

Andrea M. Doglioli

Notes sur la

Circulation Générale en Méditerranée



http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mediterranian_Sea_16.61811E_38.99124N.jpg

dernière révision 16 novembre 2020

Remerciements

Je désire remercier tous mes étudiants et mes collègues pour leur commentaires, questions, corrections et suggestions.

En particulier ces polycopies bénéficient des contributions de I. Taupier-Letage et C. Millot, dont l'article *Circulation in the Mediterranean Sea* (2005) a été en grande partie traduit dans ce document . La partie sur le Courant Nord a bénéficié de la contribution de J. Gatti.

M.Arancio et M.Kersalé m'ont aidé dans la correction du texte.

Doglioli, A.M. (2020), *Notes sur la Circulation Générale en Méditerranée pour le cours d'Océanographie Générale*, Université d'Aix-Marseille, Marseille, France.
https://people.mio.osupytheas.fr/~doglioli/Doglioli_NotesCours_CirculationGeneraleMediterranee.pdf

Ce matériel est distribué selon la licence Créative Commons [<http://creativecommons.org/>]

Vous êtes libres :

- * de reproduire, distribuer et communiquer cette création au public
- * de modifier cette création

Selon les conditions suivantes :

- * **Paternité.** Vous devez citer le nom de l'auteur original de la manière indiquée par l'auteur de l'oeuvre ou le titulaire des droits qui vous confère cette autorisation (mais pas d'une manière qui suggérerait qu'ils vous soutiennent ou approuvent votre utilisation de l'oeuvre).
- * **Pas d'Utilisation Commerciale.** Vous n'avez pas le droit d'utiliser cette création à des fins commerciales.
- * **Partage des Conditions Initiales à l'Identique.** Si vous modifiez, transformez ou adaptez cette création, vous n'avez le droit de distribuer la création qui en résulte que sous un contrat identique à celui-ci.



Cet ouvrage a été réalisé avec le logiciel libre OpenOffice <http://www.openoffice.org>

Table des matières

1. Introduction

- 1.1 Histoire géologique
- 1.2 Suggestion de terminologie
- 1.3 Les schémas de circulation
- 1.4 Pourquoi étudier la Méditerranée?

2. Mesures expérimentales

- 2.1 Historique des données océanographiques en Méditerranée et campagnes récentes du COM
- 2.2 Imagerie satellitaires
- 2.3 Données in situ

3 Schémas de circulation

- 3.1 Circulation de l'eau atlantique
- 3.2 Circulation des eaux intermédiaires et profondes
- 3.3 Phénomènes dynamiques
- 3.4 Le courant Nord

4 La modélisation de la circulation et de l'écosystème

Bibliographie et Liens utiles

Bergamasco A. & P. Malanotte-Rizzoli (2010): The circulation of the Mediterranean Sea: a historical review of experimental investigations, *Advances in Oceanography and Limnology*, 1:1, 11-28.

<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/19475721.2010.491656>

Millot C. (2005), *Circulation in the Mediterranean Sea: evidences, debates and unanswered questions*, Scientia Marina, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas.

Millot C. and I. Taupier-Letage (2005), *Circulation in the Mediterranean Sea*, The Handbook of Environmental Chemistry, Volume K, May 2005, Pages 29 - 66, DOI: 10.1007/b107143.

http://www.ifremer.fr/lobtln/OTHER/Millot_Taupier_handbook.pdf

Pinardi N., I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Lascaratos, P.Y. Le Traon, C. Maillard, G. Manzella and C. Tziavos (2003), *The Mediterranean ocean Forecasting System : first phase of implementation (1998-2001)*, *Ann. Geophys.*, 21, 1, 3-20.

<http://www.ann-geophys.net/21/3/2003/angeo-21-3-2003.pdf>

Robinson A.R., W.G. Leslie, A. Theocharis, A. Lascaratos (2001), *Mediterranean Sea circulation*, Encyclopedia of Ocean Sciences.

<http://robinson.seas.harvard.edu/PAPERS/encycirc.pdf>

1. Introduction

La mer Méditerranée est une mer intercontinentale presque entièrement fermée, située entre l'Europe, l'Afrique et l'Asie et qui s'étend sur une superficie d'environ 2,5 millions de kilomètres carré. Son ouverture vers l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar est large de seulement 14 kilomètres.

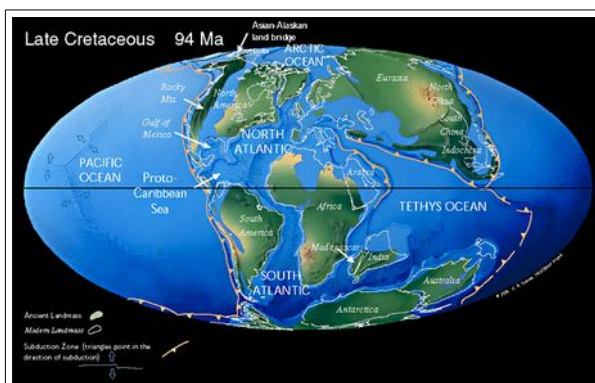
Elle doit son nom au fait qu'elle est littéralement une « mer au milieu des terres », en latin *mare medi terra*.

Durant l'Antiquité, la Méditerranée était une importante voie de transports maritimes; permettant l'échange commercial et culturel entre les peuples émergents de la région - les cultures de la Mésopotamie, de l'Égypte, sémitiques, persanes, phéniciennes, carthaginoises, grecques et romaines. L'histoire de la Méditerranée est importante dans l'origine et le développement de la civilisation occidentale.

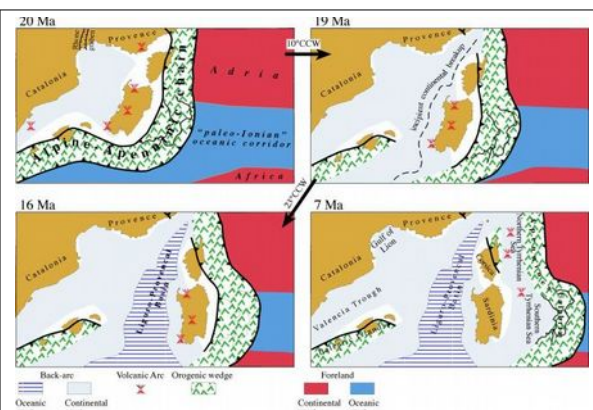
1.1 Histoire géologique

La mer Méditerranée est en partie le vestige d'un ancien domaine océanique que l'on nomme aujourd'hui la Téthys, qui était plus vaste que la mer Méditerranée actuelle. À partir du Crétacé, la Téthys s'est « refermée » progressivement par subduction, avec le rapprochement des continents africain et eurasiatique. Ceci entraîna la formation de chaînes de montagne, comme les Pyrénées, ou les Alpes. Durant l'Oligocène (il y a 30 millions d'années), avec l'ouverture de la Mer Ligure, la Méditerranée occidentale a subi une phase d'éirement qui a séparé la Corse et la Sardaigne du continent européen.

Il y a cinq millions d'années, le détroit de Gibraltar s'est refermé réduisant la mer Méditerranée à un lac très salé. On nomme cet épisode la crise de salinité messinienne. Les dépôts salins au fond de la mer produits durant un million d'années témoignent de ce phénomène. Puis la différence de niveau entre l'Atlantique et la Méditerranée a causé la rupture de la digue naturelle de roche qui bloquait le détroit. Une énorme cascade a alors rempli en 40 ans le volume d'eau qui avait pris des centaines d'années pour s'évaporer.



<http://www.scotese.com/images/094.jpg>

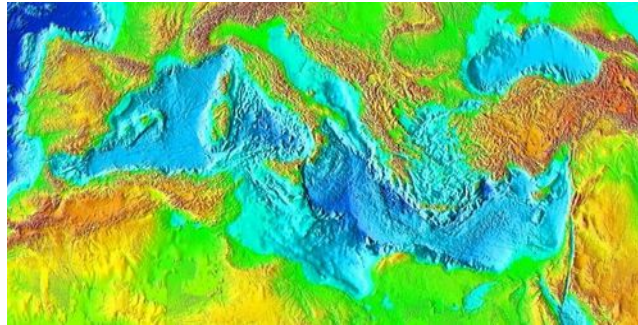


http://roma2.rm.ingv.it/userfiles/image/tematiche/PaleomagnetismoTettonica/Eig_%204.jpg

Les fonds marins de la mer Méditerranée se modifient encore aujourd'hui car les plaques africaines et eurasiennes sont en contact. Leurs mouvements provoquent des séismes en Italie, en Grèce, en Turquie et en Israël et entretiennent une activité volcanique en Italie avec l'Etna, le Vésuve et le Stromboli .

La géologie de la Méditerranée est complexe, impliquant des cassures et des collisions entre les plaques africaines et eurasiennes.

Bien qu'intercontinentale, on y trouve cependant un fond basaltique au large des côtes françaises, ce qui en fait un mini-océan du Languedoc.



Relief de la mer Méditerranée

screenshot from NASA's globe software *World Wind* using a public domain layer
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/ae/Mediterranean_Sea_surface.jpg

La mer Méditerranée a une profondeur moyenne de 1500 m et le point enregistré le plus profond est de 5121 mètres en mer Ionienne au creux de la fosse de Matapan (au large du Péloponnèse). Le littoral se déroule sur 46 000 kilomètres. La mer Méditerranée se divise en deux bassins bien individualisés, séparés par des hauts fonds situés entre la Sicile et la Tunisie : la Méditerranée occidentale et la Méditerranée orientale, elles-mêmes nettement compartimentées. La première recouvre une superficie d'environ 0,85 million de km² tandis que la seconde recouvre environ 1,65 million de km² pour une superficie totale de 2,5 millions de km² (3 millions avec la Mer Noire, soit 1% de l'océan mondial) . Le volume de la Méditerranée est de 3,7 millions de km³ .

En Méditerranée occidentale, l'axe Corse-Sardaigne isole la mer Tyrrhénienne du reste du bassin. En Méditerranée orientale, on distingue la mer Ionienne, qui atteint les plus grandes profondeurs, et le bassin levantin, séparés par un goulet entre la plate-forme de la mer Égée limitée au sud par la Crète et les hauts fonds au large de la Cyrénaïque.

D'une manière générale, le plateau continental est relativement réduit, sauf dans trois zones : la mer Adriatique, la mer Égée, et la plate-forme s'étendant entre la Sicile et la Libye au large de la Tunisie.

Ces derniers siècles, l'humanité a beaucoup modifié la géologie de la Méditerranée. Des constructions ont été établies tout le long du littoral, aggravant et déplaçant les zones d'érosion. Des plages ont été mal gérées, et l'abus de l'utilisation des ressources naturelles et marines continue d'être un problème. Cet abus se fait au détriment des processus naturels. La géographie a également été modifiée par la construction de barrages, de canaux et le bétonnage des côtes.

1.2 Suggestion de terminologie

C. Millot et I. Taupier-Letage ont proposé une terminologie précise à utiliser pour décrire les différentes parties de notre aire d'étude (<http://www.ifremer.fr/lobtln/OTHER/Terminology.html>), qui sera adoptée dans la suite du cours .

NB: Le texte ci-dessous est en anglais, s'agissant de termes techniques proposés à la communauté internationale, qui des fois n'ont pas de traduction française (e.g. *subbasin*) .

Geographie

** *Sea, basins and subbasins:*

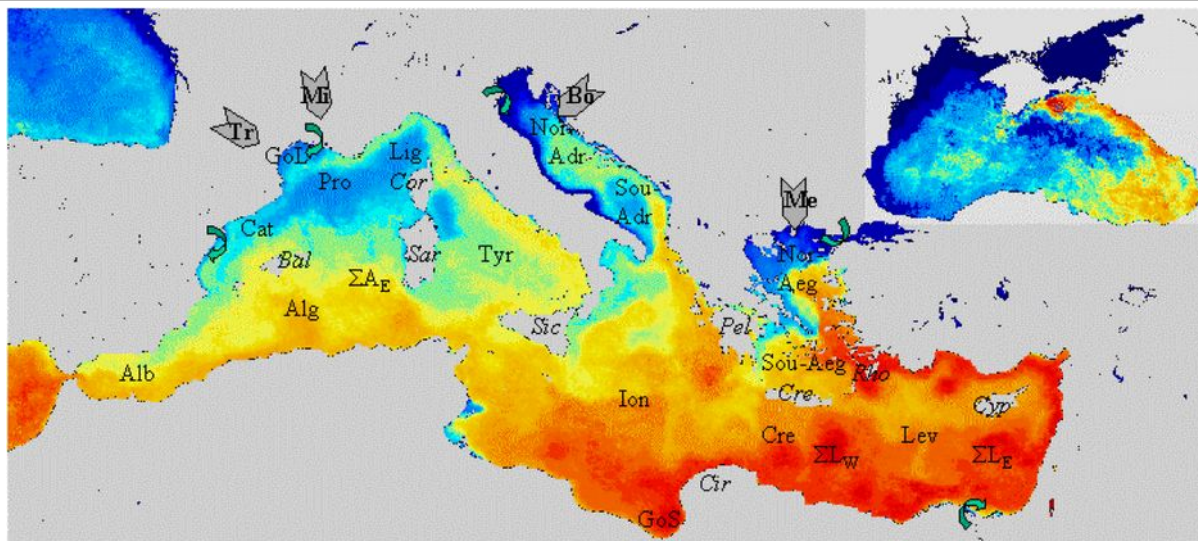
*There used to be the Mediterranean Sea, the Western Mediterranean Sea and the Eastern Mediterranean Sea, and other **seas** such as e.g. the Western and Eastern Mediterranean Seas, the Ligurian Sea, the Tyrrhenian Sea, the Aegean Sea...., co-existing with **basins** such as the western (resp. eastern) Mediterranean basin, the Liguro-Provencal basin, the Algerian basin or the Levantine*

basin, and **passages** such as the Cretan passage.

We propose :

- * to restrict the use of the term "sea" to **THE Mediterranean Sea**
- * to restrict the use of the term "basin" to **the western and eastern basins of the Mediterranean (Sea)**
- * to call other (smaller) entities "**subbasins**": Tyrrhenian subbasin, Algerian subbasin... Note that this has also the advantage of providing clear and coherent meaning to the expression basin / subbasin scale.

The Mediterranean Sea geography superimposed on the Sea Surface Temperature monthly composite image of January 1998, from DLR (Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt) .
Tirée de Millot & Taupier-Letage (2005)



The Mediterranean Sea is divided into the western and eastern basins.

Basins are divided into subbasins (following the AW circulation) :

Alb: Alboran; **Alg**: Algerian; **Tyr**: Tyrrhenian; **Ion**: Ionian; **Cre**: Cretan; **Lev**: Levantine; **Sou-Aeg**: South-Aegean; **Nor-Aeg**: North-Aegean; **Sou-Adr**: South-Adriatic; **Nor-Adr**: North-Adriatic; **Lig**: Ligurian; **Pro**: Provençal; **Cat**: Catalan.

SigmaAE, **SigmaLW** and **SigmaLE** are areas where eddies tend to accumulate and interact, up to merging and/or decaying, in the east Algerian, west and east Levantine subbasins, respectively.

Bal: Balearic Islands; **Sar**: Sardinia; **Sic**: Sicily; **GoS**: Gulf of Syrte; **Cir**: Cirenaica; **Cre**: Crete; **Cyp**: Cyprus; **Rho**: Rhodes; **Pel**: Peloponnese; **Cor**: Corsica; **GoL**: Gulf of Lions.

The main wind systems are indicated with wide grey arrows: **Tr**: Tramontane; **Mi**: Mistral; **Bo**: Bora; **Me**: Meltem.

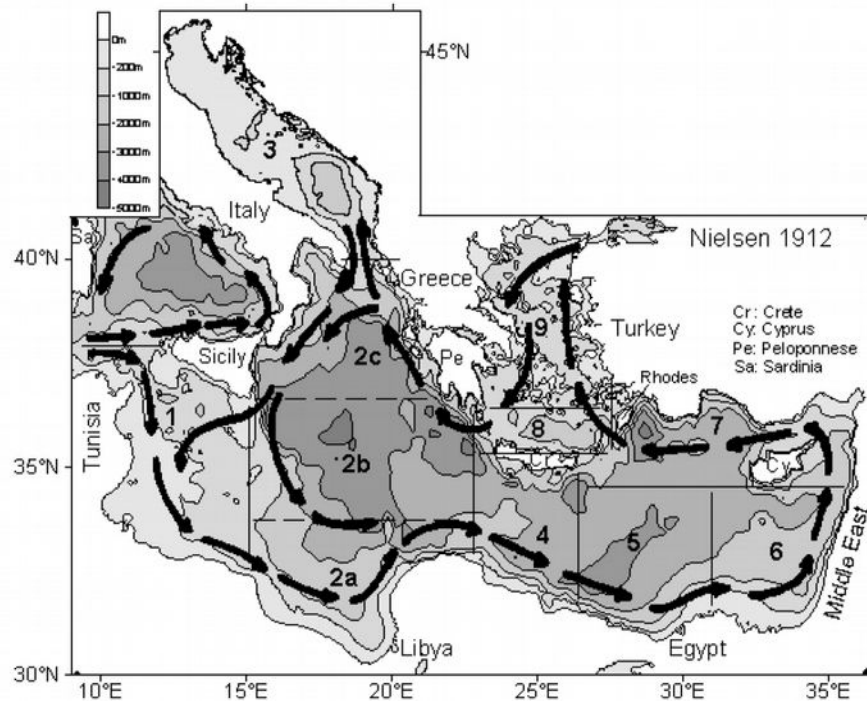
Curved green arrows represent the main river outflows :
Ebro, Rhone, Po, Black Sea outflow, Nile.

** Straits and channels

Straits are narrow passages a few 10s of km wide: straits of Gibraltar, of Messina, ...

Wider ones are all **channels**: channels of Sardinia, of Sicily, of Otranto...

Détail du bassin orientale (Nielsen, 1912)



Schematic limits of the subbasins in the eastern basin

Index of subbasins: 1: Channel of Sicily, 2a: southern Ionian, 2b: central Ionian, 2c: northern Ionian; 3: Adriatic; 4: southern Cretan; 5: western Levantine (deeper than 3000m; the Herodotus trough); 6: southeastern Levantine; 7: northern Levantine; 8: northern Cretan; 9: Aegean.

Exemple d'une autre nomenclature, à ne pas adopter! (Robinson et al., 2001)

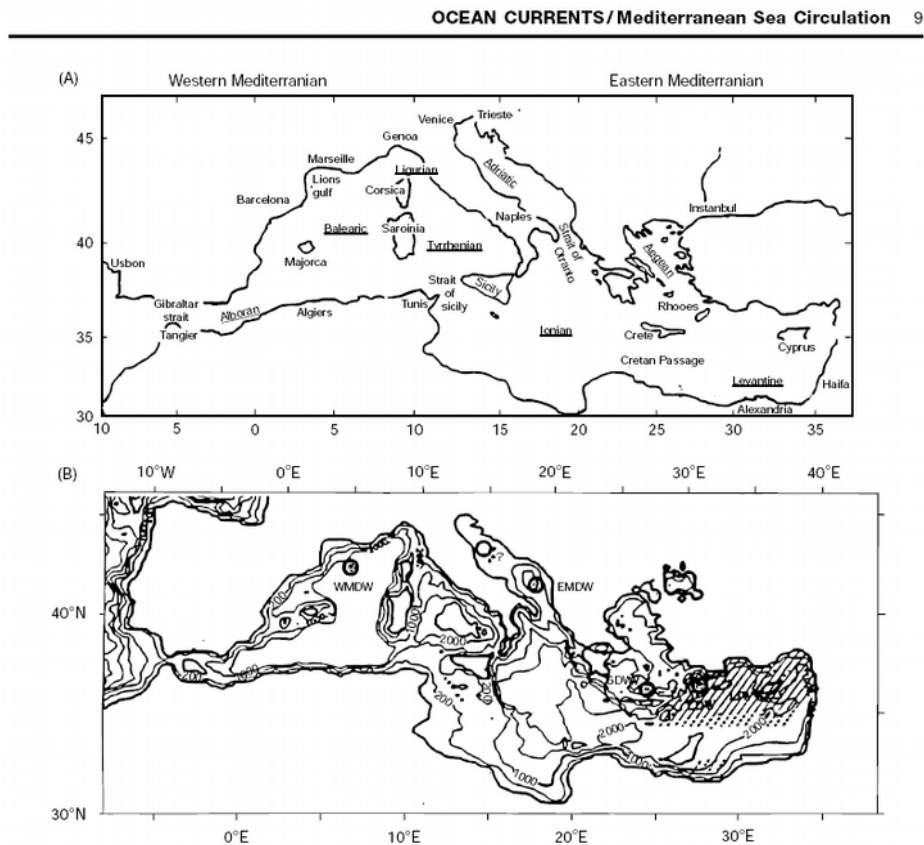


Figure 1 (A) The Mediterranean Sea geography and nomenclature of the major sub-basins and straits. (B) The bottom topography of the Mediterranean Sea (contour interval is 1000m) and the locations of the different water mass formations.

Nomenclature des masses d'eau présentes en Méditerranée.

En 2001, pendant le 36ème congrès de la **CIESM** (Commission Scientifique de la Méditerranée <http://www.ciesm.org/catalog/WaterMassAcronyms.pdf>) une table ronde a été organisée pour décider des acronymes à utiliser pour nommer les masses d'eau connues ou qui seront découvertes dans le futur en Méditerranée.

Les règles suivantes ont été fixées (en anglais) :

- *The first letters, up to three, of the acronym will indicate the name of the location where the water mass is formed. This will be an abbreviation of a geographical name. Other types of features, like eddies, should be avoided. The abbreviation may contain, optionally, lower case letters.*

- *Next will be a single letter indicating the level. The only letters accepted here are: "S", "I", "D" or "O" for Surface, Intermediate or Deep layers, respectively; "O" will indicate "water overflowing" at sills. In cases where no confusion is possible, this letter will be missing.*

- *Finally the single letter "W", to signal the acronym of a water mass.*

- *There cannot be two different water masses with the same acronym.*

- *A CIESM "editorial board", composed of relevant experts from Committee C2 (Physics and Climate of the Ocean) will oversee the naming of future Mediterranean water masses.*

Ci-dessous la liste approuvée :

AW: Atlantic Water (Surface water of Atlantic origin. Formerly MAW,NAW, etc).

WIW: Western Mediterranean Intermediate Water (Formerly Winter Intermediate Water, in the Western Basin).

LIW: Levantine Intermediate Water.

WMDW: Western Mediterranean Deep Water.

TDW: Tyrrhenian Deep Water.

ASW: Adriatic Surface Water (Po influenced).

LSW: Levantine Surface Water.

BSW: Black Sea Water (Surface water of Black Sea origin).

CIW: Cretan Intermediate Water.

NAdDW or NADDW: North Adriatic Deep Water (Formerly NADW).

ADW: Adriatic Deep Water (Formed in the southern Adriatic, main component of the EMDW and sometimes called SADW, in Millot et Taupier-Letage [2005] AdDW).

CDW: Cretan Deep Water (Involved recently in EMDW. Sometimes referred as CSOW).

LDW: Levantine Deep Water (Formed in NW Levantine Basin).

EMDW: Eastern Mediterranean Deep Water (Kept for historical reasons).

EOW: Eastern Mediterranean Overflow Water (Sometimes called AIW or tEMDW at the Sicily channel).

MOW: Mediterranean Outflow Water (at the Gibraltar strait, MW in the Atlantic).

En plus dans Millot et Taupier-Letage [2005]

AeDW: Aegean Deep Water

NB: Certains chercheurs font aussi la différence entre *Dense* (dense, qui peut sortir de Gibraltar) et *Deep* (profonde ou de fond, qui ne peut pas sortir) .

Structures de la circulation : *eddies and gyres, veins and branches, jets and streams*

Les tourbillons (*eddies*) sont des phénomènes qui peuvent être générés par des processus de déstabilisation d'un courant longeant le talus (*alongslope currents*, tel que *the Algerian or the Libyo-Egyptian Currents*) ou par le rotationnel du vent créé par des effets de l'orographie (e.g. *Ierapetra and Pelops*). Ils peuvent tourner en sens cyclonique ou anticyclonique et ne sont pas bloqués par la topographie mais ils peuvent se déplacer. Ce sont des structures dites de mesoéchelle (de l'ordre de 10 à 100 km de diamètre) qui peuvent être classifiées comme petites (jusqu'à ~50 km) moyennes (50-150 km) et grandes (150-250 km).

Les gyres sont des structures de la circulation créées par le vent et/ou par certaines formes de la topographie du fond comme les détroits et qui sont clairement forcées par la bathymétrie à l'échelle du bassin ou sous-bassin) et qui ne peuvent pas se déplacer. Dans le bassin d'Alboran ils tournent en sens anticyclonique (i.e. dans le sens des aiguilles d'une montre), principalement à cause de l'orientation du détroit de Gibraltar, tandis qu'ailleurs ils tournent en sens cyclonique par effet de Coriolis. Une partie d'une gyre peut être instable.

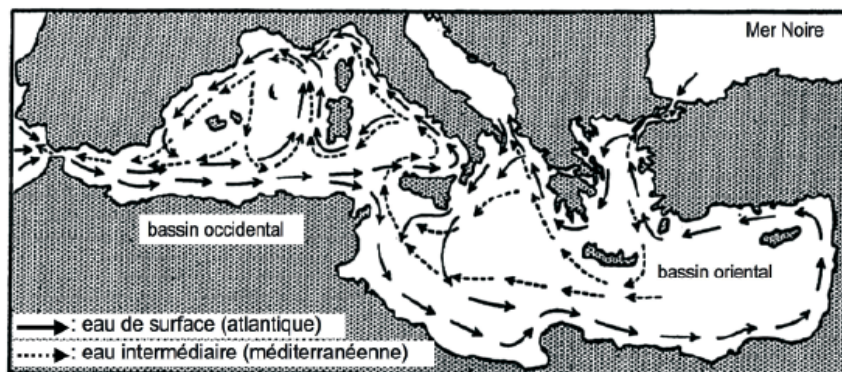
Une veine (*vein*) est une bifurcation du gyre qui suit un parcours spécifique, guidée en générale par la topographie et/ou qui rencontre un processus spécifique et qui peut éventuellement rejoindre d'autres veines en aval.

Une branche (*branch*) est un écoulement vers le large, qui se ramifie comme les branches d'un arbre et enfin disparaît dans la partie central d'un sous-bassin.

Un *jet* est généralement un courant plus étroit, stable et intense que un *stream*.

1.3 Les schémas de circulation

Le fonctionnement général de la circulation en Mer Méditerranée, qui transforme l'eau Atlantique dans l'eau Méditerranéenne, et le processus de formation des eaux denses, qui fait que l'AW se trouve au large de certaines zones septentrionales dans le bassin occidentale et orientale, ont été compris et acceptés par un consensus générale de la communauté scientifique. Par contre la circulation des différents types d'eaux à travers différentes zones est encore l'objet de débat pour ce qui concerne le bassin occidentale tandis que pour le bassin orientale ce débat ne vient que de commencer !



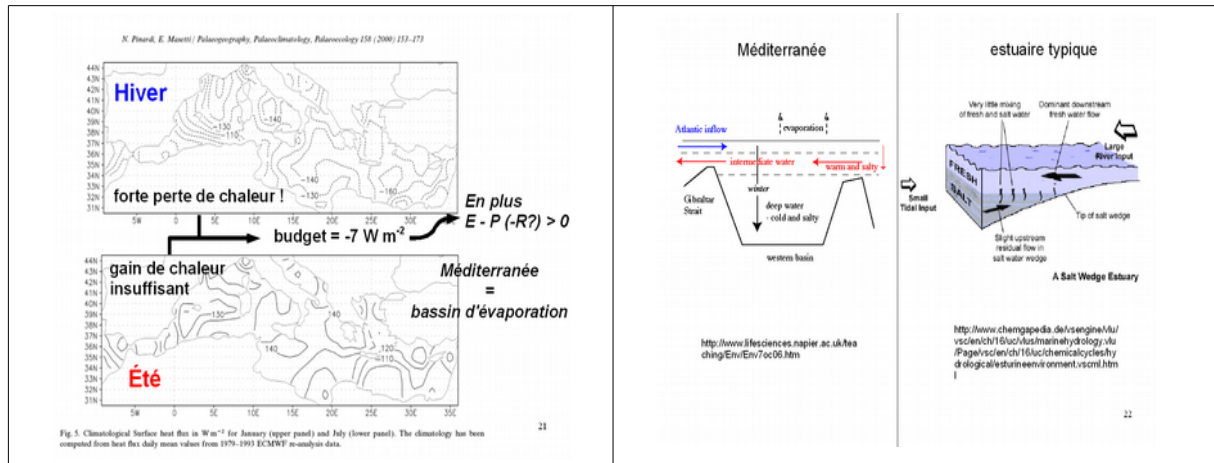
Le premier schéma dérivé de l'océanographie "moderne", par le Danois Nielsen en 1912

Le schéma de Nielsen (1912) est basé sur l'idée qu'à l'échelle de bassins tous les types d'eau, AW et MWs, sous l'effet de la force de Coriolis ont tendance à circuler en sens contraire aux aiguilles d'une montre et à suivre les isobathes à leur propre niveau. On a donc dans les deux bassins des gyres quasi-permanentes de largeur de quelques dizaines de km et de quelques milliers de km de longueur le long du talus continental.

