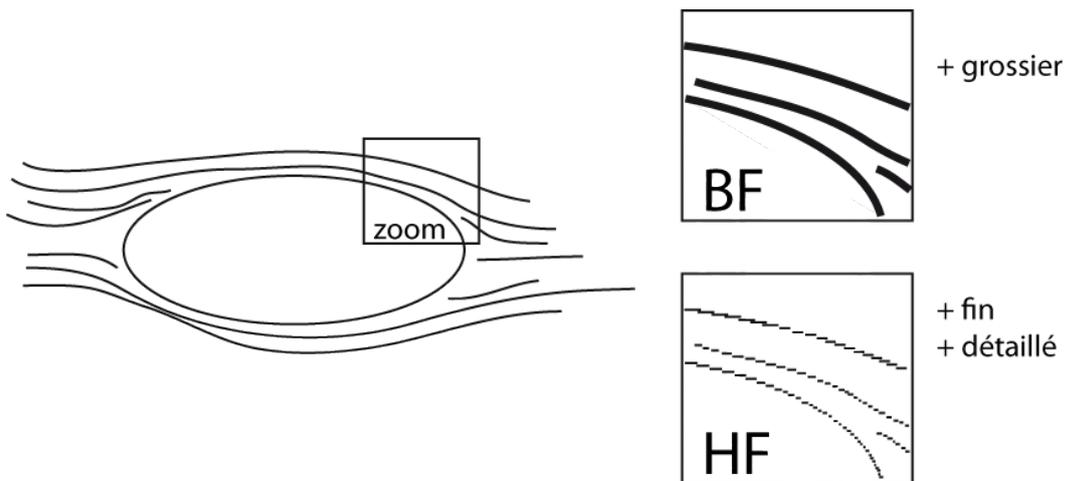


FIGURE 4.15 – Représentation des réflecteurs pentés.

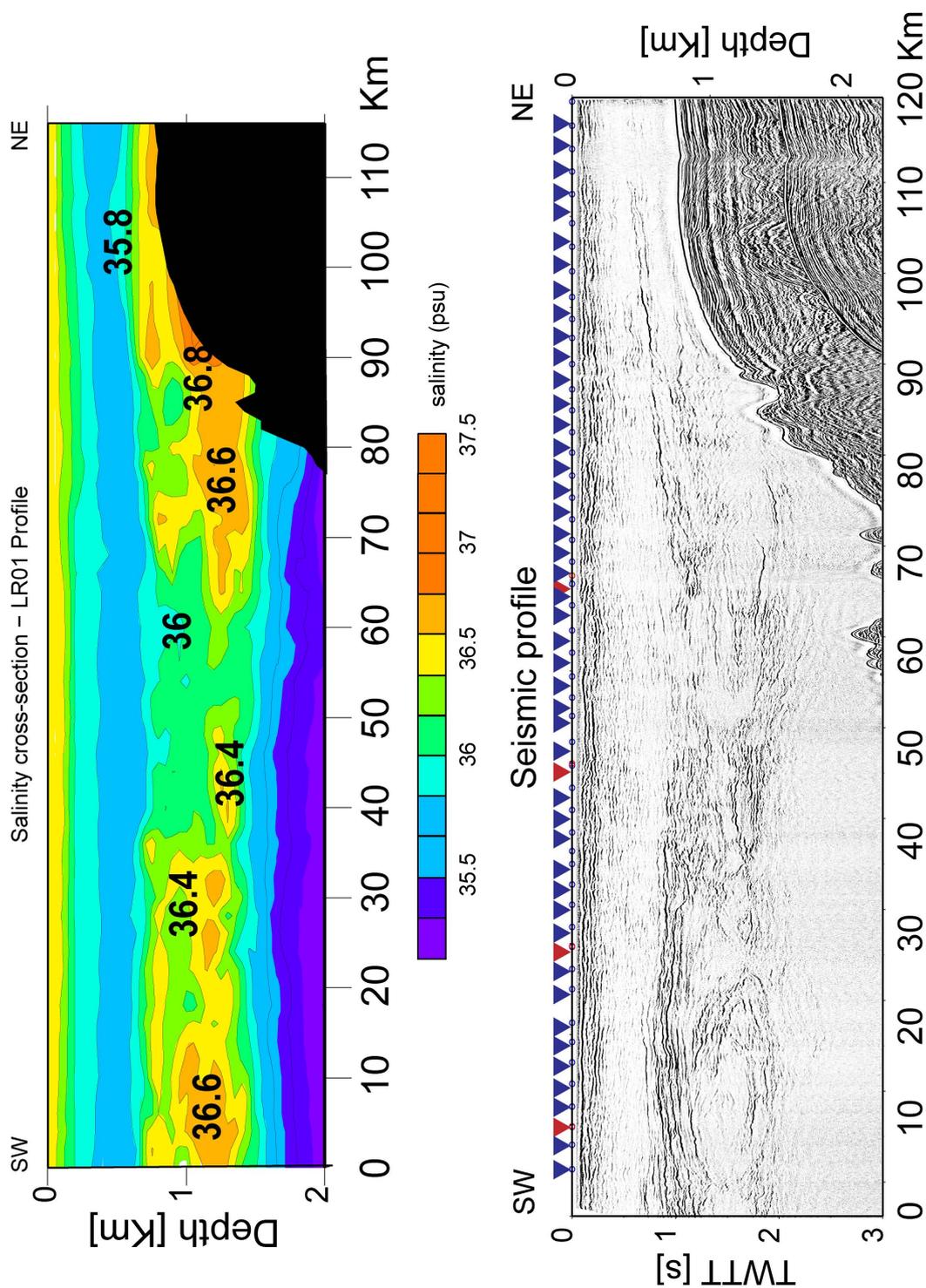


FIGURE 4.16 – Comparaison entre le profil sismique basse fréquence GO-LR-01 et la section de salinité associée. Les triangles bleus indiquent la position des XBT, les triangles rouges indiquent la position des CTD.

Les réflecteurs présents sur le profil sismique GO-LR-01 présentent une forte réflectivité en surface (entre 0 et 200 m de profondeur), au-dessus de la pente continentale (vers 600 m de profondeur) et entre 700 et 1700 m de profondeur sur le reste du profil c'est-à-dire au large de la pente. La thermocline, la veine supérieure et inférieure de MW, le panache de MW et des structures méso-échelle (entre 0 et 10 km de distance) et sous-méso-échelle sont visibles (entre 40 et 50 km de distance vers 1500 m de profondeur). La salinité pour tous ces phénomènes est comprise entre 35,8 et 36,6. La veine de MW atteint même des salinités de 36,8. Les réflecteurs nous montrent plus précisément les contours des structures par rapport à la section de salinité. La réflectivité est cependant plus forte au-dessus de la MW qu'en-dessous et au-dessus de la pente continentale. La MW est bien identifiée. La structure sous-méso-échelle est bien marquée par des réflecteurs forts. Sa forme et sa taille (10 km d'extension sur 100 m d'épaisseur) laissent penser à un filament détaché de la pente continentale.

Nous venons de voir qu'une source à haute fréquence d'acquisition nous donne des réflexions de bonne résolution mais faibles, tandis qu'une source de basse fréquence d'acquisition permet d'imager en profondeur avec une forte réflectivité des structures que l'on peut bien identifier. De plus, nous notons que compte tenu des différences de réflectivité entre la base et le sommet de la MW ainsi que sur la pente continentale, les gradients thermohalins sont plus prononcés au-dessus des structures de mélange.

Si nous observons les profils de température au niveau du meddy imagé par le profil GO-MR-03, les réflexions sont corrélées avec des changements de température (**Figure 4.17**). La station 534 est traitée en termes de réflectivité et de température (**Figure 4.18**). La littérature nous a appris que la température est le paramètre qui influence le plus la réflectivité. Nous remarquons sur cette figure qu'en effet, les réflexions du profil sismique sont corrélées aux changements de température mais également de salinité et de vitesse du son. Le gradient de température est donc assimilable au signal sismique, au premier ordre.

Les travaux de *Hobbs et al.* (2009), montrent clairement la différence entre les réflecteurs imagés avec une source multifréquence. Deux images l'une avec une source basse fréquence (Profil MR03 flop) et l'autre avec une source haute fréquence (profil MR03 flip) peuvent être alors comparées (**Figure 4.19**). Les auteurs préconisent d'utiliser une source haute fréquence (200 Hz) pour imagier le mieux possible les structures présentes dans la MW.

En comparant ces deux signaux sismiques à travers le meddy, les réflexions et leurs amplitudes sont comparables. En surface, la « moyenne-basse » fréquence montre cependant un signal fort absent sur la « moyenne-haute fréquence ». Les amplitudes de réflexions semblent plus fortes entre 1000 et 2200 m de profondeur sur les hautes fréquences. Les basses fréquences font ressortir un signal plus fort entre 1600 et 1800 m de profondeur.

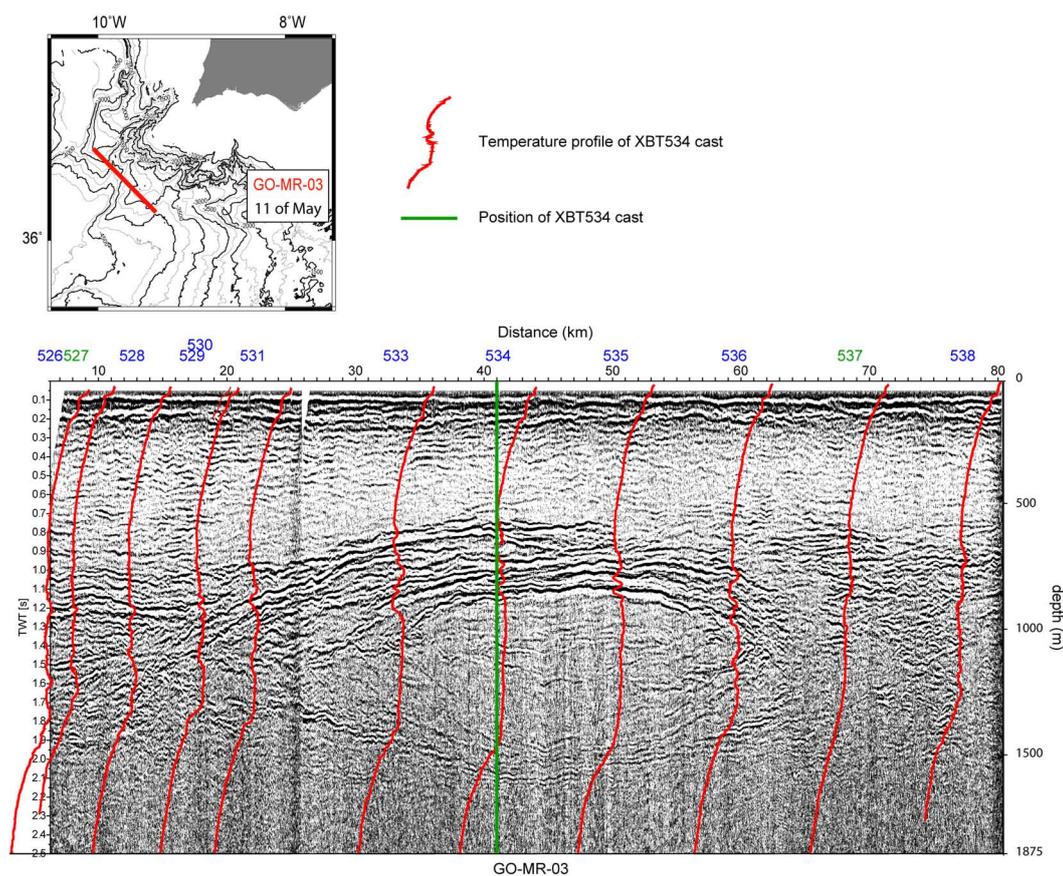


FIGURE 4.17 – Superposition des profils de température sur le profil sismique basse fréquence GO-MR-03-flop. Les profils de température sont positionnés géographiquement. Leur numéro d'acquisition est noté au-dessus en bleu pour les XBT et en vert pour les XCTD. En haut : Localisation du profil sismique.

GO-MR-03.stack_flop.su - tir 6955 - XBT T5_00534

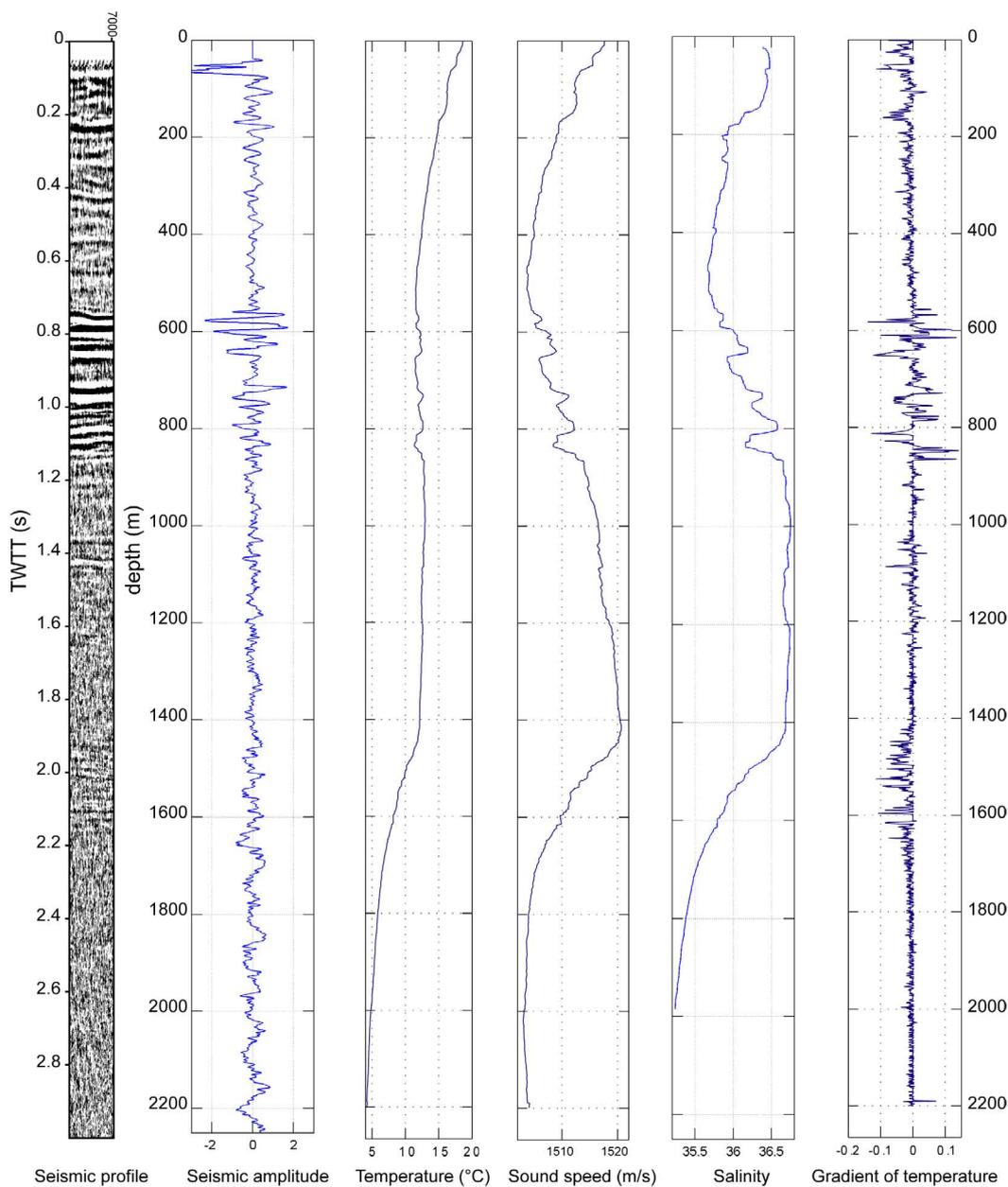


FIGURE 4.18 – Comparaison des paramètres de température, salinité, vitesse du son et gradient de température avec les réflexions du profil sismique associé. A gauche : Signal sismique (CMP 6955) correspondant à la position du XBT 534. Puis de gauche à droite : profils de température, de vitesse du son, de salinité et du gradient de température extrait des données de la station 534.

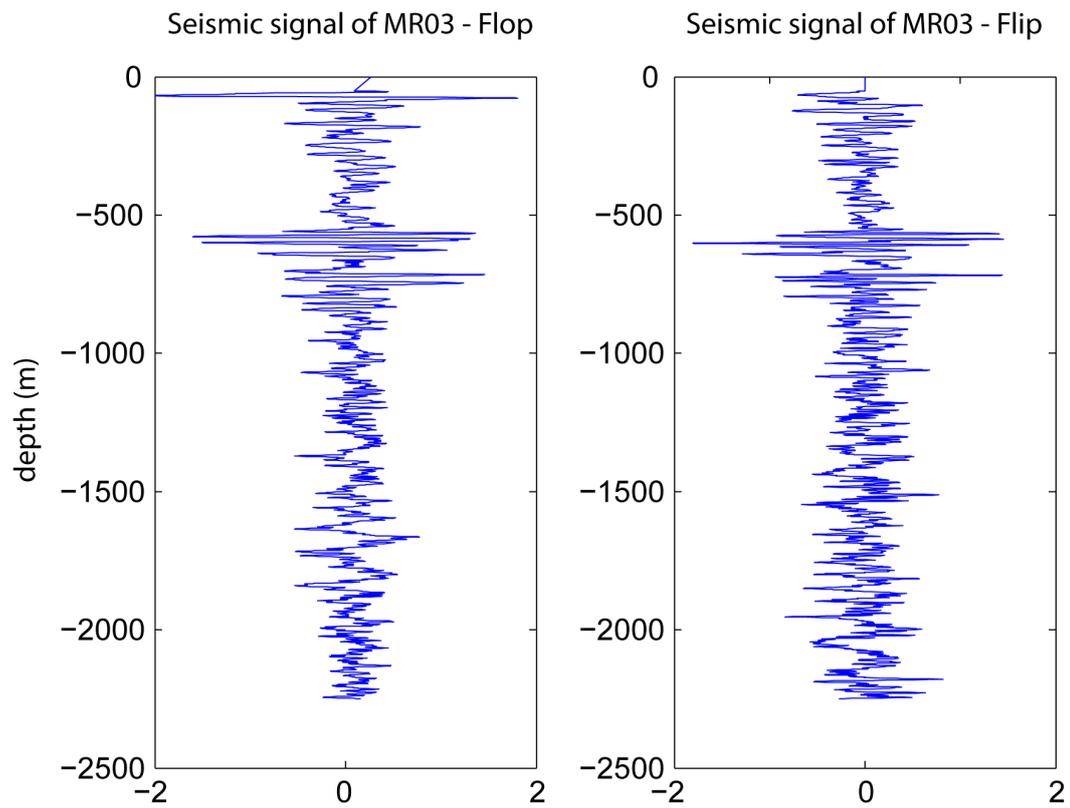


FIGURE 4.19 – Comparaison des signaux acoustiques des profils GO-MR-03. A gauche : profil basse fréquence. A droite : profil haute fréquence.

Une analyse en ondelettes est effectuée sur ces deux signaux pour faire apparaître les différences (*Figure 4.20*). Une structure entre 0 et 300 m de profondeur avec des longueurs d'onde de 16 à 64 m est visible sur le signal de basse fréquence qui n'est comprise qu'entre 0 et 200 m de profondeur avec des longueurs d'onde de 16 à 32 m dans le signal de haute fréquence, qui est moins fort. Cependant, la principale différence entre les deux signaux est qu'entre 1000 et 2000 m de profondeur, les longueurs d'onde sont plutôt de 8 m avec le signal de haute fréquence alors qu'elles sont plutôt de 16 m avec le signal de basse fréquence. Le signal de basse fréquence présente également une structure de plus grande longueur d'onde (64-128 m) vers 1700 m de profondeur que le signal de haute fréquence ne détecte qu'à une longueur d'onde de 64 m.

Les longueurs d'onde plus petites pour les données de haute fréquence sont prévisibles car le signal est plus adapté pour détecter des structures plus fines. Cependant, la question de la forte différence du signal de surface entre les deux signaux est posée. La longueur d'onde de la source pourrait en être la cause ; cependant l'ondelette source est identique pour ces deux signaux. Le résidu de l'onde directe pourrait également influencé la forme du signal, il faudrait alors améliorer le traitement de l'onde directe sur les données de haute fréquence. Les basses fréquences d'acquisition pourraient être mieux adaptées pour imager la thermocline. Les données basse fréquence seraient plus sensibles à la réflexion ou bien provoquer de la réfraction en surface.

Les profils sismiques acquis avec des données basse fréquence, nous permettent de distinguer et de caractériser toutes les structures à différentes échelles excepté les structures à fine échelle que nous ne distinguons que sur les bordures des structures méso-échelle. L'analyse en ondelettes nous donne les tailles des structures.

Notons bien que les données d'hydrologie sont indispensables pour connaître les caractéristiques hydrologiques des structures.

Après cette étude, il reste des questions en suspens :

En augmentant la fréquence, les réflecteurs sont précis.

- Quelle est la limite que nous pouvons atteindre tout en imageant des réflecteurs aussi précisément ?
- Les moyens techniques ont également des limites qui ne permettent pas d'acquérir des données à haute fréquence et à fortes profondeurs.

4.6 Vers une sismique synthétique plus proche de la réalité

Dans le but de répondre à la question des paramètres qui entrent en jeu dans l'acquisition de la réflectivité, nous avons cherché à calculer une sismique synthétique plus proche de la réalité que le calcul du coefficient de réflectivité. Ce coefficient est en effet le gradient d'impédance acoustique. Comme présenté dans l'article GRL (4.4.1), nous avons calculé le coefficient de réflectivité que nous avons ensuite filtré comme les données sismiques, mais l'influence de l'ondelette source n'y est pas

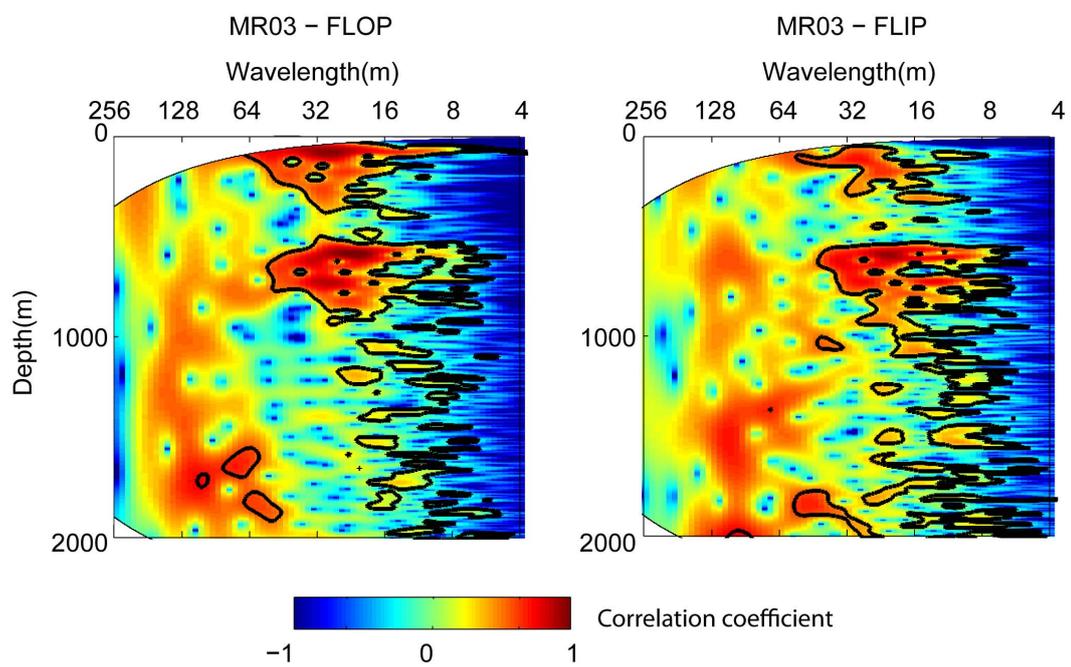


FIGURE 4.20 – Analyse en ondelettes sur les signaux sismiques basse fréquence (à gauche) et haute fréquence (à droite) à travers le meddy du profil GO-MR-03.

appliquée.

Le premier point de cette étude est donc de calculer la convolution du coefficient de réflectivité avec l'ondelette source connue des données sismiques.

La convolution a été calculée à l'aide de Matlab. La convolution est le produit des transformées de fourier des signaux est s'écrit :

```
A = real ( ifft ( fft ( hydrology ) .* fft ( wavelet ) ) );
```

où « hydrology » est le coefficient de réflectivité, « wavelet » est l'ondelette source et « A » le résultat de la convolution.

J'ai cependant utilisé une fenêtre de hamming pour apodiser les données :

```
A = real ( ifft ( fft ( hamming ( length ( hydrology ) ) .* hydrology ) .*
    fft ( hamming ( length ( hydrology ) ) .* wavelet ) ) ) ./ ( hamming
    ( length ( hydrology ) ) ) );
```

Nous avons également essayé de déconvoluer le signal sismique avec l'ondelette source pour se rapprocher du coefficient de réflectivité. De la même manière nous avons utilisé le domaine fréquentiel pour calculer cette déconvolution.

```
B= real ( ifft ( fft ( seismic ) ./ fft ( wavelet ) ) );
```

où « hydrology » est le coefficient de réflectivité, « wavelet » et l'ondelette source et « B » le résultat de la déconvolution.

