



THÈSE DE DOCTORAT EN COTUTELLE

DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DES SCIENCES DE LA  
MER ET DE L'AMÉNAGEMENT DU LITTORAL

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géographie et Aménagement du territoire

Spécialité : Géosciences marines et littorales

et

DE SORBONNE UNIVERSITÉ

Spécialité : Météorologie, océanographie physique et physique de l'environnement

École doctorale n°129: Sciences de l'environnement

réalisée

au Laboratoire des Ecosystèmes marins et Littoraux

et

au Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et  
Approches Numériques

présentée par

**Katia MALLIL**

pour obtenir le grade de Docteur

Sujet de la thèse :

**Circulation générale et processus de sous-méso échelle dans le  
bassin Algéro-Provençal de la Méditerranée à partir de  
données in situ.**

soutenue le 16 Février 2023

devant le jury composé de :

M. Khoudir Mezouar	ENSSMAL, Alger	Président
M. Damien Cardinal	SU, Paris	Examineur
M. Yacine Hemdane	USTHB, Alger	Examineur (Rapporteur)
M. Emilio Garcia-Ladona	ICM-CSIC, Barcelone	Examineur (Rapporteur)
M. Pierre Testor	CNRS LOCEAN, Paris	Invité
M <sup>me</sup> Ferial Louanchi	ENSSMAL, Alger	Directrice de thèse
M. Laurent Mortier	SU, Paris	Directeur de thèse



# Remerciements

Je remercie tout d'abord mes encadrants Pr Ferial Louanchi, Pr Laurent Mortier et Dr Pierre Testor pour l'opportunité qu'ils m'ont offert ainsi que pour leurs précieux conseils et orientations.

Merci aux membres du jury de m'avoir fait l'honneur d'accepter d'examiner ce modeste travail.

Je remercie particulièrement Anthony qui a toujours répondu présent lorsque j'avais besoin de son aide.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance et admiration à toute personne ayant contribué à l'organisation ou au déroulement des campagnes océanographiques MOOSE-GE et SOMBA-GE. Constaté les immenses efforts déployés pour l'acquisition des données me rappelle la valeur des chiffres que j'utilise sur mon ordinateur et me pousse à faire de mon mieux pour contribuer à leur valorisation afin que l'océanographie opérationnelle puisse se poursuivre. La chance que j'ai eu d'être à bord reste de loin, mon expérience favorite au cours de mon cursus de doctorat.

Je remercie mes collègues et amis du LOCEAN et de l'ENSSMAL, sans eux l'aventure aurait été beaucoup moins enrichissante.

Je remercie les équipes administratives de l'ENSSMAL, du LOCEAN et de l'école doctorale pour leur patience et leur aide face à mon dossier de cotutelle qui n'a pas été le plus évident à gérer.

Je remercie tous mes proches d'avoir cru en moi et de m'avoir soutenu même lorsque je n'y croyais plus, sans votre soutien inconditionnel, je n'aurais pu surmonter les nombreuses épreuves morales depuis le début du parcours du combattant, je vous doit cet accomplissement.

*À Aeden et Ysia,*

# Activités scientifiques durant la thèse

## Cours et formations

- Atelier "Scientific Writing" : formation du cycle "Langues - Anglais" de Sorbonne Université, Paris, France. 10 et 13 avril 2018, 14h.
- Atelier "Improve your communication skills in English" : formation du cycle "Langues - Anglais" de Sorbonne Université, Paris, France. 7 au 8 décembre 2017, 14h.
- Participation à la GliderSchool, PLOCAN (La plateforme océanique des îles Canaries), Las Palmas, Espagne. 6 au 11 Novembre 2017, 50h.
- Atelier "Lecture rapide" : formation du cycle "communication" de Sorbonne Université, Paris, France. 2 au 4 octobre 2017, 21h.
- Workshop international/ Ecole d'été "FineMed2017", MIO, Marseille, France. 26 au 28 juin 2017, 21h.
- Cours doctoral "Les impacts du changement climatique", ED129, Paris, France. 21h.
- Formation de calibration des données de température et salinité de CTD avec SBE DataProcessing, LOV, Villefranche-sur-mer, France. 113 au 15 juin 2016.

## Campagnes en mer

- MOOSE-GE 2019, 13 jours à bord du THALASSA - Responsable de quart.
- MOOSE-GE 2018, 12 jours à bord de l'ATALANTE - Co-responsable de quart.
- MOOSE-GE 2017, 13 jours à bord de l'ATALANTE - membre du quart CTD et échantillonnage.
- SOMBA-GE 2016, 3 jours à bord du TETHYS - membre du quart CTD et échantillonnage.

## Colloques et séminaires

- The Everyone's Gliding Observatories (EGO) conference - NEW JERSEY mai 2019. Présentation orale intitulée : "Assessing submesoscale activity in the Algerian Basin and its role in the horizontal water mass distribution using gliders".
- The International Liège Colloquium on Ocean Dynamics - LIEGE juin 2018. Présentation d'un poster intitulée : "Evolution of water mass characteristics in the Algerian Gyres", voté meilleur poster.
- The European Geosciences Union (EGU) conference - VIENNE avril 2017. Présentation d'un poster intitulée : "Hydrology and oceanic circulation in the eastern and western Algerian Gyres".

- Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Méditerranée (CIESM) - KIEL septembre 2016. Présentation d'un poster intitulée : "Hydrologie et circulation océanique dans le bassin Algérien".

### Publications

- Première auteur de l'article intitulé "The Levantine Intermediate Water in the Western Mediterranean and its interactions with the Algerian Gyres". Ocean Science, <https://doi.org/10.5194/os-18-937-2022>. Juil. 2022.
- Co-auteur de l'article intitulé "Abrupt warming and salinification of the intermediate waters interplays with decline of deep convection in the Northwestern Mediterranean Sea". Scientific reports, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77859-5>. Déc. 2020

# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>i</b>
<b>Activités scientifiques durant la thèse</b>	<b>iii</b>
<b>Table des figures</b>	<b>ix</b>
<b>Liste des abréviations</b>	<b>x</b>
<b>I Introduction</b>	<b>1</b>
I.1 Introduction générale . . . . .	1
I.2 Circulation générale de la Méditerranée . . . . .	2
I.3 Fonctionnement de la Méditerranée Occidentale . . . . .	3
I.3.1 Masses d'eau et circulation en Méditerranée Occidentale . . . . .	4
a) Eau Atlantique Modifiée (MAW) . . . . .	4
b) Eaux Intermédiaires d'Hiver (WIW pour Winter Intermediate Waters) . . . . .	6
c) Eau Levantine Intermédiaire (LIW pour Levantine Intermediate Waters) . . . . .	6
d) Eau profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW pour Western Mediterranean Deep Water) . . . . .	8
I.3.2 Variabilité et structures de méso et sous-mésoéchelle . . . . .	9
a) Les tourbillons algériens AE . . . . .	10
b) Tourbillons Sardes (SE) . . . . .	11
c) Les Vortex Cohérents de Sous-méso échelle ou SCV . . . . .	11
I.3.3 Les Gyres Algériens . . . . .	13
I.4 Objectif de la thèse . . . . .	13
<b>II Description des données et méthodes utilisées :</b>	<b>15</b>
II.1 Les instruments . . . . .	15
II.1.1 Données collectées par des navires de recherche . . . . .	15
II.1.2 flotteurs profileurs ARGO . . . . .	16
II.1.3 Gliders . . . . .	17
II.1.4 XBT et MBT . . . . .	19
II.1.5 Mouillages . . . . .	19
II.2 Le programme SOMBA . . . . .	20
II.3 Le programme SOCIB . . . . .	21

II.4	Base de données de température et salinité de la Méditerranée . . . . .	22
II.4.1	Structure de la base de données de température et salinité de la Méditerranée . . . . .	22
II.4.2	Les corrections apportées à la base de données de température et salinité de la Méditerranée . . . . .	23
II.4.3	Contenu de la BDD . . . . .	24
II.5	Description de la méthode d'interpolation optimale . . . . .	26
II.6	Description de la méthode de détermination des caractéristiques des masses d'eau . . . . .	26
II.6.1	Détermination des caractéristiques de l'Eau Intermédiaire d'Hiver	26
a)	Mesure de salinité et de température disponibles . . . . .	26
b)	Mesure de température uniquement disponible . . . . .	28
II.6.2	Détermination des caractéristiques de l'Eau Levantine Intermédiaire	29
<b>III</b>	<b>La grande échelle</b>	<b>31</b>
III.1	Vision synoptique sur le bassin Algéro-Provençal . . . . .	31
III.1.1	Comparaison de sections CTD . . . . .	31
III.1.2	Courantologie obtenue de la campagne SOMBA-GE2014 . . . . .	46
III.2	Climatologies des eaux intermédiaires en Méditerranée Ouest . . . . .	47
III.2.1	Eaux Intermédiaires d'hiver (WIW) . . . . .	48
III.2.2	Eaux Levantines Intermédiaires dans la Méditerranée Ouest (LIW)	48
III.3	Évolution des caractéristiques des eaux intermédiaires . . . . .	50
III.3.1	Eaux Levantines Intermédiaires . . . . .	50
III.3.2	Eaux Intermédiaires d'Hiver (WIW) . . . . .	55
III.4	Suivi des signaux . . . . .	58
III.5	Discussion grande échelle . . . . .	60
III.5.1	Les eaux intermédiaires dans le bassin Algéro-Provençal : caractéristiques et répartition . . . . .	60
III.5.2	Les Gyres Algériens et leur influence sur les eaux intermédiaires .	62
III.5.3	Circulation des LIW inférée à partir de l'analyse de suivi de signal	63
III.5.4	Évolution des caractéristiques des eaux intermédiaires dans le bassin algérien . . . . .	64
<b>IV</b>	<b>Observation de quelques structures de sous-méso échelle par les Gliders</b>	<b>67</b>
IV.1	Observations entre Mallorca et Alger . . . . .	67
IV.2	Observations entre Minorque et la Sardaigne . . . . .	72
IV.3	Discussion sous-méso échelle . . . . .	75
<b>V</b>	<b>Bilan et perspectives</b>	<b>79</b>
V.1	Conclusions principales . . . . .	79
V.2	Perspectives . . . . .	80
<b>A</b>	<b>Rapport de corrections de la calibrationx des données de température et salinité</b>	<b>81</b>
<b>B</b>	<b>Rapport de traitement des données ADCP de la campagne SOMBA-GE2014</b>	<b>89</b>

*TABLE DES MATIÈRES*

vii

<b>C LIW in the western Mediterranean and interactions with the Algerian Gyres</b>	<b>97</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>115</b>



# Table des figures

I.1	Circulation thermohaline globale . . . . .	1
I.2	Circulation thermohaline en Méditerranée . . . . .	3
I.3	Circulation des eaux en Méditerranée à différentes profondeurs . . . . .	5
I.4	Dispersion des WIW en Méditerranée . . . . .	7
I.5	Les différentes phases de la convection profonde . . . . .	9
I.6	Image de SST dans le bassin algérien . . . . .	10
I.7	Schéma de circulation des eaux en Méditerranée Occidentale à différentes échelles . . . . .	12
II.1	Image de différents instruments d'observation <i>in situ</i> de l'océan . . . . .	16
II.2	Illustration d'un cycle du flotteur ARGO . . . . .	17
II.3	Schéma de fonctionnement d'un glider . . . . .	18
II.4	Les étapes de la création de la base de données de profils de température et salinité en Méditerranée . . . . .	24
II.5	Contenu de base de données de profils de température et salinité . . . . .	25
II.6	Distribution spatiale du jeu de données de température et salinité à différentes profondeurs . . . . .	26
II.7	Méthode de détection des WIW avec un critère géométrique . . . . .	27
II.8	Distribution des valeurs de température de WIW détectées . . . . .	28
II.9	Diagramme $\theta$ -S montrant l'intervalle utilisé pour la détection des LIW . . . . .	29
III.1	Sections Minorque-Sardaigne de température et salinité entre 2006 et 2011 . . . . .	33
III.2	Sections Minorque-Sardaigne de température et salinité entre 2012 et 2014 . . . . .	34
III.3	Sections Est-Ouest de température et salinité entre 2004 et 2018 . . . . .	36
III.4	Sections Est-Ouest de température et salinité entre 2010 et 2014 . . . . .	37
III.5	Sections Sardaigne-Tunisie de température et salinité entre 2002 et 2007 . . . . .	38
III.6	Sections Sardaigne-Tunisie de température et salinité entre 2012 et 2014 . . . . .	39
III.7	Sections dans le Gyre Algérien Est de température et salinité en 2007 et 2014 . . . . .	40
III.8	Sections Baléares-Algérie de température et salinité en 2004 et 2014 . . . . .	41
III.9	Sections Ibiza-Algérie de température et salinité en 2006 et 2014 . . . . .	42
III.10	Sections Espagne-Algérie de température et salinité en 2004 et 2005 . . . . .	43
III.11	Sections côte-large de température et salinité le long de la côte algérienne en 2004 et 2005 . . . . .	44

III.12	Sections côte-large de température et salinité le long de la côte algérienne en 2008 et 2014 . . . . .	45
III.13	Carte de courants à différentes profondeurs obtenues lors de SOMBA-GE2014	46
III.14	Image de couleur de l'eau et topographie dynamique absolue du 25/08/2014	47
III.15	Climatologie de la température et profondeur du cœur de la WIW . . . . .	48
III.16	Climatologie de la température et salinité du cœur de la LIW . . . . .	49
III.17	Climatologie de l'anomalie de densité potentielle à 350m de profondeur . .	50
III.18	Régions d'étude et caractéristiques de circulation ainsi que le nombre de profils par région . . . . .	51
III.19	Séries temporelles de température et salinité de la LIW dans les différentes régions d'étude . . . . .	52
III.20	Séries temporelles de température de la WIW dans les différentes régions d'étude . . . . .	56
III.21	circulation de la LIW dans le Bassin Algérien déduit de l'analyse de corrélation croisée . . . . .	59
III.22	Illustration de l'analyse de corrélation croisée . . . . .	60
IV.1	Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission <b>Abacus1</b> . . . . .	68
IV.2	Anomalie du niveau de la mer et vitesses géostrophiques associées du 26/09/2014 . . . . .	69
IV.3	Similaire à la figure IV.1. Radiale différente de la mission <b>Abacus1</b> . . . .	69
IV.4	Similaire à la figure IV.1. Radiale différente de la mission <b>Abacus1</b> . . . .	70
IV.5	Similaire à la figure IV.1 pour une radiale de la mission <b>Abacus2</b> . . . . .	70
IV.6	Similaire à la figure IV.1 pour une radiale de la mission <b>AlgBasin</b> . . . . .	71
IV.7	Similaire à la figure IV.1 pour une radiale de la mission <b>Abacus3</b> . . . . .	72
IV.8	Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission <b>Sardegna2</b> . . . . .	73
IV.9	Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission <b>Sardegna2</b> . . . . .	73
IV.10	Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission <b>Sardegna3</b> . . . . .	74
IV.11	Section de température et salinité d'une radiale de la mission <b>Sardegna3</b>	74
IV.12	Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission <b>Sardegna3</b> . . . . .	75



## Liste des abréviations

<b>AABW</b>	AntArctic Bottom Water
<b>ABACUS</b>	Algerian Basin Circulation Unmanned Survey
<b>ADCP</b>	Acoustic Doppler Current Profiler
<b>AE</b>	Algerian Eddies
<b>ARGO</b>	Array for Real-time Geostrophic Oceanography
<b>AW</b>	Atlantic Waters
<b>COB</b>	Centre Oceanogràfic de les Balears
<b>CTD</b>	Conductivity Temperature Depth
<b>EGO</b>	Everyone's Gliding Observatories
<b>ELISA</b>	Eddies and Leddies Interdisciplinary Study in the Algerian basin
<b>GPS</b>	Global Positioning System
<b>IDW</b>	Indian Deep Water
<b>IEO</b>	Instituto Español de Oceanografía
<b>IMEDEA</b>	El Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados
<b>LIW</b>	Levantine Intermediate Water
<b>MATER</b>	Mass Transfer and Ecosystem Response
<b>MAW</b>	Modified Atlantic Waters
<b>MBT</b>	Mechanical Bathythermograph
<b>MOOSE</b>	Mediterranean Ocean Observing System on Environment
<b>MOW</b>	Mediterranean Outflow Water
<b>NADW</b>	North Atlantic Deep Water
<b>NBF</b>	North Balearic Front
<b>NC</b>	Northern Current
<b>PDW</b>	Pacific Deep Water
<b>PVM</b>	Profileur Vidéo Marin
<b>SCV</b>	Submesoscale Coherent Vortices
<b>SE</b>	Sardinian Eddies
<b>SOCIB</b>	Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System
<b>SOMBA</b>	Système d'Observation à la Mer pour le Bassin Algérien
<b>SOMBA-GE</b>	SOMBA- Grande Echelle
<b>SST</b>	Sea Surface Temperature
<b>TDW</b>	Tyrrhenian Deep Water
<b>UIB</b>	Universitat de les Illes Balears
<b>WCC</b>	West Corcica Current
<b>WIW</b>	Winter Intermediate Water
<b>WMDW</b>	Western Mediterranean Deep Water
<b>XBT</b>	Expendable Bathythermograph



# Chapitre I

## Introduction

### I.1 Introduction générale

Les hommes ont commencé à s'intéresser aux mouvements de la mer d'abord pour faciliter leurs déplacements, en prenant avantage des courants de surface, aujourd'hui nous savons que la circulation océanique joue un rôle clé dans la régulation du climat, en assurant le stockage et le transport de chaleur, de carbone, de nutriments et d'eau douce à travers le monde [Manabe *et al.*, 1991; Lumpkin et Speer, 2007].

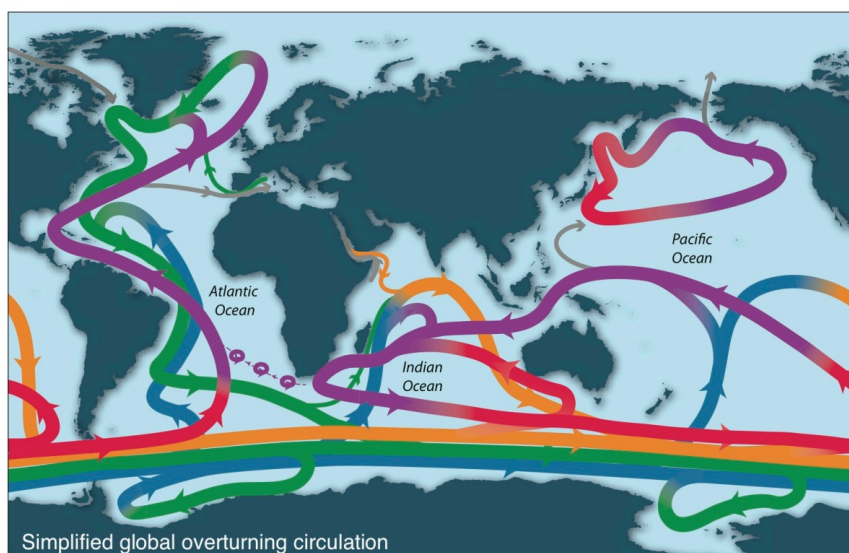


Fig. I.1 Représentation schématique de la circulation globale de retournement. Violet : circulation de surface et thermocline ; rouge : eaux intermédiaires et thermocline profonde ; orange : eau profonde de la mer Indienne (IDW) et eau profonde du Pacifique (PDW) ; vert : eau profonde nord Atlantique (NADW) ; bleu : eau de fond Antarctique (AABW) et gris : composantes du Déroit de Béring, de la Méditerranée et Mer Rouge. [Talley, 2013].

Cette circulation est principalement due à des échanges de chaleur, d'eau et d'énergie entre l'atmosphère et l'océan. La différence de pression atmosphérique d'une région à l'autre génère les vents, qui transmettent ensuite une partie de leur énergie à la surface de l'océan. Cet échange d'énergie cinétique induit la majorité des courants de surface, qui à leur tour peuvent produire des zones de convergence ou de divergence induisant une subduction des eaux de surface ou une remontée des eaux profondes, tandis que les échanges de chaleur (refroidissement ou réchauffement) et d'eau (évaporation et précipitation) modifient la densité de l'eau de surface. Lorsque les eaux de surface deviennent plus denses que les eaux sous-jacentes, elles vont "plonger" pour restaurer verticalement un équilibre de densité dans la colonne d'eau. Ce processus induit des différences régionales de densité, qui à leur tour induisent un mouvement horizontal des eaux. Ce système complexe de processus dynamiques est désigné sous le nom de "circulation thermohaline" ou plus récemment "circulation globale de retournement". [Lumpkin et Speer, 2007; Fieux, 2017].

Lorsqu'une eau quitte la surface, elle sera reconnaissable à ses caractéristiques en température et salinité et forme ainsi une masse d'eau. Ces caractéristiques, appelées propriétés conservatives, n'évoluent que lentement par mélange avec les eaux adjacentes, et sont ainsi utilisées comme traceurs pour suivre la circulation de cette masse d'eau. Ainsi, les caractéristiques d'une masse d'eau renferment des informations sur l'état du climat lors de sa formation.

## 1.2 Circulation générale de la Méditerranée

De par sa dimension, la diversité de ses processus dynamiques et sa localisation la rendant relativement facile d'accès, la mer Méditerranée constitue un bassin de "laboratoire" pour l'étude des processus qui ont une importance à l'échelle mondiale.

Enfermée entre les masses continentales montagneuses du sud de l'Europe, de l'ouest de l'Asie et du nord de l'Afrique, la Méditerranée est un bassin semi-fermé d'une superficie de 2.5 millions km<sup>2</sup> et d'une profondeur moyenne de 1500 m. Elle s'étend sur environ 3700 km en longitude et 1600 km en latitude.

La méditerranée communique avec l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar qui est d'une largeur de seulement 14.5 km, et d'une profondeur ne dépassant pas les 300 mètres. Étant un bassin de concentration en raison de fortes évaporations et de faibles précipitations, le déficit hydrique de la Méditerranée est compensé par un échange de masses d'eaux qui s'effectue en deux couches, au niveau du détroit de Gibraltar, une eau relativement chaude et salée pénètre en surface dans le bassin, tandis qu'une deuxième eau plus froide et salée ressort par le détroit pour rejoindre la circulation thermohaline globale [Li *et al.*, 2012]. Les échanges qui s'effectuent via ce détroit représentent le moteur de la circulation thermohaline de ce bassin.

La Méditerranée est divisée en deux bassins, le bassin Est et le bassin Ouest, qui sont à leur tour divisés en plusieurs sous-bassins. Chacun des bassins Ouest et Est possède sa propre circulation thermohaline. Ces deux bassins sont connectés au niveau du détroit de Sicile qui est d'environ 150 km de largeur et 600 m de profondeur.

Les eaux intermédiaires et profondes de la Méditerranée sont formées en différents sites.

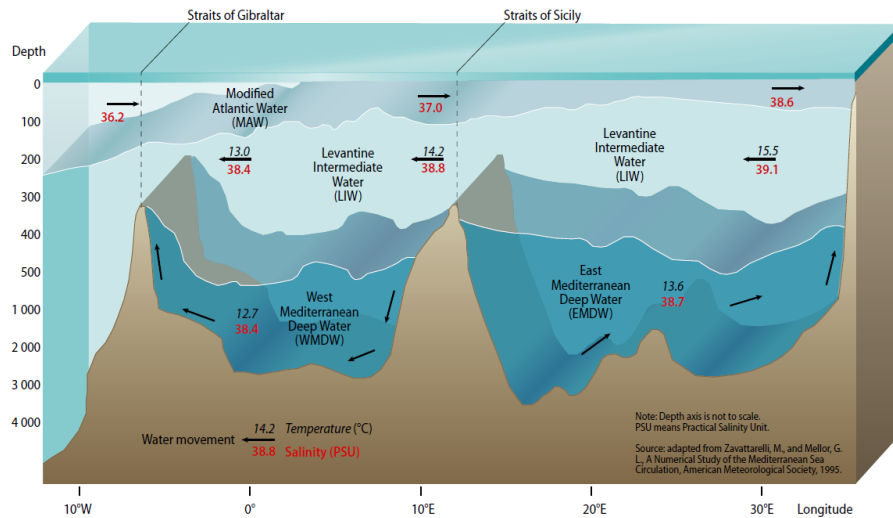


Fig. I.2 Représentation schématisée simplifiée de la circulation thermohaline en Méditerranée le long d'une radiale allant du détroit de Gibraltar à la mer Levantine. Adapté de *Zavattarrelli et Mellor [1995]*.

Ceux-ci sont plus facilement accessibles et observables, par leur proximité des côtes, comparés aux sites de formation d'eaux profondes des régions polaires. En plus de sa propre circulation thermohaline à l'échelle du bassin, la Méditerranée est aussi caractérisée par deux autres échelles de mouvement (une échelle liée aux sous-bassins, incluant de nombreux gyres, et une activité tourbillonnaire de méso et de sous-méso échelle énergétique et omniprésente). Ces trois échelles (bassin, sous-bassin et méso/subméso) sont imbriquées les unes dans les autres et sont responsables de nombreuses interactions que l'on peut retrouver dans l'océan planétaire [Houpert, 2013].

### I.3 Fonctionnement de la Méditerranée Occidentale

Le bassin méditerranéen possède une orographie accidentée, car il se trouve à la convergence de deux plaques tectoniques. Au Sud-Ouest, le massif de l'Atlas se déploie le long des côtes du Maghreb. Au Nord, les Pyrénées, le Massif Central et les Alpes en France constituent trois chaînes montagneuses très rapprochées, qui forment deux canaux de circulation où le vent s'engouffre et gagne en intensité sur le Golfe du Lion. Ces vents, le Mistral (par le couloir Rhodanien) et la Tramontane (entre le massif central et les Pyrénées), jouent un rôle prépondérant dans le préconditionnement de la formation d'eaux profondes dans le Golfe du Lion. Ce phénomène constitue l'un des moteurs de la circulation thermohaline de la Méditerranée .

Par le détroit de Gibraltar, des eaux en provenance de l'océan Atlantique entrent en mer Méditerranée en surface (0-100 m de profondeur) alors qu'en profondeur, des eaux méditerranéennes sortent pour s'écouler dans l'océan Atlantique. L'apport d'eau en provenance de l'Atlantique (d'environ  $0.8 \pm 0.1$  Sv selon *Send et al.*

[1999]) circule le long de la côte nord de l'Afrique créant le courant algérien, dont les vitesses élevées (jusqu'à 1 m/s) et les importantes instabilités baroclines génèrent des méandres à méso-échelle et des tourbillons algériens (AE). En profondeur, les eaux plus salées et plus froides (en moyenne sur l'année) sortent par le même détroit et forment Mediterranean Outflow Water (MOW). Cet échange entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée qui se produit dans le sud-ouest de la Méditerranée est un moteur majeur de la dynamique des masses d'eau de ce bassin mais aussi de l'ensemble de la mer Méditerranée [Robinson *et al.*, 2001].

Le temps de résidence des eaux en Méditerranée est estimé comme étant de l'ordre de 100 ans, ce qui reste un ordre de grandeur inférieur aux échelles de temps associées à la circulation thermohaline globale. Cette caractéristique la rend particulièrement réactive et sensible au changement climatique récent [The MerMex Group : Durrieu de Madron *et al.*, 2011].

### 1.3.1 Masses d'eau et circulation en Méditerranée Occidentale

Depuis la surface jusqu'au fond, on retrouve quatre masses d'eau principales en Méditerranée Occidentale :

#### a) Eau Atlantique Modifiée (MAW)

La Méditerranée étant un bassin d'évaporation, un déficit hydrique d'environ 1m par an engendre un flux d'eaux Atlantiques peu salées ( $\sim 36$ ) de  $0.8 \pm 0.1$  Sv [Send *et al.*, 1999], entre 0-100m environ, entrant par le détroit de Gibraltar en surface. Ce flux constitue l'un des moteurs de la circulation thermohaline en Méditerranée [Somot *et al.*, 2006; Waldman *et al.*, 2018]. Ces AW (Atlantic Waters) circulent globalement de manière cyclonique dans tout le bassin méditerranéen, en restant collées au talus continental sous l'effet de la force de Coriolis [Millot, 1999]. Cette circulation, illustrée dans la figure I.3, est bien connue grâce notamment aux mesures in situ, à l'altimétrie satellitaire et l'utilisation de bouées dérivantes qui renseignent sur les courants de surface [Biol *et al.*, 2010; Poulain *et al.*, 2012]. Il existe cependant des exceptions à cette assertion : la circulation en mer Ionienne est caractérisée par une oscillation entre phase de circulation cyclonique et anticyclonique [Borzelli *et al.*, 2009; Gačić *et al.*, 2010].

Les AW occupent toute la couche superficielle de la Méditerranée, et sont caractérisées par un minimum de salinité qui s'estompe sous l'effet du mélange et de l'évaporation qu'elles subissent le long de leur parcours dans la Méditerranée, d'où leur nom d'Eaux Atlantiques Modifiées (MAW pour Modified Atlantic Water). Cette salinité avoisine les 38 en moyenne dans le bassin ouest et 39 dans le bassin est. La circulation de bord transporte des MAW moins salées, car ayant séjourné moins longtemps en Méditerranée, et on trouve des MAW plus salées au centre de chaque sous-bassin.

L'écoulement de la MAW le long de la côte algérienne forme un courant d'un débit de  $\sim 1.7$  Sv environ que l'on nomme "Courant Algérien", d'abord relativement étroit (30-50 km) et profond (200-400m) au niveau d'Oran puis qui devient plus large et moins profond en allant vers l'est [Benzohra et Millot, 1995]. À l'entrée du détroit de Sicile, ce courant

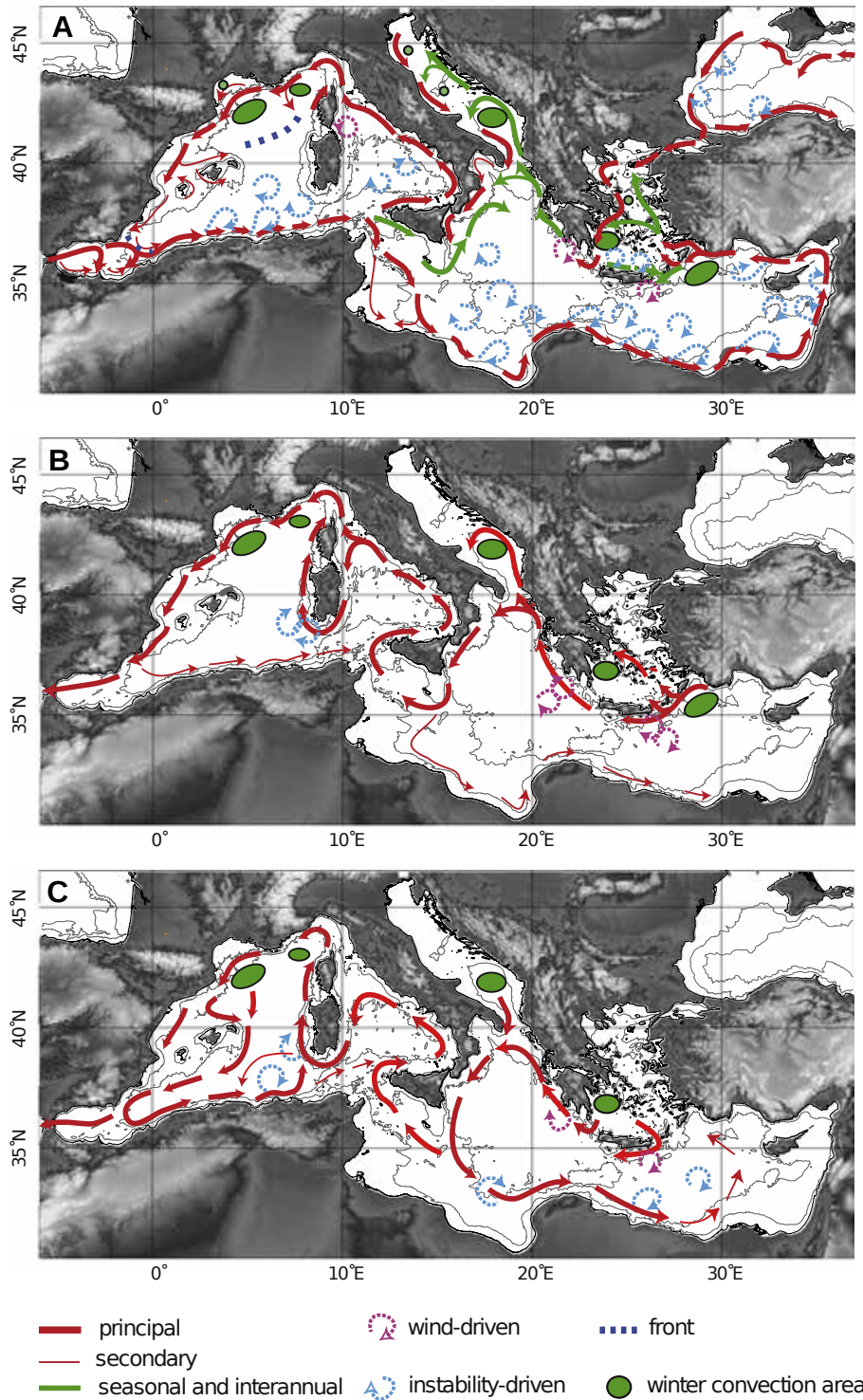


Fig. I.3 Circulation des eaux A : de surface, B : intermédiaire, C : profondes en Méditerranée [The MerMex Group : Durrieu de Madron et al., 2011].

se divise en deux branches [Font *et al.*, 1998]; deux tiers du courant entrent en Méditerranée orientale, l'autre tiers entre en mer Tyrrhénienne et suit la côte italienne [Manzella *et al.*, 1990; Astraldi *et al.*, 1996] pour revenir dans le Bassin Algérien par le canal de Corse (Courant Est-Corse). Une veine d'eau longe le talus Corse en remontant vers le nord et forme le Courant Ouest-Corse. En mer Ligure, ce dernier rencontre le Courant Est-Corse qui quitte la mer Tyrrhénienne et fusionnent. Ensemble ils forment le Courant Liguro-Provençal qui s'écoule le long du talus continental de la France vers l'ouest et la mer des Baléares.

### b) Eaux Intermédiaires d'Hiver (WIW pour Winter Intermediate Waters)

Pendant l'hiver, dans le bassin nord Occidental, des vents froids et secs de nord-ouest soufflent fort et souvent. Ils refroidissent les eaux de surface engendrant ainsi de la convection profonde. Lorsque le mélange n'est pas suffisamment puissant pour détruire la stratification au niveau des Eaux Levantines Intermédiaires, il se forme une eau modale nommée l'Eau Intermédiaire d'Hiver. On la retrouve en dessous des eaux de surface et au dessus des Eaux Levantines, un peu partout en Méditerranée Occidentale, notamment sous forme de poches, ou "lentilles" d'eau froides, avec une forte concentration en oxygène dissous témoignant de leur ventilation. En mer ligure, Gasparini *et al.* [1999], ont observé ces lentilles d'eau avec une température potentielle jusqu'à  $0.7^\circ$  C plus froide, 0.2 moins salée, et plus riche en oxygène de 0.8 ml/l. Ces caractéristiques s'atténuent en s'éloignant de leur point de formation.

Selon l'étude de Juza *et al.* [2013], se basant sur des simulations numériques, les WIW se dispersent en Méditerranée Occidentale suivant cinq schémas préférentiels : de leur zone de formation principalement sur le plateau continental du Golfe du Lion et de la mer des Baléares, elles rejoignent directement le nord-est de la mer des Baléares, ou alors elles s'écoulent le long du plateau continental puis rejoignent le Courant Baléaire, ou bien le canal d'Ibiza. Ensuite, c'est à travers le canal d'Ibiza et de Mallorca, que se font les échanges entre la mer Baléares et le Bassin Algérien.

La méthode conventionnelle de détection des WIW a longtemps été basée sur un critère d'intervalle fixe de température et salinité. Ce critère a été défini comme suit :

- $\theta < 13^\circ$  C,  $38.1 < S < 38.3$  [Salat et Font, 1987].
- $\theta < 13^\circ$  C,  $37.7 < S < 38.3$  [López-Jurado *et al.*, 1995].
- $11.5 < \theta < 13^\circ$  C,  $37.7 < S < 38.3$  [Vargas-Yáñez *et al.*, 2012].

Ce critère de détection ne permettait pas d'observer la variabilité de cette masse d'eau. Ce n'est qu'en 2019 que Juza *et al.* [2019] ont développé une méthode innovante et plus appropriée, permettant de caractériser autrement cette masse d'eau. Ils ont développé une méthode géométrique en se basant sur la définition de la WIW en tant que anomalie négative de subsurface en température et salinité.

### c) Eau Levantine Intermédiaire (LIW pour Levantine Intermediate Waters)

Une masse d'eau importante se forme dans le bassin Levantin en Méditerranée Orientale, sous l'effet d'évaporation et de refroidissement engendrés par des vents hivernaux froids et secs. Cette masse d'eau est reconnaissable à son maximum de température mais surtout de salinité, elle se stabilise entre 200 et 800 m. On la retrouve non seulement

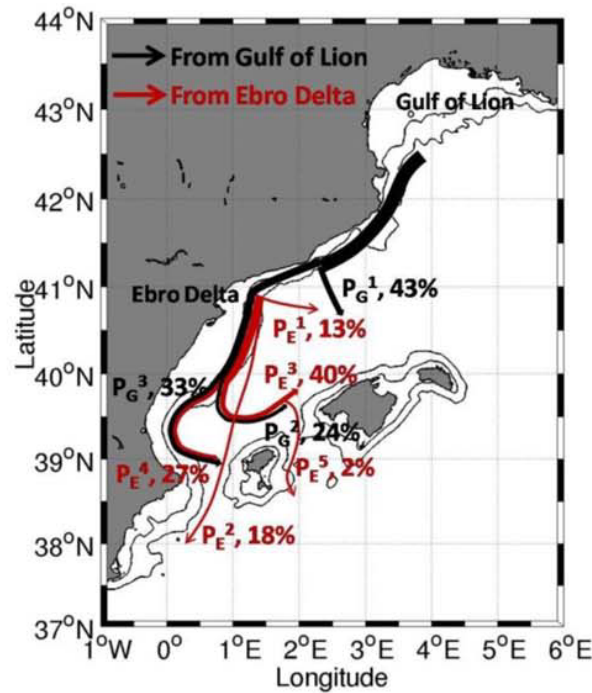


Fig. I.4 Les différents schémas de dispersion de WIW depuis leur site de formation d'après Juza *et al.* [2013].

partout en Méditerranée mais elle présente également une signature claire dans l'océan Atlantique, car elle représente environ la moitié des eaux méditerranéennes qui sortent en profondeur à Gibraltar [Bryden *et al.*, 1994; Gascard et Richez, 1985].

Après sa formation, la LIW quitte la Méditerranée Orientale en suivant une circulation cyclonique de bord, similaire au trajet des eaux de surface (voir figure I.3), elle entre en mer Tyrrhénienne en passant le détroit de Sicile où elle subit des transformations importantes [Vladoiu *et al.*, 2018]. Elle longe ensuite la côte Italienne jusqu'au Canal corse où elle emprunte deux trajets différents, une partie passant le canal, l'autre contournant le bloc Corse-Sardaigne en restant collée au talus jusqu'à arriver en mer Ligure et rejoignant enfin le Courant Nord (ou Courant Liguro-Provençal).

Le transport depuis la circulation de bord, décrite ci-dessus, vers l'intérieur du bassin est assurée par l'activité de méso et sous-mésoéchelle. Il a été démontré durant l'étude ELISA (Eddies and Leddies Interdisciplinary Study in the Algerian Basin), que les tourbillons Algériens (AEs pour Algerian Eddies) transportent des LIW depuis la veine de LIW s'écoulant vers le nord suivant la côte ouest Sarde, vers l'intérieur du Bassin Algérien en arrachant des morceaux qui seront transportés en leur intérieur ou enroulés sous forme de filaments autour des tourbillons [Taupier-Letage *et al.*, 2003; Millot et Taupier-Letage, 2005a]. La veine d'eau Sarde peut devenir instable et générer des tourbillons anticycloniques, nommés tourbillons Sardes (SEs pour Sardinian Eddies), qui peuvent également transporter des LIW vers l'intérieur du bassin [Millot, 1999; Testor et Gascard, 2005]. En plus des AEs et des SEs, il a été démontré par Bosse *et al.* [2015] que de plus petites

structures (d'environ  $\sim 5$  km de diamètre) contribuent de manière significative à l'étalement des LIW. Ces structures sont nommées tourbillons cohérents de sous-mésoéchelle (SCV pour Submesoscale Coherent Vortices).

La LIW apparaît sur un diagramme  $\theta$ -S pris en Méditerranée sous forme d'un pic qui s'atténue le long du circuit que la masse d'eau effectue depuis son site de formation. Selon [Benzohra et Millot \[1995\]](#), les valeurs maximales relatives des Eaux Levantines Intermédiaires dans le Bassin Algérien sont :  $\theta_{\max} \sim 13.2-14.0$  ° C (entre 300 et 400m),  $S_{\max} \sim 38.5-38.7$  (entre 400 et 500m). En Méditerranée Occidentale, cette masse d'eau est aussi caractérisée par un minimum relatif en oxygène dissous, traduisant son absence de contact avec l'atmosphère depuis une période plus longue par rapport aux autres masses d'eau environnantes, car son site de formation est plus loin.

#### d) Eau profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW pour Western Mediterranean Deep Water)

Les Eaux profondes de la Méditerranée occidentale (WMDW pour Western Mediterranean Deep Water) se forment principalement dans l'une des rares zones de l'océan global où la convection peut atteindre le fond : la région du Golfe du Lion. Ce processus passe par trois étapes importantes tel que le montre la figure [I.5](#) :

- **Préconditionnement** : durant cette phase, la circulation cyclonique de type gyrale de la Méditerranée Nord occidentale crée un dôme des isopycnes exposant ainsi les eaux peu stratifiées au centre du gyre à l'influence atmosphérique [[Testor, 2002](#)], voir la figure [I.5 a](#).
- **Mélange vertical** : certains hivers des épisodes violents de Mistral et Tramontane provoquent un refroidissement et une évaporation tellement importante rendant la stabilité de la colonne d'eau si faible dans les zones préconditionnées, que des structures d'environ 1 km de diamètre allant jusqu'à 1000 m de profondeur, appelées "plumes convectives" apparaissent. Les eaux y plongent à des vitesses allant jusqu'à 10 cm/s constituant ainsi la phase de mélange violente permettant le renouvellement des eaux profondes [[Testor, 2002](#)]. Ce mélange provoque aussi le renforcement des gradients horizontaux de densité qui entraîne des phénomènes d'instabilité barocline [[Gascard, 1978](#); [Gascard et Clarke, 1983](#)] et la formation de tourbillons responsables de l'export des eaux profondes nouvellement formées ainsi que la restratification de la zone mélangée [[Bosse, 2015](#)], voir la figure [I.5 b](#).
- **Étalement des eaux nouvellement formées** : Lorsque le bilan de chaleur devient positif au printemps, la colonne d'eau qui était maintenue homogène par le mélange vertical se restratifie rapidement. L'exportation des eaux profondes nouvellement formées est contrôlée principalement par deux phénomènes dans des proportions équivalentes (de l'ordre de 50 % du volume total des eaux formées) : d'une part, par le drainage des eaux profondes par le Courant Nord [[Send et al., 1996](#)] et, d'autre part, par le transport par des structures tourbillonnaires de subsurface d'un rayon proche de 5 km gardant leur cohérence pendant plus d'un an, ce qui leur permet de voyager dans tout le bassin de la Méditerranée Occidentale [[Testor et Gascard, 2003, 2006](#)], voir la figure [I.5 c](#).

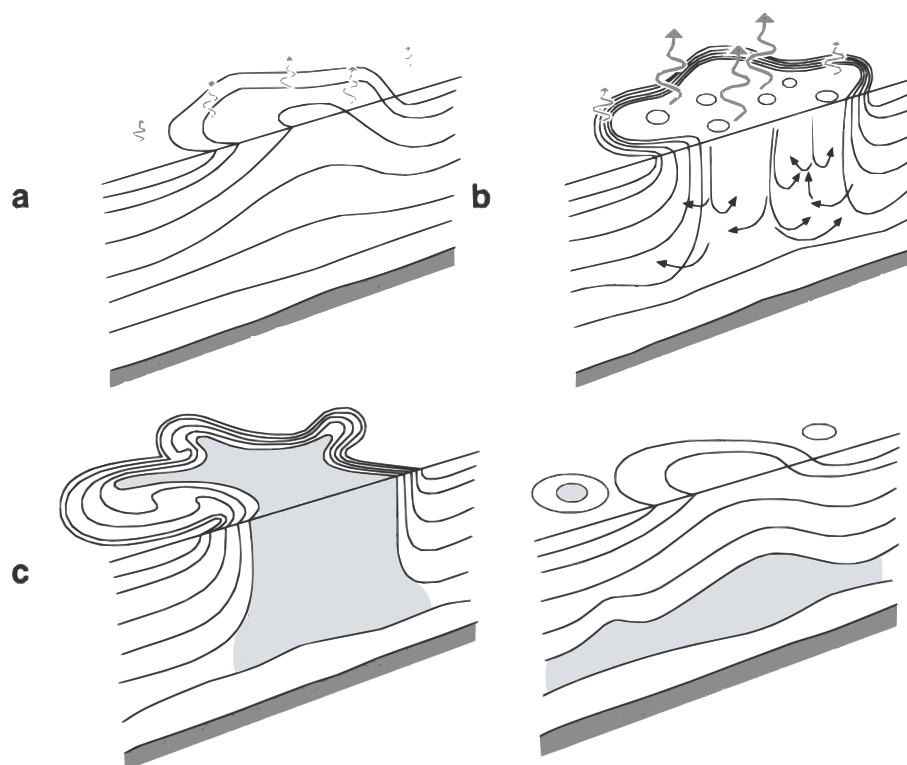


Fig. I.5 Les trois phases de la convection profonde a : préconditionnement, b : Mélange vertical, c : Étalement des eaux nouvellement formées [Marshall et Schott, 1999].

Cette description en trois phases suggère implicitement une succession temporelle mais, de fait, ces trois phases interagissent avec des effets de préconditionnement, de restratification et d'étalement qui sont importants pendant la phase de mélange vertical violent par exemple. De même, il semble y avoir un effet de mémoire d'une année sur l'autre : la phase de restratification et d'étalement conditionnent également le préconditionnement de l'hiver suivant [Bosse, 2015].

La WMDW peut aussi être formée à travers des épisodes de "cascading" qui ont lieu sur le plateau continental du Golfe du Lion, mais souvent, ces eaux représentent un faible volume comparé aux WMDW formées en mer ouverte à travers le phénomène de convection profonde décrit ci-dessus [de Madron *et al.*, 2005].

La circulation générale des WMDW dans le bassin suit un schéma cyclonique de bord, similaire aux eaux de surface et intermédiaires (voir figure I.3).

### I.3.2 Variabilité et structures de méso et sous-mésoéchelle

Les schémas de circulation généraux précédemment décrits sont sujettes à de fortes variations saisonnières. D'une manière générale, la circulation de bord est plus intense en hiver, les courants ont une extension horizontale réduite et atteignent de plus grandes profondeurs [Testor, 2002]. L'activité de méso et de sous-méso-échelle, en partie régie par

la stratification verticale en densité, contribue aussi à la dispersion des eaux à travers le bassin. La Méditerranée, et notamment le Bassin Algérien, se caractérise par une activité de mésoéchelle très importante, en effet ce bassin présente le signal de mésoéchelle le plus fort de la Méditerranée selon toutes les analyses d'altimétrie. Fronts, méandres des fronts et courants, tourbillons de surface et de sub-surface, associées à une activité d'ondes internes.

### a) Les tourbillons algériens AE

L'instabilité barocline du Courant Algérien engendrée par la différence de densité de l'AW du Courant Algérien, et des eaux de surface environnantes, crée des méandres qui aboutissent à la formation de tourbillons qui se détachent du courant principal [Pessini *et al.*, 2018]. Ceux-ci peuvent être cycloniques ou anticycloniques. Ces derniers ont un diamètre allant de 50-150 km, pouvant même atteindre 250 km. Les AEs se propagent vers l'est, dans le premier stade de leur formation à des vitesses de l'ordre de quelques km/jour, étant alors responsables du renversement du courant le long de la côte. Ces tourbillons ont une extension verticale importante allant parfois jusqu'au fond, avec des durées de vies de plusieurs mois, voire années [Millot, 1999]. Les Tourbillons Algériens ont une signature très claire sur les images de température de la surface (SST), comme nous pouvons le voir sur I.6, ou sur des images de la couleur de la mer (concentration en chlorophylle)

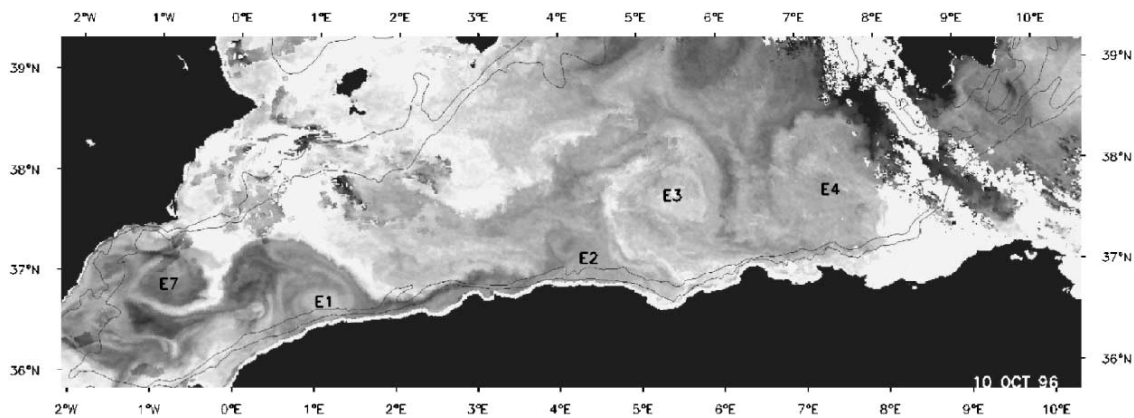


Fig. I.6 Image infrarouge dans le bassin algérien révélant la température de surface de la mer en octobre 1996. Plusieurs tourbillons peuvent être identifiés (de Salas [1999])

Arrivés à proximité du canal Sardaigne-Tunisie, si les tourbillons ne se dissipent pas suite à la forte interaction avec la topographie (ce qui arrive le plus fréquemment), ils remontent le long du Talus continental Sarde, puis s'en détachent pour continuer leur trajet vers l'ouest à travers le Bassin Algérien en suivant un circuit cyclonique que l'on peut relier aux Gyres Algériens. Des tourbillons ayant effectué jusqu'à trois fois ce circuit cyclonique ont été observés avant de se dissiper [Millot, 1999; Testor, 2002]. Lorsque les AE remontent le talus Sarde, ils dévient le parcours de la veine de LIW vers l'ouest. De ce fait ils sont considérés comme l'une des principales structures qui participent à

l'étalement des LIW à travers le bassin [Puillat *et al.*, 2006]. Il a également été constaté par Bouzinac *et al.* [1999], au niveau du canal Sardaigne-Tunisie que des AEs sont capables de perturber le parcours de la veine d'eau Sarde, voire de l'inverser complètement. L'expérience ELISA (Eddies and Leddies Interdisciplinary Study in the Algerian Basin) a montré que les AE transportent les LIW de la veine s'écoulant vers le nord le long du talus continental de la Sardaigne vers l'intérieur du bassin en piégeant ou en déviant des morceaux de cette veine [Taupier-Letage *et al.*, 2003; Millot et Taupier-Letage, 2005a].

### b) Tourbillons Sardes (SE)

C'est au sud-ouest de la Sardaigne que l'écoulement de LIW le long du talus continental subit le plus de changements. Au sud de la Sardaigne, la veine de LIW caractérisée par des maximums de température et de salinité élevés ( $13.9^{\circ}$  C, 38.7), est assez étroite (50 km) et profonde (jusqu'à 800 m de profondeur). A l'ouest de la Sardaigne, la veine devient plus large et les eaux les plus marquées sont plus concentrées autour de 350 m [Millot, 1999].

Dans le centre du bassin algérien, les LIW sont généralement beaucoup moins marquées (max  $13.35^{\circ}$  C). On peut toutefois y trouver des poches isolées de LIW très chaudes et salées avec des maximums de température atteignant les  $13.8^{\circ}$  C [Millot, 1999; Fuda *et al.*, 2000], ce qui indique un transport direct de la veine de LIW le long de la pente sarde vers l'intérieur du bassin et expliquerait les variations de structure de la veine au sud-ouest de la Sardaigne. L'hypothèse a été émise par Millot [1999] que des tourbillons, nommés Leddies (LIW Eddies) dans leur étude, se forment à profondeur intermédiaire au niveau de sud-ouest du talus Sarde, et qui contribuerait à l'étalement des LIW à travers le bassin. Testor et Gascard [2005] ont observé pour la première fois une telle structure, d'environ 50 km de diamètre, au sud ouest de la Sardaigne. Son origine a été reliée à l'interaction entre le Gyre Algérien Est et la veine de LIW s'écoulant le long du talus continental sarde. L'efficacité de ces tourbillons sardes à transporter des LIW vers l'intérieur du bassin algérien a également été démontrée.

### c) Les Vortex Cohérents de Sous-méso échelle ou SCV

Les SCV sont des tourbillons de subsurface dont le diamètre est inférieur au rayon de déformation ambiant (entre 10 et 15km dans le bassin algérien). Ils ne montrent aucune signature en surface et sont capables de parcourir de longues distances depuis leur site de formation. Ils peuvent être cycloniques ou anticycloniques. Lors de l'expérience SOFARGOS (1994/1995) dans le nord du bassin Algéro-Provençal des SCV ont pu être mis en évidence grâce à des flotteurs dérivant, localisés de manière acoustique. En effet, deux flotteurs piégés à l'intérieur de SCV ont mis en évidence le transport des WMDW nouvellement formées depuis la zone du Golfe du Lion jusque dans le Bassin Algérien à  $39^{\circ}25'$  N et  $6^{\circ}45'$  E. L'expérience MATER (1997/1998) similaire à SOFARGOS pour le sud du bassin Algéro-Provençal, a confirmé la présence de SCV dans le Bassin Algérien. Malgré la difficulté de déterminer l'origine des WMDW contenue dans les SCV observées dans le Sud du bassin Algéro-provençal à cause d'une signature en température et salinité moins nette que celle observée au nord, la simple mise en évidence de la présence de ces SCV

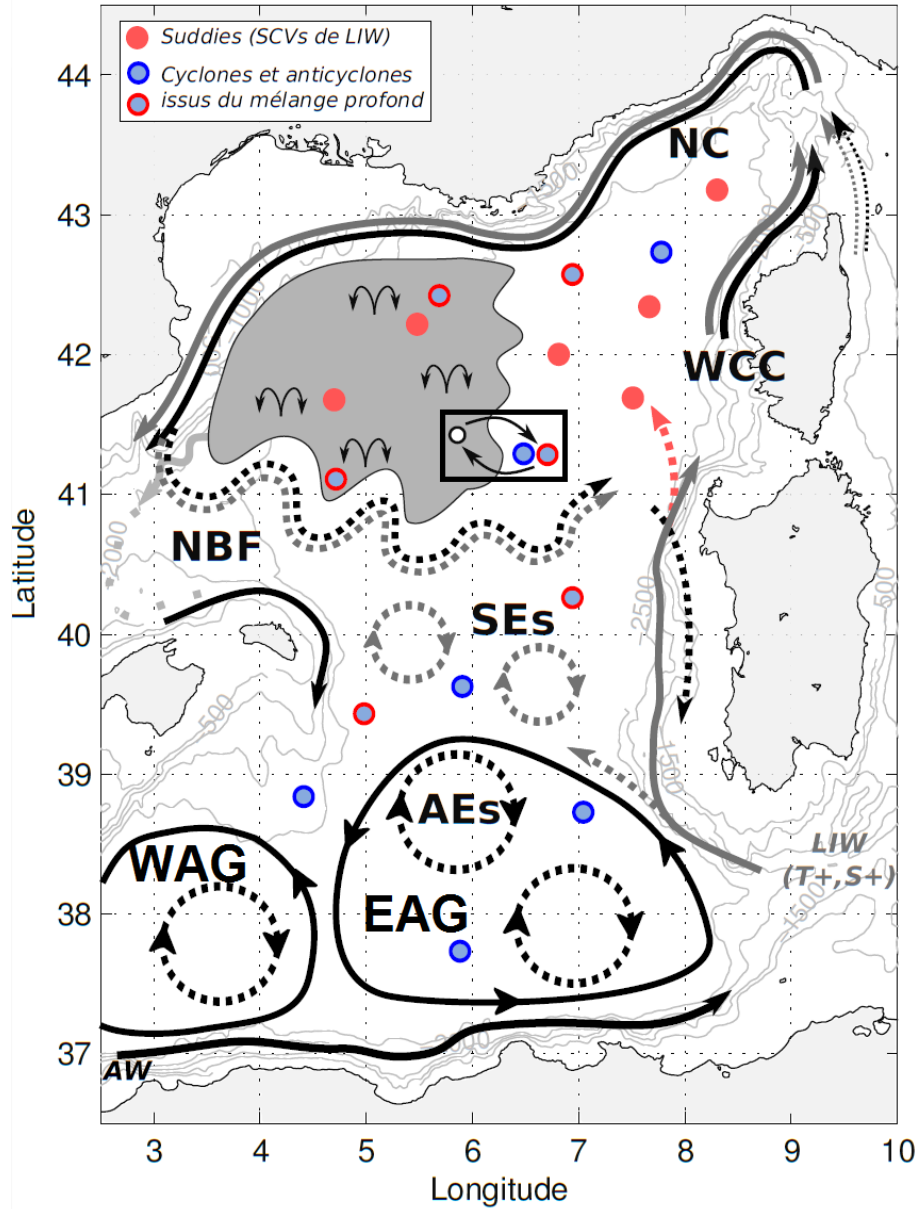


Fig. I.7 Carte de la circulation générale de la Méditerranée Occidentale selon Bosse [2015]. Les circulations moyennes sont représentées en trait plein (NC : Courant Nord, WCC : Courant Ouest-Corse, NBF : Front Nord-Baléares, EAG : Gyre Algérien Est, WAG : Gyre Algérien Ouest) et les circulations intermittentes ou tourbillonnaires en pointillé (AAs : Tourbillons Algériens, SEs : Tourbillons Sardes) des couches d'AW (noir) et de LIW (gris). Les circulations tourbillonnaires de subsurface sont représentées en couleur.

dans le Bassin Algérien permet de renforcer le résultat de l'expérience SOFAGOS [Testor et Gascard, 2003, 2005]. Les SCV dans le Bassin Algérien peuvent également interagir avec des SE tel que démontré dans Testor et Gascard [2003].

Des SCV transportant des LIW depuis le coin nord-ouest de la Sardaigne vers la région de la mer Ligure a été mis en évidence par Bosse *et al.* [2015], mettant ainsi une nouvelle fois l'accent sur l'importance de ces structures dans le transport des eaux à travers le bassin.