D'autres schémas ont été proposés sur la base des résultats de simulations numériques et de traitement statistique des données de campagne. Dans la suite on présentera un de ces schémas de circulation, qui étant très simplifié permet d'avoir une première idée générale de la circulation globale

et des différents forçages . Dans la suite du cours on verra quels sont les critiques apportées et les corrections à faire à ce schéma, mais d'abord quelques mots sur l'hydrologie.

Le bassin semi-fermé de la Mer Méditerranée est caractérisé par une évaporation qui dépasse la précipitation et les apports fluviaux (mis à part le cas de la mer Noire qui sera traité dans la suite) . Si on fermait le détroit de Gibraltar, le niveau de la mer diminuerait de 0.5-1 m par an .



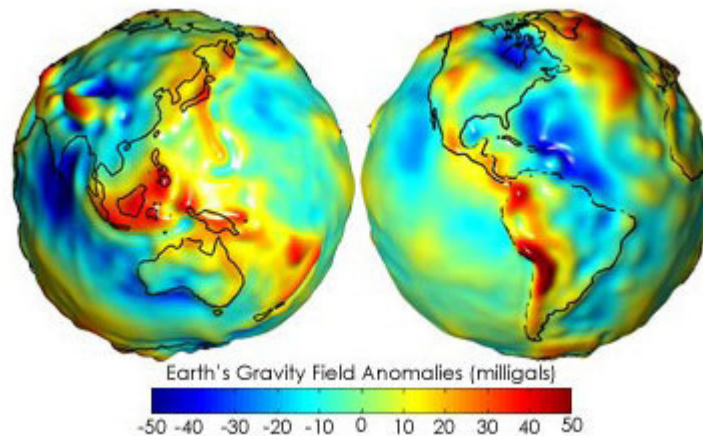
La différence de niveau entre la Méditerranée et l'océan Atlantique implique que l'eau Atlantique (AW) qui se trouve juste à l'ouest de Gibraltar pénètre dans la Méditerranée avec un débit d'environ 1 Sv (NB: 1 Sv = 10⁶ m³ s⁻¹). Par rapport au géoïde qui est la surface d'un fluide à repos modifiée seulement par la gravité (voir ci-dessous dans le cadre la définition mathématique), le niveau de la partie plus orientale de la Méditerranée est de quelques mètres plus bas que l'océan . Actuellement les incertitudes de mesure et la variabilité naturelle ne nous permettent pas d'être plus précis sur cette valeur .

Un **géoïde** est une représentation de la surface terrestre plus précise que l'approximation sphérique ou ellipsoïdale. Il correspond à une équipotentielle (dans le champ de gravité terrestre) et est défini de manière à coller au plus près à la « surface réelle ».

Sur la Terre, tout point subit une accélération de la pesanteur g. Cette accélération dérive d'un potentiel gravitationnel W, tel que : $g = \vec{\nabla} W$

Les surfaces où le potentiel de pesanteur W est constant sont des équipotentielles de pesanteur. Le géoïde est la surface équipotentielle de pesanteur plus proche du niveau moyen des mers.

Comme l'orientation du champ de pesanteur varie à la surface de la Terre, un géoïde ne se superpose pas rigoureusement avec un ellipsoïde. La forme d'un géoïde est en effet « déformée », à cause de l'inégale répartition des masses à la surface de la Terre et à l'intérieur. La présence d'une chaîne de montagne, par exemple, crée une déformation de la surface du géoïde.



Représentation 3D des anomalies du géoïde terrestre
 Data from the NASA's GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment)
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/56/Geoids_sm.jpg

Les valeurs typique pour l'AW à Gibraltar sont $T \sim 15-16^{\circ}\text{C}$, $S \sim 36-37$ et $\sigma \sim 26-27$. Au fur et à mesure que l'AW s'écoule dans la Méditerranée elle est modifiée en continu par l'interaction avec l'atmosphère, mais aussi par le mélange avec de l'AW plus ancienne restée à la surface et avec les eaux au dessous. Le long de ce parcours l'AW est aussi réchauffée en été (jusqu'à $20-28^{\circ}\text{C}$) et refroidie en hiver (jusqu'à 13°C , même moins dans certains endroits), mais en générale, son contenu en sel augmente (jusqu'à 38-39) et elle devient donc plus dense (jusqu'à 28-29).

Pendant l'automne dans la partie nord, l'AW est modifiée mais elle reste encore en surface. C'est en hiver, quand des masses d'air très froides et secs amenées par des brefs épisodes de vent du nord intense, créent une très forte évaporation (augmentation de salinité et perte de chaleur latente) et un refroidissement (perte de chaleur sensible) des masses d'eaux superficielles. Par conséquence l'AW devient très dense (environ 29) et commence à couler en profondeur. Ce phénomène se passe dans des zones spécifiques, en générale dans la partie nord des deux bassins. Deux différents processus agissent, un en zone côtière, l'autre au large.

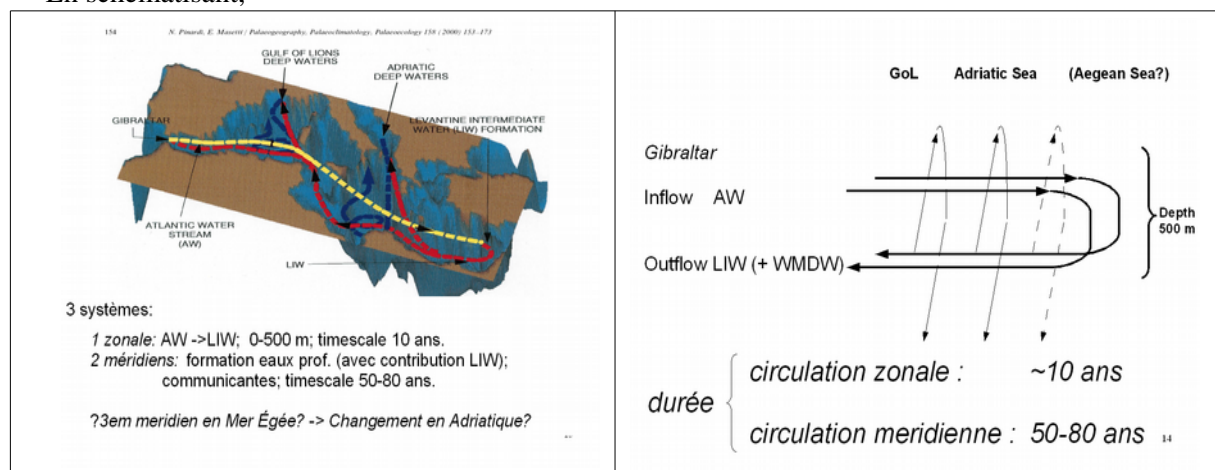
En zone côtière l'eau superficielle devient très dense, surtout à cause du refroidissement, qui peut être intense parce que les profondeurs sont faibles. Le fait que ces eaux soient généralement moins salées que celles du large à cause de la présence d'eaux fluviales limite le processus de densification et donc dans leurs coulées elles ne rejoindront pas plus de 1000 m de profondeur. Ce processus côtier est donc responsable seulement d'une petite partie de formation d'eaux denses.

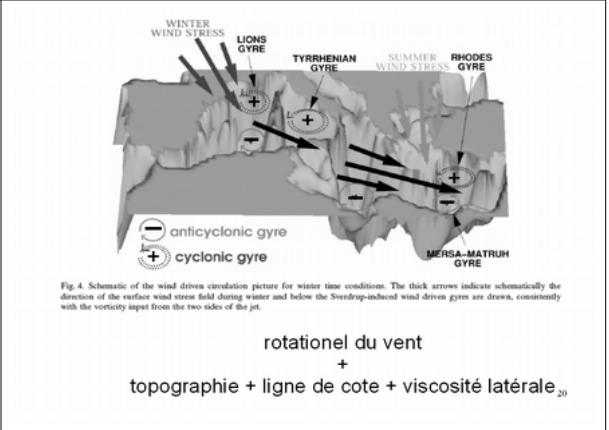
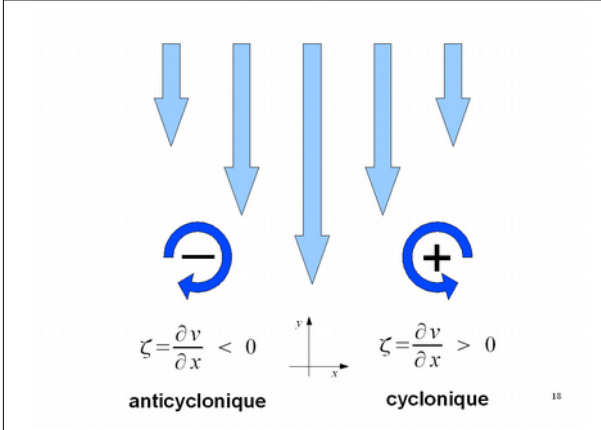
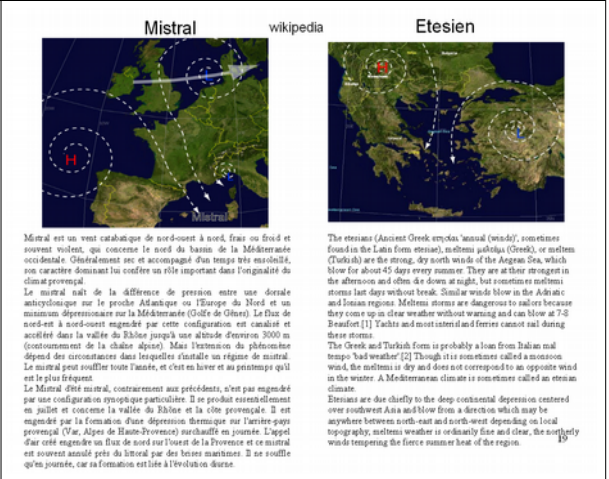
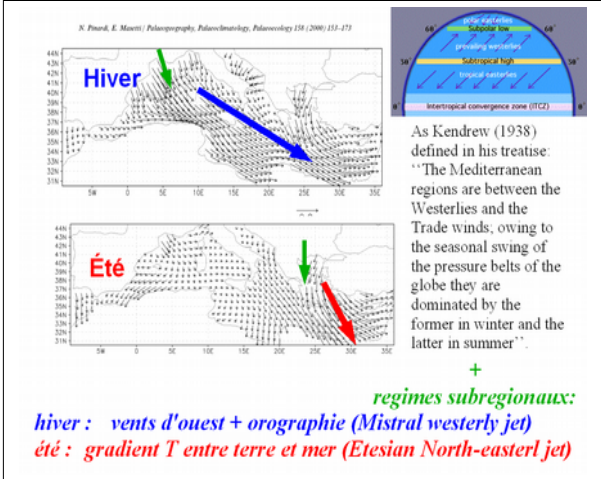
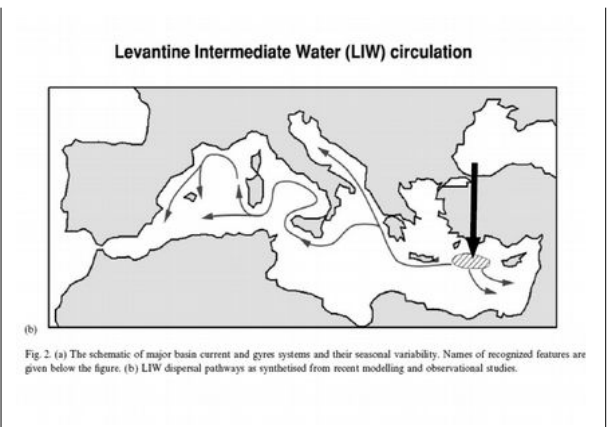
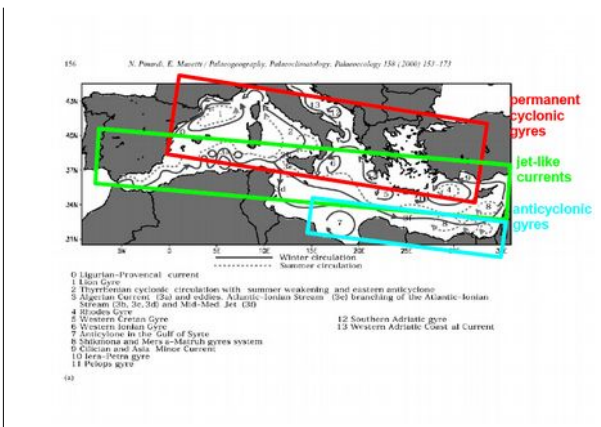
C'est au large qu'il y a la formation de la plus grand quantité d'eaux denses. L'AW commence à couler et se mélange avec les eaux plus denses sous-jacentes et ce mélange peut devenir très dense. On verra dans la suite du cours les détails de ce processus.

Il est estimé que environ 90% de l'AW qui entre de Gibraltar est transformée en MWs (en considérant ensemble les eaux intermédiaires et les eaux denses), tandis que 10% s'évapore. Environ 3/4 des MWs se forme dans le bassin orientale et 1/4 dans le bassin occidentale.

Ces valeur suggèrent enfin une estimation du temps de résidence d'environ 50-100 ans.

En schématisant,





Le débat sur la circulation de la Méditerranée [traduction depuis Millot & Taupier-Letage, 2004]

« [...] La mer Méditerranée peut être considérée comme une machine qui transforme l'AW présente à l'ouest du détroit de Gibraltar dans l'eau plus dense qui est reconnu à 1000-1200 m de profondeur dans la plupart du Nord-Atlantique. En dehors de ce bien convenu fonctionnement global, la circulation des différents types d'eaux à l'intérieur de la Mer Méditerranée est encore débattue de nos jours.

Il ya plusieurs raisons à cela.

1) des schémas simplistes, et même des « cartes » de courants de surface (schémas à partir des effets du vent et / ou cherchant de quantifier la variabilité saisonnière, bien que fondée sur des ensembles de données très insuffisante), ont été publiés relativement tôt et ensuite considérés valables;

2) différents forçages peuvent induire des modes de circulation à peu près semblables, ce qui rend difficile toute discrimination et la compréhension des processus réels. Dans un bassin semi-fermé, par exemple, des vents soufflant vers le large, l'évaporation et la formation d'eau dense sont tous des processus qui induisent une circulation cyclonique de l'eau de surface;

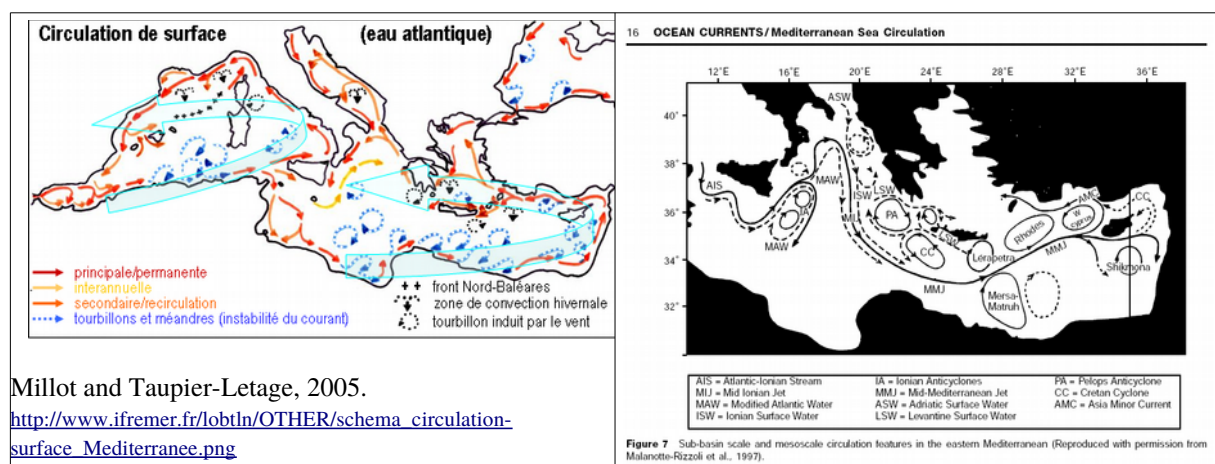
3) même si une grande quantité d'informations par satellite est disponible dans les bandes visible et infrarouge depuis environ trois décennies, il a été généralement considéré comme peu fiable et représentatif de la couche très superficielle seulement, de sorte qu'elle n'a pas été largement utilisée;

4) le domaine marin est effectivement beaucoup plus variable que celui initialement prévu (e.g. l'activité à méso-échelle); il est aussi hostile à l'activité humaine (agitation de surface, manque de visibilité, pression, corrosion, etc.) et le travail in situ est relativement coûteux;

5) enfin, bien que les océanographes de terrain nécessitent des modélisateurs pour résoudre les équations et vérifier les hypothèses qu'ils proposent de l'analyse de leurs ensembles de données, la plupart des modélisateurs compte davantage sur leurs simulations (englobant jusqu'à plusieurs années / cycles décennaux!) que sur l'analyse de "cette faible quantité de données in situ"!

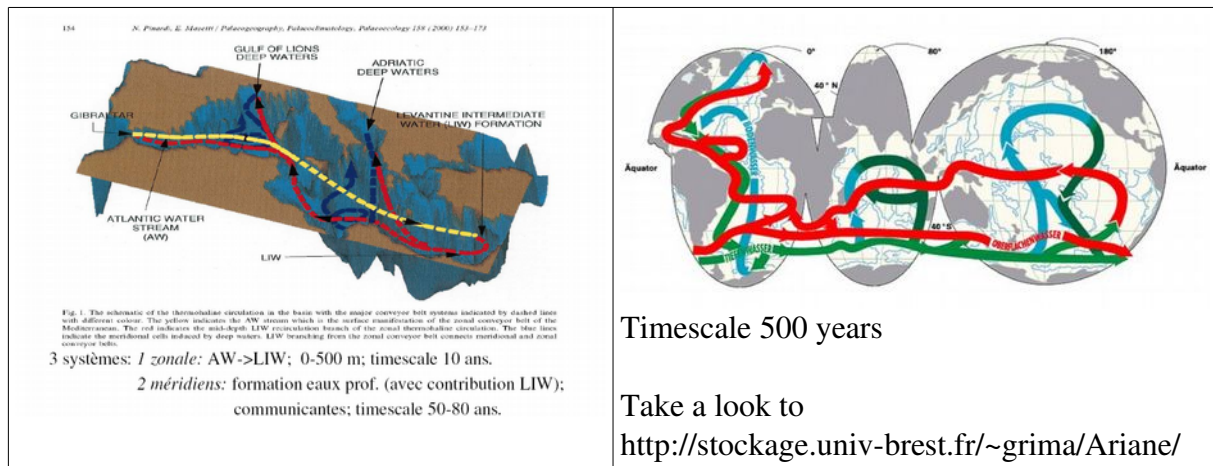
Cependant, le débat sur les principales caractéristiques de la circulation dans le bassin occidental est presque devenu obsolète, tandis que pour le bassin oriental, il vient d'être lancé. En effet, des expériences intensives impliquant instrumentation nombreuse et sophistiquée, ainsi que des études théoriques et numériques, ont été menées dans le bassin occidental, étant donné que les principaux centres de recherche sont situés dans les pays de la partie nord de ce bassin. En outre, certaines des hypothèses-clés qui étaient restées controversées depuis environ deux décennies ont récemment été entièrement validées par des mesures in situ dédiées [Millot and Taupier-Letage, 2004].

Dans le bassin oriental, des opérations intensives ont commencé seulement moins de deux décennies, principalement dans les parties nord et le centre du bassin. En outre, la plupart de ces opérations faisaient partie du programme POEM, dont les dirigeants ont proposé un schéma de circulation [e.g. Robinson and Golnaraghi, 1993; Malanotte-Rizzoli et al., 1997], qui ignore les précédents [en particulier Nielsen, 1912] et efface complètement la partie sud du bassin. En effet, Nielsen [1912] plaide en faveur d'une circulation le long du talus et vers la gauche en raison de l'effet Coriolis autour de l'ensemble du bassin, tandis que le schéma POEM demande de grands courants dans la plupart des méandres de sa partie centrale. Récemment, deux de nos données d'analyse [Hamad et al., 2004] et des œuvres numériques faites par d'autres équipes [e.g. Alhammoud et al., 2004] convergent pour soutenir notre analyse d'il y a 10 ans [Millot C., 1992]. Notre analyse est conforme à celle de Nielsen [1912], principalement l'ajout d'informations sur les caractéristiques à méso-échelle, et est donc radicalement différent, si non opposée, à celle de POEM! [...] »



1.4 Pourquoi étudier la Méditerranée? (5 bonnes motivations du point de vue des océanographes!)

A. Un modèle en échelles spatiale et temporelle réduites de la circulation globale



B. analogie avec d'autres mers « méditerranéennes »

http://fr.wikipedia.org/wiki/Mer_intracontinentale

Une mer méditerranéenne est une étendue d'eau salée où les échanges d'eaux profondes avec les océans sont limités. La circulation d'eau est dominée par les différences de salinité et de température plutôt que par les vents. Le prototype de ce type de mer est la mer Méditerranée. Les mers intérieures sont fréquemment des mers méditerranéennes, les mers totalement fermées sont simplement appelées mers fermées .

Leurs étendues relativement faibles empêchent les marées de s'y développer. Leurs faibles connections avec les océans en font des mers à forte ou faible salinité suivant les apports d'eau douce et le taux d'évaporation de la mer. Si l'apport d'eau douce par les fleuves est moins important que l'évaporation la salinité de la mer est alors plus importante que celle des océans, cas de la mer Méditerranée, sinon la salinité est plus faible, cas de la mer Baltique.

On peut subdiviser les mers méditerranéennes en deux types, suivant qu'elles soient bordées par un ou plusieurs continents, les mers intercontinentales et les mers intracontinentales, l'exemple type de mer intercontinentale est la mer Méditerranée, celui de mer intracontinentale est la mer des Caraïbes (pour les géologues cette mer est une mer marginale).

Principales mers méditerranéennes :

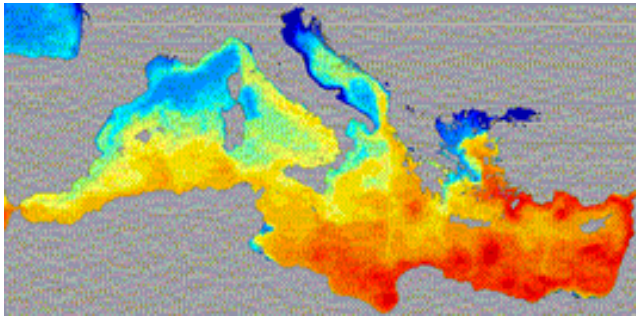
Dans l'océan Atlantique, la plus connue est la mer Méditerranée ainsi que la mer Noire, la mer Baltique qui est intracontinentale, la mer des Caraïbes, qui est parfois qualifiée aussi de mer tropicale. L'océan Arctique est parfois considéré comme une mer intercontinentale .

Dans l'océan Indien on trouve le golfe Persique et la mer Rouge .

Dans l'océan Pacifique la mer du Japon .

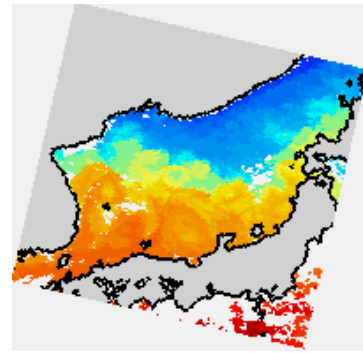
Millot et Taupier-Letage [2005] ont mis en évidence les similitudes entre le "eurafrican mediterranean sea" et le "asian mediterranean sea" (East/Japan Sea).

En particulier Millot [1992], soutenu par Le Vourch et al. [1992], a estimé que une évaporation excédant précipitation et apports fluviaux est une caractéristique non seulement des deux bassins occidental et oriental de la Méditerranée, mais aussi de la mer du Japon, et a proposé une analyse préliminaire des différences et similitudes entre ces trois mers «méditerranéennes» .



SST composite de la mer Méditerranée

<http://www.ifremer.fr/lobtln/>

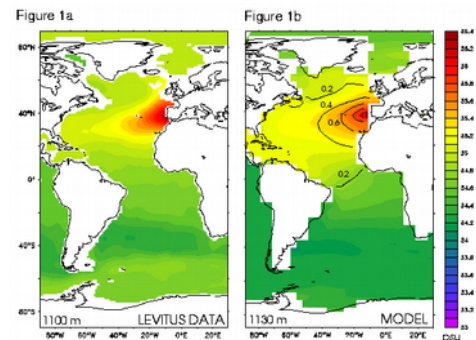


SST composite de la mer du Japon

C. influence sur la circulation globale

http://www.mercator-ocean.fr/html/actualites/news/actu_meddies_fr.html

A Gibraltar, les eaux de la Méditerranée et de l'Atlantique se croisent. Les eaux atlantiques entrent en surface dans la Méditerranée et les eaux méditerranéennes, plus denses, sortent dans l'Atlantique par le fond du détroit en formant une veine d'eau méditerranéenne. Dans certaines conditions, cette veine donne naissance à des tourbillons qui vont ensuite se propager à travers l'Atlantique. Ce sont les *Meddies-Méditerranéennes Eddies*, ou lentilles d'eau méditerranéenne. Le modèle haute résolution de Mercator dans l'Atlantique est capable de simuler de tels événements.

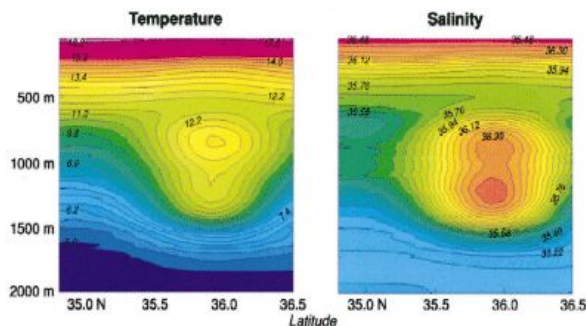


<http://www.pik-potsdam.de/~stefan/Publications/Journals/gibraltar.html>

Influence of Mediterranean Outflow on Climate

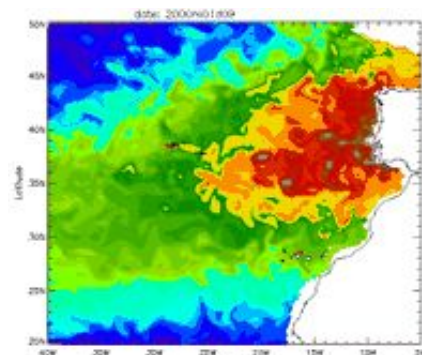
Stefan Rahmstorf, Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK)

(Article appeared in Eos, Volume 79, Number 24, June 16, 1998.)



Sections verticales de température et de salinité à travers un meddy mesuré en Juillet 1993 dans le Bassin des Canaries vers 36°N 28°W. Ce meddy présente un double maximum en température et en salinité. Les valeurs atteignent 13.2°C et 36.4 g/l à 850 m et 12.3°C and 36.5 psu à 1250 m. Les anomalies maximales par rapport à l'eau environnante atteignent 4,1°C et 1,1 g/l à 1250 m. Le diamètre total est de 120 km

Crédit : Tychensky et Carton, 1998

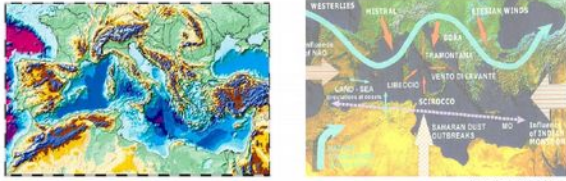
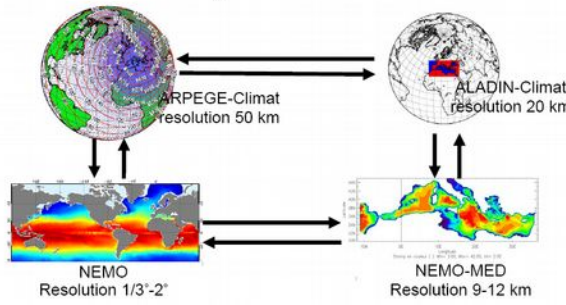
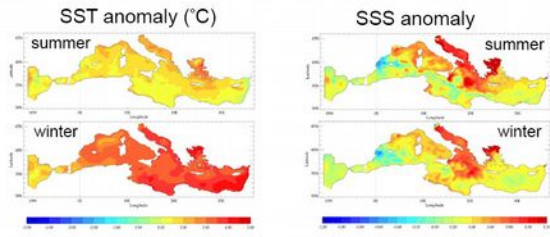
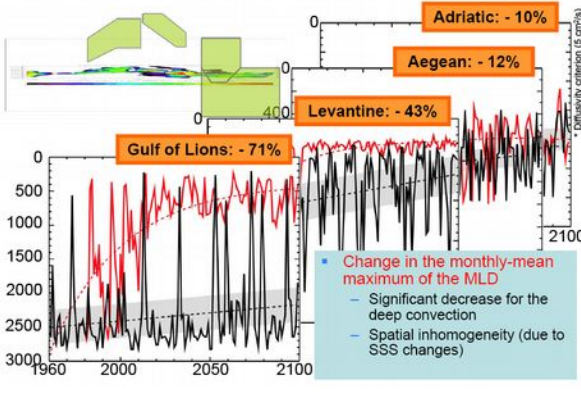


Simulation PAM sur toute l'année 2000: salinité à 870m, Les meddies sont les petits tourbillons à cœur gris.