Les résultats de cette convolution et de cette déconvolution sont donnés dans la (*Figure 4.21*). Le coefficient de réflectivité convolué permet d'éliminer toutes les petites variations d'amplitude visibles sur le signal initial. Le signal de surface (200 m), la base et le sommet de la structure méso-échelle (distinguée dans l'article GRL présenté précédemment) se distinguent par une forte amplitude contrastant avec le reste du signal. Ce signal convolué montre des amplitudes fortes aux mêmes profondeurs que le signal sismique mais le signal synthétique est plus lissé que le signal réel.

La déconvolution du signal sismique permet de faire apparaître de très fines variations comme on le distingue dans le signal d'hydrologie. Le signal présente des pics de réflectivités aux mêmes profondeurs que le signal initial. Cependant, le rapport signal/bruit est bien meilleur pour la trace sismique non déconvoluée.

La déconvolution que nous avons appliquée n'est pas adaptée au signal sismique. Cette déconvolution aurait dû être appliquée directement lors du traitement sismique car elle est plus complexe qu'une simple déconvolution en domaine fréquentiel.

L'analyse en ondelette est appliquée aux signaux convolués (*Figure 4.22*). Le signal du coefficient de réflectivité convolué a perdu toutes les petites longueurs d'onde ce qui prouve que l'application de l'ondelette source filtre les hautes fréquences. Le signal convolué permet de retrouver la structure méso-échelle entre 600 et 1800 m de profondeur avec des longueurs d'onde de 32 à 128 m et de 64 à 128 m entre 600 et 1000 m puis entre 1500 et 1800 m de profondeur. Le sommet et la base de la structure ont une amplitude égale contrairement à ce que l'on a montré dans l'article.

Cette convolution ne nous apporte donc pas la réponse pour notre sismique synthétique.

Un effet peut influencer les réflexions dans les couches superficielles. Il s'agit des angles d'incidences sur la flûte sismique. Les réflexions dans les couches superficielles ont généralement de grands angles d'incidence et peuvent être influencées par le fantôme (dépendant de l'angle) de telle façon que les réflexions superficielles dans un stack semblent plus faibles en fréquence, spécifiquement si la principale énergie vient des offsets plus grands (effet de l'AVO **A**mplitude **V**ariations with **O**ffsets).

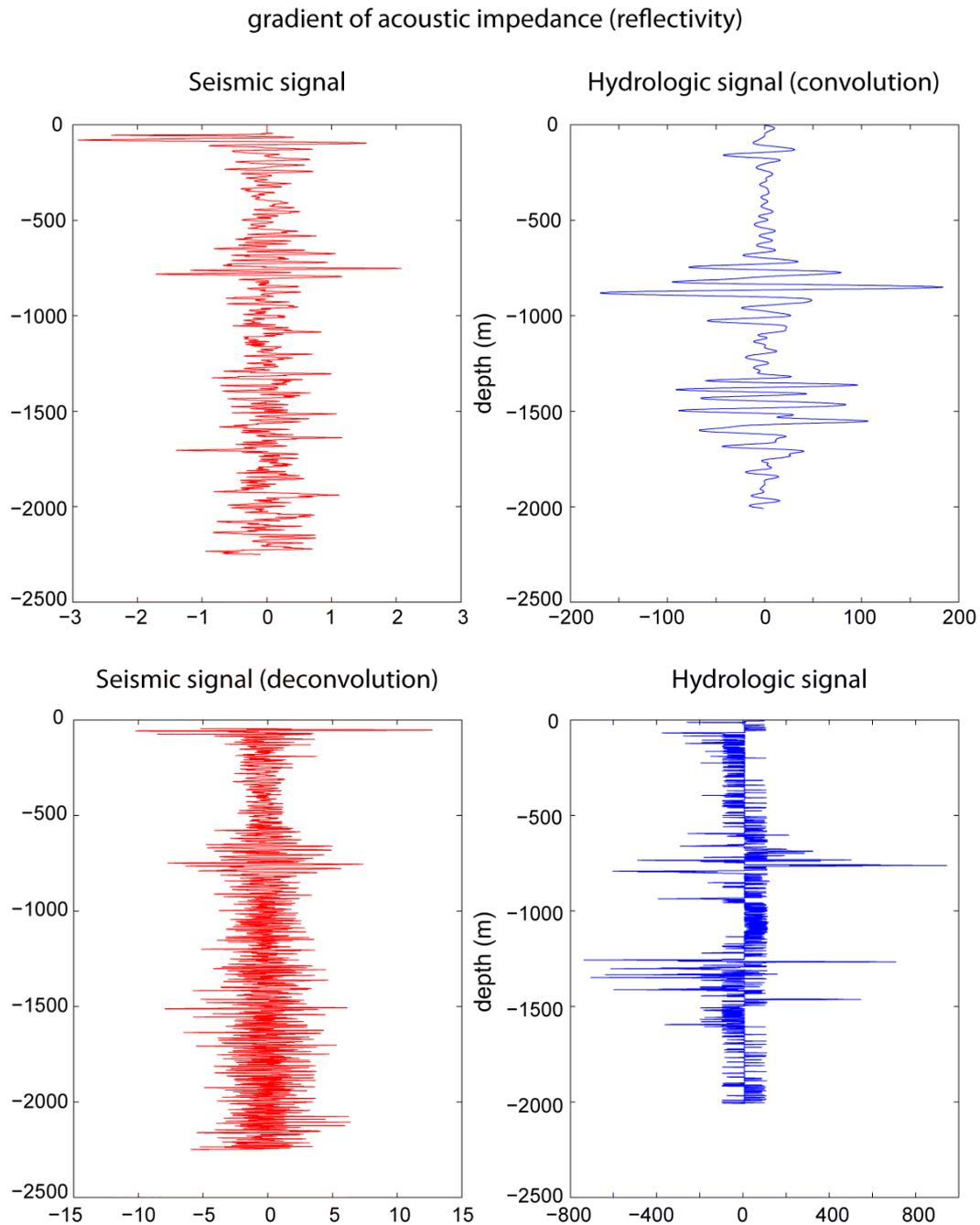


FIGURE 4.21 – Signaux sismiques et d’hydrologie respectivement d’un CDP (LR01) et d’une CTD positionnés au niveau d’une structure méso-échelle. **Haut gauche** : Signal sismique. **Haut droite** : signal d’hydrologie : $\frac{d}{dz}(\rho c)$ convolué. **Bas gauche** : Signal sismique déconvolué. **Bas droite** : Signal d’hydrologie $\frac{d}{dz}(\rho c)$.

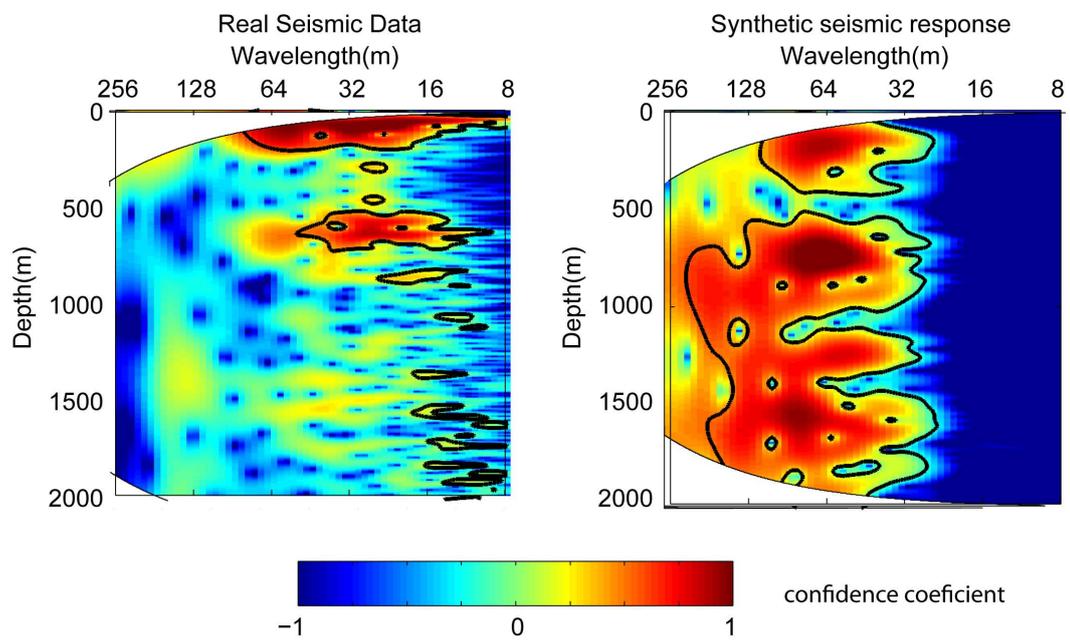


FIGURE 4.22 – Comparaison entre le signal sismique et le signal hydrologique convolué avec l'ondelette source LR.

4.7 Discussion

4.7.1 Les résultats

Les profils sismiques acquis avec des données basse fréquence, nous permettent de distinguer et de caractériser les structures à différentes échelles. Nous pouvons distinguer la pente continentale, la couche de surface ainsi que la base et le sommet de la MW, comme zones réfléchives. La réflectivité est forte au-dessus des structures et de la MW vers 600-700 m de profondeur. Cette réflectivité est liée aux gradients thermohalins plus prononcés dans cette zone où les couches sont plus homogènes. Les limites des meddies sont identifiées par des réflecteurs continus et forts qui ont les mêmes longueurs d'ondes que les intrusions thermohalines.

Nous avons montré que l'acquisition sismique peut détecter et caractériser les structures profondes de sous-méso-échelle plus correctement et plus rapidement que les sections hydrologiques.

Les mesures de sismique marine, qui peuvent couvrir rapidement la région du Canyon de Portimão au Cap Saint Vincent sont une méthode bien adaptée pour faire un suivi de formation et de flux des tourbillons méso-échelle de la côte Ibérique.

L'amélioration du signal de sismique synthétique par convolution n'a pas permis d'obtenir exactement le signal réel. En appliquant l'ondelette source des données sismiques aux données d'hydrologie, nous ne nous rapprochons pas visiblement du signal sismique observé.

L'application du filtre des données sismiques au signal hydrologique, comme présenté dans l'article GRL [4.4.1](#), reste encore la meilleure solution pour comparer nos données.

Les paramètres influençant la réflectivité ne sont donc pas encore tous identifiés ou bien pas encore bien calibrés.

4.7.2 Les réponses

- **Quelle est la capacité de la méthode de sismique océanographie à détecter et caractériser des structures méso-échelle et sous-méso-échelle ?**

Les données de sismiques basse fréquence associées à de l'analyse en ondelettes permettent de détecter et de caractériser les structures de la méso-échelle à la sous-méso-échelle. Les données d'hydrologie restent indispensables pour caractériser les structures en termes de température et salinité en l'absence d'inversion.

- **Quelle différence apporte les données haute fréquence et basse fréquence sur l'étude des structures ?**

La principale différence qu'apportent les données haute fréquence sont l'aptitude de distinguer les structures à des longueurs d'ondes de 4 m. Les réflecteurs HR ont une meilleure résolution. Cependant, les données d'hydrologie continuent à offrir la meilleure résolution verticale pour étudier les structures à fine échelle.

– **Pouvons-nous obtenir une sismique synthétique identique au signal sismique observé ?**

Avec l'application de filtres aux données brutes, nous avons réussi à obtenir un signal de sismique synthétique assez proche du signal sismique observé. Cependant nous ne connaissons pas encore l'apport exact des paramètres d'hydrologie dans le calcul de la réflectivité. Le calcul de la convolution n'a cependant pas donné d'assez bons résultats pour continuer sur cette voie.

4.7.3 Perspectives

L'étude des données de la campagne GO nous a permis de distinguer l'apport respectif des données à haute fréquence et celle de basse fréquence. Une détection, un suivi et une caractérisation des structures océanographiques à différentes échelles s'avère possible avec l'acquisition sismique. L'acquisition de données océanographiques de bonne résolution verticale, comme celles obtenues avec une sonde CTD, est encore indispensable pour calibrer les données sismiques.

Après notre étude de la détection et de la caractérisation des structures à différentes échelles, il reste des calculs à améliorer et quelques questions en suspens.

Pour obtenir une sismique synthétique fiable, il reste encore à déterminer ce qu'est le signal sismique en terme d'hydrologie. Tant que celui-ci ne sera pas défini plus précisément, nous ne pourrons pas déduire l'apport exact de la température, de la salinité et des autres paramètres hydrologiques à chaque profondeur.

Il nous reste encore à déterminer les fréquences limites d'observation des structures à différentes échelles même si nous commençons à voir ce qu'elles pourraient être.

Conclusion

Mes travaux de thèse ont d'abord consisté à mettre en valeur des données sismiques historiques pour démontrer la capacité de ces données à caractériser les masses d'eau. Pour démontrer cette capacité, j'ai étudié des données océanographiques historiques couvrant une grande période de temps (1995 à 2002). Ces données ont également été traitées séparément pour caractériser hydrologiquement la MW et les structures environnantes.

J'ai ensuite étudié les données sismiques et hydrologiques acquises lors de la campagne GO dans le but de démontrer que la sismique marine permet de détecter et de caractériser des structures de la colonne d'eau à différentes échelles.

Les principaux résultats

Les données historiques

Les données historiques de sismique marine ainsi que d'hydrologie, nous ont permis de distinguer le panache de MW, la veine principale ainsi que les MUC et des structures de la méso-échelle à la fine-échelle. Les meddies et les cyclones sont détectés au Sud du Canyon de Portimão comme les filaments et les petits cyclones. Les structures méso-échelle sont originaires de l'instabilité des sous-courants entre le Canyon de Portimão et le Cap St Vincent ; les structures de plus petite échelle peuvent être originaires à la fois des sous-courants (petits tourbillons nommés SCV) ou des tourbillons méso-échelle (filaments). Des escaliers thermohalins sont observés au-dessus et au-dessous des tourbillons méso-échelle. Les courants nous ont permis d'identifier les meddies et les cyclones. La veine principale de MW est caractérisée par un flux important dirigé vers l'Ouest, d'une vitesse d'environ $0,7 \text{ m.s}^{-1}$.

La principale nouveauté de l'utilisation de la sismique marine est d'obtenir une résolution horizontale bien meilleure que celle des données hydrologiques traditionnelles. La résolution verticale des données sismiques est presque équivalente à celle de l'hydrologie lorsque l'acquisition se fait avec des hautes fréquences. Nous avons vu qu'avec 200 Hz la résolution verticale peut être de 2 m. Il faut après tenir compte de la pénétration des ondes pour pouvoir observer convenablement l'objet étudié. La sismique océanographie, nous permet déjà d'imager des structures de la méso-échelle à la fines-échelle. Cependant, actuellement, nous ne pouvons pas nous affranchir de l'hydrologie pour calibrer les données et connaître précisément les paramètres physiques d'une structure. L'apport principal d'une grande résolution horizontale est de distinguer l'extension latérale précise des structures et donc d'étudier les bordures des structures méso-échelle.

L'intérêt des données sismiques historiques est de permettre une estimation du flux des structures et des masses d'eau dans le temps en les retraçant. L'hydrologie nous permet de distinguer les masses d'eau, et leur flux dans le Golfe de Cadix. En reliant les deux types de données, on peut obtenir plus d'informations sur les objets étudiés. Le signal sismique est du aux contrastes d'impédance acoustique de la colonne d'eau. Ces contrastes peuvent être calculés à partir des données hydrologiques. Nous avons alors un moyen direct de comparaison des deux types de données. Même si nous ne connaissons pas les paramètres d'acquisitions des données sismiques, ce gradient peut être calculé dans tous les cas. Nous pouvons dire avec nos résultats que le gradient de vitesse du son influence plus le gradient d'impédance acoustique que le gradient de densité. Ce gradient de célérité est plus influencé par la température que par la salinité dans la plupart des cas (*Sallares et al., 2009*). La température a donc une influence directe sur le gradient d'impédance acoustique.

Les données GO

Les nouveautés apportées par les données de la campagne GO sont multiples :

- La diversité d'acquisition des données sismiques.
- La quantité des données hydrologiques acquises.
- L'acquisition simultanée des données sismiques et hydrologiques.

Les profils sismiques acquis avec une source acoustique à basse fréquence, nous permettent de distinguer et de caractériser les structures à différentes échelles. Nous pouvons distinguer la pente continentale, la couche de surface ainsi que la base et le sommet de la MW, comme zones réfléchives. La réflectivité est forte au-dessus des structures et de la MW vers 600-700 m de profondeur. Cette réflectivité est liée aux gradients thermohalins plus prononcés dans cette zone et où les couches sont plus homogènes. Les forts gradients verticaux d'impédance acoustique sont visibles dans les données hydrologiques à la base de la couche de mélange et en profondeur entre 500 et 2000 m.

Les données sismiques que nous avons étudiées révèlent que les limites supérieures et inférieures des couches ont des réflectivités fortes correspondant à l'existence de structures à fine-échelle. Les données de température et de salinité montrent les principales régions d'un meddy qui peuvent également être reconnues dans les réflecteurs acoustiques. Les longueurs d'ondes de ces structures sont caractéristiques des intrusions thermohalines latérales. Les données de sismique basse fréquence sont plus adaptées pour détecter toutes les structures de la méso-échelle à la fine-échelle tandis que les données de haute fréquence détectent les structures fine-échelle de manière plus distinctes que les données basse fréquence.

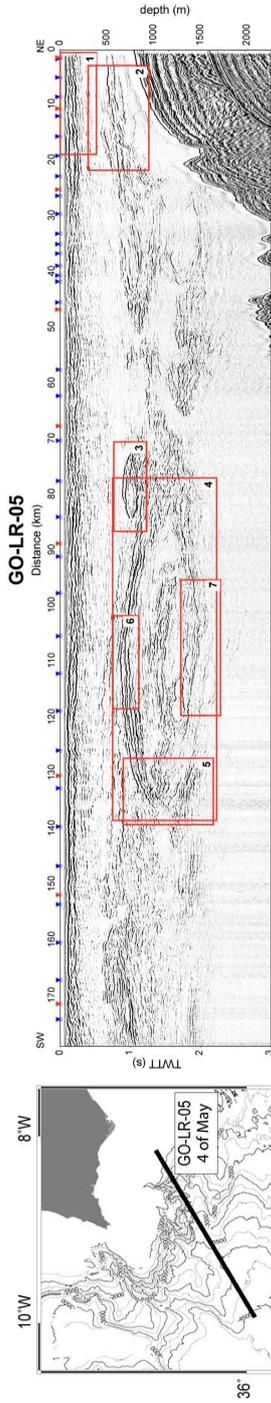
La nouveauté de notre étude est de montrer que l'acquisition sismique peut détecter et caractériser les structures profondes de sous-méso-échelle plus correctement et plus rapidement que les sections d'hydrologie. De plus, les mesures de sismique marine permettent de couvrir rapidement une région donnée. Cette méthode d'ac-

quisition s'avère être la meilleure méthode pour faire un suivi de formation et du flux des tourbillons méso-échelle. Les données d'hydrologie restent cependant indispensables pour caractériser les structures en termes de température et salinité en l'absence d'inversion. Notre recherche sur le calcul d'une sismique synthétique nous permettra de connaître exactement l'apport des différents paramètres hydrologiques dans la donnée de réflectivité et ainsi de nous affranchir des données hydrologiques.

En effet, l'amélioration du signal de sismique synthétique par convolution n'a pas permis d'obtenir exactement le signal réel. Cependant, l'application du filtre des données sismiques sur les données d'hydrologie permet de se rapprocher plus précisément du signal sismique brut. Les paramètres influençant la réflectivité ne sont donc pas encore tous identifiés ou bien pas encore bien calibrés.

La principale différence qu'apportent les données haute fréquence est l'aptitude de distinguer les structures à des petites longueurs d'ondes et les réflecteurs à fortes pentes (*Hobbs et al., 2009*). Les réflecteurs fins sont mieux imagés par la sismique haute résolution, même si les amplitudes sont souvent plus faibles. Cependant, les données d'hydrologie restent mieux résolues sur la verticale pour étudier les structures à fine échelle.

La figure **5.1** suivante montre la caractérisation des réflecteurs sismiques en termes d'hydrologie et présente une synthèse des résultats présentés dans cette étude.



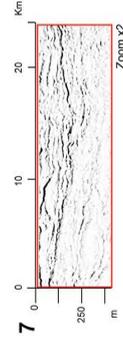
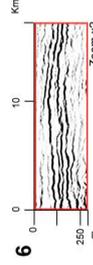
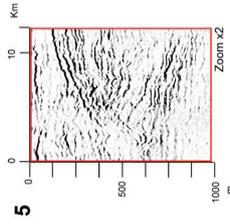
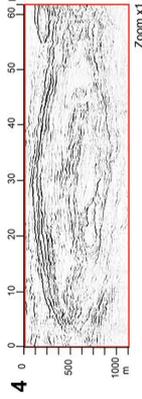
Caractéristiques d'un meddy

4. Meddy (structures méso-échelle):
 - visible dans le panache de MW entre 700 et 1500 m de profondeur
 - structure de 50 km de diamètre et de 1000 m d'épaisseur
 - réflecteur continu au-dessus sur 60 km de distance
 - réflecteur discontinu au-dessous sur 250 m en verticale
 et de 1 à 16 km en horizontale au-dessus
 et de 1 à 4 km en horizontale en-dessous

5. Bord du meddy (intrusions thermohalines):
 - réflecteur continu au-dessus sur 60 km d'épaisseur
 - limites bien identifiées
 - réflecteur discontinu au-dessous
 - longueurs d'ondes de 8, 16, 32 et 64 m
 ==> intrusions latérales

6. Au-dessus du meddy (turbulence ?):
 - réflecteur continu sur 60 km de distance
 - réflectivité forte
 - longueurs d'ondes comprises entre 16 et 64 m

7. En-dessous du meddy (escaliers thermohalins):
 - réflecteur discontinu sur 200 à 300 m d'épaisseur
 - réflectivité faible
 - longueurs d'ondes de 16 m



Caractéristiques des structures particulières

1. Thermocline de surface:
 - visible sur 200 m de profondeur à partir de la surface
 - réflecteur continu sur 100 km de distance
 - peut être amplifiée par les réflecteurs associés à l'onde directe ou à l'ondulette source
 - longueurs d'ondes comprises entre 8 et 64 m

2. Veine supérieure de MW:
 - visible vers 500 m de profondeur
 - au-dessus de la pente continentale
 - réflecteur continu sur 10 km de distance
 - réflectivité moyenne
 - longueurs d'ondes comprises entre 16 et 32 m

3. Structure sous-mésoscale:
 - visible dans le panache de MW
 - à la périphérie d'une structure méso-échelle
 - réflecteur continu sur 10 km de distance
 - réflecteurs peuvent être perités
 - réflectivité forte
 - limites latérales
 - longueurs d'ondes comprises entre 16 et 64 m

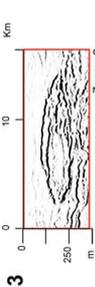
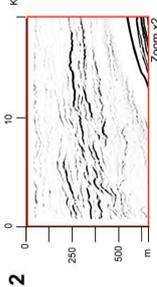
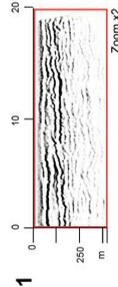


FIGURE 5.1 – Caractérisation des structures en sismique. Structures particulières et celles d'un meddy imagées sur le profil GO-LR-05

L'étude des données de la campagne GO, nous a permis d'améliorer notre calcul d'une sismique synthétique et de nous rapprocher des paramètres influençant directement la réflectivité. Le lien entre les deux types de données est amélioré. Les structures sont détectables et caractérisables avec la meilleure résolution verticale (0,7 m avec l'hydrologie) et horizontale (130 à 60 m avec la sismique marine respectivement basse fréquence et haute fréquence).

Repositionnement par rapport au projet GO

Ce travail de thèse est à repositionner dans l'ensemble des études du projet GO et plus particulièrement dans trois points distincts :

- L'étude des données historiques qui consistait à valoriser les nombreuses données de sismiques marines et d'océanographie physiques acquises depuis une dizaine d'année dans le Golfe de Cadix. Cette étude représentait le premier WorkPackage du projet GO.
- Le traitement des données d'hydrologie acquises lors de la campagne GO. Ces données servant à la calibration des données sismiques.
- Le test de méthodes de corrélation des données

L'étude des données de sismique marine SISMAR et TGS-NOPEC a montré la capacité des données historiques pour retrouver les phénomènes océanologiques : masse d'eau, structures à différentes échelles. Elles ont été retraitées pour étudier la MW et ces structures : meddy, fine-échelle. Ces études ont servis de base pour l'élaboration de la campagne GO.