### 1.3.3 Les Gyres Algériens

Au cours du programme MATER (Mass Transfer and Ecosystem Response), des flotteurs isobares dérivant à 600 m de profondeur (de juillet 1997 à juin 1998), des mouillages et des flotteurs-profileurs avec des profondeurs de stationnement nominales de 1200 et 2000 m de profondeur (de 1997 à 2002), ont été utilisés pour évaluer la circulation des LIW, des eaux profondes tyrrhéniennes (TDW) et des WMDW. Le schéma dominant révélé par les trajectoires des flotteurs est constitué de deux gyres cycloniques à grande échelle, appelés Gyres Algériens Est et Ouest, centrés autour de  $38^{\circ}30'$  N,  $6^{\circ}$  E et  $37^{\circ}30'$  N,  $2^{\circ}3'$  E, respectivement [Testor *et al.*, 2005b]. Le forçage de ces gyres est la circulation de bord cyclonique, contrainte par la bathymétrie et la force de Coriolis, leur localisation est ainsi fortement liée aux contours fermés  $f/H$  ( $f$  est la vorticité planétaire et  $H$ , la hauteur d'eau). Ces deux gyres affectent toute la colonne d'eau et leurs vitesses orbitales barotropes sont d'environ 5 cm/s.

## 1.4 Objectif de la thèse

L'océan agit comme un tampon face au changement climatique global, en effet, Plus de 93% de la chaleur générée par les activités humaines depuis les années 1950 a été absorbée par les océans à un prix dont nous commençons seulement à prendre conscience. Maintenant plus que jamais, il est nécessaire d'entreprendre des actions afin de trouver des solutions, à commencer par observer de près et comprendre les répercussions de ces changements sur le système océanique.

La campagne océanographique SOMBA-GE2014 nous a fourni des données ayant permis une visualisation à grande échelle du Bassin Algérien, dans ce travail, nous avons voulu valoriser ces données et y extraire le maximum d'informations quant aux caractéristiques de circulation dans ce bassin.

Cette seule campagne n'est toutefois pas suffisante pour atteindre nos objectifs, nous avons rassemblé le plus de données possibles dans le bassin algérien pour enrichir la base de données de profils de température potentielle et salinité en Méditerranée.

Il subsiste des inconnues dans les composantes de la circulation des eaux dans le sous-bassin algérien de la Méditerranée Occidentale, ce travail de thèse vise, entre autres, à compléter les schémas de circulation des eaux en Méditerranée Ouest, en apportant de nouveaux éléments de compréhension sur la dynamique des eaux et les interactions avec les autres sous-bassins notamment aux profondeurs intermédiaires. En effet, la question

de l'étalement des eaux levantines intermédiaires a longtemps fait débat [Millot, 1999]. Bien que la communauté scientifique semble être d'accord sur le fait que l'activité de mésoéchelle s'occupe de la dispersion transversale au plateau continental de la LIW à travers le bassin, les mécanismes régissant cette dispersion n'ont pas été clairement mis en évidence. Lors du présent travail, nous voulons particulièrement étudier l'influence des gyres algériens sur cette activité de dispersion.

Le deuxième objectif est de caractériser l'activité de sous-mésoéchelle dans le bassin algéro-provençal de la Méditerranée, et son influence sur le mélange des masses d'eaux et leur étalement.

Pour cela, nous avons comme projet de nous appuyer pour la partie circulation générale sur les données du projet SOMBA qui a débuté en 2014 et pour la partie de la sous-mésoéchelle, sur les données gliders du projet ABACUS. Malheureusement pour des raisons d'autorisation d'accès de navires de recherche dans les eaux algériennes, il n'a pu y avoir qu'une seule campagne de mesures dans le Bassin Algérien en 2014, les 2 campagnes qui étaient prévues en 2015 puis en 2016 n'ayant pu avoir lieu tel que planifié. De plus, le mouillage qui a été mis à l'eau durant cette première campagne en 2014, n'a pu être relevé pour les mêmes raisons, et les données qui auraient été d'un précieux apport à mon sujet ont été perdues. Pour palier ce jeu de données moins fourni qu'attendu, nous avons utilisé une base de données de température et salinité en Méditerranée mise en place précédemment puis agrémenté lors de ce travail.

Dans le chapitre introductif, une description générale des masses d'eau importantes ainsi que les caractéristiques de circulations dans le bassin Algéro-Provençal a été faite afin de replacer en contexte notre étude. Au chapitre 1, les différents instruments de mesure in-situ, les systèmes d'observation ainsi que la base de données de profils de température et salinité qui nous ont permis de faire notre étude ont été décrits. Nous avons également décrit les méthodes utilisées pour extraire les caractéristiques du cœur des LIW et des WIW et pour l'élaboration des climatologies. Le chapitre 2 présente les résultats pour la partie grande échelle de notre étude ainsi que leur discussion. Le chapitre 3 présente les observations de quelques structures de sous-méso échelle faite par les glider ainsi que la discussion de leurs caractéristiques. Et enfin, nos résultats ont été brièvement résumés et mis en perspective dans le chapitre 4.

# Chapitre II

## Description des données et méthodes utilisées :

### II.1 Les instruments

Les méthodes d'observation in situ de l'océan varient selon les paramètres à mesurer, la profondeur qui nous intéresse ainsi que la faisabilité technique et économique. Pour cela, plusieurs techniques ont été développées, de la plus ancienne jusqu'à la plus innovante.

#### II.1.1 Données collectées par des navires de recherche

La méthode pionnière d'observation de l'océan a consisté à se rendre sur site avec un navire afin d'effectuer des mesures et collecter des échantillons d'eau. La naissance de l'océanographie moderne a vu le jour avec la première expédition océanographique (1872-1876) à bord du "Challenger", qui a sillonné tous les océans du globe en parcourant 70 000 milles nautiques et en effectuant des mesures en 362 stations (sondages, échantillonnage d'eau et de sédiments, températures...).

L'avantage de la mesure océanographique sur site, est que l'on a le contrôle sur le paramètre de la localisation horizontale et verticale. La mesure la plus importante lors de campagnes océanographique s'effectue en station (le bateau maintient une position la plus stable possible en un point donné). Une structure métallique appelée "rosette" est alors immergée dans l'eau. Sur cette rosette sont montées plusieurs bouteilles Niskin, qui vont servir à prélever de l'eau à différentes profondeurs, ainsi que diverses sondes, qui transmettent des informations à bord en direct via un câble électro-porteur. Parmi ces appareils de mesures :

**CTD (Conductivity, Temperature, Depth)** mesure la salinité, la température et la pression.

**ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)** permet la mesure des vitesses de courant dans toute la colonne d'eau.

**Altimètre** détecte le fond marin lorsqu'on s'en rapproche à moins de 50m.

**Oxymètre** mesure la concentration d'oxygène dissous.

**Transmissiomètre** mesure la turbidité.

**Fluorimètre** mesure la fluorescence de l'eau (estimation du contenu en phytoplancton).

**PVM (Profileur Vidéo Marin)** prend des photos des particules en suspension rencontrées dans la colonne d'eau.

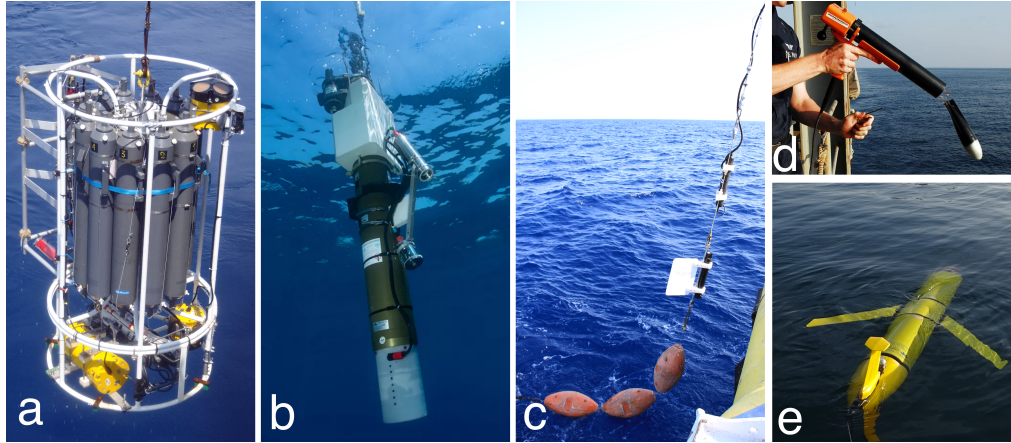


Fig. II.1 Image de différents instruments d'observation *in situ* de l'océan. (a) : Remise à bord d'une rosette utilisée sur la campagne océanographique MOOSE-GE2015 : on y distingue des bouteilles Niskin avec des bouchons fermés, une paire de courantomètres ADCP ainsi que leur batterie (en jaune), un VPM protégé par une cage cubique extérieure, ainsi que la bathysonde à la base de la rosette. (b) : flotteur profileur ARGO. (c) : déploiement du mouillage LION en juillet 2015. (d) : Lancé d'une XBT. (e) : Glider en surface. [Crédit photos : a) et c) Emilie Diamond (LOV) durant la campagne MOOSE-GE 2015, b) D. Luquet, (IMEV), d) Dr Kim Martini et e) Gliderschool 2017]

### II.1.2 flotteurs profileurs ARGO

Les flotteurs ARGO sont des plateformes de mesure autonomes caractéristiques de l'océan. Un flotteur se présente sous la forme d'un cylindre, avec une antenne et un capteur CTD sur l'extrémité supérieure. Le flotteur est programmé avant son déploiement, et communique par satellite par le biais de son antenne uniquement pour transmettre les données une fois qu'il est mis à l'eau.

Une pompe intégrée à l'intérieur du cylindre permet de pomper de l'huile d'un compartiment interne à volume fixe vers une poche extensible, qui permet, par son changement de volume, de modifier la flottabilité de l'instrument et ainsi d'effectuer des mouvements verticaux dans la colonne d'eau.

Le flotteur ARGO fonctionne par cycle, comprenant une phase de plongée jusqu'à une profondeur programmée en amont appelée "Parking depth". Celle-ci est de 1000 m dans l'océan global, et de 400 m en Méditerranée. Lorsque le flotteur atteint cette profondeur, il dérive au gré des courants pendant une période pré-définie (3 à 4 jours en Méditerranée, 10 jours en général) avant de reprendre sa plongée jusqu'à 2000 m de profondeur. Il entame ensuite une remontée pendant laquelle les mesures sont faites. Une fois que l'antenne émerge de l'eau, la connexion satellite est établie afin de communiquer les données

de mesures qui ont été prises (voir figure II.2).

Les flotteurs ARGO ont commencé à être déployés dans les années 1990, et étaient do-

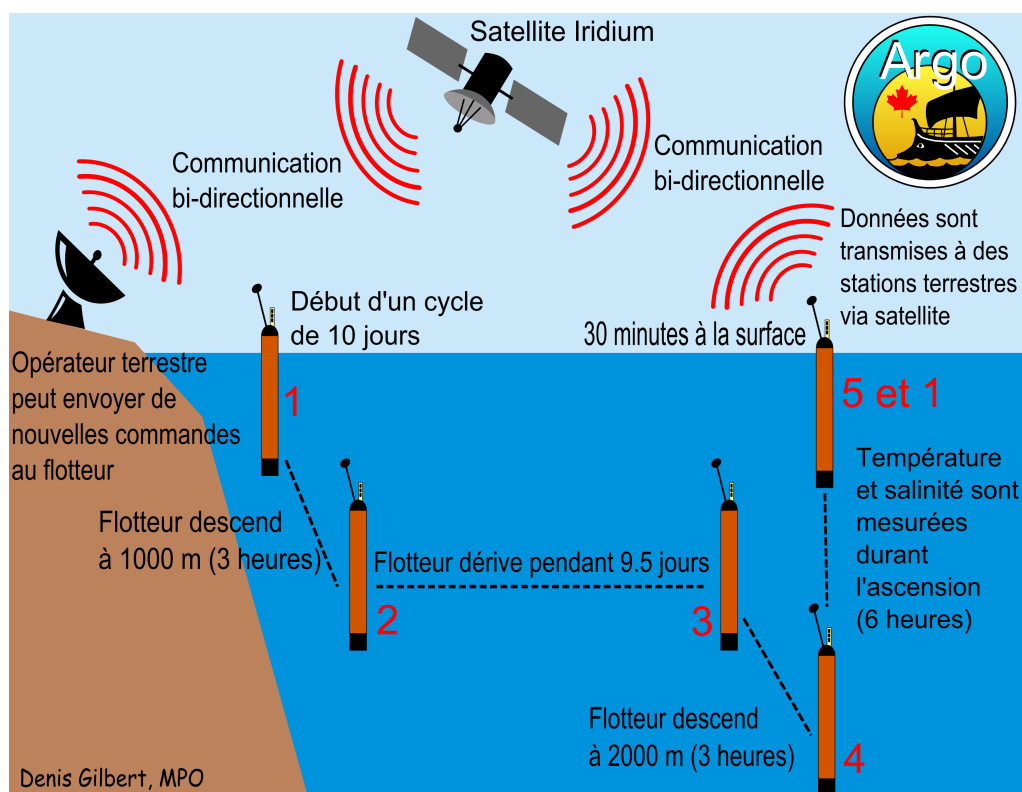


Fig. II.2 Illustration d'un cycle du flotteur ARGO. Source : <https://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/argo/info/learn-fra.html>

tés de CTD uniquement, des capteurs biochimiques ont ensuite été installés sur certains flotteurs, les BIOARGO. Le nombre de flotteurs actifs dans l'océan global a explosé dans les années 2000, car ces instruments permettent de produire un nombre très important de profils à un coût infime comparé à celui des campagnes.

De nos jours, une flotte plus de 3800 flotteurs (dont 89 en Méditerranée et Mer Noire) assurent en continue la surveillance de l'océan, et alimentent les bases de données publiques. Les flotteurs, ayant une durée de vie de 3 à 4 ans, il est nécessaire d'en remettre à l'eau régulièrement afin de maintenir ce système de surveillance à flot, à cet effet, un effort considérable est fourni.

### II.1.3 Gliders

Le Glider, ou planneur sous-marin, est une plateforme d'observation autonome de haute résolution, capable de se diriger d'un point à un autre grâce à son design hydrodynamique, son compas, des capteurs d'attitude (tangage et roulis) et son capteur de pression. Il se déplace en dents de scie entre 0 et 1000 m de profondeur entre les points à atteindre nommés "waypoint", et communique par satellite, en surface, pour envoyer les données et recevoir de nouvelles commandes si nécessaire de la part de l'opérateur. Lors

de sa mise à l'eau, le Glider flotte dans une position horizontale neutre, il est ballasté de manière à avoir une densité proche de celle de l'eau de mer dans laquelle il est déployé, tel que des modifications de volumes de seulement quelques centaines de  $\text{cm}^3$  lui permettent d'effectuer des mouvements verticaux. Le déplacement de masse (batteries) vers le nez du glider, ainsi que le dégonflement de sa vessie d'huile, vont permettre la descente de l'appareil dans la colonne d'eau, le long d'une trajectoire inclinée de  $15\text{-}30^\circ$ , avec une vitesse de  $30$  à  $40 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  (équivalent à une vitesse verticale de  $10\text{-}20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Lorsque la profondeur cible est atteinte ou si l'altimètre détecte l'approche du plancher océanique, le volume de l'appareil est augmenté, toujours grâce à sa vessie d'huile, et le positionnement de masse ramené vers l'arrière de l'appareil de sorte à permettre l'ascension du Glider. Une fois en surface, une position GPS lui permet de calculer l'intensité et la direction des courants qui l'ont fait dériver lors de sa plongée par rapport à son waypoint ciblé. Ces estimations de courant correspondent au courant moyen sur la plongée ("depth-average current") et peuvent être prises en compte pour ajuster le cap du glider.

Équipé de nombreux capteurs miniaturisés et de basse consommation, le Glider peut

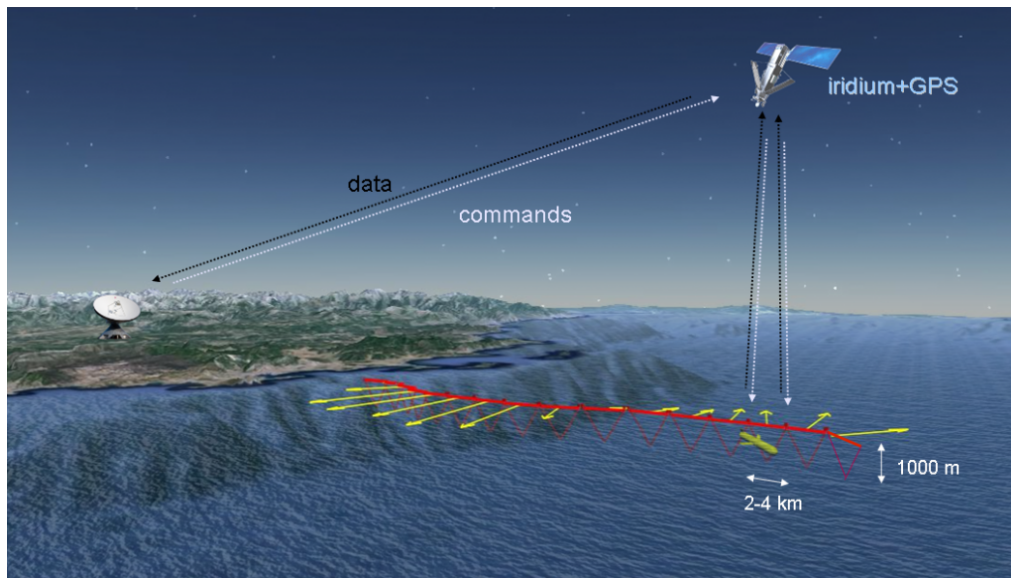


Fig. II.3 Schéma du fonctionnement d'un glider : La trajectoire de subsurface est représentée en rouge foncé et sa projection à la surface en rouge vif. Le courant moyen lors de chaque plongée est représenté en jaune. Source : <https://www.moose-network.fr/fr/lesgliders/>

enregistrer les propriétés de l'océan le long de sa trajectoire. En plus de la CTD, on y retrouve en général aussi une optode mesurant l'oxygène dissous, un capteur de fluorescence, mesurant la chlorophylle-a, un capteur de turbidité et de rétrodiffusion optique. On peut également y trouver un echo-sondeur. Prenant avantage du fait que le vol du Glider perturbe très peu la stabilité de la colonne d'eau, des capteurs de mesure de microstructure mesurant la turbulence à petite échelle ainsi que des ADCP miniaturisés ont été développés [Wolk *et al.*, 2009]. Des capteurs de nitrates ainsi que des hydrophones permettant d'étudier la biologie marine et mesurer les vents de surface ont également été introduits [Cauchy *et al.*, 2014, 2018].

Le glider mesure environ 2 m de long et pèse près de 65 kg. Sa petite dimension implique qu'il n'est pas nécessaire d'être à bord d'un navire de recherche pour effectuer son déploiement et son recouvrement, ces opérations peuvent s'effectuer près de la côte à bord de petites embarcations de type zodiac, ce qui permet de diminuer considérablement le coût de la mission. De plus, depuis le développement du Deepglider [Osse et Eriksen, 2007] capable d'aller jusqu'à 6000 m de profondeur, cette plateforme de mesure s'optimise de plus en plus et devient un incontournable de l'océanographie opérationnelle.

#### II.1.4 XBT et MBT

Le Bathythermographe Mécanique (MBT) est une sonde qui mesure la température de l'eau en fonction de la profondeur, nécessitant un déploiement et une remise à bord depuis un navire naviguant à une faible vitesse. Utilisé par les militaires depuis les années 40 pour détecter la profondeur de la pycnocline, car celle-ci peut altérer les performances d'un sonar. Des sous-marins peuvent ainsi ne pas être détectés par des navires de surface rivaux.

Les XBT (Expendable bathythermograph) ont été introduites pour la première fois en 1966, d'abord pour palier au problème de la limitation en profondeur. Contrairement aux MBT qui vont à moins de 300 m, les XBT peuvent atteindre 1500 m, et sont lancés depuis des bateaux naviguant à une vitesse allant jusqu'à 30 kn, ce qui permet à des navires non scientifiques de pouvoir faire le déploiement.

La XBT est constituée d'un cylindre en résine, avec, au bout, une sonde qui mesure la température, et deux bobines du même câble, reliant la sonde au bateau, lorsque la XBT est tirée, la sonde chute verticalement dans l'eau déroulant le câble de la bobine se trouvant sur le cylindre resté à la surface de l'eau. Au même moment, la deuxième bobine du même câble se déroule depuis le pistolet lanceur, resté sur le bateau au fur et à mesure que celui-ci s'éloigne, afin de maintenir une connexion électrique avec la sonde, mais coupant le lien mécanique pour ne pas perturber la descente verticale de la sonde. Les données de température sont transmises en direct au bateau, puis lorsque le câble rompt, la sonde est perdue.

#### II.1.5 Mouillages

Durant les campagnes océanographiques, des mouillages sont déployés sur site, où ils resteront jusqu'à leur recouvrement une ou deux années plus tard.

Un mouillage est une ligne maintenue en position verticale le long de la colonne d'eau, grâce à un lest accroché au bout inférieur de la ligne, et des bouées montées sur le long de la ligne. La tête de mouillage reste en général en dessous de 50-100 m sous la surface pour éviter de potentielles interactions avec les activités de pêche et avec le trafic maritime. De nombreux instruments et capteurs sont attachés au mouillage, ils permettent la mesure de différentes variables durant la période où le mouillage est à l'eau, à une fréquence d'échantillonnage contrainte par l'autonomie des instruments.

Le mouillage permet d'apporter en un point fixe, une mesure continue pendant la période choisie. Cela permet d'avoir des séries temporelles de haute résolution, et de dé-

tecter les changements qui ont lieu durant la période d'enregistrement. Le revers de cette méthode de mesure, est que l'accès aux données se fait uniquement après récupération du mouillage, et si les instruments sont ramenés à bord sans encombre et encore faut-il que les capteurs aient fonctionné correctement.

## II.2 Le programme SOMBA

SOMBA (Système d'Observation à la Mer pour le Bassin Algérien) a comme objectif de constituer la composante algérienne du système d'observation océanique intégré de la Méditerranée, en lien avec MOOSE (Mediterranean Ocean Observing System for the Environment) en France, et SOCIB (Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System) en Espagne, dans l'objectif de documenter l'écosystème marin, améliorer la connaissance du fonctionnement de la méditerranée et arriver à mesurer sa variabilité interannuelle en lien avec le changement climatique actuel et les perturbations anthropiques [The MerMex Group : Durrieu de Madron *et al.*, 2011].

SOMBA est coordonné par le Réseau Algérien des Sciences de la Mer (RASMER), et permet de fournir des données de long terme au programme MERMEX-Algérie, comme le fait le système d'observation MOOSE pour le programme scientifique MERMEX-MISTRALS en France.

Dans le cadre de ce programme, un déploiement Glider a pu avoir lieu [Iudicone *et al.*, 2014], mais aussi et surtout la campagne en mer SOMBA-GE2014, malheureusement elle demeure la seule à ce jour.

SOMBA-GE s'est déroulé du 16 Août au 10 Septembre 2014 à bord du navire océanographique le Téthys II [Mortier *et al.*, 2014], ayant couvert un réseau de 70 stations hydrologiques organisées en six radiales Nord-Sud ainsi que une grande radiale est-ouest traversant tout le Bassin Algérien. L'acquisition des données hydrologiques et courantologiques s'est faite grâce au déploiement d'une bathysonde composée d'une CTD, un capteur d'oxygène dissous (SBE43), un fluorimètre (Chelsea Aquatracka), un transmissiomètre (Wet Labs C-STAR), un altimètre de portée 50m, 11 bouteilles Niskin, 2 courantomètres ADCP 300K RDI monitor et leur alimentation indépendante constituant l'ensemble L-ADCP pour Lowered-ADCP, un VPM avec sortie analogique et alimentation indépendante permettant l'acquisition d'image à haute fréquence des particules et organismes marins de tailles comprises entre 100 microns et quelques millimètres. Une ADCP accrochée à la coque du navire ou S-ADCP pour Ship-ADCP, a permis l'enregistrement des courant jusqu'à environ 200 m de profondeur le long de la trame du bateau.

La CTD utilisée durant la campagne SOMBA-GE2014 est du model SBE 9+ (équipée d'une Deck Unit SBE 11). Munie de deux paires de capteurs de température (SBE 3+) et conductivité (SBE 4C) qui prennent des mesures à la fréquence de 24 Hz lors de leur déploiement. Après acquisition des données, celles-ci doivent être corrigées de l'erreur instrumentale qui sont diverses, certaines sont dues à la configuration même de l'appareil, d'autres à la condition d'acquisition, ou encore à la dérive des capteurs dans le temps. Le prétraitement consiste à visualiser les données afin de détecter les anomalies aberrantes,

tel qu'un double processus de "rinçage" (sans doute car le VPM ne s'est pas mis en marche lors du premier), ou alors un profil fragmenté dans plusieurs fichiers. Après avoir apporté ces ajustements au jeu de données brutes, le traitement sur SBE Data Processing permet de corriger un bon nombre d'erreurs d'instrumentation. Enfin, la dérive des capteurs est corrigée en utilisant les données de calibration pré et post campagne), voir annexe A.

En plus des données de température et salinité, les mesures de courant de la campagne SOMBA-GE2014 ont été particulièrement utiles à notre travail, en effet, il s'agit du premier jeu de données avec une mesure directe de courant sur la totalité de la colonne d'eau. Deux ADCP de fréquence 300 kHz, ont été fixées sur la rosette et ont enregistré la direction et intensité des courants à chacune des 70 stations. Les mesures obtenues ont été traitées en utilisant la méthode d'inversion de vitesse de [Visbeck, 2002] implémentée dans la version IX-12 du logiciel LDEO [Thurnherr, 2010]. L'incertitude moyenne de la mesure de courant est de 2–3 cm.s<sup>-1</sup>. Plus de détails sur le traitement de ces données peuvent être trouvés dans le rapport de traitement des profils LADCP/SADCP obtenues lors de la campagne en annexe B.

## II.3 Le programme SOCIB

SOCIB est un système d'observation et de prévision des océans côtiers situé dans les îles Baléares, ouvert à l'accès international. SOCIB répond à un changement d'approche dans l'observation de nos océans et de nos côtes, une observation qui a évolué d'une plateforme unique, les navires océanographiques, avec une disponibilité des données retardée dans le temps, à une observation basée sur des systèmes multiplateformes et intégrés (utilisant des bouées, des satellites, des navires, des véhicules sous-marins autonomes, des radars HF, des profileurs ARGO, etc.

SOCIB est un système multiplateforme distribué et intégré qui fournit des données océanographiques et des services de modélisation pour soutenir l'océanographie opérationnelle dans un cadre européen et international, contribuant ainsi également aux besoins de la recherche marine et côtière dans un contexte de changement global. Cela permet d'améliorer quantitativement notre compréhension des questions clés sur les océans et le changement climatique, les processus océaniques côtiers, la variabilité des écosystèmes, l'élévation du niveau de la mer, etc. et nous conduit également vers une gestion des côtes et des océans davantage fondée sur la science. SOCIB ne mène que peu d'activités de recherche directes dans des domaines spécifiques directement liés à ses objectifs, mais leur apporte son soutien et héberge les résultats d'activités de recherche provenant de diverses organisations, entre autres IMEDEA, COB/IEO et UIB, en étroite coordination avec SOCIB.

Les données provenant de SOCIB, utilisées dans notre étude, sont des missions glider effectuées de manière répétée entre Mallorca et la côte algérienne, et entre Minorque et la côte sarde. Les missions Gliders ayant opéré entre Mallorca et l'Algérie proviennent principalement du programme de surveillance du bassin algérien ABACUS (Algerian Basin Circulation Unmanned Survey).

Le projet ABACUS est né d'une collaboration entre professeurs expérimentés et jeunes chercheurs italiens, algériens et espagnols. Ce projet vise à évaluer l'importance d'une

nouvelle ligne de surveillance à travers le bassin algérien entre Palma de Mallorca et la côte algérienne, et a comme mission principale de contribuer à la collecte de données dans les mers du sud de l'Europe, ce qui est également l'un des principaux objectifs de la politique maritime de l'UE, comme le souligne la directive-cadre sur la stratégie marine (MSFD).

Les données de glider que nous avons utilisées dans cette étude sont accessibles via l'outil de sélection <http://apps.socib.es/dapp/>.

## II.4 Base de données de température et salinité de la Méditerranée

Combien même, les données fournies par le programme SOMBA, ont été précieuses pour la partie grande échelle de ce présent travail, il a été nécessaire d'utiliser des données couvrant plus d'espace et une plus longue période, à cet effet, une base de données regroupant tous les profils de température potentielle et de salinité disponibles en Méditerranée a été utilisée. Cette base de donnée a été construite en premier lieu par [Houpert \[2013\]](#), puis mise à jour et agrémenté par [Margirier \[2018\]](#) et lors de ce présent travail. Les données sont assemblées dans des boîtes de  $0.5^\circ$  en longitude x  $0.5^\circ$  en latitude et proviennent de diverses source dont les plus importantes sont Medar-MEDATLAS [[MEDAR, 2002](#)], CORIOLIS, World Ocean Database [[Conkright et al., 2002](#)], la base de données MOOSE ainsi que les données de gliders provenant de the EGO-network. Des apports moins important en terme de volume de données ont été apportés par des campagnes italiennes [[Dortenzio, 2005](#); [Ribotti et Borghini, 2008](#); [Borghini et al., 2019](#)] et espagnoles [[Puig et al., 2013](#)], ainsi que d'anciennes données militaires classifiées (provenant de XBT pour la plupart).

### II.4.1 Structure de la base de données de température et salinité de la Méditerranée

Après incorporation des différentes données dans les boîtes de  $0.5^\circ$  en longitude x  $0.5^\circ$  en latitude, une série de contrôles qualité ont été appliqués, et différents Flag ont été assignés aux profils au long du processus. À chaque niveau de traitement de ces données, les profils ont été mis dans des boîtes nommées BOXES\_0 à BOXES\_5, le chiffre se référant au niveau de maturité du traitement. À la première itération, les profils sont vérifiées pour détecter la présence de doublons. A la fin de la première étape, 600 233 profils de température potentiels sont dans BOXES\_1, parmi lesquels, deux tiers ont également un profil correspondant en salinité. les prochaines étapes vont servir à effectuer des contrôles qualité rigoureux, et homogénéiser les données afin d'obtenir un produit plus facile à utiliser.

La structure basique de la base de données est illustrée dans la figure [II.4](#), où nous pouvons également voir la liste des variables de la structure MATLAB finale, qui assurent la traçabilité des données :

- CAMPAIGN, nom de la campagne ou déploiement

- DATASOURCE, nom de la source d'acquisition de la donnée
- IDINSTR, identifiant de la plateforme
- IDPF, identifiant du profil
- LAT, latitude du profil
- LON, longitude du profil
- OP, nom de l'opérateur ayant fourni la donnée
- Pref, niveau de profondeur du profil
- SS, profil de salinité
- SS\_QC, QC (quality check) du profil de salinité
- TIME, temps du profil, en valeur de temps universel
- TP, profil de température potentielle
- TP\_QC, QC (quality check) du profil de température potentielle
- TYPINSTR, plateforme de mesure ('CTD', 'GLIDER', 'ARGO', 'XBT', 'MBT', 'UNKNOWN')

Les QC de cette base de données comprennent ceux définis dans la base de données CORIOLIS : 0 pas de QC, 1 Bon, 2 Probablement bon, 3 Probablement mauvais, 4 Mauvais, 7 erreur dans temps et/ou position, 8 pas de données. Ajouté à ceux-la : 10 bonnes données brutes, 11 bonnes données brutes ajustées par le principal opérateur, 20 probablement bonnes données brutes et 41 problème de données de surface.

Cette base de données est facile à utiliser grâce à la fonction Matlab *DBhisto\_loaddata*, qui permet d'extraire les données en fonction de la région et du temps. Cette fonction se présente comme suit :

$$dataDB = DBhisto\_loaddata(pathdb, arealimit, timeselect, minp, instrtyp, qcselec, qlvl)$$

Où *pathdb* est le chemin menant aux boîtes, *arealimit* le polygone fermé qui délimite la région qui nous intéresse, *timeselect* la valeur de temps minimale et maximale de la période choisie, *minp* la profondeur minimale des profils désirés, *instrtyp* le type d'instruments désiré (si nous voulons faire l'extraction sans tri par plateforme, l'argument 'ALL' est à utiliser), *qcselec* à définir comme 0 si nous voulons toutes les données, ou 1 si nous voulons uniquement certains QC, définis dans le vecteur *qlvl*.

#### II.4.2 Les corrections apportées à la base de données de température et salinité de la Méditerranée

Les données provenant des différentes plateformes sont prises à leur état de traitement le plus mature. Les données CTD de campagne sont préférablement prises après l'application de la correction de l'erreur due à la dérive des instruments durant la campagne. Ceci est rendu possible grâce à la calibration des instruments avant et après chaque campagne. La procédure détaillée appliquée est décrite en annexe A.

Lorsqu'un glider rencontre un fort gradient de température, en traversant une thermocline saisonnière par exemple, la capacité thermique de l'instrument influe sur la mesure de conductivité et crée des pics dans la mesure de salinité. Cette erreur est nommée "thermal-lag", et est corrigée en utilisant la méthode de Garau *et al.* [2011].

Les mesures issues de XBT et MBT sont sujettes à un biais positif allant de 0.2 à 0.4° C, principalement due à une erreur dans l'équation de la vitesse de descente tel que démon-

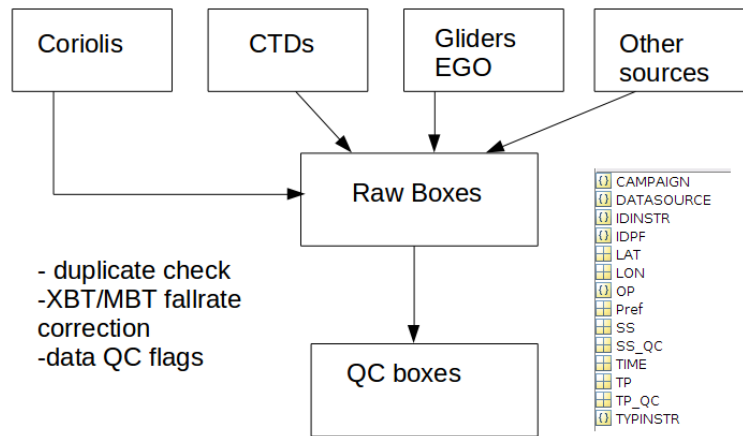


Fig. II.4 Schéma représentant les différentes étapes de la création de la base de données de profils de température et salinité en Méditerranée [Margirier, 2018]

tré dans de nombreuses études depuis 2008 [Domingues *et al.*, 2008; Wijffels *et al.*, 2008; Levitus *et al.*, 2009; Ishii et Kimoto, 2009; Gouretski et Reseghetti, 2010; Hamon *et al.*, 2012]. L'erreur sur les XBT a été corrigée en suivant la méthode de Cowley *et al.* [2013] basée sur une comparaison de profils CTD et XBT, tandis que l'erreur sur les MBT a été traitée en appliquant la méthode de Gouretski et Koltermann [2007].

En plus de la correction des erreurs instrumentales pour chaque plateforme, une étape supplémentaire de traitement est apportée afin d'assurer l'homogénéité des données. Cette étape repose sur le principe de l'utilisation de données de référence, typiquement des données de campagne, dont la précision est élevée, pour calibrer des données provenant d'autres instruments à proximité (spatiale et temporelle) [Margirier, 2018].

A ce stade, nos données sont prêtes à l'utilisation, cependant, après visualisation des données et en prenant appui sur des climatologies précédemment publiées [Manca *et al.*, 2004], nous constatons qu'il subsiste quelques valeurs aberrantes qui seront éliminées si l'un des critères ci-dessous est applicable :

- $39 < S < 36$  en dessous de 100 m de profondeur ;
- $17^\circ \text{ C} < \theta$  en dessous de 200 m de profondeur, ou  $14^\circ \text{ C} < \theta$  en dessous de 1000 m de profondeur, ou  $\theta < 10^\circ \text{ C}$  ;
- $29.2 \text{ kg/m}^3 < \text{densité potentielle } (\rho)$  entre 0 et 2000 m, ou  $\rho < 28.5 \text{ kg/m}^3$  entre 400 et 1000 m, ou encore  $\rho < 29.02 \text{ kg/m}^3$  en dessous de 1000 m.

### II.4.3 Contenu de la BDD

Nous pouvons avoir un bref aperçu du contenu de la base de données dans ce qui suit. 600 223 profils ont été rassemblés au total depuis 1960 jusqu'à la fin de 2017, comme le montre la figure II.5. Plus de la moitié des profils ont été collectés après 2000, démontrant l'importance du développement de plateformes autonomes dans les efforts d'observation. En moins de 10 ans, les gliders sont devenus l'une des principales sources de données, représentant plus du quart du volume total de profils. Les plateformes autonomes col-

lectent non seulement une grande quantité de profils, mais également à des profondeurs plus grandes. En effet, les mesures des planeurs atteignent 1000 m, et celles des flotteurs profileurs 2000 m. Nous pouvons constater sur la figure II.5 la rareté des mesures profondes (moins de 7 % des profils dépassent 1000 m). Nous pouvons constater qu'à partir des années 2000, cette tendance a grandement changé. En particulier dans le bassin ouest, où une flotte de nombreux gliders ont commencé à être déployés un peu partout dans la Méditerranée nord-ouest.

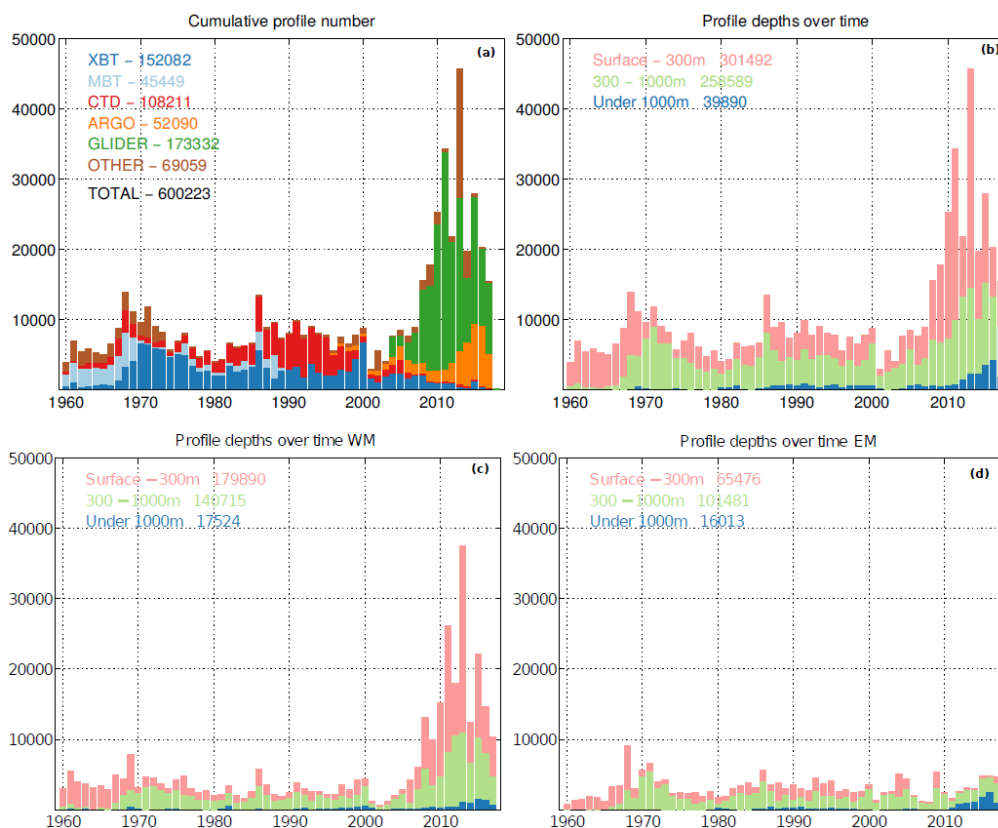


Fig. II.5 Illustration du contenu de base de données de profils de température et salinité. (a) : Nombre annuel de profils collectés par plateforme de mesure. (b) : Nombre annuel de profils selon la profondeur minimal qu'atteint la mesure. (c) : semblable à (b) pour la Méditerranée ouest. (d) : semblable à (b) pour la Méditerranée est. Source : Margirier [2018]

Sur la figure II.6, nous pouvons constater que le nombre de profils de température est plus important que celui des profils de salinité. Ceci est dû au fait que avant l'an 2000, la majorité des données disponibles proviennent de XBT et de MBT.

Nous pouvons aussi voir la raréfaction des données à mesure que la profondeur augmente. Les deux endroits où se concentrent les profils profonds sont : le Sud de Chypre où des déploiements réguliers de gliders sont effectués dans la zone, ainsi que le Golfe du lion, rendu possible grâce à l'effort d'observation assuré par le programme MOOSE, notamment via de nombreux déploiements de plateformes autonomes et de campagnes annuelles

MOOSE-GE.

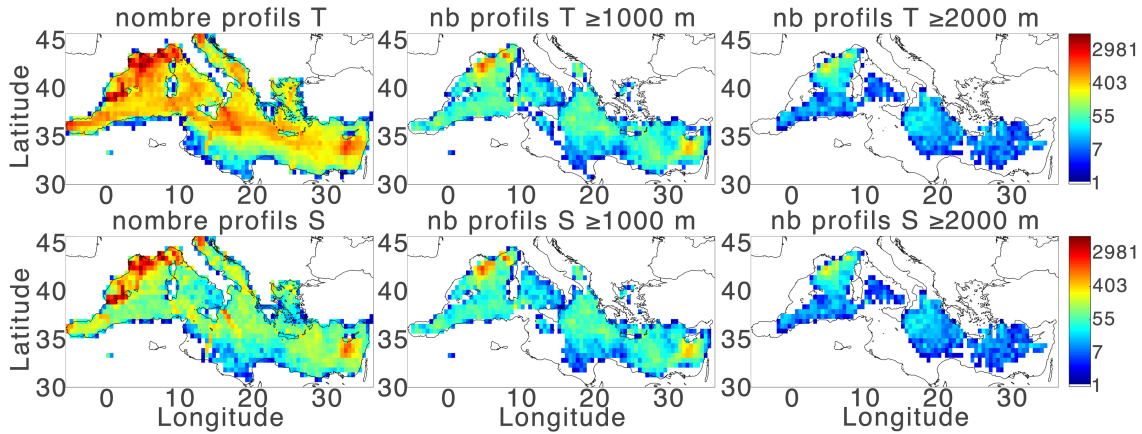


Fig. II.6 Distribution spatiale du jeu de données T (En haut) et S (en bas) à différentes profondeurs : Première colonne : tous les profils, deuxième colonne : profils allant au moins jusqu'à 1000m, troisième colonne : profils allant au moins jusqu'à 2000m.

## II.5 Description de la méthode d'interpolation optimale

L'un des objectifs de cette étude est de décrire une répartition moyenne des masses d'eau intermédiaires à l'échelle du bassin. Pour cela, nous avons analysé objectivement la salinité et la température potentielle des masses d'eau dans le bassin Algéro-Provençal. Nous avons d'abord calculé les moyennes mensuelles de leurs caractéristiques dans des boîtes de 15x15 km, puis nous avons calculé la moyenne de ces moyennes dans chaque boîte et enfin nous avons analysé ce champ moyen en utilisant la méthode de [Boehme et Send \[2005\]](#) avec une fonction de covariance conditionnelle à la topographie et à la vorticité planétaire. Nous avons choisi  $\Phi=0.5$  comme paramètre d'échelle représentant l'influence de la topographie, et une échelle de corrélation spatiale de 100 km qui est cohérente avec la variabilité à l'échelle du bassin que nous voulons mettre en évidence de la même manière que [Bosse et al. \[2015\]](#). Nous considérons ici l'état moyen de ces 60 années de données sans prendre en considération la variabilité des caractéristiques saisonnières.

## II.6 Description de la méthode de détermination des caractéristiques des masses d'eau

### II.6.1 Détermination des caractéristiques de l'Eau Intermédiaire d'Hiver

#### a) Mesure de salinité et de température disponibles

Sur les profils où nous disposons d'une donnée de température ainsi que d'une mesure de salinité, la méthode de détermination géométrique développée par [Juza et al. \[2019\]](#)

a été appliquée. Celle-ci est inspirée de la méthode utilisée par les océanographes pour identifier visuellement la WIW. Cette méthode se base sur la définition de la WIW, ainsi que sur la forme du diagramme  $\theta$ -S.

Le principe de cette méthode consiste à déterminer la WIW en prenant comme repère la

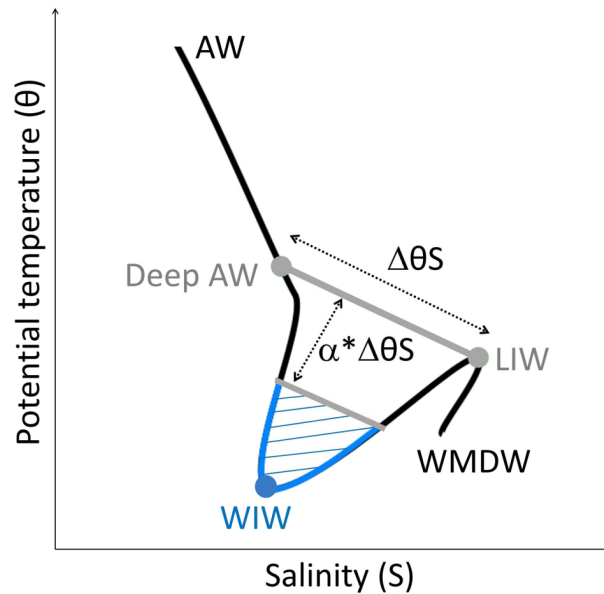


Fig. II.7 Représentation schématique d'un diagramme  $\theta$ -S comprenant les quatre masses d'eau principales de la Méditerranée Ouest (AW, WIW, LIW et WMDW) ainsi que la méthode de détection géométrique décrite dans la section a) de Juza et al. [2019] modifiée.

LIW sur le diagramme  $\theta$ -S. Les étapes sont comme suit :

- Trouver la profondeur du cœur de la LIW, et calculer sa densité  $\rho_{LIW}$ .
- Déterminer la limite inférieure de la couche de AW (deep AW sur la figure II.7), en appliquant une différence de densité  $\rho_{AW} = \rho_{LIW} - \Delta\rho$ . Lorsqu'il n'y a aucune valeur de densité sur le profil qui correspond à cette valeur, la mesure de surface est considérée comme étant la deep AW si celle-ci diffère d'au moins  $0.7 * \Delta\rho$  de la valeur de  $\rho_{LIW}$ . A partir de ce stade, seuls les points entre deep AW et LIW sont considérés (les deux points gris sur la figure II.7)
- Calcul de la droite  $\Delta\theta S$  passant par les deux points précédemment définis :  $\Delta\theta S = \sqrt{\Delta\theta^2 + \Delta S^2}$ .
- Définition du seuil au delà duquel, nous considérons que la diminution de température entre les deux points est assez abrupte pour être considéré comme WIW. Ce seuil est la droite  $\Delta\theta S$  multipliée par le facteur  $\alpha$ .
- Dans le cas, où nous avons un profil avec une diminution de température dépassant le seuil défini précédemment, le minimum de température est pris comme étant le cœur local de la WIW (point bleu sur la figure II.7).
- Les paramètres ont été défini par Juza et al. [2019] comme suit  $\Delta\rho = 0.32 \text{ kg.m}^{-3}$  ;  $\alpha = 0.14$

### b) Mesure de température uniquement disponible

Lorsque le profil de salinité n'est pas disponible, la détection des masses d'eau ne peut pas s'appuyer sur la forme du diagramme  $\theta$ -S, nous avons alors adapté la méthode précédente en appliquant les étapes suivantes :

- Détecter le maximum local de température suivant la méthode décrite dans II.6.2 qui sera considéré comme température du cœur de la LIW  $T_{LIW}$ .
- Éliminer les valeurs de température entre 0 et 50 m.
- Détecter le minimum de température entre 50 m et la profondeur de  $T_{LIW}$  :  $T_{min}$ .
- Vérifier s'il y a une valeur de température "miroir" de la température de la LIW, entre 50m et la profondeur de  $T_{min}$ . Cette étape est utilisée pour vérifier si notre profil présente une indentation.
- S'assurer que la différence entre  $T_{LIW}$  et  $T_{min}$  soit supérieure ou égale à la différence moyenne de  $T_{LIW}-T_{WIW}$  obtenue par la méthode de détection géométrique décrite dans la section a).
- Si tous ces critères sont respectés,  $T_{min}$  est considérée comme la valeur du cœur de la WIW.

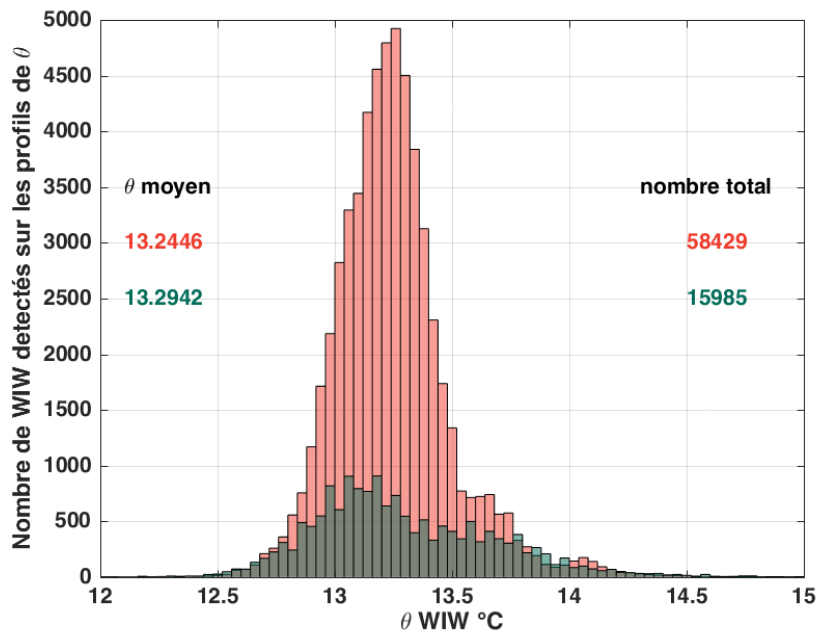


Fig. II.8 Distribution des valeurs de  $\theta$  de la WIW détectée par la méthode décrite dans a) (en rouge), et dans b) (en vert).

La figure II.8 nous permet de constater le gain de 30% sur le nombre de  $\theta$  WIW détectées en appliquant notre méthode décrite dans b) qui apporte un complément à la méthode géométrique de Juza *et al.* [2019]. En effet, 15985 nouvelles valeurs ont été rajoutées aux 58429 précédemment détectées. La distribution des valeurs de  $\theta$  WIW sont relativement similaires.

## II.6.2 Détermination des caractéristiques de l'Eau Levantine Intermédiaire

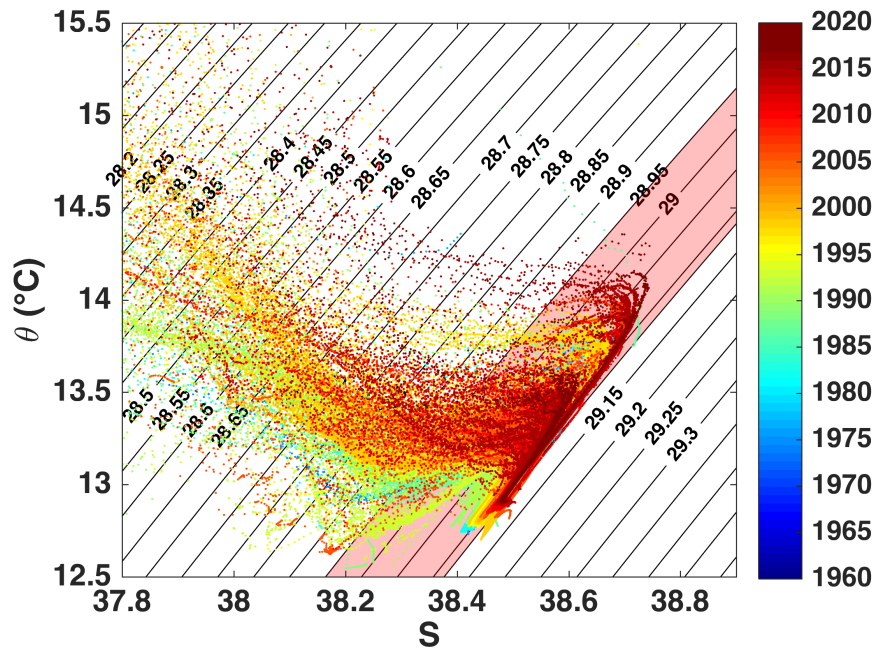


Fig. II.9 Diagramme  $\theta$ -S de quelques profils CTD. Le code couleur correspond à leur année d'acquisition. Les contours noirs représentent les isopycnes. La zone ombrée en rouge (entre 28.95-29.115  $\text{kg}/\text{m}^3$ ) est la zone considérée pour la détection de la LIW et déterminer ses caractéristiques.

Pour identifier les LIW, une plage de densité comprise entre 28,95 et 29,115  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$  a été prise en compte (zone ombrée en rouge sur la figure II.9). Des données de référence, telles que des données de campagne et de planeurs dont la qualité a été vérifiée, ont été utilisées pour déterminer cette large plage de densité qui englobe la couche de LIW. Une médiane glissante sur une fenêtre de 5m a été appliquée sur les profils afin d'éliminer les valeurs aberrantes. Les valeurs maximales de température et de salinité potentielles, dans la plage sélectionnée, ont été choisies pour être représentatives des caractéristiques du cœur de LIW pour chaque profil. Pour confirmer que la masse d'eau détectée correspond bien à la LIW et non à la base de la thermocline, nous avons contrôlé les maxima de température potentielle pour nous assurer qu'ils correspondent bien à un point d'inflexion dans le profil de température potentielle.

Pour cela, les étapes ci-dessous ont été suivies :

- Calcul de pentes sur des segments de 100 du profil lissé de température, décalés d'incrément de 50m (entre 100 et 200 ; entre 150 et 250 ; entre 200 et 300 ..... ; entre 550 et 650).
- Trouver la dernière pente croissante, et la dernière pente décroissante, si elles se suivent, considérer le profil à partir du tronçon où on trouve la dernière pente positive (et effacer le reste), puis trouver le maximum de  $\theta$ .
- Si on n'a pas de résultat (pas de succession de pentes), alors qu'on a une valeur de

Salinité, le calcul de pentes est refait en prenant des tronçons de 30m au lieu de 100m.

# Chapitre III

## La grande échelle

Une partie des résultats de ce chapitre ont été publiés dans [Mallil \*et al.\* \[2022\]](#) (voir annexe C).

### III.1 Vision synoptique sur le bassin Algéro-Provençal

#### III.1.1 Comparaison de sections CTD

Il existe dans notre base de données, des sections de température et de salinité dans le Bassin Algérien, collectées durant des campagnes océanographiques. Les stations où les mesures ont été effectuées étant faites avec les mêmes instruments (lors d'une même campagne), à intervalle de temps relativement restreint les unes des autres, nous considérons ces stations comme une vision "snapshot" de l'état de la mer, autrement dit, une coupe dans la mer le long d'une radiale donnée.

Toutes les radiales semblables ont été rassemblées, et leurs stations projetées le long d'une droite unique afin de pouvoir les comparer entre elles.

Les figure [III.1](#) et [III.2](#) représentent une comparaison entre 6 radiales Minorque-Sardaigne aux années 2006, 2007, 2011, 2012, 2013 et 2014.

Près du point B (à l'est des sections), entre 200 et 700m de profondeur (là où se trouvent les LIW), nous pouvons clairement observer une masse d'eau proche du plateau continental, chaude (maximum de température potentielle entre  $13.83^{\circ}\text{C}$  en 2006 et  $14.05^{\circ}\text{C}$  en 2014) et salée (maximum de salinité entre 38.68 en 2006 et 38.71 en 2014), s'étirant vers l'intérieur du bassin, avec des caractéristiques qui s'estompent à mesure que l'ont s'éloigne vers l'ouest. Il s'agit du cœur de la veine de LIW qui remonte la cote sarde le long de son parcours cyclonique autour du bassin Algéro-Provençal.

La diminution de la température potentielle et salinité dans la LIW d'Est en Ouest, ne se fait pas de manière linéaire. En effet nous observons des patchs dont les caractéristiques deviennent de moins en moins marquées en s'approchant du point le plus à l'ouest de la section.

TABLE III.1 – Informations sur les sections synoptiques dans le Bassin Algérien. Dans la colonne nommée "Section", les radiales ayant été effectuées au même endroit à des années consécutives, permettant une comparaison, sont indiquées en noir. Les radiales supplémentaires sont en gris.

Campagne (Navire)	Date début et fin de mission	Section	référence
MEDGOOS5 (Urania)	01 au 14 Novembre 2002	Sardaigne-Tunisie	Ribotti <i>et al.</i> [2019]
MEDGOOS6 (Urania)	29 Mars au 14 Avril 2003	Sardaigne-Tunisie	Ribotti <i>et al.</i> [2019]
MEDGOOS9 (Urania)	06 au 23 Octobre 2004	Est-Ouest (Bassin Algérien) Minorque-Azefoun, Carthagène-Achaacha, Espagne-Maroc	Ribotti <i>et al.</i> [2019]
MEDGOOS10 (Urania)	28 Mai au 10 Juin 2005	Est-Ouest (Bassin Algérien) Baie de Béjaïa, Mojácar-Mostaganem, Espagne-Maroc	Ribotti <i>et al.</i> [2019]
MEDGOOS13 (Urania)	09 au 25 Octobre 2006	Est-Ouest (Bassin Algérien), Minorque-Sardaigne Ibiza-Tenes, Carthagène-Achaacha	Ribotti <i>et al.</i> [2019]
MedCO07 (Urania)	05 au 29 Octobre 2007	Minorque-Sardaigne, Sardaigne-Tunisie Gyre Algérien Est	Ribotti <i>et al.</i> [2022]
MedCO08 (Urania)	03 au 24 Novembre 2008	Est-Ouest (Bassin Algérien), Sardaigne-Tunisie 2xEspagne-Maroc	Ribotti <i>et al.</i> [2022]
Venus1	31 Juillet au 25 Aout 2010	Est-Ouest (Bassin Algérien), Minorque-Sardaigne	Borghini <i>et al.</i> [2019]
M84/3 (Meteor)	05 au 28 Avril 2011	Sardaigne-Tunisie	Tanhua <i>et al.</i> [2013]
Bonifacio2011 (Urania)	09 au 23 Novembre 2011	Minorque-Sardaigne	Ribotti <i>et al.</i> [2022]
Ichnussa2012 (Urania)	11 au 27 Janvier 2012	Minorque-Sardaigne, Sardaigne-Tunisie	Ribotti <i>et al.</i> [2022]
Ichnussa2013 (Urania)	15 au 29 Octobre 2013	Est-Ouest, Minorque-Sardaigne	Ribotti <i>et al.</i> [2022]
SOMBA-GE2014 (TéthysII)	28 Aout au 10 Septembre 2014	Est-Ouest, Sardaigne-Tunisie Gyre Algérien Est, Ibiza-Tenes, Mallorca-Alger Carthagène-Achaacha, Baie de Béjaïa	Mortier <i>et al.</i> [2014]
Ichnussa2014 (Urania)	13 Novembre au 01 Décembre 2014	Est-Ouest, Minorque-Sardaigne	Ribotti <i>et al.</i> [2022]

En plus de l'information concernant la distribution des eaux à travers le bassin, ces sections nous permettent d'observer une augmentation de la salinité (et de la température potentielle) d'une année à l'autre, illustrant le phénomène général touchant tout le bassin. Dans la couche d'eau profonde, l'isotherme  $12.86^{\circ}$  C qui entoure une épaisse couche d'eau plus froide (entre  $\sim 1000$  et  $\sim 2000$  m) en 2006 (voir figure III.1 b), se voit réduite à une couche plus restreinte en 2007 centrée autour de 1500m de profondeur (voir figure III.1 c), puis disparaît totalement en 2011 (voir figure III.1 c). Sur les sections de salinité, l'isohaline 38.465 évolue de manière similaire, cependant, le patch de salinité inférieur à 38.465, ne disparaît qu'en 2014 (voir figure III.1 g et (voir figure III.2 e, f)). Nous pouvons également observer qu'en 2014, un patch de LIW dont la température potentielle est de  $13.6^{\circ}$  C et la salinité de 38.64 se trouve à environ 250 Km du point A, sur les sections antérieures, ces valeurs n'étaient observées que très près de la veine d'eau Sarde remontant le plateau.