Crédit : Yann Drillet

D. Prevision des impacts des changements climatiques

C'est très important de connaître la situation actuelle pour étudier les changements!

<p style="text-align: center;"><i>Séminaire régional "Changement climatique en Méditerranée" Marseille, 22-23 octobre 2008</i></p> <p style="text-align: center;">P.Monfray</p> <p>Mediterranean area: a hot spot for next decades and centuries...</p> <p>http://www.planbleu.org/publications/seminaire_cc/session2/Session_2-1.pdf</p>	<p>Regionalisation: a crucial step to achieve</p>  <p style="text-align: right;"><i>Bolle, 2003</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • 1- Regional issues ... <ul style="list-style-type: none"> - Orographie/bathymétrie, transport patterns, cyclogenesis, river loading, etc... - Need high resolution both over land, atmosphere and ocean • 2- Global climate issues... <ul style="list-style-type: none"> - Teleconnections with Indian and African monsoon, N.Atlantic storm track and NAO, Hadley cell, etc... - Need ensemble of scenarios using various physical and socio-economics model
<p style="text-align: center;">Towards regional climate model</p>  <p style="color: red;">>>> But uncertainties need to be reduced both for: i) regional constrains, ii) global constrains</p>	<p style="text-align: center;">Potentiel change in Med Sea - 1</p> <p>Temperature: homogeneous changes mainly in winter Salinity: strong spatial pattern due to changes in river runoff</p>  <p style="text-align: right; color: red;">[2070-2099] : Scenario – Control</p>
<p style="text-align: center;">Potentiel change in Med Sea - 2</p> 	<p>Others crucial issues to solve</p> <ul style="list-style-type: none"> • Change in land water & river loadings: <ul style="list-style-type: none"> - fresh water, nutrients, pollutants, biodiversity, - intrication of climate change, water use and urbanisation • Other challenges : <ul style="list-style-type: none"> - sea-level rise - CO2 fertilisation and acidification - large scale transport of gas and aerosols (N, P, O3, ...) - Red sea and Black sea inputs - etc...

E. Protection de l'environnement, sauvegarde de la vie en mer, importance économique

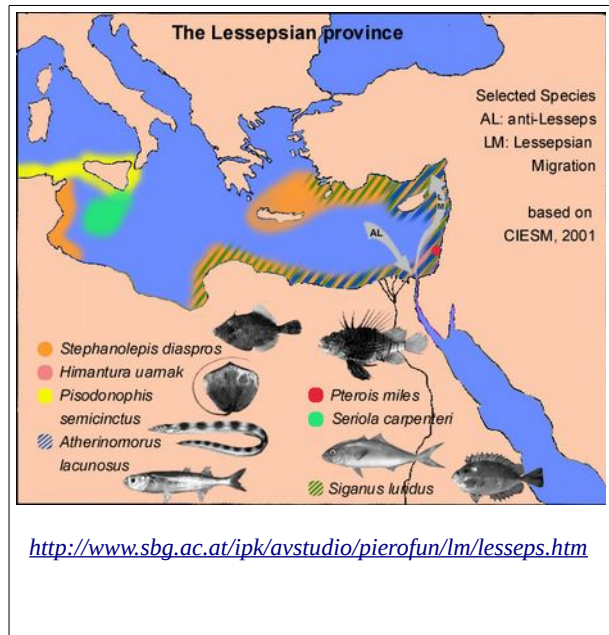
Le bassin méditerranéen concentre 150 millions d'habitants et attire quelques 200 millions de visiteurs chaque année. 20 % des pétroliers, 30 % des navires marchands du monde circulent en Méditerranée, pour un trafic total de 120 000 bateaux [<http://fr.wikipedia.org/wiki/Méditerranée>].

C'est sur la Grande Bleue, de la riviera italienne à la Côte d'Azur, que l'industrie touristique est apparue, au tournant du XIXe siècle. Depuis, la région accueille un nombre toujours croissant de voyageurs : elle capte près du tiers du tourisme mondial. Dans les vingt ans à venir, la France, l'Espagne et l'Italie resteront leaders mais la Turquie et l'Égypte devraient tripler, voire quadrupler leur nombre de visiteurs. Entre 2000 et 2025, dans toute la région méditerranéenne, le nombre de « pèlerins estivaux » devrait décoller de 300 à 600 millions .

Cela pose des important problèmes environnementales liée aux invasions des espèces invasives et à la pollution.

Espèces invasives

L'ouverture du canal de Suez en 1869 a créé le premier passage d'eau salée entre la Méditerranée et la mer Rouge. La mer Rouge est plus salée et le canal verse l'eau de la mer Rouge dans la Méditerranée. Les lacs Amers, qui sont des lacs naturels hyper-salés et qui font partie du canal, ont bloqué la migration des espèces de la mer Rouge dans la Méditerranée pendant de nombreuses décennies, mais comme la salinité des lacs progressivement égalise celle de la mer Rouge, la barrière à la migration a été enlevée, et les plantes et les animaux de la mer Rouge ont commencé à coloniser la Méditerranée orientale. La mer Rouge est généralement plus salée et plus pauvre en nutriments que l'Atlantique, de sorte que les espèces de la mer Rouge ont des avantages sur les espèces de l'Atlantique dans un milieu salé et pauvre en éléments nutritifs tel que la Méditerranée orientale.



En conséquence, les espèces de la mer Rouge envahissent le biota Méditerranée, et non l'inverse, ce phénomène est connu sous le nom migration lessepsienne (après Ferdinand de Lesseps, l'ingénieur français) ou l'invasion érythréenne.

La construction du haut barrage d'Assouan sur le Nil entre les années 1960 et 1972 a réduit l'afflux d'eau douce et de limon riche en éléments nutritifs du Nil dans la Méditerranée orientale, ce qui rend les conditions encore plus similaires à celles de la mer Rouge avec par conséquent l'aggravation de l'impact des espèces envahissantes.

Les espèces envahissantes provenant de la mer Rouge et introduit dans la Méditerranée par la construction du canal sont devenues une composante importante de l'écosystème méditerranéen et ont de graves répercussions sur l'écologie méditerranéenne, mettant en danger de nombreuses espèces endémiques locales et méditerranéennes. Jusqu'à ce jour, environ 300 espèces indigènes de la mer Rouge ont déjà été identifiés dans la mer Méditerranée, et il y a probablement d'autres encore non identifiés. Ces dernières années, l'annonce par le gouvernement égyptien de son intention d'approfondir et d'élargir le canal ont soulevé des inquiétudes chez les biologistes marins, craignant qu'un tel acte ne fera que s'aggraver à l'invasion d'espèces de la mer Rouge dans la Méditerranée, à faciliter le franchissement du canal pour encore d'autres espèces.

Une liste des espèces lessepsiennes se trouve sur http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_Lessepsian_migrants

Pollution

La Méditerranée est soumise à une forte pollution liée aux nombreuses activités humaines le long de ses côtes et elle est aussi une de zones marines à plus haute concentration de routes commerciales.

La Convention de Barcelone vise à «réduire la pollution dans la mer Méditerranée et de protéger et d'améliorer l'environnement marin dans la région, contribuant ainsi à son développement durable.

Beaucoup d'espèces marines ont été presque éradiqué à cause de la pollution de la mer. Le phoque moine de Méditerranée est considéré comme parmi les plus menacées au monde des mammifères marins.

2. Mesures expérimentales

2.1 Introduction

<http://www.divediscover.who.edu/history-ocean/mediterranean.html>

Les gens qui vivaient autour de la Méditerranée ont commencé à explorer cette mer il y a plusieurs milliers d'années . Beaucoup de légendes méditerranéennes, comme l'Odyssee ou le conte de Jason et les Argonautes, impliquent également des aventures sur cette mer.

Les premières cartes des océans et des côtes proviennent de la région méditerranéenne . En effet, les marins de l'Égypte, la Phénicie et la Crète ont cartographié les côtes régionales pour établir les toutes premières cartes des routes commerciales. Les premiers cartographes, étaient probablement des commerçants de la Méditerranée qui ont dessiné des cartes qui constituaient un aide précieux à la navigation entre les différentes villes sur la côte méditerranéenne.

Il y a environ 2900 années, les Grecs ont commencé à s'aventurer hors de la Méditerranée, et à passer le détroit de Gibraltar à l'extrémité occidentale de la mer Méditerranée. À la sortie du détroit de Gibraltar, les premiers marins grecs ont remarqué un courant fort du nord vers le sud. Comme les marins avaient vu les courants seulement dans les rivières, ils pensaient que ce grand corps d'eau de l'autre côté du détroit était un grand fleuve. Ainsi le mot grec pour rivière, *okeano*, est la racine du moderne mot « océan » .

Atlas des donnée océanographiques de la Mer Méditerranée (N.Mikhailov)

<http://www.meteo.ru/nodc/project/inventory/history.htm>

<http://unesdoc.unesco.org/images/0010/001035/103573e.pdf>

Étape 1: premières investigations océanographiques de la mer Méditerranée au cours des siècles XVIII à XIX

Les premières expéditions océanographiques ont été accomplies par la France (1725, Golfe du Lion), l'Angleterre (1841-42, la mer Égée) et l'Autriche (1866-69, la mer Adriatique). Des observations océanographiques ont été faites avec différents instruments et les données analysées par différentes méthodes. Ces études ont fournies une description générale du milieu marin, des premières mesures de la température, de la salinité et de la concentrations en O₂ de l'eau de mer et une première cartographie générale des ces paramètres. Plusieurs publications décrivent les résultats scientifiques de cette première phase, Aimé G. (France, 1845), Arago F. (France, 1838), Forchhammer G. (Autriche, 1866) et K. Natterer (Autriche, 1892-1894).

Étape 2: depuis le début du XX siècle à 1950

Les observations océanographiques ont été fondées sur l'application de méthodes et d'instruments standards. Les données ont été recueillies par le Danemark ("Thor", 1908-1910, 1921; "Dana", 1928, 1930), Autriche ("Najade", 1911-1914), Italie ("Cyclope", 1911-1914), France ("PourquoiPas", 1923, 1938; "Le président Théodore Tissier", 1933-1934) et Portugal ("Cinco de Ontubio", 1923-1926). La recherche a été consacrée à la détermination des conditions hydrologiques et hydrochimiques, à la formation et à la dispersion des masses d'eau et aux caractéristiques de la distribution de l'oxygène. Les résultats de ces travaux peuvent être trouvés dans Nielsen J.N. Publications: L'hydrographie de la mer Méditerranée (1908-1910, 1911).

Étape 3: de 1950 à 1980

Au cours de la période d'après-guerre, de vastes études océanographiques ont été mises en œuvre à une échelle plus large. L'Année Géophysique Internationale (1957-1959) a donné l'occasion aux pays de la Méditerranée (principalement France, Italie, Yougoslavie, Espagne) d'effectuer plusieurs expéditions océanographiques dans l'Ouest du bassin, l'Adriatique, la Mer Egée et la zone de Gibraltar. L'Atlas contient des informations sur environ 70 croisières de France, 50 croisières de l'Italie, 100 croisières de la Yougoslavie, 20 croisières d'Espagne, 20 croisières des États-Unis et 90 croisières de l'URSS.

Les principaux résultats: une description détaillée des conditions hydrologiques et hydrochimiques; une enquête approfondie de la structure verticale de la colonne d'eau; la description des masses d'eau et des courants et des processus de transport d'eau; le développement des cartes saisonnières d'O₂, pH, nutriments, phosphate et de silicate; production de cartes bathymétriques précises.

Malheureusement, l'Atlas ne comprend pas l'information sur les expéditions océanographiques dans la mer Méditerranée pour la période allant de 1980 à nos jours, bien que plusieurs campagnes océanographiques ont été effectuées par différents pays au cours de cette période récente. Par exemple, seul l'ex-URSS a organisé plus de 400 croisières entre 1981 et 1990.

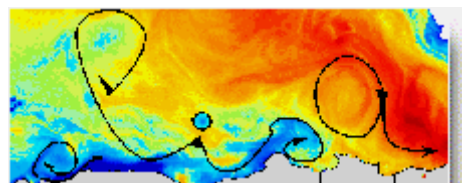
Campagnes récentes du COM

1997-98

ELISA

Eddies and Leddies Interdisciplinary Study off Algeria

<http://www.ifremer.fr/lobtln/ELISA>



« Descriptif et objectives

La circulation générale des masses d'eau dans la mer Méditerranée a été étudiée à partir du début du 20ème siècle. Les cartes produites dans les années 1960 ne diffèrent pas beaucoup, et les régimes de circulation générale ont été largement acceptés.

Cependant l'imagerie par satellite, qui devient disponible au début des années 1980, a révélé l'existence d'upwellings, des méandres et tourbillons dans la presque totalité de la Méditerranée. Cela a conduit à un nouvel examen et interprétation de l'ensemble des données disponibles.

Le point principal était de proposer une explication cohérente pour le départ épisodique des masses d'eau de leur «normal» chemin. Hypothèses nouvelles ont d'abord été énoncées à propos du courant algérien et le rôle des tourbillons générés dans la circulation des masses d'eau dans la Méditerranée occidentale [Millot, 1985]. Une première opération dédiée à la méso-échelle conçue pour étudier les tourbillons algériens dans la partie occidentale du bassin algérien a permis à Millot [1987] de proposer des régimes revisités de la circulation dans la Méditerranée occidentale. Le principal changement fut l'introduction de l'activité à méso-échelle: les tourbillons dans le bassin algérien étaient censés être en mesure de modifier localement les masses d'eau "normales" des chemins, offrir une explication cohérente pour les «imprévus» dans les observations in situ.

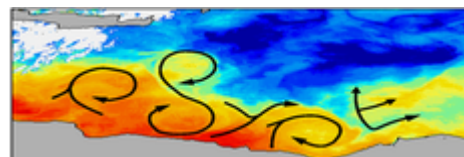
Environ 10 ans plus tard, des observations supplémentaires ont permis de compléter et d'affiner les systèmes de circulation [Millot, 1999]. Mais ils ont aussi soulevé de nouvelles questions et incité d'autres hypothèses. Il était temps pour une nouvelle enquête de grande amplitude dans le bassin algérien: il était temps pour ELISA. »

2005-2007

EGYPT

Eddies and Gyres Paths Tracking

<http://www.ifremer.fr/lobtln/EGYPT>



« Résumé

Programme pour l'étude de la circulation générale dans le bassin oriental de la Méditerranée et des phénomènes de moyenne échelle (tourbillons) qui la perturbent .

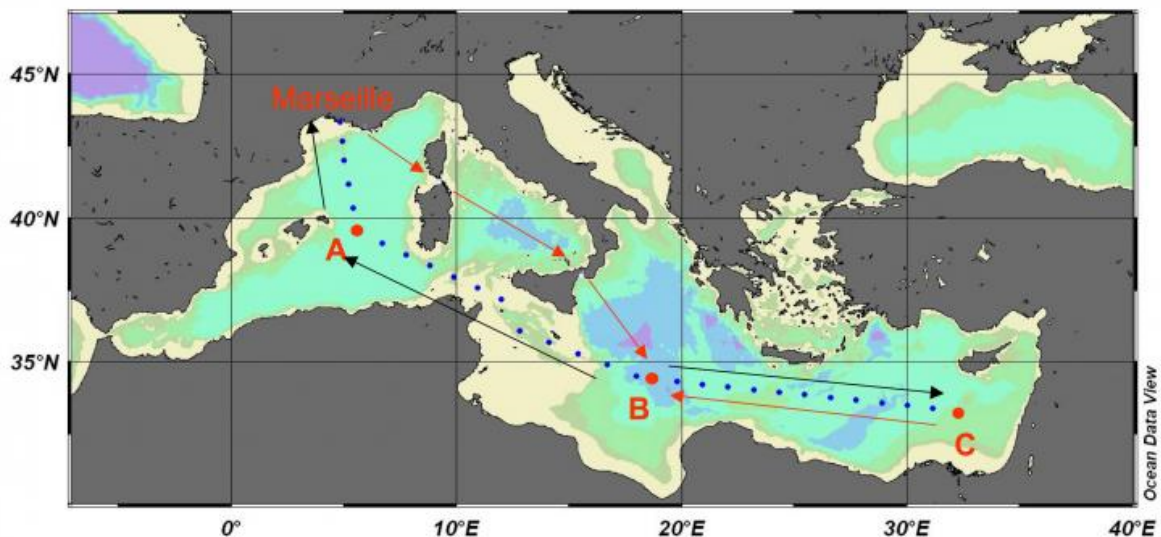
Par des mesures in situ appropriées, et leur confrontation avec les produits PSY2 de MERCATOR et les simulations du CGM MED16, nous nous proposons de tester les résultats que nous avons récemment déduits de l'analyse de l'imagerie infrarouge et de la modélisation, en nous concentrant dans un premier temps sur la circulation générale superficielle en Méditerranée orientale. Ces résultats s'accordent en effet pour montrer que cette circulation générale s'effectue, dès le canal de Sicile puis dans l'ensemble du bassin oriental, essentiellement le long de la pente continentale. Ils s'opposent donc radicalement aux schémas de circulation proposés jusqu'à présent qui décrivent

quant à eux une circulation traversant l'ensemble du bassin dans sa partie centrale. Nos résultats quant à la turbulence de moyenne échelle sont également tout à fait originaux. Forts de l'expérience que nous avons acquise dans le bassin occidental, nous nous proposons de mettre en œuvre essentiellement des bouées dérivantes en 2005 qui seraient larguées en deux zones-clés : la zone côtière tunisienne dans le canal de Sicile et la zone côtière égyptienne dans le sous-bassin levantin. Ces mesures permettront de décrire efficacement, en surface et dans la partie sud du bassin oriental, la circulation générale et la turbulence de moyenne échelle qu'elle induit. Leur analyse, ainsi que celle des produits dérivés de la modélisation, devrait contribuer à préciser le rôle majeur que semble jouer la topographie pour ce qui concerne tant la stabilité de la circulation que le détachement des tourbillons de moyenne échelle de cette circulation, ainsi que le déplacement qu'ils ont par la suite. L'objectif de la demande n'est donc pas limité à une meilleure description de la circulation de surface dans le sud de la Méditerranée orientale. Il est aussi de poursuivre une étude de processus, entreprise en Méditerranée occidentale, sur le rôle de la topographie quant à cette circulation. Dans un deuxième temps à partir de 2006, EGYPT sera dédié à l'étude spécifique des tourbillons (mouillages de courantmètres et campagnes hydrologique). En effet, nous avons pu établir des contacts prometteurs avec nos collègues égyptiens permettant d'envisager de travailler dans les eaux Egyptiennes, et nous pouvons déjà compter sur la participation de plusieurs collègues européens. »

2008

BOUM (Biogéochimie de l'oligotrophie à l'ultra-oligotrophie méditerranéenne)

<http://www.com.univ-mrs.fr/BOUM>



« Contexte et objectifs

Initialement considérés comme des déserts biologiques, il a été récemment démontré que les systèmes oligotrophes peuvent largement contribuer à l'exportation de carbone organique de la couche éclairée vers l'océan profond. Une compréhension approfondie de ces écosystèmes très vastes est nécessaire si l'on veut pouvoir les caractériser et prédire d'éventuelles modifications liées aux changements environnementaux.

La campagne océanographique BOUM a pour objectif de donner une description longitudinale de la biogéochimie et de la diversité biologique de la mer Méditerranée, et de produire une étude détaillée de la production biologique et de son devenir dans 3 sites. Ces sites représentent, à une échelle régionale, les principales caractéristiques d'environnements contrastés trouvés dans l'océan oligotrophe. Il s'agira de déterminer si les processus de production de matière organique, de reminéralisation et d'exportation sont différents dans ces sites, et s'ils le sont, de déterminer comment ces différences sont reliées à la structure des communautés planctoniques. La comparaison entre différents sites le long d'un gradient longitudinal de disponibilité nutritive devrait procurer un nouvel aperçu permettant d'identifier et de comprendre les interactions fondamentales entre biogéochimie marine et écosystèmes. Plusieurs questions d'intérêt actuel concernant le couplage/découplage des processus d'apports et de pertes de carbone et d'éléments nutritifs dans la couche éclairée seront particulièrement étudiées. Ces processus contrôlent la structure et la fonction des communautés planctoniques, et finalement, la capacité de l'océan à piéger du carbone par voie biologique.

Le projet BOUM permet la collaboration de physiciens, biologistes et biogéochimistes ayant des spécialités allant de l'optique marine à la modélisation. Le but du projet est d'obtenir une meilleure représentation des interactions entre les organismes planctoniques et les cycles des éléments biogènes (C,N,P,Si,Fe) pour des échelles allant de l'étude de processus à l'étude de la Méditerranée.

La campagne à bord du navire "L'Atalante" de l'IFREMER se déroulera du 16 juin au 20 juillet 2008. Elle se focalisera sur deux axes, un axe Nord-Sud, de l'embouchure du Rhône au centre du bassin occidental, et un axe Ouest-Est, du centre de la Méditerranée occidentale à l'Est du bassin Levantin, le long desquels seront mesurées, de la surface jusqu'au fond, les variables biogéochimiques essentielles.

Elle effectuera 3 stations de 5 jours (aux points A, B et C sur la carte) pour effectuer des « études de processus » afin de comprendre, à une échelle régionale, le lien entre les cycles biogéochimiques des éléments biogènes (C, N, P, Si, Fe) et la structure des communautés planctoniques d'environnements marins oligotrophes très contrastés.

Soutiens

Ce projet a reçu le soutien du programme LEFE, action CYBER, et du programme européen SESAME (Southern European Seas : Assessing and Modelling Ecosystems changes). Dans le cadre du programme SESAME, 10 navires océanographiques du pourtour Méditerranéen sillonneront simultanément la mer Méditerranée au cours de deux saisons en 2008.

Partenaires

Hors la France, le projet BOUM fédère 10 laboratoires et instituts issus de 6 pays : Espagne (Vigo University), Grèce (HCMR), République Tchèque (HIASCR), Norvège (MEG-DBUB, University of Bergen), États-Unis (WHOI, Oregon state University et University of Hawaiï), Canada (University Dalhousie et University/Satlantic Inc.)

Partenaires français : IRD, Université de la Méditerranée et Université de Perpignan

Laboratoires français impliqués: LOPB/COM (Marseille), LMGEM/COM (Marseille), LOV/OOV (Villefranche-sur-Mer), SBR (Roscoff), LOBB/OOB (Banyuls), LOCEAN/IPSL (Paris), ELICO (Wimereux) »

2008-2011 LATEX (LAgrangian Transport Experiment)

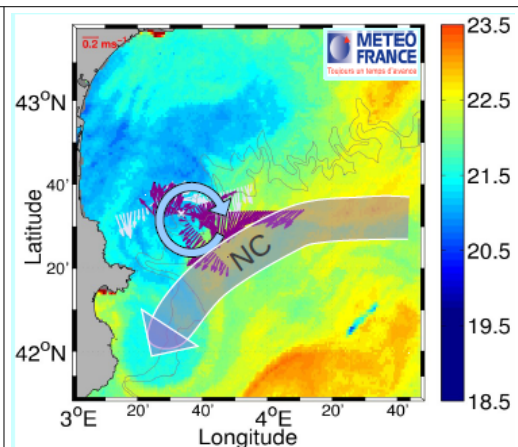
<http://www.com.univ-mrs.fr/LOPB/LATEX>

Objective : influence of submesoscale coupled physics – biogeochemistry on cross-shelf (coast-offshore) exchanges

Methodology : lagrangian strategy to follow a submesoscale eddy using lagrangian floats and an inert chemical tracer (SF6)

Multi-disciplinary project & multi-« tools » : Lagrangian floats, SF6, hull-mounted ADCP, moorings, satellite images, numerical modelling, gliders and, radars.

Site of study : Gulf of Lion, north-western Mediterranean sea



2.2 Imagerie satellitaire

Plusieurs paramètres peuvent être mesurés depuis l'espace :

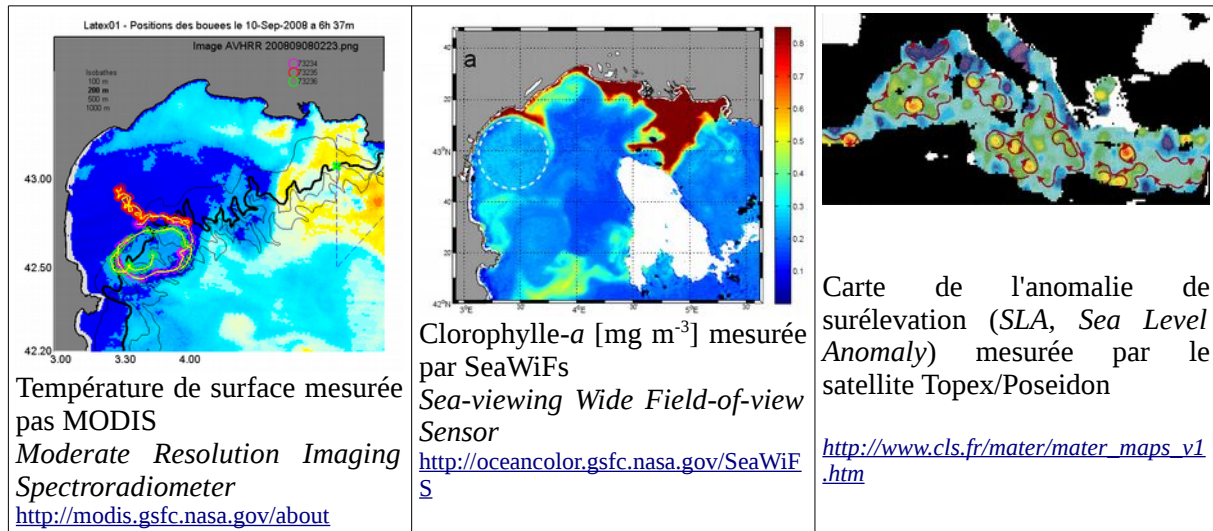
- 1) Le premier (en termes d'importance, adéquation des intervalles temporels et spatiaux, disponibilité, facilité d'usage et utilité), est la température de surface (*SST, sea surface temperature*). Le principe physique à la base de ces mesures est que chaque corps émet dans les fréquences thermique infrarouges avec des longueurs d'ondes qui dépendent de la température du corps . Ces mesures sont effectuées avec un instrument dit *AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer*
- 2) Des images satellitaires sont aussi produites pour les fréquences du visible pendant le jour. Le signal diffusé (couleur de l'océan) est intégré sur une couche de quelques dizaines de mètres en

fonction de la transparence de l'eau .

3) La surélévation (*SSH, sea surface height*) est mesurée le long des traces des satellites avec un radar en direction du nadir.

La salinité de surface commence elle aussi à être mesurée, à partir de fréquences spécifiques, mais les estimations sont encore un peu grossières pour des études de circulation .

Un peu partout dans le monde, les mesures satellitaires de SST sont beaucoup utilisées pour des études de circulation.



En effet, du point de vue dynamique, les fluides géophysiques sont principalement caractérisés par leur densité, qui dépend de leur température, salinité et pression . Cette dernière a un rôle secondaire en surface, tandis que température et salinité, bien qu'elles varient séparément dans le temps et l'espace, ont des variations qui sont corrélées, au moins en moyenne . Plus spécifiquement, les fronts de T et S (et leur gradients perpendiculaires à eux) doivent être, localement et en moyenne, parallèles . Des gradients de T et S parallèles peuvent avoir le même sens ou être opposés : dans le premier cas T et S sont en compétition et il est impossible d'établir le sens du gradient de densité ; par contre dans le deuxième cas il est possible .

Dans le cas spécifique de la Méditerranée, l'AW qui vient de rentrer depuis Gibraltar, est toujours moins salée de l'eau de surface ambiante et plus chaude de quelque degré en hiver et plus froide (jusqu'à 10-15 degrés) en été . L'SST est donc un bonne source information sur les gradients de densité en hiver. En automne et au printemps, l'AW est souvent uniforme et donc peu intéressant, tandis qu'en été l'SST n'est pas représentative de la couche de surface qui est très stratifiée .

En tout cas, les valeurs absolues de T, comme celles de la salinité (et donc de la densité aussi) qui restent inconnus, ne sont pas vraiment importantes pour les études de la dynamique, la chose la plus importante sont les gradients .

La deuxième raison qui rend utile les données de SST est leurs intervalles d'échantillonnage spatiale et temporel, fixées par la NOAA. Les images sont recueillies par un balayage avec des pixels d'environ 1 km fois 1 km, sur les deux cotés de la trace du satellite (largeur de quelques 3000 km), avec une fréquence de quelques fois par jour aux moyennes latitudes et à plusieurs bandes de fréquence, pour calculer ainsi la SST avec une précision de ~ 0.1 °C.