Notre étude des données GO, nous a permis de démontrer que ce sont les données sismiques de basse fréquence (20 Hz) qui nous permettent de détecter et de caractériser les structures présentes dans le Golfe de Cadix. Les données haute fréquence (150 Hz) nous donnent les détails des structures à 4 m de longueur d'onde. Les travaux de *Hobbs et al. (2009)* sur les données multifréquences MR de la campagne GO, montrent que les fréquences de 20 Hz sont meilleures pour délimiter les grands contrastes d'impédance qui se produisent au-delà d'une échelle verticale de plusieurs dizaines de mètres tandis que des fréquences de 80 Hz imagent les limites des couches à environ 10 m. Cependant, l'étude *Geli et al. (2009)* des données haute fréquence acquises par le système IFREMER (données HR) montre des réflecteurs distincts, horizontaux et courts (d'environ quelques centaines de mètres sur quelques kilomètres de long) comme nous l'avons observés dans le profil HR-13.

L'amélioration de l'acquisition des données haute fréquence est donc un challenge pour comprendre la réponse sismique de l'océan.

Les données d'hydrologie ont toutes été traitées avant analyse. Elles ont été interpolées sur la profondeur pour calculer des paramètres physiques. Le traitement

le plus important a été la détermination des salinités sur les données XBT à partir des données CTD. Cependant, *Huthnance and Alvarado Bustos (2009)* ont trouvé que la méthode de *Käse et al. (1996)* peut donner de fausses inversions de densité (instabilité statique) où le gradient vertical de température est inversé de façon atypique. Le problème diagnostiqué, les auteurs proposent une approche modifiée de la méthode de Käse pour déterminer la salinité. Cette méthode ne donne pas encore de résultats suffisamment améliorés par rapport au temps de calcul pour être utilisée à présent.

Analyse critique

Notre étude d'une sismique synthétique n'est pas encore finalisée. Pour obtenir une sismique synthétique fiable, il reste encore à déterminer ce qu'est le signal sismique en terme d'hydrologie. Tant que celui-ci ne sera pas défini avec grande précision, nous ne pourrons pas déduire l'apport exact de la température, de la salinité et des autres paramètres hydrologiques à chaque profondeur. La meilleure approche que l'on a actuellement est l'utilisation des données haute fréquence filtrées avec le filtre appliqué aux données sismiques.

La résolution horizontale des données sismiques nous ont permis de distinguer les intrusions latérales aux bordures des meddies. Cependant, les données sismiques négligent un détail important : les bordures des meddies imagées sont dynamiques et bougent sur une échelle de temps qui peut être résolue par la méthode sismique. Une étape importante pour comprendre l'effet du mouvement est la calibration par rapport aux modèles contraints. L'étude présentée dans l'article co-écrit avec *Vsemirnova et al. (2009)* (*Annexe B*) a permis de démontrer qu'il est possible en utilisant une interpolation adaptée de prendre des modèles de dynamique des eaux à haute résolution et de générer des modèles pour des simulations de sismique synthétique. Nous avons montré que le mouvement des eaux, quand il est ignoré, altère les analyses spectrales des données sismiques.

Perspectives

La détection, le suivi et la caractérisation des structures océanographiques à différentes échelles est maintenant possible avec la méthode de sismique océanographie malgré quelques questions encore en suspens :

- **Quelle est exactement l'équation définissant le signal sismique ?**

Nous n'avons pas répondu à cette question dans ce travail. Cependant, les travaux de *Hobbs et al. (2009)*; *Sallares et al. (2009)*; *Papenberg et al. (2010)* ont permis déjà d'apporter des éléments de réponse.

-
- **Quel est le meilleur système d’acquisition sismique pour imager la colonne d’eau ?**

Les perspectives possibles :

- **Le suivi des meddies et le calcul des flux de MW de la pente continentale vers le large.**
- **L’identification et la quantification de fragments de sous-méso-échelle, difficiles à repérer dans l’océan.**

Nous avons montré que le suivi des structures dans le Golfe de Cadix est possible en retraçant les données historiques mais également lors des campagnes sismiques académiques faites habituellement. L’acquisition de données hydrologiques doit être couplée à ces campagnes et se fait de façon simple par le lâcher de sondes perdables ou avec des stations CTD acquises de façon judicieuse : en début et fin de profil sismique. Le suivi des meddies peut donc être envisagé dans le Golfe de Cadix en répétant des sections au niveau du Canyon de Portimão et du Cap St Vincent.

Ce suivi peut être envisagé dans toutes les régions du monde moyennant une connaissance de la profondeur des structures ou des masses d’eau que l’on veut imager. L’étude du courant Kuroshio, par exemple, est en cours au Japon mais également à Taïwan. Les chercheurs taïwanais étudient ce courant pour en exploiter l’énergie.

- **La méthode de sismique océanographique est-elle applicable à d’autres lieux, à d’autres systèmes hydrologiques, à d’autres études que l’océanographie physique ?**
 - Le domaine côtier
 - Les upwellings
 - Les ressources halieutiques

L’encadrement du stage de Master 2 intitulé : **Imagerie Sismique et Océanographique des masses d’eaux sur le plateau continental breton** (*Piété, 2009*) (*Annexe C*), a permis de mettre en évidence la présence de la thermocline sur un plateau continental est d’en caractériser les déplacements au cours d’une année. La thermocline doit, de plus, être étudiée lors de son développement maximum c’est-à-dire en été. Le dispositif d’acquisition doit être adapté à l’étude de cette thermocline qui ne doit pas être considérée comme une simple interface, mais comme une couche de plusieurs mètres d’épaisseur associée à un gradient de vitesse. Les perspectives de ce stage sont l’étude de la marée interne dont les effets ont été

détectés dans les premiers traitements des données sismiques. Ceci permettrait de quantifier les processus de mélange dans la colonne d'eau.

Cette montre que les fronts thermiques où se rencontrent trois masses d'eau (eau chaude de surface, eau froide de fond et eau tiède brassée à côté) peuvent être imagés.

Nous pouvons supposer que les upwellings peuvent être imagés. Les upwellings étant des zones où le phytoplancton est présent en forte concentration, ils sont des zones où les ressources halieutiques sont les plus riches. La localisation de ces zones peut donc être une information importante pour l'industrie halieutique, ou pour la préservation des ressources, . . . Mais ces travaux exploratoires ne font que débiter et attendent à leur tour une campagne dédiée pour calibrer les observations océanographiques avec les observations sismiques.

Chaînes de traitement sous PROMAX

Chaînes de traitement des profils sismiques SISMAR et TGS-NOPEC sur le logiciel PROMAX.

A.1 FLOW - import Tue Jan 16 16 :27 :08 2007

```

Output - raw-geom Add 489600 Over 0
Disk Data Input
  Read data from other lines/surveys?           Yes
  Trace read option                             Get All
  Read the data multiple times?                 No
  Process trace headers only?                  No
  Override input data's sample interval?       No
Inline Geom Header Load
  Compute and apply statics to sea level?       No
  Primary header to match database              FFID
  Secondary header to match database            None
  Match by valid trace number?                  No
  Drop traces with NULL CDP headers?            No
  Drop traces with NULL receiver headers?       No
  Verbose diagnostics?                          No
Disk Data Output
  Output Dataset Filename                       raw-geom
  New, or Existing, File?                       New
  Record length to output                       0.
  Trace sample format                           16 bit
  Skip primary disk storage?                     No

```

A.2 FLOW - import Wed Jan 17 11 :29 :35 2007

```

Output - raw-geom-lmo Add 1577760 Over 0
Disk Data Input
Read data from other lines/surveys?           Yes
Trace read option                             Get All
Read the data multiple times?                 No
Process trace headers only?                  No
Override input data's sample interval?       No
Inline Geom Header Load
Compute and apply statics to sea level?       No
Primary header to match database              FFID
Secondary header to match database            None
Match by valid trace number?                 No
Drop traces with NULL CDP headers?           No
Drop traces with NULL receiver headers?      No
Verbose diagnostics?                          No
Disk Data Output
Output Dataset Filename                       raw-geom-lmo
New, or Existing, File?                      Append
Record length to output                      0.
Skip primary disk storage?                   No

```

A.3 FLOW - filter Wed Jan 17 18 :12 :09 2007

Output – proc-lmo Add 2067360 Over 0	
Disk Data Input	
Read data from other lines/surveys?	No
Select dataset	raw-geom-lmo
Propagate input file history	Yes
Trace read option	Sort
Interactive Data Access?	No
Select primary trace header entry	Source index number (internal)*
Select secondary trace header entry	Absolute value of offset
Select tertiary trace header entry	No trace header entry selected
Sort order list for dataset *:*/*	
Presort in memory or on disk?	Memory
Read the data multiple times?	No
Process trace headers only?	No
Override input data's sample interval?	No
Trace Length	
New trace length	8000.
Linear Moveout Correction	
Type of LMO application	Inverse
Header entry used to specify distance	Absolute value of offset
Get velocity file from the DATABASE?	No
SELECT Primary header entry	No trace header entry selected
SELECT Secondary header entry	No trace header entry selected
SPECIFY velocity parameters	1500.0
Additional bulk shift	-200.
Bandpass Filter	
TYPE of filter	Single Filter
Type of filter specification	Butterworth bandpass
PHASE of filter	Minimum
Percent additive noise factor	1.
Domain for filter application	Frequency
Percent zero padding for FFT's	25.
Apply a notch filter?	No
Butterworth filter freq-slope values	8-18-176-72
Re-apply trace mute after filter?	Yes
Reproduce Traces	

Trace grouping to reproduce	Ensembles
Total number of datasets	2
IF	
Trace selection MODE	Include
SELECT Primary trace header word	REPEATED data copy number
SELECT Secondary trace header word	No trace header entry selected
SPECIFY trace list	1
Normal Moveout Correction	
Direction for NMO application	FORWARD
Stretch mute percentage	0.
Apply any remaining static during NMO?	No
Disable check for previously applied NMO?	No
Apply partial NMO?	No
Long offset correction?	NONE
Get velocities from the database?	No
SPECIFY NMO velocity function(s)	1:0-1520,6000-1520/
Trace Muting	
Re-apply previous mutes	No
Mute time reference	Time 0
TYPE of mute	Bottom
Ending ramp	30.
EXTRAPOLATE mute times?	Yes
Get mute file from the DATABASE?	Yes
SELECT mute parameter file	sea-bed sin
Normal Moveout Correction	
Direction for NMO application	INVERSE
Disable check for previously applied NMO?	No
Long offset correction?	NONE
Get velocities from the database?	No
SPECIFY NMO velocity function(s)	1:0-1520,6000-1520/
Linear Moveout Correction	
Type of LMO application	Forward
Header entry used to specify distance	Absolute value of offset
Get velocity file from the DATABASE?	No
SELECT Primary header entry	No trace header entry selected
SELECT Secondary header entry	No trace header entry selected
SPECIFY velocity parameters	1518.0
Additional bulk shift	200.
Eigenvector Filter	

Mode	Subtract Eigenimage of Zone
Get matrix design gates from DATABASE? SELECT Primary header word	No Source index number (internal)*
SPECIFY design time gate parameters 1:190-230/	
Get application gates from DATABASE? SELECT Primary header word	No Source index number (internal)*
SPECIFY application gate parameters 1:0-4000/	
Get Subtraction gates from DATABASE? SELECT Primary header word	No Source index number (internal)*
SPECIFY subtraction gate parameters 1:0-4000/	
Type of Computations ?	Real
Horizontal window width	25
Start percent of eigenimage range	0.
End percent of eigenimage range	10.
Re-apply trace mute after filter?	No
Linear Moveout Correction	
Type of LMO application	Inverse
Header entry used to specify distance	Absolute value of offset
Get velocity file from the DATABASE? SELECT Primary header entry	No No trace header entry selected
SELECT Secondary header entry	No trace header entry selected
SPECIFY velocity parameters Additional bulk shift	1518.0 -200.
ELSE	
Normal Moveout Correction	
Direction for NMO application	FORWARD
Stretch mute percentage	0.
Apply any remaining static during NMO?	No
Disable check for previously applied NMO?	No
Apply partial NMO?	No
Long offset correction?	NONE
Get velocities from the database? SPECIFY NMO velocity function(s)	No 1:0-1520,6000-1520/
Trace Muting	
Re-apply previous mutes	No
Mute time reference	Time 0

TYPE of mute	Top
Starting ramp	20.
EXTRAPOLATE mute times?	Yes
Get mute file from the DATABASE?	Yes
SELECT mute parameter file	sea-bed sin-20
Normal Moveout Correction	
Direction for NMO application	INVERSE
Disable check for previously applied NMO?	No
Long offset correction?	NONE
Get velocities from the database?	No
SPECIFY NMO velocity function(s)	1:0-1520,6000-1520/
ENDIF	
Ensemble Stack/Combine	
Type of operation	Combine and Stack
Input ensembles per output ensemble	2
How are trace headers determined?	First
Secondary key bin size	12.5
Maximum traces per output ensemble	480
Select PRIMARY Trace Order Header Word	Source index number (internal)*
Average the primary key values?	No
Average the X and Y coordinates of primary key?	No
Select SECONDARY Trace Order Header Word	Absolute value of offset
Output trace secondary key order	Ascending
Suppress FOLD normalization?	No
Print results?	No
Trace Display	
Select display DEVICE	This Screen
Specify display START time	0.
Specify display END time	0.
Maximum number of TRACES/screen	0
Number of ENSEMBLES(line segments)/screen	10
Trace GAP between ensembles	1.
Ensemble increment	0
Do you want to use variable trace spacing?	No
Output Mode	When Done
Trace display MODE	Grayscale
Display color bar?	No
Header Plot Parameter	No trace header selected
Automatically SAVE screens?	Yes

Maximum number of screen images to save.	10
Save screens in Color?	Yes
Where to save screen images	Xserver
Number of screens to collect	1
DIRECTION of trace plotting	Left to right
POLARITY of trace display	Normal
Primary trace LABELING header entry	Live source number
Secondary trace LABELING header entry	Recording channel number
MODE of Secondary trace annotation	Incremental
INCREMENT for Secondary trace annotation	5
Trace scaling mode	Conventional
Trace excursion at which to CLIP	2.
SCALAR for sample value multiplication	1.
Trace scaling option	Individual
Number of display panels	1
Trace Orientation	Vertical
Linear Moveout Correction	
Type of LMO application	Forward
Header entry used to specify distance	Absolute value of offset
Get velocity file from the DATABASE?	No
SELECT Primary header entry	No trace header entry selected
SELECT Secondary header entry	No trace header entry selected
SPECIFY velocity parameters	1500.0
Additional bulk shift	200.
Trace Length	
New trace length	4000.
Disk Data Output	
Output Dataset Filename	proc-lmo
New, or Existing, File?	New
Record length to output	0.
Trace sample format	16 bit
Skip primary disk storage?	No

A.4 FLOW - final stack Mon Jan 22 13 :49 :08 2007

```

Output - final_stack Add 13158 Over 0
Disk Data Input
Read data from other lines/surveys?           No
Select dataset                                proc-lmo
Propagate input file history                   Yes
Trace read option                              Sort
Interactive Data Access?                       No
  Select primary trace header entry            CDP bin number
  Select secondary trace header entry          Recording channel
                                              number
  Select tertiary trace header entry           No trace header entry
                                              selected

Sort order list for dataset
*:* /
Presort in memory or on disk?                  Memory
Read the data multiple times?                  No
Process trace headers only?                    No
Override input data's sample interval?         No
Trace Length
New trace length                               8000.
Linear Moveout Correction
Type of LMO application                        Inverse
Header entry used to specify distance          Absolute value of
                                              offset
Get velocity file from the DATABASE?           No
SELECT Primary header entry                    No trace header entry
                                              selected
SELECT Secondary header entry                  No trace header entry
                                              selected
SPECIFY velocity parameters                    1500.0
Additional bulk shift                           -200.
Normal Moveout Correction
Direction for NMO application                  FORWARD
Stretch mute percentage                        30.
Apply any remaining static during NMO?         No
Disable check for previously applied NMO?     No
Apply partial NMO?                             No
Long offset correction?                        NONE
Get velocities from the database?              Yes
  SELECT Velocity parameter file               try-1
CDP/Ensemble Stack

```

Sort order of input ensembles	CDP
METHOD for trace summing	Mean
Root power scalar for stack normalization	0.5
Apply final datum statics after stack?	Yes
Has NMO been applied?	Yes
Disk Data Output	
Output Dataset Filename	final_stack
New, or Existing, File?	New
Record length to output	0.
Trace sample format	16 bit
Skip primary disk storage?	No

ANNEXE B

Article publié dans GRL

Vsemirnova, E., R. Hobbs, N. Serra, D. Klaeschen and E. Quentel
(2009),
Estimating internal wave spectra using constrained models of the dynamic ocean,
Geophysical Research Letters, Vol. 36, L00D07, doi : 10.1029/2009GL039598



Estimating internal wave spectra using constrained models of the dynamic ocean

E. Vsemirnova,¹ R. Hobbs,¹ N. Serra,² D. Klaeschen,³ and E. Quentel⁴

Received 15 June 2009; revised 9 September 2009; accepted 30 September 2009; published 31 October 2009.

[1] Multi-Channel Seismic method (MCS), with its ability to image events down to a lateral resolution of 10 m has been successfully applied to address questions in physical oceanography. However, to date, these analyses have overlooked an important detail; the imaged boundaries are dynamic and move on a timescale that can be resolved by the MCS method. An important step in understanding the effect of the movement is calibration against constrained models. We demonstrate in this paper that it is possible using careful interpolation to take high resolution models of dynamic water (160 m \times 2 m spatial resolution and 15 min temporal resolution) and generate models for synthetic seismic simulations (20 m \times 4 m spatial resolution and 20 sec temporal resolution). We show that moving water, when ignored, will distort analyses of wavenumber spectra estimated from seismic data since the relative movement of water masses and the seismic acquisition vessel will change the apparent slope of spectra. **Citation:** Vsemirnova, E., R. Hobbs, N. Serra, D. Klaeschen, and E. Quentel (2009), Estimating internal wave spectra using constrained models of the dynamic ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L00D07, doi:10.1029/2009GL039598.

1. Introduction

[2] Recent research [Holbrook *et al.*, 2003] has shown that MCS, developed by hydrocarbon industry to provide detailed images of the sub-surface, can be used to image boundaries in the oceans. The horizontal resolution of the images is about 10 m, which is over two orders of magnitude better than the resolution of typical oceanographic surveys.

[3] One of the objectives of the interdisciplinary GO (Geophysical Oceanography) project is to provide the necessary benchmark calibration between reflection seismic and oceanographic data sets [Hobbs, 2007]. The selected target area is the Mediterranean water outflow through the Strait of Gibraltar into the Gulf of Cadiz. This region has extensive databases for both seismic and oceanographic data, a variety of oceanographic features including margin slope, rough sea-bed topography and large eddy currents (Meddies); and the strong oceanographic signature of Mediterranean water [Ambar *et al.*, 2002]. A combined dataset with simultaneous and co-located seismic and oceanographic data was successfully acquired, but raised the question of

what, if any, are the effects of relative movement of water and vessel during acquisition. Direct evidence was observed on two profiles shot in opposite directions (Figure 1). These show an asymmetry in the apparent structures.

[4] To resolve these issues, to understand how the water layer reflectivity is created and how it is affected by movement, we computed a high quality synthetic seismic dataset over a dynamic model of the ocean. A major issue was reconciling the length and time scales used for ocean modelling with the requirements for seismic wavefield simulations.

2. Modelling Set-up

[5] An underlying assumption of the seismic reflection method is that the subsurface boundary is fixed both in time and space. This is not true for boundaries in water. These are dynamic and the larger-amplitude lower-frequency internal waves, which are the easiest to map, are those moving with the fastest velocity, which maybe on the order of one meter per second. This speed is significant when compared to the velocity of the seismic acquisition vessel, which is typically 2 to 3 m/s.

[6] To test this effect, we use a simple model – an internal wave surface given by cosine function with a wavelength of 2 km and an amplitude of 20 m. The code we used for our seismic simulation is a modified phase-screen code [Wild *et al.*, 2000]. Figure 2 shows stacked sections for 2D synthetics for the seismic survey over 3 targets:

[7] 1. Static case, vessel is moving across the profile, but boundary is static ($v_{ship} = 2$ m/s).

[8] 2. Vessel and boundary are moving in the same direction ($v_{ship} = 2$ m/s, $v_{water} = 1$ m/s).

[9] 3. Vessel and boundary are moving in opposite directions ($v_{ship} = 2$ m/s, $v_{water} = -1$ m/s).

[10] Acquisition receiver parameters are similar to those used on the GO experiment: 192 channel receiver array with 6.25 m spacing between receivers [Hobbs, 2007]; shot spacing 10 sec/20 m.

[11] The apparent wavelength of the wave seen on each image, follows by the relationship $\lambda_{mod} = v_{ship} \lambda_{true} / (v_{ship} - v_{water})$. In case (1) we see the true wavelength of 2 km, however in case (2) it appears with a wavelength of 4 km and case (3) it appears with wavelength of 1.333 km.

[12] This example shows that the results we obtained above the moving simple target using the seismic reflection method are distorted. The conclusion is that when using images from (2) or (3) “as they are” to map spectra the wavenumber will be shifted. Extending this simple analysis predicts that relative movement of the target with respect to

¹Earth Sciences Department, Durham University, Durham, UK.

²Institute of Oceanography, Hamburg University, Hamburg, Germany.

³Leibniz Institute of Marine Sciences at Kiel University (Geomar), Kiel, Germany.

⁴LDO, UMR 6538, IUEM, Brest University, CNRS, Plouzane, France.

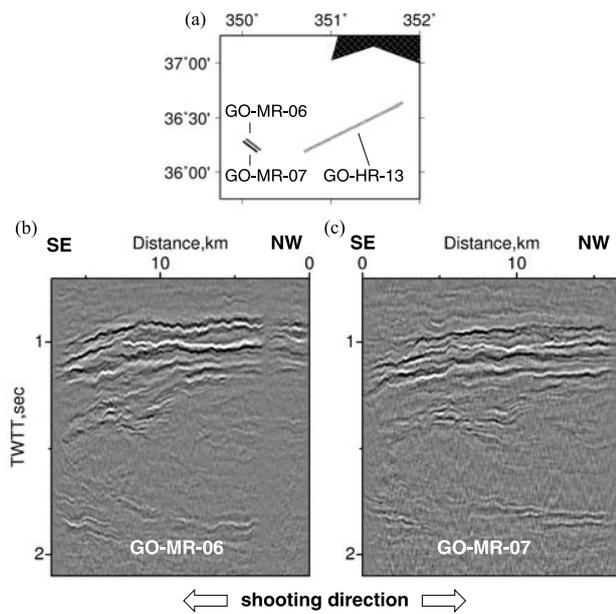


Figure 1. (a) Locations of seismic profiles from the GO experiment: GO-MR-06, GO-MR-07 and GO-HR-013. MR denotes “medium resolution” frequency band and “HR” denotes for high resolution band [Hobbs, 2007]. (b) Part of seismic profile GO-MR-06; (c) part of seismic profile GO-MR-07. The same reflector groups can be recognised on both images, but the reflector undulations look more flat for GO-MR-07.

the vessel will change the apparent slope of wavelength spectra estimated from seismic data. By correcting the geometry of the relative movement of ship and water the correct wavelength can be recovered, but then we face another question of how to correct for unknown movement. In real data this is probably spatial and depth dependent.

3. Available Oceanographic Models

[13] In order to develop and demonstrate our analysis we applied the same approach to a more sophisticated oceanographic model. We used the “Regional Ocean Modelling System” – ROMS [Haidvogel *et al.*, 2000], a primitive equations numerical ocean model, configured as a rotating “dam break” experiment. Serra *et al.* [2005] demonstrated that this code was suitable to model the complex interactions in the Gulf of Cadiz in 3D. However the synthetic oceanographic 2D dataset presented here was specifically designed to model mesoscale structures without recourse to computationally expensive 3D simulations.

[14] The setting mimics the overflow of Mediterranean Water from the Alboran Sea into the Gulf of Cadiz across the Strait of Gibraltar and the penetration of the plume in the Gulf of Cadiz. Associated fundamental large-scale mixing and entrainment processes are preserved and contribute to the realism and relevance of the simulations. In this model the dense water spills from the reservoir basin into the receiving stratified environment. Above the dense water, fresher and lighter water counter-flows into the reservoir, establishing a 2-layer system (Figure 3a), which is a well-

known feature in the Strait of Gibraltar [Armi and Farmer, 1988].

[15] The idealized configuration presents, nonetheless, some limitations concerning the representation of specific mixing processes occurring in the dense plume. The parameterization of mixing processes (which are definitely not resolved even with a 160 m resolution) is always troublesome since there are not systematic observations of these small-scale processes. However, from the large-scale evolution of the flow, namely its entrainment rate, rate of descent and level of neutral buoyancy, one can assume that the parameterization is accounting for the unresolved processes. Figure 3b represents a temperature section co-located with GO-HR-13 seismic (see location of the profile in Figure 1a).

[16] The initial oceanographic model does not include sharp contrasts between the different water masses, so the reflectivity is frequency dependent [Ruddick *et al.*, 2009]. Hence we compute our synthetic using a Ricker wavelet with a peak frequency of 10 Hz because for this model only frequencies below 20 Hz are reflecting from the water mass boundaries.