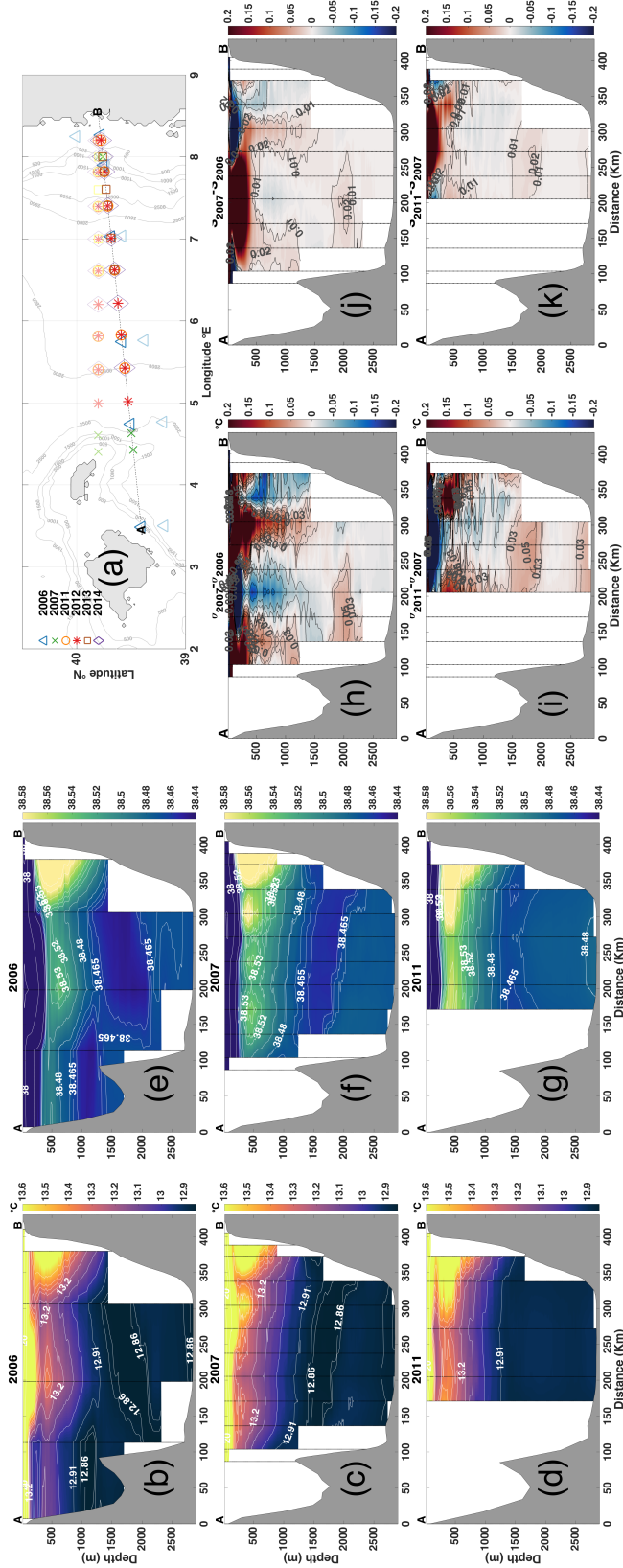


Fig. III.1 (a) Carte des positions des stations CTD le long d'une section Minorque-Sardaigne, obtenues durant 6 campagnes océanographiques entre 2006 et 2014. Pour pouvoir mieux comparer, toutes les stations ont été projetées sur une droite A-B. Les marqueurs avec des couleurs fades, représentent les positions réelles des stations, tandis que les marqueurs en couleurs saturées représentent leurs projections sur la droite A-B. Les stations apparaissent comme des lignes verticales discontinues noires sur les sections. Sections en 2006, 2007 et 2011 de température potentielle (b,c,d), et de salinité (e,f,g). Différences entre les sections de température potentielle (h,i), et de salinité (j,k) d'une année à l'autre

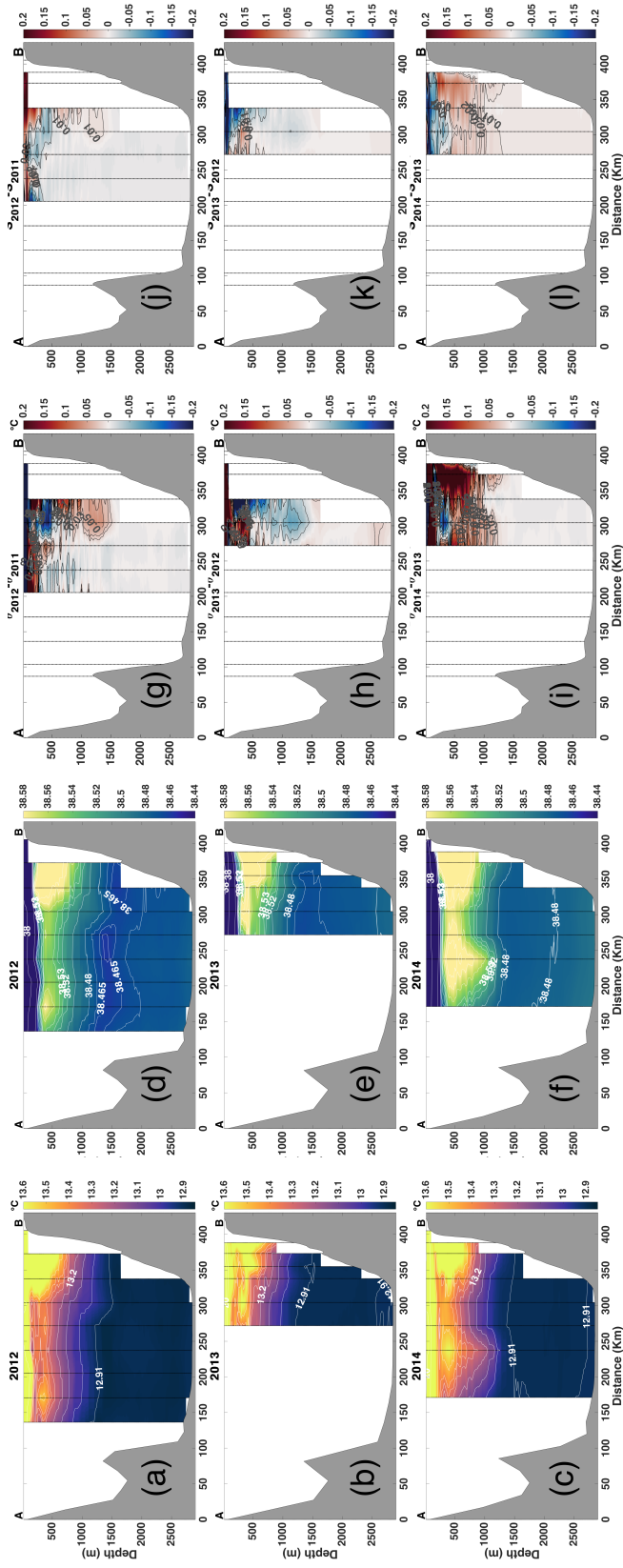


Fig. III.2 Suite de la figure III.1 : sections de température potentielle (a,b,c), et de salinité (d,e,f). Différences entre les sections de température potentielle (g,h,i), et de salinité (j,k,l) d'une année à l'autre

Les figures III.3 et III.4 représentent une comparaison entre 9 sections traversant tout le Bassin Algérien d'Est en Ouest aux années 2004, 2005, 2006, 2008, 2010, 2011, 2013 ainsi que deux sections en 2014. Des LIW relativement chaudes et salées peuvent être observées dans le Bassin Algérien, loin du plateau continental, s'étendant de la veine d'eau Sarde vers l'Ouest, avec des caractéristiques qui s'estompent à mesure que la distance à la source (veine d'eau Sarde) augmente. En moyenne, en considérant uniquement les données à l'ouest de  $6.5^\circ$  E (loin de la veine d'eau Sarde), les LIW ont une température potentielle entre  $13.25$  et  $13.46^\circ$  C, et une salinité entre 38.53 et 38.56.

On peut identifier une intensification des caractéristiques de la LIW à partir d'une distance d'environ 800 km du point de repère A, particulièrement visible sur les sections de 2006, 2008, 2010 et 2014. Ce repère correspond à la limite entre les deux Gyres Algériens. Il paraît ainsi que les structures transportant les LIW de leur source vers l'intérieur du bassin sont particulièrement abondantes dans la région du gyre algérien Est.

Les WIW sur les sections Est-Ouest ont en moyenne une température potentielle entre  $13.1$  et  $13.72^\circ$  C et une salinité entre 38.29 et 38.53. Les WIW les plus froides ont été détectées sur la section de 2010 avec une température potentielle de  $12.65^\circ$  C, et une salinité de 38.17 (figure III.4 a et f).

Sur la figure III.3(d, e), on observe l'arrivée en 2006, par l'Est, d'une masse d'eau plus chaude et salée en dessous de 2000 m de profondeur. Cette masse d'eau est représentée sur la figure par l'isotherme  $12.86^\circ$  C et l'isohaline 38.465. Sur les sections suivantes, nous pouvons observer que cette nouvelle eau remplit progressivement le bassin, jusqu'à remplacement total des eaux profondes entre 1500m et le fond. Sur la section de 2004, figure III.3(b et f) et la section de 2006, figure III.3(d et h), les eaux en dessous de 1500 m de profondeur, ont une température inférieure à  $12.86^\circ$  C et une salinité inférieure à 38.465. En 2014 (figure III.4(d, i)), ces seuils ont augmenté à  $12.91^\circ$  C et 38.48.

Cette progression en température potentielle est illustrée sur les figures III.3(j,k,l) et III.4(k,l). La progression associée, en salinité sur les figures III.3(m,n,o) et III.4(p,q).

Les figures III.5 et III.6 représentent une comparaison entre 7 sections entre la Sardaigne et la côte tunisienne par où les nouvelles LIW rentrant dans le bassin Algéro-Provençal passent. Le cœur de la LIW atteint une température potentielle allant de  $13.89$  à  $14.17^\circ$  C et une salinité allant de 38.67 à 38.73 selon la section.

La position de la veine de LIW change d'une année à l'autre, en 2002, 2003 et 2014b, celle-ci est centrée au dessus de la profondeur la plus importante de la section (sillon). En 2007, 2008 et 2014, il semble y avoir deux cœurs de LIW. En 2008, ces deux cœurs restent assez proches l'un de l'autre ( $\sim 40$  Km) comparé aux sections de 2007 et 2014 ( $\sim 80$  Km). La section effectuée en 2012 présente la veine d'eau levantine la plus proche de la côte Sarde. En effet, Bouzinac *et al.* [1999] a observé que la circulation de surface et à profondeur intermédiaire varie grandement sous l'influence de l'activité de méso échelle. Un autre fait remarquable peut être observé sur la section de température potentielle de 2003 (voir figure III.5) : un patch d'eau plus froide ( $13.47^\circ$  C) autour de 150m de profondeur, avec une salinité associée de 38.23. En 2012, un patch de WIW, dont le cœur se caractérise par une température potentielle de  $13.35^\circ$  C et une salinité de 38.36 peut être observé à  $\sim 150$ m de profondeur.

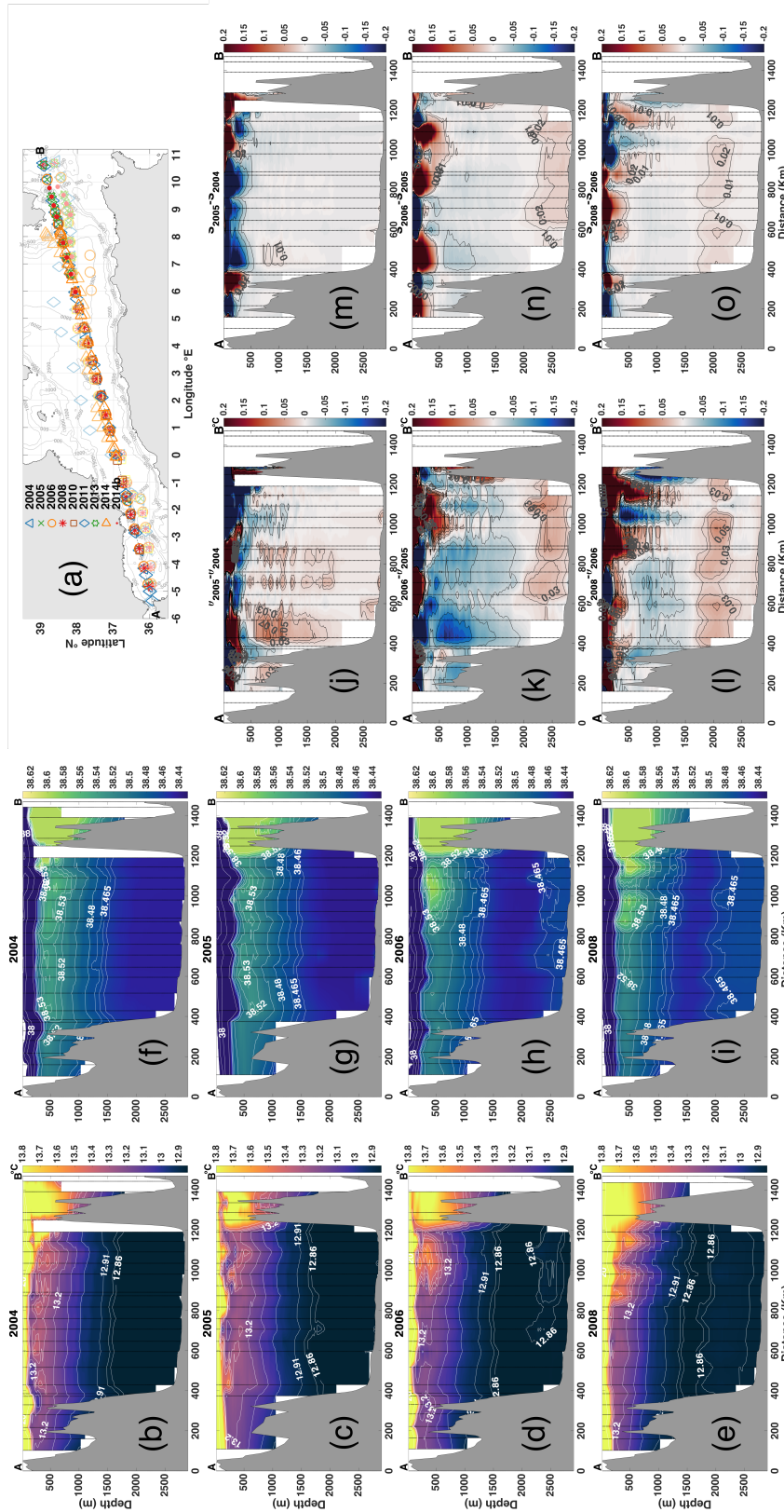


Fig. III.3 (a) Carte des positions des stations CTD de 9 campagnes entre le long d'une section Est-Ouest dans le Bassin Algérien, obtenues durant 9 campagnes océanographiques entre 2004 et 2014. Pour pouvoir mieux comparer, toutes les stations ont été projetées sur une droite A-B. Les marqueurs avec des couleurs fades, représentent les positions réelles des stations, tandis que les marqueurs en couleurs saturées représentent leurs projections sur la droite A-B. Les stations apparaissent comme des lignes verticales discontinues noires sur les sections. Sections Est-Ouest en 2004, 2005, 2006 et 2008 de température potentielle (b,c,d,e), et de salinité (f,g,h,i). Différences entre les sections de température potentielle (j,k,l), et de salinité (m,n,o) d'une année à l'autre

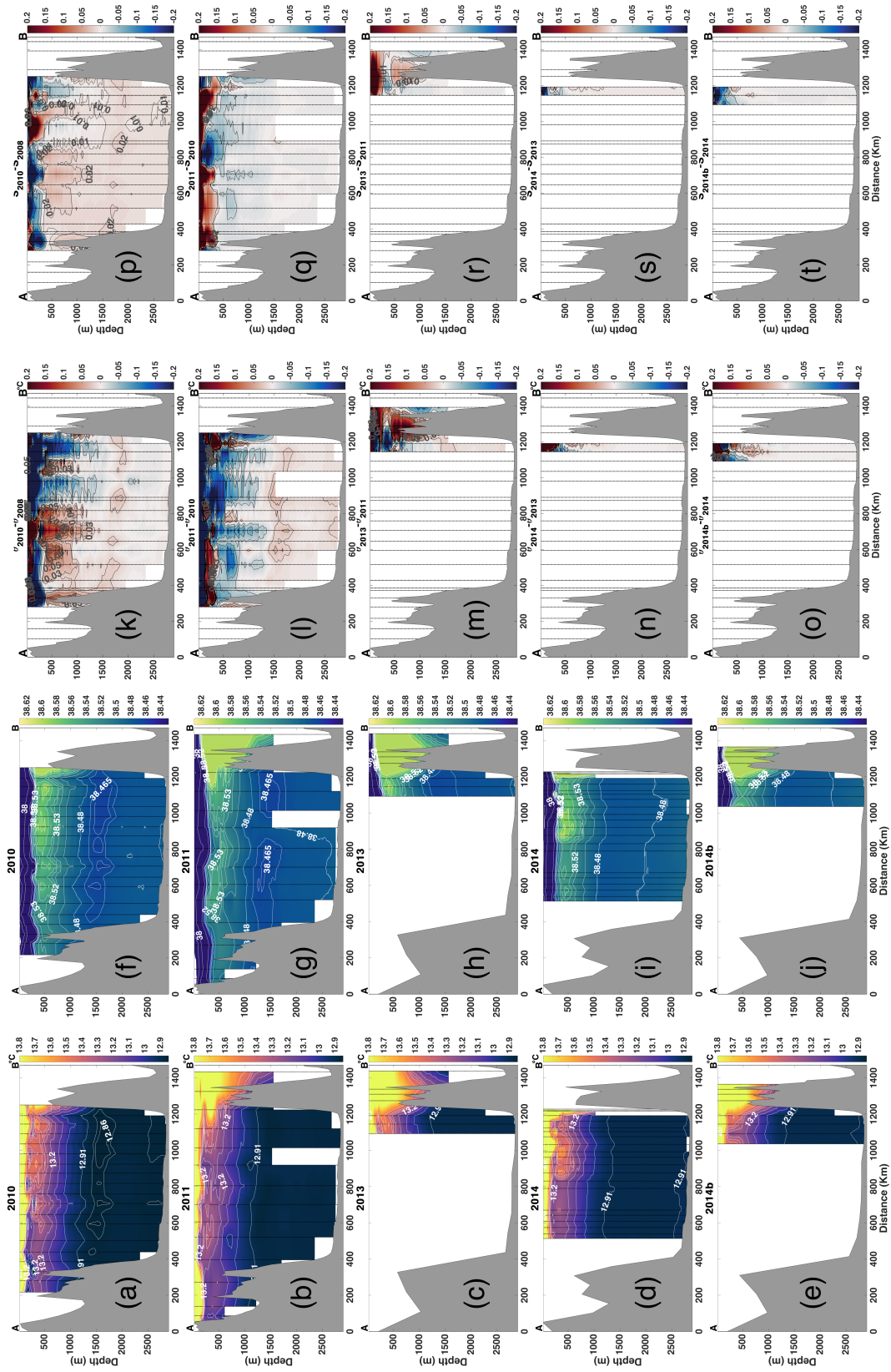


Fig. III.4 Suite de la figure III.3 : sections Est-Ouest en 2010, 2011, 2013, et 2014 (deux sections) de température potentielle (a,b,c,d,e), et de salinité (f,g,h,i,j). Différences entre les sections de température potentielle (k,l,m,n,o), et de salinité (p,q,r,s,t) d'une année à l'autre

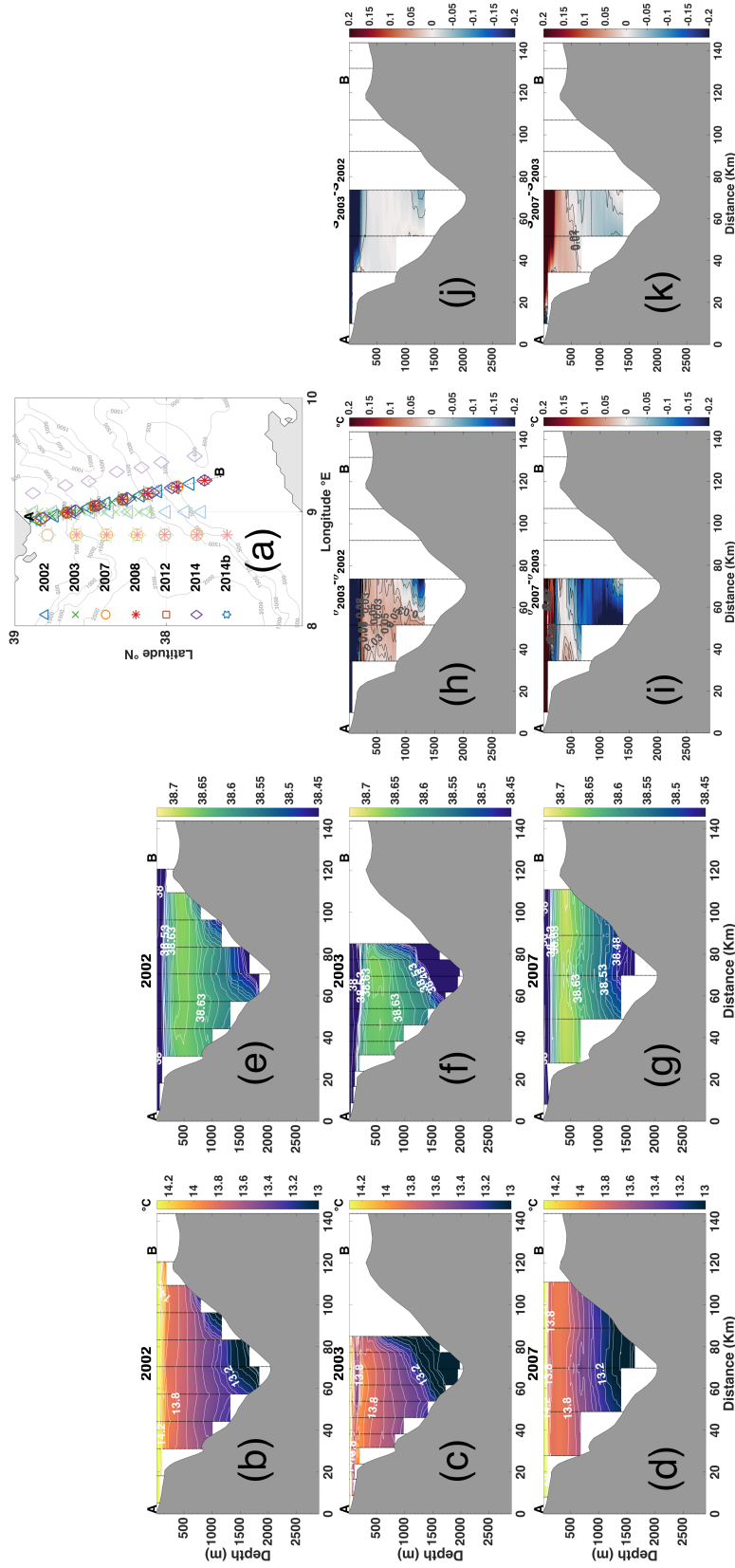


Fig. III.5 (a) Carte des positions des stations CTD le long d'une section Sardaigne-Tunisie, obtenues durant 7 campagnes océanographiques entre 2002 et 2014. Pour pouvoir mieux comparer, toutes les stations ont été projetées sur une droite A-B. Les marqueurs avec des couleurs fades, représentent les positions réelles des stations, tandis que les marqueurs en couleurs saturées représentent leurs projections sur la droite A-B. Les stations apparaissent comme des lignes verticales discontinues noires sur les sections. Sections en 2002, 2003 et 2007 de température potentielle (b,c,d), et de salinité (e,f,g). Différences entre les sections de température potentielle (h,i), et de salinité (j,k) d'une année à l'autre

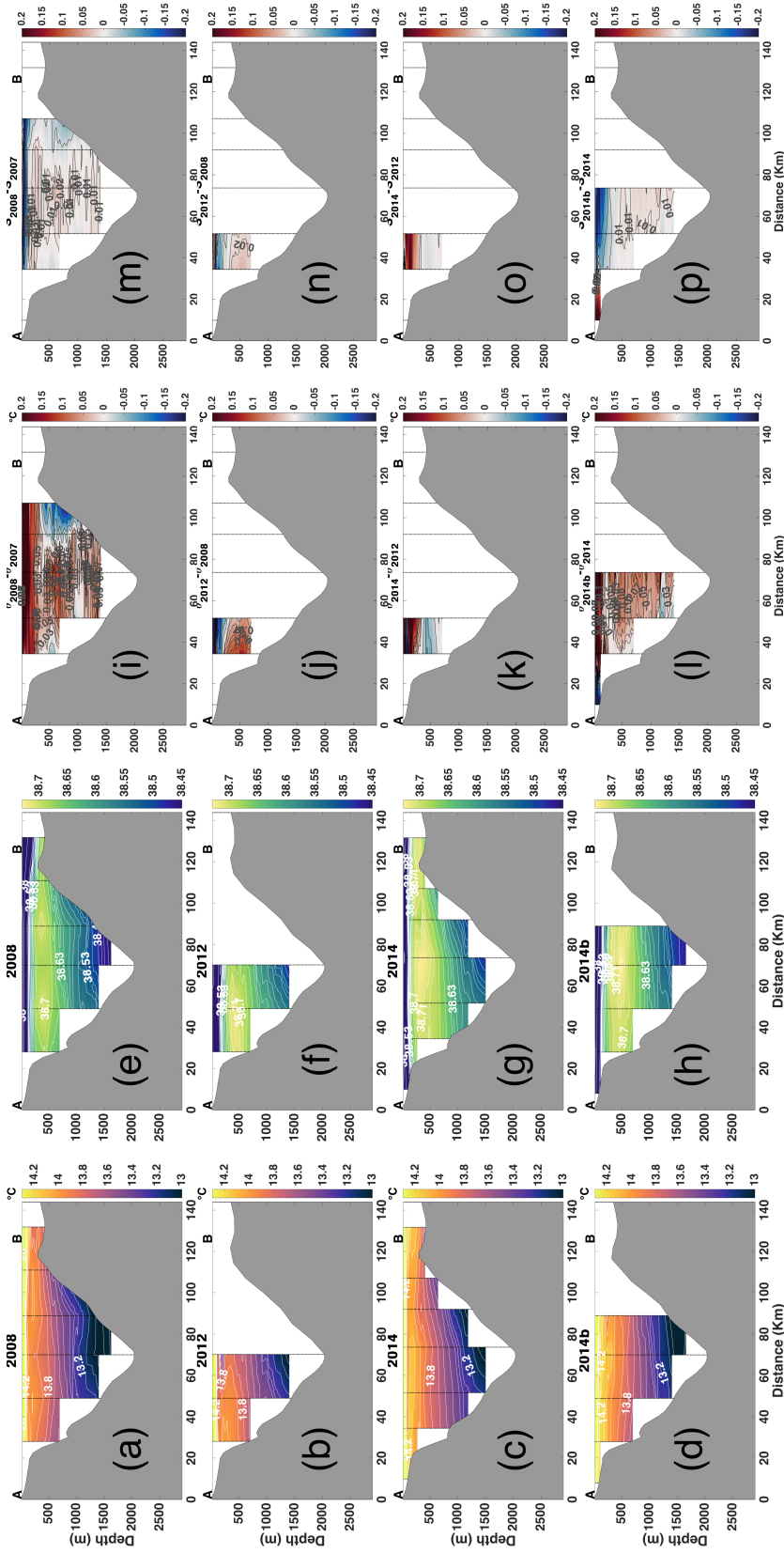


Fig. III.6 Suite de la figure III.5 : sections en 2012 et 2014 (deux sections) de température potentielle (a,b,c,d), et de salinité (e,f,g,h). Différences entre les sections de température potentielle (i,j,k,l), et de salinité (m,n,o,p) d'une année à l'autre

En plus des trois radiales répétées d'une année à l'autre présentées plus haut, les autres radiales effectuées dans le Bassin Algérien seront présentées dans ce qui suit, elles ont été groupées par zone, chaque groupe étant dans une figure commune.

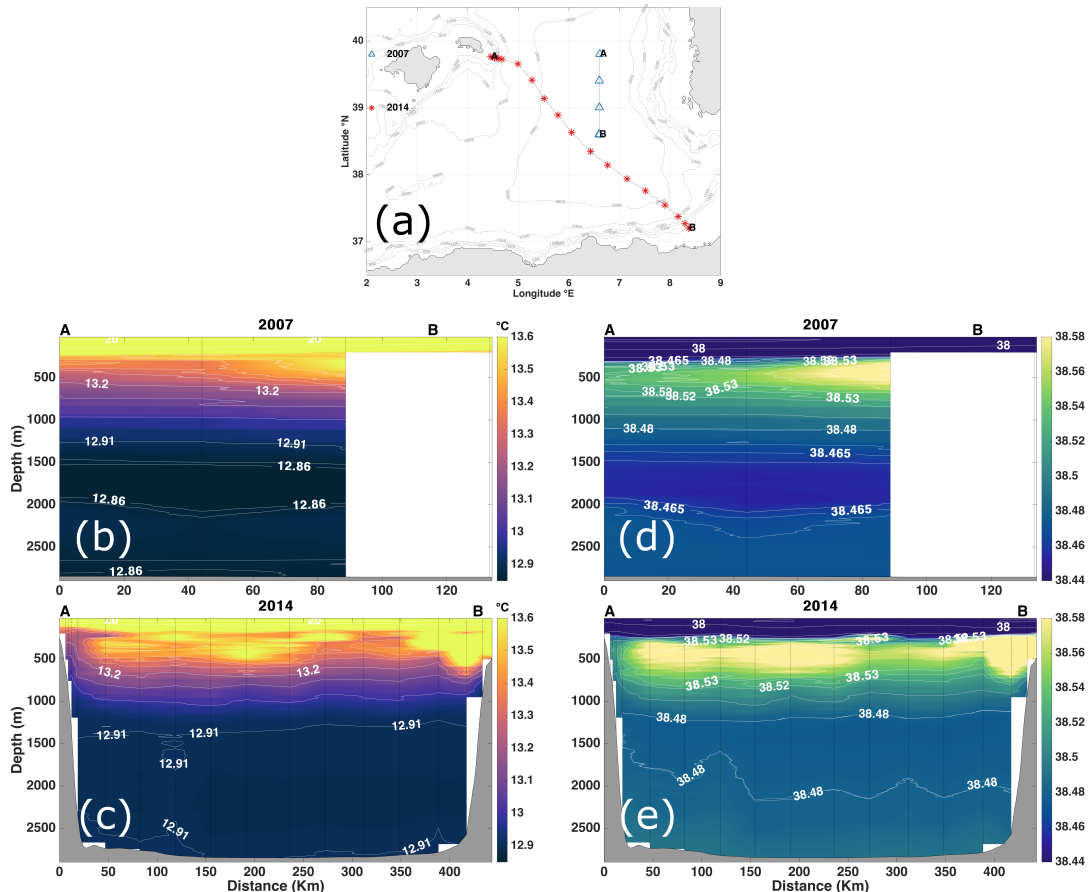


Fig. III.7 (a) Carte des positions des stations CTD le long de deux radiales effectuées dans la zone du Gyre Algérien Est en 2007 et 2014. Les stations apparaissent comme des lignes verticales discontinues noires sur les sections. Sections de température potentielle en 2007 et 2014 (b,c), et de salinité (d,e).

La figure III.7 représente des sections de température potentielle et de salinité dans le Gyre Algérien Est. La section de 2007 ne comprend que quatre stations commençant environ à mi chemin entre Minorque et la Sardaigne, puis se prolongeant vers le Sud, jusqu'au milieu du Gyre Algérien Est. Tandis que la section de 2014 traverse en diagonale tout le Gyre Algérien Est, de Minorque, jusqu'à el Kala. En plus de la veine de LIW observée sur la section de température potentielle et salinité en 2014 (figure III.7 c et e) se trouvant proche de la côte tunisienne, un patch de LIW chaud et salé peut être observé au milieu du bassin, atteignant une  $\theta$  de  $13.54^\circ\text{C}$  et une salinité de 38.61 sur la section de 2007, et une  $\theta$  de  $13.66^\circ\text{C}$  et une salinité de 38.65 sur celle de 2014 loin de la veine de LIW (longitude inférieure à  $6.5^\circ\text{E}$ , ou distance du point A  $< 250\text{ Km}$ ). L'évolution des caractéristiques de l'eau suit un schéma similaire à celui décrit pour les

sections Minorque-Sardaigne et Est-Ouest, l'isotherme  $12.86^{\circ}\text{C}$  (et l'isohaline  $38.465$ ) qui entoure une couche d'eau plus froide (entre  $\sim 1500$  et  $\sim 2000$  m) en 2007 (voir figure III.7b et d) disparaît en 2014 (voir figure III.7c et e).

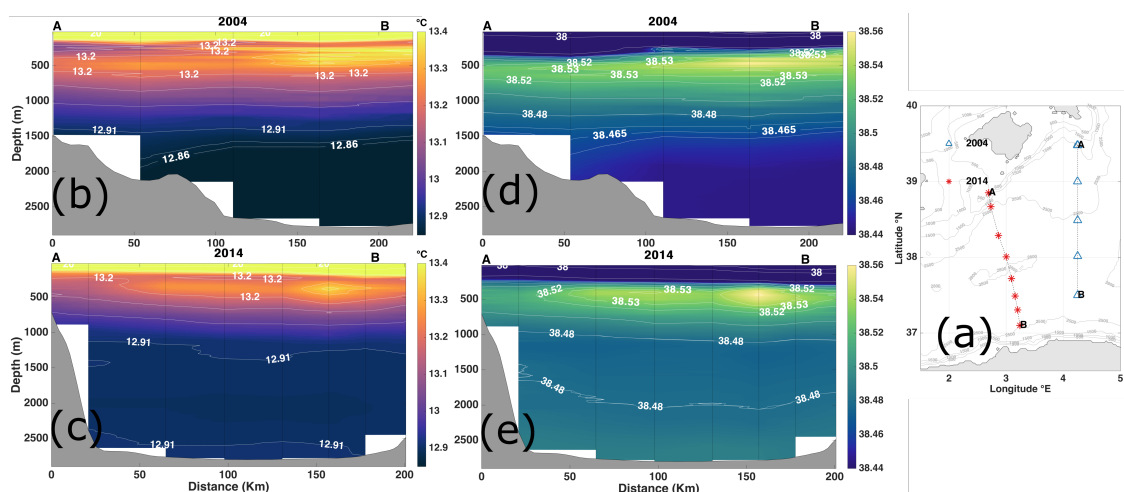


Fig. III.8 (a) Carte des positions des stations CTD le long de deux radiales effectuées dans la zone entre les Iles Baléares et la côte algérienne en 2004 et 2014. Les stations apparaissent comme des lignes verticales discontinues noires sur les sections. Sections de température potentielle en 2004 entre Minorque et Azeffoun et en 2014 entre Mallorca et Alger (b,c), et de salinité (d,e).

La figure III.8 représente des sections de température potentielle et de salinité entre la côte sud des îles de Mallorca et Minorque et la côte algérienne, plus précisément entre Minorque et Azeffoun en 2004 (figure III.8 b et d), et entre Mallorca et Alger en 2014 (figure III.8 c et e). La température potentielle et la salinité de la LIW sont les plus élevées au cœur du Bassin Algérien (profondeur supérieure à  $2500\text{m}$ ) à environ  $150\text{ km}$  du point A sur les deux sections. Elles atteignent respectivement  $13.42^{\circ}\text{C}$   $38.56$  en 2004 et  $13.67^{\circ}\text{C}$   $38.56$  en 2014. Quant à l'évolution des caractéristiques de l'eau, un réchauffement et une augmentation de la salinité claires peuvent, ici aussi, être observées entre 2004 et 2014 avec la disparition de l'isotherme  $12.86^{\circ}\text{C}$  (et l'isohaline  $38.465$ ) et leur remplacement par l'isotherme  $12.91^{\circ}\text{C}$  (et l'isohaline  $38.48$ ) en 2014.

La figure III.9 représente des sections de température potentielle et de salinité entre la côte sud de l'île de Ibiza et la côte algérienne aux environs de la ville de Tenes. Sur ces sections, une LIW homogène remplit l'intérieur du bassin à profondeur intermédiaire. La température potentielle et la salinité de la LIW a remarquablement augmenté entre 2006 et 2014. Ces caractéristiques atteignent un maximum de  $13.23^{\circ}\text{C}$  et  $38.52$  en 2006 et  $13.46^{\circ}\text{C}$  et  $38.54$  en 2014. Ce réchauffement et augmentation de la salinité concerne également l'eau en dessous de la LIW de façon similaire à ce qui a été décrit pour les sections précédentes.

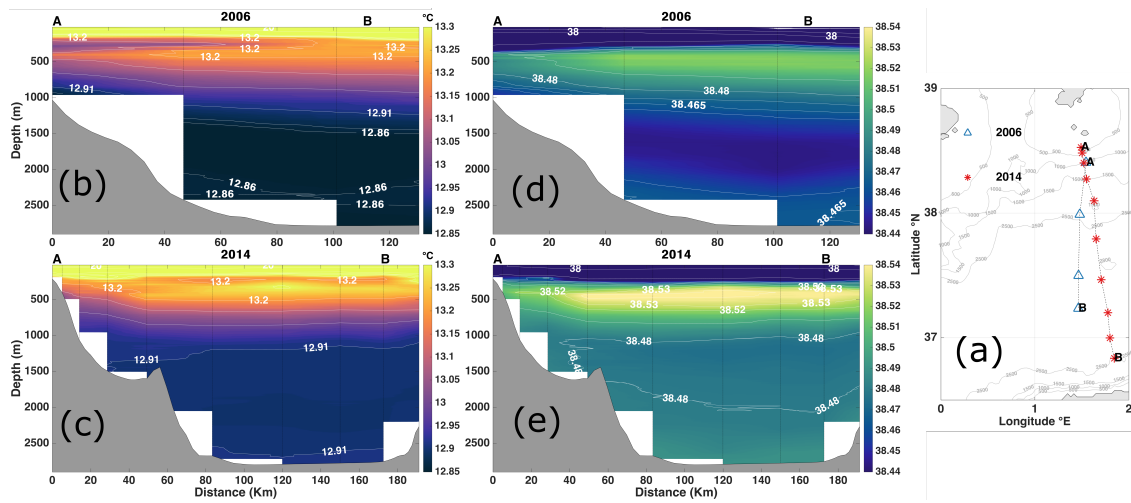


Fig. III.9 (a) Carte des positions des stations CTD le long de deux radiales effectuées dans la zone entre Ibiza et la côte algérienne aux environs de Tenes, en 2006 et 2014. Les stations apparaissent comme des lignes verticales discontinues noires sur les sections. Sections de température potentielle en 2006 et 2014 (b,c), et de salinité (d,e).

La figure III.10 représente des sections de température potentielle et de salinité entre la côte Sud-Est espagnole et la côte algérienne, plus précisément entre Carthagène et Achaacha en 2004, 2006 et 2014, et entre Mojácar et Mostaganem en 2005. La LIW est présente sur les quatre sections, avec des caractéristiques plus marquées au centre du bassin, là où la profondeur est supérieure à 2500m. Sur les Sections de Carthagène-Achaacha, la température potentielle et salinité de la LIW atteignent un maximum de  $13.35^{\circ}\text{C}$  et  $38.54$  en 2004, de  $13.25^{\circ}\text{C}$  et  $38.52$  en 2006 et de  $13.36^{\circ}\text{C}$  et  $38.54$  en 2014. En 2004, les eaux en dessous de  $\sim 1500\text{m}$  de profondeur ont une température potentielle inférieure à  $12.86^{\circ}\text{C}$  et une salinité inférieure à  $38.465$ . En 2006, il y a apparition d'un patch d'eau plus chaud entre 2000 et 2500m (voir figure III.10 d); sur la figure de salinité (III.10, h), les eaux de fond sont devenues plus salées que les années précédentes. En 2014 toute l'eau en dessous de 1500m a été remplacée par une eau plus chaude et plus salée, tel que c'est le cas pour les autres régions précédemment décrites.

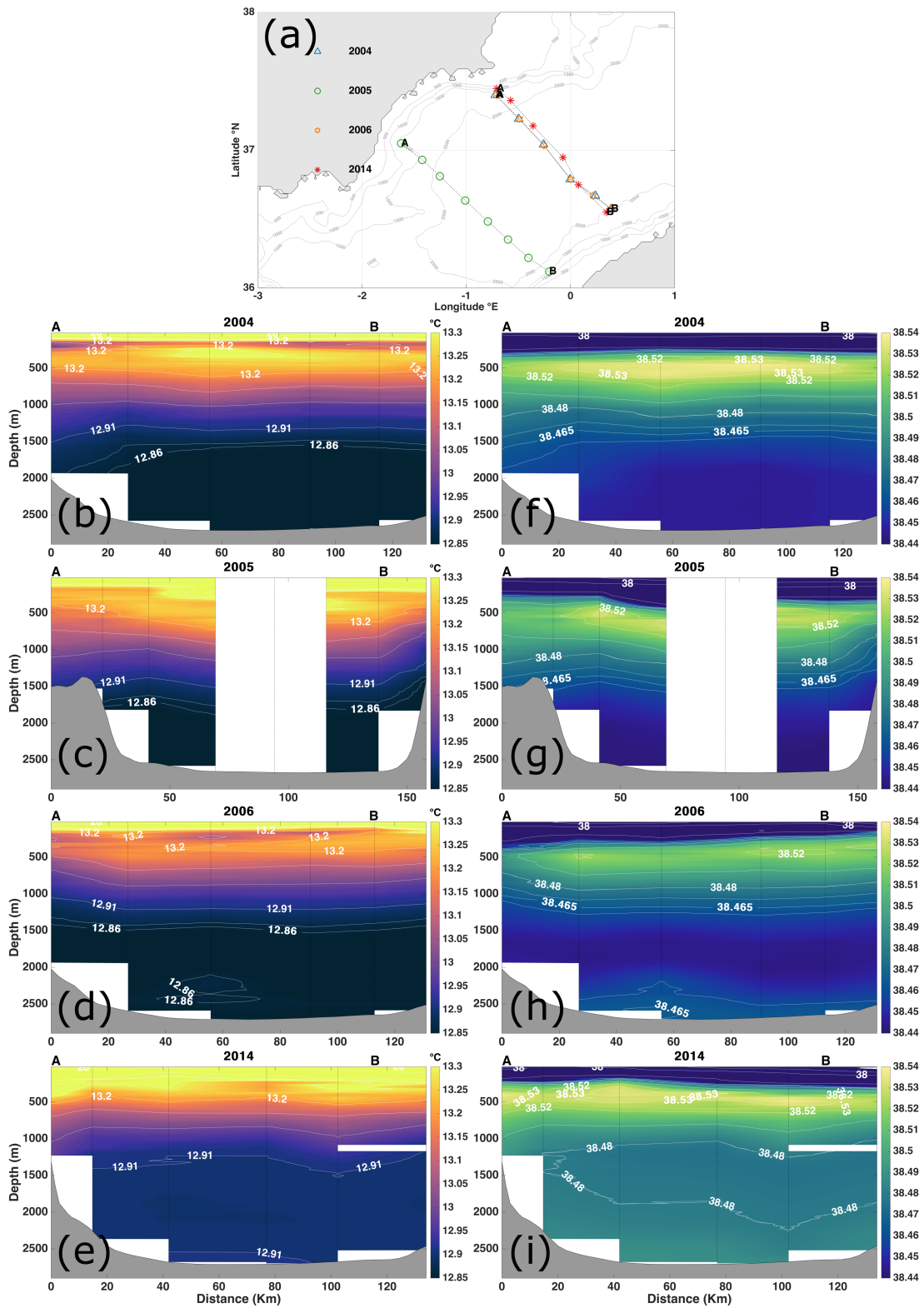


Fig. III.10 (a) Carte des positions des stations CTD le long de quatre radiales effectuées dans la zone entre la côte Sud-Est espagnole et la côte algérienne en 2004 (Carthagène-Achaacha), 2005 (Mojácar-Mostaganem), 2006 (Carthagène-Achaacha) et 2014 (Carthagène-Achaacha). Les stations apparaissent comme des lignes verticales discontinues noires sur les sections. Sections de température potentielle en 2004, 2005, 2006 et 2014 (b,c,d,e), et de salinité (f,g,h,i).

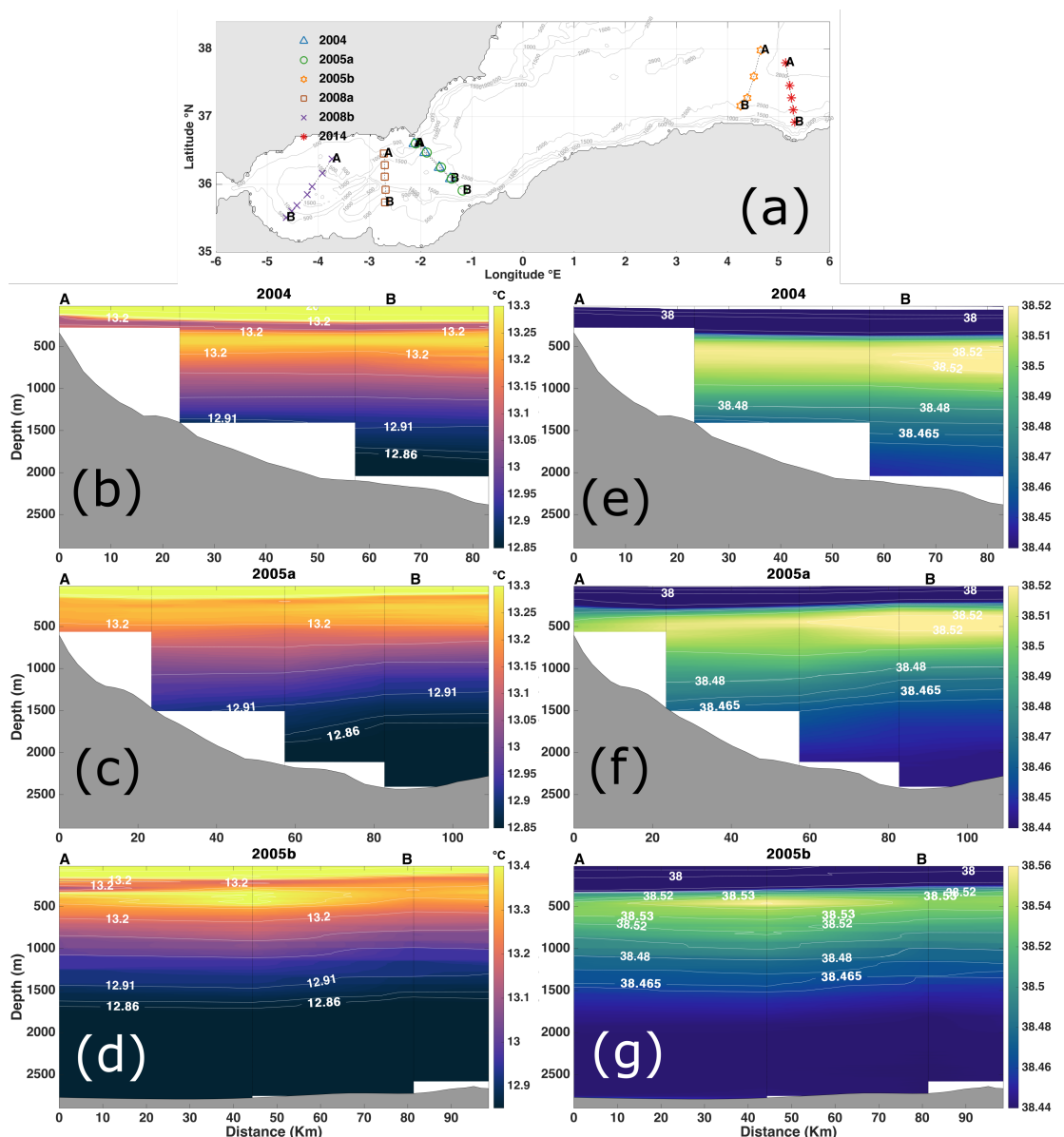


Fig. III.11 (a) Carte des positions des stations CTD le long de 6 radiales effectuées à différents endroits perpendiculairement à la côte algérienne en 2004, 2005, 2008 et 2014. Les stations apparaissent comme des lignes verticales discontinues noires sur les sections. Sections de température potentielle en 2004 et deux en 2005(b,c,d), et de salinité (e,f,g).

La figure III.11 et III.12 représentent des sections de température potentielle et de salinité perpendiculaires à la côte algérienne. Nous pouvons apercevoir sur toutes les sections un cœur de LIW plus ou moins prononcé en température potentielle et salinité selon sa position le long de la côte.

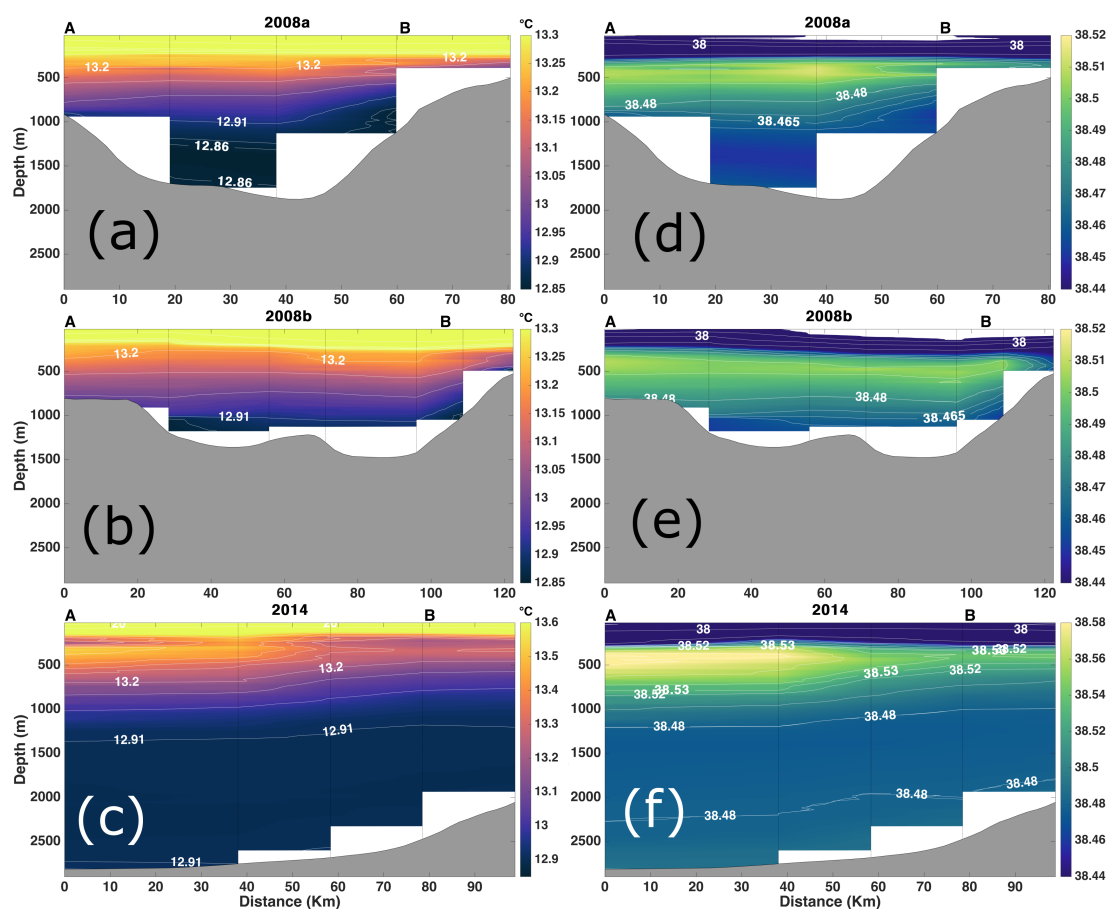


Fig. III.12 Suite de la figure III.11. Deux sections de température potentielle en 2008 et une section en 2014 (a,b,c), et de salinité (d,e,f).

Les sections effectuées dans la région de la mer d'Alboran présentent des LIW de températures potentielles atteignant 13.2 à 13.27° C et des salinités atteignant 38.51 à 38.53 selon la position de la section à l'endroit le plus "marqué". Sur les sections 2004 (figure III.11(b et e)) et 2005a (figure III.11(c et f)), le cœur de la LIW est proche de la côte algérienne, tandis que sur les sections 2008a (figure III.12(a et d)), il est plutôt centré entre les deux plateaux continentaux algérien et espagnol. Sur la section 2008b (figure III.12(b et e)), il semble y avoir deux "cœurs" de LIW, où celui qui est proche de la côte espagnole serait le courant nord le long de son parcours rejoignant Gibraltar et celui étant proche de la côte sud, le courant de recirculation de LIW qui est ré-entraîné dans le bassin le long de la circulation cyclonique de bord.

Les deux sections effectuées près de la zone de Béjaïa, la température potentielle du cœur de la LIW est de 13.43° C en 2005 (voir figure III.11(d)), et de 13.53° C en 2014 (voir figure III.12(f)), quant à la salinité elle est de 38.56 en 2005 et de 38.58 en 2014. Deux informations peuvent être tirées ici, entre 2005 et 2014, les caractéristiques en  $\theta$  et S de la LIW ont augmenté, mais nous pouvons aussi remarquer que les LIW sont plus chaudes et plus salées à cet endroit que dans la région de la mer d'Alboran. Alors que ce cœur de LIW que nous observons est le résultat d'une recirculation [Millot, 1999]. Les eaux que

nous retrouvons près de la côte de Béjaïa sont alors supposées être plus mélangées et avoir des caractéristiques moins marquées, or nous observons l'inverse.

### III.1.2 Courantologie obtenue de la campagne SOMBA-GE2014

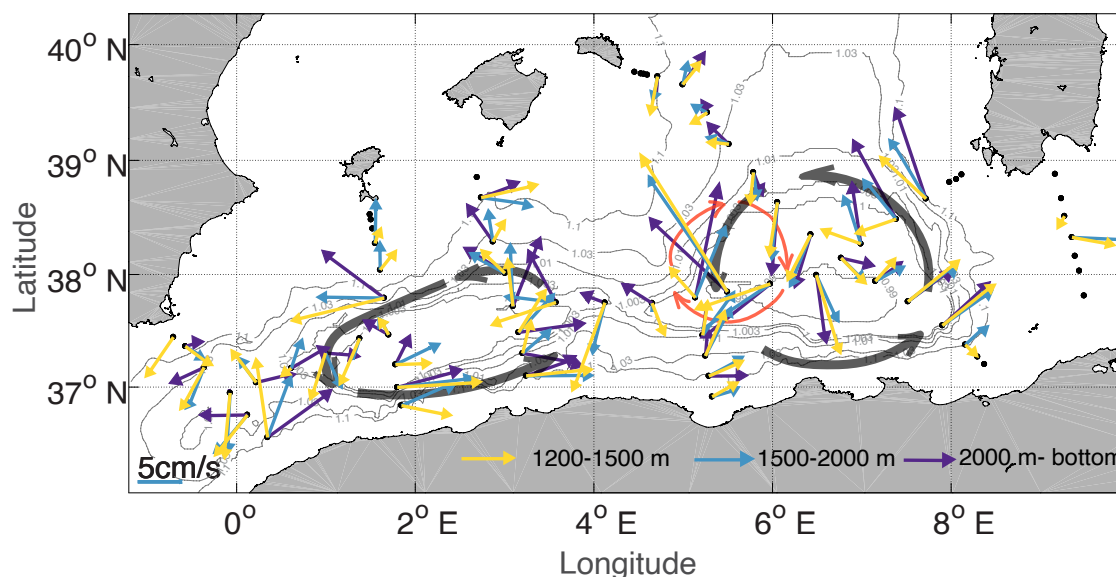


Fig. III.13 Carte de toutes les stations CTD réalisées durant la campagne SOMBA-GE2014 en 2014. Les courants mesurés par la LADCP ont été moyennés au sein de trois couches d'eau : 1200-1500m (jaune), 1500-2000m (bleu) et 2000m-bottom (violet). Le résultat est indiqué par des flèches de différentes couleurs. Les points noirs représentent les positions des stations. Les contours gris représentent les contours de  $f/H$  normalisés par  $f_0/H_0$  ( $f_0$  étant calculé à la latitude  $37^{\circ}45' N$ , et  $H_0=2797m$ ). Les flèches noires transparentes montrent la position approximative ainsi que la direction des Gyres Algériens. Les flèches rouges indiquent la position d'un puissant Tourbillon Algérien anticyclonique durant la campagne.

Les mesures de courant réalisées lors de la campagne SOMBA-GE 2014 sont présentées sur la figure III.13. Les vitesses moyennées au sein de différentes couches d'eau entre 1200 m de profondeur et le fond, où l'influence de structures de méso-échelle de surface plus puissantes est atténuée, sont représentées par des flèches jaunes, bleues et violettes. Leurs directions suivent remarquablement bien les contours  $f/H$ , et leur amplitude est d'environ 5cm/s.

Entre  $5^{\circ}$  et  $6^{\circ}$  E, les vitesses de courant moyennées dépassent 10 cm/s avec une direction qui ne suit plus la circulation cyclonique du Gyre Algérien Est (voir les flèches rouges sur la figure III.13). Cela est dû à la présence d'un puissant tourbillon anticyclonique avec une signature de surface claire, visible sur les images satellitaires, comme on peut l'observer sur la figure III.14 à travers la concentration en chlorophylle a ainsi qu'à travers la topographie dynamique de la surface de la mer.