Une troisième raison est que, étant facilement transformés (depuis environ trois décennies), les produits sont désormais facilement accessibles par certains centres d'accueil (<http://eoweb.dlr.de> par exemple).

Les problèmes dus aux *hot spots*, qui se développent en cas de temps calme et ensoleillé, sont évités en examinant des images de nuit seulement. Toutefois, comme dans le cas de la brume ou des nuages de poussière qui peuvent diminuer la SST mesurée, ces effets parasites sont généralement détectés facilement parce qu'ils montrent des structures qui sont facilement reconnaissables comme «non-océanographiques» et en plus qui varient rapidement d'une image à l'autre.

Le fait que le signal infrarouge est émis par une couche très proche de la surface n'est généralement pas un problème vu le fort mélange qui caractérise la couche mélangée jusqu'à la thermocline

associée. En outre, ce signal représente souvent beaucoup plus que la température de la couche de mélange car il est maintenant démontré que, par exemple, un tourbillon de environ 100-200 km de diamètre, vu de l'espace pendant des années, peut s'étendre vers le fond sur plusieurs milliers de mètres. Le seul problème inévitable est l'occurrence de nuages qui masque complètement la surface des mers. La construction de images dites composites (quotidienne, hebdomadaire, mensuelle) des images réduit ce problème et semble être efficace pour étudier les caractéristiques de circulation car elles varient sensiblement dans l'espace mais lentement dans le temps.

Déduire la circulation à partir de l'analyse visuelle des images dans l'infrarouge (i.e., des indications sur les gradients de densité) repose évidemment sur des bases théoriques. En accord avec ce qui est connu comme géostrophie (le courant géostrophique est proportionnel au gradient de pression horizontale et perpendiculaire à celui-ci), on peut supposer que les courants de surface (au moins en première approximation) sont parallèles aux isothermes qui ne changent pas trop dans le temps. Lorsque les isothermes sont en pleine évolution, à savoir dans certains endroits spécifiques comme dans un courant à jet qui se propage, le courant peut avoir une composante significative perpendiculaire aux isothermes.

En tout cas l'analyse visuelle peut être très intuitive et efficace, car elle permet l'analyse préliminaire des phénomènes au bureau, plus ou moins partout et pendant toute l'année, contribuant ainsi à la définition de l'efficacité des stratégies d'échantillonnage in situ.

2.2. Les mesures in situ

La plupart des données océanographiques disponibles sont les profils verticaux de température et salinité effectués avec la bathysonde CTD ou les profileurs XBT (ou moins fréquemment XCTD).

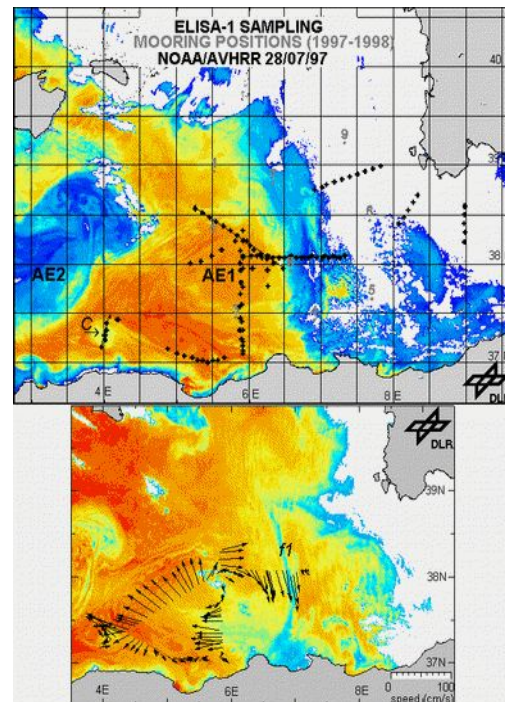
Bien qu'ils soient généralement de la plus haute qualité (les capteurs CTD peuvent être calibrés facilement), ils sont souvent faits avec un intervalle d'échantillonnage trop important (quelques 10s km) en fonction de grilles régulières et prédéfinies. Cela a conduit souvent à des interpolations trompeuses. Pour des études dans des zones riches de structure de méso-échelle il faut positionner les stations CTD sur des intervalles de quelques 5 km et une grille basée sur les données SST reçues à bord en temps quasi réel.

Un autre problème est que ces ensembles de données, généralement disponibles facilement, ont été souvent regroupés pour calculer des valeurs moyennes, qui peuvent être totalement erronées pour ce qui concerne les processus réels.

Par exemple, dans le sous-bassin algérien, la LIW coule le long de la pente continentale (en particulier vers le nord le long de celle de la Sardaigne), tandis que des morceaux de celle-ci sont parfois arrachés et transportés vers la partie centrale du sous-bassin par des structures de moyenne échelle de passage. En moyennant toutes les valeurs disponibles dans le sous-bassin central conduit à lisser la grande variabilité spatiale et temporelle des champs de température et de salinité, créant donc des gradients parasites qui suggèrent un écoulement large et permanent vers l'ouest de cette eau.

Des CTD autonomes sur des mouillages permettent de collecter des séries chronologiques des paramètres hydrologiques, éventuellement sur le long terme pour identifier des tendances.

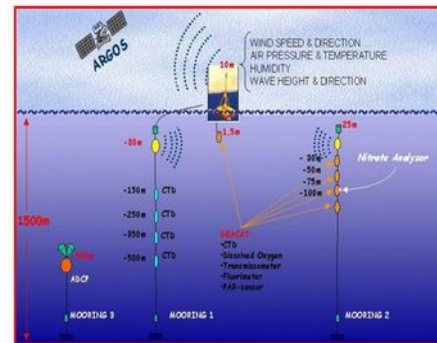
Un autre ensemble volumineux de données est fournie par les mouillages dotés de courantomètres qui sont le seul moyen d'obtenir localement des statistiques précises sur la circulation. Les expériences modernes en mer concernent désormais plus de quelques dizaines de courantomètres mis sur un maximum de ~ 10 postes d'amarrage pour des périodes allant jusqu'à 1-2 ans. Seuls quelques instruments sont maintenus dans certains endroits spécifiques pour plusieurs décennies. En effet le



déploiement de postes d'amarrage en pleine mer nécessite une certaine expérience ainsi qu'un montant relativement important des équipements et accessoires. En outre, les mouillages ne peuvent pas être déployés pendant une longue période sur le plateau continental en raison de l'activité de pêche, et les mettre sur la pente continentale pour obtenir des mesures allant jusqu'à la surface n'est pas facile.

Ces difficultés induisent que seulement environ 200 mouillages par an sont disponibles dans le bassin occidental, et 10 fois moins dans le bassin oriental, en plus exclusivement dans sa partie Nord.

Une autre façon de recueillir des mesures relatives à la circulation est l'utilisation de bouées Lagrangiennes qui sont maintenant localisés dans le monde entier avec le système ARGOS (embarqué sur les satellites de la NOAA).



<http://www.poseidon.ncmr.gr/M3A-CRETE/System/M3A-system.htm>

Ces bouées flottantes sont équipées d'une ancre flottante, pour les empêcher de glisser par rapport à la traînée du vent et pour mesurer des courants à des profondeurs intermédiaires.

Pour mesurer des courants à des profondeurs supérieures, des flotteurs lestés (Provor) sont programmés pour remonter à la surface périodiquement (environ une fois par semaine), y rester quelques heures pour être positionné, puis retomber à leur profondeur, la distance entre 2 positions étant considérée comme la distance dérivant en profondeur.

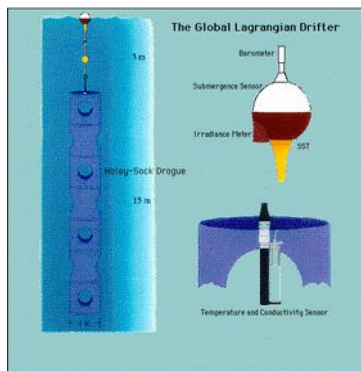
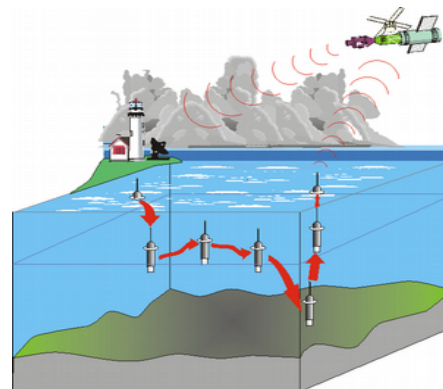


Diagram displaying the low-cost Global Lagrangian Drifter on the left hand side, and schematic of the sensor attachments (barometer, submergence, SST, irradiance and ADCP), on the right hand side. Most drifters are also equipped with drogue sensors that indicate drogue loss. Buoy retrieval drogues do not depict ocean currents accurately, because the drifter becomes susceptible to wave and wind action. Drifters transmit sensor data to satellites that determine the buoy's position and relay the data to Argos ground stations. Service Argos provides raw drifter data to the DAC where the data is processed and distributed.

<http://www.aoml.noaa.gov/phod/graphics/drifterfig.gif>



Principe de fonctionnement d'un flotteur profileur

<http://www.ifremer.fr/dtmsi/images/produits/marvor/provor001.gif>

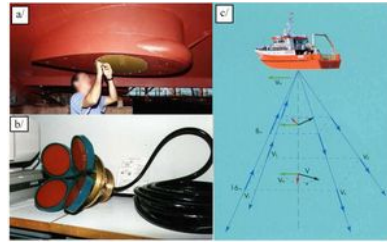
L'avantage des mesures lagrangiennes est qu'elles permettent une réduction générale de la logistique et qu'elles fournissent une image de la circulation très parlante. Cependant, elles ne sont pas suffisantes pour fournir des statistiques importantes au sujet des courants dans une zone donnée.

Enfin, les navires d'opportunité qui traversent la mer Méditerranée peuvent être, comme les navires de recherche, équipés de courantomètres profileurs (ADCP) et / ou d'un ensemble de capteurs autonomes (principalement pour la température et la salinité, constituant ainsi un instrument appelé thermosalinomètre); ils peuvent également être utilisés pour lancer des sondes à perdre (tels que les XBT).



Un XBT(eXpandable BatyThermographe) se présente sous la forme d'une douille en matière plastique plus ou moins longue suivant les modèles (35 cm pour le T7). Elle contient une bobine et une sonde profilée perdable. La douille est placée dans un lanceur qui a la forme d'un pistolet. Il est relié à un PC par un câble électrique.

<http://www.univ-brest.fr/lpo/instrumentation/05.htm>



a) nacelle remplie d'eau douce, sous la coque du navire, dans laquelle sont placées b) les dalles acoustiques de l'ADCP, c) schéma de principe de mesure d'un ADCP de coque, les vitesses sont représentées par des flèches à deux profondeurs (8m et 16m): en bleu les vitesses radiales, en vert la vitesse du navire, en noir les vitesses relatives horizontales et en rouge les vitesses absolues des courants. Photos et schéma issus du site de l'INSU :

<http://saved.dt.insu.cnrs.fr/moyens/index.php?content=adcp.cnt>

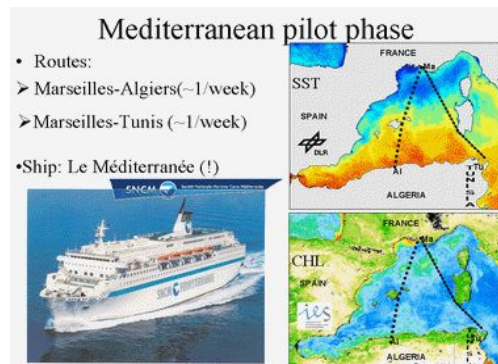
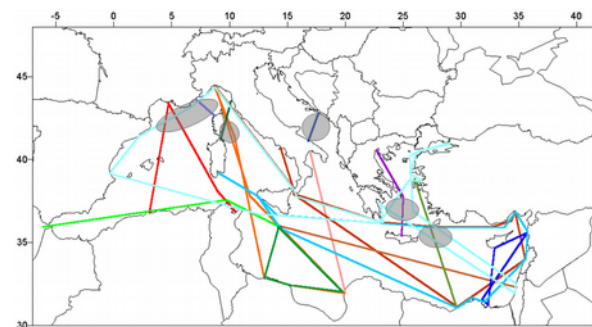


Image de la SST et de la Chlorophylla pour Janvier 1998 et routes de la SCNM proposées pour la première implémentation.



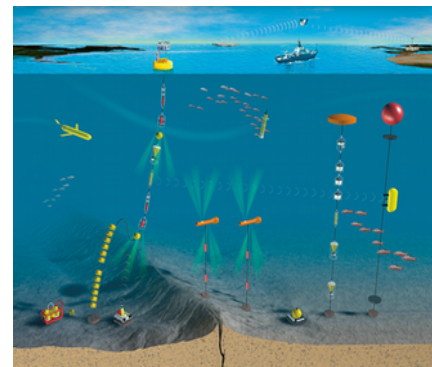
Réseau optimal basé sur les routes commerciales existantes: Traversée de l'entier bassin, échantillonnage des zones de formation des eaux denses et observation de zones peu encore connues.

<http://www.ifremer.fr/lobtln/TRANSMED/>

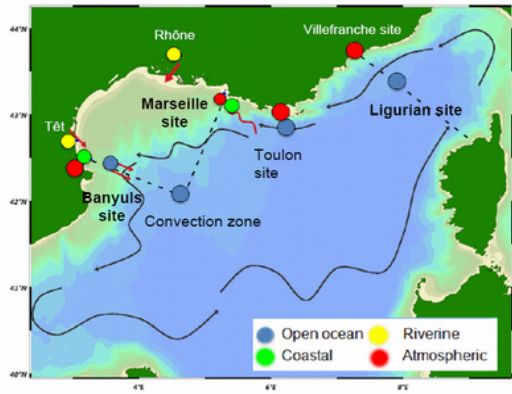
À la place de campagnes sporadiques les océanographes souhaiteraient établir une présence permanente dans l'océan. Les chercheurs planifient des infrastructures pour l'observation à long terme qui peuvent transmettre les données en temps réel à terre. Ses réseaux d'instruments combinent des bouées de surface et de sous-surface, des mouillages, les planeurs, les dériveurs, et les mesures à bord des navires qui peuvent surveiller de nombreux phénomènes océaniques complémentaires.

Illustration par E. Paul Oberlander et Jack Cook, Woods Hole Oceanographic Institution. Programme OceanSITES

<http://www.whoi.edu/sbl/image.do?id=50777&liteid=19992&articleId=30146>



MOOSE sites and lagrangian platforms



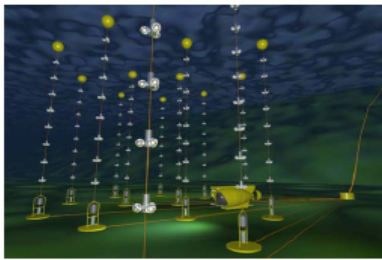
MOOSE

Mediterranean Ocean Observing System on Environment

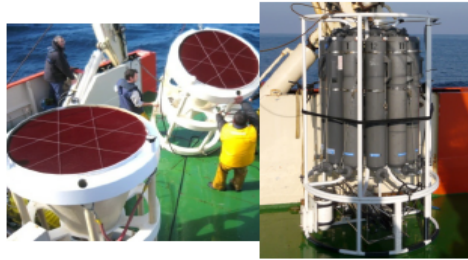
un nouveau système d'observations, multi-sites et intégré, destiné à suivre le changement des écosystèmes en Méditerranée nord-occidentale.

<http://www.obs-vlfr.fr/moose/> ,

<http://www.enea.it/eventi/eventi2008/SummerSchool170708/Mantoura.pdf>



ANTARES
(neutrino telescope cable)



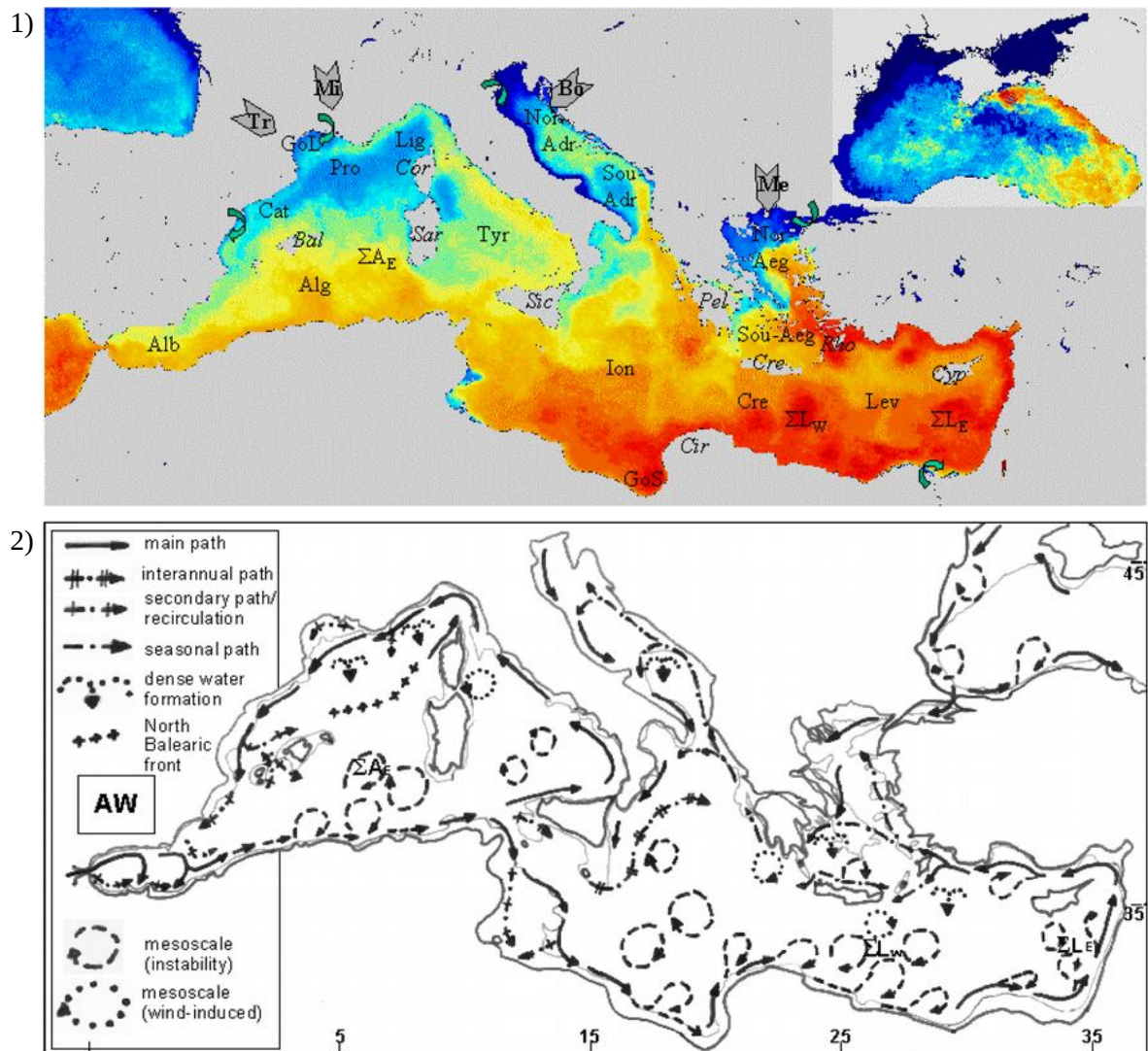
DYFAMED
(traps, CTD-rosette)



W1M3A
(Odas buoy)

3. Schémas de circulation

3.1 Circulation de l'eau atlantique AW



Figures tirées de Millot et Taupier-Letage, 2005

L'image composite mensuel de Janvier 1998 (fig. 1) donne un aperçu de la SST avec la même table de couleurs et sans aucun nuage, qui permet de décrire entièrement la circulation générale de l'AW dans la Mer Méditerranée. Cette image est représentative de l'hiver pour ce qui concerne les valeurs de SST qui vont de $\sim 18^{\circ}\text{C}$ (rouge, bassin orientale) à $15\text{-}16^{\circ}\text{C}$ (orange-jaune près de Gibraltar) à $\sim 13^{\circ}\text{C}$ (bleu clair, zones formation d'eau dense dans les sous-bassins Provençal et Ligure) à $\sim 10^{\circ}\text{C}$ ou moins (en bleu foncé, les sorties de rivières dans l'Adriatique et la mer Noire (qui a sa propre échelle

de couleur). Elle est également représentative de tous les mois et les années pour ce qui concerne la plupart des caractéristiques de la circulation générale de l'AW (100-200 m) qui ne varie pas de façon saisonnière d'une manière significative. Bien que cette image donne des indications sur les structures de méso-échelle qui ont une extension verticale importante, par contre elle donne une vision un peu floue de celles qui changent très rapidement.

Figure 2 schématise les caractéristiques de circulation de l'AW, i.e. les courants de surface. La circulation à l'échelle du bassin de l'AW décrit des gyres avec un écoulement le long du plateau et dans le sens cyclonique (inverse des aiguilles d'une montre) qui peuvent bifurquer dans des veines ou former des branches. Dans le sud de chaque bassin, occidental et oriental, les parties de ces gyres sont nettement instables et sont identifiées comme le Courant Algérien et le Courant Libyo-égyptien, respectivement.

Ces deux courants génèrent à méso-échelle des tourbillons anticycloniques et des «événements» (*events*). Ces structures se propagent généralement vers l'est (en aval), à une vitesse de quelques km par jour (soit quelques cm/s) et elles peuvent également rester stationnaires pendant des semaines ou des mois). On peut noter dans la Fig. 1 la grande taille de deux de ces structures présentes à ce moment au large de l'Algérie et leur efficacité dans la diffusion vers le large de l'AW, dans ce cas principalement vers les îles Baléares. Après leur passage, les îles Baléares ne seront plus concernées par de l'AW récente.

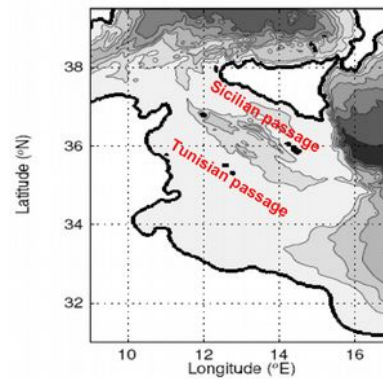
Comme les événements sont grands et profonds, l'élargissement des plateaux tunisien et sarde les empêche de continuer à travers le Canal de la Sardaigne, de sorte qu'ils dérivent vers le large, guidés par la topographie. Ils se séparent du courant qui les a générés et deviennent des «tourbillons du large» (*open-sea eddies*) et resteront piégés dans le sous-bassin Algérien. La plupart de ces tourbillons, qui peuvent avoir des durées de vie jusqu'à environ 3 ans [Puillat et al., 02], suivent un circuit anti-horaire le long des isobathes plus profondes dans la partie Est de l'Algérien [Fuda et al., 00]. Par analogie avec les notations proposées par [Hamad et al., 04], cette zone où les tourbillons ont tendance à être pris au piège et d'interagir de façon marquée, peut être nommée ΣAE (zone d'accumulation des tourbillons dans l'est Algérien). Quelques tourbillons peuvent se propager plus ou moins directement dans l'ouest algérien [Puillat et al., 02, Ruiz et al., 02]. D'autres peuvent atteindre des diamètres plus grand que 250 km de sorte que seuls 2 d'entre eux remplissent tout l'Algérien, amenant entièrement en amont le Courant Algérien à se propager vers le large pendant des mois [Taupier-Letage et Millot, 88]. Les structures de méso-échelle du Courant Algérien forment donc un véritable «système» et leur dynamique est souvent très complexe. Dans la littérature, les plus grands de ces structures (les événements et les tourbillons du large) sont appelés tourbillons algériens (*Algerian Eddies*, AES) et numérotés en fonction de l'année et l'ordre d'apparition (ceux de la Fig.1, e.g. en Janvier 98, sont 96-1 et 97-1). Le caractère fortement instable de l'écoulement de l'AW le long de la plupart des côtes du sud, et le piégeage des structures de méso-échelle associées par la topographie du fond sont des caractéristiques de tous les mers «médi-terranéennes» [Millot, 92].

L'AW dispersée et amassée ainsi dans l'Algérien se propagera vers le Provençal et le Catalan, en formant le Front Nord-Baléares au milieu. En été, le Catalan est relativement protégé des vents de nord-ouest et il devient alors le plus chaud sous-bassin du bassin occidental tandis qu'un petit tourbillon anticyclonique est souvent créé dans sa partie septentrionale par le vent qui dépasse les Pyrénées. En toute saison, l'AW coule le long de la côte ouest de la Corse, où elle forme la veine ouest-Corse (*Western Corsica vein*, ou plus fréquemment *Western Corsica Current*) qui est relativement instable aussi [Millot, 91]. La partie du flux d'AW qui a progressé à travers le canal de Sardaigne dans sa partie sud (*North-Tunisia vein*) continue le long du talus, entre dans le canal de Sicile et en suite dans le bassin oriental, allant alimenter la gyre du bassin oriental. Une autre partie (*Tyrrhenian vein*) poursuit son parcours cyclonique dans le Tyrrhénien, le long de la Sicile et de la péninsule italienne avant d'entrer dans le canal de Corse. Ensuite, elle se joint à la veine ouest-Corse. Ainsi dans le Ligurie la circulation de l'AW se réorganise comme la partie nord du gyre du bassin occidental, qui continue le long du talus dans le Ligurie, le Provençal et le Catalan, jusqu'à l'Algérie et l'entrée de l'Alboran où le gyre se referme.

Plusieurs aspects de cette gyre méritent d'être commentées.

- Bien que le processus hivernal de la formation d'eau dense influence le fonctionnement du bassin, le gyre à échelle du bassin de l'AW qui est ensuite créé, n'affiche pas une évidente saisonnalité. Ce fait peut être dû à la distance entre les zones de formation d'eaux denses, ce qui pourrait atténuer le signal, et / ou à l'étroitesse du détroit de Gibraltar, ce qui pourrait limiter les flux d'entrée et leur variabilité.

- La bifurcation de l'écoulement de l'AW à l'entrée du Canal de Sicile est, selon certains auteurs, entraînée par la topographie du canal. Toutefois, on peut aussi considérer que les eaux de surface dans le nord du bassin occidental sont plus denses, conduisant à un niveau de la mer plus faible que dans le sud. Par conséquent, l'AW, dans le sud tend à bouger vers le nord, en suivant sous l'effet de Coriolis le talus, constituant ainsi la veine Tyrrhénienne, quelle que soit la topographie du canal de Sicile. Béranger et al., 2004 ont estimé les transports dans le Canal de Sicile, de Corse et le Déroit de Gibraltar.

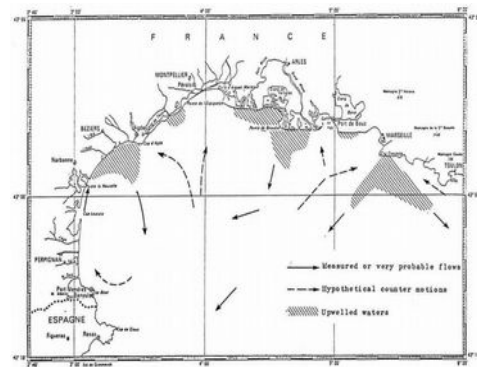
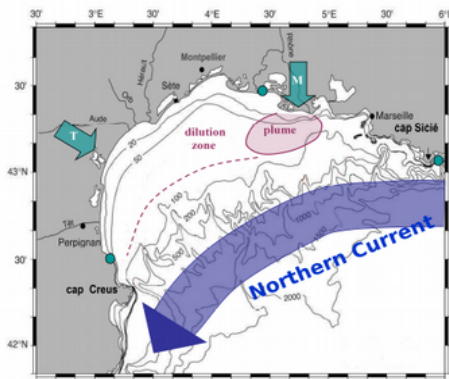


S. Gaberšek et al.: Sicily channel model: boundary condition sensitivity study

- Dans le Ligurie, le Provençal et le Catalan, l'AW coule au nord des zones où elle se mélange avec la LIW et plonge (pour former la WMDW), de sorte que ces zones soient loin de la côte. C'est une autre caractéristique de toutes les mer médi-terranéennes, ainsi le nom générique de «Courant Nord» a été proposé [Millot, 92]. En outre cette proposition a aussi l'objectif secondaire de montrer que ce qu'on a appelé « courant ligurie », « courant liguro-provençal » et « courant catalane » sont chacune une partie d'une entité unique et, plus généralement, de la gyre occidentale. La figure 1 montre clairement que ce qui est appelé le Courant Nord peut en effet être identifié en continu du Tyrrhénien à l'Alboran.