[17] In the study we use the phase screen code [Wild *et al.*, 2000] which is robust against numerical dispersion that limits the use of FD based codes [Kelly *et al.*, 1976], but which suffers from wrap-around because it models wave propagation in Fourier space. We can reliably model our 10 Hz Ricker wavelet on a 20 m grid. However to match

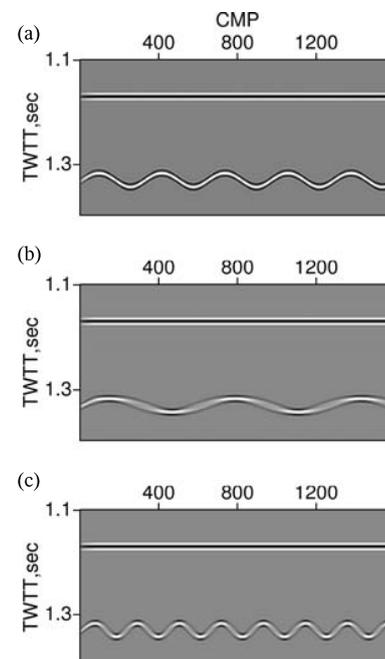


Figure 2. Stack for 2D synthetics over 3 targets: (a) static case, vessel is moving across the profile, but the boundary is static; (b) vessel and boundary are moving in the same direction; (c) vessel and boundary are moving in opposite directions. An internal wave surface is given by a cosine function with wavelength 2 km and amplitude of 20 m. The flat reflector on the top is a reference boundary. The apparent wavelength is 4 km for Figure 2b and 1.333 km for Figure 2c compared to the true wavelength of 2 km.

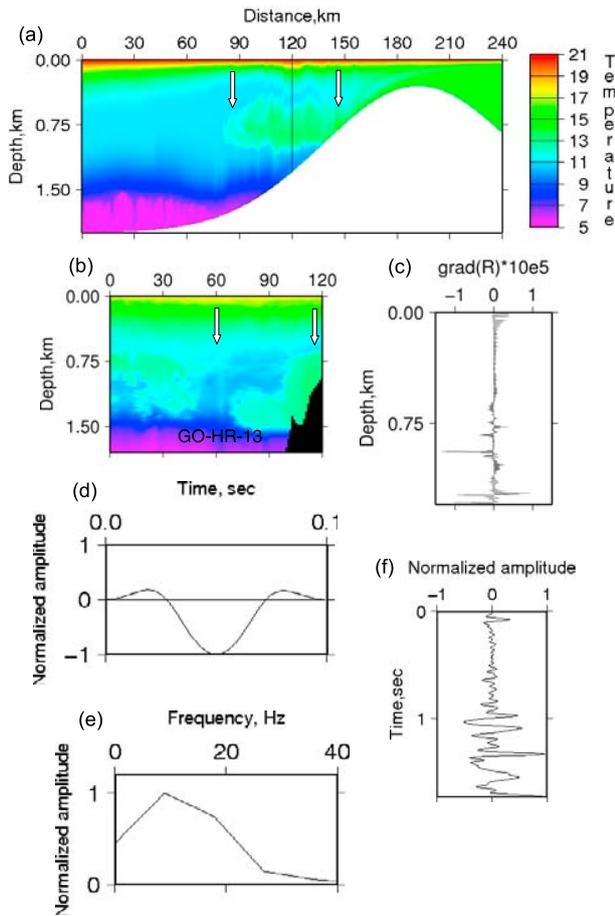


Figure 3. (a) Oceanographic model “Gravity flow over sill”. Temperature field for the time screen used later for simulation of the “static” water dataset. The sampling is 160 m in horizontal direction and 2 m in vertical, the vertical line at 120 km shows the position of CTD profiles used to obtain reflectivity profile. (b) Temperature section co-located with GO-HR-13 (location for GO-HR-13 is given in the Figure 1a). A two-layer system clearly seen, which is reproduced well in Figure 3a. White arrows show what the length of the plume. (c) Graded reflection coefficient of CTD profile at 120 km (across plume) down to ocean bottom. Small steps in reflectivity are numerical simulation noise. The gradation is chosen so as to accentuate steps in reflection coefficient. Profile location is shown with vertical line in Figure 3a. (d) Zero-phase Ricker wavelet with peak frequency 10 Hz. (e) Spectrum of the Ricker wavelet. (f) Convolution of the Ricker wavelet (Figure 3d) with reflectivity shown in Figure 3c. Note that only large steps in reflectivity are resolved.

the requirements of seismic modelling with that of the dynamic oceanographic dataset with the sufficient sampling is still numerically challenging.

[18] Figure 3c shows the gradient of the reflection coefficient $R = (Z_j - Z_{j-1}) / (Z_j + Z_{j-1})$, where $Z_j = c_j \cdot \rho_j$ is the acoustic impedance [Ruddick et al., 2009] (c_j and ρ_j are sound-speed and density in a layer j , respectively). Small steps in the profile are numerical simulation noise. For a Ricker wavelet with peak frequency of 10 Hz (Figures 3d

and 3e) (wavelength of 150 m) we have a resolution limit of $\lambda/4 = 37.5$ m (Rayleigh criterion). We then convolve the reflectivity (Figure 3c) with this zero phase Ricker wavelet to predict the seismic response. Figure 3f shows the result of the convolution. All small scale changes in the reflectivity profile disappear, leaving only the large steps visible.

4. Simulations Above the Oceanographic Dataset

[19] The oceanographic model covers a 30 hours interval and produces a snapshot of the water structure (temperature, salinity) derived every 15 minutes on a 2D section 250 km wide by 2 km deep with a horizontal and vertical grid size of 160×2 m respectively. However, for the seismic simulation, based on the acquisition used during the GO experiment, we should use 40 m shot spacing with a 20 s shot interval, corresponding to a ship speed over the ground of close to 4 knots. Hence to model the seismic response, we require a snapshot every 20 seconds and, to avoid serious spatial aliasing problems, a horizontal and vertical grid size of $20 \text{ m} \times 4 \text{ m}$ respectively.

[20] We approached this interpolation issue in four steps:

[21] 1. Windowing the original model data in time and space centred on time and location of seismic shots to be modelled.

[22] 2. Cubic spline interpolation between original 15 min screens to give a time slice every 20 sec.

[23] 3. Cubic spline interpolation in the horizontal spatial domain to resample from 160 m to 20 m and from 2 m to 4 m in vertical direction.

[24] 4. Finally we converted the data to a format compatible with a phase-screen modelling program to compute the seismic shot response.

[25] The seismic simulation parameters were: source function – zero phase Ricker wavelet with peak frequency 10 Hz; offset 4.5 km; shot spacing 20 sec (40 m); receiver spacing – 20 m, tow depth of 5 m. The cubic spline interpolation was adopted in order to avoid any discontinuities when calculating the velocity/density field. The synthetic seismic reflection data modelled using a finite-difference acoustic code with the model defined by acoustic sound-speed and density.

5. Results

[26] We repeated the simulations as for the simple cosine wave model. Figure 4a represents the synthetic data set for “static water”. You can see here an actual extent of the slope of topography and the mixing process. Figure 4b shows the gradient of the acoustic impedance for the same time snapshot used for Figure 4a. There is a perfect agreement between brightest reflectors in seismic section and contrasts in gradient impedance map.

[27] Figures 4c and 4d represent “forward” and “backward” synthetic datasets, respectively. As expected the apparent lengths of the events are distorted. When vessel is moving in the same direction as the outflow water we are capturing longer reflector images whereas when the vessel is moving against the outflow water the seismic section gives an image which is seemingly shorter than the real reflector. The spectral content inferred from digitized reflectors for all three stacked data shows different spectral slopes

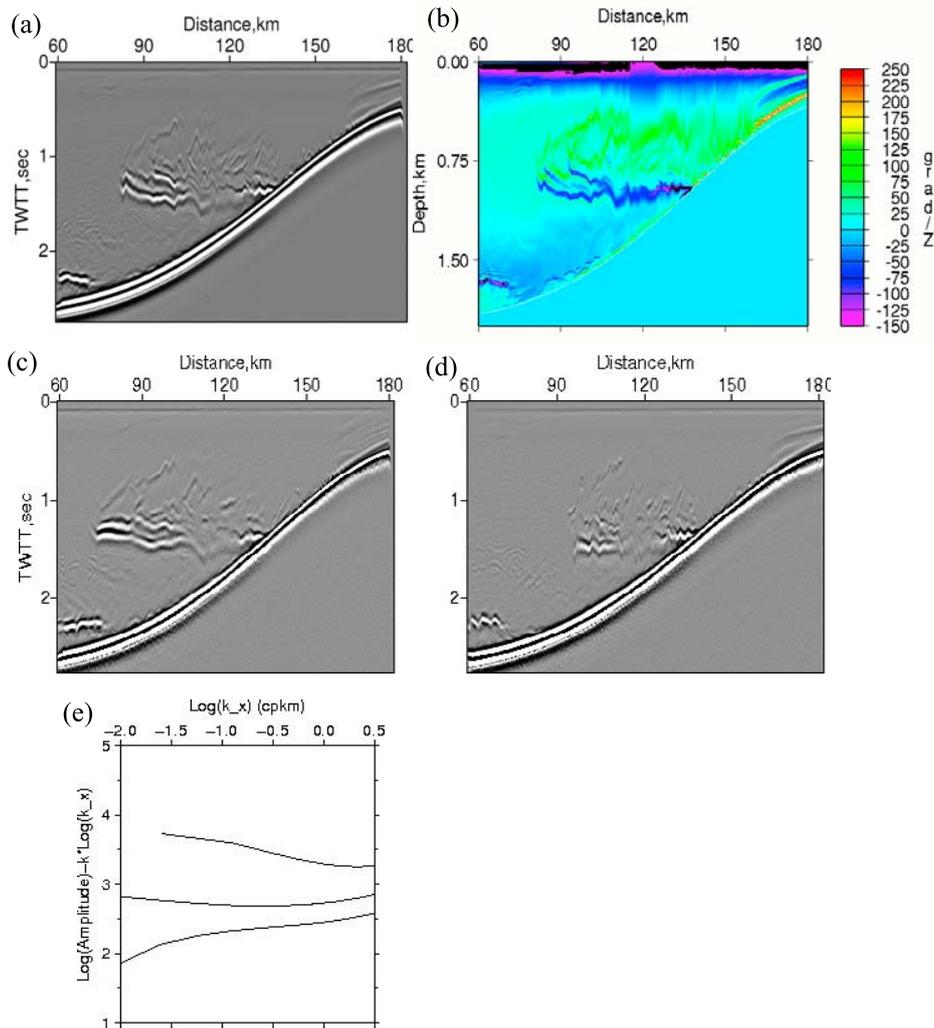


Figure 4. Stack of 2D synthetics for the seismic surveys over the 3 targets, and gradient of impedance for the “static” model: (a) “Static” simulations, where the vessel is moving, but the water is static. (b) Impedance gradient for the time screen used in the model. Note there is a good agreement both of form and location between extrema impedance gradient and brightest reflectors in the stack section. (c) “Forward” simulations (vessel is moving in the same direction as the outflow water). (d) “Backward” simulations (vessel is moving against the outflow water). (e) A comparison of spectral slopes (“best fit” curve) derived by digitizing reflectors in the stack sections in reduced wavenumber space (this domain is used in order to emphasize differences in spectral slope depending on the relative movement of the internal waves and seismic acquisition vessel). The curve close to horizontal is the “true” spectral slope for the “static” model. The curve below is the “forward” model, which gives a flatter spectral slope than the actual “static” case. The top curve is the best fit curve for the spectrum derived from the “backward” dataset, which shows a greater slope than the “static” case.

[Holbrook and Fer, 2005] (Figure 4e). We present here the least squares best fit curves for spectra calculated for the same horizons on the stacks shown on Figures 4a, 4c, and 4d. These are shown in the reduced wavenumber domain where the spectral slope of the “true” event (i.e., that obtained above the “static” model) would give a horizontal line. For “contraflow” water the spectral slope is greater than that obtained using correct geometry ($k_{backward} - k_{true} = -0.41$), as estimated for best fit curve. Likewise for a vessel moving with the outflow water the spectrum is flatter than it would be for the real event ($k_{forward} - k_{true} = 0.51$). One difference between this model, and the cosine model is that here we had not introduced seismic reflectors, but

smoothed changes of water characteristics. Still the observed effect of the movement on the spectral slope is significant.

6. Discussions and Conclusions

[28] The lateral resolution of *in situ* oceanographic measurements is important, not only in the study of thermohaline fine-structure but also in mesoscale synoptic studies. MCS successfully fills the gap with its ability to image events for tens of kilometers with resolution of a few meters. The simulations presented here aim to illustrate that understanding moving water effect is crucial for any seismic ocean-

ography experiment. Both models – Figures 2 and 4 – show that when the water moves with velocity that is significant to velocity of seismic acquisition vessel we record different images of the boundaries in water. However to the date there are only limited methods estimate water movement during an MCS survey either using a ship born ADCP (acoustic Doppler current profilers) but these only sample the upper 500 m, or XCP (expendable current profiler) [Nakamura *et al.*, 2006]. An alternative is the use an LADCP (lowered acoustic Doppler current profilers) but this requires a second vessel and there are issues of how close in time and location the measurement can be made to the MCS survey. These measurements can provide information on the movement of water masses but do not provide information on the movement of internal waves along the boundaries.

[29] The approach introduced by Holbrook and Fer [2005] and further developed by Krahnemann *et al.* [2008] deriving spectra from digitized reflection horizons should be applied with care as these are probably distorted by the relative movement of water and seismic acquisition vessel.

[30] Garrett and Munk [1972, 1979] present support for the -2 slope on wavenumber spectra related to internal waves. They also note that the spectrum will be modified if there is current past the moored sensor. Here we demonstrate that we compound this problem by also towing the sensor. The apparent change in slope may be critical in the interpretation: a slope of -2 is indicative of internal waves, whereas a slope of -1.67 is characteristic of turbulent mixing. It is therefore necessary to estimate the relative movement of the ship and water target in order to properly quantify the uncertainty in measurements based on MCS data. As the apparent wavelength will change the slope of wavelength spectra estimated from seismic data which may lead to mistaken assumptions about mixing and turbulence in the area where the seismic dataset collected. By correcting the geometry of the relative movement of ship and water the correct wavelength can be recovered, but it raises the question of how to determine an unknown movement [Klaeschen *et al.*, 2009]. If the movement is known, then one may to address this problem by reassigning the geometry to the Legendrian reference frame of the moving water.

[31] **Acknowledgments.** The work was funded by the EU GO-project (NEST-2003 FP6-15603). The authors would like to acknowledge all GO participants for valuable discussions. Seismic sections were produced using Landmark Promax and Seismic Unix software and visualization was carried out using GMT. R.W.Hobbs was a NERC Advanced Research Fellow (NER/J/S/2002/00745).

References

- Ambar, I., N. Serra, M. J. Brogueira, G. Cabecadas, F. Abrantes, P. Freitas, P. Goncalves, and N. Gonzalez (2002), Physical, chemical and sedimentological aspects of the Mediterranean Outflow off Iberia, *Deep Sea Res., Part II*, 49, 4163–4177, doi:10.1016/S0967-0645(02)00148-0.
- Armi, L., and D. Farmer (1988), The flow of Mediterranean water through the Strait of Gibraltar, *Prog. Oceanogr.*, 21, 1, doi:10.1016/0079-6611(88)90055-9.
- Garrett, C., and W. Munk (1972), Space-time scales of internal waves, *Geophys. Fluid Dyn.*, 3, 225–264, doi:10.1080/03091927208236082.
- Garrett, C., and W. Munk (1979), Internal waves in the ocean, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 11, 339–369, doi:10.1146/annurev.fl.11.010179.002011.
- Haidvogel, D. B., H. G. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Malanotte-Rizzoli, and A. F. Shchepetkin (2000), Model evaluation experiments in the North Atlantic basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates, *Dyn. Atmos. Oceans*, 32, 239–281, doi:10.1016/S0377-0265(00)00049-X.
- Hobbs, R. W. (2007), GO—Geophysical Oceanography: A new tool to understand the thermal structure and dynamics of oceans, periodic report, 59 pp., Durham Univ, Durham, U. K.
- Holbrook, W. S., and I. Fer (2005), Ocean internal wave spectra inferred from seismic reflection transects, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L15604, doi:10.1029/2005GL023733.
- Holbrook, W. S., P. Paramo, S. Pearce, and R. W. Schmitt (2003), Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling, *Science*, 301, 821–834, doi:10.1126/science.1085116.
- Kelly, K. R., R. W. Ward, S. Treitel, and R. M. Alford (1976), Synthetic seismograms: a finite-difference approach, *Geophysics*, 41, 2–27, doi:10.1190/1.1440605.
- Klaeschen, D., R. W. Hobbs, G. Krahnemann, C. Papenberg, and E. Vsemirnova (2009), Estimating movement of reflectors in the water column using seismic oceanography, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L00D03, doi:10.1029/2009GL038973.
- Krahnemann, G., P. Brandt, D. Klaeschen, and T. Reston (2008), Mid-depth internal wave energy off the Iberian Peninsula estimated from seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, 113, C12016, doi:10.1029/2007JC004678.
- Nakamura, Y., T. Noguchi, T. Tsuji, S. Itoh, H. Niino, and T. Matsuoka (2006), Simultaneous seismic reflection and physical oceanographic observations of ocean fine structure in the Kuroshio extension front, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23605, doi:10.1029/2006GL027437.
- Ruddick, B., H. Song, C. Dong, and L. Pinheiro (2009), Water column seismic images as maps of temperature gradient, *Oceanography*, 22, 185–198.
- Serra, N., I. Ambar, and R. H. Kaese (2005), Observations and numerical modelling of the Mediterranean Outflow splitting and eddy generation, *Deep Sea Res., Part II*, 52, 383–408, doi:10.1016/j.dsr2.2004.05.025.
- Wild, A. J., R. W. Hobbs, and L. Frenje (2000), Modelling complex media: An introduction to the phase-screen method, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 219–225.
- R. Hobbs and E. Vsemirnova, Earth Sciences Department, Durham University, Durham DH1 3LE, UK. (ekaterina.vsemirnova@durham.ac.uk)
- D. Klaeschen, Leibniz Institute of Marine Sciences at Kiel University (IFM-GEOMAR), Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Germany.
- E. Quentel, LDO, UMR 6538, IUEM, Brest University, CNRS, Place Nicolas Copernic, F-29280 Plouzane CEDEX, France.
- N. Serra, Institute of Oceanography, Hamburg University, Bundesstr. 53, D-20146 Hamburg, Germany.

RESUME du rapport de master 2 d'Helen PIETE

Piété, H. (2009),

Imagerie Sismique et Océanographique des masses d'eau sur le plateau continental breton,
Rapport Master 2 Recherche, IUEM - UBO - CNRS, UMR 6538 - Domaines Océaniques

Cette étude est une application inédite de l'océanographie sismique au niveau d'un domaine côtier situé au nord de la plateforme armoricaine, la Mer d'Iroise. Les levés de sismique offrent une résolution horizontale inégale, qui, combinés avec des mesures d'océanographie physique, permettent d'obtenir des images détaillées de la colonne d'eau. L'enjeu d'une étude en Mer d'Iroise est de déterminer la présence et la position, de mai à novembre d'une thermocline et d'un front thermique de marée, le Front d'Ouessant.

Une campagne de levés de sismique Sparker et de mesures océanographiques a donc été réalisée en Mer d'Iroise du 3 au 5 novembre 2008, le long d'un transect à 48°08'N. En complément de ce travail et afin d'acquérir une vision de la Mer d'Iroise à différentes périodes de l'année, un jeu de données de sismique Sparker obtenues lors de la mission Géomoc02 (septembre 2002) a également été exploité. Cette seconde étude a été réalisée sur le plateau d'Ouessant précisément à une période de l'année où la stratification des masses d'eau est bien développée.

Sur deux profils de Géomoc02, situés en zone stratifiée, un faciès acoustique particulier est observé, avec des réflecteurs organisés de manière chaotique jusqu'à 45 m de profondeur. Ceci peut être interprété comme la signature de la marée interne générée par le talus. En ce qui concerne Géobrest09, l'analyse des données in-situ et de cartes SST a permis d'avoir une image du Front d'Ouessant en période de déstratification, rarement imagée.

Ce travail suggère qu'il est possible d'imager par la sismique la thermocline à son maximum de développement en été, lorsqu'elle est associée à un contraste de vitesse de 20 m.s^{-1} , relativement fort pour la colonne d'eau. La méthode présente toutefois deux limites. La première est liée au traitement des données sismiques. L'élimination de l'onde directe au moyen d'une méthode basée sur un filtre médian n'est pas suffisamment efficace. La seconde limite est technique et concerne le dispositif sismique : le dispositif Sparker est trop court et il est associé à une ré-

solution verticale trop importante. Nous suggérons l'utilisation d'un dispositif très long (plusieurs centaines de mètres), qui devra par ailleurs comporter une source relativement basse fréquence (quelques centaines de Hertz). Une configuration particulière du dispositif Sparker peut être envisagée, toutefois l'emploi de la sismique Haute Résolution de l'Ifremer apparaît plus adapté.

La sismique présente un fort potentiel en termes d'imagerie de la marée interne et de la thermocline. C'est un outil qui s'inscrit de manière complémentaire dans l'étude pluridisciplinaire du Front d'Ouessant. Son application à long terme permettra de connaître l'évolution de la position de ce front au cours du temps et des variations climatiques en Mer d'Iroise. L'enjeu est d'autant plus important que cette structure thermique de la colonne d'eau et ses processus associés ont une influence déterminante sur les ressources halieutiques dans ce secteur.

ANNEXE D

Figures agrandies

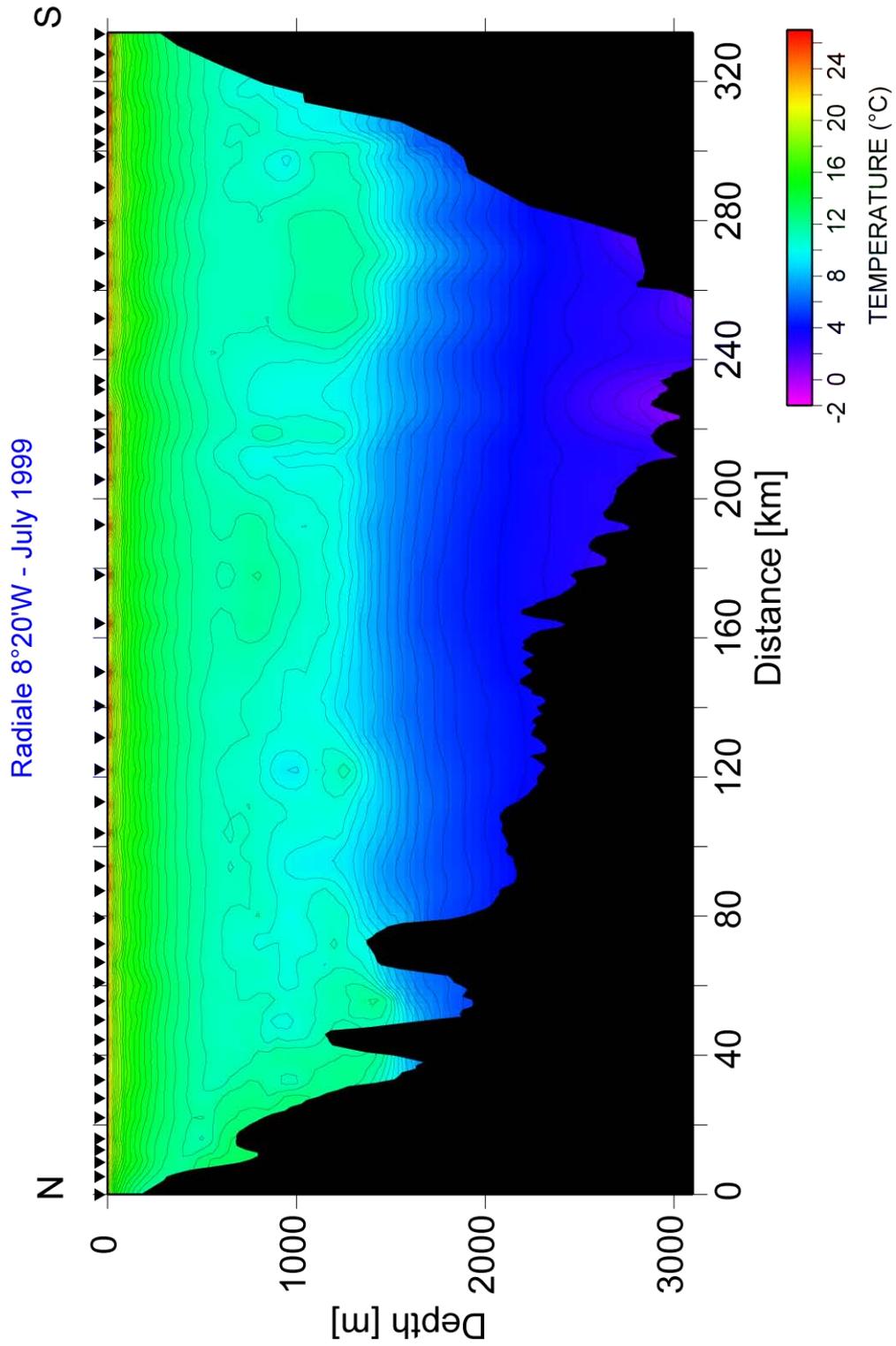


FIGURE D.1 – Section de température pour la radiale 8°20'W de Juillet 1999.