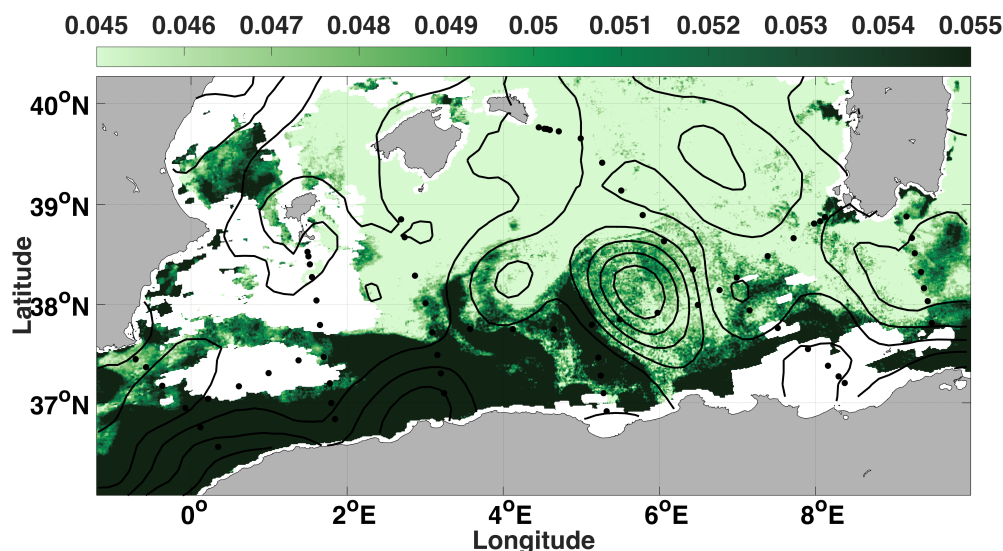


Fig. III.14 Image satellitaire de couleur de l'eau avec un niveau de traitement L3, exprimée en concentration de chlorophylle a ( $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ), le 25/08/2014. Les contours noirs représentent la topographie dynamique absolue (ADT) à la même date. les données proviennent du CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service).

## III.2 Climatologies des eaux intermédiaires en Méditerranée Ouest

Les caractéristiques de température potentielle et de salinité des différentes masses d'eaux distribuées dans toute notre zone d'étude ont été rangées dans une grille de 15x15 km, puis les moyennes mensuelles ont été calculées pour toute la période 1960-2017. Les valeurs obtenues ont ensuite été moyennées sur toute la période 1960-2017. Cette étape sert à diminuer les biais induits par la disparité des données dont nous disposons (données plus nombreuses à certaines périodes que d'autres, exemple : après introduction du programme ARGO en 2010, le nombre de profils a nettement augmenté dans toute la méditerranée, voir section II.4.3).

Ces moyennes ainsi obtenues vont subir une interpolation optimale et vont servir à produire des cartes de climatologie.

### III.2.1 Eaux Intermédiaires d'hiver (WIW)

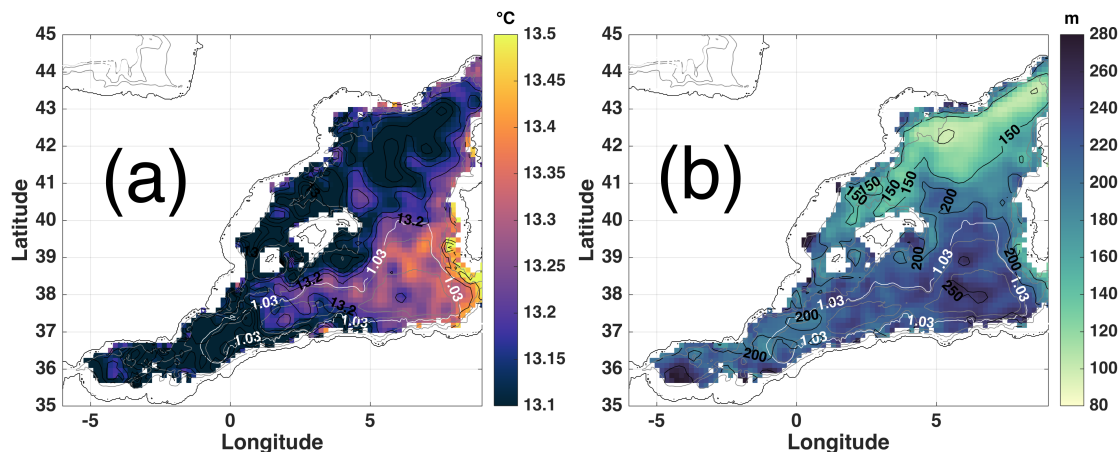


Fig. III.15 Carte de climatologie de la température potentielle des WIW (a), et de leur profondeur de détection (b), dans le bassin Algéro-Provençal.

Dans la figure III.15(a) nous pouvons constater que la température des WIW est plus élevée dans le Bassin Algérien comparé au bassin nord. nous remarquons également que les WIW relativement chaudes du Bassin Algérien suivent le contour de vorticité potentielle 1.03 qui est ici utilisé comme proxy pour délimiter la présence des deux Gyres Algériens. Sur la figure III.15(b), nous pouvons constater que la profondeur de détection des WIW est entre 100 et 150m au cœur du bassin provençal, et supérieure à 200m dans le Bassin Algérien, atteignant même 250m au centre du Gyre Algérien Est.

### III.2.2 Eaux Levantines Intermédiaires dans la Méditerranée Ouest (LIW)

Dans la section qui suit, nous allons présenter une climatologie de LIW dans le bassin Algéro-Provençal, avec un intérêt particulier pour le sous-bassin Algérien.

La figure III.16 représente une carte de climatologie de la LIW dans le bassin Algéro-Provençal. Cette climatologie a été obtenue en calculant les moyennes mensuelles dans chaque cellule d'une grille de maillage 15x15 km, puis en moyennant les résultats dans chaque cellule pour la totalité de la période et en analysant objectivement ensuite le résultat final. A cette fin, 106 780 valeurs de température potentielle, ainsi que 97 513 valeurs de salinité, du cœur de la LIW mesurées durant la période 1960-2017 ont été utilisées.

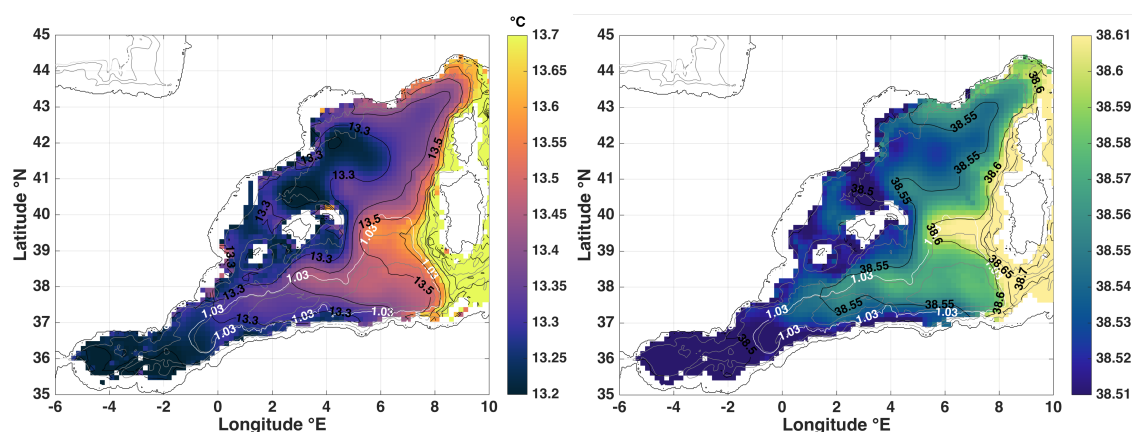


Fig. III.16 Cartes de climatologies de la température potentielle en °C (gauche) et salinité (droite) de la LIW, obtenues par une interpolation optimale de toutes les données disponibles depuis 1960 à 2017, dans une grille de 15x15 km. Le contour blanc délimite le contour normalisé de  $f/H=1.03$  qui entoure grossièrement les deux Gyres Algériens.

La veine de LIW relativement chaude et salée peut être observée le long du plateau continental à l'ouest de la Sardaigne et de la Corse puis s'étend plus loin en suivant le Courant Nord (courant Liguro-Provençal). En regardant la ligne d'égale salinité (isohaline) 38.55 ainsi que la ligne d'égale température (isotherme) 13.3° C sur la figure III.16, des LIW climatologiquement plus chaudes et salées peuvent aussi être observées dans le bassin intérieur, loin de la circulation de bord, en particulier au nord du Gyre Algérien Est sous forme d'une "langue" d'eau qui s'étend de la veine d'eau Sarde vers Minorque, puis qui pénètre le cœur du Bassin Algérien en suivant le contour  $f/H=1.03$  (Contour blanc sur la figure III.16).

En moyenne, les LIW dans le Bassin Algérien sont  $\sim 0.15^\circ$  C plus chaudes et  $\sim 0.02$  plus salées que dans le bassin Provençal.

Dans la figure III.17, la climatologie de la densité potentielle dans le bassin Algéro-Provençal à 350 m de profondeur (profondeur moyenne à laquelle le cœur de la LIW a été détecté dans la région) montre un dôme des isopycnes dans sous-bassin Provençal avec un maximum autour de la région du Golfe du Lion. Ceci confirme la circulation cyclonique connue du gyre nord, caractérisée par une remontée des isopycnes au centre du gyre, ce qui permet le processus de mélange vertical lors des événements de convection profonde [MEDOC, 1970]. À cette même profondeur, des eaux plus légères (eaux de densité potentielle plus faible) peuvent être observées dans les Gyres Algériens, en particulier au centre du Gyre Algérien est (voir le contour  $29.04 \text{ kg.m}^{-3}$  dans la figure III.17).

Les climatologies de  $\theta$  de LIW dans le bassin Algéro-Provençal mettent en avant le contraste entre le bassin Provençal et Algérien. On observe une accumulation d'eau chaude au sud du bassin, particulièrement centrée dans les Gyres Algériens, et une eau froide dans le nord du bassin, témoignant du phénomène de convection profonde qui se produit dans le golfe du lion. En effet la convection profonde va éroder les caractéristiques de la LIW

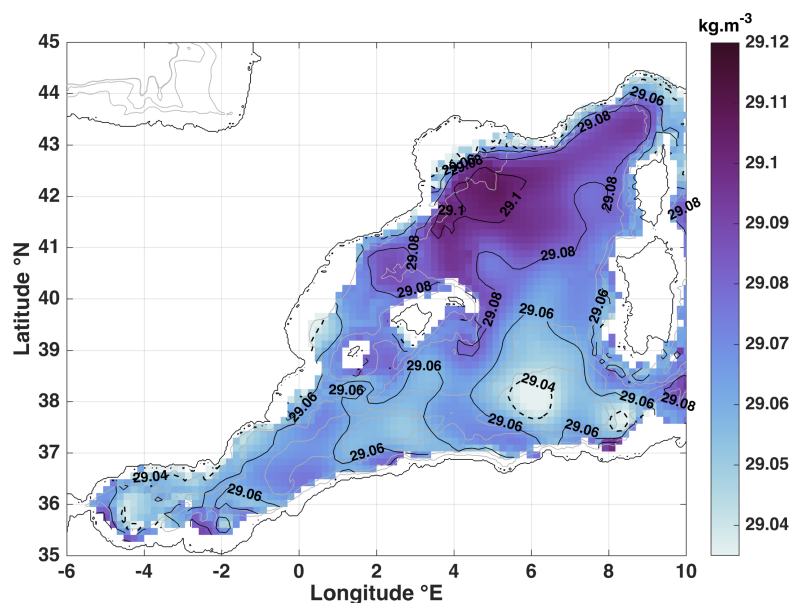


Fig. III.17 Carte de climatologie d'anomalie de densité potentielle en  $\text{kg.m}^{-3}$  à 350m de profondeur, obtenue de façon similaire à la figure III.16. Le trait discontinu noir représentant le  $29.04 \text{ kg.m}^{-3}$  a pour but de mettre en avant l'affaissement remarquable des isopycnnes au centre du Gyre Algérien Est.

en exportant vers les eaux profondes, le contenu en chaleur et en sel porté par cette masse d'eau.

### III.3 Évolution des caractéristiques des eaux intermédiaires

#### III.3.1 Eaux Levantines Intermédiaires

Pour étudier l'évolution des caractéristiques des eaux levantines, 8 régions de sélection ont été définies à des points clés le long du parcours de cette masse d'eau (voir figure III.18), La température potentielle et la salinité à l'intérieur de ces régions étant groupées de manière à caractériser les propriétés typiques de circulation.

**Région EAlg :** Contour fermé de  $f/H$  ( $f=8,9287 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,  $H=2797 \text{ m}$ ) à l'est du Bassin Algérien, utilisé comme proxy pour indiquer la position du centre du Gyre Algérien Est, loin de l'influence de la circulation de bord.

**Région WAlg :** Contour fermé de  $f/H$  ( $f=8,9287 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,  $H=2797 \text{ m}$ ) à l'ouest du Bassin Algérien, utilisé comme proxy pour indiquer la position du centre de Gyre Algérien Ouest, loin de l'influence de la circulation de bord.

**Région SSar :** polygone au sud et à l'ouest de la Sardaigne. Point d'entrée dans le bassin Algéro-Provençal des LIW chaudes et salées. C'est à cet endroit que les LIW les plus chaudes/salées peuvent être trouvées dans ce bassin.

**Région SaMi :** polygone entre la Sardaigne et Minorque. Bord nord du Gyre Algérien Est, où les tourbillons se détachent de la veine de courant de LIW longeant la

côte Sarde puis sont déviés vers l'ouest.

**Région MAlg** : polygone au milieu du Bassin Algérien, se trouvant au nord, et entre les deux Gyres Algériens.

**Région SIbi** : polygone au sud d'Ibiza. Là où la circulation cyclonique de bord arrive quasiment à la fin de son parcours vers le détroit de Gibraltar.

**Région Albo** : polygone dans la région de la mer d'Alboran. La LIW proche du détroit de Gibraltar, sur le point de passer vers l'océan Atlantique et former la moitié du MOW, ou de revenir vers la côte algérienne sous forme d'un courant de recirculation.

**Région AlgC** : polygone le long de la côte algérienne, où se trouvent les LIW ayant recirculé sous l'influence du Courant Algérien.

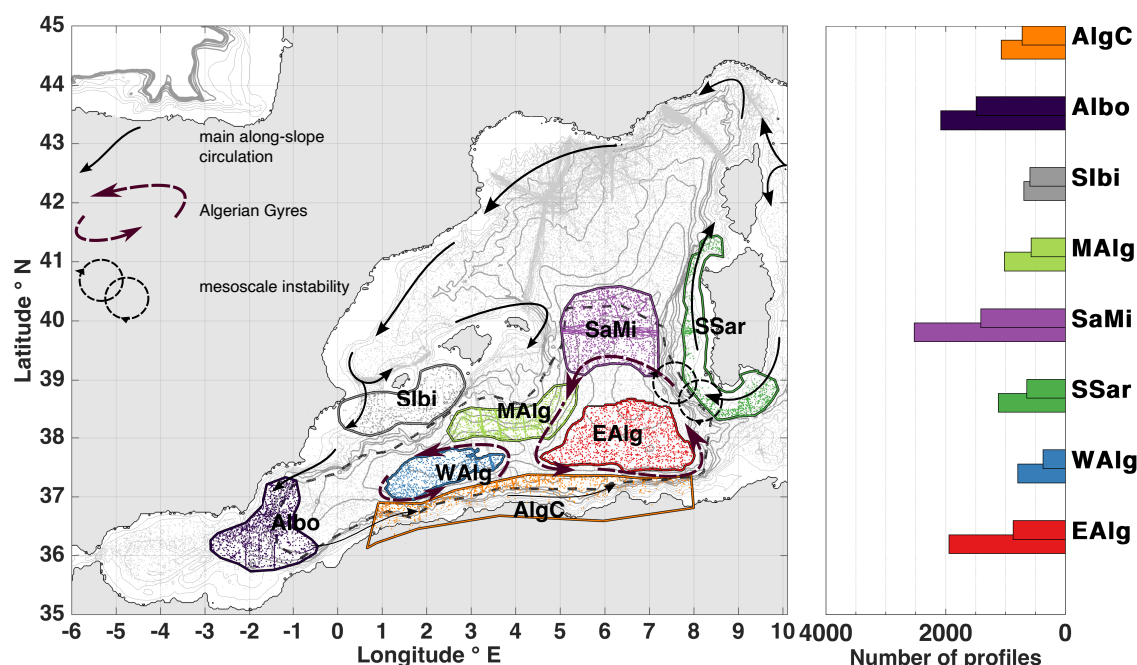


Fig. III.18 Carte de la Méditerranée Ouest, montrant les caractéristiques générales de circulation des LIW. Les polygones colorés définissent les régions utilisées pour sélectionner les données pour notre étude comparative. Le contour en tirets de couleur gris foncé délimite la région utilisée pour calculer les tendances moyennes du bassin. Les contours en arrière plan représentent la bathymétrie de la région. Les points gris (et ceux en couleurs, se trouvant à l'intérieur des polygones) représentent la distribution des données de température de LIW entre 1960 et 2017. Le diagramme en bâtons sur le côté droit de la figure représente le nombre total de profils contenant une caractéristique de température de LIW à l'intérieur de chaque polygone (la barre inférieure étant pour la température potentielle, et la barre supérieure pour la salinité). Les appellations des régions correspondantes sont indiquées sur l'axe des ordonnées.

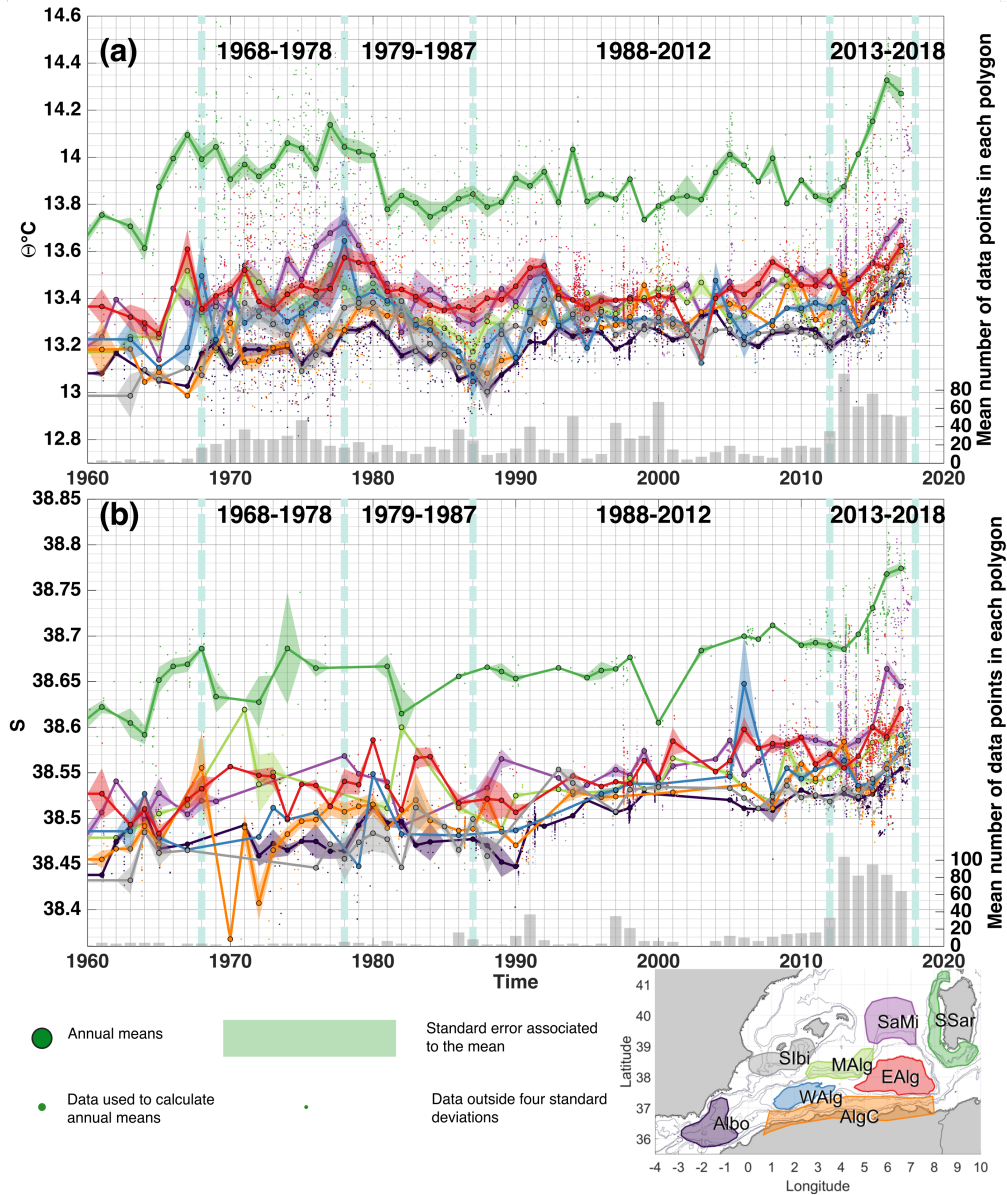


Fig. III.19 Moyenne annuelle (a) de la température potentielle et (b) de la salinité du cœur de la LIW dans les différentes zones du Bassin Algérien de la Méditerranée. Les diagrammes à barres représentent le nombre moyen de points de données par polygone chaque année. Le code couleur utilisé dans cette figure est le même que dans la Fig. III.18. (erreur standard= écart type ( de  $\theta$  ou  $S$  dans une année)/ $\sqrt{N}$ ,  $N$  étant le nombre de données  $\theta$  ou  $S$  dans l'année). Les lignes pointillées verticales bleu-vert en arrière-plan sont des indicateurs des quatre périodes choisies pour calculer les tendances.

L'évolution de la température potentielle de la LIW, comme le montre la figure III.19, montre une augmentation globale sur la période 1960-2017. Cependant, cette augmentation ne semble pas monotone. La forme générale de la série chronologique suggère un ré-

TABLE III.2 – Évolution de la température potentielle des LIW durant différentes périodes entre 1960 et 2017 (exprimées en tendance moyenne  $\pm$  la moitié de l'amplitude de l'intervalle de confiance à 95%  $^{\circ}\text{C}\cdot\text{an}^{-1}$ ). La période diffère légèrement d'une région à l'autre, et cela pour capturer au mieux les signaux et patterns. Le coefficient de corrélation ( $R^2$ ) est indiqué. Les régression qui ne sont pas statistiquement significatives (P-value  $> 0.05$ ), sont indiquées en gris.

Région	Période complète	période 1	période 2	période 3	période 4
EAlg	1967-2017 $R^2=0.2$ <b>0.0015</b> $\pm 0.0005$	1967-1978 $R^2=0$ <b>0.0028</b> $\pm 0.0074$	1979-1987 $R^2=0.4$ <b>-0.0256</b> $\pm 0.0089$	1988-2012 $R^2=0.2$ <b>0.0036</b> $\pm 0.0013$	2013-2017 $R^2=0.3$ <b>0.0503</b> $\pm 0.0139$
WAlg	1967-2017 $R^2=0.2$ <b>0.0013</b> $\pm 0.0006$	1967-1979 $R^2=0.1$ <b>0.0059</b> $\pm 0.0082$	1980-1987 $R^2=0.6$ <b>-0.0403</b> $\pm 0.0094$	1988-2013 $R^2=0.4$ <b>0.0044</b> $\pm 0.0014$	2014-2017 $R^2=0.8$ <b>0.0817</b> $\pm 0.0074$
SSar	1966-2017 $R^2=0.1$ <b>-0.0009</b> $\pm 0.0007$	1966-1977 $R^2=0$ <b>0.0019</b> $\pm 0.008$	1978-1986 $R^2=0.5$ <b>-0.0306</b> $\pm 0.0109$	1987-2008 $R^2=0.2$ <b>0.0046</b> $\pm 0.0023$	2009-2017 $R^2=0.6$ <b>0.0742</b> $\pm 0.012$
SaMi	1967-2017 $R^2=0.1$ <b>0.0014</b> $\pm 0.0005$	1967-1977 $R^2=0.3$ <b>0.0253</b> $\pm 0.0071$	1978-1987 $R^2=0.5$ <b>-0.0378</b> $\pm 0.0086$	1988-2012 $R^2=0.2$ <b>0.0032</b> $\pm 0.001$	2013-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0586</b> $\pm 0.0083$
MAlg	1968-2017 $R^2=0.3$ <b>0.0028</b> $\pm 0.0006$	1968-1977 $R^2=0.1$ <b>0.0065</b> $\pm 0.0143$	1978-1987 $R^2=0.5$ <b>-0.0289</b> $\pm 0.0082$	1988-2012 $R^2=0$ <b>0.0006</b> $\pm 0.002$	2013-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0479</b> $\pm 0.0082$
SIbi	1969-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0040</b> $\pm 0.0006$	1969-1979 $R^2=0.1$ <b>-0.0034</b> $\pm 0.0104$	1980-1988 $R^2=0.5$ <b>-0.0280</b> $\pm 0.0132$	1989-2013 $R^2=0.1$ <b>-0.0005</b> $\pm 0.0009$	2014-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0526</b> $\pm 0.0161$
Albo	1968-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0041</b> $\pm 0.0003$	1968-1979 $R^2=0.1$ <b>0.0059</b> $\pm 0.0043$	1980-1988 $R^2=0.7$ <b>-0.0297</b> $\pm 0.0043$	1989-2012 $R^2=0.4$ <b>0.0035</b> $\pm 0.0006$	2013-2017 $R^2=0.8$ <b>0.0602</b> $\pm 0.0049$
AlgC	1970-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0046</b> $\pm 0.0006$	1970-1982 $R^2=0.3$ <b>0.0144</b> $\pm 0.0056$	1983-1988 $R^2=0.5$ <b>-0.0508</b> $\pm 0.0137$	1989-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0067</b> $\pm 0.0011$	—
Moyenne du bassin ( $\sim 2500\text{m}$ isobath)	1968-2017 $R^2=0.2$ <b>0.0022</b> $\pm 0.0002$	1968-1978 $R^2=0$ <b>-0.0001</b> $\pm 0.0042$	1979-1987 $R^2=0.4$ <b>-0.0330</b> $\pm 0.0039$	1988-2012 $R^2=0.1$ <b>0.0027</b> $\pm 0.0007$	2013-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0484</b> $\pm 0.0034$

chauffement assez stable des années 1960 aux années 1980, suivi d'une diminution jusqu'à la fin des années 1980, puis d'une augmentation significative après 2012. Cela indiquerait 4 phases différentes dans le régime du bassin (ci-après, période 1, 2, 3 et 4) pendant toute la période de notre étude.

Pour estimer les tendances de chaque phase, la température potentielle  $\theta$  non moyennée est linéairement corrélée dans le temps en utilisant la méthode des moindres carrés avec un intervalle de confiance de 95 %, ce qui permet d'estimer  $d\theta/dt$  et son incertitude. Nous avons également indiqué le coefficient de corrélation  $R^2$  pour chaque régression. Les données du début des années 60 ont été écartées en raison de leur extrême rareté. Les P-valeurs ont été calculées pour chaque estimation de tendance, afin d'évaluer leur significativité statistique, les tendances avec une P-valeur  $> 0.05$  ont été considérées comme non significatives. Dans le tableau III.2, ces tendances de température potentielle ont été documentées pour chaque zone, au cours des différentes phases, avec les dates de début et de fin de chaque phase, ajustées au mieux pour chaque zone afin de tenir compte des retards résultant du déplacement des différents signaux.

Pour décrire l'évolution de la salinité, la même méthode a été utilisée, les résultats sont présentés dans le tableau III.3. Nous décrirons ici l'évolution de la température potentielle et de la salinité de la LIW dans les différentes zones du bassin. Une valeur moyenne du bassin est également fournie pour décrire la tendance générale à l'intérieur du bassin algérien, pour cela un polygone suivant approximativement l'isobathe de 2500m (contour

TABLE III.3 – Similaire au tableau III.2 pour la salinité de la LIW.

region	Période complète	période 1	période 2	période 3	période 4
EAlg	1967-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0018</b> $\pm 0.0002$	1967-1978 $R^2=0.1$ <b>0.0004</b> $\pm 0.0024$	1979-1987 $R^2=0.4$ <b>-0.0047</b> $\pm 0.0063$	1988-2012 $R^2=0.6$ <b>0.0029</b> $\pm 0.0004$	2013-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0163</b> $\pm 0.0036$
WAlg	1967-2017 $R^2=0.7$ <b>0.0021</b> $\pm 0.0002$	1967-1979 $R^2=0$ <b>-0.0001</b> $\pm 0.0089$	1980-1987 $R^2=0.8$ <b>-0.0079</b> $\pm 0.0039$	1988-2013 $R^2=0.6$ <b>0.0023</b> $\pm 0.0006$	2014-2017 $R^2=0.7$ <b>0.0144</b> $\pm 0.002$
SSar	1966-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0013</b> $\pm 0.0002$	1966-1977 $R^2=0.1$ <b>-0.0012</b> $\pm 0.0027$	1978-1986 $R^2=0.2$ <b>0.0020</b> $\pm 0.0088$	1987-2008 $R^2=0.7$ <b>0.0030</b> $\pm 0.0006$	2009-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0135</b> $\pm 0.002$
SaMi	1967-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0025</b> $\pm 0.0003$	1967-1977 $R^2=0.3$ <b>0.0068</b> $\pm 0.0094$	1978-1987 $R^2=0.6$ <b>-0.0180</b> $\pm 0.0112$	1988-2012 $R^2=0.5$ <b>0.0025</b> $\pm 0.0004$	2013-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0163</b> $\pm 0.0021$
MAAlg	1968-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0019</b> $\pm 0.0003$	1968-1977 $R^2=0.4$ <b>-0.0225</b> $\pm 0.0524$	1978-1987 $R^2=0.3$ <b>-0.0047</b> $\pm 0.0071$	1988-2012 $R^2=0.4$ <b>0.0013</b> $\pm 0.0006$	2013-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0091</b> $\pm 0.002$
SIbi	1969-2017 $R^2=0.8$ <b>0.0021</b> $\pm 0.0002$	1969-1979 $R^2=0.6$ <b>0.0301</b> $\pm 0.0269$	1980-1988 $R^2=0.4$ <b>0.0043</b> $\pm 0.0037$	1989-2013 $R^2=0.7$ <b>0.0014</b> $\pm 0.0002$	2014-2017 $R^2=0.7$ <b>0.0173</b> $\pm 0.002$
Albo	1968-2017 $R^2=0.8$ <b>0.0016</b> $\pm 0.0001$	1968-1979 $R^2=0$ <b>0.0002</b> $\pm 0.0031$	1980-1988 $R^2=0.5$ <b>-0.0034</b> $\pm 0.0013$	1989-2012 $R^2=0.7$ <b>0.0021</b> $\pm 0.0002$	2013-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0085</b> $\pm 0.0014$
AlgC	1970-2017 $R^2=0.7$ <b>0.0020</b> $\pm 0.0002$	1970-1982 $R^2=0.5$ <b>0.0055</b> $\pm 0.0023$	1983-1988 $R^2=0.2$ <b>-0.0042</b> $\pm 0.0052$	1989-2017 $R^2=0.6$ <b>0.0028</b> $\pm 0.0003$	—
Moyenne du bassin ( $\sim 2500\text{m}$ isobath)	1968-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0022</b> $\pm 0.0001$	1968-1978 $R^2=0.2$ <b>-0.0039</b> $\pm 0.0025$	1979-1987 $R^2=0.3$ <b>-0.0037</b> $\pm 0.0011$	1988-2012 $R^2=0.4$ <b>0.0026</b> $\pm 0.0002$	2013-2017 $R^2=0.2$ <b>0.0076</b> $\pm 0.0009$

en pointillés gris foncé dans III.18) est utilisé comme proxy de l'intérieur du bassin pour sélectionner les données et calculer une tendance moyenne du bassin.

- 1968-1978 : Au cours de cette période de  $\sim 10$  ans, une augmentation de la température potentielle est observée dans trois des zones. Les  $\theta$  ont augmenté à SaMi de  $0.025 \pm 0.007^\circ \text{C.an}^{-1}$ , à Albo de  $0.0059 \pm 0.0043^\circ \text{C.an}^{-1}$  et en AlgC de  $0.014 \pm 0.0056^\circ \text{C.an}^{-1}$ . Les coefficients de régression restent faibles pendant cette période, et il n'y a pas de tendance significative pour l'estimation moyenne du bassin. La salinité a augmenté dans SIbi de  $0.03 \pm 0.026 \text{an}^{-1}$  et dans AlgC de  $0.005 \pm 0.002 \text{an}^{-1}$ . L'estimation moyenne du bassin montre une diminution de la salinité de  $-0.0039 \pm 0.002 \text{an}^{-1}$ .
- 1979-1987 : Une diminution importante de la température potentielle est observée dans toutes les zones, avec un coefficient de régression relativement fort ( $R^2 \geq 0.5$  dans la plupart des zones). Les données de salinité montrent également une diminution dans trois des zones (WAlg, SaMi et Albo), mais dans SIbi l'augmentation de la salinité n'est pas interrompue pendant cette période. Ce signal de refroidissement est en moyenne de  $-0.033 \pm 0.003^\circ \text{C.an}^{-1}$  et le signal de diminution de la salinité est de  $-0.0037 \pm 0.0011 \text{an}^{-1}$  à l'intérieur du bassin. On peut identifier l'événement de refroidissement sur la figure III.19 car il apparaît d'abord sur la courbe verte (polygone sud-ouest de la Sardaigne) avec une amplitude d'environ  $0.3^\circ \text{C}$ , puis le signal se propage vers les autres zones.
- 1988-2012 : Au cours de ces  $\sim 25$  années, la série chronologique des températures potentielles présente un profil irrégulier, bien que les régressions présentent des coefficients de régression très faibles, les tendances tendent significativement à l'augmentation pour la plupart des zones (6 régions sur 8), la tendance moyenne du bassin est de  $0.0027 \pm 0.0007^\circ \text{C.an}^{-1}$ . Alors que la série chronologique de la

salinité présente une nette tendance à l'augmentation dans toutes les zones, avec de forts coefficients de régression, cette augmentation est de  $0.0026 \pm 0.0002 \text{ an}^{-1}$  en moyenne à l'intérieur du bassin. Nous pouvons également observer dans certains polygones, une baisse de la température potentielle juste avant la période d'accélération du réchauffement : SSar entre 2005 et 2009 et EAlg entre 2008 et 2012.

- 2012-2017 : À partir de 2012, les tendances du réchauffement et de la salinisation montrent une nette augmentation jamais atteinte auparavant (voir Fig. III.19). La tendance de la température potentielle moyenne dans l'intérieur du bassin algérien pendant toute la période est de  $0.0022 \pm 0.0002^\circ \text{ C.an}^{-1}$ , contre une tendance de  $0.048 \pm 0.003^\circ \text{ C.an}^{-1}$  au cours de ces 5 années. De même, la salinité a triplé au cours de la dernière période, passant de  $0.0022 \pm 0.0001 \text{ an}^{-1}$  (1968-2017), à  $0.0076 \pm 0.0009 \text{ an}^{-1}$  (2012-2017).

### III.3.2 Eaux Intermédiaires d'Hiver (WIW)

L'évolution de la température potentielle de la WIW (Voir figure III.20, montre aussi une augmentation globale sur la période 1960-2017. Cependant, celle-ci n'est pas monotone, et montre plus de variations que pour la LIW. En comparaison, les séries temporelles de WIW montrent des écarts moins importants d'une zone à l'autre que les séries temporelles de LIW.

Pour estimer les tendances, les mêmes phases ont été utilisées que pour l'estimation des tendances de la LIW. Pour ceci, la température potentielle  $\theta$  non moyennée est linéairement corrélées dans le temps en utilisant la méthode des moindres carrés avec un intervalle de confiance de 95 %, ce qui permet d'estimer  $d\theta/dt$  et son incertitude. Nous avons également indiqué le coefficient de corrélation  $R^2$  pour chaque régression. Les données du début des années 60 ont été écartées en raison de leur extrême rareté. Les P-valeurs ont été calculées pour chaque estimation de tendance, afin d'évaluer leur significativité statistique, les tendances avec une P-valeur  $> 0.05$  ont été considérées comme non significatives. Dans le tableau III.4, ces tendances de température potentielle ont été documentées pour chaque zone, au cours des différentes phases, avec les dates de début et de fin de chaque phase, ajustées au mieux pour chaque zone afin de tenir compte des retards résultant du déplacement des différents signaux.

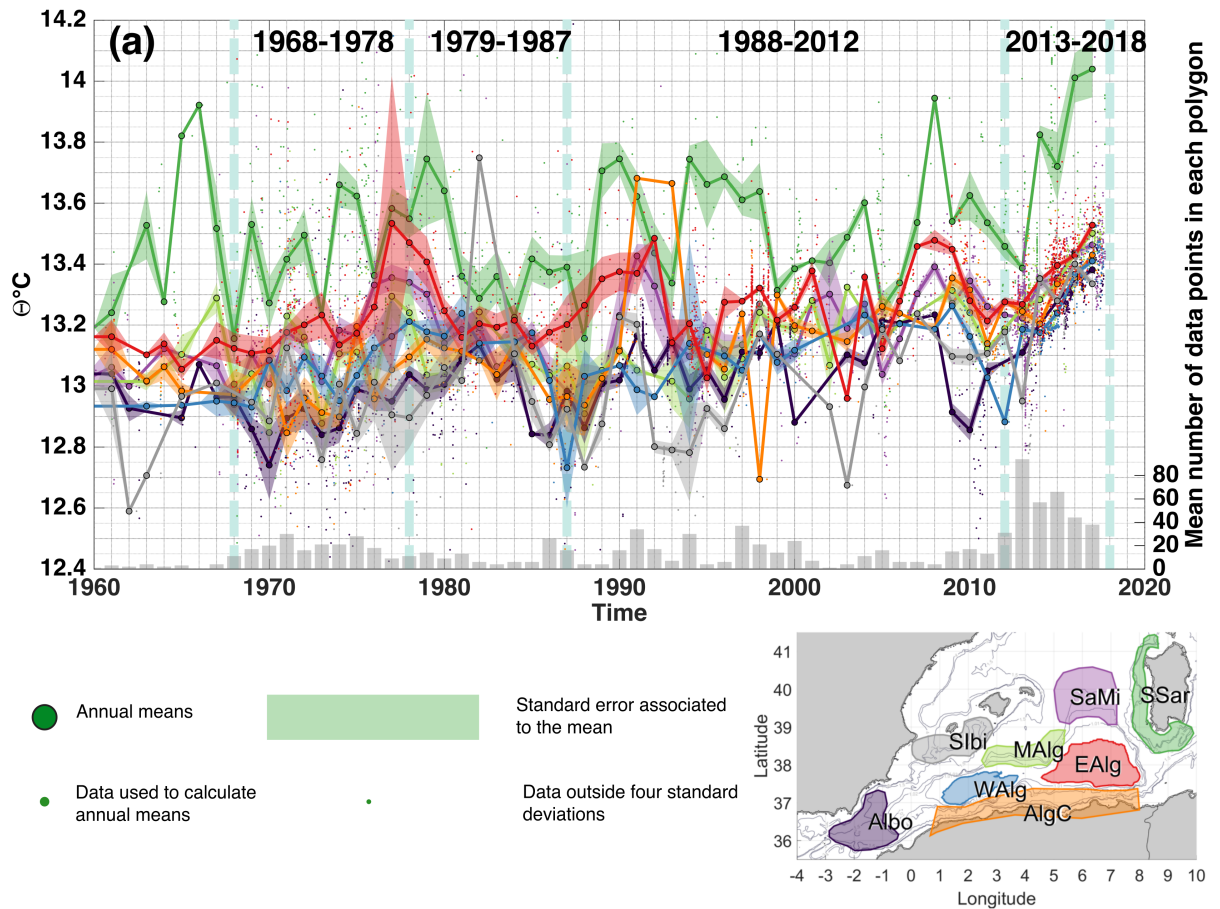


Fig. III.20 Moyenne annuelle de la température potentielle du cœur de la WIW dans les différentes zones du Bassin Algérien de la Méditerranée. Les diagrammes à barres représentent le nombre moyen de points de données par polygone chaque année. Le code couleur utilisé dans cette figure est le même que dans la Fig. III.18. (erreur standard= écart type ( de  $\theta$  ou  $S$  dans une année)/ $\sqrt{N}$ ,  $N$  étant le nombre de données  $\theta$  ou  $S$  dans l'année). Les lignes pointillées verticales bleu-vert en arrière-plan sont des indicateurs des quatre périodes choisies pour calculer les tendances.

L'évolution de la température potentielle de la WIW durant les différentes périodes choisies concorde pour la majorité des polygones avec l'évolution de la  $\theta$  LIW.

- Période entière : durant la période complète, la température potentielle de la WIW a augmenté d'en moins  $0.003 \pm 0,001^\circ \text{C.an}^{-1}$  dans la région SSar, jusqu'à  $0.009 \pm 0,001^\circ \text{C.an}^{-1}$  dans la région au Sud des Baléares. En moyenne sur tout le bassin cette augmentation est d' $\sim 0.005 \pm 0,0003^\circ \text{C.an}^{-1}$ . Les coefficients de corrélation sont ici plus importants par rapport à ceux obtenus pour l'évolution des LIW.
- 1968-1978 : Au cours de cette période de  $\sim 10$  ans, une augmentation de la température potentielle est observée dans cinq des huit zones choisies . Les  $\theta$  ont

TABLE III.4 – Évolution de la température potentielle des WIW durant différentes périodes entre 1960 et 2017 (exprimées en tendance moyenne  $\pm$  la moitié de l’amplitude de l’intervalle de confiance à 95% °C.an<sup>-1</sup>). Les périodes choisies sont les mêmes que pour la LIW (tableau III.2 et III.3). Le coefficient de corrélation ( $R^2$ ) est indiqué. Les régression qui ne sont pas statistiquement significatives (P-valeur > 0.05), sont indiquées en gris.

région	période complète	période 1	période 2	période 3	période 4
EAlg	1967-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0047</b> $\pm 0.0006$	1967-1978 $R^2=0.2$ <b>0.0223</b> $\pm 0.0127$	1979-1987 $R^2=0.2$ <b>-0.0158</b> $\pm 0.014$	1988-2012 $R^2=0.2$ <b>0.0049</b> $\pm 0.0019$	2013-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0632</b> $\pm 0.0097$
WAlg	1967-2017 $R^2=0.5$ <b>0.0056</b> $\pm 0.0008$	1967-1979 $R^2=0.1$ <b>0.0119</b> $\pm 0.0135$	1980-1987 $R^2=0.6$ <b>-0.0419</b> $\pm 0.0211$	1988-2013 $R^2=0.4$ <b>0.0063</b> $\pm 0.0026$	2014-2017 $R^2=0.9$ <b>0.0854</b> $\pm 0.0061$
SSar	1966-2017 $R^2=0.2$ <b>0.0033</b> $\pm 0.0013$	1966-1977 $R^2=0.2$ <b>0.0216</b> $\pm 0.0167$	1978-1986 $R^2=0.3$ <b>-0.0294</b> $\pm 0.0199$	1987-2008 $R^2=0.2$ <b>-0.0089</b> $\pm 0.0053$	2009-2017 $R^2=0.5$ <b>0.1007</b> $\pm 0.023$
SaMi	1967-2017 $R^2=0.3$ <b>0.0036</b> $\pm 0.0005$	1967-1977 $R^2=0.3$ <b>0.0273</b> $\pm 0.0081$	1978-1987 $R^2=0.4$ <b>-0.0338</b> $\pm 0.0132$	1988-2012 $R^2=0.3$ <b>0.0064</b> $\pm 0.0016$	2013-2017 $R^2=0.6$ <b>0.0611</b> $\pm 0.0061$
MAlg	1968-2017 $R^2=0.6$ <b>0.0070</b> $\pm 0.0006$	1968-1977 $R^2=0.1$ <b>0.0059</b> $\pm 0.0167$	1978-1987 $R^2=0.1$ <b>-0.0073</b> $\pm 0.0129$	1988-2012 $R^2=0.4$ <b>0.0075</b> $\pm 0.0028$	2013-2017 $R^2=0.7$ <b>0.0657</b> $\pm 0.0069$
SIbi	1969-2017 $R^2=0.6$ <b>0.0091</b> $\pm 0.0012$	1969-1979 $R^2=0$ <b>0.0024</b> $\pm 0.017$	1980-1988 $R^2=0.5$ <b>-0.0366</b> $\pm 0.0233$	1989-2013 $R^2=0.4$ <b>0.0094</b> $\pm 0.0026$	2014-2017 $R^2=0.3$ <b>0.0308</b> $\pm 0.0209$
Albo	1968-2017 $R^2=0.6$ <b>0.0075</b> $\pm 0.0006$	1968-1979 $R^2=0.2$ <b>0.0134</b> $\pm 0.0084$	1980-1988 $R^2=0.3$ <b>-0.0161</b> $\pm 0.0099$	1989-2012 $R^2=0.3$ <b>-0.0058</b> $\pm 0.0016$	2013-2017 $R^2=0.8$ <b>0.0693</b> $\pm 0.0059$
AlgC	1970-2017 $R^2=0.6$ <b>0.0076</b> $\pm 0.0008$	1970-1982 $R^2=0.3$ <b>0.0195</b> $\pm 0.0099$	1983-1988 $R^2=0.3$ <b>-0.0516</b> $\pm 0.0298$	1989-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0068</b> $\pm 0.0014$	—
Basin average	1968-2017 $R^2=0.4$ <b>0.0051</b> $\pm 0.0003$	1968-1978 $R^2=0.1$ <b>0.0119</b> $\pm 0.0046$	1979-1987 $R^2=0.3$ <b>-0.0220</b> $\pm 0.0045$	1988-2012 $R^2=0.2$ <b>0.0051</b> $\pm 0.0009$	2013-2017 $R^2=0.6$ <b>0.0598</b> $\pm 0.003$

augmenté d’environ  $0.01 \pm 0.005^\circ \text{C.an}^{-1}$  en moyenne sur tout le bassin.

- 1979-1987 : Une diminution de la température potentielle est observée dans sept des zones, avec un coefficient de régression beaucoup moins fort que pour le signal de LIW ( $R^2 \leq 0,6$  dans la plupart des zones).
- 1988-2012 : Au cours de ces  $\sim 25$  années, la série chronologique des températures potentielles présente un profil irrégulier, bien que les régressions présentent des coefficients de régression très faibles, une tendance significative à l’augmentation est observée pour la plupart des zones (6 régions sur 8), la tendance moyenne du bassin est de  $0.0051 \pm 0.0009^\circ \text{C.an}^{-1}$ .
- 2012-2017 : À partir de 2012, les tendances du réchauffement montrent une nette augmentation jamais atteinte auparavant (voir Fig. III.20). La tendance de la température potentielle moyenne dans l’intérieur du bassin algérien pendant toute la période est de  $0.059 \pm 0.003^\circ \text{C.an}^{-1}$ , au cours de ces 5 années, soit environ 10 fois la tendance sur la période entière.

L’augmentation de la température potentielle de la WIW est la plus importante dans la région au sud des Baléares (SIbi) où les WIW nouvellement formées arrivent en premier selon le schéma de circulation décrit par Juza *et al.* [2013], suivi par Albo, AlgC et MAlg. Le signal de réchauffement a tendance ensuite à s’affaiblir en s’éloignant de la zone de formation des WIW, ainsi, la zone montrant l’augmentation de température des WIW la plus faible est SSar, à savoir, le polygone le plus éloigné de leur zone de formation.

### III.4 Suivi des signaux

Cette section sera consacrée à la quantification plus approfondie du temps de transit du signal de refroidissement observé dans les années 80 sur la série temporelle des LIW, en utilisant une corrélation croisée avec un décalage maximal considéré de quatre ans, du signal entre 1974 et 1992. Afin d'isoler cet événement dans la série temporelle, des données à moyenne mensuelle, lissées sur quatre ans, ont été utilisées.

Dans la Fig. III.21, le signal de refroidissement à travers le bassin algérien est suivi dans le temps. La carte montre par des flèches grises pleines la circulation le long de la pente, comme indiqué dans Millot et Taupier-Letage [2005b], les polygones rouges transparents avec les chiffres indiquant le temps, en mois, nécessaire pour que le signal voyage du sud de la Sardaigne (polygone SSar) vers les autres zones du bassin algérien. En deux ans et demi environ, la LIW voyage de sa source jusqu'à la région de la mer d'Alboran. Il apparaît que le chemin le plus rapide va du polygone Sardaigne-Minorque, SaMi (2 mois) à la zone entre les gyres algériens, MAlg (4), puis à la mer d'Alboran, Albo (29 mois). Les flèches rouges sur la carte représentent un schéma de transport par tourbillon qui pourrait expliquer les temps de transit obtenus par notre analyse.

Les signaux arrivent dans le Gyre Algérien Est, EAlg, après 23 mois, dans le Gyre Algérien Ouest, WAlg, après 19 mois et dans le polygone du courant algérien, AlgC, après 37 mois. La zone qui présente le plus grand temps de transit est celle située au sud d'Ibiza (SIbi), 47 mois.

Les flèches grises circulaires en pointillés à l'intérieur des Gyres Algériens représentent le processus de recirculation au cœur des gyres.

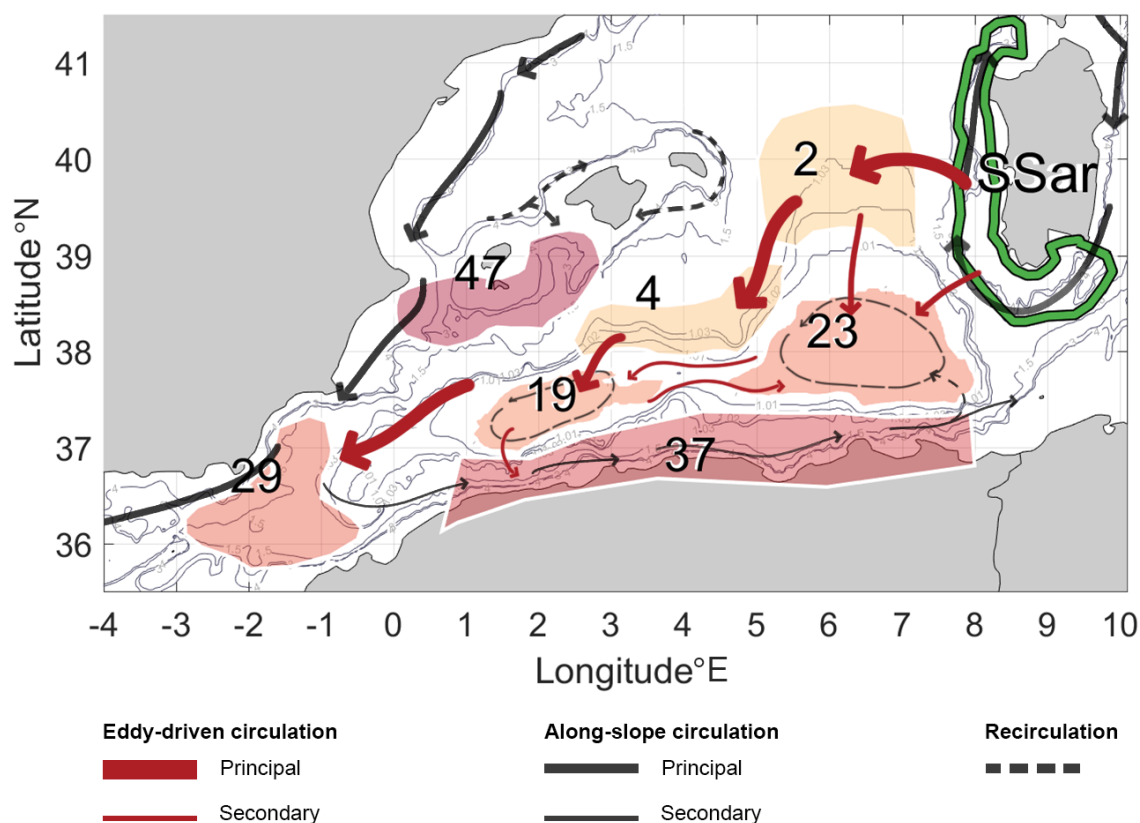


Fig. III.21 Schéma de circulation de la LIW dans le Bassin Algérien déduit de l'analyse de corrélation croisée. Le temps de transit (indiqué en mois sur chaque polygone) a été obtenu à partir de la propagation du signal de refroidissement au cours de la période 1974-1992 en partant de la zone au sud de la Sardaigne (polygone vert). La couleur des polygones a pour but de fournir un aspect visuel du résultat du temps de transit, plus la couleur est rouge, plus le temps de transit est important. Les flèches grises pleines représentent la circulation moyenne cyclonique de bord, des eaux intermédiaires le long du plateau continental, redessinée à partir de [Millot et Taupier-Letage \[2005b\]](#). Les flèches rouges pleines représentent le transport par tourbillon déduit du résultat de l'analyse du temps de transit. Les flèches grises pointillées représentent la recirculation à partir de la trajectoire le long de la pente.

La figure III.22 illustre l'analyse de corrélation croisée susmentionnée. Nous pouvons voir comment le signal de refroidissement dans les courbes en pointillés (séries temporelles avec décalages) s'aligne remarquablement avec le signal de refroidissement des séries temporelles SSar.

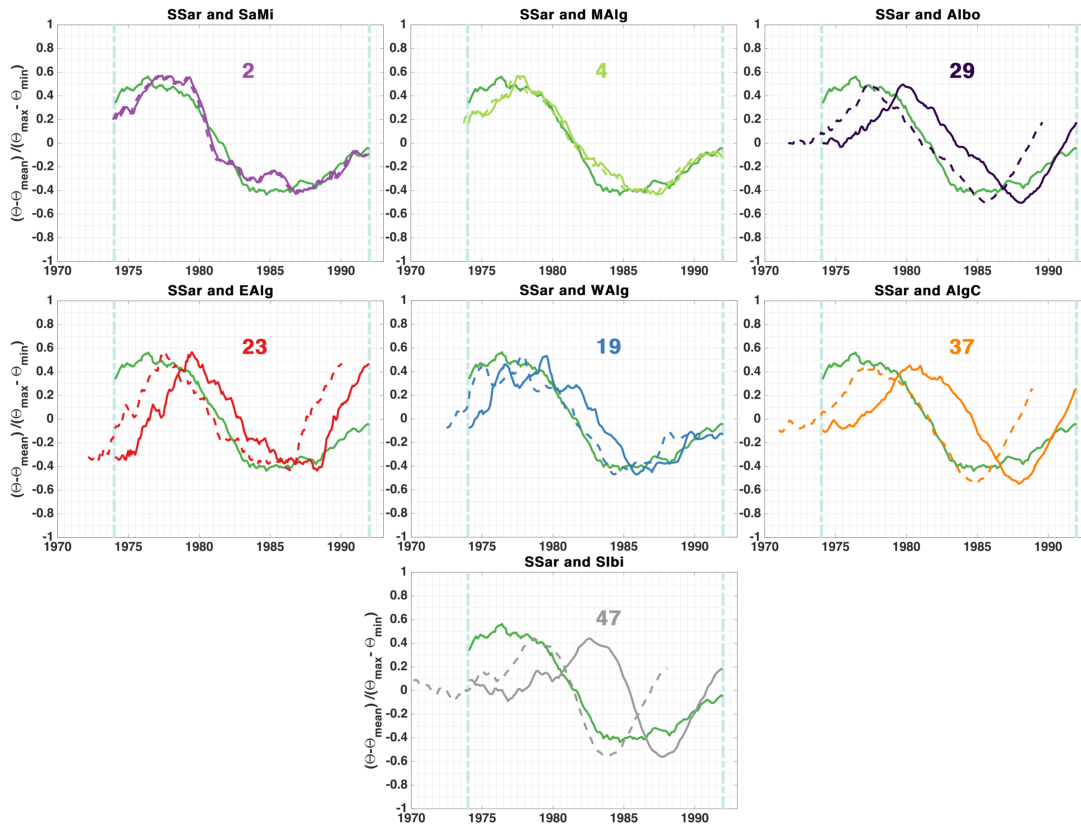


Fig. III.22 Corrélation croisée du signal de refroidissement (1974-1992) entre SSar et les autres régions. Les courbes pleines représentent la position originale des séries temporelles. Les courbes en pointillées représentent les séries temporelles décalées d'un lag qui donne une corrélation maximale. Le lag est indiqué, en mois, au dessus des courbes.

### III.5 Discussion grande échelle

#### III.5.1 Les eaux intermédiaires dans le bassin Algéro-Provençal : caractéristiques et répartition

Les différentes sections de température potentielle de salinité dans le Bassin Algérien nous ont permis de relever les valeurs moyennes des caractéristiques des eaux intermédiaires (LIW et WIW) ainsi que la valeur au cœur de ces deux masses d'eaux. Sur les sections Sardaigne-Tunisie, les valeurs de température potentielle du cœur de la WIW se situent entre 13.35 et 13.79° C et une salinité entre 38.23 et 38.49. Les valeurs de température potentielle correspondent à ce qui a été décrit par Bouzinac *et al.* [1999] pour des données collectées en 1993, en effet il a été rapporté dans leur étude, la présence de WIW dont la température potentielle minimale du cœur varie entre 13.55 et 13.62° C, et dont la salinité varie entre 38.18 à 38.35, valeurs plus faibles que celles que nous avons décrites ici. Onken et Sellschopp [2001] ont eux observé des WIW dans la région du canal de Sardaigne en 1996 avec une température minimale entre 13.5 et 13.8° C. Ribotti *et al.*

[2004] ont observé en 2000, une WIW dans le canal de Sardaigne, entre 100 et 200m, d'une température potentielle entre 13.4 et 13.7° C avec une salinité associée entre 38.2 et 38.2.

Ribotti *et al.* [2004], ont d'abord associé la présence de WIW dans le canal de Sardaigne à l'occurrence de tourbillons anticycloniques, car dans leurs observations de 2000, la présence de WIW était accompagnée d'un Tourbillon Algérien anticyclonique transportant des AW nouvelles, les observations de Bouzinac *et al.* [1999] allaient également dans ce sens, tandis que les observations effectuées en 2002, n'ont pas révélé la présence de WIW, de même qu'il n'y avait pas de AE dans les alentours. Mais en vue de l'étude de Sammari *et al.* [1999], révélant des WIW dans la zone du canal de Sardaigne, malgré l'absence de AE, Ribotti *et al.* [2004] ont conclu que la présence de cette masse d'eau dépendait d'avantage de sa variabilité interannuelle de formation et non de la présence ou non de tourbillons anticycloniques.