- Dans la Ligurie et la Provence, le courant Nord est caractérisé par un maximum de vitesse de plusieurs dizaines de cm/s dans son noyau, une largeur de quelques dizaines de km et une épaisseur d'une centaine de mètres. Vu que l'AW est plus dense que dans le sud, le courant Nord est plus étroit et plus profond que le Courant Algérien [Millot, 91]. Toutefois, il affiche une variabilité saisonnière marquée (en raison des liens avec le processus de formation d'eau dense), étant plus intense, plus étroite et plus profonde en hiver [Alberola et al., 95]. Le courant du Nord ne développe pas d'instabilités marquées ni dans le Tyrrhénien ni dans le Catalan, seulement des petits tourbillons ont été décrit à l'ouest de la Corse [Fuda et al., 00; Millot, 91]. Dans le Ligurie et le Provençal, il se développe des méandres, en hiver principalement, qui n'ont jamais été observés évoluer vers des tourbillons structurés [Millot, 91]. Épisodiquement, il peut générer, à la frontière entre la Ligurie et le Provençal, une branche [Wald, 85]. La zone où se forme l'eau dense est caractérisée par des courants de méso-échelle qui sont relativement faibles en été et intenses (quelques dizaine de cm / s sur toute la profondeur) en hiver [Taupier-Letage et Millot, 86]. Les eaux denses plongent dans des petits (quelques km de diamètre) « cheminées » avec des vitesses d'environ 10 cm / s (en même temps les eaux moins denses sont remontées), mais la vitesses d'ensemble est de ~ 1 mm / s seulement [Schott et Leaman, 91]. L'eau qui atteint le fond (~ 2000 m) peut être entraînée par des courants horizontaux qui peuvent atteindre la dizaine de cm / s [Millot et Monaco, 84].

- Le golfe du Lion est une plate-forme continentale semi-circulaire de façon que la veine principale du CN longe le talus c'est à dire le long de son diamètre [Millot, 90]. Quand le Mistral n'empêche pas sa partie supérieure de suivre la côte et pénétrant en partie sur le plateau, cette partie a tendance à couler comme une veine mineure autour de tout le Golfe et les deux veines se rejoignent à la sortie du Golfe. Dans une telle situation, les eaux du Rhône qui auraient déjà tendance à dévier sur la droite, comme toute sortie de rivière sous l'effet de Coriolis, sont entraînées par cette veine septentrionale. Quand le Mistral et la Tramontane soufflent par contre, ils mélangent et poussent au large les eaux du Rhône (effets similaires se produisent avec les vents d'ouest sur les eaux de l'Èbre, par opposition à la interaction entre Bora et Pô, voir ci-dessous). Dans la partie nord et nord-ouest du golfe, ces vents induisent 6 cellules d'upwelling au cours de conditions stratifiées [Millot, 79] et, en hiver, formation d'eau dense sur le plateau. Les canyons qui coupent la pente continentale fonctionnent comme "pièges à sédiments», permettant à l'eau dense sur le plateau quelle que soit sa direction d'écoulement d'être capturée et d'atteindre de grandes profondeurs.



tirée de Millot 1979

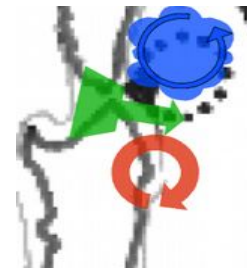
- Où l'AW ferme le gyre occidentale, c'est à dire le long de la côte espagnole, près de la frontière entre l'Alboran et l'Algérien, d'importants gradients horizontaux se créent, parce que la « veille » eau qui a longé l'ensemble du bassin est sensiblement modifiée et ici rencontre l'eau qui vient juste d'entrer. Quand l'AW entrante forme un deuxième gyre anticyclonique dans l'Alboran oriental, elle entraîne de l'AW âgée, grosso modo de Almeria, en Espagne, à Oran, Algérie.



Étant donné que le flux entrant est plus intense, il forme le Almeria-Oran jet qui est bien délimité sur son côté gauche par le front Almeria-Oran.

- Les différentes îles et leur plateaux ont des effets importants. Les tourbillons Algériens sont bloqués par les plateaux de la Sardaigne et de la Tunisie. L'orographie marquée à la fois la Sardaigne et la Corse protège une grande partie du Tyrrhénien, et il y réduit le mélange et le refroidissement par les vents d'ouest. En hiver, les îles Baléares protègent des vent d'ouest l'AW entraînée par l'AES, de sorte que l'AW peut progresser vers le nord assez facilement jusqu'aux mêmes îles, qui fixent en quelque sorte la position du front Nord-Baléares à l'ouest [Lopez-Garcia et al., 94]. Elles entraînent également une partie du Courant Nord à former une veine qui coule au nord d'elles dans le Catalan.

En outre, l'orographie marquée à la fois de la Sardaigne et de la Corse crée un effet entonnoir pour les vents d'ouest. Dans l'ouest du Tyrrhénien, juste à l'est du détroit de Bonifacio (entre la Sardaigne et la Corse), un tel champ du vent induit un dipôle à méso-échelle avec un anticyclone dans le sud et un cyclone dans le nord qui ont des structures très différentes. Le cyclone (relativement importante dans la Fig. 1) est caractérisé par de l'AW qui diverge et forme un anneau qui entoure une zone fraîche de MW, qui est la caractéristique principale vu dans la Fig. 1 et qui a récemment été émise d'être un occasionnelle zone de formation d'eaux denses [Fuda et al., 02].



Observons maintenant la circulation de l'AW dans le bassin oriental.

Dans le canal de Sicile, la circulation de l'AW est complexe, en raison de la bifurcation nécessaire entre les bassins occidental et oriental, de la complexité de la topographie avec des nombreuses îles et bancs, et de la grande largeur du chenal. Elle ne peut pas être étudiée facilement avec des images SST (Fig. 1 en effet n'est pas très explicite), en raison du brassage intense par la topographie et les vents, des upwelling que ces vents induisent au large de la Sicile, et à la direction vers le sud de l'écoulement qui comporte un réchauffement rapide.

En outre, elle ne peut pas facilement être étudiée avec des données in situ en raison de l'activité de pêche intense et de la présence des zones économiques exclusives d'Italie et Tunisie.



Par conséquent, l'AW dans le canal a été dit s'écouler http://fr.wikipedia.org/wiki/Zone_économique_exclusive principalement dans la partie orientale (*Sicilian vein*) par certains auteurs (e.g. Lermusiaux et

Robinson, 1997) ou dans la partie occidentale (*Tunisian vein*) par d'autres (e.g. Pierini et Rubino, 2001).

A la sortie du chenal, les images SST suggèrent (bien que pas évident sur la Fig. 1), que trois types de processus se produisent de sorte que le gyre orientale à ses débuts est divisé en trois composantes.

La première est une branche dirigée vers le Nord que Millot et Taupier-Letage (2005) associent à la variabilité interannuelle (elle a disparu au début de 1998), alors que Malanotte-Rizzoli et al (1997) l'ont qualifiée comme un courant (*stream*) sinueux permanent.

Le second processus est la génération de tourbillons qui ont tendance à dériver dans la partie centrale de la mer Ionienne.

Le troisième est un flux plus régulier (*Sud-Tunisian vein*) que pour la plupart suit le bord du plateau Tunisien et, pour une partie mineure, celle plus superficielle, suit la côte tunisienne (un peu comme le Courant Nord dans le Golfe du Lion). Les deux parties de cette veine se rejoignent au large de la Libye, la veine tunisienne devenant ainsi la *Libyan vein*.

Le terme de veine(s) se justifie par le fait que la propagation AW dans la partie centrale de la mer Ionienne (comme une branche et / ou des tourbillons) se joindra à elle en aval pour former la gyre occidentale *stricto sensu*.

Notez que les célèbres lieux touristiques que sont les îles Kerkennah et Djerba sont parmi les endroits les plus froids en hiver, en raison du plateau très peu profond (quelques mètres seulement). Ces eaux du plateau ont probablement tendance à couler, comme pour celle du plateau du golfe du Lion.

De $\sim 15^\circ\text{E}$, la veine libyenne continue vers l'est le long de la côte et semble instable, générant des tourbillons qui sont plus petits et moins bien organisés que ceux d'Algérie et qui se détachent rapidement de la côte en raison de la topographie caractérisée par des isobathes qui s'étalent en direction du large. Ces tourbillons, de concert avec ceux qui sont créés juste à la sortie du Canal de Sicile et qui dérivent dans la mer Ionienne centrale, forment une zone turbulente dans tout le sud du Ionien.

La veine libyenne continue en longeant la pente dans le golfe de Syrte (GdS) sans développer de grandes instabilités méso-échelle, parce que peut-être l'intensité de l'écoulement est trop réduite et/ou la bathymétrie est trop peu profonde).

Le gyre orientale se restructure le long de la Cyrénaïque (Cir), de la même manière que la gyre occidentale près de 0° . Le courant du nord de Cyrénaïque à la partie occidentale du delta du Nil, qui peut être nommé le *Libyo-egyptian Current* (la contrepartie de l'*Algerian Current*) génère des tourbillons bien structurés et dynamiques qui apparaissent très similaires à ceux d'Algérie. Ces tourbillons anticycloniques peuvent être volumineux (150-250 km) et se propagent en aval, pas plus vite que ~ 3 km / jour, soit généralement plus lentement que les tourbillons algériens. Comme il a déjà montré au large de l'Algérie, il est prévu que les tourbillons Libyo-égyptiens s'étendent parfois jusqu'au fond et peuvent alors être guidés, au moins pour les plus grands et les plus énergiques, par les isobathes profondes (~ 3000 m) associés à la dépression d' Hérodote au sud-est de la Crète.

Ici, ils peuvent interagir avec Ierapetra et Pelops, les tourbillons anticycloniques générés par l'Étésien (*Meltem*, Me) respectivement au sud-est de Crète et au sud-ouest du Péloponnèse (Pel). Les deux tourbillons sont clairement reconnaissables dans la Fig. 1, Ierapetra ayant dérivé vers le sud de l'endroit où elle a été créée environ 6 mois plus tôt. Millot et Taupier-Letage (2005) ont montré que Ierapetra est effectivement créée chaque été par l'Étésien près de la pointe sud-est de la Crète. Il peut alors rester stationnaire pendant un an (et être alors renforcé l'année d'après), ou dériver vers le sud jusqu'à la pente continentale égyptienne (et donc interagir avec le courant Libyo-égyptien), ou encore dériver vers l'ouest jusqu'à la pointe ouest de la Crète. Ierapetra peut donc survivre pendant des années, les successifs Ierapetra peuvent coexister, voire se confondre, et souvent interagir avec les tourbillons Libyo-égyptiens. Comme le montrent les images de SST, l'effet d'ombrage d'haute relief de la Crète sur l'Étésien est ressenti aussi loin que l'Afrique. Ainsi, les eaux de surface entraînées vers le sud sur les deux côtés de Crète par ce vent du nord ont tendance à faire demi-tour en arrière au milieu et ainsi alimenter Ierapetra. La circulation de AW peut également nourrir Ierapetra du sud à travers les tourbillons Libyo-égyptienne au moyen d'un effet de « roue à aubes » (*paddle-wheel*) (et du nord-est, aussi, voir ci-dessous).

Millot et Taupier-Letage (2005) font aussi l'hypothèse que l'étalement des isobathes profondes dans l'ouest Levantine dirige les tourbillons Libyo-égyptiens barotropes à se séparer de leur courant plus superficiel qui les a générés et puis à continuer à longer la pente, et ensuite à rester piégés dans la

dépression d'Hérodote. Un tel piégeage peut également s'appliquer aux Ierapetra. Afin de souligner le fait que la zone correspondant à la dépression d'Hérodote se caractérise par l'accumulation et l'interaction, résultant souvent en fusion, des tourbillons à l'origine en dehors de la zone, et non par un tourbillon permanent (précédemment nommé par d'autres auteurs, comme e.g. Pinardi et Masetti, 2000, *Mersa-Matrouh gyre*), Millot et Taupier-Letage (2005) la nomment ΣW (zone d'accumulation de tourbillons du Levantin west).

Tourbillons qui se désintègrent dans la zone ΣW larguent de l'AW, qui, au moins en partie, va rejoindre le reste du courant Libyo-égyptien. Jusqu'au delta du Nil, le gyre oriental ainsi restructuré génère des tourbillons anticycloniques qui sont semblable, quoique plus petit (50-150 km) que les tourbillons Libyo-Égyptiens. Du delta du Nil au Moyen Orient sud et centrale les processus d'instabilité ne génèrent que des tourbillons de petite taille (jusqu'à 50 km) et des structures semblables dans les images SST à des champignons qui se propagent rapidement en aval (jusqu'à 10 km/jour). Ces caractéristiques pourraient être dues à la topographie moins profonde qui empêche la formation de tourbillons plus grandes et mieux organisées. En tout cas, ces structures larguent de l'AW vers le large et alimentent ce qui est aussi connu comme Shikmona gyre que Millot et Taupier-Letage (2005) nomment ΣE (zone d'accumulation de tourbillons du Levantin est), pour des raisons similaires à celles invoquées précédemment pour ΣW . Quand ces structures se désintègrent, l'AW qu'elles contenaient nourrit, au moins partiellement, le gyre du bassin oriental, qui s'écoule le long de la pente au large du Liban et de la Syrie. Puis, le long de la pente turque jusqu'à Rhodes, le gyre (ici appelé *Asia Minor Current*) génère principalement des méandres, dont certaines peuvent évoluer en tourbillons anticycloniques de taille moyenne (50-150 km) qui se propagent à une vitesse d'environ 3 km/jour. Cela représente une des différences majeures entre ce courant et le Courant Nord.

Ensuite, l'île de Rhodes divise le gyre dans une veine nord-ouest et une veine sud-ouest.

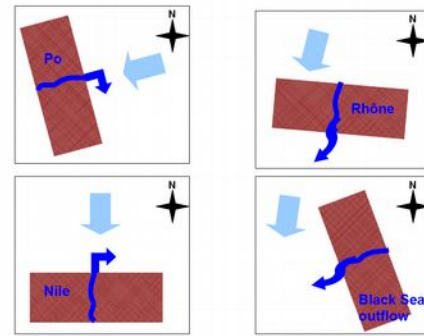
La veine nord-ouest s'écoule le long de la pente turque pour la plupart de l'année, sauf peut-être en été, quand le vent étésien souffle contre elle, et pénètre dans la mer Égée. Là, la topographie complexe induit une deuxième bifurcation avec une sous-veine qui poursuit dans le Nord-Égée (Nor-AEG) et une sous-veine qui tend à contourner le sud-Egée (Sou-AEG). La première sous-veine se joint à l'eau qui sort de la mer Noire et ce mélange sera densifié en hiver, mais sans atteindre des grandes densités. En effet la topographie empêche la LIW d'arriver ici (voir ci-dessous). Par contre la deuxième sous-veine est, elle, associée à la formation d'eau dense qui implique AW et LIW (voir ci-dessous) pour former la AeDW.

Bien que la plupart du courant quitte la mer Egée à travers l'Arc ouest crétois (i.e. à l'ouest de la Crète), une partie revient vers l'est au nord de la Crète, comme en témoigne la propagation vers l'est de certains tourbillons anticycloniques de moyenne échelle. À l'est de Crète cette AW traverse l'Arc est crétois et rejoint la veine qui coule en continu le long du versant sud de ces îles.

En hiver, le sud-ouest de la veine est associé à la formation de LIW au sud de Rhodes, comme le Courant Nord avec WMDW. Par contre en été, lorsque l'Étésien empêche l'AW de s'écouler dans la mer Égée (et induit une zone d'upwelling marquée au large de la Turquie), le courant qui passe au sud constitue la plupart du gyre oriental. Il peut être identifié jusqu'à Crète, où des fois il alimente Ierapetra et alors cette AW est entraînée dans le système ΣW . Par conséquent, quelle que soit la saison et l'équilibre entre les veines nord-ouest et le sud-ouest, la partie nord du gyre du bassin oriental n'est pas généralement aperçue le long du versant sud de Crète, on peut alors penser que la plupart de l'AW sort définitivement du Levantin via la mer Égée à l'ouest de la Crète.

L'AW ensuite longe le Péloponnèse. En été, une partie de cette AW nourrit le tourbillon Pelops qui peut plus tard dériver vers l'ouest de quelques centaines de km. Le reste, et la plupart AW pendant le reste de l'année, se dirige vers le nord dans le Ionien nord-est à boucler la gyre. À l'entrée de l'Adriatique il y a une nouvelle bifurcation. La veine du nord pénètre dans la mer Adriatique, en partie associée à la formation de l'AdDW (voir ci-dessous) dans la partie sud du sous-bassin (Sou-ADR), tandis que le reste continue vers le nord (Nor-ADR) où elle se mélange avec les eaux du Pô et des autres fleuves. Il existe des similitudes entre l'Egée et l'Adriatique, vu que dans les deux moins d'eau dense est formée sur le plateau dans le nord et plus d'eau dense se forme au large des côtes dans le sud.

Par contre il y a des différences pour ce qui concerne l'effet du vent. En général par effet de Coriolis les eaux fluviatiles tendent à tourner à droite quand elles arrivent en mer. Les effets de la Bora sur la panache du Po sont similaire aux effets du vent Étesien sur la panache du Nil, i.e. le vent colle à la côte les eaux fluviatiles en générant un courant qui reste bien structuré (dans le cas du Po le courant longe presque toute la péninsule). Tandis que les effets du vent Étesien sur les eaux de la Mer Noire sont similaire à ceux du Mistral et des vent d'ouest sur les eaux du Rhône et l'Ebro.



Enfin, l'AW sortant de l'Adriatique rejoint la veine qui se dirigeant vers l'ouest avait court-circuité l'Adriatique, et ensemble continuent le long de la pointe sud de la péninsule italienne et la Sicile, avant de boucler le circuit du gyre oriental.

Le filament maltais, formé par l'eau froide de l'upwelling au large du sud-ouest de la Sicile, sépare l'AW nouvelle qui entre dans le canal de Sicile de l'ancien. Il peut être détecté dans l'ensemble du sud Ionienne et peut être considéré comme un traceur de front qui est la contrepartie orientale du front Almeria-Oran.

3.2 Circulation des eaux intermédiaires et profondes

Un seul schéma de circulation n'est pas accepté pas la communauté scientifique. Les difficultés aussi liées à la mesure et l'identification de ces eaux implique aussi que une faible connaissance sur la variabilité saisonnière, qui est donc négligée dans la suite.

La LIW est l'eau méditerranéenne produite en plus grande quantité, plusieurs sites ont été proposés comme possibles lieux de formation de cette eau, compris les tourbillons anticycloniques de mésoéchelle présents toute l'année dans le sud-Levantine, mais elle se forme principalement au sud-sud-ouest de l'île de Rhodes dans la partie nord du sous-bassin Levantine en période hivernale.

D'autres eaux intermédiaires se forment pendant la formation d'eaux denses : par exemple la CIW (*Cretan Intermediate Water*) en Egée ou la WIW (*Winter Intermediate Water*) dans le Liguro-Provençal, mais il est très difficile de les distinguer des masses d'eau qui les entourent à cause de leur petite quantité, on se concentre donc uniquement sur la circulation de la LIW.

Certaines eaux profondes peuvent être également produites dans des lieux spécifiques: Ovchinnikov et al [90] parle d'eau profonde qui se forme en dessous de la LIW à environ 2000m ;

Fuda et al. [02] d'eau plus dense que la TDW, qui se forme à l'est de Bonifacio et pourrait remplir la partie plus profonde du Tyrrhénien. Le manque de données fait qu'on est obligé de se concentrer uniquement sur les eaux profondes les plus connues: AeDW, AdDW, TDW et WMDW.

Circulation de la LIW

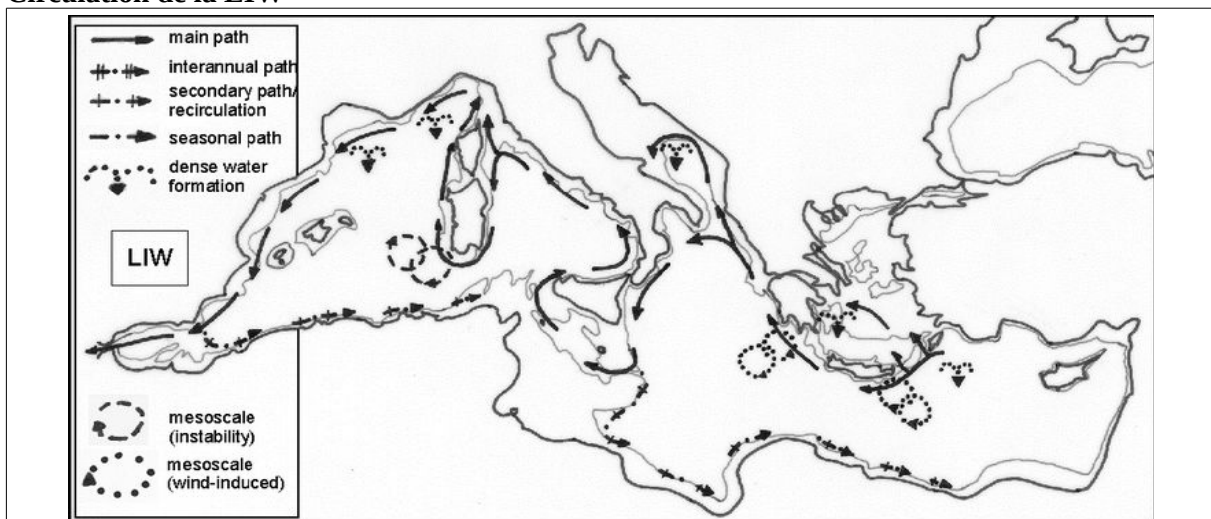


Figure tirée de Millot et Taupier-Letage, 2005. L'isoligne repr esente les 500 m de profondeur .

Sous l'effet de la force de Coriolis, la LIW qui se forme dans le nord du bassin Levantin, s'écoule le long du talus sud de l'arc de Crête, de Rhodes vers le Peloponnese . Pendant ce parcours une partie de la LIW qui se trouve entre les 100 et les 500 m de profondeur peut, quand la profondeur des seuils entre les îles le permet, pénétrer dans l' g e Sud (mais difficilement rejoindre l' g e Nord), où en hiver se mélanger avec l'AW et former l'AeDW . En tout cas, la section de ces ouvertures, ne permet pas le passage de toute la LIW, dont la plus grande partie continue en direction ouest en passant au sud de Cr te . Quand, à cause du vent les tourbillons de Ierapetra et de Pelops se forment sur la plateforme près de la côte, ils peuvent entraîner de la LIW et la transporter quelques centaines de km au large (en analogie aux tourbillons algériens) . La présence de LIW dans ces tourbillons a induit certain chercheurs à penser qu'elle se forme à l'intérieur même des tourbillons quand ils se trouvent au large . Il est peu probable que les tourbillons libyo- gyptiens peuvent entraîner de la LIW à peine formée vu leur latitude beaucoup plus méridionale .

  la hauteur du canal de Otranto, une partie de la LIW entre dans l'Adriatique Sud jusqu'à environ le seuil de Pelagosa et se mélange avec l'AW pour former en hiver la AdDW . La partie restante continue à longer la pente Ionienne jusqu'au Canal de Sicile, où la plupart réussit à dépasser le seuil de 400 m et entre dans le bassin occidental . Ce qui reste dans le bassin oriental, en quantité variable selon la saison, continuera à longer la pente dans le sens contraire aux aiguilles d'une montre .

NB : MTL05 disent *In other words, waters are generally not "attracted" by the openings and they do not "feel" them; they circulate alongslope, as long as they are forced to do so by an alongslope pressure gradient, and hence they can "miss" the openings.*

Dans le canal de Sicile, la LIW longe le talus et après contourne la Sicile. Ce parcours à été proposé par Millot [87] et plus récemment confirmé à l'aide d'analyses théoriques par Astraldi et al [01], tandis que d'autres schémas indiquent qu'une partie ou toute la LIW continue vers l'ouest .

Dans le Tyrrhénien la LIW circule à une profondeur entre 200 et 600 m . Une veine traverse le canal de Corse qui a un seuil de 400 m, tandis que le reste continue à tourner dans le sous-bassins et sort dans la partie nord du canal de Sardaigne . Quand cette veine entre dans le sous-bassin algérien, une partie de la LIW peut être entraînée vers le large par les tourbillons algériens, tandis que le reste continue le long de la pente de la Corse et rejoint dans le Ligure la veine du canal de Corse . Ici et dans le Provençal la LIW participe à la formation de la WMDW . Ce qui reste peut continuer le long du talus espagnol et la plupart d'entre elle sort de Gibraltar à travers le seuil de 300 m tandis que ce qui reste (variable selon la saison) continue à tourner dans le bassin en sens contraire aux aiguilles d'une montre le long du talus africain .

La LIW joue donc un rôle clé dans la circulation de la Méditerranée :

1. elle est la MW la plus chaude, la plus salée et en quantité la plus produite;
2. elle participe à la formation de toutes les eaux profondes: AeDW, AdDW, WMDW (et peut-être TDW), et pour cette raison on s'attend qu'elle ait une variabilité saisonnière complexe;
3. vu son immersion qui lui permet de dépasser tous les seuils, elle a un parcours pratiquement *one-way* du nord du Levantine au détroit de Gibraltar en passant par le Canal de Sicile .

Circulation de AeDW, AdDW, TDW et WMDW

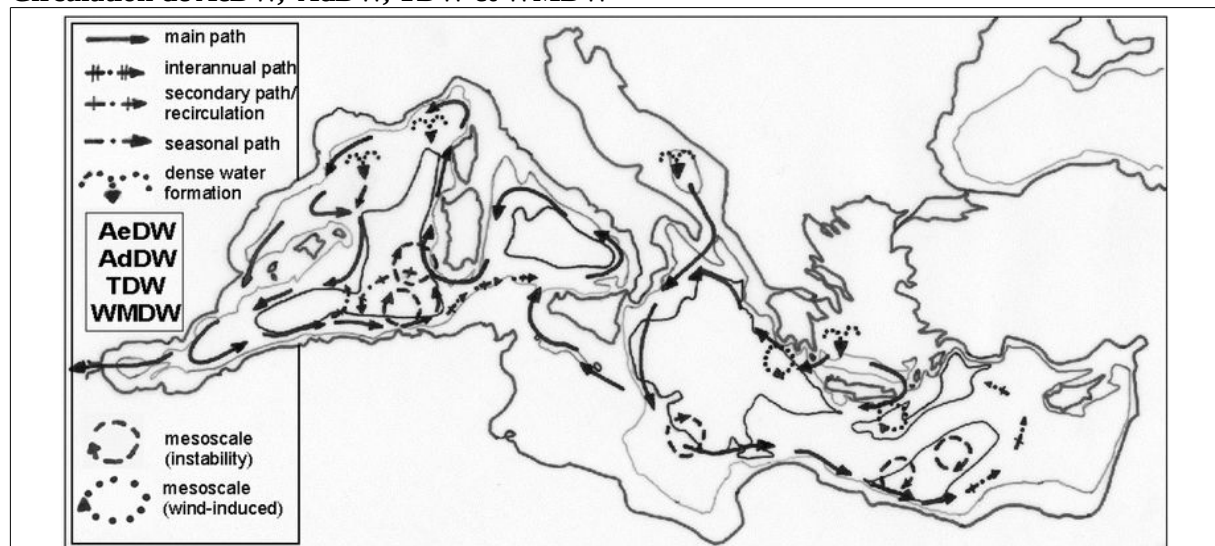


Figure tirée de Millot et Taupier-Letage, 2005. L'isolignes représentent les 1000 m et 2750 m de profondeur .

L'AeDW et l'AdDW se forment d'un mélange entre AW et LIW : quand les vents du nord froids et secs soufflent, ils engendrent une perte de chaleur et un gain de sel de l'eau en surface, qui devient ainsi plus dense et plonge, se mélange avec la LIW en devenant encore plus dense et donc continue sa plongée jusqu'à une grande profondeur .

Le même mécanisme agit dans l'Égée et l'Adriatique, mais il y a quelques différences entre les deux types d'eaux . En Égée l'AW est plus chaude et plus salée que en Adriatique, vu qu'elle est encore peu diluée par le débit de la Mer Noire et les vent sont moins froids (l'Adriatique est à plus haute latitude et entouré par les Alpes) . En plus la LIW est aussi plus chaude et plus salée vu qu'elle est plus proche de son lieu de formation et donc n'a pas encore subi de mélange et de dilution .

AeDW est alors plus chaude et plus salée que l'AdDW, mais à cause du rôle "concurrentiel" de T e S, les deux eaux ont une densité approximativement similaire . Plus précisément, AdDW est actuellement plus dense que la AeDW, mais n'a pas été toujours comme ça : dans les années 80 et 90 il y a eu une période connue comme *Eastern Mediterranean Transient*, pendant laquelle la situation était inversée avec l'AeDW plus dense que l'AdDW, tandis qu'avant les années 80 la situation était la même que aujourd'hui .