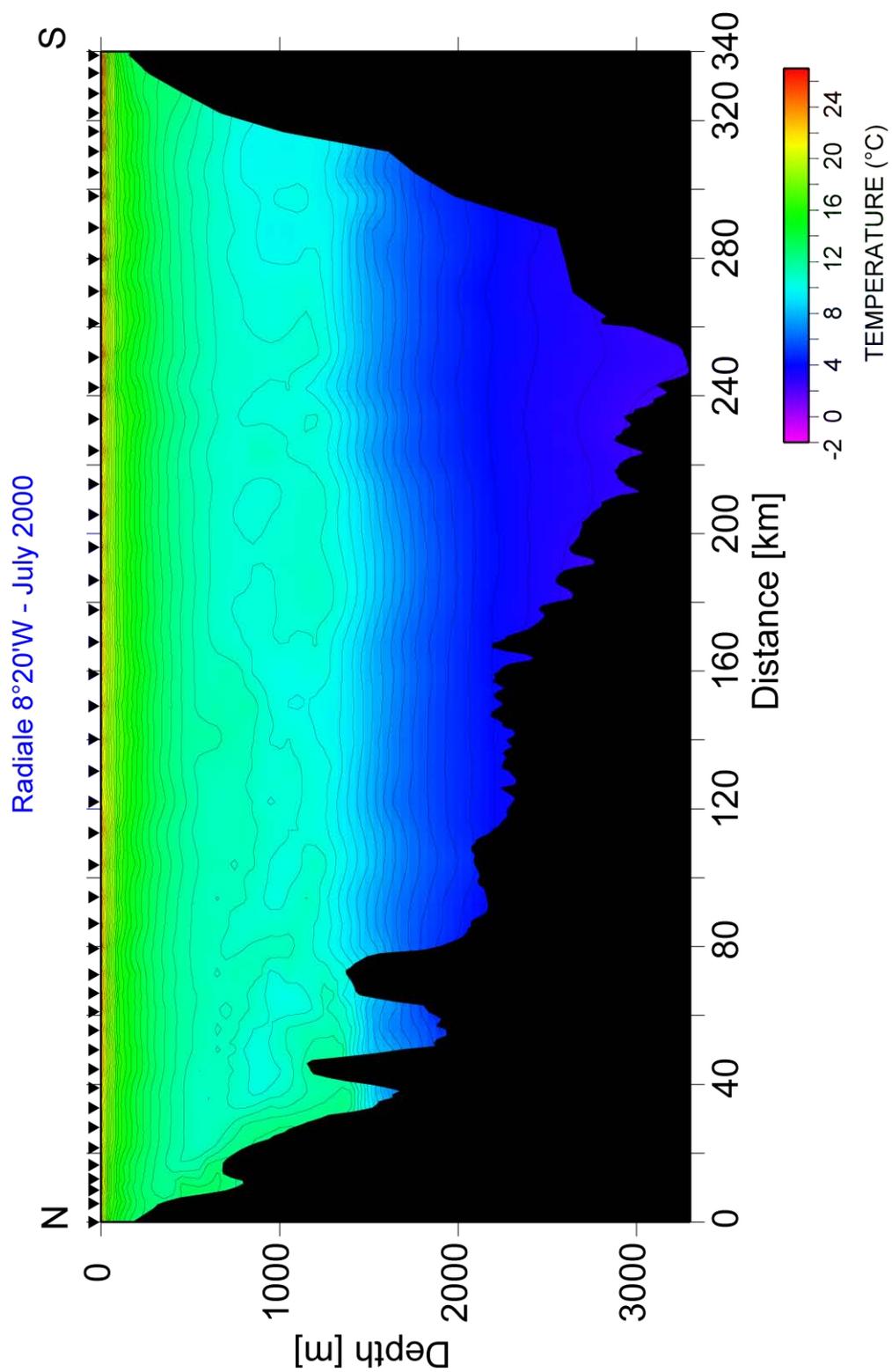


FIGURE D.2 – Section de température pour la radiance 8°20'W de Juillet 2000.

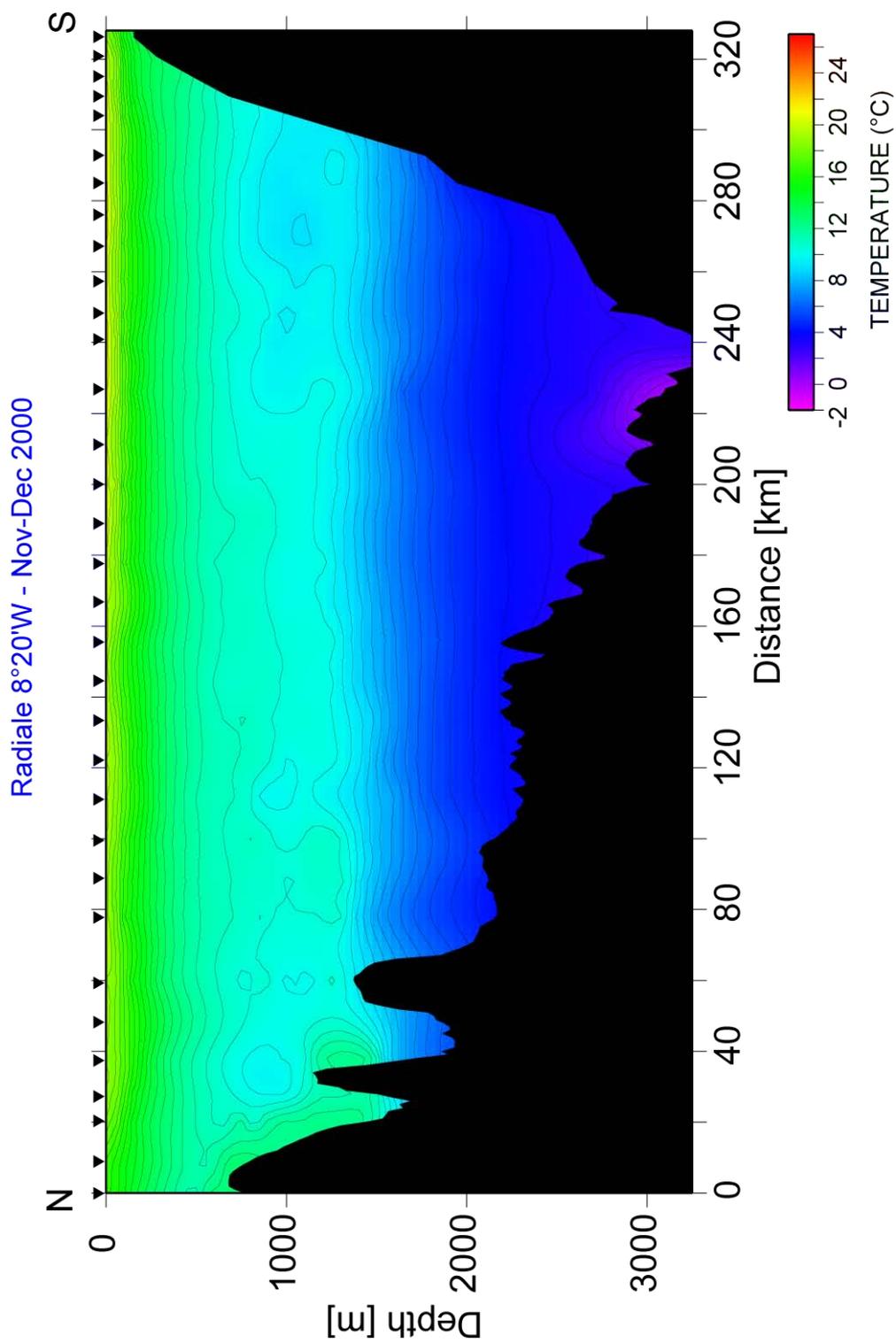


FIGURE D.3 – Section de température pour la radiance 8°20'W de Novembre-Décembre 2000.

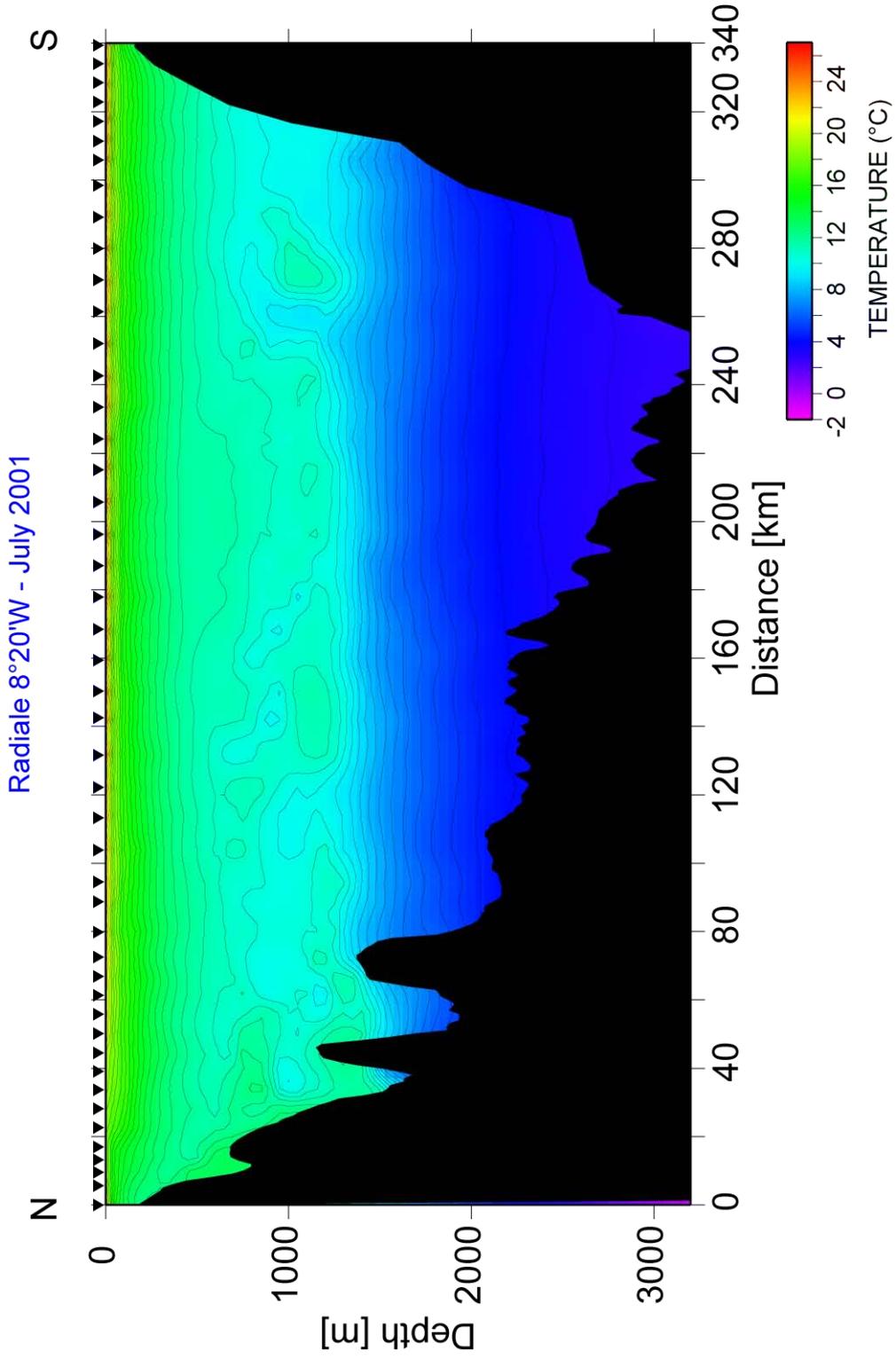


FIGURE D.4 – Section de température pour la radiale 8°20'W de Juillet 2001.

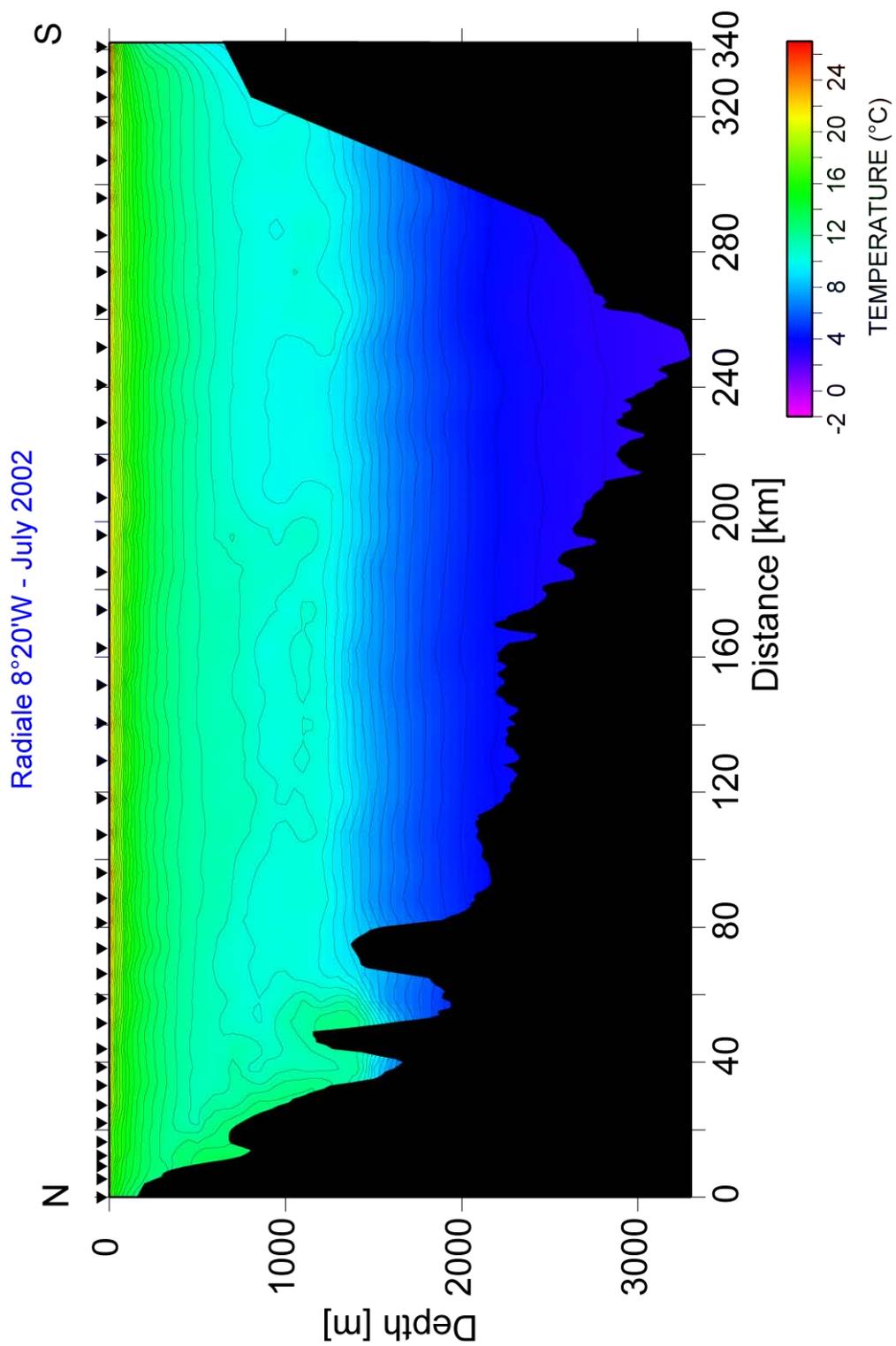


FIGURE D.5 – Section de température pour la radiance 8°20'W de Juillet 2002.

Radiale 8°20'W - July 1999

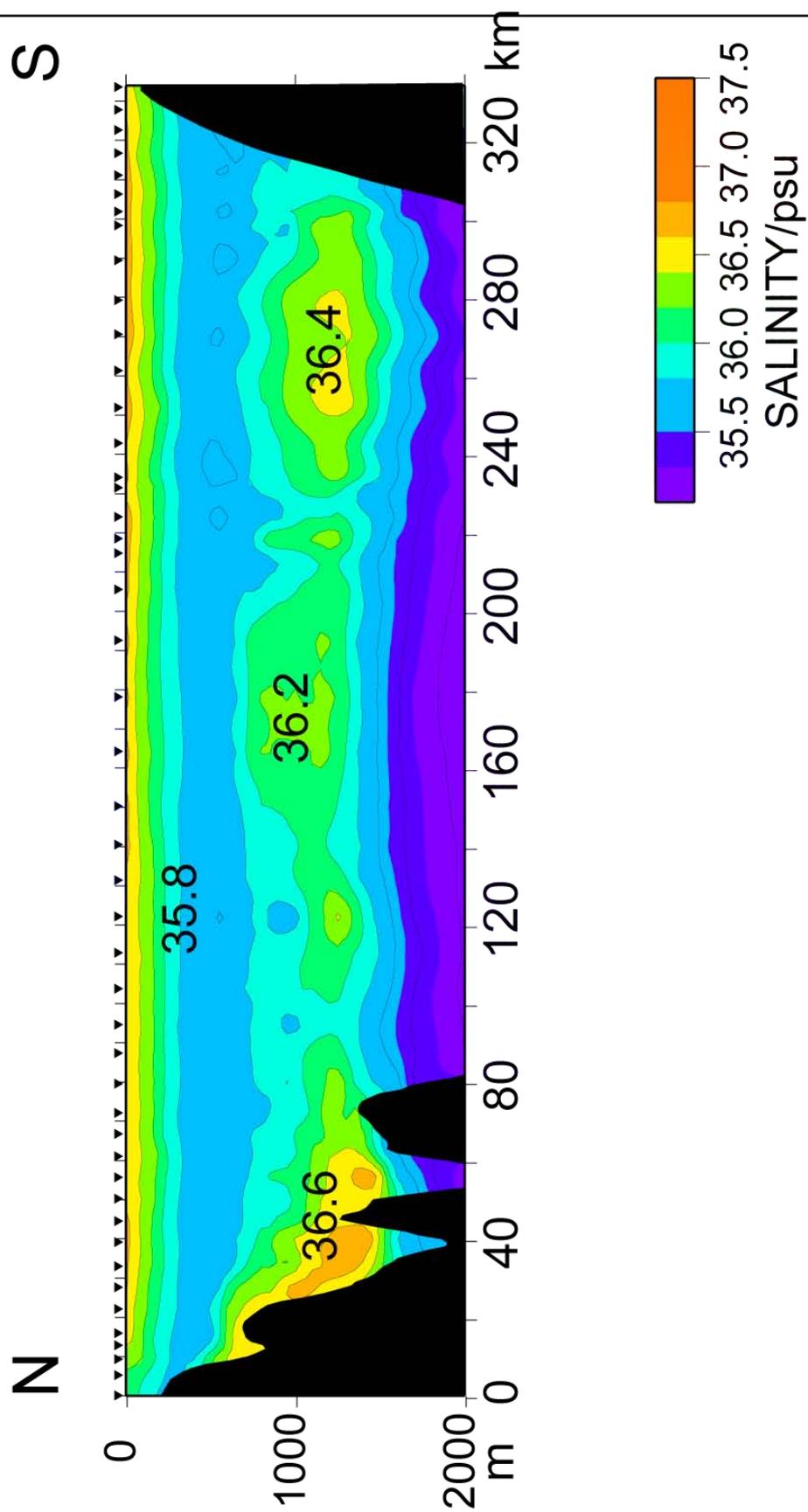


FIGURE D.6 – Section de salinité pour la radiale 8°20'W de Juillet 1999.

Radiale 8°20'W - July 2000

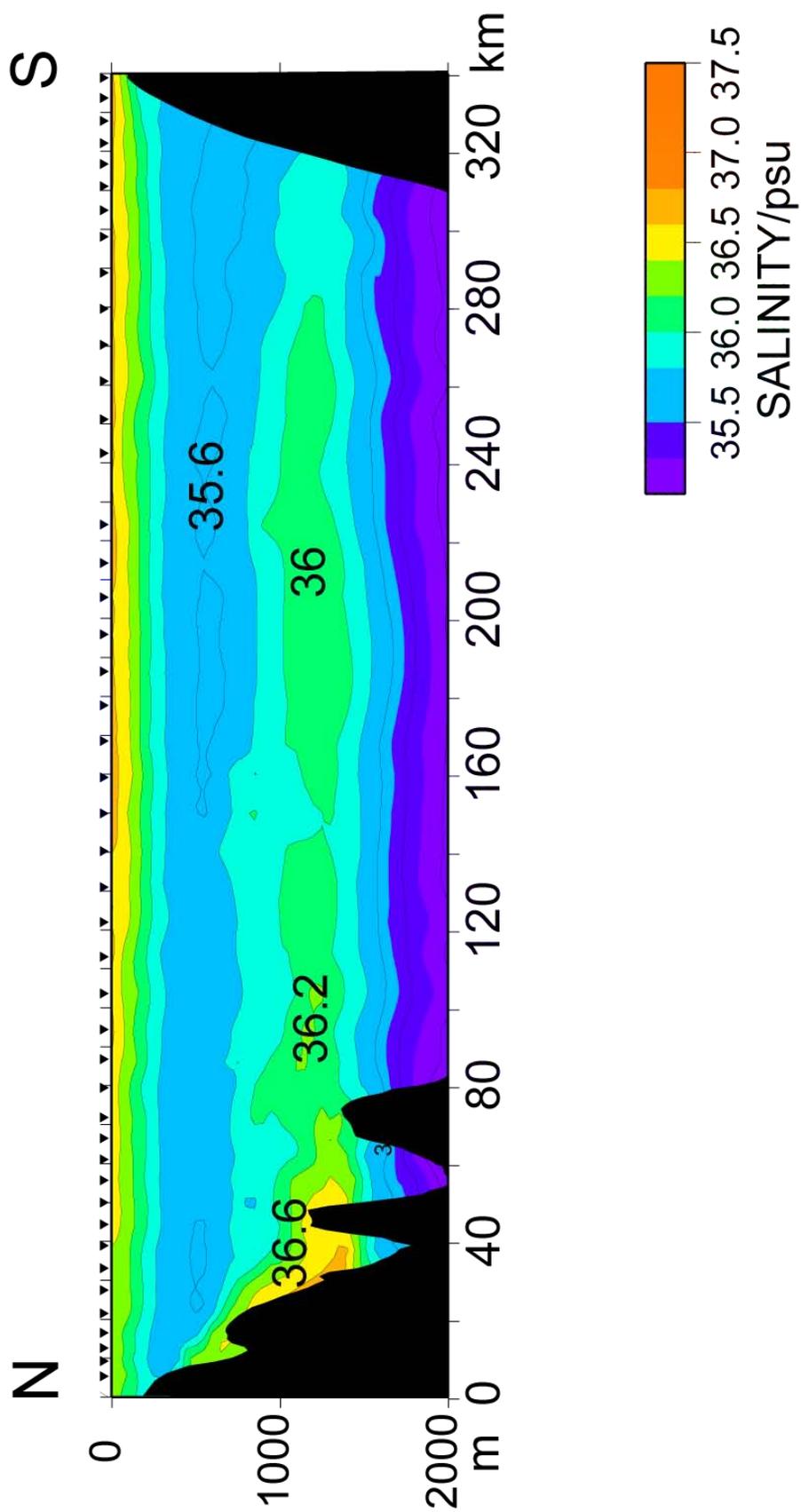


FIGURE D.7 – Section de salinité pour la radiale 8°20'W de Juillet 2000.