En examinant les sections parallèles à la section Sardaigne-Tunisie, on peut constater que la température potentielle du cœur de la WIW atteint 13,2° C (pour une salinité de 38,26) dans le Gyre Algérien Est. Entre les îles Baléares et la côte algérienne, cette température varie entre 13,03 et 13,18° C (pour une salinité allant de 38,267 à 38,38), tandis qu'elle se situe entre 12,99 et 13,2° C (avec une salinité comprise entre 38,2 et 38,36) entre la côte espagnole et la côte algérienne. Ces valeurs sont en accord avec celles observées dans le Bassin Algérien autour de 4.5° E par Bouzinac *et al.* [1999] à savoir une température potentielle entre 12.9 et 13.18° C. Il y a bien un gradient entre le Bassin Algérien et le canal de Sardaigne traduisant un affaiblissement des caractéristiques de la WIW [Benzohra et Millot, 1995], mais au sein du Bassin Algérien, il ne semble pas y avoir une grande différence entre les intervalles précédemment décrits. Ceci traduirait en effet l'arrivée des WIW dans le Bassin Algérien plus ou moins en même temps, et ceux en suivant divers chemins.

Quant à la température potentielle du cœur de la LIW dans la région du canal de Sardaigne, nous l'avons estimée entre 13.89 et 14.17° C, avec une salinité entre 38.67 et 38.73 contre un maximum de 13.99° C et 38.69 en 1993 dans Bouzinac *et al.* [1999]. Dans l'étude de Sammari *et al.* [1999] utilisant des données de 1995, la LIW proche de la côte Sarde a une température potentielle entre 13.82 et 13.83° C et une salinité entre 38.66 et 38.67, tandis que le cœur de LIW proche de la côte tunisienne présente un  $\theta$  entre 13.63 et 13.8° C, et une salinité entre 38.58 et 38.59. Onken et Sellschopp [2001] ont observé une LIW d'une salinité entre 38.66 et 38.70 en 1996. Ribotti *et al.* [2004] ont observé des LIW d'une température potentielle  $>13.8^\circ$  C et salinité  $>38.66$  en 2000 et  $>13.9^\circ$  C, salinité  $>38.65$  en 2002. Au sein du Bassin Algérien, nos analyses révèlent une LIW avec un  $\theta$  de 13.66° C et S de 38.65 vers 6°E, puis  $\theta \sim 13.42$  à 13.67° C et S  $\sim 38.56$  entre 3 et 4°E. plus à l'ouest entre l'île de Ibiza et la côte algérienne (2° E) la LIW a un  $\theta \sim 13.23$  à 13.52° C et S  $\sim 38.52$  à 38.54. Enfin, entre 1° W et 1° E, ces valeurs descendent à  $\theta \sim 13.25$  à 13.36° C et S  $\sim 38.52$  à 38.54. Pour les caractéristiques de la LIW, le gradient d'Est en Ouest est clair. Les caractéristiques de la LIW s'intensifient en s'approchant de la veine Sarde.

### III.5.2 Les Gyres Algériens et leur influence sur les eaux intermédiaires

Les mesures de LADCP ont montré que le schéma de courant correspond à la description des Gyres Algériens faite par Testor *et al.* [2005b] en termes de localisation et de vitesse. Cependant, il semble que l'amplitude des courants soit plus importante sur le bord sud des deux gyres le long de la côte algérienne, ainsi que sur le bord le plus à l'est du Gyre Algérien Est. Cette observation suggère que le forçage de ces gyres est la circulation cyclonique de bord générale en Méditerranée occidentale comme discuté par Testor *et al.* [2005b]. Ce résultat confirme l'existence des Gyres Algériens en 2014 en tant que circulations barotropes moyennes qui ont des signatures dans les courants profonds, et consolide l'idée que les Gyres Algériens sont des caractéristiques de circulation permanentes.

Les sections de température potentielle et salinité traversant tout le bassin algérien d'est en ouest ont révélé des différences dans la distribution hydrologique des propriétés des LIW dans le bassin. Les LIW chaudes et salées semblent envahir tout l'est du Bassin Algérien. Les climatologies de température potentielle et de salinité de la LIW en Méditerranée occidentale (Fig. III.16) ont également montré une influence des Gyres Algériens sur la distribution des LIW. Nous pouvons observer une bonne correspondance entre l'emplacement du contour de la vorticité potentielle de 1,03 (une approximation de l'emplacement des Gyres Algériens) et la distribution de cette eau chaude et salée qui s'étend de la veine LIW au sud-ouest de la Sardaigne vers l'ouest, au centre du Bassin Algérien. Cette répartition hydrologique a été observée précédemment par Millot [1999], et pouvait par le passé être confondue avec une branche de LIW se détachant de la veine sud de la Sardaigne et traversant le Bassin Algérien comme décrit par Wüst [1961], néanmoins cette hypothèse a été largement rejetée par la communauté scientifique. Cependant, notre étude suggère qu'une route directe du LIW traversant le bassin algérien, liée à la présence des Gyres Algériens, est plutôt susceptible de produire cet effet. Schroeder *et al.* [2008] ayant observé des LIW d'une salinité de 38.54 au centre du Bassin Algérien, aux environs de la latitude 38.2° N et de la longitude 4 ° E, ont aussi fait l'hypothèse d'un transport direct de LIW d'Est en Ouest depuis la veine d'eau Sarde vers l'intérieur du Bassin Algérien.

La répartition des eaux intermédiaires d'hiver WIW (figure III.16) montre également une correspondance avec la position des Gyres Algériens. A l'intérieur du gyre, non seulement les WIW semblent plus chaudes mais leur profondeur de détection est plus profonde qu'au nord (figure III.15(b)). Nous pourrions penser que la présence de LIW chaudes et salées à cet endroit influence la température potentielle de la WIW par le biais de la diffusion ou de mélange. Sur la climatologie de densité à 350m (figure III.17), nous observons que les isopycnes s'enfoncent au centre du Gyre Algérien Est. Nous expliquons cela par une forte présence de tourbillons anticycloniques dans la zone, concentrés au sein du Gyre Algérien Est produisant ainsi cet effet d'enfoncement des isopycnes en moyennant sur une grande quantité de données. La profondeur de détection des WIW suit le même schéma.

En effet, dans leur étude des tourbillons cohérents en Méditerranée occidentale à l'aide d'images d'altimétrie, Escudier *et al.* [2016b,a] (1993-2012) et Isern-Fontanet *et al.* [2006] (1992-1999) ont observé des tourbillons anticycloniques intenses particulièrement agrégés dans la zone des Gyres Algériens, et qui semblent suivre la circulation cyclonique des

gyres. Ceci a également été confirmé par Pessini *et al.* [2018], qui a utilisé des données altimétriques de 1993 à 2016. Les tourbillons anticycloniques ont été décrits par Puillat *et al.* [2002] comme étant les plus énergiques, capables de durer plusieurs mois à plusieurs années, faisant des circuits autour des Gyres Algériens, certains au moins pendant 3 ans. Provenzale [1999] ont mis en évidence que ces tourbillons induisent un mouvement lagrangien régulier à l'intérieur de leurs noyaux et sont très imperméables aux flux de particules entrants et sortants. Les traceurs passifs peuvent être piégés à l'intérieur des noyaux de vortex pendant de longues périodes et sont transportés sur de grandes distances.

### III.5.3 Circulation des LIW inférée à partir de l'analyse de suivi de signal

Dans la série chronologique des températures potentielles (Fig. III.19), un signal de refroidissement particulièrement fort de 14,1 à 13,7° C à partir de 1978 et jusqu'en 1986, a pu être identifié. Il a été précédemment étudié par Brankart et Pinardi [2001] qui ont montré que l'origine du phénomène se situait dans la région de l'arc de Crête, et l'ont relié à l'anomalie du flux thermique mise en évidence par les séries temporelles COADS. Dans notre étude, ce signal est apparu d'abord au sud-ouest de la Sardaigne. Il a ensuite été suivi à travers le bassin dans sa progression d'est en ouest, en utilisant une analyse de corrélation croisée.

L'analyse du temps de transit a montré un chemin préférentiel pour atteindre la région de la mer d'Alboran en entrant dans le Bassin Algérien, depuis le bord nord du gyre est, puis en s'écoulant vers le sud-ouest à la périphérie des Gyres Algériens, comme l'illustrent les flèches rouges épaisses sur la Fig. III.21, et comme le montrent les climatologies sur la Fig. III.16. Le signal de refroidissement a été choisi pour effectuer cette analyse car il représente un signal particulièrement fort qui est apparu dans toutes les séries temporelles, mais les conclusions sur les caractéristiques de la circulation sont indépendantes de ce signal particulier car elles sont régies par la dynamique interne du bassin. En fait, il correspond à la trajectoire des tourbillons qui a été observée dans les multiples études mentionnées ci-dessus : [Testor *et al.*, 2005b; Isern-Fontanet *et al.*, 2006; Escudier *et al.*, 2016a,b; Pessini *et al.*, 2018]. Les tourbillons anticycloniques dans le bassin algérien se croisent d'est en ouest avec le flux des Gyres Algériens. Il existe également une ressemblance avec la trajectoire des tourbillons de Sardaigne observée une fois par Testor et Gascard [2005] et modélisée par Testor *et al.* [2005a], ces tourbillons ont été observés se détachant du coin sud-ouest de la Sardaigne, ils s'accumulent dans la région ici appelée le polygone Sardaigne-Minorque avant d'être advectés vers le sud.

Les vitesses zonales des grands tourbillons anticycloniques détectés et suivis à partir des cartes altimétriques sur 20 ans, telles qu'estimées par Escudier *et al.* [2016a] sont d'environ 3 à 6 cm.s<sup>-1</sup>, (ou ~2,5 à 5 km.day<sup>-1</sup>). Si l'on utilise ce nombre pour estimer le temps de propagation du signal, on obtient un temps de transit de 1,5 à 3 mois pour traverser 2° de latitude, ce qui est cohérent avec le résultat pour la région de SaMi et celle de MAlg. Testor *et al.* [2005a] ont estimé la vitesse de translation moyenne des tourbillons sardes à environ 2 à 3 cm.s<sup>-1</sup> (ou 1,7 à 2,5 km.jour<sup>-1</sup>) ce qui implique 3 à 4 mois pour traverser 2° de latitude, ce qui est légèrement plus grand que le résultat obtenu pour SaMi

et MAlg, mais l'ordre de grandeur est cohérent. L'intérieur des Gyres Algériens présente cependant des temps de transit beaucoup plus importants, ce qui est dû au mouvement ondulatoire que la plupart des tourbillons ont suite à l'interaction tourbillon-tourbillon et à la circulation barotrope cyclonique près des centres des gyres.

Dans l'analyse du temps de transit, la dernière zone à recevoir le signal est le sud des Baléares, probablement parce que dans cette région, les eaux intermédiaires proviennent principalement de l'advection le long de la pente par les courants de profondeur intermédiaire qui encerclent toute la Méditerranée occidentale, et ne sont pas beaucoup influencées par le transport moins efficace dû aux tourbillons à travers le plateau sarde. L'eau intermédiaire qui arrive dans la zone sud des Baléares a également été affectée par la convection qui se produit dans la zone du Golfe du Lion, ainsi, les signaux thermohalins ont été largement dilués. Les temps de transit de 23 et 19 mois obtenus respectivement dans les gyres algériens orientaux et occidentaux restent inférieurs au temps de transit de la région d'Ibiza Sud mais sont relativement importants compte tenu de leur proximité avec la veine LIW. Cela pourrait s'expliquer par la dynamique de recirculation des gyres algériens eux-mêmes ajoutée à l'apport de la région AlgC qui altère le signal provenant de l'Est.

### III.5.4 Évolution des caractéristiques des eaux intermédiaires dans le bassin algérien

L'aspect général de la série chronologique de la température potentielle de la LIW est très similaire à l'évolution de la température potentielle de la couche intermédiaire de la Méditerranée occidentale de [Rixen \*et al.\* \[2005\]](#) documentée de 1950 à 2000. Une augmentation des années 60 à 80, suivie d'une baisse jusqu'aux années 90, puis d'une augmentation plus lente jusqu'en 2000. La régression de l'ensemble des données de température potentielle du LIW présente des tendances principalement positives qui sont significatives malgré la grande variabilité (montrée par le faible  $R^2$ ) (tendance moyenne du bassin de  $0,0022 \pm 0,0002^\circ \text{C.an}^{-1}$ ) avec  $R^2 = 0,2$ ). [Krahmann et Schott \[1998\]](#) et [Rixen \*et al.\* \[2005\]](#) ont signalé l'absence de tendance à long terme. Cependant, des tendances positives de la température potentielle de l'eau intermédiaire des années 60 aux années 90 ont été mises en évidence par [Béthoux \*et al.\* \[1990\]](#) ( $0,005^\circ \text{C.an}^{-1}$ ) et [Béthoux et Gentili \[1996, 1999\]](#) ( $0,0068^\circ \text{C.an}^{-1}$ ).

Les tendances de la salinité pour l'ensemble de la période vont également vers une augmentation,  $0,0022 \pm 0,0001 \text{ an}^{-1}$ , avec des coefficients de régression plus forts que pour la température potentielle ( $R^2 \geq 0,5$ ). Ce résultat est similaire aux études précédentes : augmentation de  $0,0024 \text{ an}^{-1}$  pendant la période 1955-1990 [[Rohling et Bryden, 1992](#)] et de  $0,0018 \text{ an}^{-1}$  [[Béthoux et Gentili, 1996, 1999](#)] pendant les périodes 1960-1992 et 1959-1996, respectivement. Les tendances de la température potentielle et de la salinité entre 1943 et 2015 dans le secteur de la mer des Baléares de  $0,002^\circ \text{C.an}^{-1}$  et  $0,001 \text{ an}^{-1}$  rapportées dans [Vargas-Yáñez \*et al.\* \[2017\]](#) sont similaires aux tendances obtenues dans la zone entre les Gyres Algériens (polygone MAlg), respectivement  $0,0028^\circ \text{C.an}^{-1}$  et  $0,0019 \text{ an}^{-1}$ . Ils sont cependant un peu différents des résultats de notre zone au sud d'Ibiza (SIbi) ( $0,004^\circ \text{C.an}^{-1}$  et  $0,0021 \text{ an}^{-1}$ ).

Le signal de refroidissement observé à la fin des années 70 et au début des années 80 dans notre étude qui a été relié à une anomalie de flux thermique par [Brankart et Pinardi \[2001\]](#), a aussi été observé par [Krahmann et Schott \[1998\]](#) dans leur étude des propriétés de la température potentielle de la couche intermédiaire (275-475 m de profondeur) pendant la période de 1955 à 1994. Une chute similaire de la température potentielle peut être identifiée sur leur série temporelle. Cette baisse peut également être observée dans les séries temporelles de température potentielle de la couche intermédiaire dans les études de [Vargas-Yáñez \*et al.\* \[2010a,b\]](#) et [Rixen \*et al.\* \[2005\]](#). Dans ce dernier article, nous constatons une similitude entre l'évolution des séries temporelles de la Méditerranée occidentale au niveau intermédiaire, et la surface de la Méditerranée orientale.

La troisième période (de 1988 à 2012) pour laquelle nous avons calculé des tendances présente un schéma irrégulier et la couverture des données est moins régulière que les autres périodes choisies. Cependant, dans certaines zones, nous avons pu identifier une baisse potentielle de la température après 2007. [Zunino \*et al.\* \[2012\]](#) ont signalé cet événement à partir des mesures DYFAMED dans la mer Ligure. Ils ont établi un lien entre cette baisse et la transition vers la Méditerranée occidentale, correspondant aux changements résultants de l'intense convection profonde qui s'est produite dans le golfe du Lion et la mer Ligure au cours de l'hiver 2004-2005.

La grande accélération du réchauffement et d'augmentation de la salinité observée de 2012 à 2017, respectivement  $+0,048 \pm 0,003^\circ \text{C.an}^{-1}$  et  $+0,0076 \pm 0,0009 \text{an}^{-1}$  ont également été rapportées par [Schroeder \*et al.\* \[2017\]](#) dans le canal de Sicile entre 2010 et 2016. Ils ont enregistré une tendance de température potentielle de  $+0,064^\circ \text{C.an}^{-1}$  et une tendance de salinité de  $+0,014 \text{an}^{-1}$ . [Barceló-Llull \*et al.\* \[2019\]](#) a documenté des tendances similaires dans la mer des Baléares entre 2011 et 2018 ( $+0,044 \pm 0,002^\circ \text{C.an}^{-1}$  et  $+0,010 \text{an}^{-1}$ ). Dans [Margirier \*et al.\* \[2020\]](#), des tendances de  $+0,06 \pm 0,01^\circ \text{C.an}^{-1}$  et  $+0,012 \pm 0,02 \text{an}^{-1}$  entre 2007 et 2017 ont été signalées dans la mer Ligure. Dans l'ensemble, l'évolution à long terme de la série chronologique de la température potentielle a permis d'identifier une lente tendance à la hausse des années 60 à 2017, et a contribué à confirmer la tendance à la hausse rapide après 2010.

Sur les séries temporelles de température potentielle de la WIW, la tendance est à l'augmentation sur la période complète. en moyenne  $0.005 \pm 0,0003^\circ \text{C.an}^{-1}$ . Il n'existe pas dans la littérature de séries temporelles aussi longues relatives à l'évolution de la WIW, il n'y a donc pas de point de comparaison pour nos valeurs. Cependant, pour la période la plus récente 2013-2017, nous pouvons comparer notre résultat de  $+0.059 \pm 0,003^\circ \text{C.an}^{-1}$  avec les résultats de l'étude de [Juza \*et al.\* \[2019\]](#), ils ont noté une différence de température potentielle de la WIW de  $0.1$  à  $0.6^\circ \text{C.an}^{-1}$  entre 2011 à 2017, tel que, la médiane des valeurs de  $\theta$  était entre  $12.8$  et  $13^\circ \text{C}$  en 2011-2013, et entre  $13.1$  à  $13.4^\circ \text{C}$  en 2015-2017, soit une tendance annuelle entre  $0.017$  et  $0.1^\circ \text{C.an}^{-1}$ .

En bilan de ce premier chapitre, il est bon de rappeler les principaux résultats remarquables. Tout d'abord, la base de données de profils nous a permis d'avoir une approche d'observation du bassin algérien sous plusieurs angles. Ensuite, les caractéristiques des

masses d'eaux ont pu être déterminées de manière plus précise grâce à notre méthode de détection qui se base sur la définition de ces masses d'eaux pour trouver leurs cœurs dans la colonne d'eau, plus particulièrement concernant les WIW. Aussi, des cartes de climatologies et des séries temporelles de ces caractéristiques couvrant une longue période ont pu être produites. Enfin, le suivi de la trajectoire d'un signal, sur les séries temporelles, a permis la confirmation de l'influence des gyres sur le transport des Eaux Levantines Intermédiaires.

# Chapitre IV

## Observation de quelques structures de sous-méso échelle par les Gliders

Dans le but d'observer la contribution de l'activité de sous-méso échelle au transport des eaux depuis les courants principaux vers l'intérieur du bassin, les données collectées par les gliders sur deux lignes d'endurance ont été utilisées. L'une de ces lignes étant la radiale Mallorca-Alger, et la deuxième étant la Minorque-Sardaigne. La résolution verticale et horizontale offerte par les observations de glider est beaucoup plus grande que celle des données collectées par les flotteurs ou lors de stations d'une campagne d'un navire. Ces données de gliders sont, de ce fait adaptées pour l'observation de ces structures hautement variables dans l'espace et le temps.

### IV.1 Observations entre Mallorca et Alger

Le tableau [IV.1](#) résume toutes les missions Glider effectuées entre la région des Baléares et la côte algérienne entre 2014 et 2018. Au total huit missions gliders ont été utilisées afin de visualiser l'état de la mer entre 0 et 1000m de profondeur.

Lors de chaque mission, les données ont été visualisées sous forme de sections. Les tronçons de sections ayant présenté des structures intéressantes vont être décrites dans ce qui suit.

Mallorque - Alger			
Mission name	date start	number of days	number of casts
ABACUS1-Sep2014	15.09.2014	30	338
ABACUS1-Nov2014	18.11.2014	30	425
ABACUS2-Oct2015	19.10.2015	30	1156
AlgBasin-May2016	25.05.2016	9	876
ABACUS3-Nov2016	04.11.2016	30	906
ALNITAK-Jun2017	26.06.2017	17	1298
ABACUS4-Nov2017	15.11.2017	29	843
ABACUS4-Mai2018	15.05.2018	24	501

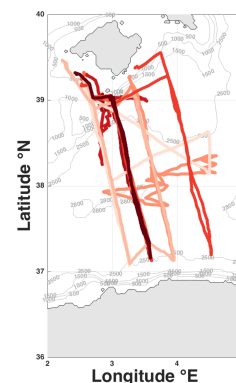


TABLE IV.1 – Liste des missions Glider entre Mallorque et Alger ainsi que leurs positions. Chaque ton de rouge correspond à une mission. Plus la couleur est foncée, plus la mission est récente.

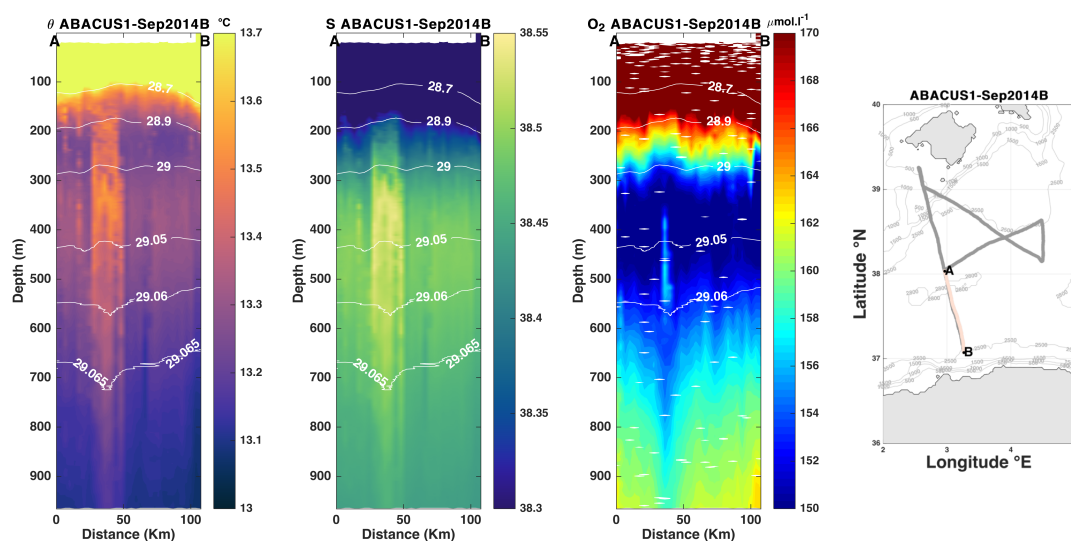


Fig. IV.1 Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission **Abacus1**. Les contours en blanc sur les sections représentent les isopycnes. Sur la carte, le tronçon de la mission correspondant aux sections présentées est indiqué en couleur, tandis que le reste de la mission est indiquée en gris

Sur l'ensemble des sections présentées dans ce chapitre, nous pouvons apercevoir entre 0 et environ 150m de profondeur, une eau peu salée, chaude, sur la majorité des sections, et très riche en oxygène, il s'agit de la MAW. En dessous de 800m de profondeur, les eaux sont plus froides, moins salées et plus riches en oxygène que les eaux qui sont au dessus, Il s'agit des WMDW, mélangées à des TDW (Eaux Profondes de la mer Tyrrhénienne). Dans notre étude, nous avons fait le focus sur les eaux intermédiaires pour pouvoir observer les différentes anomalies qui y apparaissent.

Sur la figure IV.1, nous pouvons apercevoir à environ 40 Km du point A, un patch d'eau plus chaude et plus salée que les eaux environnantes entre 200 et 1000m. Ce patch se trouve entre deux tourbillons cycloniques pouvant être observés sur l'altimétrie de la figure IV.2 . L'intérieur du patch s'accompagne d'une anomalie d'oxygène positive dans la couche d'eau intermédiaire (entre 300 et 600m), et négative dans les eaux sous-jacentes. Ces anomalies en oxygène dissous témoignent du fait que les eaux comprises dans ce patch ont un âge différent des eaux environnantes ou que l'activité biologique y est différente.

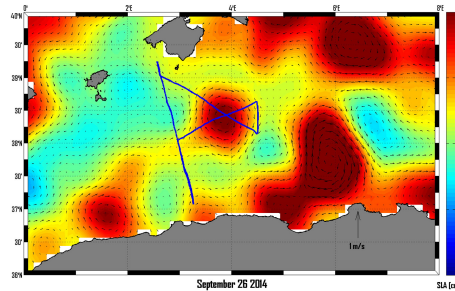


Fig. IV.2 Anomalie du niveau de la mer (échelle de couleur) et vitesses géostrophiques associées (flèches noires) obtenues à partir de données AVISO du 26 Septembre 2014. Le tracé bleu en trait plein représente la trajectoire du glider pendant la mission Abacus1, entre le 15 septembre et le 20 octobre (Fig. 1.Cotroneo et al. [2016]).

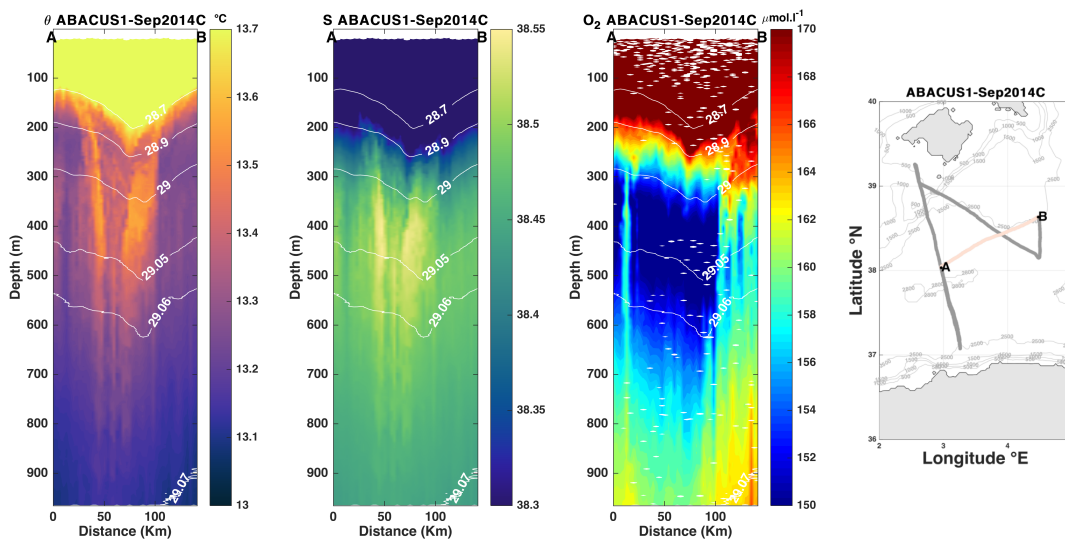


Fig. IV.3 Similaire à la figure IV.1. Radiale différente de la mission **Abacus1**

Le transect représenté sur la figure IV.3 traverse un Tourbillon Algérien anticyclonique de diamètre  $\sim 120$  km dont le centre se trouve à environ 7 km du point A. Il apparaît sur nos sections de température potentielle et de salinité qu'à profondeur intermédiaire

(entre 200 et 600m), une masse d'eau plus chaude et plus salée se soit enroulée autour de l'anticyclone, possiblement des filaments arrachés au courant de LIW. Sur la section d'oxygène dissous, le cœur du tourbillon comprend des eaux appauvries en oxygène.

La figure IV.4 représente le deuxième transect traversant le tourbillon anticyclonique.

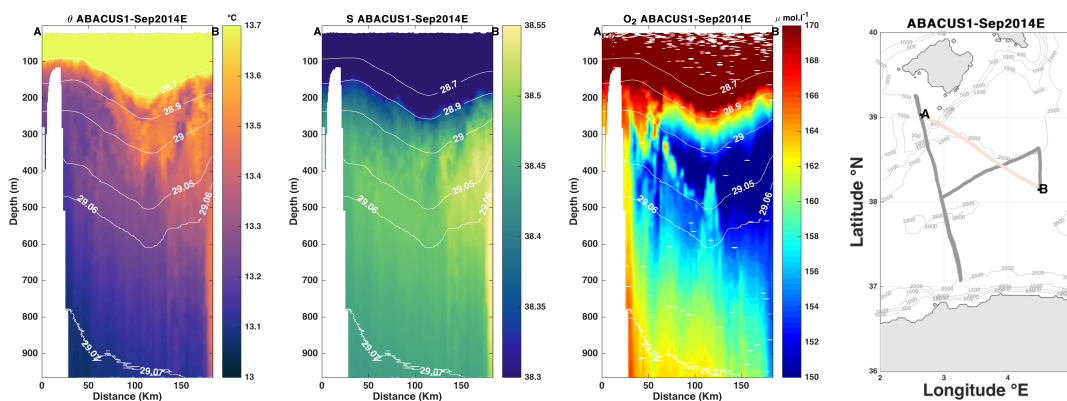


Fig. IV.4 Similaire à la figure IV.1. Radiale différente de la mission *Abacus1*

La masse d'eau plus chaude et plus salée entourant le tourbillon, observé sur la figure IV.3, n'apparaît plus sur ces sections. Par contre, nous pouvons apercevoir sur la section de température et d'oxygène, une masse d'eau tapissant le talus des îles Baléares, celles-ci sont relativement froides et riches en oxygène dissous, pourraient s'apparenter à une WMDW nouvellement formée.

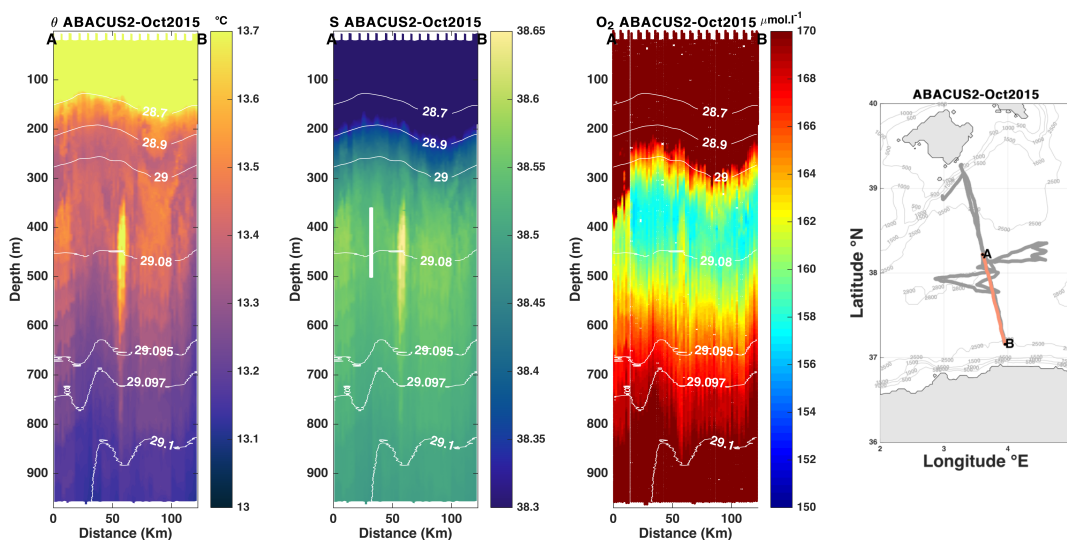


Fig. IV.5 Similaire à la figure IV.1 pour une radiale de la mission *Abacus2*

Sur la figure IV.5, nous pouvons voir un affaissement des isopycnes à environ 90 km

du point A, témoignant de la présence d'un tourbillon anticyclonique de surface. À la périphérie de ce tourbillon, dans la couche d'eaux intermédiaire, il est possible d'observer un patch d'eau plus chaude et plus salée de forme allongée. Ce patch s'étend horizontalement sur environ 8 km. Une anomalie d'oxygène y est associée, celle-ci est positive dans la couche d'eau entre 300 et 600m environ et négative dans les eaux plus profondes. L'anomalie positive de température potentielle et salinité associée à la structure observée est de  $\sim 0.35^\circ\text{C}$  et  $\sim 0.1$  en comparaison avec les eaux à proximité immédiate. Les dimensions et caractéristiques de la structure observée sur la figure IV.5 correspondent aux SCV (Vortex Cohérents de Sous-méso échelle) décrites par Bosse [2015] dans la mer de Ligurie, il pourrait également s'agir d'un filament entraîné vers l'intérieur du bassin par le mouvement du tourbillon anticyclonique de surface.

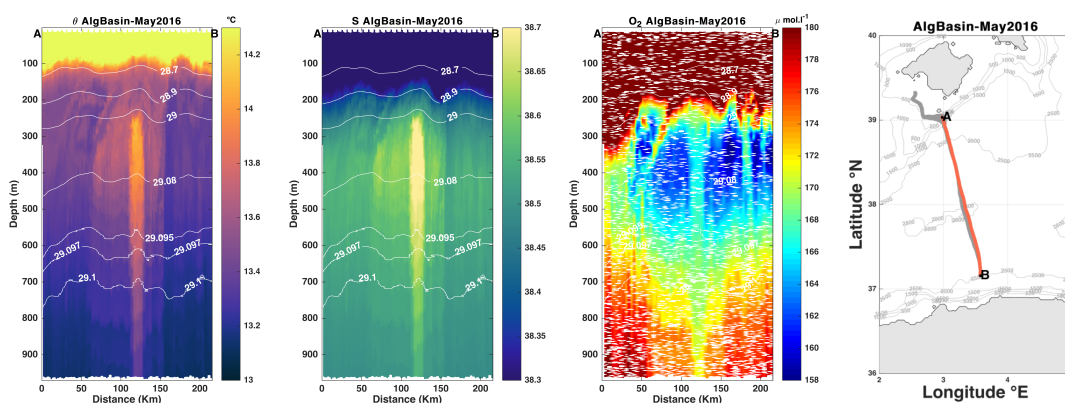


Fig. IV.6 Similaire à la figure IV.1 pour une radiale de la mission **AlgBasin**

Sur les sections de température potentielle et salinité de la figure IV.6, il est possible d'observer un emboîtement de deux structures, la plus grande s'étend horizontalement de 50 à 150 km du point A environ, elle ressemble à ce qui a été décrit comme tourbillon Sarde (SE) par Testor et Gascard [2005]. À l'intérieur de ce tourbillon se trouve un patch d'eau plus chaude et plus salée de forme allongée qui s'étend horizontalement sur environ 20 km avec une anomalie d'oxygène associée, celle-ci est positive dans la couche d'eau entre 300 et 600m environ, et négative dans les eaux plus profondes. L'anomalie positive de température potentielle et salinité associée à ce patch est de  $\sim 0.4^\circ\text{C}$  et  $\sim 0.13$  en comparaison avec les eaux à proximité immédiate. De chaque côté de la structure identifiée comme un tourbillon sarde, nous pouvons observer des filaments qui semblent entraîner les eaux de surface vers les couches d'eau intermédiaires, ce qui indique un processus de mélange vertical des eaux.

Nous pouvons observer sur la figure IV.7, en dessous de 600m de profondeur à environ 170 km du point A, une anomalie  $\sim 0.1^\circ\text{C}$  plus froide et  $\sim 0.02$  moins salée que les eaux qui l'entourent, accompagnée d'une anomalie positive très marquée d'oxygène dissous ( $\sim 10\mu\text{mol.l}^{-1}$ ). Cette description est caractéristique de WMDW. En effet, Testor et Gascard [2005] ont mis en évidence, grâce à l'expérience MATER 1997/98, la présence de vortex cohérents de sous méso échelle (SCV) transportant des WMDW nouvellement

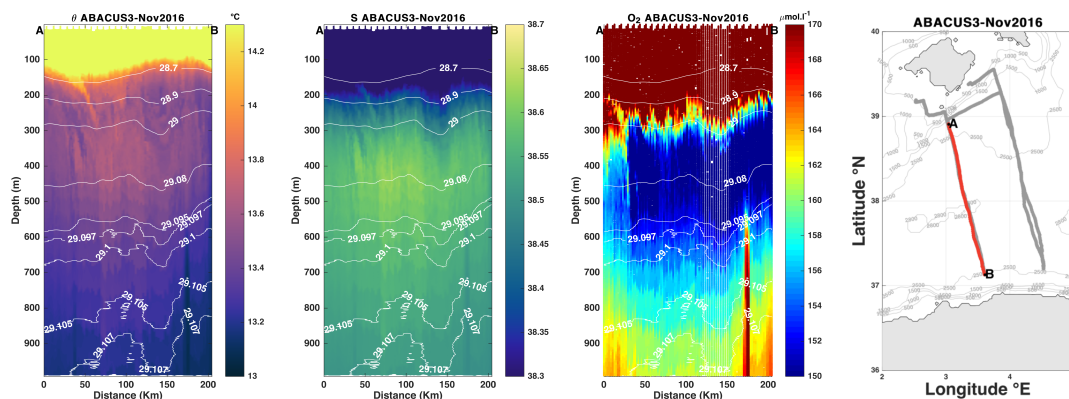


Fig. IV.7 Similaire à la figure IV.1 pour une radiale de la mission *Abacus3*

formées. Ces SCV peuvent interagir avec des SE tel que démontré dans Testor et Gascard [2003], indiquant que ces structures peuvent avoir un rôle significatif dans l'étalement des WMDW nouvellement formées.

## IV.2 Observations entre Minorque et la Sardaigne

Le tableau IV.2, résume les informations sur les six missions effectuées entre Minorque et la côte Sarde.

Minorque - Sardaigne			
Mission name	date start	number of days	number of casts
Sardegna-Oct2012	23.10.2012	8	48
Sardegna-Jan2013	31.01.2013	30	446
Sardegna-Oct2013	15.10.2013	30	675
SMART2-Apr2017	06.04.2017	21	356
SMART2-Nov2017	02.11.2017	16	210
SMART3-Apr2018	23.04.2018	30	298

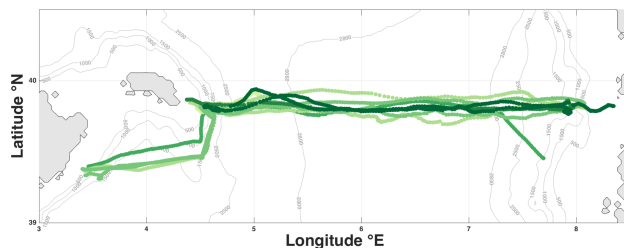


TABLE IV.2 – Liste des missions Glider entre Minorque et la Sardaigne ainsi que leurs positions. Chaque ton de vert correspond à une mission. Plus la couleur est foncée, plus la mission est récente.

Sur l'ensemble des figures représentant des sections entre Minorque et la Sardaigne, une caractéristique commune émane, celle-ci est l'hétérogénéité de la température et salinité de l'eau.

La mission Sardegna-Jan2013 représentée sur les figures IV.8 et IV.9 ayant eu lieu en hiver, nous pouvons voir sur ces sections que la couche d'eau de surface est plus froide que durant les autres missions, les isopycnes sont irrégulières et que les caractéristiques des eaux intermédiaires sont plus hétérogènes que sur les autres sections à cet endroit, témoignant ainsi d'un mélange hivernal.

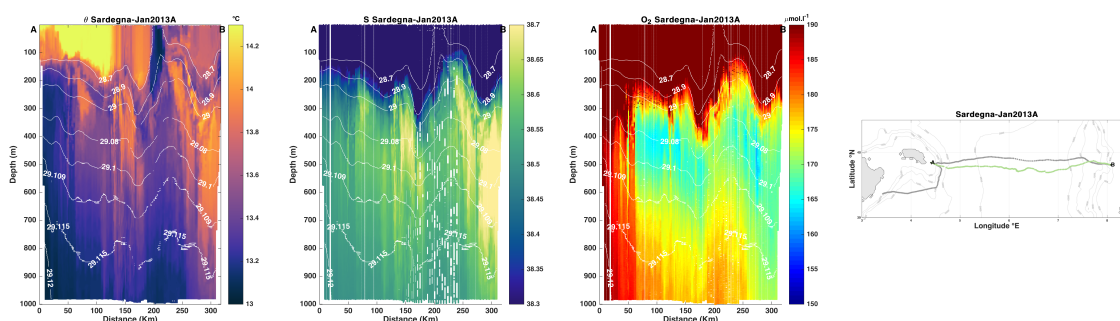


Fig. IV.8 Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission *Sardegna2*

Sur la figure IV.8, nous pouvons voir à profondeur intermédiaire, la veine d'eau sarde remontant vers le nord, reconnaissable à sa température potentielle et sa salinité élevée. En s'éloignant de cette veine d'eau vers l'ouest, des patches d'eau dont les caractéristiques sont similaires à celle de la veine Sarde se retrouvent éparpillées dans le bassin.

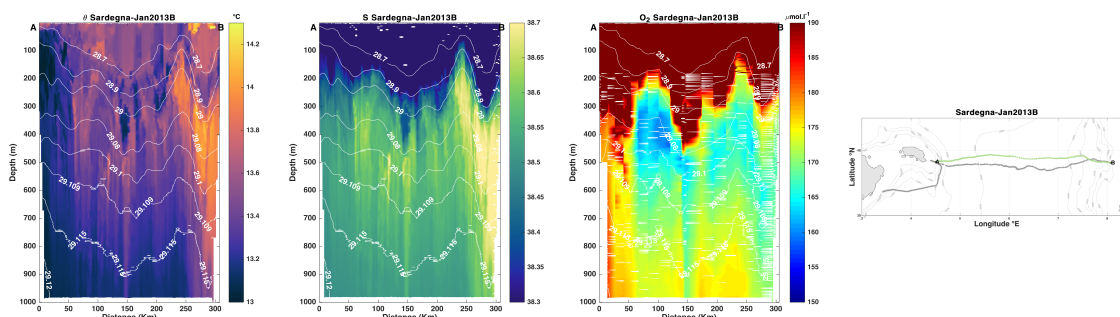


Fig. IV.9 Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission *Sardegna2*

Sur le trajet de retour du Glider (figure IV.9) de la même mission (Sardegna-Jan2013), malgré son passage à seulement quelques kilomètres de distance par rapport au premier transect, et le rapprochement temporelle des deux passages, les caractéristiques de l'eau à profondeur intermédiaire semblent avoir beaucoup changé. Ceci témoigne du dynamisme de cette région et de la richesse des phénomènes qui peuvent s'y dérouler. Nous pouvons également voir sur cette section, des inclusions d'eaux froides, peu salées et riches en oxygène entre 100 et 400 m de profondeur probablement aussi dues au mélange hivernal.

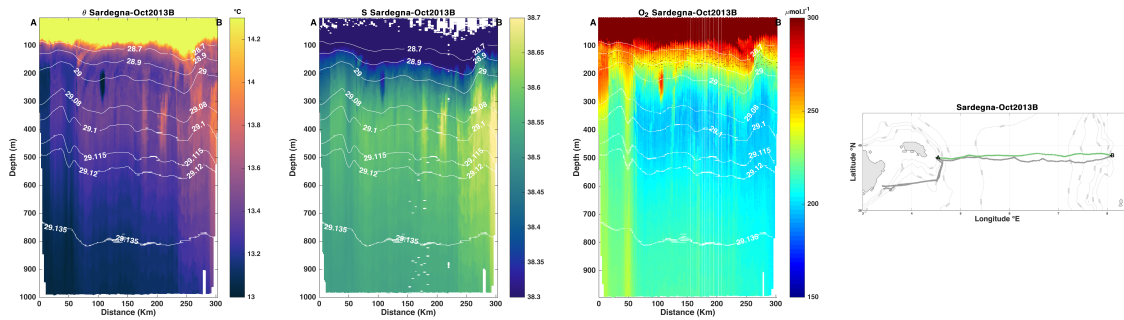


Fig. IV.10 Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission *Sardegna3*

La première chose que nous pouvons remarquer sur la figure IV.10 est un patch d'eau froide et peu salée ( $12.89^{\circ}\text{C}$ ,  $38.33$ , respectivement au centre de la structure, les eaux environnantes étant à  $\sim 13.4^{\circ}\text{C}$  et  $38.5$ ), ce patch d'une largeur d'environ  $8\text{ km}$  est également relativement riche en oxygène dissous, se situe entre  $\sim 200$  et  $300\text{m}$  de profondeur à environ  $100\text{ km}$  du point A. Ces caractéristiques correspondent à une description de WIW.

Une deuxième structure peut être observée sur nos figure à environ  $50\text{ km}$  du point A. Cette structure a une forme allongée, commençant à environ  $100\text{m}$  et se prolongeant au delà de  $1000\text{m}$  de profondeur. Celle ci se caractérise par une anomalie négative en température et une salinité moins marquée par rapport à la structure décrite précédemment ( $\sim 13.2^{\circ}\text{C}$  et  $38.5$  respectivement, les eaux environnantes étant à  $13.35^{\circ}\text{C}$   $38.57$ ), ainsi qu'une anomalie positive d'oxygène dissous.

Sur la figure IV.11, à environ  $200\text{ km}$  du point A, une structure allongée observable à sa

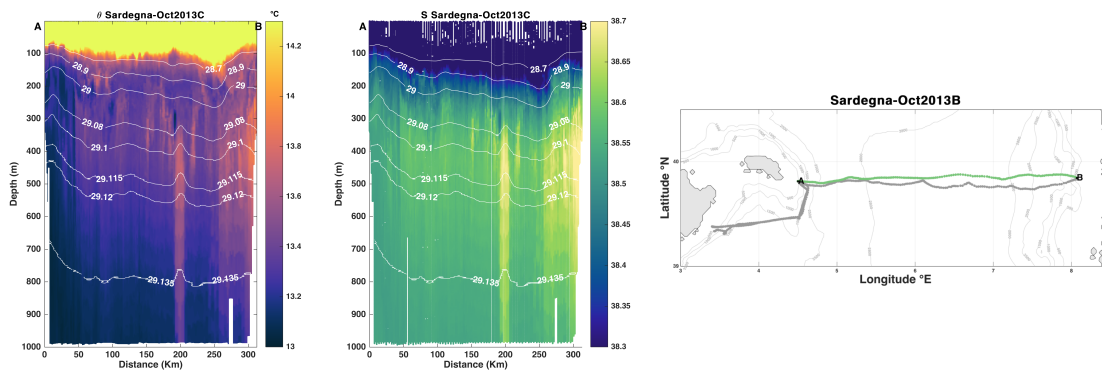


Fig. IV.11 Section de température et salinité d'une radiale de la mission *Sardegna3*

température potentielle et sa salinité plus grandes que les eaux environnantes se trouve entre  $300\text{m}$  et  $>1000\text{ m}$  de profondeur. L'anomalie positive en  $\theta$  et  $S$  du cœur de cette structure en comparaison aux eaux environnantes est de  $\sim 0.37^{\circ}\text{C}$  et  $0.1$  respectivement. Les isopycnes forment un dôme le long de la partie visible de cette structure.

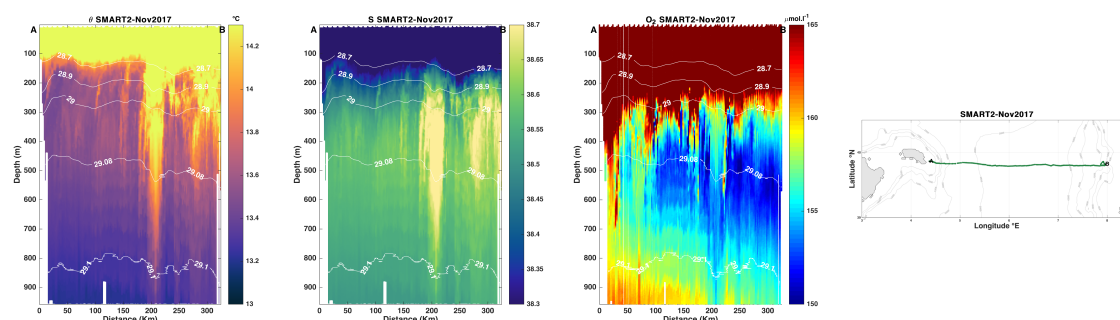


Fig. IV.12 Section de température, salinité et oxygène d'une radiale de la mission *Sardegna3*

Sur la figure IV.12, un patch d'une largeur d'environ 25 Km, caractérisé par une température potentielle et une salinité plus élevées d' $\sim 0.75^\circ\text{C}$  et 0.17, est observé à environ 200 km du point A. Ces dimensions et caractéristiques correspondent à la description donnée aux SE (Sardinian Eddies) décrites par Testor et Gascard [2005].

### IV.3 Discussion sous-méso échelle

Dans Bosse *et al.* [2015], la présence de tourbillons anticycloniques de sous-méso échelle caractérisés par une anomalie de température potentielle allant de  $+0.34$  jusqu'à  $+0.51^\circ\text{C}$  et une anomalie de salinité de  $+0.09$  à  $+0.14$  a été observé pour la première fois entre Nice et Calvi, et leur a permis de mettre en évidence l'efficacité des SCV dans le transport des LIW depuis la veine d'eau intermédiaire vers l'intérieur du bassin. Ici nous retrouvons des structures semblables, d'un diamètre inférieur à 10 km. Entre Minorque et la Sardaigne, une structure ressemblant à un SCV a été observée avec une anomalie de température potentielle de  $\sim +0.37^\circ\text{C}$  et une anomalie de salinité de  $\sim 0.1$ . Entre Mallorca et la côte algérienne, l'anomalie associée à la structure observée est de  $\sim +0.35^\circ\text{C}$  pour la température potentielle et de  $\sim 0.1$  pour la salinité.

Il a été clairement démontré dans Testor [2002], grâce à l'expérience SOFARGOS, utilisant des flotteurs dérivant, que des tourbillons cohérents de sous mésoéchelle (SCV) sont capable de transporter des WMDW depuis leur site de formation jusque dans le Bassin Algérien, nous avons pu avoir une preuve de cela sur la figure IV.7. En effet, la structure observée sur cette figure, porte les caractéristiques d'une WMDW, notamment l'anomalie positive importante en oxygène dissous.

La visualisation des données récoltées par les gliders dans le bassin algérien, nous ont permis de mettre en évidence une multitude d'anomalies dont les caractéristiques sont diverses. En effet, des structures ayant des dimensions s'apparentant à de la méso-échelle ont pu être observées sur les figures IV.6 et IV.12, mais des structures ayant un diamètre inférieur à 10 km, ce qui permet de les classer dans la catégorie de sous-méso échelles ont aussi été observées. Les caractéristiques du cœur de ces dernières sont diverses. Nous avons observé aussi bien des structures transportant des WIW, des LIW mais aussi des WMDW. Nous pouvons ainsi dire que les structures de sous-méso échelle participent à

l'étalement de toutes les masses d'eau principales, depuis les courants de bord principaux vers l'intérieur du sous-bassin algérien. Aussi, l'observation de la superposition de plusieurs structures de méso et de sous-méso échelle, démontrent la complexité de ce transport.

Faute d'absence de données de courant moyen estimé par les gliders sur toute la trajectoire des gliders, Le calcul du courant géostrophique n'a pu avoir lieu que sur trois de nos sections (figure [IV.5](#), [IV.7](#) et [IV.12](#)), l'absence d'une signature sur les courants ne nous a malheureusement pas permis de caractériser les structures observées d'un point de vue dynamique.

f



# Chapitre V

## Bilan et perspectives

### V.1 Conclusions principales

Notre étude fournit des preuves supplémentaires que les Gyres Algériens représentent un élément de circulation important dans le bassin. Il est apparu sur les mesures de courant de la campagne océanographique SOMBA-GE2014 que ces gyres ont un impact sur la circulation des eaux sur l'ensemble de la colonne d'eau. L'étude menée sur la LIW, en utilisant des données in situ de température et salinité, a montré que la distribution de cette masse d'eau à travers le bassin est liée à la présence des Gyres Algériens. Un transport de LIW vers l'ouest, transversal au plateau, par l'intermédiaire de tourbillons, depuis la veine sud de la Sardaigne vers l'intérieur du bassin algérien en suivant la périphérie des Gyres Algériens est mis en évidence par la climatologie de la température potentielle et confirmé par la corrélation croisée du signal de refroidissement observé durant les années 80.

L'application à notre base de données Méditerranéenne, de la méthode innovante de [Juza et al. \[2019\]](#) de détection de la WIW, et l'ajout d'un complément pour les cas où nous ne disposons pas de données de salinité, a permis la confection de cartes de climatologie couvrant une longue période, chose qui n'a pu être faite jusque là avec les méthodes de détection se basant sur des intervalles de valeurs fixes. Nous avons également pu avoir un aperçu de l'évolution de ses caractéristiques.

Les observations par les gliders nous ont été cruciales dans notre étude afin d'appuyer nos conclusions quant à l'efficacité des structures de méso et de sous-méso échelle pour le transport des masses d'eaux vers l'intérieur du Bassin Algérien. En effet nous avons observé des parcelles de WIW, LIW et WMDW à l'intérieur du Bassin Algérien dont les caractéristiques s'apparentent à des eaux provenant d'endroits plus proches des sources de formation de ces masses d'eau.

Les estimations des tendances de la température potentielle et de la salinité du LIW sur différentes périodes contribuent à documenter l'évolution de la LIW dans le Bassin Algérien et confirment les résultats des études précédentes. Plus important encore, l'accélération du réchauffement observée dans tout le bassin à partir de 2010 est alarmante. Une surveillance plus étroite des propriétés de la masse d'eau doit être maintenue.

## V.2 Perspectives

Il est crucial de maintenir et de renforcer les systèmes de surveillance existants, car ils peuvent évaluer les impacts directs du changement climatique dans la Méditerranée. Dans le futur, nous pouvons nous attendre à des modifications importantes des propriétés des masses d'eau avec des conséquences majeures : augmentation de la température et de la stratification, effondrement de la convection profonde dans le nord-ouest de la mer Méditerranée, bouleversant ainsi profondément son fonctionnement et les écosystèmes riches mais fragiles qu'elle abrite. Il est rapporté dans [Lacoue-Labarthe \*et al.\* \[2016\]](#) qu'un réchauffement accru est susceptible d'entraîner une mortalité massive des herbiers de *Posidonia oceanica* (qui est un habitat très important en Méditerranée, et constitue un puits de carbone important), des invertébrés, des éponges et des coraux ...etc. Les espèces envahissantes d'algues, d'invertébrés et de poissons d'eau chaude étendent leur aire de répartition géographique. En outre, on s'attend à la prolifération d'agents pathogènes, ce qui accroît la propagation des maladies.

La première campagne océanographique du programme SOMBA nous a permis d'accéder à de nouvelles informations et ainsi d'approfondir un peu plus notre compréhension du fonctionnement du Bassin Algérien, la reprise et continuation des campagnes SOMBA-GE pourront nous aider à mieux comprendre le rôle des Gyres Algériens, la nature des interactions qui se produisent à leur périphérie ainsi que leur variabilité. L'intégration d'une ligne d'endurance glider traversant les gyres serait d'une grande utilité pour mieux documenter les structures de sous-méso échelle responsables de la dispersion des masses d'eau.

Dans une optique de partage de données, il est nécessaire de coordonner l'effort d'observation par les différents opérateurs en Méditerranée en élaborant conjointement des protocoles à suivre pour le formatage des données et métadonnées ainsi que leur mise à disposition en libre accès. Cela permettrait de faciliter leur utilisation et ainsi de maximiser la valorisation de ces observations durement acquises. Un autre avantage qui pourrait émerger d'un partage de données plus efficace serait de fournir de plus nombreuses et meilleures observations *in situ* qui serviront pour le développement de modèles, afin que les simulations puissent représenter de manière plus fidèle le fonctionnement de la Méditerranée.

La base de données de profils de température et salinité en Méditerranée est un outil opérationnel d'une grande valeur qui mérite une optimisation de la procédure de mise à jour, et une mise à disposition en accès libre pour que les membres que ça intéresse puissent l'utiliser, mais aussi l'agréments de données non disponibles sur les bases de données publiques connues.

## **Annexe A**

# **Rapport de corrections de la calibration des données de température et salinité**



Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement  
du Littoral  
Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Approches  
Numériques, Université de Pierre et Marie Curie, Paris.

# Rapport de stage

Correction des données de  
température et salinité de la campagne  
SOMBA-GE2014

MALLIL Katia

13 au 15 Juin 2016

**Encadreur du stage:** Vincent Taillandier (Laboratoire d'Océanographie de Ville  
franche sur mer)

**Directeur de thèse:** Ferial LOUANCHI (ENSSMAL)

**Co-directeur de thèse:** Laurent MORTIER (LOCEAN)

## **I. Introduction :**

La CTD utilisée durant la campagne SOMBA-GE2014 est du model SBE 9+ (équipée d'une Deck Unit SBE 11). Munie de deux paires de capteurs de température (SBE 3+) et conductivité (SBE 4C) qui prennent des mesures à la fréquence de 24 Hz lors de leur déploiement. Après acquisition des données, celles-ci doivent être corrigées de l'erreur instrumentale qui ont des sources diverses, certaines sont dues à la configuration même de l'appareil, d'autres à la condition d'acquisition, ou encore à la dérive des capteurs dans le temps.

Dans le travail qui suit, nous allons décrire la procédure de pré traitement, et traitement de données en utilisant le programme SBE Data Processing.

## **II. Matériel et méthodes :**

### **1. Pré-traitement des données :**

Pour faire une première visualisation, nous avons appliqué la chaîne de traitement classique à nos données, puis nous avons visualisé celles-ci sous forme de séries temporelles, et nous avons ainsi pu observer la présence de valeurs aberrantes trop importantes en surface.

Nous avons alors converti les fichiers bruts (.hex en .cnv) afin de pouvoir les observer, et appliquer les traitements adéquats.

En traçant, le profil de pression en fonction du temps pour pouvoir retracer le trajet de la rosette dans la colonne d'eau, et en zoomant sur les 50 premiers mètre, nous avons repéré plusieurs stations (leg02\_002, leg02\_017, leg03\_006 et leg04\_004) où la procédure de rinçage a été effectuée en double, sans doute car l'UVP (Underwater Video Profiler) ne s'est pas déclenché. Nous avons ensuite éliminé la première procédure de rinçage manuellement de ces stations.

Nous avons également remarqué que la station 1 du leg 3 a été enregistrée dans deux fichiers différents Somba\_2014\_som\_leg3\_001 et Somba\_2014\_som\_leg3\_001B que nous avons rassemblé dans le même fichier.

A noter également que la station 4 du leg 3 a un fichier bouteille (.bl) vide, il n'y a donc aucune trace de fermeture de bouteilles Niskin. Soit il n'y a pas eu de prélèvement, ou bien l'acquisition de données ne s'est pas bien déroulée. La station 5 du même leg n'avait pas de fichier .bl du tout, nous en avons alors créé un vide manuellement pour éviter le blocage dans la chaîne de traitement.

### **2. Traitement des données :**

Après avoir apporté ces ajustements au jeu de données brutes, nous avons refait le traitement sur SBE Data Processing en utilisant les modules suivants dans l'ordre :

#### **Chaîne de traitement :**

Data conversion : génère un fichier .cnv en prenant les valeurs qui nous intéressent (température 1 et 2, conductivité 1 et 2, pression, oxygène voltage) du fichier de données brutes (.hex)

Wild edit : Elimine les valeurs aberrantes extrêmes avec comme critère un écart type 20 fois plus grand que la moyenne des écarts types sur une fenêtre de 100 scan (appliquée à la variable pression)

Premier passage : marque les données qui sont supérieures à 2 écarts types de la moyenne dans chaque block de 100 scan

Deuxième passage : Calcul d'une nouvelle moyenne et écart type sans prendre en compte les valeurs marquées au premier passage, puis élimination des valeurs supérieures à 20 nouveaux écarts types de la nouvelle moyenne.