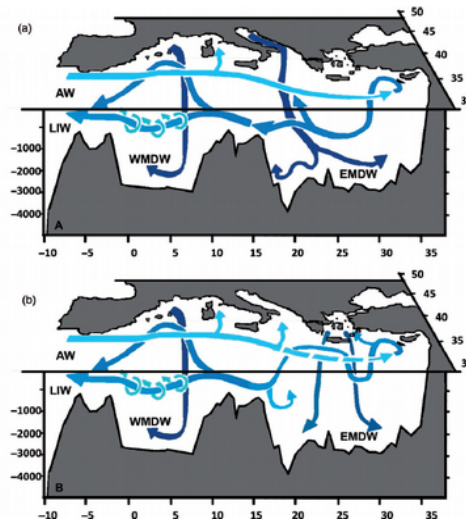


Figure 11. Mediterranean Sea Thermohaline Circulation Scheme (modified from [1]). Note the Eastern Mediterranean behaviour before (upper panel) and during (bottom panel) the Eastern Mediterranean Transient (EMT).

figure tirée de Bergamasco & Malanotte-Rizzoli [2010]

Une fois formées, ces eaux s'accumulent dans les fosses du sud-Égée et du Sud-Adriatique à une profondeur de 1000-1500 m au dessous de laquelle elles se sont formées et ensuite elles peuvent franchir les seuils des différentes ouvertures et plonger dans le Nord-Cretan, Nord-Levantine et Nord Ionien . Il faut noter que ces seuils sont à une profondeur d'environ 1000 m, donc AeDW et AdDW ne viennent pas en contact avec la LIW, dont la circulation n'est pas perturbée par ce phénomène . Une fois qu'elles ont rejoint la profondeur correspondante à leur densité, elles se mélangent avec les eaux denses ambiantes, jusqu'à qu'elles soient forcées par un gradient de densité, elles circulent sous l'effet de la force de Coriolis dans le sens opposé aux aiguilles d'une montre avec la tendance à décrire un *gyre* à l'échelle du bassin .

Deux sources d'eaux profondes localisées dans deux sous-bassins relativement petits et enfermés compétent pour remplir les parties les plus profondes (4000-5000 m) du bassin oriental qui peuvent être considérées comme des pièges pour les eaux les plus denses . Toutefois, vu que ces eaux sont produites tous les hivers, les moins denses d'entre elles doivent forcément sortir à travers le canal de Sicile . L'eau profonde qui a plongé et rejoint son niveau, après quelques dizaine d'années pendant lesquelles elle a circulé dans le bassin en se mélangeant avec les eaux sur elle, est donc remontée à l'arrivée d'eau plus dense qu'elle et peut alors franchir le canal dans sa partie la plus profonde .

À peine dépassé le canal AeDW et AdDW, étant plus dense que les eaux ambiantes, plongent jusqu'à une profondeur d'environ 1900-2000 m, se mélangent avec les eaux ambiantes et commencent à contourner le Tyrrhénien pour former un *gyre* à l'échelle de bassin . Une fois arrivées au canal de Sardaigne qui a un seuil à 2000 m, elles peuvent facilement le franchir .

Les eaux qui s'écoulent ici sont appelées TDW (*Tyrrhenian DENSE Water*)

The term dense is used instead of deep to specify that

i) this water is not the deepest one found in the Tyrrhenian and/or that

ii) it is not essentially formed by a classical offshore wintertime formation process such as the one hypothesised in the east of the Strait of Bonifacio.

Elles sont composées principalement d'eau provenant du bassin oriental, mais aussi d'eaux qui est entrée dans le Tyrrhénien par le canal de Sardaigne en provenance de l'Algérien .

Par contre sur l'origine des eaux trouvées en profondeur dans le Tyrrhénien (entre les 2000 et les 3500 m) il y a encore un débat. Trois hypothèses sont retenues : le sous-bassin Algérien, la bassin orientale et la zone à l'est de Bonifacio .

Une fois le canal de Sardaigne franchi, comme pour la LIW, la TDW est piégée dans des tourbillons qui l'amène au large, ou bien continue le long de la Sardaigne et la Corse pour arriver dans le Ligurien et le Provençal . Ici il y a les zones de formation de la MWDW sur des fonds de 2000-2500 m, qui se mélange avec la TDW et s'écoule vers le Catalan, l'Alboran et l'Algérien dans un un gyre à l'échelle de bassin .

Le gyre de la MWDW dépend fortement de sa densité et de la topographie : dans l'Algérien les profondeurs rejoignent les 2700-2900 m et la MDWD y est piégé. Récemment il a été proposé l'hypothèse de deux *sub-gyre*, associés à des vitesses importantes pour ces profondeurs (des mesures récentes ont fourni des moyennes annuelles de 10 cm/s au large de l'Algérie à 2700 m de profondeur !). Seulement la partie de MWDW au dessus des 2000 m de profondeur peut traverser le canal de Sardaigne vers l'est et entrer dans le sud-Tyrrhénien . Ici ces eaux vont se mélanger avec les eaux profondes du bassin oriental et plongent en sortant du canal de Sicile .

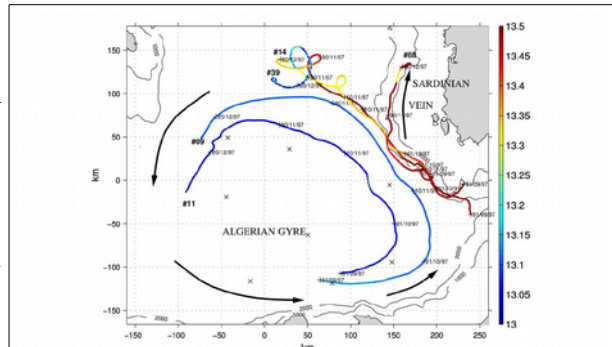


Fig. 1. Trajectories of floats #09, #11, #39 and #88 from 31 September 1997 to 26 December 1997 color-coded according to in situ potential temperature. Locations of moorings (crosses) equipped with currentmeters at 100, 350, 1000 and 1800 m depth.

P. Testor, J.-C. Gascard (2005), *Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian Basin*, Prog.Oceanogr., 66, 2-4, 211-230.

Une autre question importante sur la circulation est la possibilité que les eaux profondes peuvent ou non sortir de Gibraltar.

Stommel et al. [73] avaient émis l'hypothèse que grâce à l'effet Bernoulli, les eaux profondes peuvent être happées par l'écoulement accélérant vers l'Atlantique des eaux intermédiaires avec des profondeurs de plus de 700 m . Kinder et Parilla [87] avaient en effet mesurés des valeurs de T et S correspondantes à ceux des eaux profondes à l'ouest de Gibraltar. Millot [08] propose finalement un schéma complet avec la sortie de plusieurs types d'eaux différentes à Gibraltar .

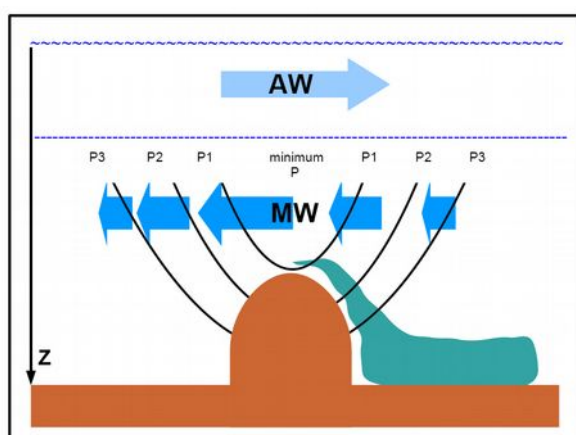
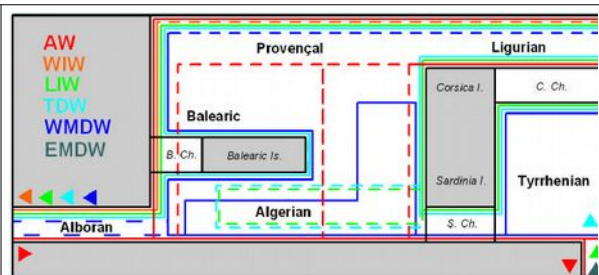


Schéma de l'effet Bernoulli à Gibraltar.

Dans le canal de Sicile, probablement in ne se passe pas la même chose, vu que à -presque- parité de débit le canal est beaucoup plus large par rapport au détroit .



Millot [08] submitted to Progress in Oceanography Figure 22. Schéma de la circulation de l'AW et toutes les principales MWs ainsi que les principaux sous-bassins, îles et canaux dans le bassin occidental de la Méditerranée. Toutes les eaux coulent le long des talus et en sens contraire au aiguilles d'une montre (lignes pleines en vue de dessus, avec eaux plus profondes représentée plus au large). Les lignes en pointillés représentent: pour AW sa large diffusion en raison des tourbillons, pour LIW et TDW leur entraînement hors de la pente sarde par ces tourbillons, pour WIW et WMDW leur zone de formation dans le nord du bassin et pour WMDW dans l'Alboran son remontée et sa circulation relativement faible.

5. Phénomènes dynamiques

Similitudes et différences à l'échelle du bassin

Les deux bassins agissent comme des machines à transformer l'AW dans différents types de MW . La circulation de l'AW qui longe la côte génère deux *gyre* cycloniques, qui sont instables au sud et plus stables au nord, où il y a formation d'eaux profondes .

Les MW qui se forment dans les deux bassins sont obligées de sortir à travers des seuils peu profondes .

A cause du fait que les deux bassins sont positionnés en série par rapport à la circulation de l'AW, ils présentent aussi des différences.

Le bassin occidental est une zone de transition pour la plupart (~3/4) de l'AW (en considérant l'AW qui peut aussi parcourir le bassin occidental avant de passer dans l'oriental), tandis que le bassin oriental est un véritable cul-de-sac pour l'AW .

Les bassins sont aussi différents en ce qui concerne la MW. Vu que sur la totalité de la MW qui se forme dans le bassin oriental seule la moins profonde peut en sortir, tandis que la plus profonde peut rester piégée pour un temps très long . Au contraire dans le bassin occidental, l'eau profonde peut se mélanger avec l'eau profonde orientale qui plonge en sortant du canal de Sicile et peut aussi sortir vers l'Atlantique à travers Gibraltar par effet Bernoulli . Tout cela comporte que la circulation de l'eau profonde (plus de 2000 m) dans le bassin occidental est beaucoup plus intense .

Similitudes et différences à l'échelle de sous-bassin

Les sous-bassins d'entrée dans chaque bassin, l'Alboran à l'Ouest et le Ionien à l'Est sont similaires pour ce qui concerne le fait de i) être localisés en amont de la partie sud du *gyre*, i.e. à l'ouest de l'Algérie occidentale et de la Cyrenaïque, respectivement ; ii) ne pas être concernés par le processus de formation d'eaux denses . Toutefois, la circulation dans l'Alboran est plus complexe a cause du fait que l'ouverture d'entrée est plus étroite .

Il y a des similitudes très fortes entre l'Algérien et le Cretan+Levantine Occidentale. L'AW s'écoule le long de la côte et forme des systèmes de courant spécifiques, l'Algérien et le Libyo-Egyptien, qui génèrent de tourbillons anticycloniques : grands (150-250 km); durables (mois/ans); qui se propagent en aval du courant vers l'Est à quelque km par heure. Ces tourbillons sont aussi profonds (1000 m, des fois jusqu'au fond), cela induit que le courant qui les a générés s'écoule sur le talus, alors que eux ont tendance à être piégés par les isobathes plus profondes. Ainsi dans l'Algérien, dont la partie profonde est assez large, plusieurs tourbillons suivent un parcours dans la zone de la dépression d'Hérodote, qui n'est pas plus large que le diamètre d'un seul tourbillon, eux s'accumulent et fusionnent . Dans les deux cas, ces tourbillons ont toujours tendance à revenir vers le sud et à interagir avec le courant qui les a générés . Des fois ils sont accompagnés par des tourbillons moins profonds qui sont poussés vers le sud par effet β .

Les circulations dans le Tyrrhénien et le Levantine oriental sont caractérisées par la présence d'un courant le long de la côte assez stables (en particulier dans le Tyrrhénien) . Les deux bassin sont protégés des vent d'ouest et du nord, par l'orographie pour le premier et par la distance pour le deuxième, ainsi les eaux du large sont relativement légères parce que pas refroidies et peu mélangées .

Enfin des similitudes apparaissent aussi entre le Courant Nord dans le Ligurien, Provençal et Catalan et le *Asia Minor Current* (et sa prolongation jusqu'à Crète) dans le nord-Levantine, bien qu'il semble que la première forme seulement des méandres, tandis que la deuxième forme aussi des tourbillons . Cette similitude est masquée par la complexité de la ligne de côte dans la partie nord du bassin oriental .

En tout cas dans les deux sous-bassins la principale similitude est la présence d'une zone de formation : de la MWDW à l'ouest et de la LIW à l'est .

Une différence importante est l'absence dans le bassin oriental de l'équivalent du *North Balearic Front*, où on a de l'AW tout proche de la zone de formation de la MWDW et aussi la formation de la veine d'AW à l'ouest de la Corse . Cela est probablement du au fait que dans le bassin occidental l'AW piégée dans les tourbillons algériens est amenée par ces derniers vers le nord et non vers l'est à cause de la présence de la Sardaigne et de la Corse. Au contraire dans le bassin oriental l'AW piégée dans les tourbillons Libyo-Egyptiens n'est pas obligée de rester proche de la zone de formation de la LIW et de former une veine disons à l'ouest de Chypre, mais elle est entraînée vers le sud par les vents Étésiens et va continuer le *gyre* . Ainsi les processus typiquement "septentrionales" de formation d'eau dense et typiquement "méridionales" de génération de tourbillons, sont plus facilement séparés dans le bassin oriental que dans celui occidental, malgré la plus petite extension du premier .

Pour ce qui concerne la circulation profonde, il semble que dans les deux bassins les eaux denses qui

viennent de se former ont des circulations assez intenses (10 cm/s). En même temps dans chaque bassin il y a une zone très profonde (Tyrrhénien 3000-3500 m et ionien 4000-4500 m) dans laquelle les eaux les plus denses peuvent stagner pour des périodes très longues, jusqu'à qu'elles soient finalement mélangées par la diffusion (un processus permanent mais modéré) ou remontées par des eaux plus denses encore (un processus occasionnel mais intense) .

Dans ces zones du bassin oriental on a aussi découvert des bassins profonds, hypersal s et anoxiques (*brine lakes*) .

<http://www.insu.cnrs.fr/a1362.decouverte-bacteries-vivant-salinite-extreme.html>

Découverte de bactéries vivant en salinité extrême
[22-03-2005]

Une équipe européenne, dont deux chercheurs(1) du LMGEM (CNRS - Université d'Aix-Marseille II) font partie, a montré pour la première fois que des bactéries vivent dans les milieux parmi les plus salés sur Terre, dans quatre bassins de Méditerranée Orientale, à plus de 3 400 m de profondeur. L'étude, publiée le 7 janvier 2005 dans la revue Science, élargit la famille des extr mophiles avec cette catégorie de bactéries s'adaptant à des environnements hypersal s, tels que ceux éventuellement présents à l'origine de la vie terrestre ou encore extraterrestre. Ces recherches ont eu lieu dans le cadre du programme européen BioDeep.



Position géographique des bassins profonds, hypersal s et anoxiques en Méditerranée Orientale : Bannock, L'Atalante, Discovery et Urania.

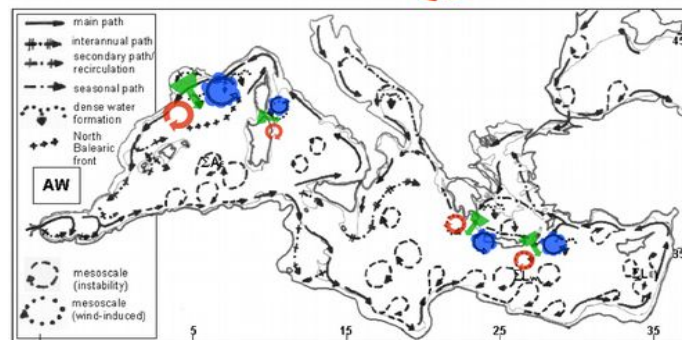
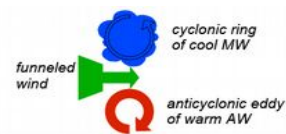
  Programme BioDeep. CoNISMa Milano-Bicocca.

Au cours de ces 20 dernières années, des fosses profondes (  plus de 3400 m de profondeur), hypersal es (180 à 380 grammes de sel par kilogramme d'eau de mer(3)) et anoxiques (sans oxygène), appelées DHABs, ont été découvertes en Méditerranée Orientale. Parmi elles, Bannock, Urania, L'Atalante et Discovery sont regroupées sur la Dorsale Méditerranéenne(4). Ces bassins, qui représentent des environnements marins profonds uniques, contiennent des saumures résultant de la dissolution de dépôts sédimentaires salins produits au cours de la crise de salinité au Messinien (-6 à -5,3 millions d'années). L'exposition de ces dépôts à l'eau de mer, par la suite, a entraîné une dissolution rapide des évaporites, et la constitution de lacs de saumure au fond des dépressions les plus profondes.

Similitudes et différences des dipôles induits par l'orographie et l'effet « entonnoir » du vent qui sont composés essentiellement d'un tourbillon anticyclonique (de AW) associé à une zone fraîche (de MW ou AW plus denses).

Le vent du nord-ouest qui souffle sur le golfe du Lion (entre les Pyrénées et les Alpes) génère un tourbillon de petite taille (dans le catalan) et une zone plus grande et froide (dans le Provençal et le Ligure où WMDW se forme).

4 dipoles induced by orography and wind funneling



Les vents d'ouest soufflant à travers le détroit de Bonifacio (entre la Sardaigne et la Corse) génèrent un tourbillon de petite taille (nord-est de la Sardaigne) et une zone limitée mais permanente d'eau froide où pourrait de former de l'eau dense.

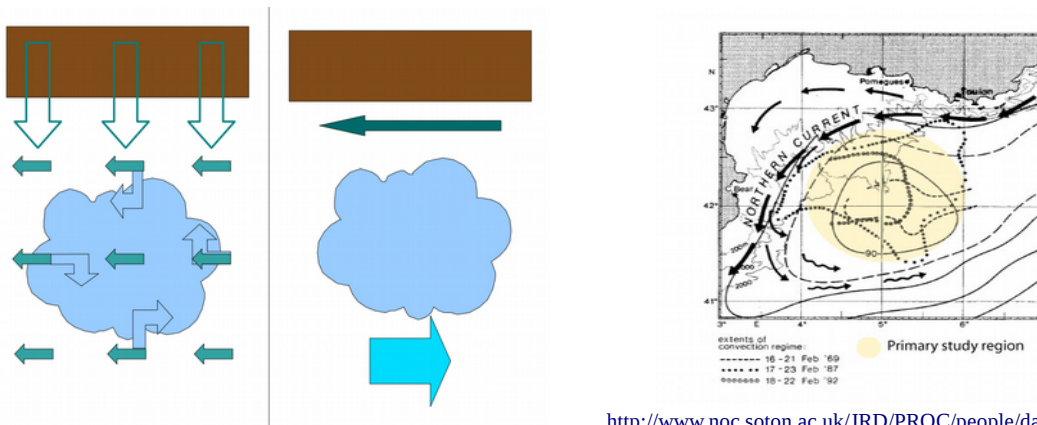
Le vent du nord-ouest souffle à travers l'ouest du chenal est de la Crête (entre le Péloponnèse et en Cr te) génère un tourbillon de grande taille (Pelops) et une zone fraîche limitée (souvent nommée « *wester Cretan eddy* »). Le même vent soufflant à travers le canal est de la Crête (entre la Crête et la Turquie) génère un tourbillon de grande taille (Ierapetra) et une zone de grand froid (dans le nord où se forme la LIW).

Les différences entre les bassins : dans le bassin oriental les zones sont moins froides que dans l'occidental, les tourbillons sont plus grands et de plus longue durée de vie que dans l'ouest. Les différences dans les bassins : zones connues comme des lieux majeurs pour la formation d'eaux denses ou non. Ces différences ne doivent pas cacher les ressemblances entre ces phénomènes dus au vent.

Le processus de formation des eaux denses

Millot et Taupier-Letage [05] proposent un lien entre les zones où l'AW plonge et les courants dans les

parties nord des bassins qui entourent ces zones "juste au nord" d'eux. Ils imaginent le cas théorique d'un bassin à l'origine remplis d'une unique masse d'eau homogène. Quand l'hiver arrive, des vents du nord frais et secs font évaporer cette eau principalement au large des côtes nord. En effet, en passant sur la mer, les masses d'air deviennent plus chaudes et plus humides et donc en aval moins efficaces pour la formation d'eau dense. L'eau dense, créée principalement dans le nord du bassin, tend à plonger (NB: ce processus est nommé *convection* et non *downwelling*, bien qu'en direction opposée la remontée, *upwelling*) et l'eau ambiante tend à combler la dépression qui se crée. En raison de l'effet Coriolis, cet écoulement se fait en sens inverse des aiguilles d'une montre pendant un certain temps (au moins un an d'après Crépon et al. [89]). Le transport d'Ekman induit par des vents soufflant de la côte, est dans la même direction au nord, tandis qu'il est opposé au sud de la zone de plongée des eaux denses. Ainsi le flux résultant est toujours plus étroit, plus intense et donc plus profond dans la zone côtière "juste au nord» de la zone de formation d'eau dense. Cette dernière étant toujours moins stratifiée sera, dans notre cas théorique, une zone préférentielle pour la formation d'eau dense pendant l'hiver suivant.



<http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/PROC/people/das/convect.php>

La « machine Méditerranée »

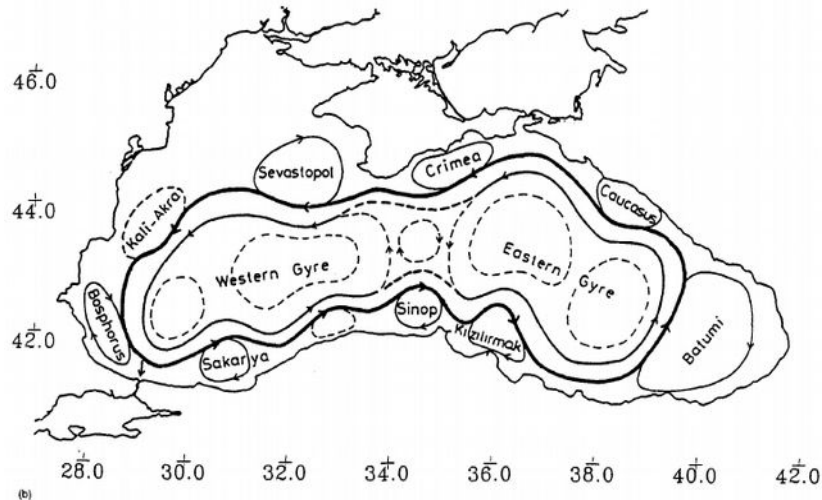
Au lieu de séparer la mer Méditerranée en deux bassins ayant plus de différences que de similitudes, Millot et Taupier-Letage [05] proposent de la considérer comme une association de trois niveaux de machine qui, bien que différents en taille et en efficacité, sont fondamentalement similaires. Le premier niveau est tout le bassin occidental (WB), le deuxième niveau est constitué du Levantin, du Crétan et du Ionien, i.e. bassin oriental (EB) excepté l'Égée et l'Adriatique, qui constitueront le troisième niveau (AA). Chaque machine:

- reçoit AW par rapport au niveau précédent: de EB pour l'AA, de la WB pour EB, de l'Atlantique pour la WB,
- est caractérisé par une propagation globale de l'AW comme un gyre cyclonique,
- est telle que le gyre de l'AW est nettement plus instable dans le sud avec la présence de tourbillons anticycloniques se propageant vers l'est (en aval): au large de la Crète (pas adéquat pour l'Adriatique) pour les AA, au large de la Libye et de l'Égypte pour EB, au large de l'Algérie pour WB,
- reçoit des intermédiaires et / ou des eaux denses de l'extérieur: LIW pour l'AA, AeDW et AdDW pour EB, l'*outflow* du Canal de Sicile pour la BM,
- forme sa propre eau dense selon des procédés offshore: AeDW et AdDW pour l'AA, LIW pour l'EB, WMDW pour WB,
- forme des eaux moins denses sur les plateaux continentaux: dans les parties nord des AA, sur le plateau de la Tunisie-Lybie (mais pas adéquat par rapport au point suivant), dans le Golfe du Lion pour WB
- est telle que AW entoure la zone au large de formation d'eau dense, juste au nord de celle-ci: dans le Nord du Sud-Egée et du Sud-Adriatique pour les AA, dans le nord de la Levantine pour EB, dans le nord de la Ligurie et la Provence pour WB,
- a une topographie similaire à une grande cuve ou une fosse de sorte que les eaux les plus denses doivent dépasser un seuil avant de plonger aux niveaux inférieurs: le seuil Crétois et d'Otranto pour AA, le seuil de la Sicile pour EB, le seuil de Gibraltar (probablement après le seuil de la Sardaigne) pour WB.

Cette analyse du fonctionnement de la mer pourrait être utilisée pour les calculs d'analyse ou de simples simulations numériques.

Circulation dans la mer Noire

Pour illustrer le fait indiqué dans l'introduction que des forçages différents peuvent induire une circulation approximativement similaire, on peut aussi considérer le cas de la mer Noire. Dans ce bassin les précipitations et le ruissellement des rivières dépassent l'évaporation de telle sorte que les eaux de surface sortent au travers du Bosphore et des Dardanelles, tandis que les eaux profondes sont pratiquement au repos, si on ne considère pas le petit afflux de MW à partir de l'Egée du Nord. Il est maintenant clairement démontré, à la fois par télédétection (voir Figure 1), et grâce aux données in situ, que les eaux douces principalement émises par l'encerclement des zones terrestres circulent tout autour de la mer et forment un courant instable qui génère essentiellement des tourbillons anticycloniques de méso-échelle.



Circulation générale dans la Mer Noire

figure tirée de

H.I. Sur and Yu.P. Ilyin , Evolution of satellite derived mesoscale thermal patterns in the Black Sea. Prog. Oceanogr. 39 (1997), pp. 109–151.

Autres types de courants

En plus des courants associés à la circulation décrite dans ce document, d'autres types de courant doivent être considérés, notamment à des fins environnementales. En particulier, les courants oscillatoires qui ne donnent pas une circulation importante de particules d'eau et de composés dissous, mais contribuent au mélange et, en tout cas, compliquent l'observation in situ.

Les courants de marée en Méditerranée ont des intensités assez faibles, de quelques mm/s seulement, donc ils peuvent en générale être négligés. Par contre ils doivent être considérés dans la plupart des grands passages (par exemple, le détroit de Gibraltar, le Canal de Sicile), dans certaines zones mineures (par exemple, le détroit de Messine), ainsi que dans tous les points des étangs côtiers où ils peuvent atteindre quelques m / s et dans certaines zones très spécifiques où ces courants de marée sont associés à quelques mètres d'oscillations du niveau de la mer (par exemple, le Nord de l'Adriatique) et aux ondes internes (par exemple le détroit de Gibraltar).

Les courants d'inertie qui oscillent à la fréquence de Coriolis (~17h à l'extrême nord, ~24h, au extrême sud de la Méditerranée) sont principalement induits par des rafales de vent dans des conditions stratifiées. Il peuvent atteindre des maxima de quelques dizaines de cm/s et être rencontrés plus ou moins dans toutes les saisons, partout et à plus grande profondeur, même dans des eaux quasi-homogènes [Van Haren et Millot, 2004]. En outre, elles varient sensiblement dans le temps et dans l'espace, tant sur le plan horizontal que verticale, et peut être associées à des ondes internes de quelques dizaine de mètres.

Enfin, des fortes (des dizaine au centaines de mètres) oscillations verticales avec des périodes de quelques heures peut être rencontrées dans les zones de formation d'eau dense.