Radiale 8°20'W - July 2001

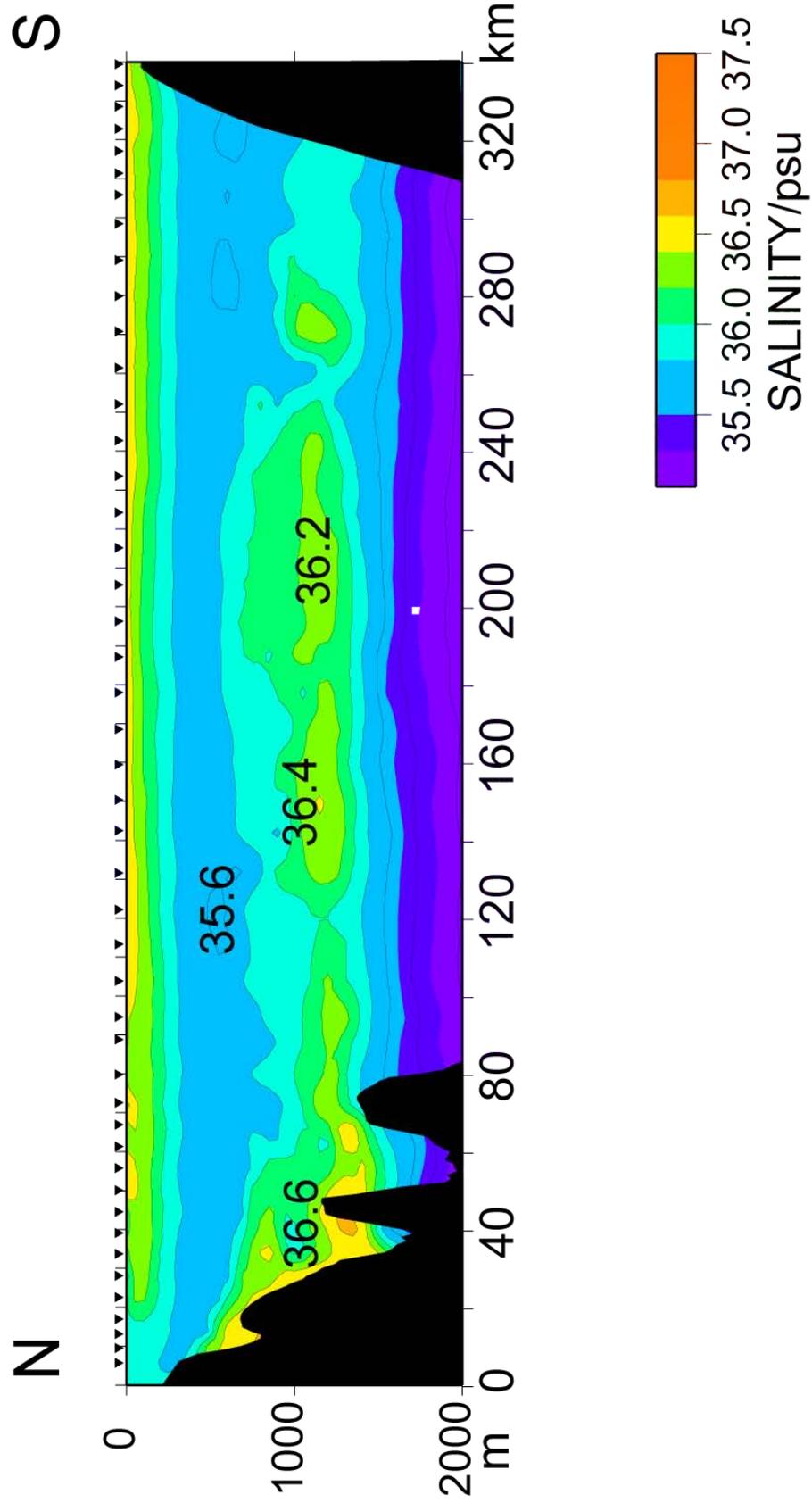


FIGURE D.8 – Section de salinité pour la radiale 8°20'W de Juillet 2001.

Radiale 8°20'W - July 2002

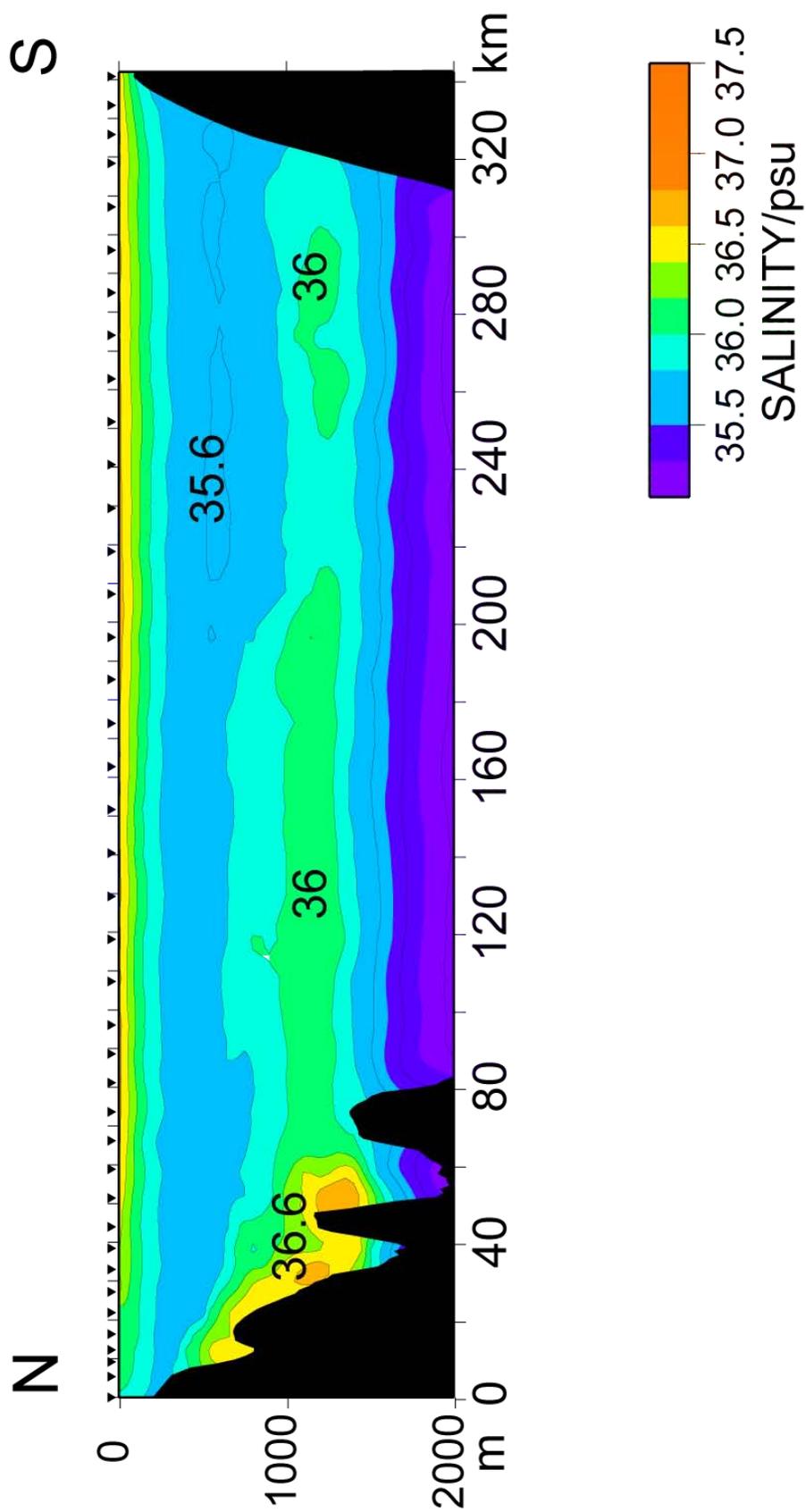


FIGURE D.9 – Section de salinité pour la radiance 8°20'W de Juillet 2002.

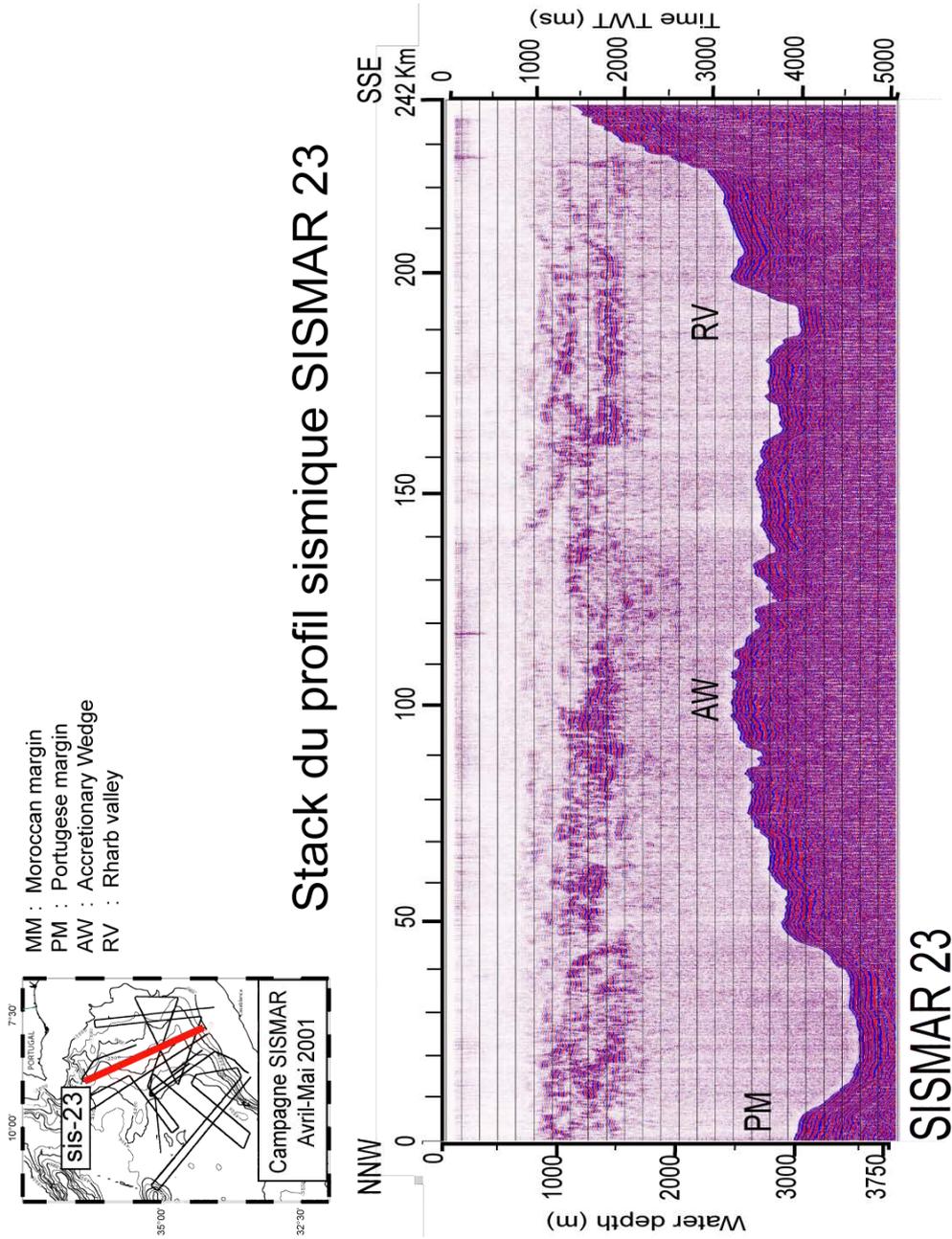


FIGURE D.10 – Stack du profil sismique SISMAR 23 (SISMAR - Avril 2001).

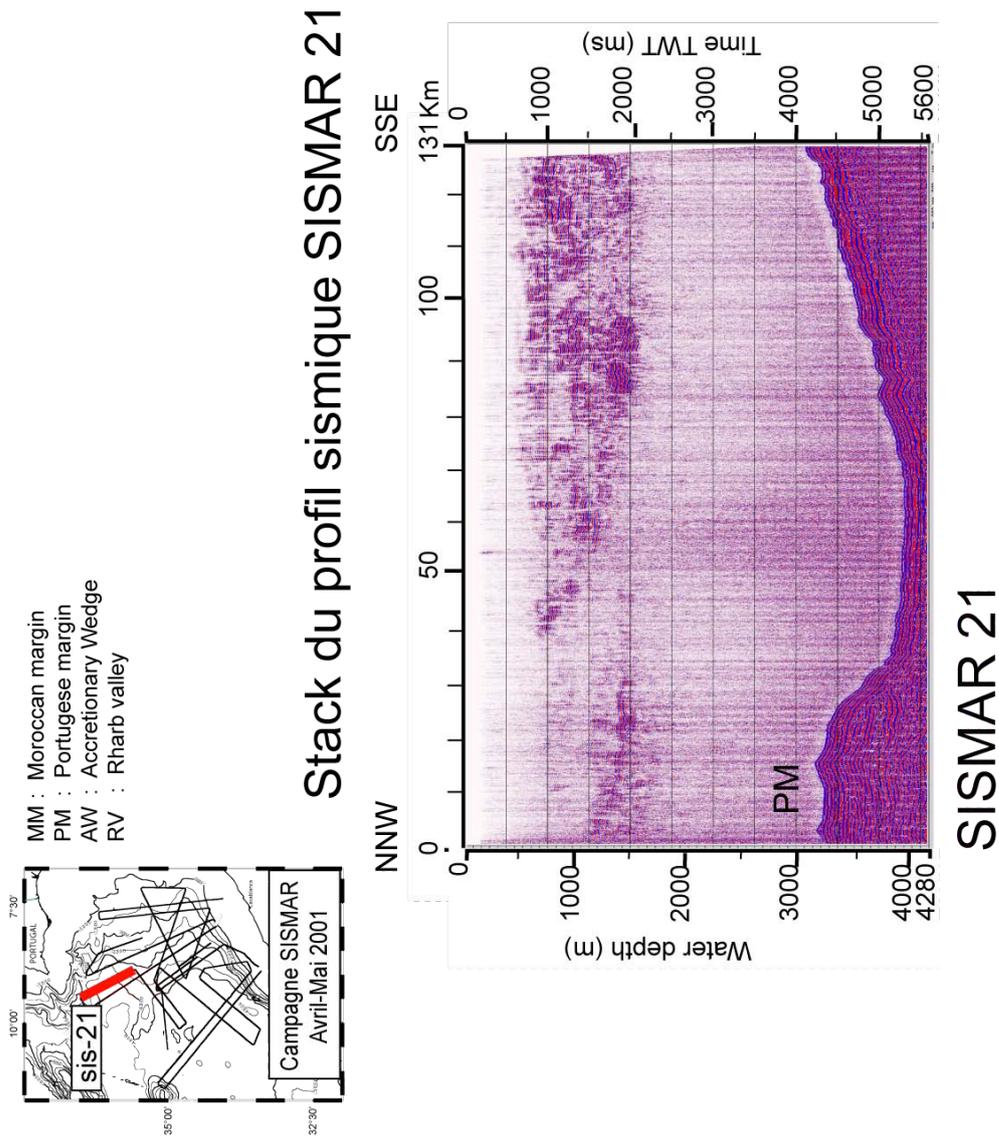


FIGURE D.11 – Stack du profil sismique SISMAR 21 (SISMAR - Avril 2001).

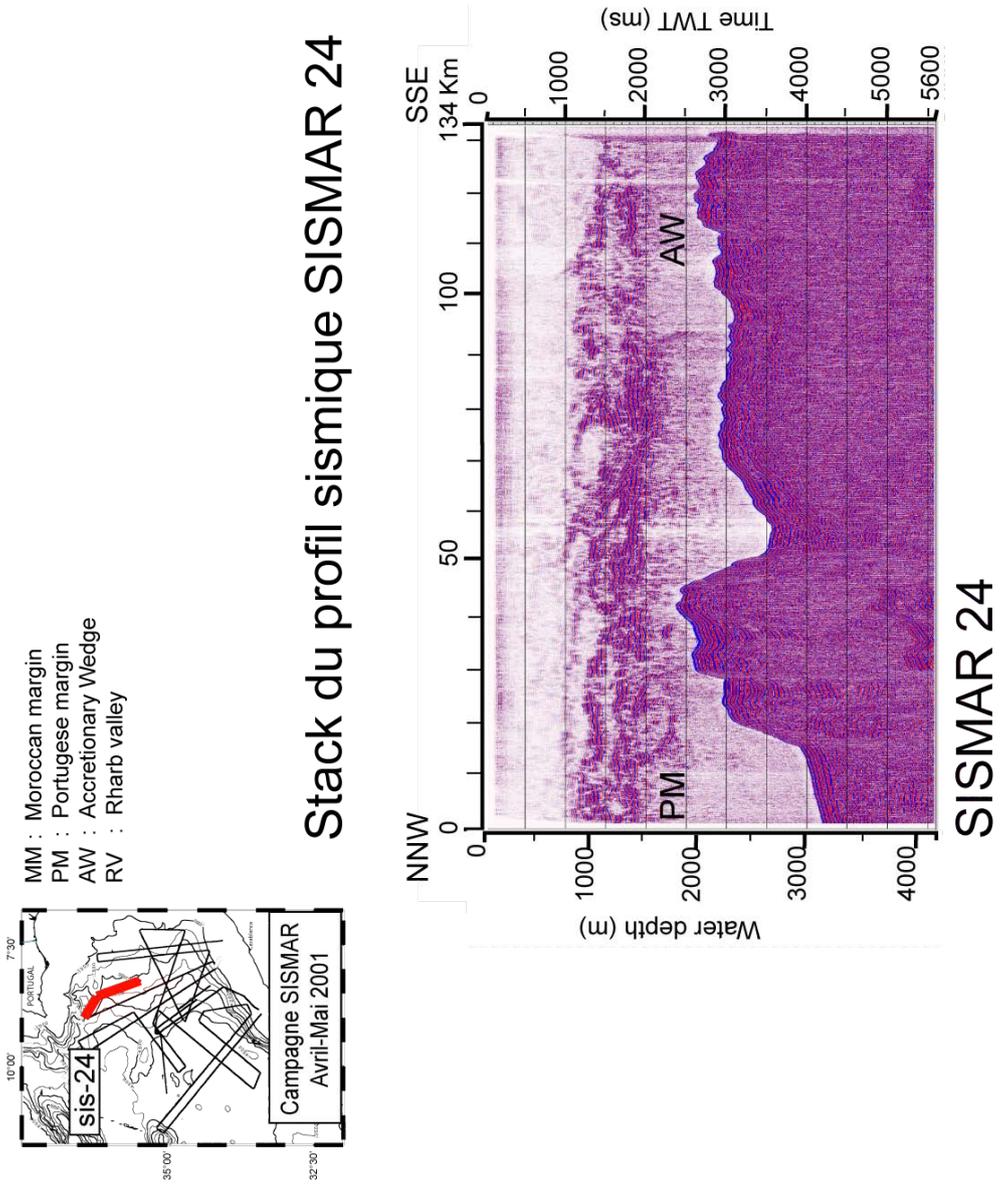
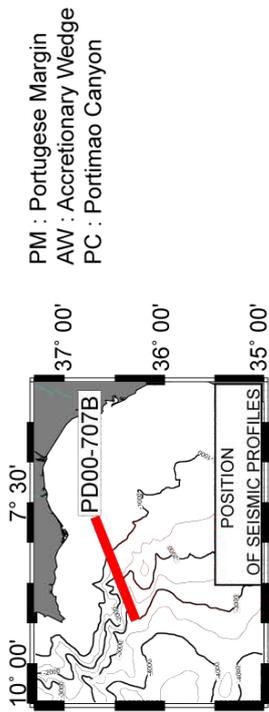


FIGURE D.12 – Stack du profil sismique SISMAR 24 (SISMAR - Avril 2001).



Stack du profil sismique TGS-NOPEC PD00-707B

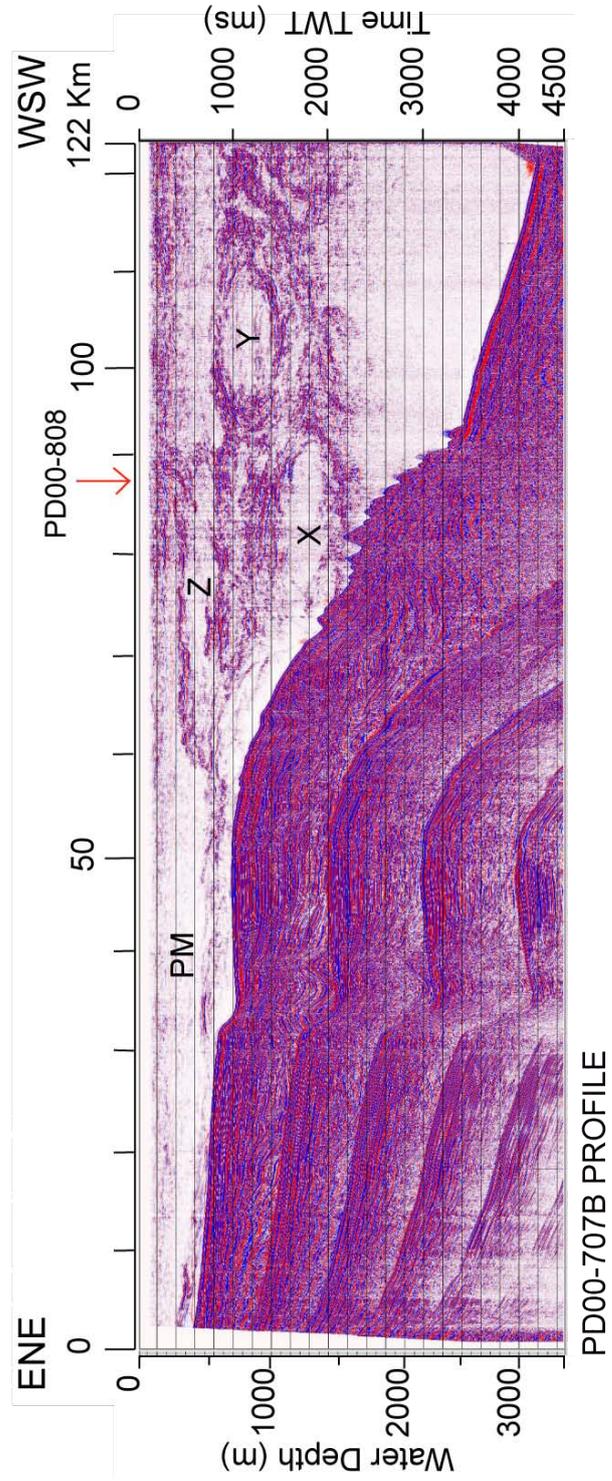
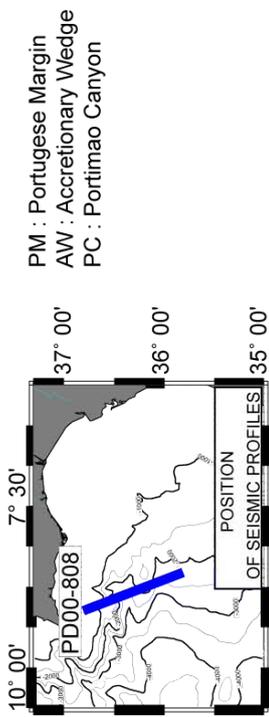


FIGURE D.13 – Stack du profil sismique TGS-NOPEC-707B (TGS-NOPEC - Avril 2001).



Stack du profil sismique TGS-NOPEC PD00-808

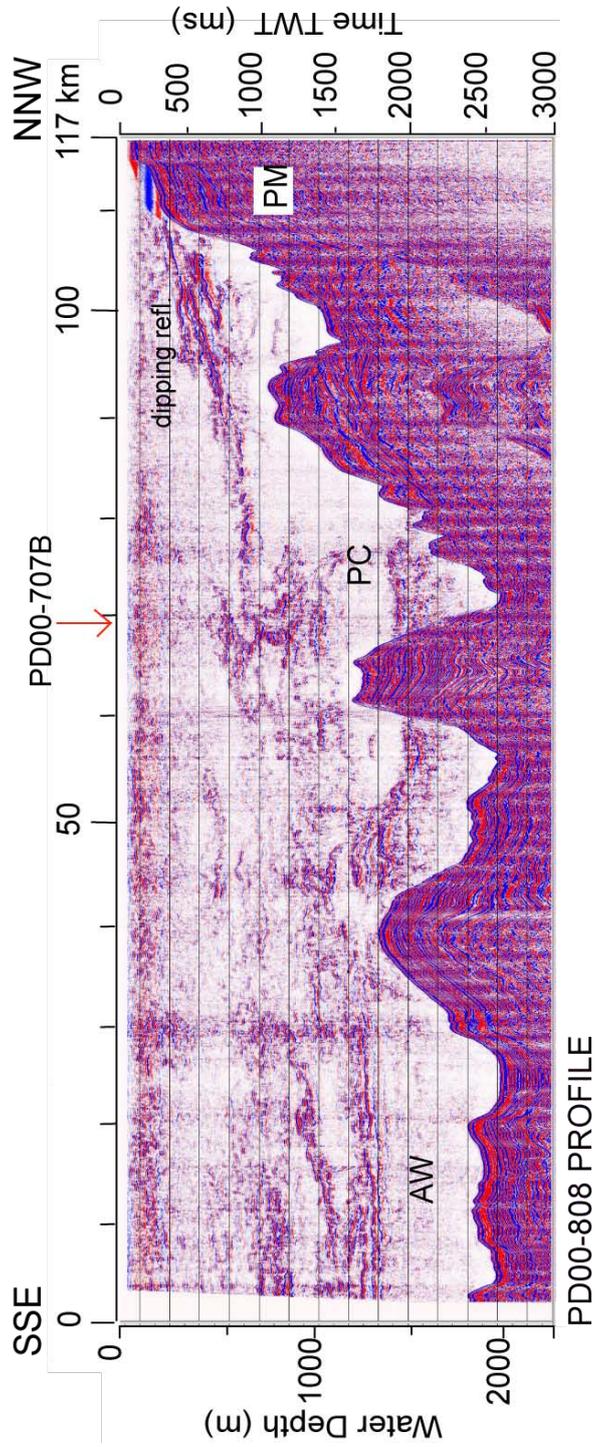


FIGURE D.14 – Stack du profil sismique TGS-NOPEC-808 (TGS-NOPEC - Avril 2001).