Filter: application d'un filtre de 0.15 secondes sur les données de pression pour éliminer le bruit numérique de haute fréquence sur ce capteur.

Align CTD: Nous avons aligné le capteur d'oxygène de 5 secondes (l'alignement des données de salinité de 0.073 secondes est fait automatiquement lors de l'enregistrement)

Cell Thermal Mass : Pour aligner les valeurs en considérant le temps nécessaire à la cellule thermique pour s'ajuster, le programme a besoin des paramètres alpha et 1/beta spécifique à la sonde, ils sont donnés par le constructeur, et ils sont disponibles dans Help de SBE Data Processing.

Alpha=0.03 ; 1/beta= 7.

Loop Edit : Supprime l'effet du roulis du bateau (inversion du gradient de pression) due à la houle.

Suppression du rinçage : nous avons choisi la profondeur minimal de rinçage= 18m (rinçage de la CTD vers 19m pour la station 13 leg 1), et la profondeur maximal de rinçage = 30 m après observation des différents profils. Afin de pouvoir effectuer correctement le traitement.

Derive : Calcul des données océanographiques (T potentielle, Salinité, densité potentielle) à partir des variables primaires.

Bin Average : Moyenne par fenetre de 1 dbar des données sur le profil descendant (downcast), on aura donc une matrice avec 1 donnée/ dbar pour la T, C, p, Tpot, S ....

Bottle Summary : création d'un fichier .btl à partir d'un fichier ros, contenant la moyenne et l'écart type des 49 valeurs des différentes variables prises autour du moment où on a claqué les bouteilles (spécifié dans le fichier .BL) on aura donc un fichier avec autant de lignes de données que l'on a claqué de bouteilles pour chaque station. Et ces valeurs correspondront à la moyenne des 49 données enregistrées par la CTD autour du moment de la fermeture de chaque bouteille.

Avec ce traitement, nous avons supprimé un bon nombre d'erreurs dues à l'instrumentation, cependant, il subsiste les erreurs dues à la dérive des capteurs. Pour quantifier cette dernière, nous avons effectué le traitement une fois sans considérer la dérive, puis nous avons calculé les coefficients de dérive (slope et offset) et généré de nouveaux fichiers de configurations avec ces coefficients et refait le traitement. Les deux jeux de données nous permettrons de faire des comparaisons et de choisir la meilleure paire de capteurs T, C.

- **Correction de la dérive des capteurs à partir de la calibration pré et post campagne :**

Les données de calibrations des capteurs avant et après la campagne peuvent nous permettre de déduire la dérive de ceux-ci pendant la campagne et ainsi de leur appliquer la correction adéquate.

La dérive est considérée linéaire, nous devons donc déterminer une pente et un biais :

Corrected T/C = **slope** \* computed T/C + **offset**

### Température :

Le capteur de température dérive généralement avec l'apparition d'un biais qui évolue dans le temps, c'est pour cela que le constructeur Sea-Bird recommande de faire une correction en considérant uniquement ce biais ; celui-ci est calculé comme suit :

$$\text{Offset} = b * (\text{residual}/n)$$

b = nombre de jours entre la calibration pré-campagne et le jour où a été faite la station.

n = nombre de jours entre la calibration pré et post-campagne.

residual= température de la sonde – température du bain de calibration (donnée dans la feuille de calibration ; **residualT1= 0.00012, residualT2= 0.00116**).

Ce paramètre (offset) est introduit dans les fichiers de configuration (.xmlcon), afin de recalculer la température.

### Salinité :

Le capteur de salinité quant à lui, dérive en changeant d'envergure, Sea-Bird recommande donc de faire une correction en considérant uniquement le *slope* ; celui-ci est calculé comme

$$\text{islope} = 1 + (b/n) [1/\text{postslope}] - 1$$

b = nombre de jours entre la calibration pré-campagne et le jour où a été faite la station.

n = nombre de jours entre la calibration pré et post-campagne.

Postslope = (donnée dans la feuille de calibration ; **islopeT1= 0.9999743, islopeT2= 1.0000300**)

Ce paramètre (islope) est introduit dans les fichiers de configuration (.xmlcon), afin de recalculer la conductivité.

- **Correction de la dérive du capteur de conductivité à partir des analyses des canettes de salinité avec l'Autosalinomètre :**

A certaines stations, des échantillons d'eau destinée à l'analyse de la salinité par l'Autosalinomètre ont été prélevés, la comparaison des données récoltées à l'issue de cette analyse avec les données enregistrées par la CTD nous permettrait de déduire la dérive du capteur de conductivité.

Il est néanmoins important de noter que la différence de salinité qui apparaît est due à l'erreur dans la mesure de conductivité, température et pression ainsi que l'erreur survenue lors de l'analyse des canettes de salinité. Il est donc indispensable de corriger les erreurs de température et pression et recalculer les conductivités CTD, puis corriger l'erreur de mesure d'Autosalinomètre pour pouvoir comparer les valeurs de conductivité et en déduire la dérive du capteur [SBE application note n° 31].

Nous avons choisi de prendre en considération les échantillons d'eau ayant été prélevés à des profondeurs supérieures à 350m, et d'éliminer les couples de valeurs CTD- Autosalinomètre présentant des écarts trop importants.

### III. Résultats et discussion:

- **Température :**

Après application de la correction des données à partir de la calibration pré et post-campagne des capteurs, nous avons effectué une comparaison entre les valeurs d'un même capteur avant et après correction ainsi qu'une comparaison des écarts entre capteurs avant et après correction.

Nous avons représenté sur la figure ci-dessous ces écarts en fonction du temps.

Capteur de température T1 : il n'y a pas d'écart entre la mesure brute et la valeur corrigée.

Capteur de température T2 : un biais de 0.001 °C est apparu pour toutes les mesures.

La représentation des différences entre capteurs avant la correction (figure 1-c) montre une bonne corrélation entre le capteur T1 et T2, avec une différence moyenne

$$\overline{T2 - T1 \text{ pré}} = -0.705 \pm 0.1649 \text{ m}^\circ\text{C}$$

Après la correction des données, les écarts entre capteurs ont une valeur moyenne de

$$\overline{T2 - T1 \text{ post}} = 0.295 \pm 0.1648 \text{ m}^\circ\text{C}.$$

Nous remarquons alors que la différence entre la moyenne des écarts équivaut à la correction apportée au capteur T2, qui est de 1m°C :  $\overline{T2 - T1 \text{ post}} - \overline{T2 - T1 \text{ pré}} = T2\text{post} - T2\text{pré} = 0.001^\circ\text{C}$

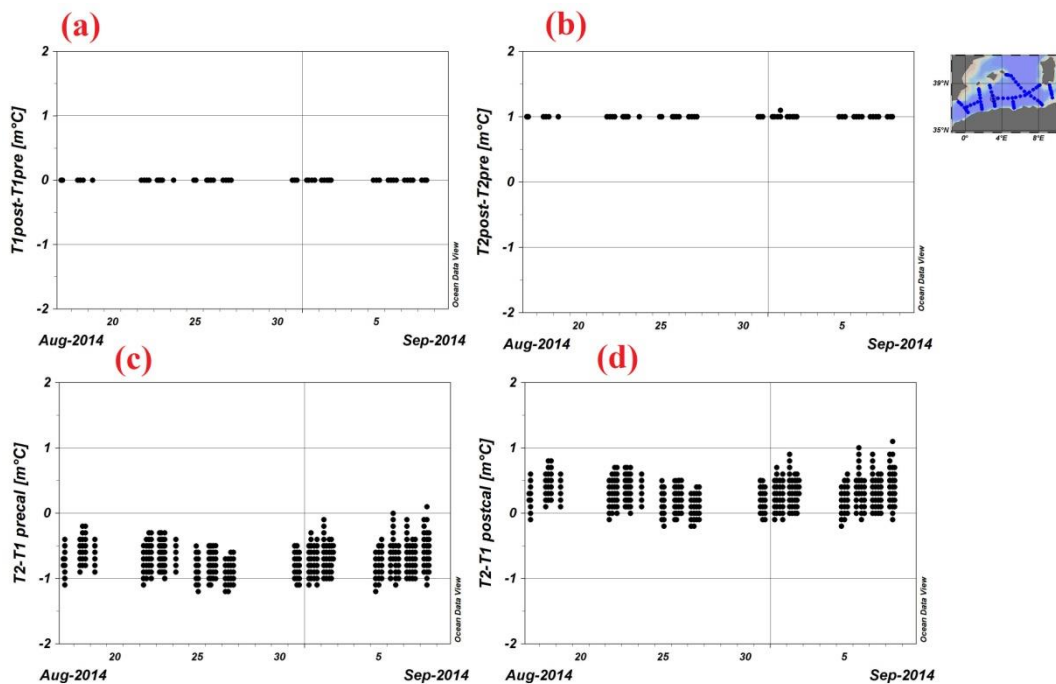


Figure1 : représentation des écarts entre la mesure de température brute des capteurs 1 et 2 et les valeurs corrigées respectives de celles-ci (T1post–T1pré, (a) ; T2post–T2pré, (b)). Représentation des écarts entre capteurs (T2 – T1), avant (c), et après (d) la correction des données

- **Salinité :**

Après application de la correction des données à partir de la calibration pré et post-campagne des capteurs, nous avons effectué une comparaison entre les valeurs d'un même capteur avant et après correction ainsi qu'une comparaison des écarts entre capteurs avant et après correction.

Nous avons représenté sur la figure ci-dessous ces écarts en fonction du temps.

Capteur de salinité S1 : l'écart moyen entre la mesure brute et la valeur corrigée

$$\overline{S1_{post} - S1_{pré}} = 0.1653 \pm 0.0476 \text{ mPSU} .$$

Capteur de salinité S2 : l'écart moyen entre la mesure brute et la valeur corrigée

$$\overline{S2_{post} - S2_{pré}} = -2.1352 \pm 0.0478 \text{ mPSU} .$$

La représentation des différences entre capteurs avant la correction (figure 1-c) montre également une bonne corrélation entre le capteur S1 et S2, avec une différence moyenne

$$\overline{S2 - S1_{pré}} = -1.2011 \pm 0.5346 \text{ mPSU} .$$

Après la correction des données, les écarts entre capteurs ont une valeur moyenne de

$$\overline{S2 - S1_{post}} = -3.5016 \pm 0.5248 \text{ mPSU} .$$

Nous remarquons alors que les écarts entre les capteurs ont augmenté de 2.3005 mPSU après la correction des données. Cet écart est dû en grande partie à la calibration des données du 2eme capteur de conductivité car  $\overline{S2_{post} - S2_{pré}} = -2.1352 \pm 0.0478 \text{ mPSU}$

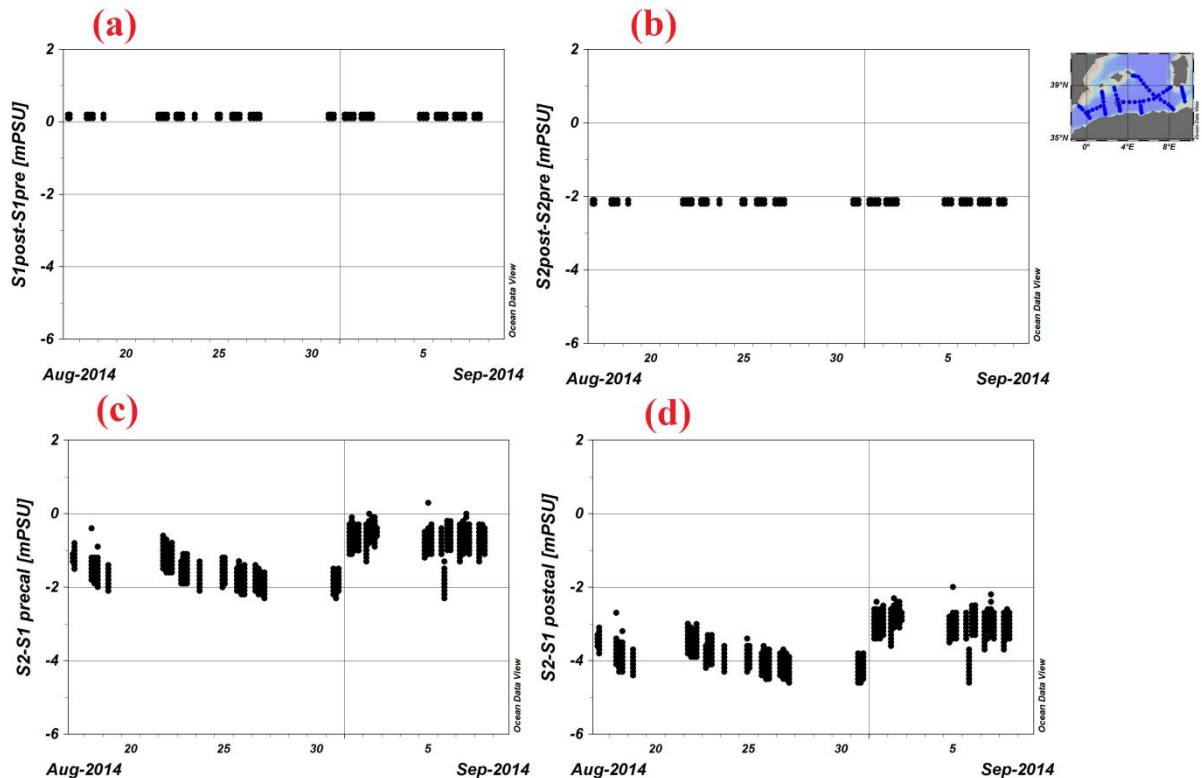
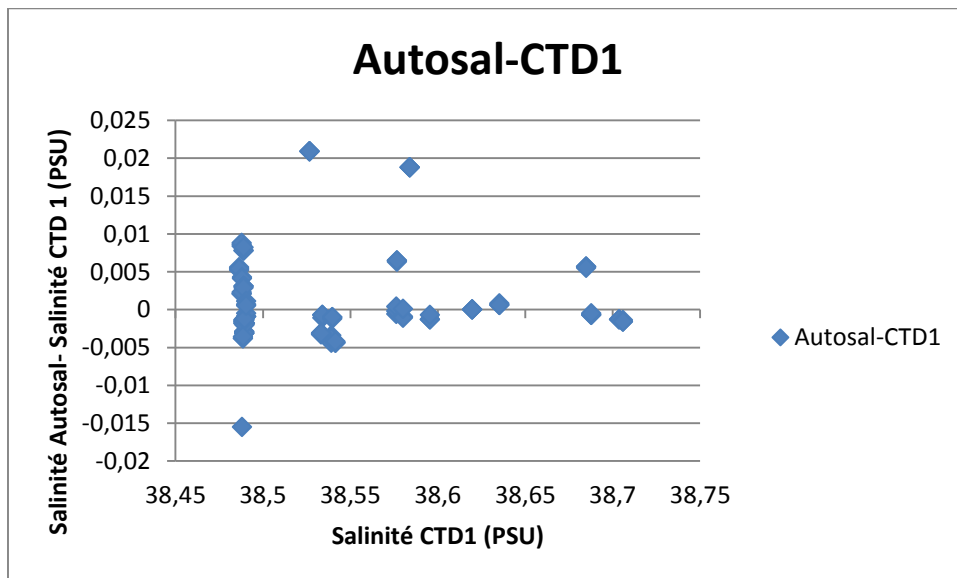


Figure2 : représentation des écarts entre la mesure de salinité brute des capteurs 1 et 2 et les valeurs corrigées respectives de celles-ci ( $S1_{post}-S1_{pré}$ , (a) ;  $S2_{post}-S2_{pré}$ , (b)). Représentation des écarts entre capteurs ( $S2 - S1$ ), avant (c), et après (d) la correction des données.

Il semble donc que la correction apportée au deuxième couple de sonde T2-C2 ne soit pas adéquate, ce qui est prévisible car la calibration de ces sondes avant la campagne a eu lieu le 07 juin 2011, et la calibration post-campagne, le 28 janvier 2015. Un délai de **4 ans** entre deux calibration est trop grand pour supposer une dérive linéaire de ces capteurs durant cette période. Il en résulte que la correction apportée aux données ai éloigné celles-ci des « vrais » valeurs au lieu de les en rapprocher.

➤ **Correction des données de salinité à partir des mesures de l'Autosalinomètre :**

La différence entre les données de l'autosalinomètre et les données CTD corrigées de l'erreur de température et pression (Salinité Autosal- Salinité CTD1) sont d'un ordre de grandeur nettement plus grand que les écarts CTD1-CTD2, et sont donc moins pertinents pour discriminer une erreur instrumentale sur les capteurs T et C.



**IV. Conclusion :**

Cette étude m'a permis avant tout la compréhension de l'erreur instrumentale ainsi que la maîtrise de la procédure de correction des données.

Nous avons pu déterminer la paire de capteurs T-C à garder (T1 et C1), et nous les avons corrigées de la dérive en utilisant les données de calibration pré et post-campagne.

Nous sommes également arrivés à la conclusion que les données d'analyse des canettes de salinité par l'Autosalinomètre montrent un écart avec les données du capteur de conductivité d'un ordre de grandeur trop grand pour servir à apporter une correction pertinente aux données de conductivité de la CTD.

## **Annexe B**

# **Rapport de traitement des données ADCP de la campagne SOMBA-GE2014**

# Profils de courant obtenus par mesures LADCP/SADCP sur la campagne SOMBA GE 2014 à bord du Tethys2

H. le Goff 17/09/2014  
hlgod@locean-ipsl.upmc.fr

## Résumé :

Ce rapport présente le traitement complet (incluant les données SADCP) de 70 profils LADCP obtenus pendant la campagne SOMBA 2014 dans le bassin algérien à bord du NO Tethys2 :

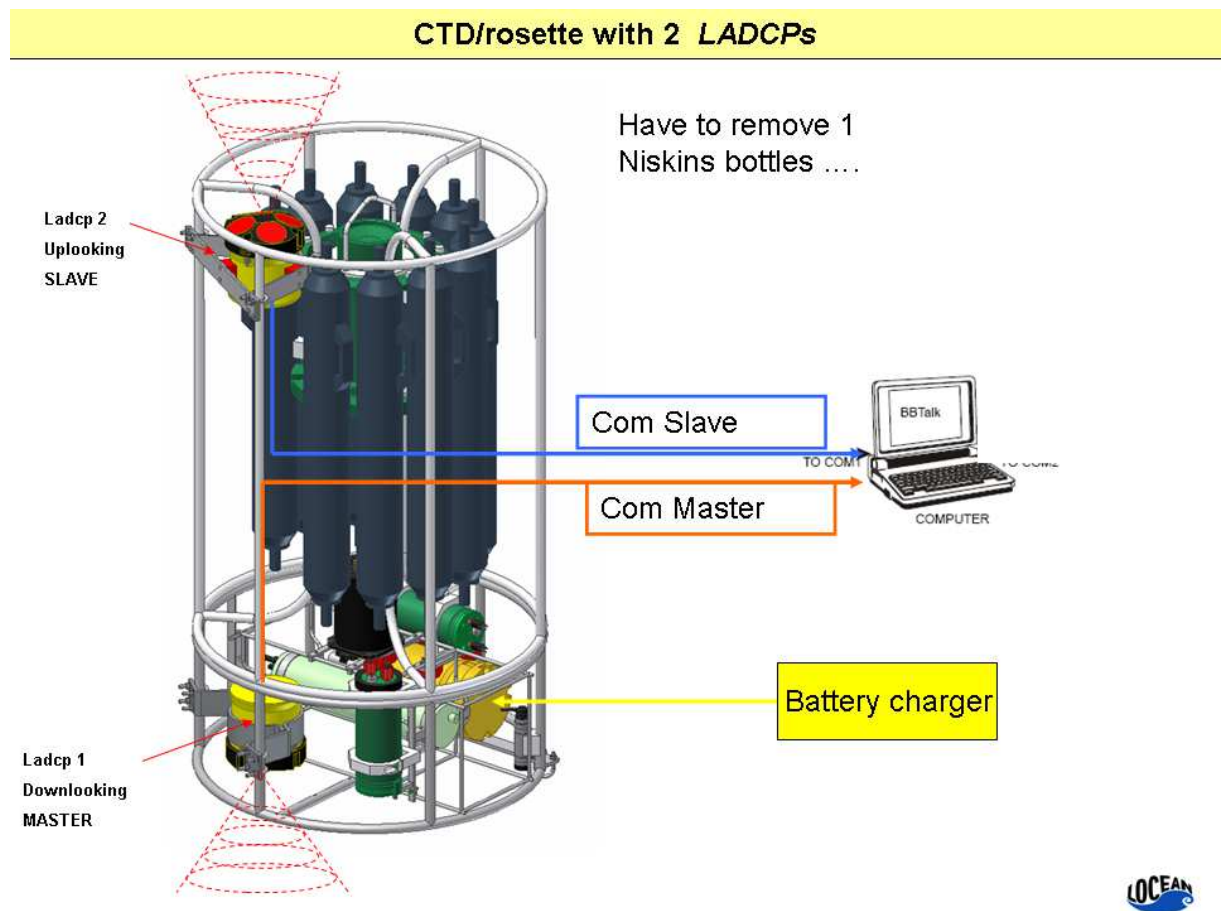
- leg1 de Toulon (14/08) à Bejaia (20/08)
- leg2 de Bejaia (22/08) à Alger (28/08)
- leg3 de Alger (31/08) à Mallorca (03/09)
- leg4 de Mallorca (04/09) à Toulon (10/09)

On présente l'instrumentation embarquée, la méthodologie de traitement ; les résultats sont présentés sous forme graphique et on en critique la qualité statistique.

On fournit un jeu de données courantométriques QC validées sous la forme de structures Matlab pour l'ensemble des profils LADCP et SADCP.

## I- Principe de déploiement et instrumentation

Sur la CTD - Rosette 12 bouteilles de Villefranche on déploie 2 LADCP 300khz (figure 1) ; le navire est équipé d'un ADCP de coque (SADCP) BB 150 qui a fonctionné pendant presque toute la mission, sauf pendant le premier transit Toulon -Sardaigne.



Un descriptif détaillé de l'instrumentation utilisée est donné en annexe 1

## II- Traitement à bord

Il est effectué avec le logiciel LDEO V8B ( Martin Visbeck,2004) modifié .

On y intègre :

- les fichiers RDI bruts des 2 LADCP ( Water profiles et Bottom track)
- les fichiers du SADCP traités par « SAVED »
- le fichier CTD.cnv traité par binaverage 1s
- la navigation du navire

Immédiatement après chaque station on effectue un premier traitement sans intégrer les données SADCP, ce qui permet de vérifier la qualité des données LADCP

Les données SADCP brutes (.sta et .lta) sont téléchargées par VSAT en fin de leg par Céline Heyndrickx à la DT La Seyne. Elle les traite alors avec SAVED et nous les renvoie. On refait un deuxième traitement LADCP les intégrant dans l'inversion.

Pour chaque station on compare alors le profil LADCP seul avec celui contraint par SADCP, selon plusieurs critères : error velocity , quality factor , visualisation comparée des profils en 3D , visualisation comparée des vecteurs moyennés sur différentes profondeurs .

On décide finalement pour chaque station si on garde ou pas la contrainte SADCP sur les profils LADCP.

Des détails sur ces traitements sont donnés en annexe 2.

### III- Traitement LADCP+ SADCP pour les legs 1 & 2

Ils ont récapitulés dans le tableau N°2.

#### III-1 Analyse et discussion sur les sorties du traitement

Sur les 35 stations du leg, toutes présentent des profils LADCP exploitables et 32 présentent des profils SADCP simultanés aux stations. Les profils SADCP manquant en début de leg 1 correspondent à la période où le SADCP avait encore quelques bugs de NMEA .

Pour la majorité de ces stations, la contrainte introduite dans l'inversion par les profils SADCP garde inchangé ou améliore légèrement le résultat par rapport au traitement sans SADCP : diminution de la *velocity error* ( colonnes jaunes), augmentation du *quality factor* ( colonnes vertes) .

Les dernières colonnes bleues donnent les différences  $\Delta U$  et  $\Delta V$  des profils SADCP et LADCP (non contraint) moyennés sur la colonne d'eau vue par le SADCP (environ 200m). Les valeurs  $> 6\text{cm/s}$  sont taguées en rouge, indiquant une mauvaise corrélation S et LADCP, principalement pour les premières stations de la radiale Sardaigne-Tunisie ( sta 1 à 6) .

Une discussion détaillée sur les données de cette radiale apparaît en annexe 3. La conclusion en est que dans la structure finale des profils LADCP QC validés, *on utilise les profils LADCP NON contraints par SADCP pour les stations 1 à 6 du leg 1.*

Pour toutes les autres stations, la contrainte SADCP est favorable, donc conservée. Sur la carte supérieure de la figure 3, on observe que les vecteurs rouges (LADCP contraint par SADCP, moyenné sur 8-40m) convergent bien vers le faisceau de vecteurs bleus (ensemble des vecteurs SADCP pendant la station, moyennés sur 8-40m), et la convergence est meilleure que sur la carte du bas (LADCP non contraint).

La figure 4 présente les distributions d'error velocity comparées pour les profils LADCP contraints et non contraints. Dans les 2 cas le mode principal se situe à 3 cm/s, et la contrainte SADCP diminue la queue de distribution vers les valeurs d'erreur élevées, tout ceci est donc satisfaisant.

#### III-2 Visualisation et commentaires sur les résultats finaux (QC validés)

Les 2 cartes des figures 5 et 6 présentent les vecteurs LADCP et SADCP moyennés sur différentes couches. On constate

- un bon fonctionnement sur toutes les stations des LADCP
- une bonne corrélation entre vecteurs S et LADCP moyennés sur [8m 40m] ( fig 6) sauf lors du transect Sardaigne –Tunisie ( voir Annexe 3)
- une assez bonne statistique d'inversion avec une error velocity modale comprise entre 2 et 3 cm/s (fig5)

Les figures 7 à 10 présente une superposition des vecteurs courant sur des cartes de SST (MODIS, niveau 2 traitées à bord avec SEADAS par Vincent Taillandier). Les dates des cartes (17, 22, 25,27 aout) correspondent aux journées peu nuageuses sur zone, permettant une bonne qualité d'interprétation de la SST. Elles ne sont donc strictement synoptiques que pour les stations aux dates concernées (dates indiquées sur les cartes par groupe de stations journalières) .

Quelques commentaires :

**Section SW Sardaigne :**

On constate un renversement de courant affectant toute la colonne d'eau : courant portant au SE sur le talus continental (sta 8-9-10), courant portant au NW sur la plaine abyssale ( sta 11-12 , fig 5 et 6) . Sur la carte SST du 17/08 ( fig 7 bas) la limite du renversement correspond à une discontinuité franche de la SST .

### Tourbillon anticyclonique du 22/08 (fig 8)

Les stations 1-2-3-4 du 22/08 et le SADCP décrivent le bord Sud d'un tourbillon anticyclonique, dont la signature en SST apparaît comme un filament d'eau froide.

### Courant algérien

Ce courant (MAW froide) apparaît clairement sur les cartes SST du 25 et 28 aout (fig 9 et 10). Dans la veine d'eau froide, les courants sont forts et portent au secteur E (variabilité SE-NE, fonction des méandres) .

Au nord de la veine (eau chaude) , les courants s'affaiblissent et prennent des directions variables

Tableau n°2 : SOMBA 2014 legs 1 . LADCP processed with/without SADCP constraint											
sta num	date	LADCP profile		Depth (BTK) (m)	Error velocity (cm/s)		quality factor		SADCP-LADCP velocities RMS		comments
		start	end		with SADCP	no SADCP	with SADCP	no SADCP	$\Delta U$ (cm/s)	$\Delta V$ (cm/s)	
1	17/8	05:17	05:31	285		6,7		1,2			no sadcp,smallGPS
2	17/8	07:09	07:58	1197	2,8	2,6	1,4	1,6	3,0	7,7	sadcp offset on position smallGPS,bad correlation btw S and Ladcp
3	17/8	08:57	09:50	1507	2,6	3,5	1,1	1	13,0	5,9	smallGPS,bad correlation btw S and Ladcp
4	17/8	11:14	12:27	1945	2,7	2,7	1,2	1,7	13,0	5,7	
5	17/8	13:32	14:24	1193	1,9	2,4	1,1	1,2	12,0	9,7	
6	17/8	15:36	16:07	652	2,9	2,9	1,5	1,9	14,0	6,5	
7	17/8	17:32	17:58	429	4,6	4,5	1,4	1,3	3,9	2,1	
8	18/8	05:03	05:19	245	5,9	5,8	1,2	1,3	3,8	1,6	
9	18/8	05:53	06:24	562	3,2	2,8	1,7	2,1	5,3	1,5	
10	18/8	06:57	07:41	1038	2,2	2,4	2	2,3	3,5	1,5	
11	18/8	09:06	10:56	2818	3	3,3	0,96	0,95	1,4	6,8	
12	18/8	13:04	15:03	2848	4,3	4,6	1	0,95	1,6	4,7	
13	18/8	17:18	18:49	2851	6,1	5,3	0,56	0,85	2,0	4,3	
14	19/8	04:10	04:32	517		3,3		2,4			no Sadcp
15	19/8	05:13	05:50	965		2,7		2,3			no Sadcp
16	19/8	06:57	08:27	2667	2,3	3,9	1,1	1,1	5,3	9,2	bad correlation btw S and Ladcp
SOMBA 2014 leg 2											
1	22/8	05:35	07:19	2850	2,6	3,6	1	1,1	2,6	7,1	
2	22/8	09:48	11:37	2843	3,8	6,2	0,52	0,58	3,3	4,5	fast drift/high tilts
3	22/8	13:38	15:29	2835	3,1	5,2	nan	0,56	1,7	2,2	fast drift/high tilts
4	22/8	17:03	18:48	2821	4,8	6,8	0,53	0,48	4,0	2,4	fast drift/high tilts
5	23/8	05:00	06:12	1922	1,9	4,3	1,1	0,93	2,4	4,4	
6	23/8	07:28	08:55	2320	2,7	1,9	1,9	2,1	0,9	3,3	
7	23/8	09:58	11:30	2652	1,8	1,8	1,8	2	1,5	1,5	
8	23/8	12:46	14:27	2775	4	4	1,2	1,4	4,4	2,2	
9	24/8	04:52		2432	2,8	2,3	1,6	1,6	2,7	6,2	
10	25/8	10:10	11:52	2757	3,5	3,4	1,1	0,97	1,7	2,0	
11	25/8	13:05	14:41	2758	2,9	2,9	0,86	0,86	3,1	2,4	
12	26/8	05:05	06:33	2198	2,9	3,3	1,2	1,1	1,2	6,9	
13	26/8	07:41	09:27	2772	3,2	3,2	1,3	1,3	1,7	3,4	
14	26/8	11:00	12:42	2781	2	2,2	1,4	1,5	1,9	3,4	
15	26/8	14:36	16:14	2784	3,2	3,2	1,5	1,4	2,3	1,9	
16	26/8	04:56	06:00	2607	2,4	2,2	1,5	1,7	1,5	1,1	
17	26/8	09:03	10:42	2750	3,8	3,5	1,2	1,1	2,2	1,1	
18	26/8	12:37	14:00	2799	2	2,1	1,6	1,6	2,0	1,4	
19	26/8	16:19	18:01	2795	3,1	3,3	1,1	1,1	1,4	3,1	

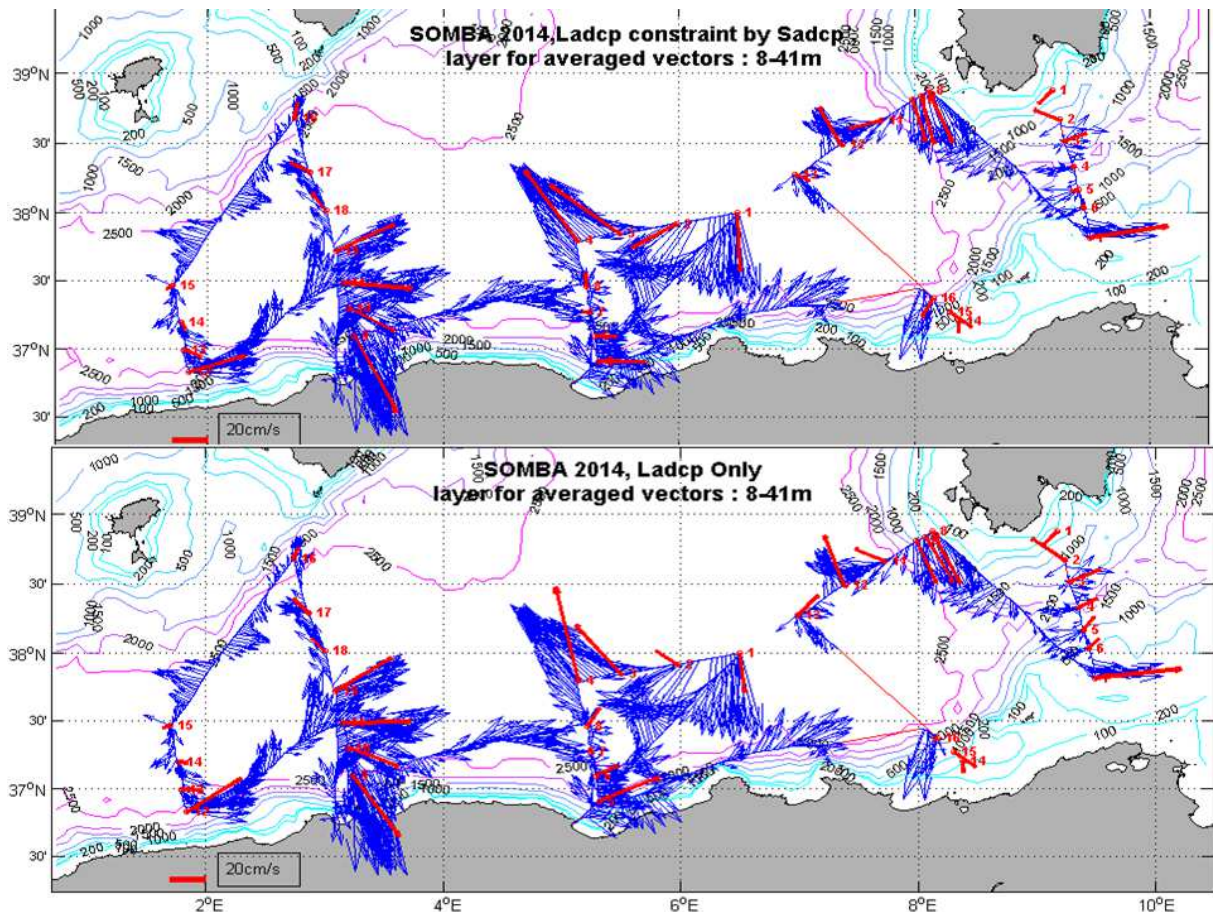


Figure 3 : Leg1&2 , vecteurs courant LADCP et SADCP moyennés sur la couche de surface [8 – 40m]. Comparaison des données LADCP contraintes (carte supérieure) et non contraintes par le SADCP (carte inférieure).

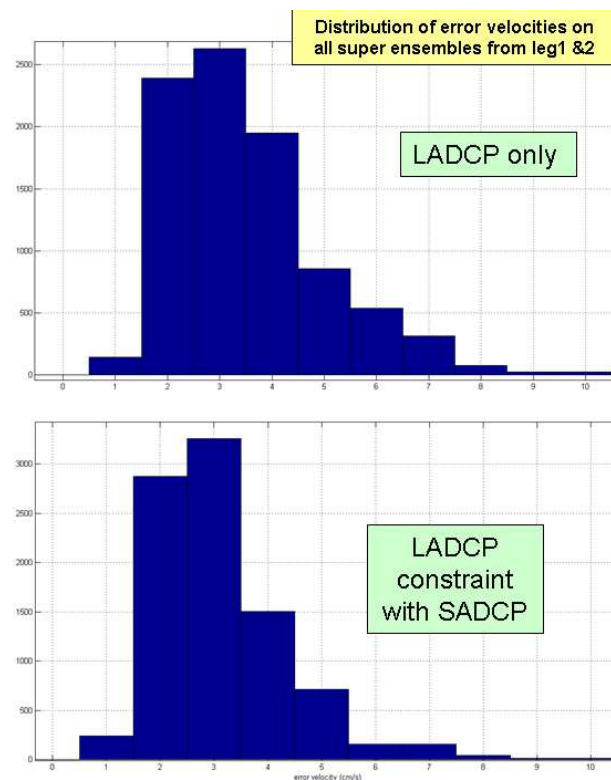


Figure 4 : erreur sur les vitesses horizontales , calculées par le code LDEO . Distribution des valeurs pour chaque super ensemble des 35 profils des legs 1 &2.

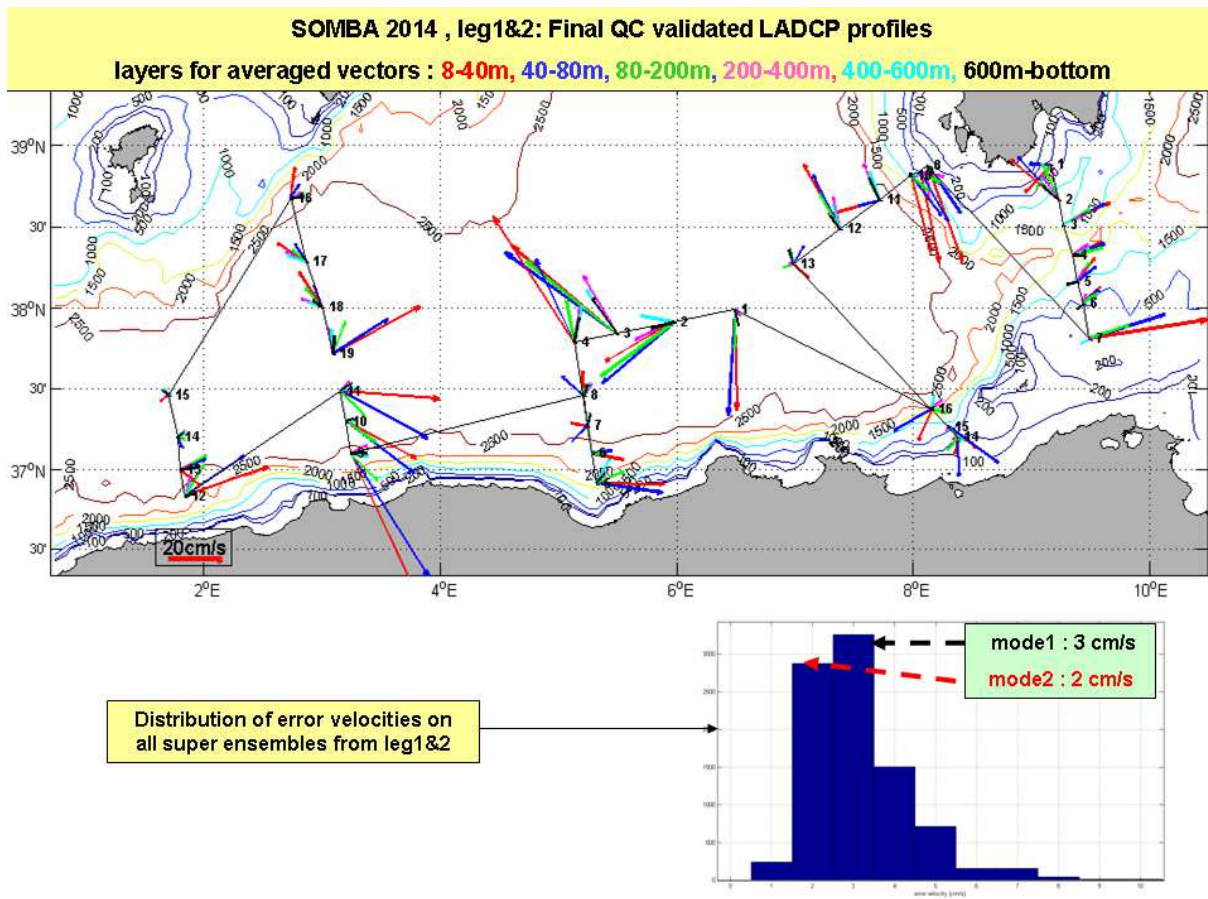


Figure 5 : Leg 1&2, données QC validées, vecteurs LADCP moyennés sur 6 couches

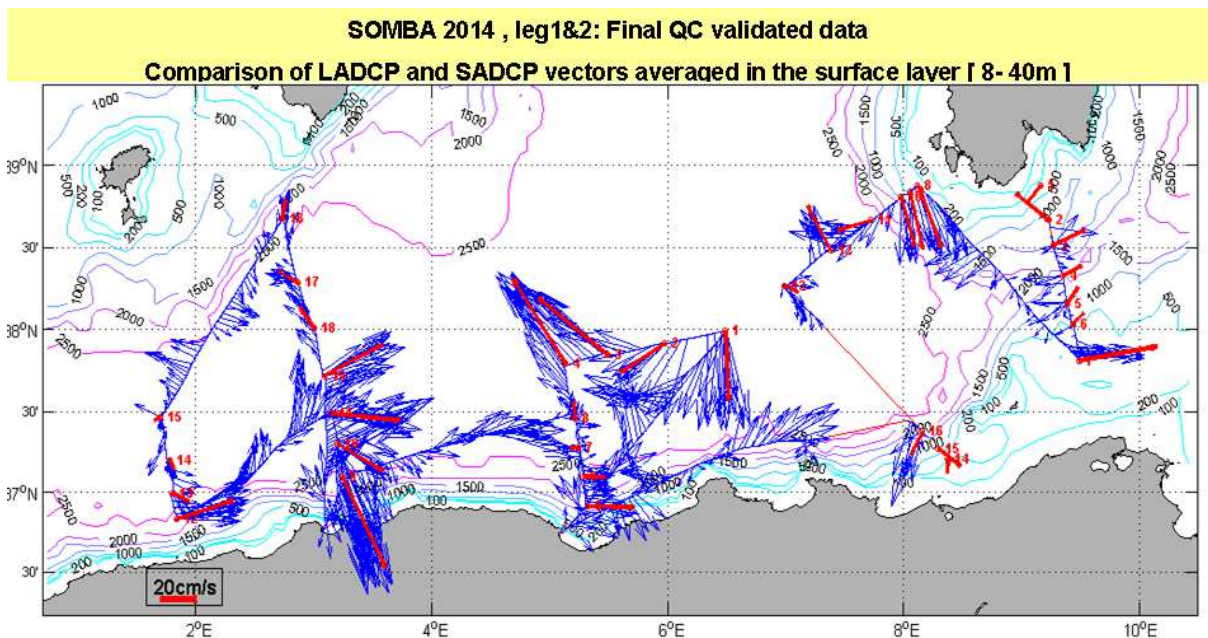
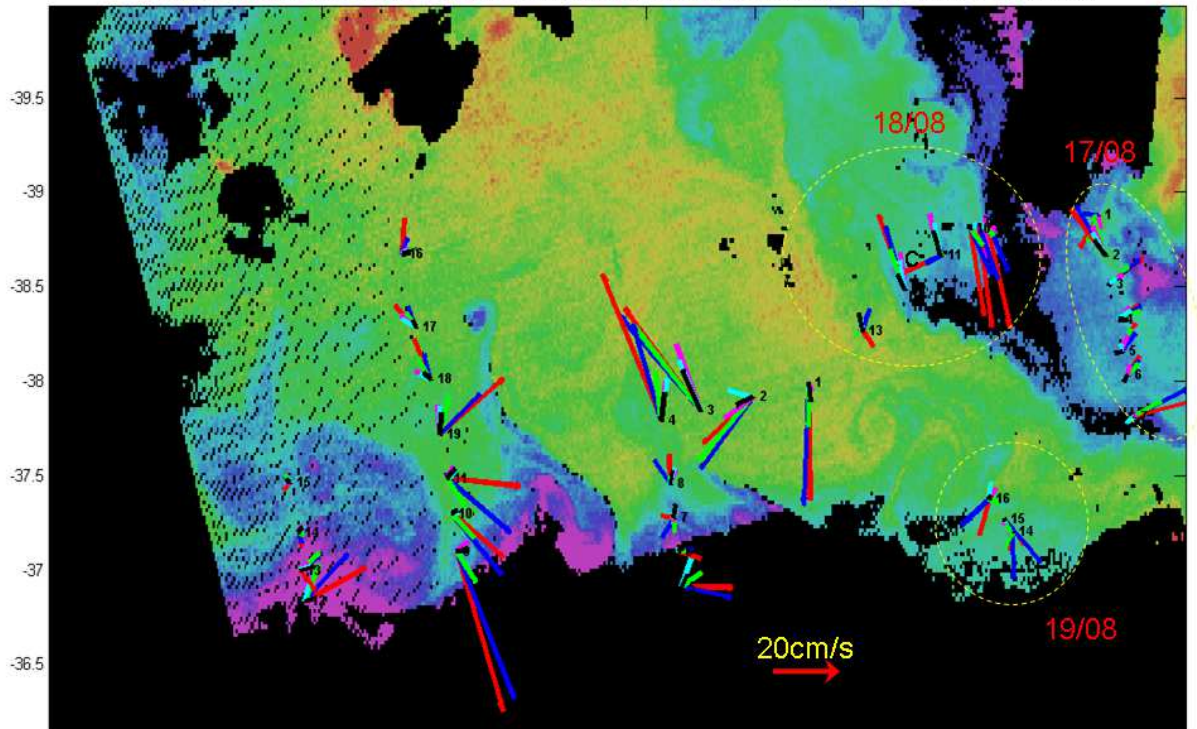
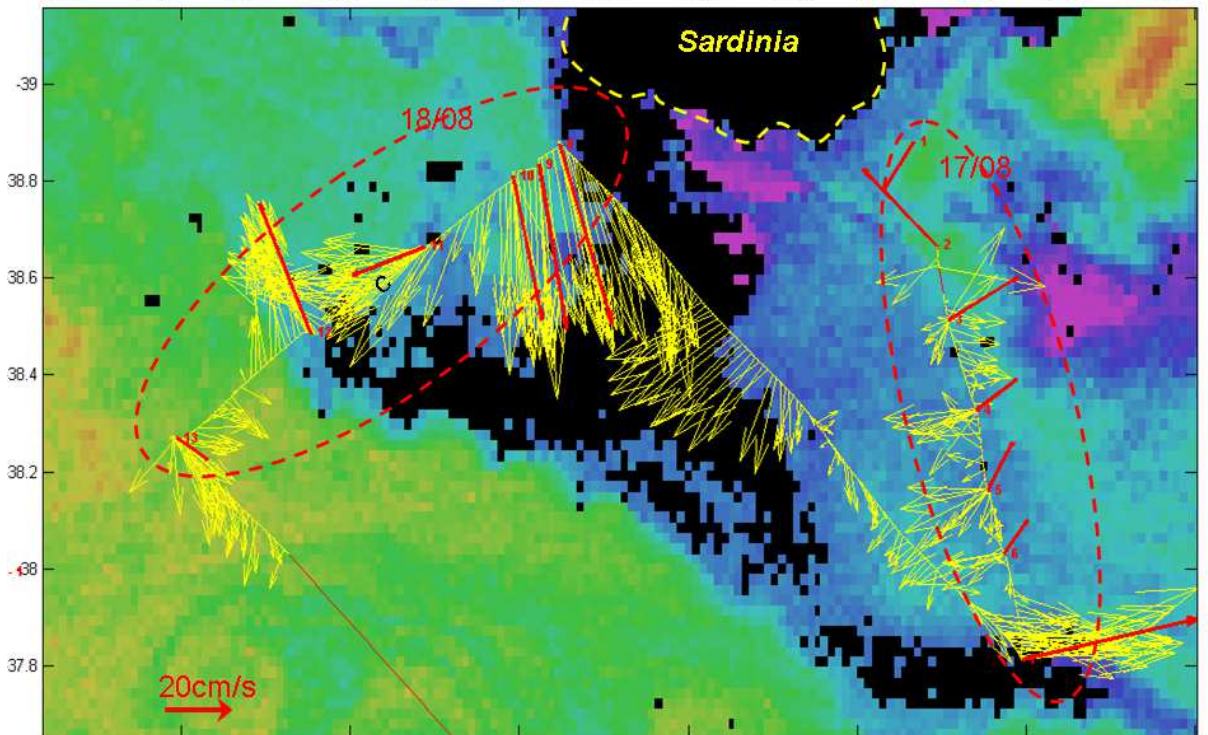


Figure 6 : Leg 1&2, données QC validées, vecteurs LADCP et SADCP moyennés sur la couche de surface

SOMBA 2014, layers for averaged vectors : 8-40m (red), 40-80m (blue), 80-200m (green), 200-400m (mag), 400-600m (cyan), 600 - bottom(black)



MODIS Image 17/08/14 SST [°C] & averaged LADCP vectors for 6 depths

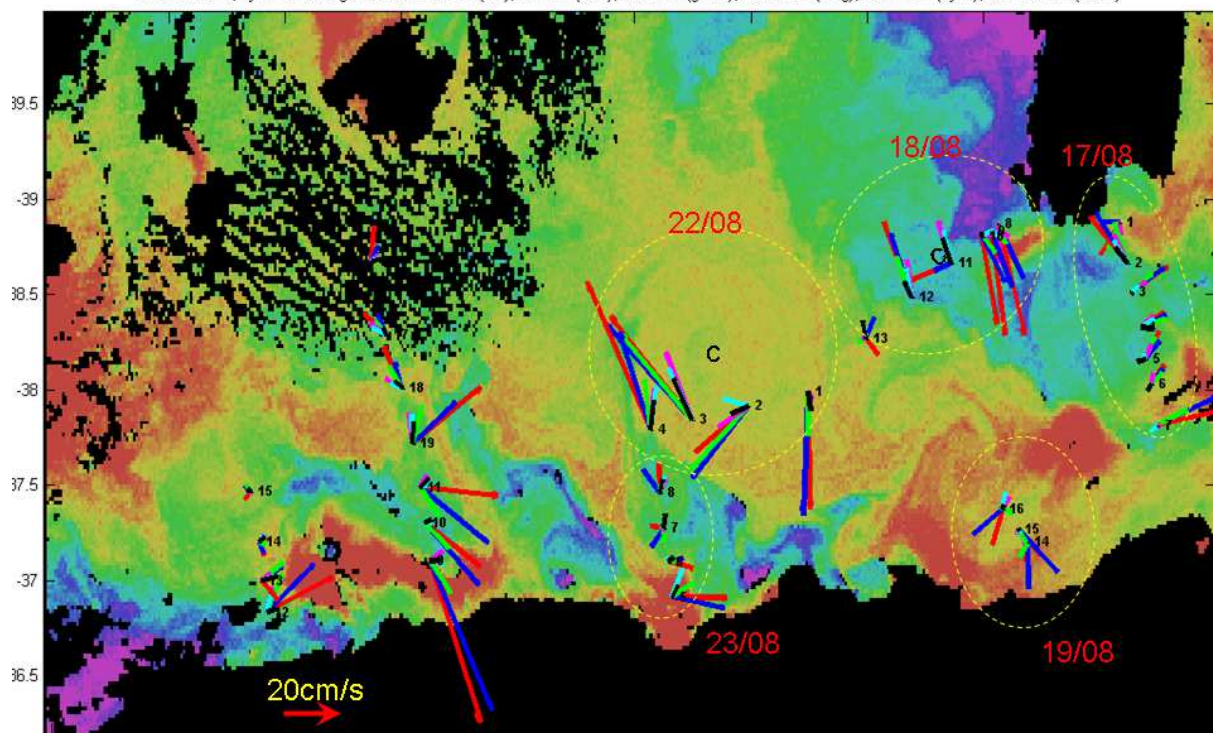


MODIS Image 17/08/14 SST [°C], LADCP & SADCP averaged vectors on [8-40m]



Figure 7 : Leg 1&2, données QC validées , vecteurs courant reportés sur la carte MODIS SST du 17/08

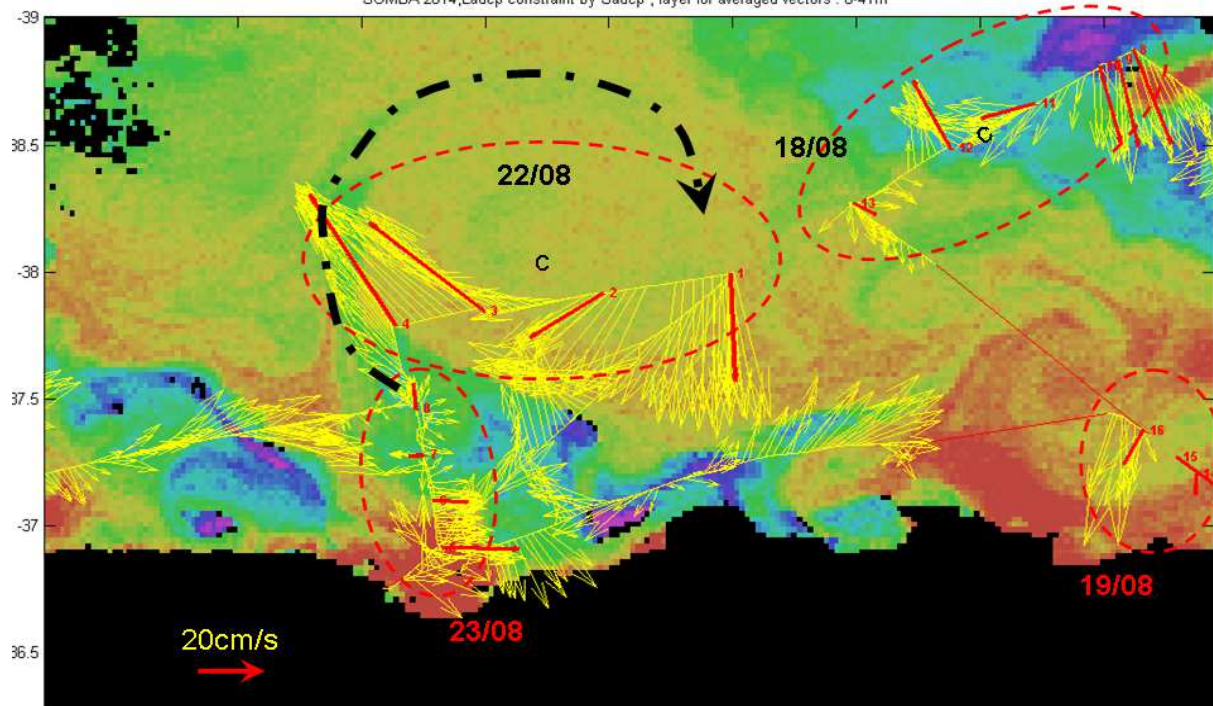
SOMBA 2014, layers for averaged vectors : 8-40m (red), 40-80m (blue), 80-200m (green), 200-400m (mag), 400-600m (cyan), 600 - bottom(black)



0 MODIS Image 22/08/14 3 SST [°C] & averaged LADCP vectors for 6 depths 10



SOMBA 2014, Ladcp constraint by Sadcp , layer for averaged vectors : 8-41m



MODIS Image 22/08/14 SST [°C], LADCP & SADCP averaged vectors on [8-40m]



Figure 8 : Leg 1&2, données QC validées , vecteurs courant reportés sur la carte MODIS SST du 22/08

## **Annexe C**

### **LIW in the western Mediterranean and interactions with the Algerian Gyres**



# The Levantine Intermediate Water in the western Mediterranean and its interactions with the Algerian Gyres: insights from 60 years of observation

Katia Mallil<sup>1,2</sup>, Pierre Testor<sup>1</sup>, Anthony Bosse<sup>3</sup>, Félix Margirier<sup>4</sup>, Loïc Houpert<sup>5</sup>, Hervé Le Goff<sup>1</sup>, Laurent Mortier<sup>1</sup>, and Ferial Louanchi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire d’Océanographie et du Climat: Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN, UMR 7159): CNRS/SU/MNHN/IRD, 75005, Paris, France

<sup>2</sup>Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l’Aménagement du Littoral (ENSSMAL), Laboratoire des Ecosystèmes Marins et Littoraux (EcosysMarL), 16320, Alger, Algeria

<sup>3</sup>Aix-Marseille Université, Université de Toulon, CNRS, IRD, MIO UM110, 13288, Marseille, France

<sup>4</sup>School of Earth and Atmospheric Sciences, Georgia Institute of Technology, Atlanta, Georgia, USA

<sup>5</sup>OSE Engineering, 78470, Saint-Rémy-lès-Chevreuse, France

**Correspondence:** Katia Mallil (mallil.katia@gmail.com)

Received: 2 December 2021 – Discussion started: 14 December 2021

Revised: 15 May 2022 – Accepted: 30 May 2022 – Published: 5 July 2022

**Abstract.** The presence of two large-scale cyclonic gyres in the Algerian Basin influences the general and eddy circulation, but their effects on water mass transfer remain poorly characterized. Our study has confirmed the presence of these gyres using the first direct current measurements of the whole water column collected during the SOMBA-GE2014 cruise, specifically designed to investigate these gyres. Using cruise sections and a climatology from 60 years of in situ measurements, we have also shown the effect of these gyres on the distribution at intermediate depth of Levantine Intermediate Water (LIW) with warmer ( $\sim 0.15^\circ\text{C}$ ) and saltier ( $\sim 0.02$ ) characteristics in the Algerian Basin than in the Provençal Basin. The Algerian Gyres, combined with the effect of anti-cyclonic Algerian Eddies, also impact horizontal density gradients with sinking of the isopycnals at the gyres’ centers. Temporal cross-correlation of LIW potential temperature referenced to a signal observed southwest of Sardinia reveals a timescale of transit of 4 months to get to the center of the Algerian Basin.

The LIW potential temperature and salinity trends, on average in the basin interior, are estimated to be  $+0.0022 \pm 0.0002^\circ\text{C yr}^{-1}$  and  $+0.0022 \pm 0.0001 \text{ yr}^{-1}$ , respectively, over the 1968–2017 period and accelerating to  $+0.048 \pm 0.003^\circ\text{C yr}^{-1}$  and  $+0.0076 \pm 0.0009 \text{ yr}^{-1}$  over the 2013–2017 period.

## 1 Introduction

The Mediterranean Sea is a semi-enclosed evaporation basin with water and heat deficits (Béthoux, 1979; Bryden and Kinder, 1991). The Mediterranean Sea is characterized by a dynamic thermohaline circulation resulting from a strong air–sea coupling and preconditioning to deep vertical mixing (Robinson et al., 2001). The difference in water density and sea level at Gibraltar Strait forces a surface inflow of relatively warm and fresh Atlantic Waters (AW), flowing then cyclonically along the continental slope of the different sub-basins (Millot, 1999; The MerMex Group: Durrieu de Madron et al., 2011). At the northern coast of Africa the Algerian Current flows. Its high velocities up to  $1 \text{ m s}^{-1}$  (Benzohra and Millot, 1995) and important baroclinic instabilities generate mesoscale meanders and Algerian Eddies, denoted as AEs here (Millot et al., 1990). At depth, saltier and colder (on average over the year) waters exit through the same strait and form the Mediterranean Outflow Water (MOW) through cascading and mixing in the Atlantic. This exchange between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea occurring in the southwestern Mediterranean is a major driver of the water mass dynamics of this basin but also of the whole Mediterranean Sea (Robinson et al., 2001). MOW signature can be identified in the whole North Atlantic and impacts the global

thermohaline circulation (Johnson, 1997; Lozier and Stewart, 2008). The Levantine Intermediate Water (LIW) represents about half of the MOW, the other half being made of Western Mediterranean Deep Water (WMDW) (Gascard and Richez, 1985; Bryden et al., 1994). LIW is formed during winter in the eastern Mediterranean Sea by the mixing of salty surface water down to 500 and up to 1000 m and then spreads throughout the Mediterranean following a cyclonic along-slope circulation scheme, similarly to the surface water. To enter the Algéro-Provençal Basin, a fraction of the LIW passes through the Corsica Channel and flows along the French coast (Northern Current), and the larger part goes around Sardinia then joins the Northern Current. LIW lays between  $\sim 300$  and  $\sim 700$  m depth in the western basin and is identified by an absolute salinity maximum and a relative potential temperature maximum. It appears in  $\theta$ - $S$  diagrams as the so-called “scorpion tail” shape (Tchernia, 1958). However, compared to the northwestern Mediterranean where important ventilation and deep convection processes occur (MEDOC GROUP, 1970; Houpert et al., 2016; Testor et al., 2018), relatively few studies about ocean circulation have focused on the southwestern Mediterranean so far, particularly regarding the LIW.