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

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

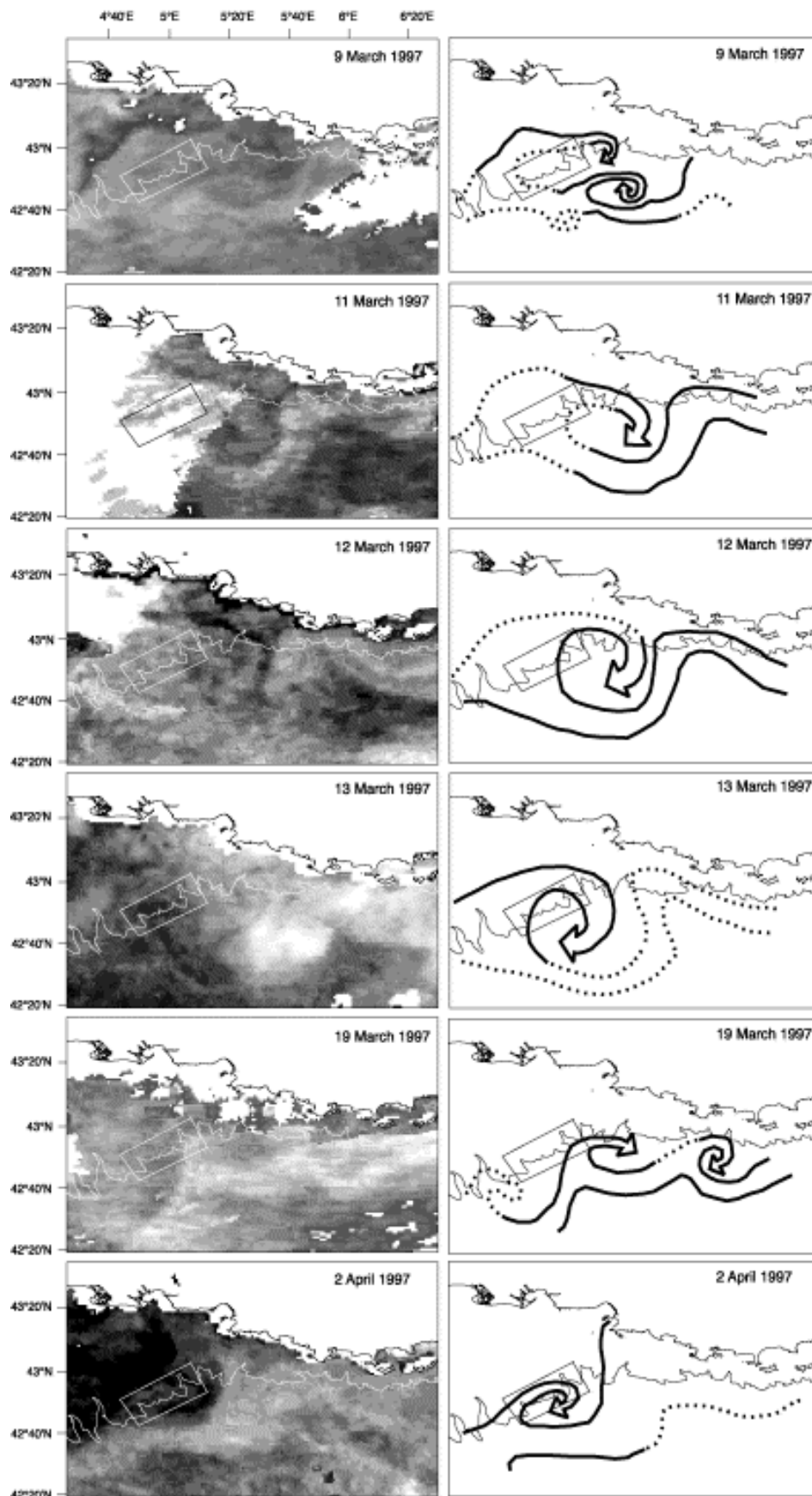
Activité méso-échelle du Courant Nord

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

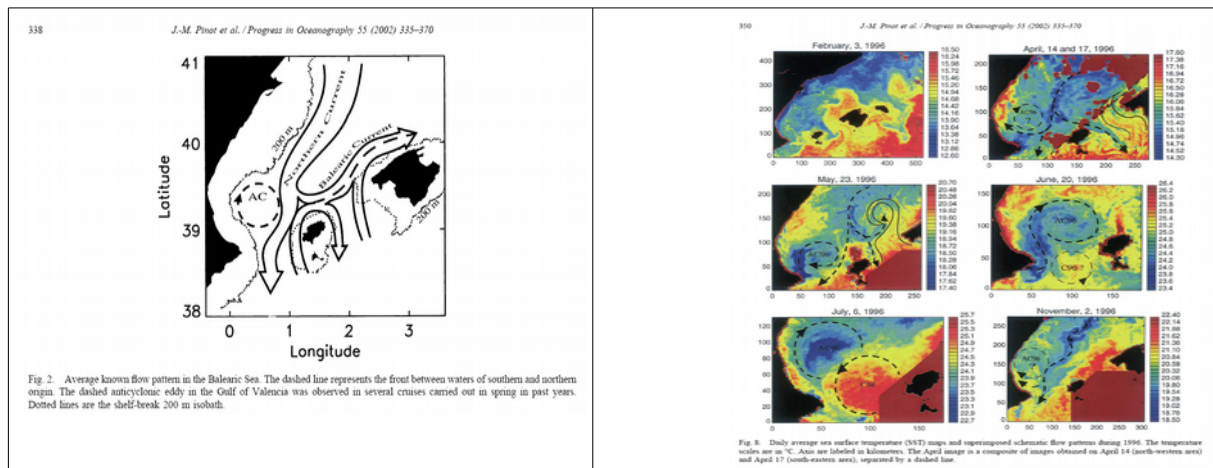
Les méandres du Courant Nord ont d'abord été mis en évidence en mer Ligure à partir d'images satellitaires thermiques par Crépon et al. (1982). Repérés en décembre 1977, ils ont une longueur d'onde de 38 km, une vitesse de phase de 18 cm/s, soit une période de 2,5 j. En novembre 1979, certains ont des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

Dans le Golfe du Lion, la manifestation d'une activité méso-échelle du Courant Nord a été révélée par le déplacement du cœur du Courant Nord de 20 à 35 km de la côte au large de Marseille en une semaine (Conan and Millot, 1995). Ensuite, l'analyse spectrale de courantomètres placés dans le canyon du Grand Rhône, (Durrieu de Madron et al., 1999) et dans les canyons voisins (Flexas et al. 2002) identifie des fluctuations du courant dans la bande synoptique 2-10 jours avec des pics d'énergie à 3,5 j et 7 j.

Dans cette région du talus, Flexas et al. (2002) confirment, par une analyse d'images AVHRR, la présence de larges méandres de longueur d'onde 80 km et de vitesses de phase allant de 2,3 cm/s à 8,9 cm/s, soit de périodes de 10-40 jours. Ils mettent aussi en évidence des tourbillons anticycloniques sur le bord interne du Courant Nord. Petrenko (2003) observe, quant à elle, des méandres de longueur d'onde de 70 km, lors d'une campagne en mer couvrant le Golfe du Lion.



M. M. Flexas, X. Durrieu de Madron, M. A. Garcia, M. Canals, P. Arnau, Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997), *Journal of Marine Systems* Volumes 33-34, , 1 June 2002, Pages 197-214.



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

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

Les intrusions du Courant Nord dans le Golfe du Lion

Le Courant Nord, qui est fortement guidé par la bathymétrie, longe le talus continental du Golfe du Lion d'est en ouest. Quelques intrusions du courant sur le plateau continental du Golfe du Lion ont toutefois déjà été observées et peuvent revêtir un rôle important dans l'appauvrissement et le contrôle de l'écosystème du Golfe du Lion.

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

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

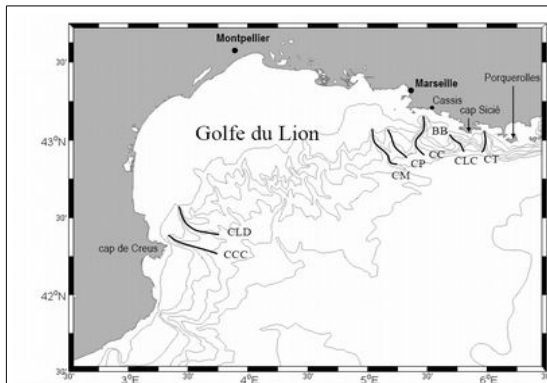


Figure 1.8 : carte du Golfe du Lion sur laquelle sont indiqués certains canyons et accidents topographiques qui seront cités dans ce travail de thèse : canyon de cap Creus (CCC), canyon de Lacaze-Duthiers (CLD), canyon de Marseille (CM), canyon du Planier (CP), canyon de Cassis (CC), canyon de La Ciotat (CLC), canyon de Toulon (CT), banc des Blauquières (BB). Les isobathes 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

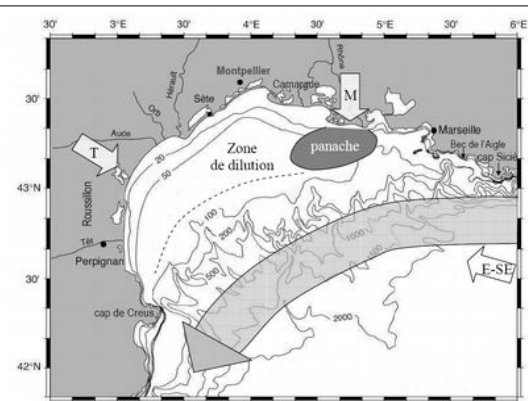


Figure 1.9 : carte du Golfe du Lion (fond de carte fourni par X. Durieu de Madron) sur laquelle sont indiqués les 3 secteurs de vent principaux (flèches blanches) : E-SE, le Mistral (M) et la Tramontane (T), le panache (zone grise foncée) et la zone de dilution (délimitée par les pointillés du Rhône, et le Courant Nord (flèche grise).

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

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

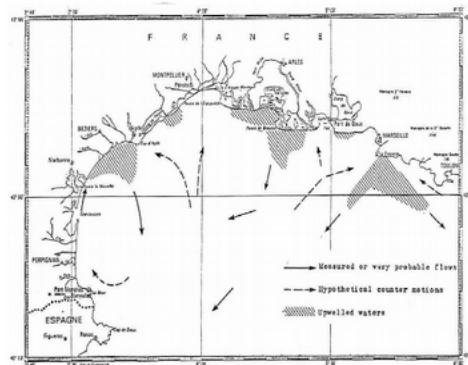


figure tirée de Millot 1979

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

La circulation générale du plateau est aussi fortement contrôlée par la variation spatiale du vent, et en particulier son cisaillement. Estournel et al. (2003) ont montré que les rotationnels du Mistral et de la Tramontane induisent le développement, respectivement, d'une circulation anticyclonique sur la partie nord et d'une circulation cyclonique sur la partie ouest du plateau du Golfe du Lion. De telles structures, de dizaines de kilomètres de diamètre, peuvent influencer les échanges côte-large. Les apports fluviaux du Golfe du Lion proviennent de 5 fleuves principaux. Classés par ordre

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

Le Golfe du Lion est ouvert sur la mer Méditerranée et bordé par le Courant Nord qui, contraint à suivre les isobathes par conservation de la vorticité potentielle, longe son talus continental. Suite à l'interaction avec l'un ou plusieurs des forçages précédents et étant donnée la morphologie du talus continental, le Courant Nord peut s'introduire sur le plateau du Golfe du Lion à divers endroits. Il se sépare alors en deux branches, la branche principale suivant la pente continentale et la seconde pénétrant sur le plateau (Millot, 1990). Les premières intrusions détectées sont détaillées ci-après. Que ce soit à partir de données satellitaires, hydrologiques, ou courantologiques, des intrusions du Courant Nord ont déjà été observées à travers la pente continentale du Golfe du Lion en trois sites privilégiés (tableau I.1) :

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

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

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

Intrusions à l'ouest

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

Intrusions au centre

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

Intrusions à l'est

Millot and Wald (1980) ont constaté, à partir d'images AVHRR, que des intrusions s'effectuaient dans la couche de surface sur la partie est du plateau continental après un violent épisode de Mistral. Sans parler de réelles intrusions du Courant Nord, Albérola and Millot (2003) ont montré que le Courant Nord pouvait influencer la circulation de la baie de Cassis (figure I.10.b). En période stratifiée, la partie supérieure du Courant Nord peut pénétrer sur le plateau avec une circulation opposée au fond (est) et dans le cas homogène, des méandres du Courant Nord peuvent pénétrer complètement dans le canyon de Cassis et atteindre le plateau sur toute sa profondeur. Petrenko (2003) avec les campagnes Moogli (2 et 3) et Petrenko et al. (2005) avec la campagne SARHYGOL 3 ont aussi observé une intrusion à l'est non réduite à la seule couche de surface, à partir de données d'ADCP de coque, respectivement pendant un vent de Nord-Est et pendant un faible vent de Nord-Est succédant à un fort épisode de Mistral. Auclair et al. (2001) ont remarqué, à partir d'une étude sur l'amélioration de l'initialisation et du forçage aux limites d'un modèle hydrodynamique côtier, qu'un vent de Sud Est permettait un transport intrusif maximal du Courant Nord, probablement à cause du transport d'Ekman et/ou de la position du Courant Nord alors très proche de la côte avec une réponse du Courant Nord au forçage atmosphérique très rapide, de l'ordre de la journée. Ils ont aussi noté que le Courant Nord peut pénétrer sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion préférentiellement par les canyons : ceux de Cassis et de Marseille.

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

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

La partie est du Golfe du Lion est l'entrée du Golfe du Lion pour le Courant Nord circulant d'est en ouest, et l'endroit où le plateau commence à s'élargir et le talus à s'évaser. De plus, ici les intrusions présentent des flux plus importants que les autres intrusions (Petrenko et al, 2005) ; elles sont donc plus susceptibles d'influencer la dynamique du plateau.

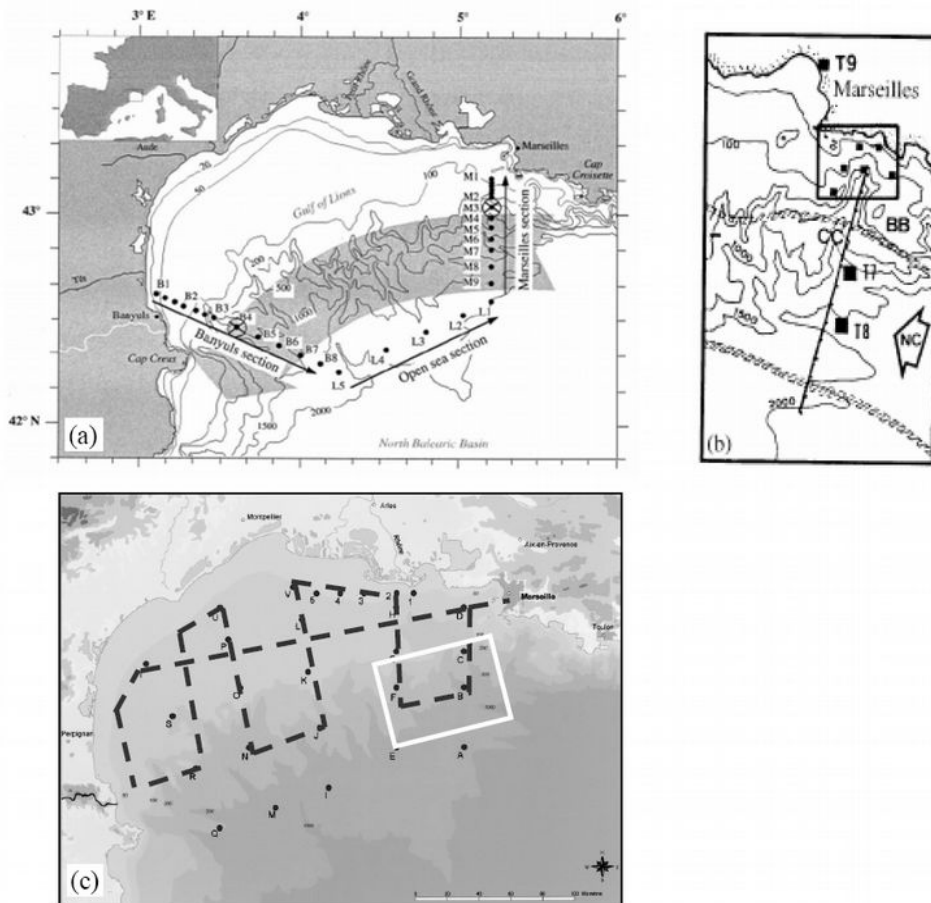


Figure I.10 : cartes des zones et trajets des campagnes réalisées avant le projet GOLTS-ARGOL : a/ les mouillages de la radiale M au large de Marseille utilisée aussi pour une partie des campagnes SuiviLion et Billion, b/ les mouillages de l'expérience Turbin dans la baie de Cassis, c/ le mouillage du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

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

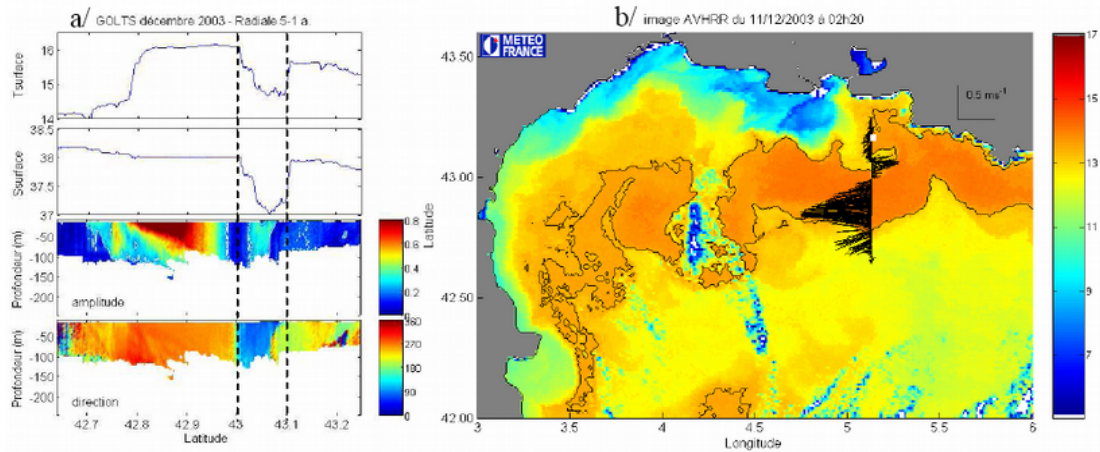


Figure III.9 : Extrait de Gatti et al. (2006) : a/ de haut en bas : température et salinité de surface mesurées par le thermosalinomètre, amplitude et direction des courants mesurés par l'ADCP de coque en fonction de la profondeur, le long de la radiale 5-1a de la campagne GOLTS de décembre 2003 (11/12/03),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

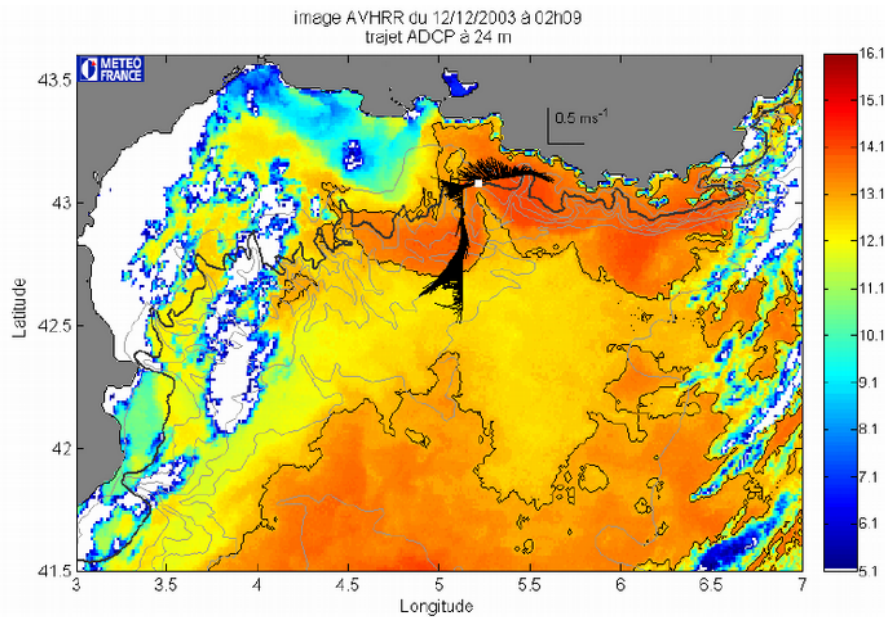


Figure III.15 : image AVHRR de température relative de surface du 12/12/2003 à 02h09 sur laquelle sont superposés les courants mesurés par l'ADCP de coque à 24m de profondeur le long des radiales 9-2a puis 2-6a, le contour à 13°C est représenté en noir, les nuages sont en blanc, et le carré blanc indique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

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

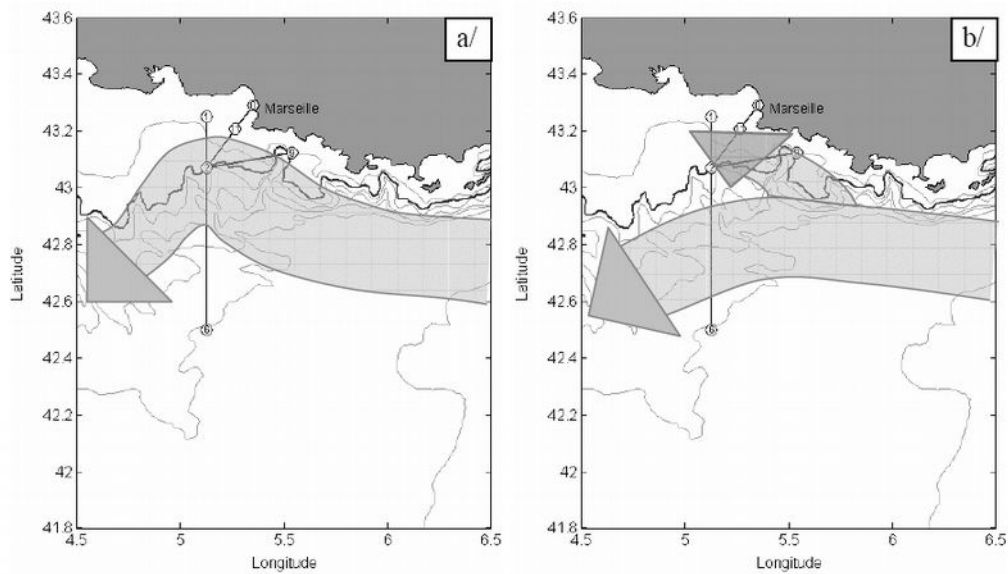


Figure III.1 : Schémas représentant a/ le Courant Nord et un de ses méandres empiétant sur le plateau continental du Golfe du Lion, b/ une veine se détachant du Courant Nord et s'introduisant sur le plateau. Les isobathes 100, 200 (noir), 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

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

4 La modélisation de la circulation et de l'écosystème

La modélisation numérique de la circulation océanique est une discipline très jeune puisqu'elle s'est essentiellement développée au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, bénéficiant de façon continue des progrès en matière d'outils de calcul automatique et s'appuyant, surtout au début, sur les développements de la prévision numérique du temps en météorologie. En effet les équations qui décrivent le comportement de l'océan et de l'atmosphère sont très similaires.

Avant 1900, météorologie et océanographie essentiellement descriptives.

Coiffier (2000) présente un très intéressant aperçu historique des techniques qui ont servi à la construction des modèles de prévision numérique du temps basée sur la résolution numérique de ces équations, c'est-à-dire de déterminer les valeurs futures de ses grandeurs caractéristiques en partant de valeurs initiales connues grâce aux observations. Les modèles numériques d'atmosphère construits sur ce principe sont ainsi devenus les outils indispensables de la prévision du temps, supplantant progressivement les méthodes fondées sur l'application de règles de déplacement et d'évolution de structures atmosphériques identifiables (les centres d'action et les fronts).

« Les équations utilisées sont les équations générales de la mécanique des fluides, bien établies déjà au début du XX^e siècle, auxquelles on applique un certain nombre de simplifications qui se justifient par l'analyse des ordres de grandeur des divers termes dans le cas particulier de l'atmosphère terrestre et selon les échelles à décrire. Le recours au calcul numérique est indispensable pour résoudre ces systèmes d'**équations non linéaires** dont les solutions ne peuvent pas être déterminées analytiquement dans le cas général.

La construction d'un modèle numérique d'atmosphère et d'océan comprend deux étapes distinctes : la première consiste à établir un système d'équations, alors que la seconde, dite « numérisation », consiste à remplacer les équations portant sur des variables continues par des équations portant sur des variables discrètes et dont les solutions sont obtenues au moyen d'un algorithme approprié. Les résultats d'une prévision numérique dépendent donc des propriétés générales des solutions des équations, qui relèvent de la météorologie dynamique, ainsi que des effets de la numérisation adoptée, qui doivent être examinés de façon détaillée.

La mise en oeuvre de l'algorithme implique de disposer d'un outil de calcul qui soit suffisamment puissant, tout en restant simple d'utilisation. C'est la raison pour laquelle les progrès de la prévision numérique du temps ont été étroitement liés au fantastique développement des ordinateurs, depuis leur naissance à la fin de la deuxième guerre mondiale. » Coiffier (2000):

Au XX^e siècle: modélisation devient une branche de la physique mathématique

Les premiers modèles conceptuels :

- 1904 Bjerknes: prévoir le temps à partir de conditions initiales et de lois physiques
- 1908 Poincaré: difficultés liées aux non-linéarités, notion de fenêtre spectrale
- 1914 Bjerknes: identification du problème pratique du calcul numérique
- 1922 Richardson: simplification du problème mathématique par approximations physiques

Dès 1904, le Norvégien Vilhelm Bjerknes reconnaît que la prévision du temps est fondamentalement un problème déterministe à valeurs initiales au sens mathématique du terme (Bjerknes, 1904) : « Si,

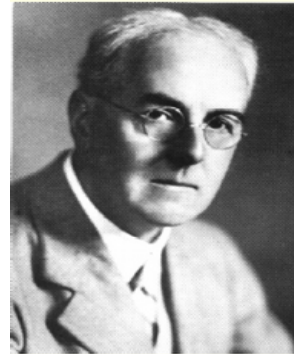
comme le pense chaque homme raisonnant scientifiquement, les phénomènes atmosphériques se développent à partir de ceux qui les précèdent suivant des lois précises, on peut en déduire que les conditions nécessaires et suffisantes pour une solution rationnelle de la prévision en météorologie sont les suivantes :

- on doit connaître avec une précision suffisante l'état de l'atmosphère à un instant donné ;
- on doit connaître avec une précision suffisante les lois selon lesquelles un état de l'atmosphère se développe à partir de l'état précédent. »

Cependant, Bjerknes réalise que la difficulté du problème vient de la nécessité de résoudre un système d'équations aux dérivées partielles non linéaires pour lesquelles on ne dispose pas, dans le cas général, de solutions analytiques.

Richardson essayait donc de montrer que le calcul permettait effectivement d'effectuer des prévisions météorologiques à une époque où les calculateurs électroniques n'existaient pas encore. Il publia sa méthode en 1922 dans un livre intitulé *Weather Prediction by Numerical Process*.

Richardson préconisait des techniques de calcul permettant de simplifier les équations et indiquait qu'il était nécessaire de partir d'une situation météorologique avec un nombre important de données terrestres et d'altitude sur l'ensemble du globe.



http://fr.wikipedia.org/wiki/Lewis_Fry_Richardson

À l'aide de formulaires standardisés, pour accélérer le calcul en divisant le travail, il avait estimé que 64000 personnes étaient nécessaires pour que la prévision soit émise en avance sur les événements.

Richardson découpait le globe en une grille rectangulaire de 230 km (en latitude) sur 200 km (en longitude), ce qui donnait 3200 colonnes verticales autour de la Terre. De plus, il divisait l'atmosphère en tranche à 4, 7 et 12 km d'altitude et il proposait des calculs par pas de temps de 3 heures.

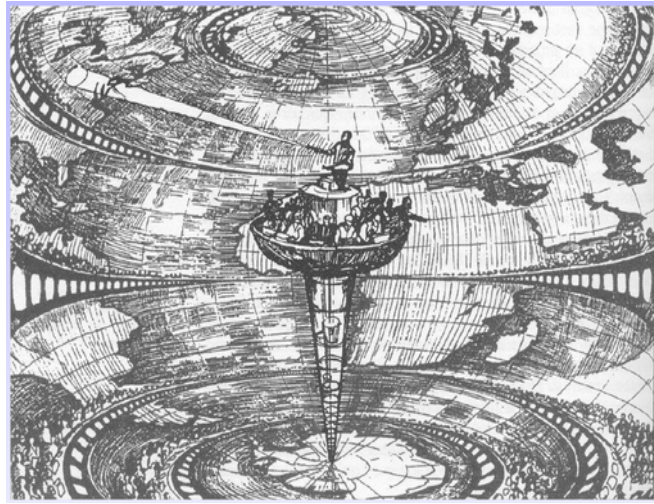
Cet immense système a été baptisé "**l'usine à prévoir le temps**".

Citation, Richardson 1922

Il m'a fallu une bonne partie de six semaines pour remplir les formulaires de calcul et établir la nouvelle distribution dans deux colonnes verticales, pour la première fois. Mon bureau était un tas de foin dans un froid cantonnement en retrait. Avec de l'entraînement, le travail d'un calculateur moyen pourrait aller sans doute dix fois plus vite. Avec un pas de temps de trois heures, alors trente-deux personnes pourraient calculer exactement deux points de façon à avancer à la même vitesse que le temps, sans tenir compte du très grand gain de vitesse que l'on constate invariablement quand une opération complexe est divisée en parties plus simples, sur lesquelles des individus se spécialisent. Si les dimensions des carreaux de l'échiquier sont de 200 kilomètres sur l'horizontale, il y aurait 3 200 colonnes sur la Terre entière. Comme dans les régions tropicales le temps est souvent connu à l'avance, on peut considérer qu'il y a 2 000 colonnes actives. De cette façon, $32 \times 2\,000 = 64\,000$ calculateurs seraient nécessaires pour faire la course avec le temps sur la Terre entière. C'est un nombre plutôt considérable. Sans doute, dans quelques années, sera-t-il possible de simplifier le schéma de calcul. Mais, de toute façon, l'organisation qui est proposée est celle d'une fabrique de prévisions centralisée pour l'ensemble de la Terre, ou pour des parties limitées par des frontières où le temps est invariable, avec des calculateurs humains spécialisés sur des équations différentes. Espérons pour eux qu'ils seront régulièrement affectés à de nouvelles opérations.