Etapes du traitement sismique pour les données GO

E.1 The Quality Control processing steps included for GO-LR profiles :

- reformatting into segy-file with a modified version segdread within SU
- geometry definition of streamer and gun position (see notes below)
- balancing traces by subtracting the mean (de-bias)
- 100 ms taper at the start of traces to zero to avoid frequency filter artefacts
- zero phase Butterworth low cut filter with : 4 Hz low cut stop band, 8 Hz low cut pass band
- gain correction multiplication of data by t
- calculation of source receiver distance in m*100 (original in the header offset only integer values in meter)
- static shift for velocity reduction of 1520 m/s calculated from offset in m*100 and with sample rate /8 and applied (sustatic only shift in ms which is not accurate enough)

Direct water wave removal :

- 9 trace mix-filter application and the mix result stored as temporary trace
- calculation of a scaling factor between the originally trace and the mixed trace with in 60 ms smoothed sliding time window. The mixed trace is scaled by the scaling factor with a maximum factor of 3 and a minimum factor of 0.005 in the center of the sliding window to fit the originally trace and subtracted.
- removal of the static shift from the velocity reduction. Noise reduction (1 iteration) by time variant scaling :
- 5 trace mix-filter application and the mix result stored as temporary trace
- calculation of a scaling factor between the originally trace and the mixed trace with in 240 ms smoothed sliding time window. The originally trace is scaled by the scaling factor with a minimum factor of 1/500 and a maximum factor of 1 in the center of the sliding window.
- near offset top mute at channel number (channel 1 near trace) : 1,2,3,12,14 at times : 1.5,1.0,0.5,0.3,0.0 s

Stack :

- application of the static shift for water wave reduction
- trace normalisation by rms in a time window of 0.5s
- removal of the static shift from the velocity reduction.

- removal of gain correction multiplication of data by t and application of gain correction multiplication of data by \sqrt{t} (to avoid noise in the weak signal for long travel times) 49
- nmo based on offsets in $m*100$ with a constant velocity of 1495 m/s and a stretch mute of 3.5 for the on-line stack and time variant velocity application for the re-stack with profile averaged shot point distance (see notes below)
- merge all single shot-gather and sort into cmp-gather
- cmp-stack

E.2 The Quality Control processing steps included for GO-HR profiles :

- splitting the continuous segy-file into individual shot-gather files
- balancing traces by subtracting the mean (de-bias)
- 100 ms taper at the start of traces to zero to avoid frequency filter artifacts
- zero phase Butterworth bandpass filter with : 5 Hz low cut stop band, 50 Hz low cut pass band, 250 Hz high cut pass band and 375 Hz high cut stop band
- gain correction multiplication of data by t
- calculation of source receiver distance in $m*100$ (original in the header offset only integer values in meter)
- static shift for velocity reduction of 1525 m/s calculated from offset in $m*100$ and with sample rate /8 and applied (sustatic only shift in ms which is not accurate enough)

Direct water wave removal :

- 9 trace mix-filter application and the mix result stored as temporary trace
- calculation of a scaling factor between the originally trace and the mixed trace with in 60 ms smoothed sliding time window. The mixed trace is scaled by the scaling factor with a maximum factor of 3 and a minimum factor of 0.005 in the centre of the sliding window to fit the originally trace and subtracted.
- removal of the static shift from the velocity reduction.

Noise reduction (1 iteration) by time variant scaling :

- 5 trace mix-filter application and the mix result stored as temporary trace
- calculation of a scaling factor between the originally trace and the mixed trace with in 120 ms smoothed sliding time window. The originally trace is scaled by the scaling factor with a minimum factor of 1/300 and a maximum factor of 1 in the center of the sliding window.
- near offset top mute at channel number (channel 1 near trace) : 1,2,3,72 at times : 0.15,0.15,0,0 s

Stack :

- merge all single shot-gather and sort into cmp-gather
- removal of gain correction multiplication of data by t and application of gain correction multiplication of data by \sqrt{t} (to avoid noise in the weak signal for long travel times)

E.2. The Quality Control processing steps included for GO-HR profiles :

235

- nmo based on offsets in m*100 with a constant velocity of 1510 m/s and a stretch mute of 3.5
- trace normalisation by rms in a time window of 0? 0.9s
- cmp-stack

Bibliographie

- Ambar, I. (1983), A shallow core of mediterranean water off western portugal, *Deep-Sea Research*, 30(6A), 677–680. 12, 20
- Ambar, I., and M. Howe (1979a), Observations of the mediterranean outflow - 1 - mixing in the mediterranean outflow, *Deep-Sea Research*, 26A, 535–554. 12
- Ambar, I., and M. Howe (1979b), Observations of the mediterranean outflow - 2 - the deep circulation in the vicinity of the gulf of cadiz, *Deep-Sea Research*, 26A, 555–568. 12, 16
- Ambar, I., L. Armi, A. Bower, and T. Ferreira (1999), Some aspects of time variability of the mediterranean water off south portugal, *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 46, 1109–1136. 82, 99
- Ambar, I., N. Serra, M. Brogueira, G. Cabeçadas, F. Abrantes, P. Freitas, C. Gonçalves, and N. Gonzalez (2002), Physical, chemical and sedimentological aspects of the mediterranean outflow off iberia, *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49, 4163–4177. 15, 17, 19, 82, 99, 249
- Ambar, I., N. Serra, F. Neves, and T. Ferreira (2008), Observations of the mediterranean undercurrent and eddies in the gulf of cadiz during 2001, *Journal of Marine Systems*, 71(1-2), 195–220, doi :10.1016/j.jmarsys.2007.07.003. 82, 99
- Arhan, M. (1987), On the large scale dynamics of the mediterranean outflow, *Deep-Sea Research Part A - Oceanographic Research Papers*, 34(7), 1187–1208. 13
- Arhan, M., A. Colin De Verdière, and L. Mémery (1994), The eastern boundary of the subtropical north atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 24(6), 1295–1316. 13
- Armi, L., and W. Zenk (1984), Large lenses of highly saline mediterranean water, *Journal of Physical Oceanography*, 14(10), 1560–1576. 20
- Armi, L., D. Hebert, N. Oakey, J. F. Price, P. L. Richardson, H. T. Rossby, and B. Ruddick (1989), Two years in the life of a mediterranean salt lens, *Journal of Physical Oceanography*, 19(3), 354–370, doi :10.1175/1520-0485(1989)019<0354:TYITLO>2.0.CO;2. 20, 23
- Auvray, C., F. Gaillard, and M. Knoll (2001), Circulation patterns in the canary basin in 1998, *EOS, Transactions, American Geophysical Union - Fall Meeting Supplement*, 82(47), Abstract OS51A –0468. 13
- Avedik, F., V. Renard, J. P. Allenou, and B. Morvan (1993), “single bubble” air-gun array for deep exploration, *Geophysics*, 58(3), 366–382, doi :10.1190/1.1443420. 33, 34

- Banda, E., and M. Torné (1995), Iberian atlantic margins group investigates deep structure of ocean margins, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 76(25), 28–29. 58
- Bansal, R. (2003), Discrimination and enhancement of fracture signals on surface seismic data, Master's thesis, faculty of Virginia Polytechnic Institute and State University. 48
- Baringer, M. O., and J. F. Price (1999), A review of the physical oceanography of the mediterranean outflow, *Marine Geology*, 155, 63–82. 10, 11, 12, 13, 249
- Biescas, B., V. Sallarès, J. L. Pelegrí, F. Machín, R. Carbonell, G. Buffett, J. J. Dañobeitia, and A. Calahorrano (2008), Imaging meddy finestructure using multichannel seismic reflection data, *Geophysical Research Letters*, 35, L11,609, doi : 10.1029/2008GL033971. 58
- Bormans, M. (1992), An experimental study of the formation and survival of stratified subsurface eddies, *Journal of Geophysical Research*, 97, 20,155 – 20,167. 82
- Bower, A. S. (1997), Lagrangian observations of meddy formation during a mediterranean undercurrent seeding experiment, *Journal of Physical Oceanography*, 27, 2545–2575. 13, 19, 20, 82
- Bower, A. S., L. Armi, and I. Ambar (1995), Direct evidence of meddy formation off the southwestern coast of portugal, *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 42(9), 1621–1630. 19, 20, 82
- Broecker, W. S. (1997), Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system : Will man-made co2 upset the current balance?, *Science*, 278(5343), 1582–1588. 1
- Buffett, G. G., B. Biescas, J. L. Pelegrí, F. Machín, V. Sallarès, R. Carbonell, D. Klaeschen, and R. Hobbs (2009), Seismic reflection along the path of the mediterranean undercurrent, *Continental Shelf Research*, 10.1016/j.csr.2009.05.017. 39, 62
- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin (2008a), Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part i : Flow structure, eddy flux, and observational tests, *Journal of Physical Oceanography*, 38, 29–43, doi :10.1175/2007JPO3671.1. 21
- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin (2008b), Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part ii : Frontal processes, *Journal of Physical Oceanography*, 38, 44–64, doi :10.1175/2007JPO3672.1. 21

- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin (2008c), Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part iii : Energy balance and flux, *Journal of Physical Oceanography*, *38*, 2256–2269, doi : 10.1175/2008JPO3810.1. 21
- Carton, X., and A. Serpette (1995), Circulation générale et à moyenne échelle en atlantique nord et leur modélisation, *Revue Scientifique et Technique de la Défense*, *2*(28), 15–24. 16
- Carton, X., L. Chérubin, J. Paillet, Y. Morel, A. Serpette, and B. Le Cann (2002), Meddy coupling with a deep cyclone in the gulf of cadiz, *Journal of Marine Systems*, *32*, 13–42. 20, 79, 81, 92, 94, 252
- Chérubin, L. (1997), Mixing processus in the mediterranean outflow along the iberian shelf, *Annales hydrographiques*, *21*(768), 83–105. 15, 16, 24, 249
- Chérubin, L., X. Carton, and D. Dritschel (1996), Vortex expulsion by a zonal transverse canyon, in *Proc. of the Second Int. - Workshop on Vortex Flows*. 82
- Chérubin, L., A. Serpette, X. Carton, J. Paillet, O. Connan, P. Morin, R. Rousselet, B. Le Cann, P. Le Corre, T. Labasque, D. Corman, and N. Poete (1997), Descriptive analysis of the hydrology and currents on the iberian shelf from gibraltar to cape finisterre : preliminary results from the semane and interafos experiments, *Annales hydrographiques*, *21*(768), 5–81. 79
- Chérubin, L., X. Carton, J. Paillet, Y. Morel, and A. Serpette (2000), Instability of the mediterranean water undercurrents southwest of portugal : effects of baroclinicity and of topography, *Oceanologica Acta*, *23*(5), 551–573. 19, 20
- Chérubin, L. M., N. Serra, and I. Ambar (2003), Low-frequency variability of the mediterranean undercurrent downstream of portimao canyon, *Journal of Geophysical Research*, *108*(C3), 30–58. 19, 20, 82
- Contrucci, I., F. Klingelhöfer, J. Perrot, R. Bartolome, M.-A. Gutscher, M. Sahabi, J. Malod, and J.-P. Rehault (2004), The crustal structure of the nw moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data, *Geophysical Journal International*, *159*(1), 117–128. 58
- Daniault, N., J. P. Mazé, and M. Arhan (1994), Circulation and mixing of mediterranean water west of the iberian peninsula, *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, *41* (11-12), 1685–1714, doi :10.1016/0967-0637(94)90068-X. 15
- D’Asaro, E. A. (1988a), Generation of submesoscale vortices : A new mechanism, *Journal of Geophysical Research*, *93*(C6), 6685–6693. 21
- D’Asaro, E. A. (1988b), Observations of small eddies in the beaufort sea, *Journal of Geophysical Research*, *93*(C6), 6669–6684. 21

- Dix, C. H. (1955), Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, 20(1), 68–86. 49
- Dubois, J., and M. Diament (2001), *Géophysique - cours et exercices corrigés*, 2e ed., 211 pp., Paris. 32, 250
- Eckart, C. (1948), An analysis of the stirring and mixing processes in incompressible fluids, *Journal of Marine Research*, 7, 265–275. 1
- Fofonoff, N. P., and R. C. Millard jr (1983), Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, *Unesco technical papers in marine science*, 44, 1–53. 18, 37, 69, 70, 71
- Fukasawa, M., H. Freeland, R. Perkin, T. Watanabe, H. Uchida, and A. Nishina (2004), Bottom water warming in the north pacific ocean, *Nature*, 427, 825–827. 1
- Gaillard, F., T. Terre, C. Gac, and J. Hernandez-Brito (1997), Rapport de campagne cambios 97 effectuée à bord du no thalassa (1er juillet - 2 août 1997), *Rapport interne lpo*. 13
- Garrett, C. (1973), The effect of internal wave strain on vertical spectra of fine-structure, *Journal of Physical Oceanography*, 3, 83–85. 1
- Geli, L., E. Cosquer, R. W. Hobbs, D. Klaeschen, C. Papenberg, Y. Thomas, C. Menesguen, and B. L. Hua (2009), High resolution seismic imaging of the ocean structure using a small volume airgun source array in the gulf of cadiz, *Geophysical Research Letters*, 36, L00D09, doi :10.1029/2009GL040820. 193
- Gonella, J., and D. Michon (1988), Ondes internes profondes révélées par sismique réflexion au sein des masses d'eau en atlantique-est, *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 306(II), 781–787. 30, 63, 64, 251
- Gonzalez, A., M. Torne, D. Cordoba, N. Vidal, L. Matias, and J. Diaz (1996), Crustal thinning in the southwestern iberia margin, *Geophysical Research Letters*, 23(18), 2477–2480. 58
- Gonzalez-Fernandez, A., D. Cordoba, L. Matias, and M. Torne (2001), Seismic crustal structure in the gulf of cadiz (sw iberian peninsula), *Marine Geophysical Researches*, 22, 207–223. 58
- Gracia, E., J. Danobeitia, J. Verges, R. Bartolome, and D. Cordoba (2003), Crustal architecture and tectonic evolution of the gulf of cadiz (sw iberian margin) at the convergence of the eurasian and african plates, *Tectonics*, 22(4), 7–1 – 7–12. 58
- Gregg, M. C., and M. G. Briscoe (1979), Internal waves, fine structure, microstructure and mixing in the ocean, *Reviews of Geophysics*, 17, 1524–1548. 1

- Hardy, R., and R. Hobbs (1991), Multiple suppression in deep water, *AGU Geodynamics Series*, 22, 383–390. 48
- Hedstrom, K., and L. Armi (1988), An experimental study of homogeneous lenses in a stratified rotating fluid, *Journal of Fluid Mechanics*, 191, 535 – 556. 82
- Hernandez-Molina, J., E. Llave, L. Somoza, M. C. Fernandez-Puga, A. Maestro, R. Leon, T. Medialdea, A. Barnolas, M. Garcia, V. Diaz del Rio, L. M. Fernandez-Salas, J. T. Vazquez, F. Lobo, J. M. Alveirinho Dias, J. Rodero, and J. Gardner (2003), Looking for clues to paleoceanographic imprints : A diagnosis of the gulf of cadiz contourite depositional systems, *Geology*, 31(1), 19–22. 11, 13, 249
- Hobbs, R. (2007), Project : Go - geophysical oceanography : a new tool to understand the thermal structure and dynamics of oceans, *AAPG European Region Newsletter*, 2, 7. 2
- Hobbs, R. (2008), Rrs discovery d318a d318b - cruise report - go - geophysical oceanography - eu funded project contract number : 15603 (nest), *Tech. rep.*, Department of Earth Sciences - University of Durham. 141, 142, 253
- Hobbs, R. W., D. Klaeschen, E. Vsemirnova, and C. Papenberg (2009), Effect of seismic source bandwidth on reflection sections to image water structure, *Geophysical Research Letters*, 36(null), L00D08, doi :10.1029/2009GL040215. 176, 191, 193, 194
- Holbrook, W. S., and I. Fer (2005), Ocean internal wave spectra inferred from seismic reflection transects, *Geophysical Research Letters*, 32, L15,604, doi :10.1029/2005GL023733. 130
- Holbrook, W. S., P. Paramo, S. Pearse, and R. W. Schmitt (2003), Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling, *Science*, 301(5634), 821–824. 1, 2, 30, 63, 65, 251
- Howe, M., M. Abdullah, and S. Deetae (1974), An interpretation of the double ts maxima in the mediterranean outflow using chemical tracers, *Journal of Marine Research*, 32, 377–386. 11
- Huthnance, J. M., and R. Alvarado Bustos (2009), Inferring salinity and density from temperature and ctd profiles, *EGU, EGU2009-4022, Poster, Session OS2, Halls X/Y, No. XY729*. 194
- Jungclaus, J. H. (1999), A three-dimensional simulation of the formation of anti-cyclonic lenses (meddies) by the instability of an intermediate depth boundary current., *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1579 – 1598. 82
- Jungclaus, J. H., and G. L. Mellor (2000), A three-dimensional model study of the mediterranean outflow, *Journal of Marine Systems*, 24, 41–66. 12

- Klein, P., and G. Lapeyre (2009), The oceanic vertical pump induced by mesoscale turbulence, *Annual Review of Marine Science*, 1(3), 51–75, doi :10.1146/annurev.marine.010908.163704. 21
- Krahmann, G., P. Brandt, D. Klaeschen, and T. Reston (2008), Mid-depth internal wave energy off the iberian peninsula estimated from seismic reflection data, *Journal of Geophysical Research*, 113, C12,016, doi :10.1029/2007JC004678. 130
- Käse, R. H., and W. Zenk (Eds.) (1996), *Structure of the Mediterranean water and meddy characteristics in the northeastern Atlantic*, The Warm water sphere of the North Atlantic Ocean, Krauss, W., Berlin. 20
- Käse, R. H., A. Beckmann, and H.-H. Hinrichsen (1989), Observational evidence of salt lens formation in the iberian basin, *Journal of Geophysical Research*, 94(C4), 4905–4912. 19, 20
- Käse, R. H., H. H. Hinrichsen, and T. B. Sanford (1996), Inferring density from temperature via a density-ratio relation, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13(6), 1202–1208, doi :10.1175/1520-0426(1996)013<1202:IDFTVA>2.0.CO;2. 72, 141, 194
- Lapeyre, G., and P. Klein (2006a), Dynamics of the upper oceanic layers in terms of surface quasigeostrophy theory, *Journal of Physical Oceanography*, 36, 165–176. 21
- Lapeyre, G., and P. Klein (2006b), Impact of the small-scale elongated filaments on the oceanic vertical pump, *Journal of Marine Research*, 64, 835–851. 21
- Ledwell, J. R., A. J. Watson, and C. S. Law (1993), Evidence for slow mixing across the pycnocline from an open-ocean tracer-release experiment, *Nature*, 364, 701–703. 21
- Lynn, R. J., and J. L. Reid (1968), Characteristics and circulation of deep and abyssal waters, *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 15(5), 577–598. 70
- Madelain, F. (1970), Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de gibraltar et le cap saint-vincent, *Cahiers Océanographiques*, 22, 43–61. 11, 12
- Maillard, A., J. Malod, E. Thiébot, F. Klingelhoefer, and J.-P. Réhault (2006), Imaging a lithospheric detachment at the continentocean crustal transition off morocco, *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 636–698. 58
- Manley, T. O., and K. Hunkins (1985), Mesoscale eddies of the arctic ocean, *Journal of Geophysical Research*, 90(C6), 4911–4930. 21, 22

- Marches, E., T. Mulder, M. Cremer, C. Bonnel, V. Hanquiez, E. Gonthier, and P. Lecroart (2007), Contourite drift construction influenced by capture of mediterranean outflow water deep-sea current by the portim(a)over-tildeo submarine canyon (gulf of cadiz, south portugal), *Marine Geology*, 242(4), 247–260. 13
- Mazé, J. (1995), Bilan de volume dans la couche limite et au large de la péninsule ibérique, Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale. 12, 249
- McWilliams, J. C. (1985), Submesoscale, coherent vortices in the ocean, *Reviews of Geophysics*, 23(2), 165–182. 21, 22
- Menesguen, C., B. L. Hua, C. Papenberg, D. Klaeschen, L. Geli, and R. Hobbs (2009), The effect of bandwidth on seismic imaging of rotating stratified turbulence surrounding an anticyclonic eddy from field data and numerical simulations., *Geophysical Research Letters*, 36, L00D05, doi :10.1029/2009GL039951. 24
- Millero, F. J., C.-T. Chen, A. Bradshaw, and K. Schleicher (1980), A new high pressure equation of state for seawater, *Deep-Sea Research Part A - Oceanographic Research Papers*, 27(3-4), 255–264, doi :10.1016/0198-0149(80)90016-3. 18, 71, 78
- Mélières, F., W. D. Nesteroff, and Y. Lancelot (1970), Etude photographique des fonds du golfe de cadix, *Cahiers Océanographiques*, 22, 63–72. 12, 13
- Monk, D. J. (2009), Fresnel zone binning : Application to 3d seismic fold and coverage assessments, *The Leading Edge*, 28(3), 288–295, doi :10.1190/1.3104072. 42
- Mulder, T., M. Voisset, P. Lecroart, E. Le Drezen, E. Gonthier, V. Hanquiez, J.-C. Faugeres, E. Habgood, F. Hernandez-Molina, F. Estrada, E. Llave-Barranco, D. Poirier, C. Gorini, Y. Fuchey, A. Voelker, P. Freitas, F. Lobo Sanchez, L. Fernandez, N. Kenyon, and J. Morel (2003), The gulf of cadiz : an unstable giant contouritic levee, *Geo-Marine Letters*, 23, 7–18. 13
- Mulder, T., P. Lecroart, V. Hanquiez, E. Marches, E. Gonthier, J. Guedes, E. Thiébot, B. Jaaidi, N. Kenyon, M. Voisset, C. Perez, M. Sayago, Y. Fuchey, and S. Bujan (2006), The western part of the gulf of cadiz : contour currents and turbidity currents interactions, *Geo-Marine Letters*, 26, 31–41. 13
- Nandi, P., W. S. Holbrook, S. Pearse, P. Paramo, and R. W. Schmitt (2004), Seismic reflection imaging of water mass boundaries in the norwegian sea, *Geophysical Research Letters*, 31, L23,311. 1, 2, 30, 36, 63, 66, 69, 130, 251
- Newton, J., K. Aagaard, and L. Coachman (1974), Baroclinic eddies in the arctic ocean, *Deep-Sea Research*, 21(9), 707–719, doi :10.1016/0011-7471(74)90078-3. 21

- Oliveira, P. B., N. Serra, A. F. Fiuza, and I. Ambar (2000), A study of meddies using simultaneous in-situ and satellite observations, *Satellites, Oceanography and Society*, 63, 125–148. 21
- Osborn, T. R. (1998), Finestructure, microstructure, and thin layers, *Oceanography*, 11(1), 36–43. 1
- Paillet, J., B. Le Cann, X. Carton, Y. Morel, and A. Serpette (2002), Dynamics and evolution of a northern meddy, *Journal of Physical Oceanography*, 32(1), 55–79. 82
- Papenberg, C., D. Klaeschen, G. Krahnemann, and R. Hobbs (2010), Ocean temperature and salinity inverted from combined hydrographic and seismic data, *Geophysical Research Letters*, 37(L04601), doi :10.1029/2009GL042115. 78, 194
- Paramo, P., and W. S. Holbrook (2005), Temperature contrasts in the water column inferred from amplitude-versus-offset analysis of acoustic reflections, *Geophysical Research Letters*, 32, L24,611, doi :10.1029/2005GL024533. 130
- Pingree, R. D., and B. Le Cann (1992a), Three anticyclonic slope water oceanic eddies (swoddies) in the southern bay of biscay in 1990, *Deep-Sea Research Part A - Oceanographic Research Papers*, 39(7-8), 1147–1175. 82
- Pingree, R. D., and B. Le Cann (1992b), Anticyclonic eddy x91 in the southern bay of biscay, may 1991 to february 1992, *Journal of Geophysical Research*, 97(C9), 14,353–14,367. 82
- Pingree, R. D., and B. Le Cann (1993), A shallow meddy (a smeddy) from the secondary mediterranean salinity maximum, *Journal of Geophysical Research*, 98(C11), 20,169–20,185. 20
- Pinheiro, L. M., H. Song, B. Ruddick, J. Dubert, I. Ambar, K. Mustafa, and R. Bezerra (2010), Detailed 2-d imaging of the mediterranean outflow and meddies off w iberia from multichannel seismic data, *Journal of Marine Systems*, 79(1-2), 89–100. 39, 58, 62
- Pi  t  , H. (2009), Imagerie sismique et oc  anographique des masses deau sur le plateau continental breton, *Rapport master 2 recherche*, IUEM - UBO - CNRS. 195
- Prater, M. D., and T. B. Sanford (1994), A meddy off cape st. vincent. part i : Description, *Journal of Physical Oceanography*, 24(7), 1572–1586. 20
- Price, J. F., and M. O. Baringer (1994), Outflows and deep water production by marginal seas, *Progress in Oceanography*, 33, 161–200. 9, 10, 18, 249
- Razouls, C., F. de Bov  e, J. Kouwenberg, and N. Desreumaux (2005-2009), Diversit   et r  partition g  ographique chez les cop  podes planctoniques marins. 10, 249