During the Mass Transfer and Ecosystem Response (MATER) program, isobaric floats drifting at 600 m depth (from July 1997 to June 1998), moorings, and profiling floats with nominal parking depths of 1200 and 2000 m depth (1997 to 2002) were used to assess the circulation of LIW, Tyrrhenian Deep Water (TDW) and WMDW. The dominant pattern revealed by the float trajectories are two large-scale cyclonic gyres, so-called western and eastern Algerian Gyres, centered around  $37^{\circ}30' \text{ N}$ ,  $2^{\circ}3' \text{ E}$  and  $38^{\circ}30' \text{ N}$ ,  $6^{\circ} \text{ E}$ , respectively (Testor et al., 2005a). These two gyres affect the whole water column, and their location is strongly related to the closed  $f/H$  contours ( $f$  is the planetary vorticity and  $H$ , the water depth). The barotropic orbital velocities of the gyres are about  $5 \text{ cm s}^{-1}$ .

It has been shown through the ELISA (Eddies and Leddies Interdisciplinary Study in the Algerian Basin) experiment that AEs transport LIW from the vein flowing northward along the continental slope of Sardinia toward the interior of the basin by entrapping or dispatching pieces of it (Taupier-Letage et al., 2003; Millot and Taupier-Letage, 2005a). The LIW vein south and west of Sardinia can become unstable and generate anticyclonic eddies that can also transport LIW toward the interior of the basin (Millot, 1999; Testor and Gascard, 2005). The possibility of the presence of a permanent westward LIW vein across the Algerian Basin as described by Wüst (1961) has been largely rejected by the scientific community in favor of eddy transport. Puillat et al. (2002) have used satellite images, mainly from NOAA/AVHRR thermal infrared channels (February 1996 to December 1998), to track AEs over the long term and have evidenced their cyclonic circuit in the eastern part of the Algerian Basin that could help in transporting LIW west-

ward. This was further documented by Escudier et al. (2016a) showing a cyclonic mean path around both Algerian Gyres of the anticyclonic eddies tracked with their surface signature during 20 years (1993–2014) using satellite altimetry. Testor and Gascard (2005) have also observed the formation of Sardinian Eddies (SEs) transporting LIW in their cores in the center of the basin and linked them to the detachment of the LIW vein further at the southwestern tip of Sardinia and the presence of a large-scale cyclonic motion in the Algerian Basin (the Eastern Algerian Gyre). Testor et al. (2005b) have further investigated the formation of these eddies and assessed their impact on eddy transport using numerical modeling; the presence of a LIW core in the SEs confirmed their transport efficiency. In addition to AEs and SEs, Bosse et al. (2015) have shown the important contribution to the spreading of LIW in the western Mediterranean by smaller structures ( $\sim 5 \text{ km}$  radius), so-called submesoscale coherent vortices (SCVs), likely formed along the western coast of Sardinia by the influence of bathymetry on the northward LIW flow. These observations have revealed the efficiency of these circulation features to transport warm and salty LIW from the boundary circulation toward the basin interior, and in particular across the Algerian Basin.

Regarding the evolution of the hydrology, the deep water properties were thought for a long time to have constant temperature and salinity, before oceanographers discovered that deep convection was renewing them and abruptly modifying their temperature and salinity properties. In that context, Béthoux et al. (1990) have shown an increase in potential temperature of  $0.12^{\circ}\text{C}$  between 1959 to 1989 in the deep water ( $> 2000$ ) using historical observations. Then from volume and heat conservation calculations, an increasing trend of  $0.005^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  in the intermediate layer has been deduced. Béthoux and Gentili (1996) have compared in situ temperature and salinity measurements of the intermediate layer from historical data covering the 1950–1973 period with measurements acquired in 1991 and 1992 and have shown an increase in temperature of  $0.0068^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  and an increase in salinity of  $0.0018 \text{ yr}^{-1}$ . Sparnocchia et al. (1994) have also reported a significant increase in LIW core temperature in almost all the areas of the western Mediterranean, based on data from 1950 to 1987 (e.g.,  $0.0091^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  in Ligurian Sea and  $0.0065^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  in the Sicily Channel). Among the more recent studies Schroeder et al. (2017) reported stronger trends of LIW potential temperature and salinity of  $0.024^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  and  $0.006 \text{ yr}^{-1}$  (1993–2016), respectively, using a mooring in the Sicily Channel. Margirier et al. (2020) have reported even larger increasing trends of  $0.06 \pm 0.01^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  and  $0.012 \pm 0.02 \text{ yr}^{-1}$ , respectively, during the 2007–2017 period in the Ligurian Sea. The discrepancies of the trend values among those studies are likely due to the difference in the chosen periods and locations.

In this study, we present new observations of the Algerian Gyres, highlighting their effect on the LIW distribution and propagation of thermohaline signals across the basin in

a broad time period, using current measurements from the research cruise SOMBA-GE 2014 along with potential temperature and salinity in situ data. We provide estimates of the trends over the last 60 years during three main periods and eight regional boxes. The time series are then used to infer circulation timescale and pattern of LIW in the Algerian Basin. We first present data and methods in Sect. 2 and then the results in Sect. 3, which we discuss in Sect. 4. We finally conclude briefly in Sect. 5.

## 2 Data and methods

### 2.1 In situ data

All available potential temperature and salinity profiles (from 1960 up to and including 2017) in the Mediterranean Sea coming from multiple platforms (conductivity temperature depth, CTD, sensors; profiling floats; gliders; expendable bathythermographs, XBTs; and mechanical bathythermographs, MBTs) have been gathered from different sources in order to track the changes in the water mass properties, and make up-to-date climatologies of LIW in the Algéro-Provençal Basin. Figure 1 shows the distribution of these data in the Algéro-Provençal Basin.

The hydrographical data used in this study were gathered from the Coriolis project (see <http://www.coriolis.eu.org/>, last access: 20 January 2018), MEDAR/MEDATLAS (Fichaut et al., 2003), World Ocean Database (Conkright et al., 2002), MMD (Mediterranean Marine Data), collaboration between CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche) and ENEA (Italian National Agency for New Technologies, Energy and Sustainable Economic Development) (Borghini et al., 2019; Durante et al., 2019; Ribotti and Borghini, 2008; Ribotti et al., 2022), “EGO” (Everyone’s Gliding Observatories <http://www.ego-network.org/>, last access: 28 January 2018), and SOCIB websites (<http://www.socib.eu/>, last access: 16 October 2018). A significant part of data is coming from MOOSE and SOMBA networks (Testor et al., 2010, 2017; Coppola et al., 2019; Mortier et al., 2014; Iudicone et al., 2014), which aim at addressing scientific and environmental issues relevant for climate change in the north-western Mediterranean Sea and in the Algerian Basin.

We applied rigorous and systematic quality controls and corrections on potential temperature and salinity data, in particular for XBTs, as described by Houpert et al. (2015), allowing us to detect interannual variations at the basin scale with enough confidence.

Based on climatological analysis previously published (Manca et al., 2004), and profile visualizations carried out with our data set, some profiles were considered as outliers and thus discarded if one of the following criteria applies to them:

- salinity larger than 39 or smaller than 36 below 100 m;

- potential temperature ( $\theta$ ) larger than 17 °C below 200 m, larger than 14 °C below 1000 m or smaller than 10 °C;
- potential densities larger than 29.2 kg m<sup>-3</sup> between 0 and 2000 m, smaller than 28.5 kg m<sup>-3</sup> between 400 to 1000 m or smaller than 29.02 kg m<sup>-3</sup> below 1000 m.

These quality controls and corrections result from many iterations and represent a trade-off between measurements accuracy and spatiotemporal coverage.

Three east–west basin-scale transects acquired during research cruises in the Algerian Basin were available in our data set: MEDCO08 in November 2008 (Ribotti and Borghini, 2008; Ribotti et al., 2022), Venus1 in August 2010 (Borghini et al., 2019) and SOMBA-GE2014 in August–September 2014 (Mortier et al., 2014). The comparable position and synoptic character of the cruise sampling allow for a direct comparison of this east–west section across the Algerian Basin at these different dates over a period of 6 years.

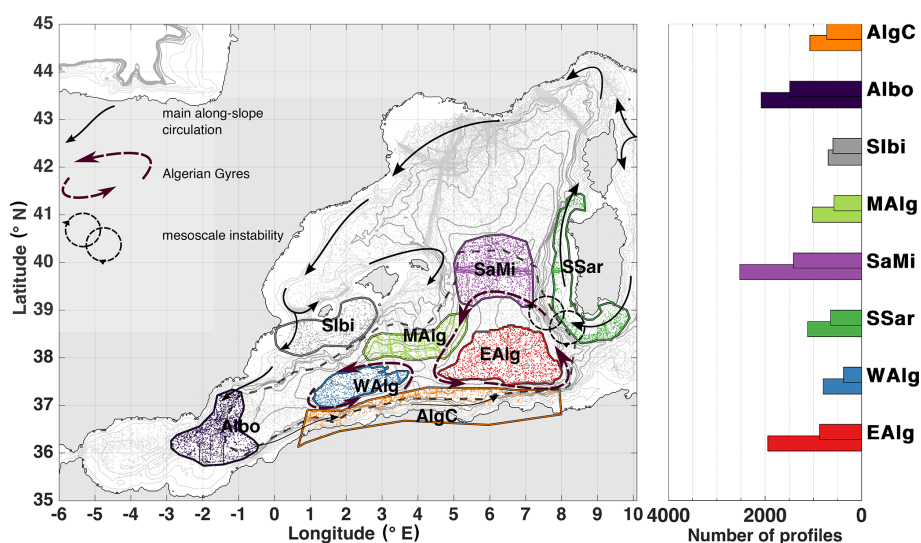
In addition to the potential temperature and salinity data, current measurements from the SOMBA-GE 2014 research cruise (Mortier et al., 2014) were used to check for a signature of the Algerian Gyres reaching the deep layers. SOMBA-GE 2014 was the only research cruise specifically dedicated to investigating the oceanic circulation in the Algerian Basin. To this end, a network of 70 hydrological casts have been carried out including direct measurements from surface to bottom of ocean currents (maximum depth in the Algerian Basin ~ 2850 m). Two 300 kHz acoustic Doppler current profilers (ADCPs) were attached to the Rosette used to perform the CTD casts: namely LADCPs (lowered acoustic Doppler current profilers). The measured currents were processed using the velocity inversion method of Visbeck (2002) implemented in the LDEO software version IX-12 (Thurnherr, 2010) with typical horizontal velocity uncertainty of 2–3 cm s<sup>-1</sup>.

### 2.2 Objective analysis of the LIW properties

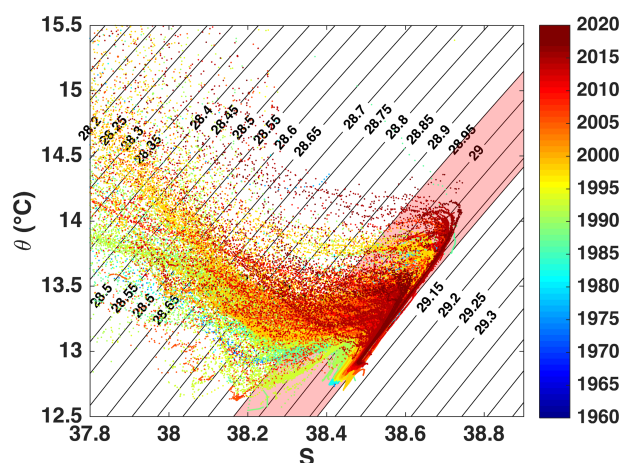
To identify LIW, a density range between 28.95–29.115 kg m<sup>-3</sup> was considered (red shaded area in Fig. 2), and reference data, such as quality-checked cruise and glider data, were used to determine this broad range of density that encompass the layer of LIW. The potential temperature and salinity maximum values, within the selected range, were chosen to be representative of the LIW core characteristics for each profile.

To confirm that the water masses detected correspond to the LIW and not the base of the thermocline, we controlled the potential temperature maxima to make sure they actually correspond to an inflection point in the potential temperature profile.

One of the objectives of this study is to describe a basin-scale mean repartition of LIW. To this end, we objectively analyzed the LIW salinity and potential temperature over



**Figure 1.** Maps of the western Mediterranean Sea, showing the general circulation pattern of LIW. The colored polygons define the areas used to select data for our comparative study. The dark gray dashed contour line define the area used to compute the basin-averaged trends. The background contour lines represent the bathymetry of the region. The gray dots (and colored ones inside the polygons) represent a scatter of LIW temperature data between 1960 and 2017. The bar plot on the right panel shows the total number of profiles containing a LIW core characteristic in each polygon (bottom bar for  $\theta$ , top one for salinity). The labels of the corresponding polygons are written in the y axis.



**Figure 2.**  $\theta$ - $S$  diagram of CTD casts performed within the polygons shown in Fig. 1, color-coded according to their dates. The black contours show isopycnals. The red shaded area (between 28.95–29.115  $\text{kg m}^{-3}$ ) is the zone considered to determine LIW characteristics.

the Algero-Provençal Basin. We first computed the monthly means of the LIW characteristics within  $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$  boxes, then averaged these means in each box and finally analyzed this mean field using the method of Boehme and Send (2005) with a covariance function conditional to the topography and the planetary vorticity. We chose  $\Phi = 0.5$  as the scaling parameter representing the influence of the topography, and a spatial correlation scale of 100 km which is con-

sistent with the basin-scale variability we want to emphasize similarly to Bosse et al. (2015).

### 2.3 Regions of interest

We chose eight polygons within the Algéro-Provençal Basin at key locations to characterize LIW along its pathway across the Algerian Basin (see Fig. 1). The potential temperature and salinity profiles are in groups that characterize the typical different circulation features of the basin.

**Box EAlg:** closed  $f/H$  contour ( $f = 8.9287 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,  $H = 2797 \text{ m}$ ) in the eastern part of the basin, typical to indicate the center of the eastern Algerian Gyre away from the boundary circulation.

**Box WAlg:** closed  $f/H$  contour ( $f = 8.9287 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,  $H = 2797 \text{ m}$ ) in the western part of the basin, typical to indicate the center of the western Algerian Gyre away from the boundary circulation.

**Box SSar:** polygon south and west of Sardinia. Inflow of warm/salty LIW into the Algéro-Provençal Basin. This is where the warmest/saltiest LIW can be found in this basin.

**Box SaMi:** polygon between Sardinia and Menorca. Northern edge of the eastern Algerian Gyre, where eddies detach from the Sardinian along-slope LIW vein and are advected by the Algerian Gyres.

**Box MAIg:** polygon in the Algerian Basin center at the northern periphery of the Algerian Gyres.

Box SIbi: polygon south Ibiza. Along-slope LIW circulation, almost at the end of its pathway toward the Gibraltar strait.

Box Albo: polygon in the Alboran Sea area. The LIW close to Gibraltar Strait about to exit the Mediterranean to form MOW in the North Atlantic or to recirculate along the continental slope of Algeria.

Box AlgC: polygon going along the Algerian coast. LIW entrained by Algerian Current that did not exit at Gibraltar Strait.

### 3 Results

#### 3.1 Comparison of basin-scale CTD transects

Figure 3 represents a potential temperature and salinity comparison of the three east–west basin-scale transects across the Algerian Basin. Relatively warm and salty LIW extending far into the Algerian Basin and away from the Sardinian LIW vein can be observed. The signature of LIW fades away to the west as the distance from the source location, the Sardinia channel, increases, but one can identify a patch of higher temperature and salinity within the LIW layer, starting at about 400 km from point A, during each cruise.

In addition to the information concerning water mass distribution across the basin, an increase in salinity (and potential temperature), illustrating the general salinification (and warming) of the basin, can be observed from one section to another. In the deeper layers, the isotherm at 12.86 °C, which surrounds a thick layer of cooler waters (between ~ 1300 and ~ 1800 m) in 2008, shrinks to a relatively small patch in the eastern Algerian Basin in 2010 centered at 1500 m depth and then completely disappears in 2014. On the salinity panel, the isohaline 38.465 evolves similarly.

This evolution is illustrated in Fig. 3h and i, where the difference of potential temperature, respectively, between 2008 and 2010 and between 2008 and 2014 is shown. We can clearly observe on Fig. 3i an increase in potential temperature reaching 0.05 around 1500 m depth in the span of 6 years, and a warming > 0.03 at the bottom.

The current measurements from SOMBA-GE 2014 are presented in Fig. 4. Velocities averaged within different layers between 1200 m and the bottom, where the influence of stronger surface mesoscale features is attenuated, are represented with the yellow, blue and purple arrows and are observed to follow remarkably the  $f/H$  contours with a magnitude of about  $5 \text{ cm s}^{-1}$ .

Between 5 and 6° E, velocities are larger than  $10 \text{ cm s}^{-1}$  with a direction not matching the cyclonic circulation of the eastern Algerian Gyre (red circular arrows in Fig. 4). This is due to the presence of a strong anticyclonic eddy at this location with a clear surface signature visible on satellite images

as shown in Fig. 5 by the chlorophyll-*a* concentration and the sea surface height contours.

#### 3.2 A climatological view from multi-platform in situ data

Figure 6 shows a map of LIW climatology in the whole western Mediterranean. The climatology was obtained by first computing the monthly means in 15 km by 15 km boxes, then averaging these means in each box and objectively analyzing the result. To this end, 106 780 potential temperature and 97 513 salinity LIW core values from 1960 to 2017 were used.

The warm and salty LIW vein can be observed along Sardinia and Corsica that further extends with the Northern Current in the Provençal Basin. By looking at the 38.55 isohaline and the 13.3 °C isotherm in Fig. 6, climatological warm and salty LIW can also be observed offshore and in particular north of the eastern Algerian Gyre, extending from the LIW vein further offshore towards Menorca, then penetrating the interior of the Algerian Basin roughly following the normalized  $f/H$  contour 1.03 that is represented by the white contour in Fig. 6.

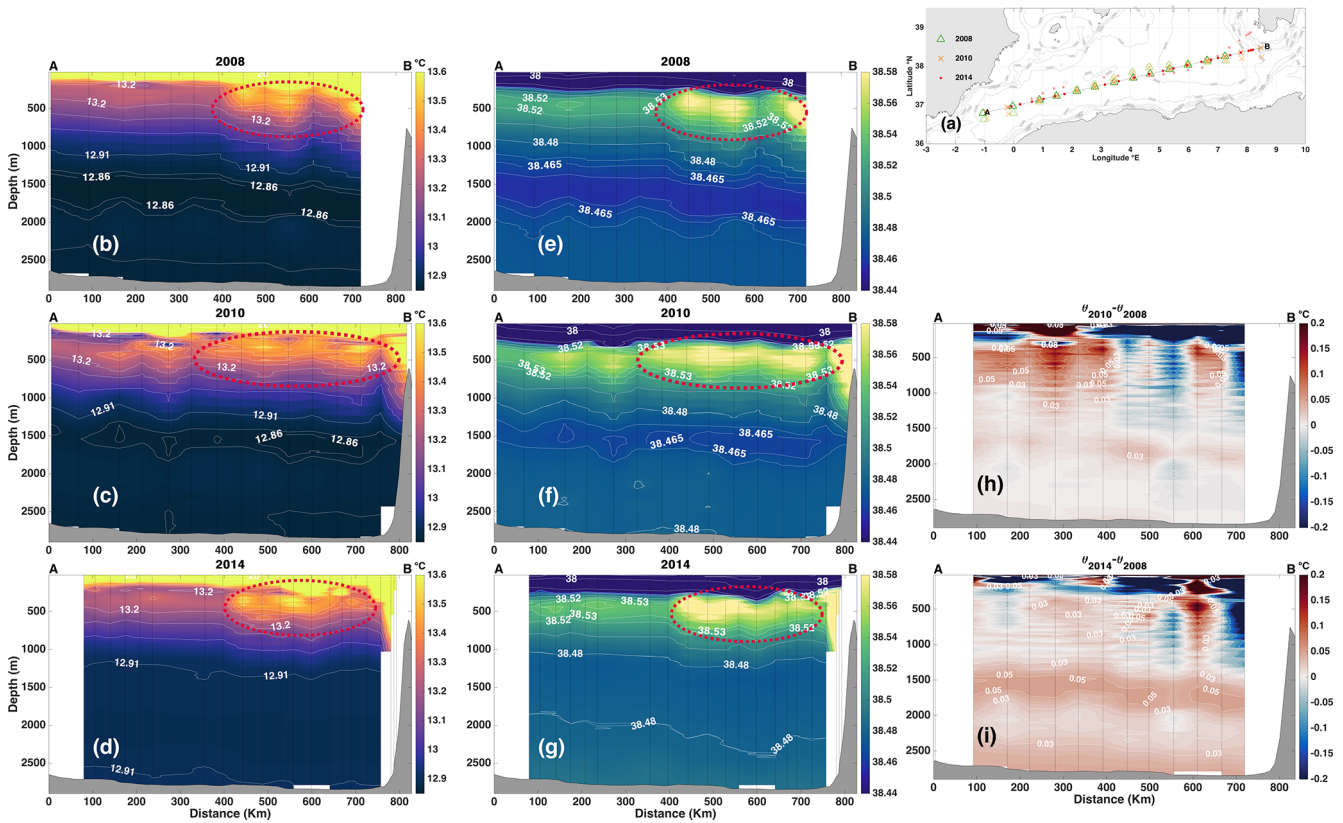
Accordingly, the Algerian Basin is warmer ( $\sim 0.15 \text{ }^\circ\text{C}$ ) and saltier ( $\sim 0.02$ ) than in the Provençal Basin.

In Fig. 7, a climatology of density in the western Mediterranean at 350 m (mean depth of the detected LIW in the western Mediterranean) shows the doming of the isopycnals in the northwestern basin, with a maximum around the Gulf of Lion. This reveals the cyclonic circulation of the Northern Gyre, characterized by a doming of isopycnals toward the surface allowing deep convection to occur (MEDOC GROUP, 1970; Testor et al., 2018). At the same depth, lighter waters are found in the Algerian Gyres, particularly in the center of the eastern Algerian Gyre (see contour  $29.04 \text{ kg m}^{-3}$  in Fig. 7).

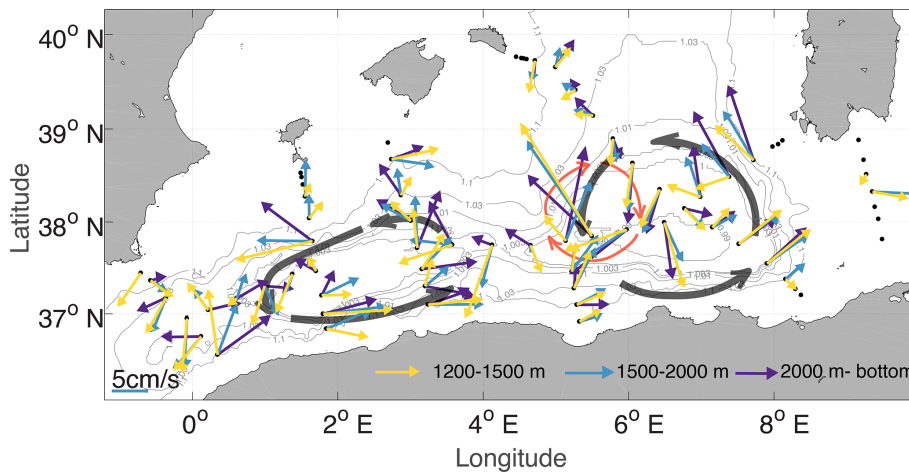
#### 3.3 Temporal evolution of LIW characteristics

The evolution of potential temperature of the LIW as seen in Fig. 8 is showing an overall increase over the 1960–2017 period. However, this increase does not appear monotonous. The general shape of the time series suggests a roughly stable warming from the 1960s to the 1980s, followed by a decrease until the late 1980s, then a significant increase after 2012. This would indicate 4 different phases in the basin regime (hereafter, period 1, 2, 3 and 4) during the full period of our study.

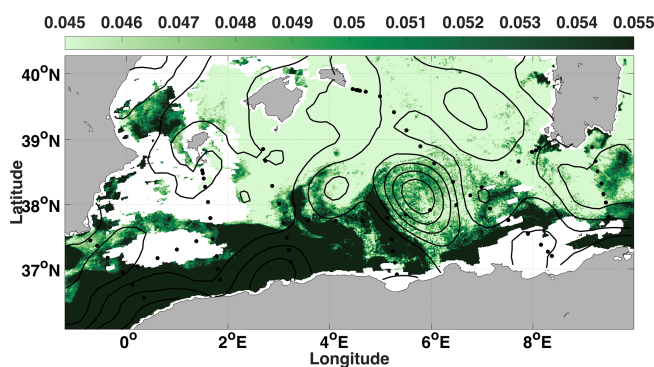
To estimate the trends in every phase, the non-averaged  $\theta$  is linearly fitted over time using least squares with a 95 % confidence interval, allowing estimates of  $d\theta/dt$  and its uncertainty. We also indicated the correlation coefficient  $R^2$  for every regression. The data in the early 1960s were discarded because of their extreme scarcity.  $P$  values were computed for each trend estimation, to assess their statistical signif-



**Figure 3.** (a) Map of the locations of the CTD casts carried out during MEDCO08 in 2008 (green triangles, Ribotti and Borghini, 2008; Ribotti et al., 2022), during Venus1 in 2010 (orange crosses, Borghini et al., 2019) and during SOMBA-GE2014 in 2014 (red dots, Mortier et al., 2014). For comparison, all stations were perpendicularly projected on the A–B strait line. The faded colors are the actual locations of the casts; the bright ones represent their projections on A–B. East–west sections of (b–d) potential temperature and (e–g) salinity. Differences in potential temperature section (h, i):  $\theta_{2010} - \theta_{2008}$  (h),  $\theta_{2014} - \theta_{2008}$  (i).



**Figure 4.** Map of all the CTD casts carried out during the SOMBA-GE2014 cruise in 2014. LADCP measurements are indicated with arrows. They have been averaged within three layers: 1200–1500 m (yellow), 1500–2000 m (blue) and 2200 m (bottom; purple). The black dots are the cast locations. The gray contours represent  $f/H$  contours, normalized by  $f_0/H_0$  ( $f_0$  being calculated at a latitude of  $37^{\circ}45'N$ , and  $H_0 = 2797$  m). The transparent black arrows represent the approximate position and the direction of the Algerian Gyres. The red arrows indicate the position of a strong barotropic anticyclonic Algerian Eddy during the campaign.



**Figure 5.** Level 3 Ocean Color image, expressed in concentration of chlorophyll-*a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ), on 25 August 2014. The black contours represent ADT (absolute dynamic topography) on the same date. Data from CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service).

icance, and trends with a  $P$  value  $> 0.05$  were considered nonsignificant.

In Table 1, these potential temperature trends were documented for each area, during the different phases, with dates of the start and end of each phase best fitted for each area to account for the delays resulting from the travel of the different signals.

To describe the salinity trends, the same method was used, the results are shown in Table 2.

Here we will describe the evolution of the LIW potential temperature and salinity in the different areas of the basin. A basin-averaged value is also provided to describe the general trend in the interior of the Algerian Basin, for which a polygon roughly following the 2500 m isobath (dark gray dashed contour in Fig. 1) is used as the basin interior proxy to select data and compute a basin-averaged trend.

- **1968–1978.** During this  $\sim 10$  year period, an increase in potential temperature is observed in three of the areas.  $\theta$  values have increased in SaMi by  $0.025 \pm 0.007 \text{ } ^\circ\text{C yr}^{-1}$ , in Albo by  $0.0059 \pm 0.0043 \text{ } ^\circ\text{C yr}^{-1}$  and in AlgC by  $0.014 \pm 0.0056 \text{ } ^\circ\text{C yr}^{-1}$ . The regression coefficients remain small during this period, and there is no significant trend for the basin-averaged estimate. The salinity values have increased in Sibi by  $0.03 \pm 0.026 \text{ yr}^{-1}$  and in AlgC by  $0.005 \pm 0.002 \text{ yr}^{-1}$ . The basin-averaged estimate shows a decrease in salinity of  $-0.0039 \pm 0.002 \text{ yr}^{-1}$ .
- **1979–1987.** A prominent decrease in potential temperature is observed in all the areas, with a relatively strong regression coefficient ( $R^2 \geq 0.5$  in most of the areas). The salinity data also show a decrease in three of the areas (WAlg, SaMi and Albo), but in Sibi the increase on salinity is not disrupted during this period. This cooling signal is on average of  $-0.033 \pm 0.003 \text{ } ^\circ\text{C yr}^{-1}$  and

the freshening signal is of  $-0.0037 \pm 0.0011 \text{ yr}^{-1}$  in the basin interior.

One can identify the cooling event in Fig. 8 as it appears first on the green curve (southwest Sardinia polygon) with an amplitude of about  $0.3 \text{ } ^\circ\text{C}$ , then the signal propagates to the other areas.

- **1988–2012.** During these  $\sim 25$  years, the potential temperature time series shows an irregular pattern. Although the regressions present very low regression coefficients, the trends significantly tend towards increase for most of the areas (6 regions over 8), the basin average trend is of  $0.0027 \pm 0.0007 \text{ } ^\circ\text{C yr}^{-1}$ . Whereas the salinity time series has a clear increasing trend in all the areas, with strong regression coefficients, this increase is of  $0.0026 \pm 0.0002 \text{ yr}^{-1}$  on average in the basin interior. We can also observe, in some of the polygons, a drop in potential temperature right before the period of warming acceleration: SSar between 2005 and 2009 and EAIG between 2008 and 2012.
- **2012–2017.** Starting in 2012, the warming and salinification trends show a clear increase never reached before (see Fig. 8). The mean potential temperature trend in the Algerian Basin interior during the full period is of  $0.0022 \pm 0.0002 \text{ } ^\circ\text{C yr}^{-1}$ , compared to a trend of  $0.048 \pm 0.003 \text{ } ^\circ\text{C yr}^{-1}$  during these 5 years. In the same way, the salinity tripled during the last period, from  $0.0022 \pm 0.0001 \text{ yr}^{-1}$  (1968–2017) to  $0.0076 \pm 0.0009 \text{ yr}^{-1}$  (2012–2017).

### 3.4 Transit time of LIW thermohaline signals

This section will be dedicated to quantifying more thoroughly the transit time of the cooling signal observed in the 1980s, using a cross-correlation with a maximum lag considered of 4 years, of the signal between 1974 and 1992. In order to isolate this event on the time series, monthly averaged data smoothed over 4 years were used.

In Fig. 9, the cooling signal across the Algerian Basin is tracked in time. The map shows in solid gray arrows the along-slope circulation, as shown in Millot and Taupier-Letage (2005b), the transparent red polygons with the numbers showing the time in months needed for the signal to travel from south Sardinia (SSar polygon) to the other areas in the Algerian Basin.

In about 2.5 years, the LIW travels from its source all the way to the Alboran Sea region. It appears that the fastest way goes from the Sardinia–Menorca polygon, SaMi (2 months), to the area between the Algerian Gyres, MAIG (4), then to the Alboran Sea, Albo (29 months). Red arrows on the map represent a scheme of eddy-driven transport that could explain the transit times obtained from our analysis.

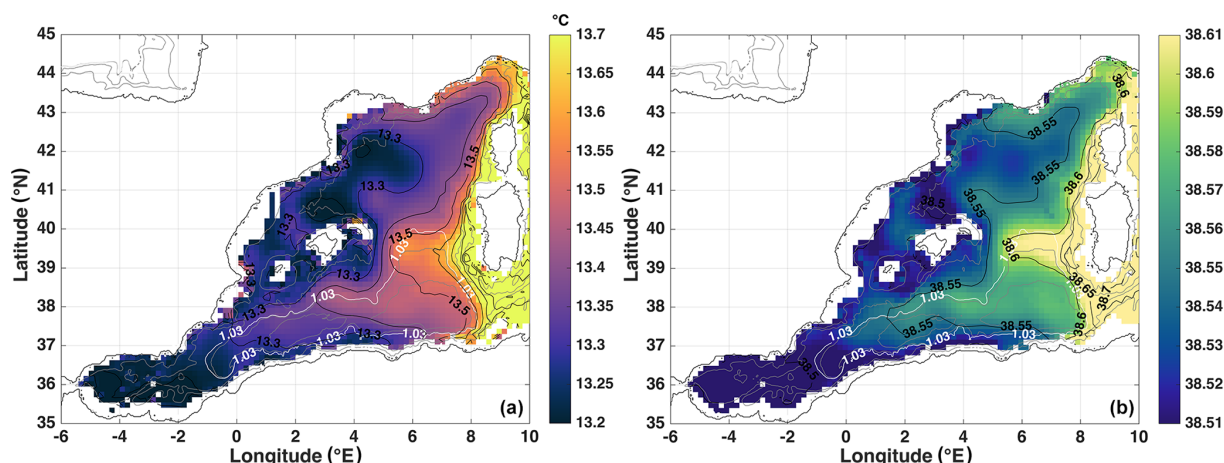
The signals arrive to the eastern Algerian Gyre, EAIG, after 23 months; to the western Algerian Gyre, WAlg, after

**Table 1.** Evolution of LIW potential temperature during different periods of time from 1960 to 2017 (expressed in mean trend  $\pm$  the half width of the 95 % confidence interval  $^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ ). The period slightly differs from one area to another, to best track the identified patterns. The coefficient of determination ( $R^2$ ) is indicated; the statistically significant regressions ( $P$  value  $< 0.05$ ) are indicated in bold; the nonstatistically significant regressions ( $P$  value  $> 0.05$ ) are indicated in italic.

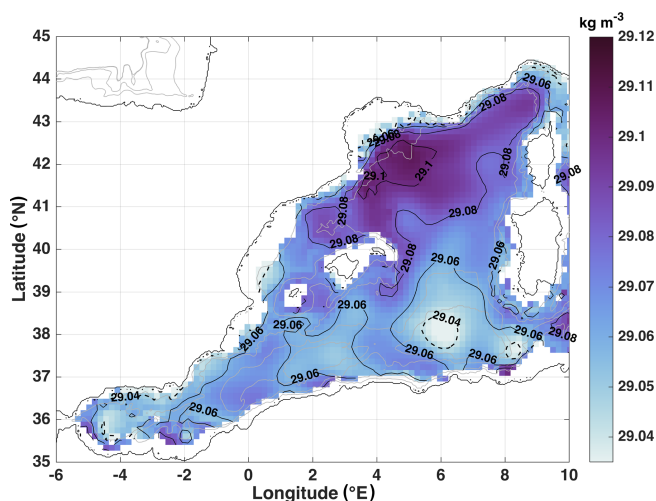
Region	Full period	Period 1	Period 2	Period 3	Period 4
EAlg	1967–2017 $R^2 = 0.2$ <b>0.0015</b> $\pm 0.0005$	<i>1967–1978</i> $R^2 = 0$ <i>0.0028</i> $\pm 0.0074$	1979–1987 $R^2 = 0.4$ <b>-0.0256</b> $\pm 0.0089$	1988–2012 $R^2 = 0.2$ <b>0.0036</b> $\pm 0.0013$	2013–2017 $R^2 = 0.3$ <b>0.0503</b> $\pm 0.0139$
WAlg	1967–2017 $R^2 = 0.2$ <b>0.0013</b> $\pm 0.0006$	<i>1967–1979</i> $R^2 = 0.1$ <i>0.0059</i> $\pm 0.0082$	1980–1987 $R^2 = 0.6$ <b>-0.0403</b> $\pm 0.0094$	1988–2013 $R^2 = 0.4$ <b>0.0044</b> $\pm 0.0014$	2014–2017 $R^2 = 0.8$ <b>0.0817</b> $\pm 0.0074$
SSar	1966–2017 $R^2 = 0.1$ <b>-0.0009</b> $\pm 0.0007$	<i>1966–1977</i> $R^2 = 0$ <i>0.0019</i> $\pm 0.008$	1978–1986 $R^2 = 0.5$ <b>-0.0306</b> $\pm 0.0109$	1987–2008 $R^2 = 0.2$ <b>0.0046</b> $\pm 0.0023$	2009–2017 $R^2 = 0.6$ <b>0.0742</b> $\pm 0.012$
SaMi	1967–2017 $R^2 = 0.1$ <b>0.0014</b> $\pm 0.0005$	1967–1977 $R^2 = 0.3$ <b>0.0253</b> $\pm 0.0071$	1978–1987 $R^2 = 0.5$ <b>-0.0378</b> $\pm 0.0086$	1988–2012 $R^2 = 0.2$ <b>0.0032</b> $\pm 0.001$	2013–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0586</b> $\pm 0.0083$
MAlg	1968–2017 $R^2 = 0.3$ <b>0.0028</b> $\pm 0.0006$	<i>1968–1977</i> $R^2 = 0.1$ <i>0.0065</i> $\pm 0.0143$	1978–1987 $R^2 = 0.5$ <b>-0.0289</b> $\pm 0.0082$	<i>1988–2012</i> $R^2 = 0$ <i>0.0006</i> $\pm 0.002$	2013–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0479</b> $\pm 0.0082$
SIbi	1969–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0040</b> $\pm 0.0006$	<i>1969–1979</i> $R^2 = 0.1$ <i>-0.0034</i> $\pm 0.0104$	1980–1988 $R^2 = 0.5$ <b>-0.0280</b> $\pm 0.0132$	<i>1989–2013</i> $R^2 = 0.1$ <i>-0.0005</i> $\pm 0.0009$	2014–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0526</b> $\pm 0.0161$
Albo	1968–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0041</b> $\pm 0.0003$	1968–1979 $R^2 = 0.1$ <b>0.0059</b> $\pm 0.0043$	1980–1988 $R^2 = 0.7$ <b>-0.0297</b> $\pm 0.0043$	1989–2012 $R^2 = 0.4$ <b>0.0035</b> $\pm 0.0006$	2013–2017 $R^2 = 0.8$ <b>0.0602</b> $\pm 0.0049$
AlgC	1970–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0046</b> $\pm 0.0006$	1970–1982 $R^2 = 0.3$ <b>0.0144</b> $\pm 0.0056$	1983–1988 $R^2 = 0.5$ <b>-0.0508</b> $\pm 0.0137$	1989–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0067</b> $\pm 0.0011$	–
Basin average ( $\sim 2500\text{m}$ isobath)	1968–2017 $R^2 = 0.2$ <b>0.0022</b> $\pm 0.0002$	<i>1968–1978</i> $R^2 = 0$ <i>-0.0001</i> $\pm 0.0042$	1979–1987 $R^2 = 0.4$ <b>-0.0330</b> $\pm 0.0039$	1988–2012 $R^2 = 0.1$ <b>0.0027</b> $\pm 0.0007$	2013–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0484</b> $\pm 0.0034$

**Table 2.** Same as Table 1 for LIW salinity.

region	Full period	Period 1	Period 2	Period 3	Period 4
EAlg	1967–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0018</b> $\pm 0.0002$	<i>1967–1978</i> $R^2 = 0.1$ <i>0.0004</i> $\pm 0.0024$	<i>1979–1987</i> $R^2 = 0.4$ <i>-0.0047</i> $\pm 0.0063$	1988–2012 $R^2 = 0.6$ <b>0.0029</b> $\pm 0.0004$	2013–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0163</b> $\pm 0.0036$
WAlg	1967–2017 $R^2 = 0.7$ <b>0.0021</b> $\pm 0.0002$	<i>1967–1979</i> $R^2 = 0$ <i>-0.0001</i> $\pm 0.0089$	1980–1987 $R^2 = 0.8$ <b>-0.0079</b> $\pm 0.0039$	1988–2013 $R^2 = 0.6$ <b>0.0023</b> $\pm 0.0006$	2014–2017 $R^2 = 0.7$ <b>0.0144</b> $\pm 0.002$
SSar	1966–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0013</b> $\pm 0.0002$	<i>1966–1977</i> $R^2 = 0.1$ <i>-0.0012</i> $\pm 0.0027$	<i>1978–1986</i> $R^2 = 0.2$ <i>0.0020</i> $\pm 0.0088$	1987–2008 $R^2 = 0.7$ <b>0.0030</b> $\pm 0.0006$	2009–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0135</b> $\pm 0.002$
SaMi	1967–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0025</b> $\pm 0.0003$	<i>1967–1977</i> $R^2 = 0.3$ <i>0.0068</i> $\pm 0.0094$	1978–1987 $R^2 = 0.6$ <b>-0.0180</b> $\pm 0.0112$	1988–2012 $R^2 = 0.5$ <b>0.0025</b> $\pm 0.0004$	2013–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0163</b> $\pm 0.0021$
MAlg	1968–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0019</b> $\pm 0.0003$	<i>1968–1977</i> $R^2 = 0.4$ <i>-0.0225</i> $\pm 0.0524$	<i>1978–1987</i> $R^2 = 0.3$ <i>-0.0047</i> $\pm 0.0071$	1988–2012 $R^2 = 0.4$ <b>0.0013</b> $\pm 0.0006$	2013–2017 $R^2 = 0.4$ <b>0.0091</b> $\pm 0.002$
SIbi	1969–2017 $R^2 = 0.8$ <b>0.0021</b> $\pm 0.0002$	1969–1979 $R^2 = 0.6$ <b>0.0301</b> $\pm 0.0269$	1980–1988 $R^2 = 0.4$ <b>0.0043</b> $\pm 0.0037$	1989–2013 $R^2 = 0.7$ <b>0.0014</b> $\pm 0.0002$	2014–2017 $R^2 = 0.7$ <b>0.0173</b> $\pm 0.002$
Albo	1968–2017 $R^2 = 0.8$ <b>0.0016</b> $\pm 0.0001$	<i>1968–1979</i> $R^2 = 0$ <i>0.0002</i> $\pm 0.0031$	1980–1988 $R^2 = 0.5$ <b>-0.0034</b> $\pm 0.0013$	1989–2012 $R^2 = 0.7$ <b>0.0021</b> $\pm 0.0002$	2013–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0085</b> $\pm 0.0014$
AlgC	1970–2017 $R^2 = 0.7$ <b>0.0020</b> $\pm 0.0002$	1970–1982 $R^2 = 0.5$ <b>0.0055</b> $\pm 0.0023$	<i>1983–1988</i> $R^2 = 0.2$ <i>-0.0042</i> $\pm 0.0052$	1989–2017 $R^2 = 0.6$ <b>0.0028</b> $\pm 0.0003$	–
Basin average ( $\sim 2500\text{m}$ isobath)	1968–2017 $R^2 = 0.5$ <b>0.0022</b> $\pm 0.0001$	1968–1978 $R^2 = 0.2$ <b>-0.0039</b> $\pm 0.0025$	1979–1987 $R^2 = 0.3$ <b>-0.0037</b> $\pm 0.0011$	1988–2012 $R^2 = 0.4$ <b>0.0026</b> $\pm 0.0002$	2013–2017 $R^2 = 0.2$ <b>0.0076</b> $\pm 0.0009$



**Figure 6.** Climatologies of LIW potential temperature in °C (a) and salinity (b) obtained from an optimal interpolation of all the available data from 1960 to 2017, on a  $15\text{ km} \times 15\text{ km}$  grid. The white contour denotes the normalized  $f/H$  contour 1.03, which roughly encircles the Algerian Gyres.



**Figure 7.** Same as Fig. 6 for the potential density anomaly at 350 m, in  $\text{kg m}^{-3}$ . The dashed black contour  $29.04\text{ kg m}^{-3}$  is here to enhance the particularly remarkable sinking of isopycnals in the eastern Algerian Gyre.

19 months; and to the Algerian Current polygon, AlgC, after 37 months. The area that has the largest transit time is the one south of Ibiza (Sibi), with 47 months.

The dashed circular gray arrows inside the Algerian Gyres represent the recirculation process in the core of the gyres.

Figure 10 illustrates the aforementioned cross-correlation analysis. We can see how the cooling signal in the dashed curves (time series with lags) aligns remarkably with the cooling signal of the SSar time series.

In order to validate the results of the cross-correlation analysis, a few pairs of time series segments have undergone the same analysis but for another time slot. Figure 11 shows the results obtained.

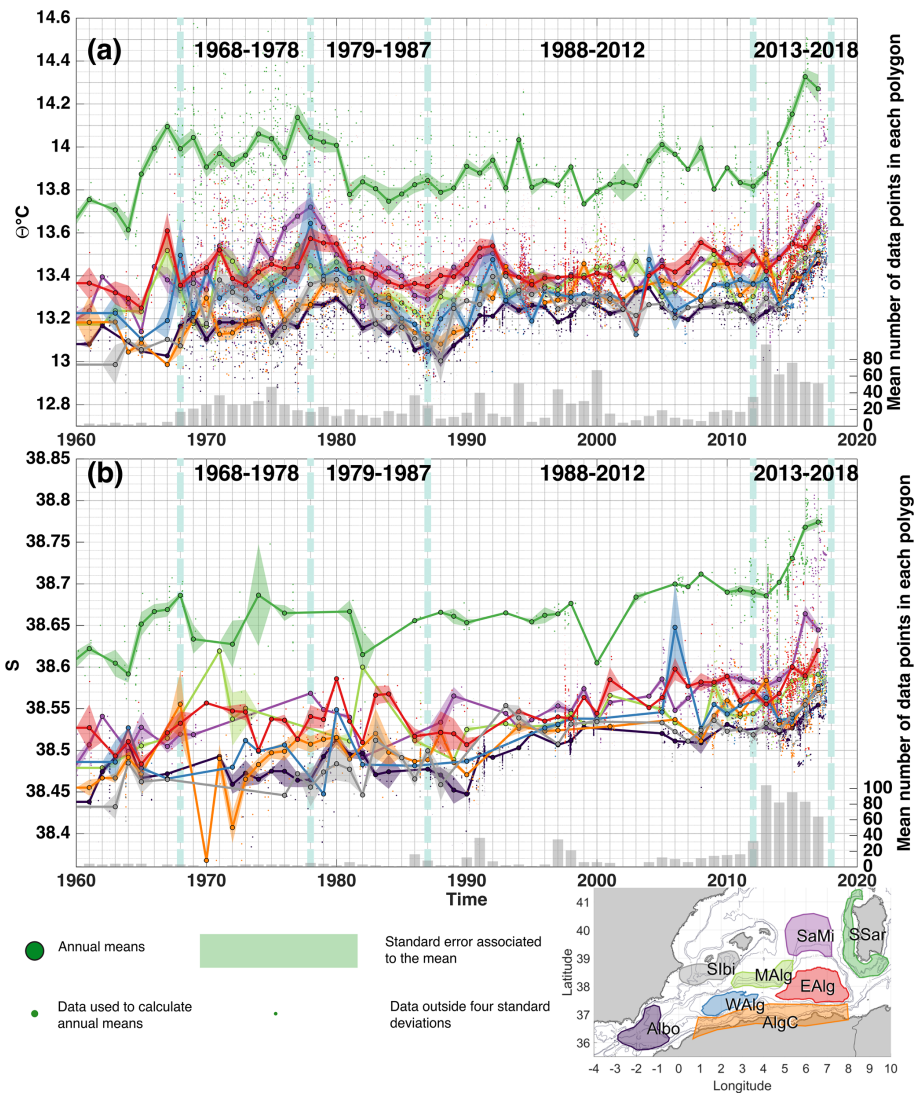
LIW potential temperature values in south Sardinia have been cross-correlated with the one in the Sardinia–Menorca region between 1990 and 2000, and the results show that the signal needed 1 month to travel from SSar to SaMi, instead of 2 months in Fig. 9. Another cross-correlation between MAlg and WAlg LIW potential temperature during the 1998–2010 period have shown that 13 months are needed for the signal to travel from MAlg to the interior of the western Algerian Gyre, instead of 15 months in Fig. 9. These results are in good agreement and suggest that similar processes are at play in the transit of the LIW independently of the period considered.

## 4 Discussion

### 4.1 General circulation and LIW pathway

The results of the LADCP measurements presented in Sect. 3.1 show a current pattern that matches with the description of the Algerian Gyres done by Testor et al. (2005a) in terms of location and speed; however, the magnitude of the currents appear to be larger on the southern edge of both gyres (along the Algerian coast) and on the easternmost edge of the loops, suggesting that a forcing of these gyres is the general along-boundary cyclonic circulation of the western Mediterranean as discussed by Testor et al. (2005a). This result confirms the existence of the Algerian Gyres in 2014 as mean barotropic circulations that have signatures in the deep currents and consolidates the idea of the Algerian Gyres being permanent circulation features.

The cruise sections from west to east in the Algerian Basin (Fig. 3) revealed changes in the hydrological distribution of LIW properties in the basin. Warm and salty LIW appeared



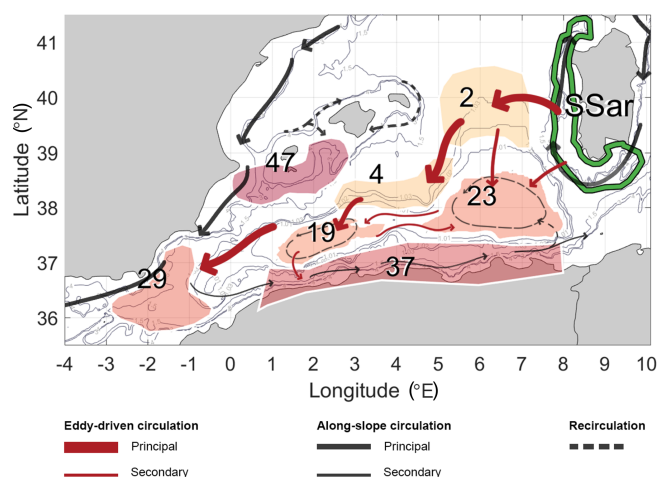
**Figure 8.** Annual mean (a) potential temperature and (b) salinity of LIW core in the different areas in the southwestern Mediterranean Sea. The bar plots represent the mean number of data points per polygon each year. The color code used in this figure is the same as in Fig. 1 (standard error = standard deviation, of  $\theta$  or  $S$  in 1 year,  $/\sqrt{N}$ ,  $N$  being the number of  $\theta$  or  $S$  data within the year). The vertical blue-green dashed lines in background are indicators of the four periods chosen to compute the trends.

to invade all the eastern Algerian Basin. The potential temperature and salinity climatologies of the LIW in the western Mediterranean (Fig. 6) have also shown an influence of the Algerian Gyres on the LIW distribution. We can observe a good correspondence between the location of the 1.03 potential vorticity contour (a proxy of the Algerian Gyres) and the distribution of that warm and salty water extending further off-shore from the Sardinia LIW vein. This hydrological repartition has previously been observed by Millot (1999), and they said that it could be mistaken for a LIW branch detaching from the south Sardinia vein and crossing the Algerian Basin as described by Wüst (1961), and that has been largely rejected by the scientific community. However, our study suggests that a direct route of LIW crossing the Alge-

rian Basin, linked to the presence of the Algerian Gyres, is instead likely to produce this effect.

From the climatological map of potential density at 350 m (Fig. 7), we can see a sinking of the isopycnals in the Algerian Gyres region. This may be the signature of numerous anticyclonic AEs, characterized by a deepening of isopycnals in their cores, circulating and accumulating in the basin.

In fact, in their study of coherent vortices in the western Mediterranean using satellite altimetry, Escudier et al. (2016b, a) (1993–2012) and Isern-Fontanet et al. (2006) (1992–1999) observed intense anticyclonic eddies being particularly aggregated in the Algerian Gyres area and appearing to follow the gyres’ cyclonic circulation. This was also confirmed by Pessini et al. (2018), which used 1993 to 2016



**Figure 9.** Circulation scheme of LIW in the Algerian Basin inferred from the cross-correlation analysis. The transit time (indicated in months on top of each polygon) was obtained from the propagation of the cooling signal in the 1974–1992 period traveling from the south Sardinia area (green polygon). The color of the polygons here is to provide a visual aspect of the transit time result: the redder the color, the larger the transit time. The solid gray arrows represent the mean along-slope intermediate circulation redrawn from Millot and Taupier-Letage (2005b). The solid red arrows represent the eddy-driven transport inferred from the result of the time transit analysis. The dashed gray arrows represent recirculation from the along-slope track.

altimetry data. Anticyclonic eddies were described by Puillat et al. (2002) to be the most energetic ones, capable of lasting several months to years, looping around the Algerian Gyres, some for at least 3 years. Provenzale (1999) evidenced that these vortices induce regular Lagrangian motion inside their cores and are highly impermeable to inward and outward particle fluxes. Passive tracers can be trapped inside vortex cores for long times and are transported over large distances.

In the potential temperature time series (Fig. 8), one particularly strong cooling signal from 14.1 to 13.7 °C, starting in 1978 and lasting until 1986, could be identified southwest of Sardinia. It was then tracked across the basin as it progressed from east to west, using a cross-correlation analysis.

The transit time analysis has shown a preferential path to get to the Alboran Sea region by entering the Algerian Basin, from the northern edge of the eastern Gyre, which then flows further southwestward at the periphery of the Algerian Gyres, as illustrated by the thick red arrows on Fig. 9, and as seen in the climatologies on Fig. 6. The cooling signal was chosen to perform this analysis because it represents a particularly strong signal that appeared in all the time series, but the conclusions on the circulation features are independent of this particular signal as they are governed by the internal dynamic of the basin. In fact, it corresponds to the eddy track that was observed in the multiple studies referred to here above (Testor et al., 2005a; Isern-Fontanet et al., 2006;

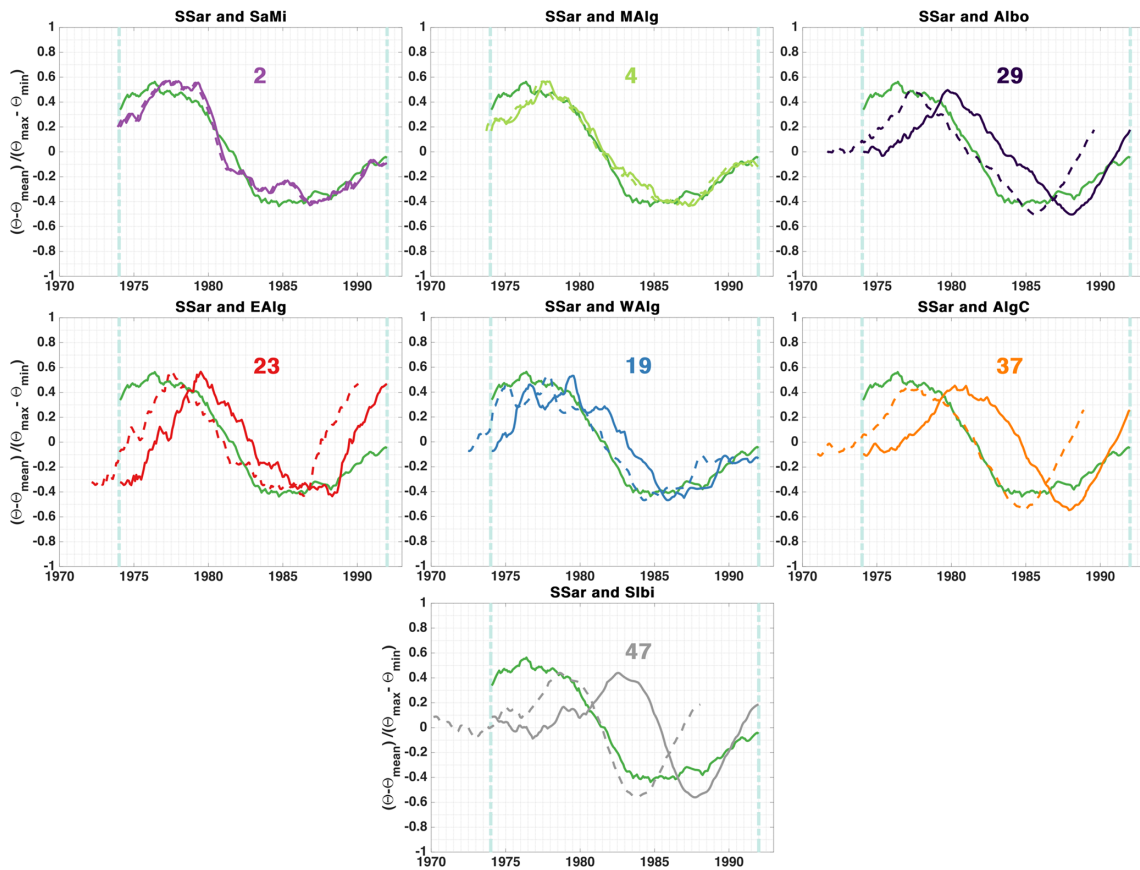
Escudier et al., 2016a, b; Pessini et al., 2018). The anticyclonic eddies in the Algerian Basin cross from east to west with the Algerian Gyres's flow. There is also a resemblance with the Sardinian Eddies' track observed once by Testor and Gascard (2005) and modeled by Testor et al. (2005b): these eddies were observed to detach from the southwestern corner of Sardinia and accumulate in the region here referred to as the Sardinia–Menorca polygon before being advected southward.

The zonal velocities of large anticyclonic eddies detected and tracked from altimetry maps for the 20 year as estimated by Escudier et al. (2016a) are of about 3 to 6 cm s<sup>-1</sup>, (or ~ 2.5 to 5 km d<sup>-1</sup>). If this number is used to estimate the propagation time of the signal, a transit time of 1.5 to 3 months to cross 2° of latitude is obtained, which is consistent with the result for the SaMi region and the MAI<sub>g</sub> one. Testor et al. (2005b) have estimated an average translation velocity of the Sardinian Eddies to be of about 2 to 3 cm s<sup>-1</sup> (or 1.7 to 2.5 km d<sup>-1</sup>) which implies 3 to 4 months to cross 2° of latitude, this is slightly larger than the result obtained for SaMi and MAI<sub>g</sub>, but the order of magnitude is consistent. The interior of the Algerian gyres, however, presents much larger transit times, and that is because of the wiggly motion that most of the eddies have following eddy–eddy interaction and the cyclonic barotropic circulation close to the gyres centers.