- Reid, J. L., and R. J. Lynn (1971), On the influence of the norwegian-greenland and weddell seas upon the bottom waters of the indian and pacific oceans, *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 18(11), 1063–1066, IN3, 1067–1076, IN5–IN8, 1077–1088. 70
- Richardson, P., A. Bower, and W. Zenk (2000), A census of meddies tracked by floats, *Progress in Oceanography*, 45, 209–250. 14, 20, 249
- Richardson, P. L., D. Walsh, L. Armi, Schr, M. der, and J. F. Price (1989), Tracking three meddies with sofar floats, *Journal of Physical Oceanography*, 19(3), 371–383, doi :10.1175/1520-0485(1989)019<0371:TTMWSF>2.0.CO;2. 20
- Robinson, E., and S. Treitel (1980), *Geophysical Signal Analysis*, 466 pp., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., New York. 49
- Roux, G. (1943), les eaux d'origine méditerranéenne dans la région nord-africaine de l'atlantique, *Annales de l'institut océanographique*, Tome XXI(Fascicule 4), 58. 9
- Ruddick, B. (1992), Intrusive mixing in a mediterranean salt lens - intrusion slopes and dynamical mechanisms, *Journal of Physical Oceanography*, 22(11), 1274–1285, doi :10.1175/1520-0485(1992)022<1274:IMIAMS>2.0.CO;2. 24
- Ruddick, B., and A. E. Gargett (2003), Oceanic double-infusion : introduction, *Progress In Oceanography*, 56(3-4), 381–393. 24
- Ruddick, B., and D. Hebert (1988), The mixing of meddy "sharon", in *Small-Scale Turbulence and Mixing in the Ocean*, edited by E. Science, pp. 249–262, J.C.J. Nihoul and B.M. Jamart. 169, 254
- Ruddick, B., H. B. Song, C. Z. Dong, and L. Pinheiro (2009), Water column seismic images as maps of temperature gradient, *Oceanography*, 22(1), 192–205. 69, 170
- Ruddick, B. R., and J. S. Turner (1979), The vertical length scale of double-diffusive intrusions, *Deep-Sea Research Part A - Oceanographic Research Papers*, 26(8), 903–904, IN1–IN3, 905–913. 24
- Rudnick, D. L. (2001), On the skewness of vorticity in the upper ocean, *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2045–2048. 21
- Rudnick, D. L., and R. Ferrari (1999), Compensation of horizontal temperature and salinity gradients in the ocean mixed layer, *Science*, 283, 526–529. 1
- Sadoux, S., J. M. Baey, A. Fincham, and D. Renouard (2000), Experimental study of the stability of an intermediate current and its interaction with a cape, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 31, 165–192. 20, 82

- Sallares, V., B. Biescas, G. Buffett, R. Carbonell, J. J. Danobeitia, and J. L. Pelegri (2009), Relative contribution of temperature and salinity to ocean acoustic reflectivity, *Geophysical Research Letters*, *36*, L00D06, doi :10.1029/2009GL040187. 76, 130, 190, 194
- Saunders, P. M., and N. P. Fofonoff (1976), Conversion of pressure to depth in the ocean, *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *23*(1), 109–111. 69
- Serra, N., and I. Ambar (2002), Eddy generation in the mediterranean undercurrent, *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, *49*, 4225–4243. 20, 82
- Serra, N., S. Sadoux, I. Ambar, and D. Renouard (2002), Observations and laboratory modeling of meddy generation at cape st. vincent, *Journal of Physical Oceanography*, *32*, 3–25. 21, 82
- Serra, N., I. Ambar, and R. H. Käse (2005), Observations and numerical modelling of the mediterranean outflow splitting and eddy generation, *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, *52*, 383–408. 11, 12, 20, 82
- Sheriff, R. E. (1996), Understanding the fresnel zone, *AAPG Explorer*, *October*. 42, 43, 250
- Siedler, G. (1968), Die häufig keits verteilung von wasserarter in ausstrom bereich von meerestrassen, *Meteor Forschung-Ergebnisse*, *24*, 59–65. 11
- Stommel, H., and K. N. Federov (1967), Small-scale structure in temperature and salinity near timor and mindanao, *Tellus*, *19*, 306–325. 1
- Sverdrup, H., M. Johnson, and R. Flemin (1942), *The Oceans, their Physics, Chemistry and general Biology.*, 1087 pp., Prentice-Hall, New Jersey. 15, 249
- Swallow, J. C. (1969), A deep eddy off cape st. vincent, *Deep-Sea Research*, *16*, 285–295. 20
- Testor, P., and J. C. Gascard (2003), Large-scale spreading of deep waters in the western mediterranean sea by submesoscale coherent eddies, *Journal of Physical Oceanography*, *33*(1), 75–87. 22
- Thiébot, E., and M.-A. Gutscher (2006), The gibraltar arc seismogenic zone (part 1) : Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 lisbon earthquake provided by seismic data, gravity and thermal modeling, *Tectonophysics*, *426*, 135–152. 58
- Thiebot, E. (2005), Structure profonde et remobilisation de la marge atlantique nord-ouest du maroc, Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale. 128
- Thompson, L., and W. R. Young (1989), An upper bound on the size of submesoscale coherent vortices, *Journal of Physical Oceanography*, *19*(2), 233–237. 22

- Toucanne, S., T. Mulder, J. Schönfeld, V. Hanquiez, E. Gonthier, J. Duprat, M. Cremer, and S. Zaragosi (2007), Contourites of the gulf of cadiz : A high-resolution record of the paleocirculation of the mediterranean outflow water during the last 50,000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246(2-4), 354–366, doi :10.1016/j.palaeo.2006.10.007. 13
- Vsemirnova, E., R. Hobbs, N. Serra, D. Klaeschen, and E. Quentel (2009), Estimating internal wave spectra using constrained models of the dynamic ocean, *Geophysical Research Letters*, 36, L00D07, doi :10.1029/2009GL039598. 194
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1991), Free software helps map and display data, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 72(441), 445–446. 91
- Yilmaz, z. (1987), *Seismic data processing, Investigations in Geophysics*, vol. 2, society of exploration geophysics ed., 526 pp., Stephen M. Doherty, Tulsa. 43, 44, 49, 250
- Zenk, W. (1975), Some current and temperature observations in the mediterranean outflow west of gibraltar ; a data report, *Meteor Forschung-Ergebnisse, Reihe A*, 15, 20–48. 11, 12

Table des figures

1.1	Carte des courants principaux pour la zone Mer Méditerranée, Mer Noire (sans tenir compte des fluctuations saisonnières). 1 : Courants de surface d'origine Atlantique. 2 : Eaux orientales intermédiaires allant vers la Mer Noire et le Bassin Occidental, Eau nordique profonde coulant vers le sud du Bassin Occidental, et Courant d'Eau Méditerranéenne à l'ouest de Gibraltar. 3 : Eaux diluées (Sortie du Rhône, Contre courant du Languedoc, Courant du Nord Adriatique, Sortie du Nil, Sortie en surface de la Mer Noire). 4 : Écoulement profond oriental. 5 : Plongées d'eaux. 6 : Zone de divergences. 7 : Zones d'accumulation de l'eau Atlantique. (<i>Razouls et al., 2005-2009</i>)	10
1.2	Circulation des eaux au Déroit de Gibraltar (d'après <i>Baringer and Price (1999)</i> et <i>Price and Baringer (1994)</i>).	10
1.3	Carte de répartition des courants agissant dans le Golfe de Cadix (<i>Hernandez-Molina et al., 2003</i>)	11
1.4	Visualisation schématique du parcours des veines de MW entre 800 et 1300 m de profondeur au sud et à l'ouest de la péninsule ibérique et détachement supposé de meddies au niveau du cap St Vincent et du plateau du Tage (<i>Mazé, 1995</i>). Les veines sont collées le long des côtes. Elles sont bien des courants de bordures « wall current ».	12
1.5	Anomalie de Salinité de la MW dans l'Atlantique Nord-Est par rapport à une salinité de 35,01 psu à la profondeur de 1100 m (<i>Richardson et al., 2000</i>).	14
1.6	Courants dans l'Atlantique Nord http://www.educnet.education.fr/localisation/pedago/argos03-04/gulfstream.htm	14
1.7	Diagramme θ -S général pour l'Océan Atlantique. Extrait de <i>Sverdrup et al. (1942)</i>	15
1.8	Diagrammes θ -S de stations situées à l'interface externe de l'EM, près de la NACW, au large du Cap Saint Vincent montrant des intrusions latérales <i>Chérubin (1997)</i>	16
1.9	Diagrammes θ /S de données CTD collectées en Septembre 97 (a) et en Janvier 98 (b). Les courbes d'anomalies de densité potentielle constante δ_θ : 27,50 and δ_1 : 32,25 $kg.m^{-3}$ sont montrées à l'intérieur de la gamme de densité de l'EM. Diagrammes extrait de l'étude de <i>Ambar et al. (2002)</i>	17
1.10	Sections de température et de salinité pour les stations 9 et 12 situées sur le trajet de la MW dans le Golfe de Cadix (campagne SEMANE 2002). La température est présentée en trait fin, la salinité en trait gras.	24

1.11	Section de température et de salinité des données d'une CTD positionnée à l'axe d'un meddy (campagne SEMANE 1999). La température est présentée en pointillée et la salinité en un trait continu. Le zoom permet de mettre en évidence les marches d'escaliers.	25
2.1	Sismique grand angle à deux bateaux. Les deux schémas montrent respectivement : la technique CDP (Common Depth Point ; Two ship wide aperture CDP profiling). La technique ESP (Expanded Spread Profiling). (extrait de <i>Dubois and Diament (2001)</i>)	32
2.2	Les différents types de trajets d'ondes sismiques lors d'une acquisition de sismique marine.	33
2.3	Principe de l'acquisition de la sismique réflexion en milieu marin.	34
2.4	Dispositif de la source sismique « monobulle » utilisée lors de la campagne SISMAR	34
2.5	Signal de la source sismique « monobulle » de la campagne SISMAR	35
2.6	Dispositif d'acquisition de sismique réflexion lors de la campagne SISMAR.	35
2.7	Représentation de la première zone de Fresnel qui définit les résolutions en sismique. A : représentation en plan de la première zone de Fresnel avec z la profondeur de l'objectif et AA' le diamètre de la zone de Fresnel. $\lambda/4$ est la différence maximale de temps de trajet entre la surface et le point de réflexion qui correspond à la résolution verticale (extrait de <i>Yilmaz (1987)</i>). B : La surface de Fresnel est circulaire. $R1$ est le rayon de la zone de Fresnel qui correspond à la résolution latérale (extrait de <i>Sheriff (1996)</i>).	43
2.8	Chaîne de traitement simplifiée des profils sismiques, avec le logiciel Géovecteur.	45
2.9	Position du profil SISMAR 21 dans le Golfe de Cadix.	50
2.10	Les 3 profils monotraces ont été obtenus avec le logiciel géovecteur en appliquant en filtre passe-bande large : 4/6/50/60 (en Hz). Nous pouvons alors déterminer la trace la plus adéquate pour l'interprétation. A : monотреace de la trace 1 (proche de la source). B : trace 140 (milieu). C : trace 300 (éloignée de la source).	52
2.11	Tests de différents filtres passe-bandes pour déterminer le meilleur filtre à utiliser lors du traitement et obtenir tout le signal utile. A : filtre 5 Hz / 20 Hz. B : filtre 20 Hz / 50 Hz. C : filtre 50 Hz / 100 Hz.	53
2.12	Monотреace du profil SISMAR 21, filtrée entre 7 et 30 Hz	54
2.13	Chaîne de traitement pour effectuer le stack des données de sismique réflexion SISMAR	56

2.14	Stack du profil SISMAR 21. Pour rendre le résultat plus lisible à l'écran, nous avons pris une trace toutes les 6.	57
2.15	Chaîne de traitement simplifiée effectuée à l'aide du logiciel PROMAX. Complète en <i>Annexe A</i>	57
2.16	Position des profils sismiques acquis lors des campagnes académiques dans le Golfe de Cadix entre 1992 et 2006.	59
2.17	Localisation des profils sismiques acquis lors des campagnes industrielles entre 1974 et 2000.	60
2.18	Localisation des profils sismiques acquis lors de la campagne SISMAR (Avril-Mai 2001).	61
2.19	Haut : Localisation du profil sismique. Bas : Stack du profil sismique AB. (Extrait de <i>Gonella and Michon (1988)</i>) . . .	64
2.20	Sismique à travers le Courant du Labrador. Gauche : Position des lignes sismiques au large de Terre Neuve. Le profil sismique présenté sur la droite est celui nommé « 2mcs » sur la figure de position. Bas : Profil sismique « 2mcs » de la colonne d'eau stacké, (exagération verticale de 27; axe verticale en temps double (TWTT), 6s = 4500 m; axe horizontal en CMP espacé de 6.25 m). Le zoom montre un panneau plongeant qui perd de la cohérence à 1000 m. Haut : Stack de la vitesse du son et SST (Sea Surface Temperature) (code couleur correspondant à la racine carrée de la vitesse du son. Bleu : faible vitesse du son (1440 m.s^{-1}), jaune : forte vitesse du son (1530 m.s^{-1}). Entre bleu et jaune = 1505 m.s^{-1}) Le front entre le courant du Labrador et le courant Atlantique Norvégien est visible par une augmentation brutale de $5 \text{ }^\circ\text{C}$ de la température au CMP 229000. (extrait de <i>Holbrook et al. (2003)</i>).	65
2.21	Profils sismiques au large de la Norvège. Gauche : Carte bathymétrique de la zone d'étude en Mer de Norvège. La ligne 11 est la position du profile sismique, Les cercles rouges donnent la position des XBT et les étoiles bleues, les XCTD. Droite : La température de l'océan est donnée par les couleurs superposées sur le stack du profil sismique (réflecteurs noirs). Le courant Atlantique Norvégien chaud ($7\text{-}14 \text{ }^\circ\text{C}$) est séparé des eaux profondes de la Mer Novégienne froide ($0,5\text{-}2 \text{ }^\circ\text{C}$) par une couche limite où le changement de température est rapide et qui correspond aux réflexions sismiques. Les lignes fines noires correspondent aux isothermes espacées de $2 \text{ }^\circ\text{C}$. Les premiers 140 m du profil sismique, contenant les interférences de l'onde directe, ont été supprimés. (extrait de <i>Nandi et al. (2004)</i>).	66
2.22	Comparaison entre température et température potentielle d'une donnée XBT	70
2.23	Comparaison entre le calcul de salinité sur une CTD et sa valeur réelle. La donnée calculée est ensuite filtrée pour éliminer le bruit généré par le calcul.	74

2.24	Calcul du gradient d'impédance acoustique à partir d'une donnée XBT.	75
2.25	Calcul de la réponse de la sismique synthétique obtenue en développant l'équation 2.18.	75
2.26	Compilation des données représentant le calcul de la réflectivité synthétique à partir d'une donnée CTD.	77
2.27	Localisation des données hydrologiques des campagnes SEMANE.	80
2.28	Carte horizontale de salinité à 1200 dbar obtenue à partir des données SEMANE 1999 (extrait de <i>Carton et al. (2002)</i>). . .	81
3.1	Profils sismiques de la campagne SISMAR. A : Localisation des profils sismiques SISMAR. B : Stack du profil sismique SISMAR 21. C : Stack du profil sismique SISMAR 24. D : Stack du profil sismique SISMAR 23. Les profondeurs sont converties en mètres à partir d'une vitesse de propagation du son dans l'eau de mer de 1500 m.s^{-1} . L'addition des traces 2 à 2 a été faite avant d'appliquer le filtre médian et avant le stack. Les profils sont présentés individuellement en <i>Annexe D</i>	87
3.2	Profils sismiques de la campagne TGS-NOPEC - Avril 2000. A : Localisation des 2 profils sismiques de la campagne industrielle TGS-NOPEC. B : Stack du profil sismique PD00-707B. C : Stack du profil sismique PD00-808. Les profils sont présentés individuellement en <i>Annexe D</i>	89
3.3	Profil de température d'une XBT à travers un Meddy.	92
3.4	Sections de température à travers le Golfe de Cadix entre Juillet 1999 et Juillet 2002 (campagnes SEMANE). Les lignes iso-contours sont données tous les $0,5^\circ\text{C}$. Les sections sont présentées individuellement en <i>Annexe D</i>	93
3.5	Profil de salinité d'un CTD à travers un Meddy	94
3.6	Sections de salinité à travers le Golfe de Cadix ($8^\circ 20' \text{W}$) obtenues par notre étude entre Juillet 1999 et Juillet 2002 (campagnes SEMANE). Les lignes d'isocontour sont données tous les $0,2$. Les sections sont présentées individuellement en <i>Annexe D</i>	95
3.7	Diagramme θ/S de la donnée CTD à travers un Meddy (campagne GO) comparé à un diagramme θ/S générique. . .	96
3.8	Section de salinité et de vitesses L-ADCP des campagnes SEMANE 1999 et 2000.	97
3.9	Sections des vitesses L-ADCP de SEMANE 1999. Gauche : Composante U (Est-Ouest). Droite : Composante V (Nord-Sud). . .	97

3.10	Vecteurs vitesses calculés à partir des vitesses L-ADCP pour la section 8°20'W de SEMANE 1999. Gauche : Vecteurs calculés à 200 m de profondeur (rouge), à 400 m (vert) et à 600 m (bleu). Droite : Vecteurs calculés à 800 m (rouge), à 1000 m (vert) et à 1200 m de profondeur (bleu).	98
3.11	Section de salinité avec le sens de rotation des tourbillons de la section SEMANE 1999. Le cercle avec un point donne une direction du courant de l'Est vers l'Ouest. Le cercle avec la croix montre une direction du courant de l'Ouest vers l'Est.	98
3.12	Sections de salinité montrant les variations spatio-temporelles de la principale veine d'Eau Méditerranéenne (entre Juillet 1999 et Juillet 2002).	100
3.13	Sections de salinité montrant les variations spatio-temporelles des veines d'Eau Méditerranéenne sur une année (de Juillet 2000 à Juillet 2001).	101
4.1	Localisation des profils sismiques de la campagne sismique GO. A : Localisation des profils haute résolution acquis lors du premier leg (sismique IFREMER). B : Localisation des profils Basse résolution acquis lors du deuxième leg. C : Localisation des profils multi-fréquences acquis lors du deuxième leg.	136
4.2	Ondelette source de chaque système d'acquisition sismique. Haut gauche : source basse fréquence. Haut droit : source haute fréquence. Bas gauche : source basse fréquence du système MR. Bas droit : source haute fréquence du système MR.	140
4.3	A : configuration de la source sismique pour les profils GO-LR. Le volume total de la source est de 2320 cu in. B : configuration de la source sismique pour les profils GO-MR. Les deux trains de canons sont actionnés alternativement. Extrait du rapport de la mission GO (<i>Hobbs, 2008</i>).	142
4.4	Localisation des stations océanographiques de la campagne GO. A : Localisation des stations CTD effectuées à bord du Discovery (Avril-Mai 2007). B : Localisation des stations XBT et XCTD (leg1- 17-22 Avril). C : Localisation des stations XBT et XCTD (leg2- 29 Avril-10 Mai). D : Localisation des stations XBT et XCTD (leg2 - 11-13 Mai).	143
4.5	Localisation des 3 zones de calcul de la salinité sur les XBT. Le rectangle vert correspond aux données XBT situées sur la pente continentale. Les CTD 12 et 27 ont été utilisées pour calculer la salinité sur ces XBT. Le rectangle bleu correspond aux données XBT localisées au niveau d'un meddy, dont la salinité est calculée à partir des CTD 27 et 37. Les rectangles roses correspondent aux XBT situés dans le panache de la MW dont la salinité est calculée à partir des CTD 31 et 35.	144

4.6	Section de température de la campagne GO (Avril - Mai 2007). A : Localisation des profils. B : Section de température acquise lors du leg d318a. C : Section de température acquise lors du leg d318b.	145
4.7	Carte de l'altimétrie satellitaire pour la région du Golfe de Cadiz, Le 20 Avril 2007. (carte issue de http://las.avisooceanobs.com/las/servlets/constrain?var=11). La ligne rouge correspond à la position du profil d318a (<i>Figure 4.6</i>) présenté précédemment et au profil GO-LR-01.	146
4.8	Carte de l'altimétrie satellitaire pour la région du Golfe de Cadiz, Le 9 Mai 2007. (carte issue de http://las.avisooceanobs.com). La ligne rouge correspond à la position du profil d318a (<i>Figure 4.6</i>) présenté précédemment et au profil GO-LR-01.	147
4.9	Carte de repositionnement spatio-temporel du Meddy détecté pendant la campagne GO	148
4.10	Figure extraite de l'article de <i>Ruddick and Hebert (1988)</i>	169
4.11	Ondelettes horizontales à 600 et 1500 m de profondeur au niveau du Meddy distingué sur le profil GO-MR-03 flop.	170
4.12	Comparaison de réflecteurs sur un profil haute fréquence (à gauche) et un profil basse fréquence (à droite) localisé sur la pente continentale et dans une zone où les couches sédimentaires sous le fond de la mer sont tronquées par les courants de fond.	172
4.13	Localisation des profils sismiques et des sections océanographiques étudiés.	172
4.14	Comparaison du profil sismique haute fréquence GO-HR-13 (en bas) et de la section de salinité associée (en haut). Les triangles bleus représentent la position des sondes XBT.	173
4.15	Représentation des réflecteurs pentés.	174
4.16	Comparaison entre le profil sismique basse fréquence GO-LR-01 et la section de salinité associée. Les triangles bleus indiquent la position des XBT, les triangles rouges indiquent la position des CTD.	175
4.17	Superposition des profils de température sur le profil sismique basse fréquence GO-MR-03-flop. Les profils de température sont positionnés géographiquement. Leur numéro d'acquisition est noté au-dessus en bleu pour les XBT et en vert pour les XCTD. En haut : Localisation du profil sismique.	177
4.18	Comparaison des paramètres de température, salinité, vitesse du son et gradient de température avec les réflexions du profil sismique associé. A gauche : Signal sismique (CMP 6955) correspondant à la position du XBT 534. Puis de gauche à droite : profils de température, de vitesse du son, de salinité et du gradient de température extrait des données de la station 534.	178

4.19	Comparaison des signaux acoustiques des profils GO-MR-03. A gauche : profil basse fréquence. A droite : profil haute fréquence.	179
4.20	Analyse en ondelettes sur les signaux sismiques basse fréquence (à gauche) et haute fréquence (à droite) à travers le meddy du profil GO-MR-03.	181
4.21	Signaux sismiques et d'hydrologie respectivement d'un CDP (LR01) et d'une CTD positionnés au niveau d'une structure méso-échelle. Haut gauche : Signal sismique. Haut droite : signal d'hydrologie : $\frac{d}{dz}(\rho c)$ convolué. Bas gauche : Signal sismique déconvolué. Bas droite : Signal d'hydrologie $\frac{d}{dz}(\rho c)$.	184
4.22	Comparaison entre le signal sismique et le signal hydrologique convolué avec l'ondelette source LR.	185
5.1	Caracterisation des structures en sismique. Structures particulières et celles d'un meddy imagées sur le profil GO-LR-05	192
D.1	Section de température pour la radiale 8°20'W de Juillet 1999.	218
D.2	Section de température pour la radiale 8°20'W de Juillet 2000.	219
D.3	Section de température pour la radiale 8°20'W de Novembre-Décembre 2000.	220
D.4	Section de température pour la radiale 8°20'W de Juillet 2001.	221
D.5	Section de température pour la radiale 8°20'W de Juillet 2002.	222
D.6	Section de salinité pour la radiale 8°20'W de Juillet 1999.	223
D.7	Section de salinité pour la radiale 8°20'W de Juillet 2000.	224
D.8	Section de salinité pour la radiale 8°20'W de Juillet 2001.	225
D.9	Section de salinité pour la radiale 8°20'W de Juillet 2002.	226
D.10	Stack du profil sismique SISMAR 23 (SISMAR - Avril 2001).	227
D.11	Stack du profil sismique SISMAR 21 (SISMAR - Avril 2001).	228
D.12	Stack du profil sismique SISMAR 24 (SISMAR - Avril 2001).	229
D.13	Stack du profil sismique TGS-NOPEC-707B (TGS-NOPEC - Avril 2001).	230
D.14	Stack du profil sismique TGS-NOPEC-808 (TGS-NOPEC - Avril 2001).	231

Liste des tableaux

1.1	Les structures méso-échelle et sous-méso-échelle présentes dans le Golfe de Cadix avec leurs extensions horizontales, leurs épaisseurs et leurs origines.	19
2.1	Paramètres d'acquisition de la campagne TGS-NOPEC.	39
2.2	Paramètres d'acquisition de la campagne IAM. La flûte utilisée est le modèle : HSSQ/GX600 analog. Le dispositif de canons à air comprennent 36 canons BOLT répartis sur 6 lignes.	40
2.3	Paramètres d'acquisition de la campagne SISMAR	47
4.1	Paramètres d'acquisition des profils sismiques Haute Fréquence (GO-HR).	137
4.2	Paramètres d'acquisition des profils sismiques Basse Fréquence (GO-LR).	138
4.3	Paramètres d'acquisition des profils sismiques Multi-Fréquences (GO-MR).	139