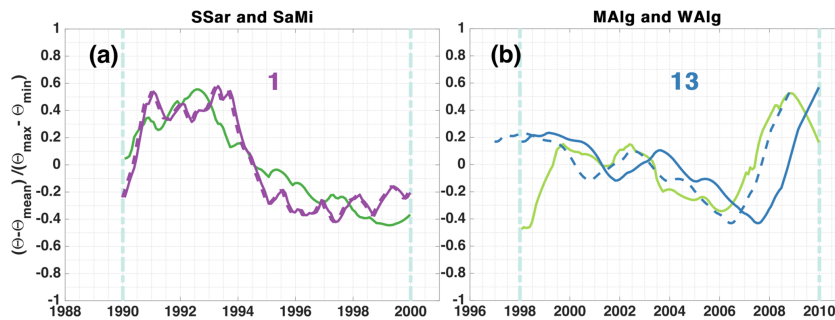
In the transit time analysis, the last area to get the signal was the south Balearic one, likely because in this region the LIW comes mainly from the along-slope advection by currents at intermediate depth circling the whole western Mediterranean Sea and is not much influenced by the less efficient eddy-driven transport across the Sardinian shelf. The intermediate water that gets to the south Balearic area has also been affected by the convection occurring in the Gulf of Lions area; thus, the thermohaline signals have been largely diluted. The transit time of 23 and 19 months obtained in the eastern and western Algerian Gyres, respectively, remain smaller than the transit time of the south Ibiza region but are relatively large considering their closeness to the LIW vein. This could be explained by the recirculation dynamics of the Algerian Gyres themselves adding to the input from the AlgC region that alters the signal coming from the east.

#### 4.2 LIW trends

The overall aspect of the potential temperature time series is very similar to the western Mediterranean intermediate-layer potential temperature evolution from Rixen et al. (2005) documented from 1950 to 2000. An increase from the 1960s to 1980s, followed by a drop lasting until the 1990s, then a slower increase until 2000. The regression of the full LIW potential temperature data set presents mainly positive trends that are significant despite the large variability (shown by the low  $R^2$ ) (basin average trend of  $0.0022 \pm 0.0002$  °C yr<sup>-1</sup> with  $R^2 = 0.2$ ). Krahnmann et al. (1998) and Rixen et al. (2005) reported the absence of a



**Figure 10.** Cross-correlation of the cooling signal (1974–1992) between SSar and all the other regions. The solid lines represent the original position of the time series. The dashed line represent the time series with a lag that give the maximum correlation. The lag, in months, is written above the curves.



**Figure 11.** Cross-correlation of normalized potential temperature signals. (a) SSar (green) and SaMi (purple) between 1990 and 2000, (b) MAIg (light green) and WAIG (blue) between 1998 and 2010. The solid lines represent the original position of the time series. The dashed line represent the time series with a lag that give the maximum correlation. The lag, in months, is written above the curves.

long-term trend. However, positive trends in the intermediate water potential temperature from the 1960s to the 1990s have been shown by Béthoux et al. (1990) ( $0.005\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ ) and Béthoux and Gentili (1996, 1999) ( $0.0068\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ ). The salinity trends for the full period are also toward an increase,  $0.0022 \pm 0.0001\text{ yr}^{-1}$ , with stronger regression coefficients than for potential temperature ( $R^2 \geq 0.5$ ). This result is similar to previous studies: an increase of  $0.0024\text{ yr}^{-1}$  dur-

ing the 1955–1990 period (Rohling and Bryden, 1992) and  $0.0018\text{ yr}^{-1}$  (Béthoux and Gentili, 1996, 1999) during the 1960–1992 and 1959–1996 periods, respectively. The potential temperature and salinity trends between 1943 and 2015 in the Balearic Sea sector of  $0.002\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  and  $0.001\text{ yr}^{-1}$  reported in Vargas-Yáñez et al. (2017) are similar to the trends obtained in the area between the Algerian Gyres (MAIg polygon)  $0.0028\text{ }^{\circ}\text{C yr}^{-1}$  and  $0.0019\text{ yr}^{-1}$ , respectively. They are,

however, a little different from the results of our south Ibiza (SIbi) area ( $0.004\text{ °C yr}^{-1}$  and  $0.0021\text{ yr}^{-1}$ ).

The cooling signal observed during the late 1970s, and start of the 1980s in our study was reported by Brankart and Pinardi (2001). They showed that the phenomenon originated in the Cretan Arc region and have linked it to the heat flux anomaly evidenced by COADS time series. Krahnmann et al. (1998) studied the potential temperature properties of the intermediate layer (275–475 m depth) during the 1955 to 1994 period, and a similar drop in potential temperature can be identified. This drop can also be observed in the intermediate-layer potential temperature time series in the studies by Vargas-Yáñez et al. (2010a, b) and Rixen et al. (2005). In the latter paper, we see a similarity between the evolution of the time series of the western Mediterranean at intermediate level, and the surface eastern Mediterranean.

The third period (from 1988 to 2012) for which we have computed trends has an irregular pattern, and the data coverage is less regular than the other chosen periods. However, in some areas, we could identify a potential temperature drop after 2007. Zunino et al. (2012) have reported this event from the DYFAMED measurements in the Ligurian subbasin. They have linked this drop with the Western Mediterranean Transition, corresponding to changes resulting from the intense deep convection event that occurred in the Gulf of Lions and Ligurian subbasin in winter 2004–2005 (Schroeder et al., 2008, 2016).

The great acceleration of warming and salinification observed from 2012 to 2017  $+0.048 \pm 0.003\text{ °C yr}^{-1}$  and  $+0.0076 \pm 0.0009\text{ yr}^{-1}$ , respectively, have also been reported by Schroeder et al. (2017) in the Sicily Channel between 2010 and 2016. They have recorded a potential temperature trend of  $+0.064\text{ °C yr}^{-1}$  and a salinity trend of  $+0.014\text{ yr}^{-1}$ . Barceló-Llull et al. (2019) documented similar trends in the Balearic Sea between 2011 and 2018 ( $+0.044 \pm 0.002\text{ °C yr}^{-1}$  and  $+0.010\text{ yr}^{-1}$ ). In Margirier et al. (2020) trends of  $+0.06 \pm 0.01\text{ °C yr}^{-1}$  and  $+0.012 \pm 0.02\text{ yr}^{-1}$  between 2007 and 2017 were reported in the Ligurian Sea.

Overall, the long-term evolution of the potential temperature time series has allowed a slow increasing trend from the 1960s to 2017 to be identified and helped confirm the rapidly increasing trend after 2010.

## 5 Conclusion

Our study provides additional evidence that the Algerian Gyres represent an important circulation feature in the basin. It appeared on the current measurements that those gyres have an impact on the circulation over the whole water column. The study of the hydrological characteristics of LIW, using in situ data, showed that its distribution across the basin is linked to the presence of the gyres. A westward, cross-shelf, eddy-driven transport of LIW from the south Sardinia

vein toward the interior of the Algerian Basin following the periphery of the Algerian Gyres is evidenced by the climatology of potential temperature and confirmed with the cross-correlation of a particular signal.

The LIW potential temperature and salinity trend estimates over various periods contribute to documenting LIW evolution in the Algerian Basin and confirm the results of previous studies. More importantly, the warming acceleration that is observed all over the basin from 2010 is alarming. A closer monitoring of water mass properties needs to be sustained. It is crucial to maintain and reinforce existing surveillance systems as they can assess the direct impacts of climate change in the Mediterranean hot-spot. In the future, we can expect important modification of the water mass properties with major consequences: increase in temperature, stratification and collapse of deep convection in the NW Mediterranean Sea (Parras-Berrocal et al., 2022), thus affecting its profound functioning and the rich but fragile ecosystems that it hosts. It is reported in Lacoue-Labarthe et al. (2016) that an increased warming is likely to result in mass mortality of seagrass *Posidonia oceanica* (which is a very important habitat in the Mediterranean and constitutes an important carbon sink), invertebrates, sponges and corals, etc. Invasive warm water species of algae, invertebrates and fish are increasing their geographical ranges. In addition to that, the proliferation of pathogens are expected, increasing the spreading of diseases.

**Code availability.** The code that allows the detection of the Levantine Intermediate Water's core characteristics on a salinity and/or temperature profile has been elaborated during this research and has been published on GitHub (<https://github.com/KatiaMallil/LIW-detection>, Mallil, 2022).

**Data availability.** All the original potential temperature and salinity profiles used in this research are available freely online and have been referenced on the section data and methods. The dataset of LIW potential temperature and salinity that could be detected among those profiles have been compiled in one MATLAB file and made freely available on SEANOE (<https://doi.org/10.17882/89189>, Mallil et al., 2018).

**Author contributions.** KM carried out the analyses, prepared the figures and wrote the main paper. HLG performed the processing of the current measurements. LH compiled the multisource in situ temperature and salinity data in one homogeneous product. KM and FM updated and improved the quality of the product. AB helped with optimal interpolation analysis. PT and AB provided guidance and supervision. LM and FL provided funding and administrative coordination. All authors have contributed to providing ideas, discussing the results and reviewing the paper.

*Competing interests.* The contact author has declared that neither they nor their co-authors have any competing interests.

*Disclaimer.* Publisher's note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

*Special issue statement.* This article is part of the special issue "Advances in interdisciplinary studies at multiple scales in the Mediterranean Sea". It is a result of the 8th MONGOOS Meeting & Workshop, Trieste, Italy, 3–5 December 2019.

*Acknowledgements.* We would like to particularly thank all crew members that have contributed to collecting the precious in situ data. Thanks go to all scientists and technicians involved in the field campaign and data processing. We also thank Katrin Schroeder and her crew for providing the MEDCO08 and Venus1 CTD data.

*Financial support.* This research has been supported by the Campus France (PHC Tassili (grant no. 35163NA) and the Campus France (PROFAS B+ (grant no. 907058C).

*Review statement.* This paper was edited by Alejandro Orfila and reviewed by two anonymous referees.

## References

- Barceló-Llull, B., Pascual, A., Ruiz, S., Escudier, R., Torner, M., and Tintoré, J.: Temporal and Spatial Hydrodynamic Variability in the Mallorca Channel (Western Mediterranean Sea) From 8 Years of Underwater Glider Data, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 124, 2769–2786, <https://doi.org/10.1029/2018JC014636>, 2019.
- Benzohra, M. and Millot, C.: Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 42, 1803–1830, [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00043-6](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00043-6), 1995.
- Béthoux, J. P.: Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters, *Oceanol. Acta*, 2, 157–163, 1979.
- Béthoux, J. P. and Gentili, B.: The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes, *J. Marine Syst.*, 7, 383–394, [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(95\)00008-9](https://doi.org/10.1016/0924-7963(95)00008-9), 1996.
- Béthoux, J. P. and Gentili, B.: Functioning of the Mediterranean sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes, *J. Marine Syst.*, 20, 33–47, [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00069-4](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00069-4), 1999.
- Béthoux, J. P., Gentili, B., Raunet, J., and Tailliez, D.: Warming trend in the western Mediterranean Deep Water, *Nature*, 347, 660–662, <https://doi.org/10.1038/347660a0>, 1990.
- Boehme, L. and Send, U.: Objective analyses of hydrographic data for referencing profiling float salinities in highly variable environments, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 52, 651–664, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.12.014>, 2005.
- Borghini, M., Durante, S., Ribotti, A., Schroeder, K., and Sparnocchia, S.: Thermohaline Staircases in the Tyrrhenian Sea. Experimental data-set (2003–2016), SEANOE, <https://doi.org/10.17882/58697>, 2019.
- Bosse, A., Testor, P., Mortier, L., Prieur, L., Taillandier, V., d'Ortenzio, F., and Coppola, L.: Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 120, 1599–1622, <https://doi.org/10.1002/2014JC010263>, 2015.
- Brankart, J.-M. and Pinardi, N.: Abrupt Cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate Water at the Beginning of the 1980s: Observational Evidence and Model Simulation, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 2307–2320, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<2307:acotml>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<2307:acotml>2.0.co;2), 2001.
- Bryden, H. and Kinder, T. H.: Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar, *Deep-Sea Res.*, 38, S445–S463, [https://doi.org/10.1016/s0198-0149\(12\)80020-3](https://doi.org/10.1016/s0198-0149(12)80020-3), 1991.
- Bryden, H., Candela, J., and Kinder, T. H.: Exchange through the Strait of Gibraltar, *Prog. Oceanogr.*, 33, 201–248, [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90028-0), 1994.
- Conkright, M. E., Antonov, J. I., Baranova, O., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Gelfeld, R., Johnson, D., Locarnini, R. A., Murphy, P. P., O'Brien, T. D., Smolyar, I., and Stephens, C.: World Ocean Database 2001. Volume 1: Introduction, in: NOAA Atlas NES-42, edited by: Levitus, S., U. S. Gov. Printing Office, Washington, DC, 167 pp, 2002.
- Coppola, L., Raimbault, P., Mortier, L., and Testor, P.: Monitoring the Environment in the Northwestern Mediterranean Sea, *EOS T. Am. Geophys. Un.*, 100, <https://doi.org/10.1029/2019EO125951>, 2019.
- Durante, S., Schroeder, K., Mazzei, L., Pierini, S., Borghini, M., and Sparnocchia, S.: Permanent Thermohaline Staircases in the Tyrrhenian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 1562–1570, <https://doi.org/10.1029/2018GL081747>, 2019.
- Escudier, R., Mourre, B., Juza, M., and Tintoré, J.: Subsurface circulation and mesoscale variability in the Algerian subbasin from altimeter-derived eddy trajectories, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 121, 6310–6322, <https://doi.org/10.1002/2016JC011760>, 2016a.
- Escudier, R., Renault, L., Pascual, A., Brasseur, P., Chelton, D., and Beuvier, J.: Eddy properties in the Western Mediterranean Sea from satellite altimetry and a numerical simulation, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 121, 3990–4006, <https://doi.org/10.1002/2015JC011371>, 2016b.
- Fichaut, M., Garcia, M.-J., Giorgetti, A., Iona, A., Kuznetsov, A., Rixen, M., and MEDAR, G.: MEDAR/MEDATLAS 2002: A Mediterranean and Black Sea database for operational oceanography, *Elsev. Oceanogr. Serie.*, 69, 645–648, [https://doi.org/10.1016/s0422-9894\(03\)80107-1](https://doi.org/10.1016/s0422-9894(03)80107-1), 2003.
- Gascard, J.-C. and Richez, C.: Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the strait of Gibraltar, *Prog. Oceanogr.*, 15, 157–216, [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(85\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0079-6611(85)90031-X), 1985.
- Houpert, L., Testor, P., Durrieu de Madron, X., Somot, S., D'Ortenzio, F., Estournel, C., and Lavigne, H.: Seasonal cycle of the mixed layer, the seasonal thermocline and the upper-ocean heat storage rate in the Mediterranean Sea de-

- rived from observations, *Prog. Oceanogr.*, 132, 333–352, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.11.004>, 2015.
- Houpert, L., Madron, X. D. D., Testor, P., Bosse, A., Bouin, F. D. M. N., Goff, D. D. H. L., Kunesch, S., Labaste, M., Mortier, L. C. L., and Raimbault, P.: Observations of open-ocean deep convection in the northwestern Mediterranean Sea: Seasonal and interannual variability of mixing and deep water masses for the 2007–2013 Period, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 121, 8139–8171, <https://doi.org/10.1002/2016JC011857>, 2016.
- Isern-Fontanet, J., Garcia-Ladona, E., and Font, J.: Vortices of the Mediterranean Sea: An Altimetric Perspective, *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 87–103, <https://doi.org/10.1175/JPO2826.1>, 2006.
- Iudicone, D., Louanchi, F., Mallil, K., Testor, P., and Mortier, L.: somba deployment (EGO glider: theque) (Mediterranean Sea – Western basin), SEANOE, <https://doi.org/10.17882/51460>, 2014.
- Johnson, R. G.: Climate control requires a Dam at the strait of Gibraltar, *EOS T. Am. Geophys. Un.*, 78, 277–281, <https://doi.org/10.1029/97EO00180>, 1997.
- Krahmann, G. and Schott, F.: Longterm increases in Western and Mediterranean salinities and temperatures: anthropogenic and climatic sources, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4209–4212, <https://doi.org/10.1029/1998gl900143>, 1998.
- Lacoue-Labarthe, T., Nunes, P. A., Ziveri, P., Cinar, M., Gazeau, F., Hall-Spencer, J. M., Hilmi, N., Moschella, P., Safa, A., Sauzade, D., and Turley, C.: Impacts of ocean acidification in a warming Mediterranean Sea: An overview, *Regional Studies in Marine Science*, 5, 1–11, <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2015.12.005>, 2016.
- Lozier, M. and Stewart, N. M.: NOTES AND CORRESPONDANCE On The Temporally Varying Northward Penetration of Mediterranean Overflow Water and Eastward Penetration on Labrador Sea Water, *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 2097–2103, <https://doi.org/10.1175/2008JPO3908.1>, 2008.
- Mallil, K.: LIW-detection, GitHub [code], <https://github.com/KatiaMallil/LIW-detection>, last access: 4 July 2022.
- Mallil, K., Bosse, A., Testor, P., and Margirier, F.: Levantine Intermediate Water in the Western Mediterranean Sea, SEANOE [data set], <https://doi.org/10.17882/89189>, 2018.
- Manca, B., Burca, M., Giorgetti, A., Coatanoan, C., Garcia, M.-J., and Iona, A.: Physical and biochemical averaged vertical profiles in the Mediterranean regions: an important tool to trace the climatology of water masses and to validate incoming data from operational oceanography, *J. Marine Syst.*, 48, 83–116, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.11.025>, 2004.
- Margirier, F., Testor, P., Heslop, E., Mallil, K., Bosse, A., Houpert, L., Mortier, L., Bouin, M.-N., Coppola, L., D’Ortenzio, F., de Madron, X. D., Mourre, B., Prieur, L., Raimbault, P., and Taillandier, V.: Abrupt warming and salinification of intermediate waters interplays with decline of deep convection in the Northwestern Mediterranean Sea, *Sci. Rep.-UK*, 10, 20923, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77859-5>, 2020.
- MEDOC GROUP: Observation of Formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969, *Nature*, 227, 1037–1040, <https://doi.org/10.1038/2271037a0>, 1970.
- Millot, C.: Circulation in the Western Mediterranean Sea, *J. Marine Syst.*, 20, 423–442, [https://doi.org/10.1016/s0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/s0924-7963(98)00078-5), 1999.
- Millot, C. and Taupier-Letage, I.: Additional evidence of LIW entrainment across the Algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow, *Prog. Oceanogr.*, 66, 231–250, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.03.002>, 2005a.
- Millot, C. and Taupier-Letage, I.: chap. Circulation in the Mediterranean Sea, in: *The Mediterranean Sea*, vol. 5K of *Handbook of Environmental Chemistry*, edited by: Saliot, A., Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, <https://doi.org/10.1007/b107143>, 29–66, 2005b.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., and Benzohra, M.: The Algerian eddies, *Earth-Sci. Rev.*, 27, 203–219, [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90003-E](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90003-E), 1990.
- Mortier, L., Ameur, N. A., and Taillandier, V.: SOMBA GE 2014 CRUISE, RV Téthys II, <https://doi.org/10.17600/14007500>, 2014.
- Parras-Berrocá, I. M., Vázquez, R., Cabos, W., Sein, D. V., Álvarez, O., Bruno, M., and Izquierdo, A.: Surface and Intermediate Water Changes Triggering the Future Collapse of Deep Water Formation in the North Western Mediterranean, *Geophys. Res. Lett.*, 49, e2021GL095404, <https://doi.org/10.1029/2021GL095404>, 2022.
- Pessini, F., Olita, A., Cotroneo, Y., and Perilli, A.: Mesoscale eddies in the Algerian Basin: do they differ as a function of their formation site?, *Ocean Sci.*, 14, 669–688, <https://doi.org/10.5194/os-14-669-2018>, 2018.
- Provenzale, A.: Transport by coherent barotropic vortices, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 31, 55–93, <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.31.1.55>, 1999.
- Puillat, I., I. Taupier-Letage, and Millot, C.: Algerian Eddies lifetime can near 3 years, *J. Marine Syst.*, 31, 245–259, [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00056-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00056-2), 2002.
- Ribotti, A. and Borghini, M.: Cruise Report: MEDCO08, Tech. rep., CNR IAMC (Istituto per l’Ambiente Marino e Costiero) and CNR ISMAR (Istituto di Scienze Marine), [https://www.researchgate.net/publication/279480010\\_Cruise\\_Report\\_MedCO08](https://www.researchgate.net/publication/279480010_Cruise_Report_MedCO08) (last access: 1 July 2022), 2008.
- Ribotti, A., Sorgente, R., Perilli, A., Cucco, A., Magni, P., and Borghini, M.: CTD profiles in the western and central Mediterranean between 2007 and 2020 from Italian cruises, SEANOE [data set], <https://doi.org/10.17882/87567>, 2022.
- Rixen, M., Beckers, J.-M., Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T., Mailard, C., Fichaut, M., Balopoulos, E., Iona, S., Dooley, H., Garcia, M.-J., Manca, B., Giorgetti, A., Manzella, G., Mikhailov, N., Pinardi, N., and Zavatarelli, M.: The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12608, <https://doi.org/10.1029/2005gl022702>, 2005.
- Robinson, A., Wayne, G., Theocharis, A., and Lescaratos, A.: chap. Mediterranean Sea Circulation, Ocean Currents, in: *Encyclopedia of Ocean Sciences*, edited by: Steele, J. H., <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0376>, 1689–1705, 2001.
- Rohling, E. and Bryden, H.: Man-Induced Salinity and Temperature Increases in Western Mediterranean Deep Water, *J. Geophys. Res.*, 97, 11191–11198, <https://doi.org/10.1029/92JC00767>, 1992.
- Schroeder, K., Ribotti, A., Borghini, M., Sorgente, R., Perilli, A., and Gasparini, G. P.: An extensive Western Mediterranean Deep Water renewal between 2004 and 2006, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18605, <https://doi.org/10.1029/2008GL035146>, 2008.

- Schroeder, K., Chiggiato, J., Bryden, H., Borghini, M., and Ismail, S. B.: Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea, *Sci. Rep.-UK*, 6, 23009, <https://doi.org/10.1038/srep23009>, 2016.
- Schroeder, K., Chiggiato, J., Josey, S. A., Borghini, M., Aracri, S., and Sparnocchia, S.: Rapid response to climate change in a marginal sea, *Sci. Rep.-UK*, 7, 4065, <https://doi.org/10.1038/s41598-017-04455-5>, 2017.
- Sparnocchia, S., Manzella, G., and Violette, P. L.: The interannual and seasonal variability of MAW and LIW core properties in the Western Mediterranean sea, in: *Seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean sea*, Coastal and Estuarine Studies, edited by: La Violette, P. E., 177–194, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/CE046p0117> (last access: 4 July 2022), 1994.
- Taupier-Letage, I., Puillat, I., and Millot, C.: Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin, *J. Geophys. Res.*, 108, 3245, <https://doi.org/10.1029/1999JC000117>, 2003.
- Tchernia, P.: L'eau intermédiaire dans le bassin Algéro-Provençal, *Bull. Inf. COEC*, 10, 19–22, 1958.
- Testor, P. and Gascard, J.-C.: Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian Basin, *Prog. Oceanogr.*, 66, 211–230, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.018>, 2005.
- Testor, P., Send, U., Gascard, J., Millot, C., Taupier-Letage, I., and Béranger, K.: The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian Gyres, *J. Geophys. Res.*, 110, C11017, <https://doi.org/10.1029/2004jc002861>, 2005a.
- Testor, P., Béranger, K., and Mortier, L.: Modeling the deep eddy field in the southwestern Mediterranean: The life cycle of Sardinian eddies, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13602, <https://doi.org/10.1029/2004GL022283>, 2005b.
- Testor, P., Goff, H. L., Labaste, M., Coppola, L., Mortier, L., Taillandier, V., Dausse, D., Kunesch, S., Diamond-Riquier, E., Garcia, N., de Madron, X. D., and Raimbault, P.: MOOSE GE, SEANO, <https://doi.org/10.18142/235>, 2010.
- Testor, P., Mortier, L., Coppola, L., Claustre, H., D'ortenzio, F., Bourrin, F., de Madron, X. D., and Raimbault, P.: Glider MOOSE sections, SEANO, <https://doi.org/10.17882/52027>, 2017.
- Testor, P., Bosse, A., Houpert, L., Margirier, F., Mortier, L., Legoff, H., Dausse, D., Labaste, M., Karstensen, J., Hayes, D., Olita, A., Ribotti, A., Schroeder, K., Chiggiato, J., Onken, R., Heslop, E., Mourre, B., D'ortenzio, F., Mayot, N., Lavigne, H., de Fommervault, O., Coppola, L., Prieur, L., Taillandier, V., de Madron, X. D., Bourrin, F., Many, G., Damien, P., Estournel, C., Marsaleix, P., Taupier-Letage, I., Raimbault, P., Waldman, R., Bouin, M.-N., Giordani, H., Caniaux, G., Somot, S., Ducrocq, V., and Conan, P.: Multiscale Observations of Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea During Winter 2012–2013 Using Multiple Platforms, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 123, 1745–1776, <https://doi.org/10.1002/2016JC012671>, 2018.
- The MerMex Group: Durrieu de Madron, X., Guieu, C., Sempéré, R., Conan, P., Cossa, D., D'ortenzio, F., Estournel, C., Gaseau, F., Rabouille, C., Stemmann, L., Bonnet, S., Diaz, F., Koubbi, P., Radakovitch, O., Babin, M., Baklouti, M., Bancon-Montigny, C., Belviso, S., Bensoussan, N., Bonsang, B., Bouloubassi, I., Brunet, C., Cadiou, J.-F., Carlotti, F., Chami, M., Charmasson, S., Charrière, B., Dachs, J., Doxaran, D., Dutay, J.-C., Elbaz-Poulichet, F., Eléaume, M., Eyrolles, F., Fernandez, C., Fowler, S., Francour, P., Gaertner, J. C., Galzin, R., Gasparini, S., Ghiglione, J.-F., Gonzalez, J. L., Goyet, C., Guidi, L., Guizien, K., Heimbürger, L. E., Jacquet, S. H. M., Jeffrey, W. H., Joux, F., Le Hir, P., Leblanc, K., Lefèvre, D., Lejeune, C., Lemé, R., Loÿe-Pilot, M. D., Mallet, M., Méjanelle, L., Mélin, F., Melon, C., Mérigot, B., Merle, P. L., Migon, C., Miller, W. L., Mortier, L., Mostajir, B., Mousseau, L., Moutin, T., Para, J., Pérez, T., Petrenko, A. A., Poggiale, J. C., Prieur, L., Pujol, M. I., Pulido-Villena, Raimbault, P., Rees, A. P., Ridame, C., Rontani, J. F., Ruiz Pino, D., Sicre, M. A., Taillandier, V., Tamburini, C., Tanaka, T., Taupier-Letage, I., Tedetti, M., Testor, P., Thébault, H., Thouvenin, B., Touratier, F., Tronczynski, J., Ulses, C., Van Wambeke, F., Vantrepotte, V., Vaz, S., and Verney, R.: Marine ecosystems' response to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean, *Prog. Oceanogr.*, 91, 97–166, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.02.003>, 2011.
- Thurnherr, A.: A Practical Assessment of the Errors Associated with Full-Depth LADCP Profiles Obtained Using Teledyne RDI Workhorse Acoustic Doppler Current Profilers, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 27, 1215–1227, <https://doi.org/10.1175/2010JTECHO708.1>, 2010.
- Vargas-Yáñez, M., Moya, F., García-Martínez, M., Tel, E., PZunino, Plaza, F., Salat, J., JPascual, López-Jurado, J., and M.Serra: Climate change in the western Mediterranean Sea 1900–2008, *J. Marine Syst.*, 82, 171–176, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.04.013>, 2010a.
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Benali, A., Delpy, M., Moya, F. P. F., del Carmen García-Martínez, M., and Tel, E.: How much is the western Mediterranean really warming and salting, *J. Geophys. Res.*, 115, C04001, <https://doi.org/10.1029/2009JC005816>, 2010b.
- Vargas-Yáñez, M., García-Martínez, M., Moya, F., Balbín, R., López-Jurado, J., Serra, M., Zunino, P., Pascual, J., and Salat, J.: Updating temperature and salinity mean values and trends in the Western Mediterranean: The RADMED project, *Prog. Oceanogr.*, 157, 27–46, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.09.004>, 2017.
- Visbeck, M.: Deep Velocity Profiling Using Lowered Acoustic Doppler Current Profilers: Bottom Track and Inverse Solutions, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 19, 794–807, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0794:DVPULA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0794:DVPULA>2.0.CO;2), 2002.
- Wüst, G.: On the vertical circulation of the Mediterranean sea, *J. Geophys. Res.*, 66, 3261–3271, <https://doi.org/10.1029/JZ066i010p03261>, 1961.
- Zunino, P., Schroeder, K., Vargas-Yáñez, M., Gasparini, G., Coppola, L., García-Martínez, M., and Moya-Ruiz, F.: Effects of the Western Mediterranean Transition on the resident water masses: Pure warming, pure freshening and pure heaving, *J. Marine Syst.*, 96–97, 15–23, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.01.011>, 2012.



# Bibliographie

- ASTRALDI, M., GASPARINI, G. P., SPARNOCCHIA, S., MORETTI, M. et SANSONE, E. (1996). The characteristics of the water masses and the water transport in the sicily strait at long time scales. In BRIAND, F., éditeur : *Dynamics of Mediterranean straits and channels*, *Bulleton de l'institut océanographique*, volume 17. 6
- BARCELÓ-LLULL, B., PASCUAL, A., RUIZ, S., ESCUDIER, R., TORNER, M. et TINTORÉ, J. (2019). Temporal and spatial hydrodynamic variability in the Mallorca Channel (western mediterranean sea) from 8 years of underwater glider data. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 124(4):2769–2786. 65
- BENZOHRRA, M. et MILLOT, C. (1995). Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 42(10):1803–1830. 4, 8, 61
- BIROL, F., CANCEY, M. et ESTOURNEL, C. (2010). Aspects of the seasonal variability of the northern current (nw mediterranean sea) observed by altimetry. *Journal of Marine Systems*, 81(4):297–311. 4
- BOEHME, L. et SEND, U. (2005). Objective analyses of hydrographic data for referencing profiling float salinities in highly variable environments. *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 52(3-4):651–664. 26
- BORGHINI, M., DURANTE, S., RIBOTTI, A., SCHROEDER, K. et SPARNOCCHIA, S. (2019). Thermohaline staircases in the Tyrrhenian Sea. experimental data-set (2003-2016). *SEANOE*. 22, 32
- BORZELLI, G. L. E., GAČIĆ, M., CARDIN, V. et CIVITARESE, G. (2009). Eastern mediterranean transient and reversal of the ionian sea circulation. *Geophysical Research Letters*, 36(15). 4
- BOSSE, A. (2015). *Circulation générale et couplage physique-biogéochimie à (sous-)mésoséchelle en Méditerranée Nord-occidentale à partir de données in situ*. Thèse de doctorat, UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE. 8, 9, 12, 71
- BOSSE, A., TESTOR, P., MORTIER, L., PRIEUR, L., TAILLANDIER, V., D'ORTENZIO, F. et COPPOLA, L. (2015). Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(3):1599–1622. 7, 13, 26, 75

- BOUZINAC, C., FONT, J. et MILLOT, C. (1999). Hydrology and currents observed in the channel of sardinia during the primo-1 experiment from november 1993 to october 1994. *Journal of Marine Systems*, 20(1):333–355. 11, 35, 60, 61
- BRANKART, J.-M. et PINARDI, N. (2001). Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate Water at the beginning of the 1980s : Observational evidence and model simulation. *Journal of Physical Oceanography*, 31(8):2307–2320. 63, 65
- BRYDEN, H., CANDELA, J. et KINDER, T. H. (1994). Exchange through the strait of gibraltar. *Progress in Oceanography*, 33(3):201–248. 7
- BÉTHOUX, J.-P. et GENTILI, B. (1996). The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes. *Journal of Marine Systems*, 7(2-4):383–394. 64
- BÉTHOUX, J.-P. et GENTILI, B. (1999). Functioning of the Mediterranean sea : past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4):33–47. 64
- BÉTHOUX, J.-P., GENTILI, B., RAUNET, J. et TAILLIEZ, D. (1990). Warming trend in the western Mediterranean Deep Water. *Nature*, 347:660 – 662. 64
- CAUCHY, P., HEYWOOD, K. J., MERCHANT, N. D., QUESTE, B. Y. et TESTOR, P. (2018). Wind speed measured from underwater gliders using passive acoustics. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 35(12):2305 – 2321. 18
- CAUCHY, P., TESTOR, P., MORTIERT, L., BEGUERY, L. et BOUIN, M.-N. (2014). Passive acoustics embedded on gliders–weather observation through ambient noise. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 135(4):2306–2307. 18
- CONKRIGHT, M. E., ANTONOV, J. I., BARANOVA, O., BOYER, T. P., GARCIA, H. E., GELFELD, R., JOHNSON, D., LOCARNINI, R. A., MURPHY, P. P., O'BRIEN, T. D., SMOLYAR, I. et STEPHENS, C. (2002). World ocean database 2001. volume 1 : Introduction. *S. Levitus, Ed., NOAA Atlas NESDIS 42, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C.*, page 167pp. 22
- COTRONEO, Y., AULICINO, G., RUIZ, S., PASCUAL, A., BUDILLON, G., FUSCO, G. et TINTORÉ, J. (2016). Glider and satellite high resolution monitoring of a mesoscale eddy in the algerian basin : Effects on the mixed layer depth and biochemistry. *Journal of Marine Systems*, 162:73–88. Progress in marine science supported by European joint coastal observation systems : The JERICO-RI research infrastructure. 69
- COWLEY, R., WIJFFELS, S., CHENG, L., BOYER, T. et KIZU, S. (2013). Biases in expendable bathythermograph data : A new view based on historical side-by-side comparisons. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(6):1195 – 1225. 24
- de MADRON, X. D., ZERVAKIS, V., THEOCHARIS, A. et GEORGOPOULOS, D. (2005). Comments on "cascades of dense water around the world ocean". *Progress in Oceanography*, 64(1):83–90. 9

- DOMINGUES, C. M., CHURCH, J. A., WHITE, N. J., GLECKLER, P. J., WIJFFELS, S. E., BARKER, P. M. et DUNN, J. R. (2008). Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, 453(7198):1090–1093. 24
- DORTENZIO, F. (2005). Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean sea as derived from in situ profiles. *Geophysical Research Letters*, 32(L12605). 22
- ESCUDIER, R., MOURRE, B., M. JUZA et TINTORE, J. (2016a). Subsurface circulation and mesoscale variability in the Algerian subbasin from altimeter-derived eddy trajectories. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(8):6310–6322. 62, 63
- ESCUDIER, R., RENAULT, L., PASCUAL, A., BRASSEUR, P., CHELTON, D. et BEUVIER, J. (2016b). Eddy properties in the Western Mediterranean Sea from satellite altimetry and a numerical simulation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(6):3990–4006. 62, 63
- FIEUX, M. (2017). *The planetary ocean*. 2
- FONT, J., MILLOT, C., SALAS, J., BRUGUES, A. J. et Óscar CHIC (1998). The drift of modified atlantic water from the alboran sea to the eastern mediterranean. *Scientia Marina*, 62(3):2011–2016. 6
- FUDA, J., MILLOT, C., TAUPIER-LETAGE, I., SEND, U. et J.M., B. (2000). Xbt monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 47(11):2191–2218. 11
- GARAU, B., RUIZ, S., ZHANG, W. G., PASCUAL, A., HESLOP, E., KERFOOT, J. et TINTORÉ, J. (2011). Thermal lag correction on slocum ctd glider data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(9):1065 – 1071. 23
- GASCARD, J.-C. (1978). Mediterranean deep-water formation baroclinic instability and oceanic eddies. *Oceanologica Acta*, 1(3):315–330. 8
- GASCARD, J.-C. et CLARKE, R. A. (1983). The formation of labrador sea water. part ii. mesoscale and smaller-scale processes. *Journal of Physical Oceanography*, 13(10):1779–1797. 8
- GASCARD, J.-C. et RICHEZ, C. (1985). Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 15(3):157–216. 7
- GASPARINI, G., ZODIATIS, G., ASTRALDI, M., GALLI, C. et SPARNOCCHIA, S. (1999). Winter intermediate water lenses in the ligurian sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1): 319–332. 6
- GAČIĆ, M., BORZELLI, G. L. E., CIVITARESE, G., CARDIN, V. et YARI, S. (2010). Can internal processes sustain reversals of the ocean upper circulation? the ionian sea example. *Geophysical Research Letters*, 37(9). 4
- GOURETSKI, V. et KOLTERMANN, K. P. (2007). How much is the ocean really warming? *Geophysical Research Letters*, 34(1). 24

- GOURETSKI, V. et RESEGHEI, F. (2010). On depth and temperature biases in bathythermograph data : Development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 57(6):812–833. 24
- HAMON, M., REVERDIN, G. et TRAON, P.-Y. L. (2012). Empirical correction of xbt data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(7):960 – 973. 24
- HOUPERT, L. (2013). *Contribution to the Study of Transfer Processes from the Surface and to the Deep and Ocean in the Mediterranean and Sea using in situ Measurements*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan Via Domitia. 3, 22
- ISERN-FONTANET, J., GARCIA-LADONA, E. et FONT, J. (2006). Vortices of the Mediterranean Sea : An altimetric perspective. *Journal of Physical Oceanography*, 36(1):87–103. 62, 63
- ISHII, M. et KIMOTO, M. (2009). Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying xbt and mbt depth bias corrections. *Journal of Oceanography*, 65(3): 287–299. 24
- IUDICONE, D., LOUANCHI, F., MALLIL, K., TESTOR, P. et MORTIER, L. (2014). somba deployment (ego glider : theque) (Mediterranean Sea - Western basin). *SEANOE*. 20
- JUZA, M., ESCUDIER, R., VARGAS-YÁÑEZ, M., MOURRE, B., HESLOP, E., ALLEN, J. et TINTORÉ, J. (2019). Characterization of changes in western intermediate water properties enabled by an innovative geometry-based detection approach. *Journal of Marine Systems*, 191:1–12. 6, 26, 27, 28, 65, 79
- JUZA, M., RENAULT, L., RUIZ, S. et TINTORÉ, J. (2013). Origin and pathways of winter intermediate water in the northwestern mediterranean sea using observations and numerical simulation. *Journal of GeopJournal of Geop : Oceans*, 118:6621–6633. 6, 7, 57
- KRAHMANN, G. et SCHOTT, F. (1998). Longterm increases in western mediterranean salinities and temperatures : Anthropogenic and climatic sources. *Geophysical Research Letters*, 25(22):4209–4212. 64, 65
- LACOUÉ-LABARTHE, T., NUNES, P. A., ZIVERI, P., CINAR, M., GAZEAU, F., HALL-SPENCER, J. M., HILMI, N., MOSCHELLA, P., SAFA, A., SAUZADE, D. et TURLEY, C. (2016). Impacts of ocean acidification in a warming mediterranean sea : An overview. *Regional Studies in Marine Science*, 5:1–11. 80
- LEVITUS, S., ANTONOV, J. I., BOYER, T. P., LOCARNINI, R. A., GARCIA, H. E. et MISHONOV, A. V. (2009). Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophysical Research Letters*, 36(7). 24
- LI, L., CASADO, A., CONGEDI, L., DELL'AQUILA, A., DUBOIS, C., ELIZALDE, A., L'HÉVÉDER, B., LIONELLO, P., SEVAULT, F., SOMOT, S., RUTI, P. et ZAMPIERI, M. (2012). Modeling of the mediterranean climate system. In LIONELLO, P., éditeur : *The Climate of the Mediterranean Region*, pages 419–448. Elsevier, Oxford. 2

- LUMPKIN, R. et SPEER, K. (2007). Global ocean meridional overturning. *Journal of Physical Oceanography*, 37(10):2550 – 2562. [1](#), [2](#)
- LÓPEZ-JURADO, J.-L., GARCÍA-LAFUENTE, J. et CANO-LUCAYA, N. (1995). Hydrographic conditions of the ibiza channel during november 1990, march 1991 and july 1992. [6](#)
- MALLIL, K., TESTOR, P., BOSSE, A., MARGIRIER, F., HOUPERT, L., GOFF, H. L., MORTIER, L. et LOUANCHI, F. (2022). The levantine intermediate water in the western mediterranean and its interactions with the algerian gyres : insights from 60 years of observation. *Ocean Science*, 18(4):937–952. [31](#)
- MANABE, S., STOUFFER, R. J., SPELMAN, M. J. et BRYAN, K. (1991). Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric co<sub>2</sub>. part i. annual mean response. *Journal of Climate*, 4(8):785 – 818. [1](#)
- MANCA, B., BURCA, M., GIORGETTI, A., COATANOAN, C., GARCIA, M.-J. et IONA, A. (2004). Physical and biochemical averaged vertical profiles in the Mediterranean regions : an important tool to trace the climatology of water masses and to validate incoming data from operational oceanography. *Journal of Marine Systems*, 48(1-4):83–116. [24](#)
- MANZELLA, G. M. R., HOPKINS, T., MINNETT, P. J. et NACINI, E. (1990). Atlantic water in the strait of sicily. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 95(C2):1569–1575. [6](#)
- MARGIRIER, F. (2018). *Étude de la variabilité physique et biogéochimique des masses d’eaux en Mer Méditerranée*. Thèse de doctorat, Sorbonne Université. [22](#), [24](#), [25](#)
- MARGIRIER, F., TESTOR, P., HESLOP, E., MALLIL, K., BOSSE, A., HOUPERT, L., MORTIER, L., BOUIN, M.-N., COPPOLA, L., D’ORTENZIO, F., de MADRON, X. D., MOURRE, B., PRIEUR, L., RAIMBAULT, P. et TAILLANDIER, V. (2020). Abrupt warming and salinification of intermediate waters interplays with decline of deep convection in the northwestern mediterranean sea. *Scientific Reports*, (20923). [65](#)
- MARSHALL, J. et SCHOTT, F. (1999). Open-ocean convection : observations, theory, and models. *Review of Geophysics*, 37(1):1–64. [9](#)
- MEDAR, G. (2002). Medatlas/2002 database : Mediterranean and black sea database of temperature salinity and bio-chemical parameters. [22](#)
- MEDOC, G. (1970). Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature*, 227:1037–1040. [49](#)
- MILLOT, C. (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4):423–442. [4](#), [7](#), [10](#), [11](#), [14](#), [45](#), [62](#)
- MILLOT, C. et TAUPIER-LETAGE, I. (2005a). Additional evidence of LIW entrainment across the Algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow. *Progress in Oceanography*, 66(2-4):231–250. [7](#), [11](#)

- MILLOT, C. et TAUPIER-LETAGE, I. (2005b). *Circulation in the Mediterranean Sea*, volume 5K de *Handbook of Environmental Chemistry*, pages 29–66. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. 58, 59
- MORTIER, L., AMEUR, N. A. et TAILLANDIER, V. (2014). SOMBA GE 2014 cruise. *RV Téthys II*. 20, 32
- ONKEN, R. et SELLSCHOPP, J. (2001). Water masses and circulation between the eastern algerian basin and the strait of sicily in october 1996. *Oceanologica acta*, 24(2):151–166. 60, 61
- OSSE, T. J. et ERIKSEN, C. C. (2007). The deepglider : A full ocean depth glider for oceanographic research. In *OCEANS 2007*, pages 1–12. 19
- PESSINI, F., OLITA, A., COTRONEO, Y. et PERILLI, A. (2018). Mesoscale eddies in the Algerian Basin : do they differ as a function of their formation site? *Ocean Science*, 14:669–688. 10, 63
- POULAIN, P.-M., MENNA, M. et MAURI, E. (2012). Surface geostrophic circulation of the mediterranean sea derived from drifter and satellite altimeter data. *Journal of Physical Oceanography*, 42(6):973 – 990. 4
- PROVENZALE, A. (1999). Transport by coherent barotropic vortices. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 31:55–93. 63
- PUIG, P., de MADRON, X. D., SALAT, J., SCHROEDER, K., MARTÍN, J., KARAGEORGIS, A. P., PALANQUES, A., ROULLIER, F., LOPEZ-JURADO, J. L., EMELIANOV, M., MOUTIN, T. et HOUPERT, L. (2013). Thick bottom nepheloid layers in the western mediterranean generated by deep dense shelf water cascading. *Progress in Oceanography*, 111:1–23. 22
- PUILLAT, I., I.TAUPIER-LETAGE et MILLOT, C. (2002). Algerian eddies lifetime can near 3 years. *Journal of Marine Systems*, 31(4):245–259. 63
- PUILLAT, I., SORGENTE, R., RIBOTTI, A., NATALE, S. et ECHEVIN, V. (2006). Westward branching of liw induced by algerian anticyclonic eddies close to the sardinian slope. *Chemistry and Ecology*, 22(sup1):S293–S305. 11
- RIBOTTI, A. et BORGHINI, M. (2008). Cruise report : Medco08. Rapport technique, CNR IAMC (Istituto per l’Ambiente Marino e Costiero) and CNR ISMAR (Istituto di Scienze Marine). 22
- RIBOTTI, A., PERILLI, A., SORGENTE, R. et BORGHINI, M. (2019). Hydrological profiles in the mediterranean sea (2002 - 2006). 32
- RIBOTTI, A., PUILLAT, I., SORGENTE, R. et NATALE, S. (2004). Mesoscale circulation in the surface layer off the southern and western sardinia island in 2000 - 2002. *Chemistry and Ecology*, 20(5):345–363. 60, 61

- RIBOTTI, A., SORGENTE, R., PERILLI, A., CUCCOA, A., MAGNI, P. et BORGHINI, M. (2022). Ctd profiles in the western and central mediterranean between 2007 and 2020 from italian cruises. *SEANOE*. 32
- RIXEN, M., BECKERS, J.-M., LEVITUS, S., ANTONOV, J., BOYER, T., MAILLARD, C., FICHAUT, M., BALOPOULOS, E., IONA, S., DOOLEY, H., GARCIA, M.-J., MANCA, B., GIORGETTI, A., MANZELLA, G., MIKHAILOV, N., PINARDI, N. et ZAVATARELLI, M. (2005). The Western Mediterranean Deep Water : A proxy for climate change. *Geophysical Research Letters*, 32(12). 64, 65
- ROBINSON, A., LESLIE, W., THEOCHARIS, A. et LASCARATOS, A. (2001). Mediterranean sea circulation. In STEELE, J. H., éditeur : *Encyclopedia of Ocean Sciences*, pages 1689–1705. Academic Press, Oxford. 4
- ROHLING, E. et BRYDEN, H. (1992). Man-induced salinity and temperature increases in Western Mediterranean deep water. *Journal of Geophysical Research*, 97(C7):11 191–11 198. 64
- SALAS, J. (1999). *Estudio lagrangeano de la circulación superficial de la cuenca Argentina (Mar Mediterráneo Occidental)*. Thèse de doctorat, Universidad Politécnica de Cataluña CSIC - Instituto de Ciencias del Mar (ICM). 10
- SALAT, J. et FONT, J. (1987). Water mass structure near and offshore the catalan coast during the winters of 1982 and 1983. *Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and planetary physics*. 6
- SAMMARI, C., MILLOT, C., TAUPIER-LETAGE, I., STEFANI, A. et BRAHIM, M. (1999). Hydrological characteristics in the tunisia-sardinia-sicily area during spring 1995. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 46(10):1671–1703. 61
- SCHROEDER, K., CHIGGIATO, J., JOSEY, S. A., BORGHINI, M., ARACRI, S. et SPARNOCCHIA, S. (2017). Rapid response to climate change in a marginal sea. *Scientific Reports*, 7(4065). 65
- SCHROEDER, K., TAILLANDIER, V., VETRANO, A. et GASPARINI, G. (2008). The circulation of the western mediterranean sea in spring 2005 as inferred from observations and from model outputs. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 55(8):947–965. 62
- SEND, U., FONT, J., KRAHMANN, G., MILLOT, C., RHEIN, M. et TINTORÉ, J. (1999). Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 44:37–64. 3, 4
- SEND, U., MERTENS, C. et FONT, J. (1996). Recent observation indicates convection' role in deep water circulation. *EOS Transactions*, 77(7):61–65. 8
- SOMOT, S., SEVAULT, F. et DÉQUÉ, M. (2006). Transient climate change scenario simulation of the mediterranean sea for the 21st century using a high-resolution ocean circulation model. *Climate Dynamics*, 27(7-8):851–879. 4

- TALLEY, L. (2013). Closure of the global overturning circulation through the indian, pacific, and southern oceans : Schematics and transports. *Oceanography*, 26(1):80–97. [1](#)
- TANHUA, T., HAINBUCHER, D., CARDIN, V., ÁLVAREZ, M., CIVITARESE, G., MCNICHOL, A. P. et KEY, R. M. (2013). Repeat hydrography in the mediterranean sea, data from the meteor cruise 84/3 in 2011. *Earth System Science Data*, 5(2):289–294. [32](#)
- TAUPIER-LETAGE, I., PULLAT, I. et MILLOT, C. (2003). Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8). [7](#), [11](#)
- TESTOR, P. (2002). *Etude Lagrangienne de circulation tourbillonnaires de submésos et mésoéchelle en Méditerranée occidentale sur la base d'observations et de simulations numériques : phénoménologie et interactions avec la circulation générale*. Thèse de doctorat, Université Paris 6, 151. [8](#), [9](#), [10](#), [75](#)
- TESTOR, P., BÉRANGER, K. et MORTIER, L. (2005a). Modeling the deep eddy field in the southwestern Mediterranean : The life cycle of Sardinian eddies. *Geophysical Research Letters*, 32(13). [63](#)
- TESTOR, P. et GASCARD, J.-C. (2003). Large-scale spreading of deep waters in the western mediterranean sea by submesoscale coherent eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 33(1):75 – 87. [8](#), [13](#), [72](#)
- TESTOR, P. et GASCARD, J.-C. (2005). Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian Basin. *Progress in Oceanography*, 66(2-4):211–230. [7](#), [11](#), [13](#), [63](#), [71](#), [75](#)
- TESTOR, P. et GASCARD, J.-C. (2006). Post-convection spreading phase in the northwestern mediterranean sea. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 53(5):869–893. [8](#)
- TESTOR, P., SEND, U., GASCARD, J.-C., MILLOT, C., TAUPIER-LETAGE, I. et BÉRANGER, K. (2005b). The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea : Algerian Gyres. *Journal of Geophysical Research*, 110(C11):017. [13](#), [62](#), [63](#)
- The MerMex Group : Durrieu de MADRON, X., GUIEU, C., SEMPÉRÉ, R., CONAN, P., COSSA, D., D'ORTENZION, F., ESTOURNEL, C., GASEAU, F., RABUILLE, C., STEMMANN, L., BONNET, S., DIAZ, F., KOUUBI, P., RADAKOVITCH, O., BABIN, M., BAKLOUTI, M., BANCON-MONTIGNY, C., BELVISO, S., BENSOUSSAN, N., BONSAING, B., BOULOUBASSI, I., BRUNET, C., CADIOU, J.-F., CARLOTTI, F., CHAMI, M., CHARMAS-SON, S., CHARRIÈRE, B., DACHS, J., DOXARAN, D., DUTAY, J.-C., ELBAZ-POULICHET, F., ELÉAUME, M., EYROLLES, F., FERNANDEZ, C., FOWLER, S., FRANCOUR, P., GAERTNER, J. C., GALZIN, R., GASPARINI, S., GHIGLIONE, J.-F., GONZALEZ, J. L., GOYET, C., GUIDI, L., GUIZIEN, K., HEIMBÜRGER, L. E., JACQUET, S. H. M., JEFFREY, W. H., JOUX, F., LE HIR, P., LEBLANC, K., LEFÈVRE, D., LEJEUSNE, C., LEMÉ, R., LOÏE-PILOT, M. D., MALLET, M., MÉJANELLE, L., MÉLIN, F., MELLON, C., MÉRIGOT, B., MERLE, P. L., MIGON, C., MILLER, W. L., MORTIER, L., MOSTAJIR, B., MOUSSEAU, L., MOUTIN, T., PARA, J., PÉREZ, T., PETRENKO, A. A., POGGIALE,

- J. C., PRIEUR, L., PUJOL, M. I., PULIDO-VILLENA, Raimbault, P., REES, A. P., RIDAME, C., RONTANI, J. F., RUIZ PINO, D., SICRE, M. A., TAILLANDIER, V., TAMBURINI, C., TANAKA, T., TAUPIER-LETAGE, I., TEDETTI, M., TESTOR, P., THÉBAULT, H., THOUVENIN, B., TOURATIER, F., TRONCZYNSKI, J., ULSES, C., VAN WAMBEKE, F., VANTREPOTTE, V., VAZ, S. et VERNEY, R. (2011). Marine ecosystems' response to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean. *Progress in Oceanography*, 91(2):97–166. [4](#), [5](#), [20](#)
- THURNHERR, A. (2010). A practical assessment of the errors associated with full-depth ladcp profiles obtained using teledyne rdi workhorse acoustic doppler current profilers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(7):1215–1227. [21](#)
- VARGAS-YÁÑEZ, M., GARCÍA-MARTÍNEZ, M., MOYA, F., BALBÍN, R., LÓPEZ-JURADO, J., SERRA, M., ZUNINO, P., PASCUAL, J. et SALAT, J. (2017). Updating temperature and salinity mean values and trends in the western Mediterranean : The RADMED project. *Progress in Oceanography*, 157:27–46. [64](#)
- VARGAS-YÁÑEZ, M., MOYA, F., GARCÍA-MARTÍNEZ, M., TEL, E., P.ZUNINO, PLAZA, F., SALAT, J., J.PASCUAL, LÓPEZ-JURADO, J. et M.SERRA (2010a). Climate change in the western Mediterranean Sea 1900-2008. *Journal of Marine Systems*, 82(3):171–176. [65](#)
- VARGAS-YÁÑEZ, M., ZUNINO, P., BENALI, A., DELPY, M., MOYA, F. P. F., del CARMEN GARCÍA-MARTÍNEZ, M. et TEL, E. (2010b). How much is the western Mediterranean really warming and salting. *Journal of Geophysical Research*, 115(C4). [65](#)
- VARGAS-YÁÑEZ, M., ZUNINO, P., SCHROEDER, K., LÓPEZ-JURADO, J., PLAZA, F., SERRA, M., CASTRO, C., GARCÍA-MARTÍNEZ, M., MOYA, F. et SALAT, J. (2012). Extreme western intermediate water formation in winter 2010. *Journal of Marine Systems*, 105–108:52–59. [6](#)
- VISBECK, M. (2002). Deep velocity profiling using lowered acoustic doppler current profilers : Bottom track and inverse solutions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(5):794–807. [21](#)
- VLADOIU, A., BOURUET-AUBERTOT, P., CUYPERS, Y., FERRON, B., SCHROEDER, K., BORGHINI, M., LEIZOUR, S. et ISMAIL, S. B. (2018). Turbulence in the sicily channel from microstructure measurements. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 137:97–112. [7](#)
- WALDMAN, R., BRÜGGEMANN, N., BOSSE, A., SPALL, M., SOMOT, S. et SEVAULT, F. (2018). Overturning the mediterranean thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, 45(16):8407–8415. [4](#)
- WIJFFELS, S. E., WILLIS, J., DOMINGUES, C. M., BARKER, P., WHITE, N. J., GRONELL, A., RIDGWAY, K. et CHURCH, J. A. (2008). Changing expendable bathythermograph fall rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise. *Journal of Climate*, 21(21):5657 – 5672. [24](#)

- WOLK, F., LUECK, R. G. et LAURENT, L. S. (2009). Turbulence measurements from a glider. *In OCEANS 2009*, pages 1–6. [18](#)
- WÜST, G. (1961). On the vertical circulation of the Mediterranean sea. *Journal of Geophysical Research*, 66(10):3261–3271. [62](#)
- ZAVATARIELLI, M. et MELLOR, G. (1995). A numerical study of the mediterranean sea circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 25:1384–1414. [3](#)
- ZUNINO, P., SCHROEDER, K., VARGAS-YÁÑEZ, M., GASPARINI, G., COPPOLA, L., GARCÍA-MARTÍNEZ, M. et MOYA-RUIZ, F. (2012). Effects of the Western Mediterranean Transition on the resident water masses : Pure warming, pure freshening and pure heaving. *Journal of Marine Systems*, 96-97:15–23. [65](#)



---

**Sujet : Circulation générale et processus de sous-méso échelle dans le bassin Algéro-Provençal de la Méditerranée à partir de données in situ.**

---

**Résumé :** Les données de la campagne océanographique SOMBA-GE2014, nous ont permis de mettre en évidence la présence des gyres algériens via des mesures de courant. Les radiales de température et salinité obtenues à travers le bassin ont permis la visualisation de l'influence des gyres algériens sur la répartition hydrologique. En effet des eaux levantines intermédiaires jeunes s'étendent depuis la veine d'eau remontant le plateau sarde vers l'intérieur du bassin algérien, sous forme de patches. Des climatologies du cœur de la LIW et de WIW couvrant la période 1960 à 2017 dans le bassin Algéro-Provençal, ont été produites grâce à la base de données Méditerranéenne de profils de température et salinité et des nouvelles méthodes de détection. Un transport de LIW vers l'ouest, depuis la veine sud de la Sardaigne vers l'intérieur du bassin algérien en suivant la périphérie des gyres algériens est mis en évidence par cette climatologie et confirmé par la corrélation croisée du signal de refroidissement observé durant les années 80. L'estimation des tendances des caractéristiques de la LIW et WIW contribuent à documenter leur évolution. L'accélération du réchauffement observée dans tout le bassin à partir de 2010 est alarmante. Les observations par les gliders ont permis d'appuyer nos conclusions quant à l'efficacité des structures de méso et de sous-méso échelle pour le transport des masses d'eaux vers l'intérieur du Bassin Algérien. En effet nous avons observé des parcelles de WIW, LIW et WMDW à l'intérieur du Bassin Algérien dont les caractéristiques sont plus marquées que les eaux adjacentes.

**Mots clés :** Mer Méditerranée, hydrologie, circulation océanique, séries temporelles, Gyres Algériens, observations océanographiques in-situ, gliders

---

**Subject : General circulation and submeso-scale processes in the Algero-Provençal basin of the Mediterranean sea, from in situ data.**

---

**Abstract:** Data from the SOMBA-GE2014 oceanographic cruise, allowed us to highlight the presence of Algerian Gyres via current measurements. The temperature and salinity sections obtained across the basin allowed the visualization of the influence of the Algerian Gyres on the hydrological distribution. Indeed, young intermediate Levantine waters extend from Saridinian LIW vein towards the interior of the Algerian Basin, in the form of patches. LIW and WIW core climatologies covering the period 1960 to 2017 in the Algerian-Provençal basin were produced using the Mediterranean database of temperature and salinity profiles and new detection methods. A westward transport of LIW from the southern vein of Sardinia to the interior of the Algerian Basin following the periphery of the Algerian Gyres is highlighted by this climatology and confirmed by the cross-correlation of the cooling signal observed during the 1980s. The estimation of trends of LIW and WIW characteristics help to document their evolution. The acceleration of warming observed throughout the basin from 2010 is alarming. Glider observations have supported our conclusions regarding the effectiveness of mesoscale and submesoscale structures for the transport of water masses into the interior of the Algerian Basin. Indeed, we observed WIW, LIW, and WMDW parcels within the Algerian Basin with more pronounced characteristics than adjacent waters.

**Keywords :** Mediterranean sea, hydrology, timeseries, Algerian Gyres, in-situ ocean observations, gliders