Après un raisonnement aussi difficile, on peut sans doute avoir un peu de fantaisie.

Imaginons un immense hall en forme de théâtre, sauf que les galeries et balcons y feraient un tour complet, occupant ainsi la place dévolue à la scène. Les murs de cet espace seraient peints pour représenter une carte de la Terre. Le plafond représenterait les régions polaires septentrionales, l'Angleterre serait dans les balcons, les tropiques dans les baignoires du haut, l'Australie au niveau des corbeilles et l'Antarctique dans la fosse. Une myriade de calculateurs humains sont au travail sur le temps de la partie de la carte où ils siègent, mais chacun ne s'occupe que d'une équation ou d'une partie d'équation. Le travail de chaque région est coordonné par un employé de haut rang.



Le modèle de Richardson, 1922

Imagination d'un système de calcul humain (64000 personnes) automatisé et parallèle avec une puissance de calcul de 1 Flops (Floating point operations per second).

Dessin d'Alf Lannerbaeck, publié par le journal suédois *Dagens Nyheter* le 22 septembre 1984.

De nombreux petits tableaux affichent les valeurs instantanées de façon à ce que les calculateurs voisins puissent les lire. Chaque nombre est ainsi affiché dans trois niveaux adjacents, de façon à maintenir les communications avec le Nord et le Sud sur la carte. Du plancher de la fosse s'élève une haute tour qui atteint la moitié de la hauteur du théâtre. Elle porte une chaire sur son sommet: le responsable de l'ensemble y est assis, entouré de plusieurs assistants et messagers. Une de ses tâches consiste à maintenir une vitesse de progression constante dans toutes les parties du globe. De ce point de vue, il ressemble au chef d'un orchestre dont les instruments seraient des règles à calcul et des machines à calculer. Mais au lieu d'agiter une baguette, il pointe un rayon lumineux rose en direction des régions en avance sur les autres et un rayon bleu vers celles qui sont à la traîne. Quatre employés de haut niveau collectent le temps au fur et à mesure qu'il est calculé, et l'expédient à l'aide d'une messagerie pneumatique vers une salle calme. De là, il sera codé et téléphoné vers la station d'émission radio. Des messagers transportent les piles de formulaires de calcul usagés vers un local d'archivage au sous-sol.

Dans un bâtiment voisin, un service de recherche est installé qui invente des améliorations. Mais il est nécessaire de faire des essais à petite échelle avant de procéder à des changements dans les algorithmes utilisés dans le théâtre de calcul. Dans le sous-sol, un enthousiaste passe son temps à observer des tourbillons dans le liquide qui remplit un bassin en rotation, mais jusqu'à présent la méthode numérique donne de meilleurs résultats. Dans un autre bâtiment sont installés les services financiers, courrier et administratif habituels. À l'extérieur se trouvent des terrains de jeux, des habitations, des montagnes et des lacs, car on a pensé que ceux qui calculent le temps devraient pouvoir le respirer librement.

Cependant, un petit essai de prévision d'évolution de la pression atmosphérique selon cette méthode, mais sans tout le personnel, donna un résultat très décevant:

la variation calculée était de 145 hPa en 6 heures, une valeur tout à fait impossible quand on pense qu'une variation de 20 hPa est considérée comme une variation extrême pour ce même temps.

En fait, la variation réelle a été presque nulle.

L'erreur de Richardson a été de discrétiser les dérivées des équations primitives atmosphériques sans tenir compte de la variabilité expérimentale des données.

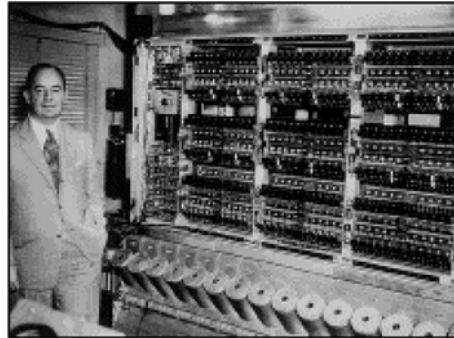
Ces dérivées impliquent des divisions de nombres qui sont très proches l'un de l'autre (ex. variation de la pression ou de la température avec le temps). Or la variation des variables météorologiques peut être de l'ordre de l'erreur de leur mesure et en plus, elle peut être instantanément grande sans pour autant durer. Il faut donc utiliser des valeurs lissées sur une certaine période pour obtenir des résultats réalistes. On sait maintenant que le pas de temps n'aurait pas dû excéder une demi-heure dans les calculs et que les données initiales, n'ayant pas subi de contrôle de qualité, introduisirent des instabilités de calcul. Richardson a cependant démontré l'idée que la prévision du temps par calcul était possible et les problèmes de logistique humaine et financière ont été résolus plus tard par l'avènement des ordinateurs.

En 1928, les mathématiciens allemands Courant, Friedrichs et Levy étudient de façon systématique la manière de résoudre les équations aux dérivées partielles à l'aide des « différences finies » et précisent les contraintes à respecter lors de la numérisation (Courant et al., 1928).

En 1939, le Suédois Carl-Gustav Rossby montre que l'équation de conservation du tourbillon absolu permet d'interpréter correctement le déplacement observé des centres d'action atmosphériques (Rossby et al., 1939).

Apparition de calculateurs électroniques

En 1946, le premier ordinateur électronique, l'Eniac (*Electronic Numerical Integrator Analyser and Computer*), voit le jour à l'université de Pennsylvanie située à Philadelphie (États-Unis), grâce à l'impulsion déterminante du mathématicien américain d'origine hongroise John von Neumann, qui propose de l'utiliser aussi pour la prévision météo .



En 1948, l'Américain Jules Charney propose une simplification du système général d'équations, connue sous le nom d'«approximation quasi géostrophique», et retrouve comme cas particulier l'équation étudiée par Rossby (Charney, 1948).

Enfin, en 1950, Jules Charney, le Norvégien R. Fjørtoft et John von Neumann réalisent la première prévision numérique du temps (Charney et al., 1950) : ils utilisent pour cette expérience l'équation de conservation du tourbillon absolu et effectuent les calculs numériques sur le calculateur électronique Eniac, installé à Aberdeen (Maryland, États-Unis). Les résultats obtenus pour la prévision de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa, caractéristique de l'atmosphère moyenne, sont tout à fait encourageants et cette expérience historique marque ainsi le point de départ de la prévision numérique moderne (Platzmann, 1979). En réponse à Charney, qui lui avait fait parvenir l'article décrivant l'expérience, Richardson écrit en 1952 : «*Permettez-moi de vous féliciter ainsi que vos collaborateurs pour le remarquable succès que vous avez obtenu à Princeton et pour les perspectives d'amélioration que vous indiquez*» (Ashford, 1985).

Amélioration des performances

- 1955 modèle barocline de Charney sur IBM701 (10000 Flops)
- Mais jusqu'en 1962 c'est le modèle barotrope qui fait les prévisions sur 3 jours (32 x 23 points de calcul)
- Identification des problèmes d'instabilités numériques

Nouveaux concepts par les modèles

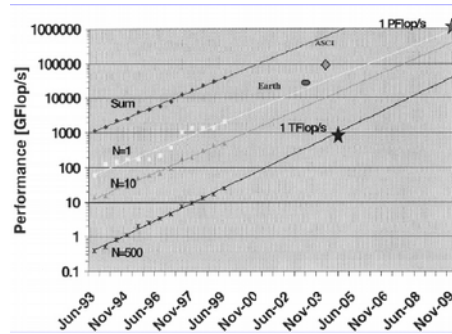
- 1956 Phillips: vérifications numériques de validité d'hypothèses physiques simplificatrices: Modèle quasi-géostrophique non-linéaire vérifiant qu'un modèle analytique linéaire est valable dans une plage de paramètres donnée
- Instabilités numériques linéaires et non-linéaires
- Débats sur les avantages des schémas robustes vs. schémas précis
- 1966 Arakawa: discrétisations conservant des propriétés non-linéaires

Ressources disponibles

- Augmentation des ressources informatiques surtout utilisée pour assurer des résolutions plus fines

Puissances de calcul

- Croissance exponentielle: Loi de Moore: doublement des capacités tous les 18 mois.
- Le PC banal de 2001 était le superordinateur coûtant 1MEuro en 1992.
- Limitations à prévoir?
1GHertz limite distances à 30cm (vitesse de la lumière)
Traçage des circuits par rayons lumineux limités par longueur d'onde du visible
Échauffements



Architectures nouvelles

- SISD single instruction, single data: processeur classique
- SIMD single instruction, multiple data: processeur vectoriel
- MIMD multiple instruction, multiple data: processeur parallèle
mémoire partagée: typiquement 16 processeurs exploités efficacement
mémoire distribuée: massivement parallèle mais recodage (1024 processeurs)

Programmation toujours en FORTRAN ...

Apparition de modèles océanographiques

- 1963 Bryan: modèle barotrope
- 1969 Bryan: modèle barocline incluant effets topographiques et fermeture turbulente
- En météorologie, les modèles aux équations primitives 3D existent depuis 1963 (Smagorinsky).

Et depuis?

- Le modèle de Bryan (GFDL, MOM) est presque inchangé et reste le plus utilisé
- Les nouveaux développements viennent généralement des modèles météorologiques (assimilation, fermetures, méthodes spectrales, semi-lagrangiennes)
- Refaire complètement un modèle est un investissement majeur
- Ajouts aux modèles: assimilation de données, meilleurs schémas numériques, fermetures plus complexes

4.1 MFS

Pinardi N., I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Lascaratos, P.Y. Le Traon, C. Maillard, G. Manzella and C. Tziavos (2003), *The Mediterranean ocean Forecasting System : first phase of implementation (1998-2001)*, Ann. Geophys., 21, 1, 3-20.

<http://www.ann-geophys.net/21/3/2003/angeo-21-3-2003.pdf>

MFS (Mediterranean FOrcasitng System) a deux objectifs majeurs. Un scientifique: étudier, modéliser et de quantifier le potentiel la prévisibilité des fluctuations des écosystèmes au niveau des producteurs primaires en allant de l'échelle globale de bassin aux zones côtières et pour les échelles de temps de quelques semaines au mois. Cela grace au développement et la mise en œuvre d'un auto-surveillance automatique et un système de modélisation de prévision. Un deuxième objectif est pré-opérationnelle: pour démontrer la faisabilité d'une système opérationnel de prévisions de courants et des paramètres biochimiques dans l'ensemble du bassin et dans les zones côtières, et également de développer des interfaces pour les communautés d'utilisateurs pour la diffusion des résultats des prévisions.

Ces objectifs devraient être atteints en trois phases:

1. Première phase (1998-2001): un projet pilote pour la mise en œuvre de l'épine dorsale du système

d'observation et de démonstration des capacités de prévision à l'échelle du bassin;

2. Deuxième phase (2002-2005): la consolidation et mise à jour du système d'observation pour les composantes physiques, l'extension des observations à des variables biochimiques, démonstration des capacités de prévision des sous-régional à la portée de cinq jours, en trois dimensions des écosystèmes mise en œuvre du modèle;

3. Troisième phase (2006-2008): la vérification du système d'observation et l'extension de plus vers l'opérationnalité, étagère domaines «prévisions du producteur primaire, la consolidation des produits à partir des prévisions.

4.2 Mercator ocean

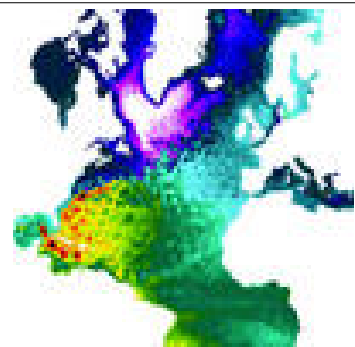
<http://www.mercator-ocean.fr/eng/science/composantes-systemes/modelisation/mnatl12>

Atlantic and Mediteranean configuration at 1/12°(MNATL12)
2000-2005 forced by operational analysis ECMWF

Overview

NEMO (OPA9 + LIM) (Madec, Delecluse and al. 1998), The formulation is based on so-called 'primitive' equations. These equations are derived from Navier-Stokes equations in a stratified fluid with following approximations:

- *Earth's sphericity: local gravity directed towards the centre of the Earth*
- *Relatively shallow water: ocean depth small in relation to the Earth's radius*
- *Hydrostatic: equilibrium between the vertical pressure gradient and the floatability*
- *Boussinesq values: variations in density are not taken into account apart from their contribution to floatability*
- *Incompressibility: the three-dimensional divergence of the velocity field is considered to be nil*
- *1.5 order closure turbulence scheme*
- *Non-linear equation of state couples the two active trace indices (temperature and salinity)*
- *Linearised and filtered free surface*
- *Nested with LIM sea ice model.*



Output data

- *Model state variables : temperature, salinity, zonal and meridian velocity, free surface elevation and vertical diffusivity coefficient*
- *Sea ice variables: thickness ice, ice production, ice concentration, ice temperature, ice/sea interface flux, zonal and meridional ice velocity*
- *Atmospheric forcing: zonal and meridional wind stress, penetrating heat flux, solar flux, non solar flux, salt flux, snow flux, precipitation and runoff minus evaporation budget*
- *Diagnostic variables: mixed layer depth (density diagnostic), mass transport by density class through sections, meridional heat transport.*

Physical parameterizations

- *Diffusion: laplacian isopycnal operator (100 m²/s)*
- *Viscosity : bilaplacian horizontal operator (-1 E10 m²/s)*

- *Energy and enstrophy conserving advection scheme*
- *TKE (turbulent kinetic energy) vertical mixing model*
- *Partial slip lateral boundary friction condition*
- *Non linear bottom friction*
- *Partial step vertical coordinate*

Geographic extension

North Atlantic from 20°S to 80°N and Mediterranean sea.

Resolution

Horizontal resolution

ORCA 1/12° over all the domain, from 3 to 10 km. Number of points: 1608 x 1551.

Vertical resolution

From 1 m at the surface to 450 m at the bottom.

Ocean atmosphere interface

Bulk formulation (CLIO). The monthly climatological flow of the main rivers is taken into account in the evaporation

Ocean boundary conditions

South boundary at 20°S and North boundary at 80°N: Buffer zone where temperature and salinity are relaxed towards Levitus climatology (relaxation coefficients are between 3 and 100 days).

Input data

Forcing

ECMWF (2000-2005) daily operational analysis. Zonal and meridional wind stress components, wind module, relative humidity, cloud coverage, rain, air temperature.

Climatology

Monthly Levitus temperature and salinity from [Levitus 98 Bathymetry](#) Combination between: [ETOPO2](#), for the open ocean, BEDMAP ([Lythe and al., 2001](#)), for the Antarctic and GEBCO ([IOC, 2003](#)) for continental shelves.

Computing costs

For one year of simulation on IBM Power 4:

- 72 Gigabytes of memory
- 7200 CPU hours
- 300 Gigabytes of output (daily output).

***Sujets d'examens
des années précédentes***

20 décembre 2011

N° de CARTE ÉTUDIANT _____

NOM du candidat _____

PRÉNOMS _____

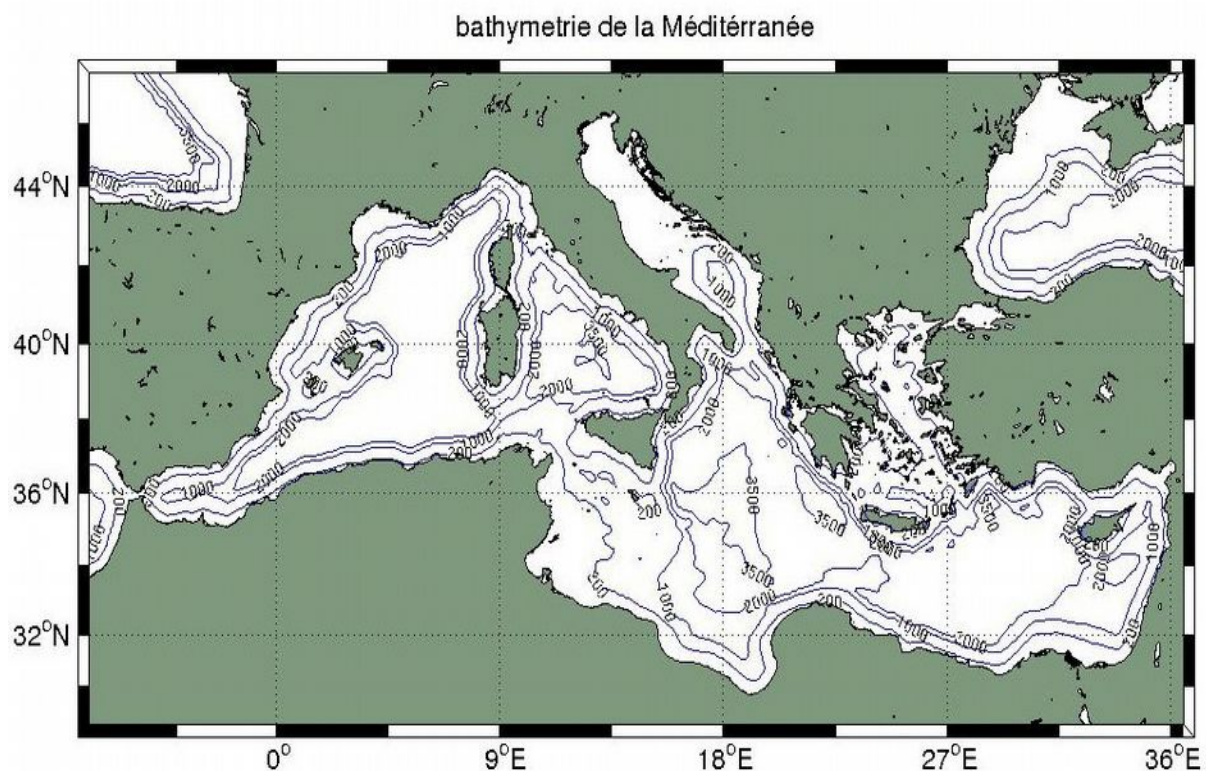
Circulation Générale en Méditerranée (A. Doglioli)

La réponse doit être le plus possible concise et précise .

1 - Décrire le processus de formation et la circulation de la LIW .

2 - Dessiner un schéma sur la carte bathymétrique ci-dessous .

(NB: utiliser un stylo indélébile)



17 décembre 2012

N° de CARTE ÉTUDIANT _____

NOM du candidat _____

PRÉNOMS _____

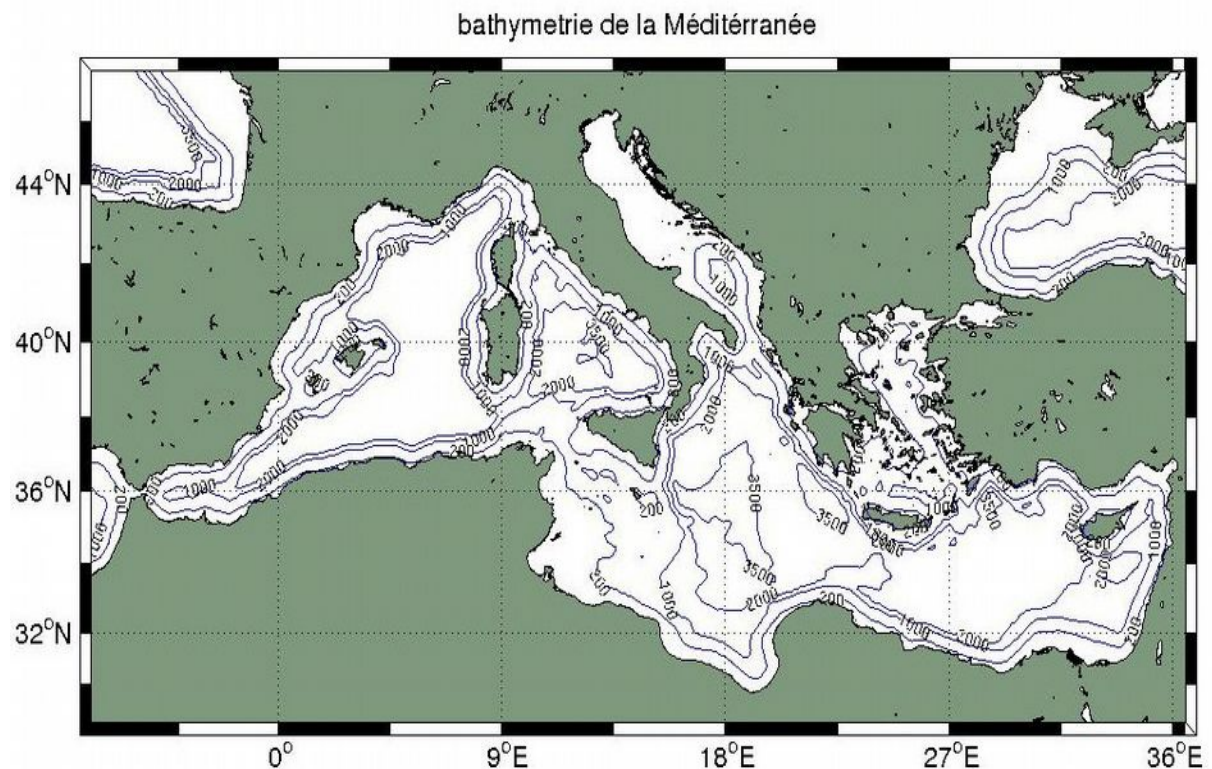
Circulation Générale en Méditerranée (A. Doglioli)

La réponse doit être le plus possible concise et précise .

1 - Décrire la circulation de la AW et son rôle dans la formation des eaux denses .

2 - Dessiner un schéma sur la carte bathymétrique ci-dessous .

(NB: utiliser un stylo indélébile)



19 décembre 2013

N° de CARTE ÉTUDIANT _____

NOM du candidat _____

PRÉNOMS _____

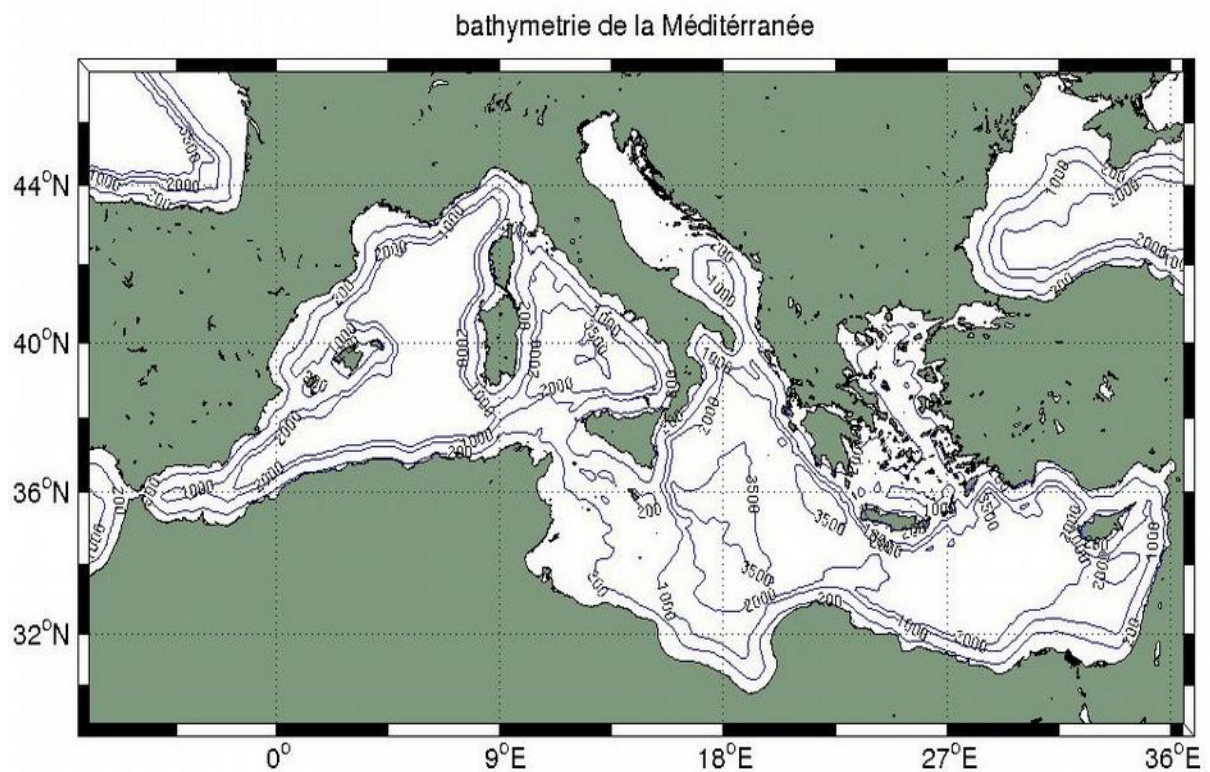
Circulation Générale en Méditerranée (A. Doglioli)

La réponse doit être le plus possible concise et précise .

1 - Décrire le processus de formation des principales eaux profondes de la Méditerranée .

2 - Dessiner un schéma de circulation de ces eaux sur la carte bathymétrique ci-dessous .

(NB: utiliser un stylo indélébile)



9 juin 2015

N° de CARTE ÉTUDIANT _____

NOM du candidat _____

PRÉNOMS _____

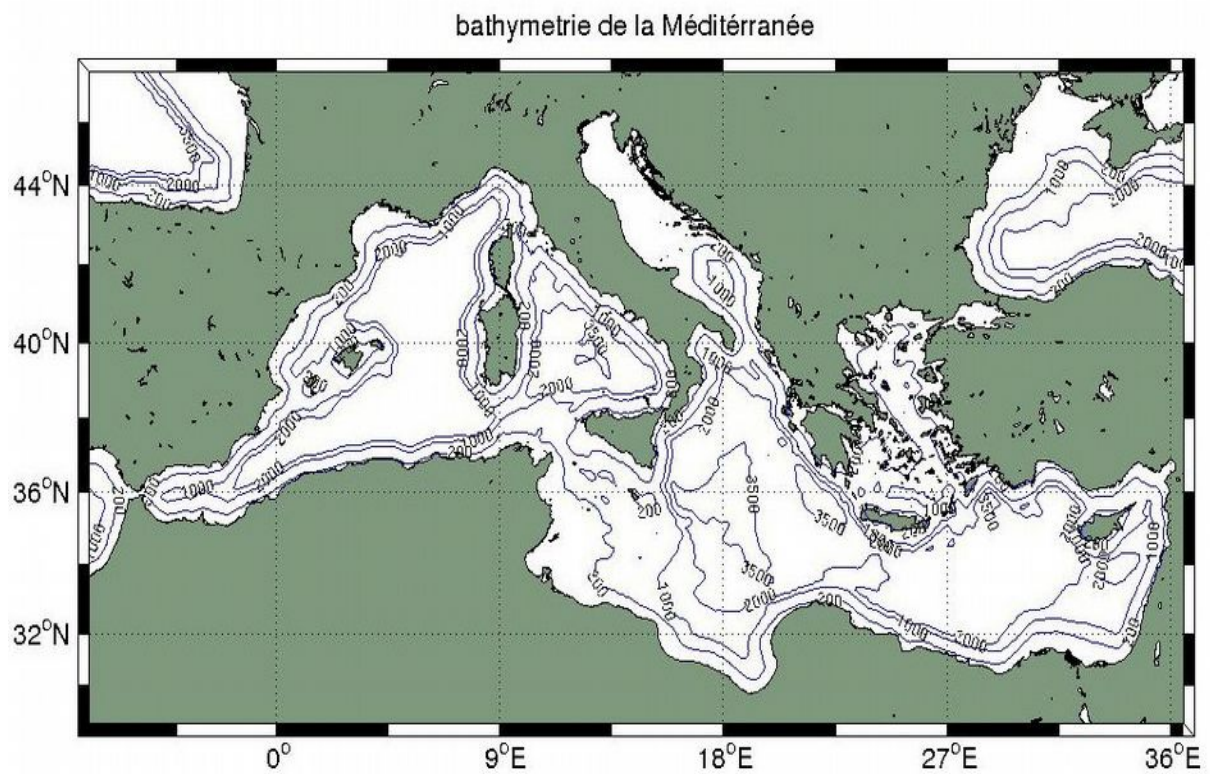
Circulation Générale en Méditerranée
(A. Doglioli)

La réponse doit être le plus possible concise et précise .

1 - Décrire la circulation des eaux intermédiaires de la Méditerranée et leur rôle dans la formation des eaux profondes .

2 - Dessiner un schéma de circulation de ces eaux sur la carte bathymétrique ci-dessous .

(NB: utiliser un stylo indélébile)



décembre 2016

Circulation Générale en Méditerranée
(A. Doglioli)

La réponse doit être le plus possible concise et précise .

Expliquer comment « l'effet Bernoulli » permet aux eaux profondes méditerranéennes du bassin d'Alboran de franchir le seuil de Gibraltar vers l'Atlantique.

Développer votre raisonnement en l'accompagnant d'un schéma.

18 décembre 2017

N° de CARTE ÉTUDIANT _____

NOM du candidat _____

PRÉNOMS _____

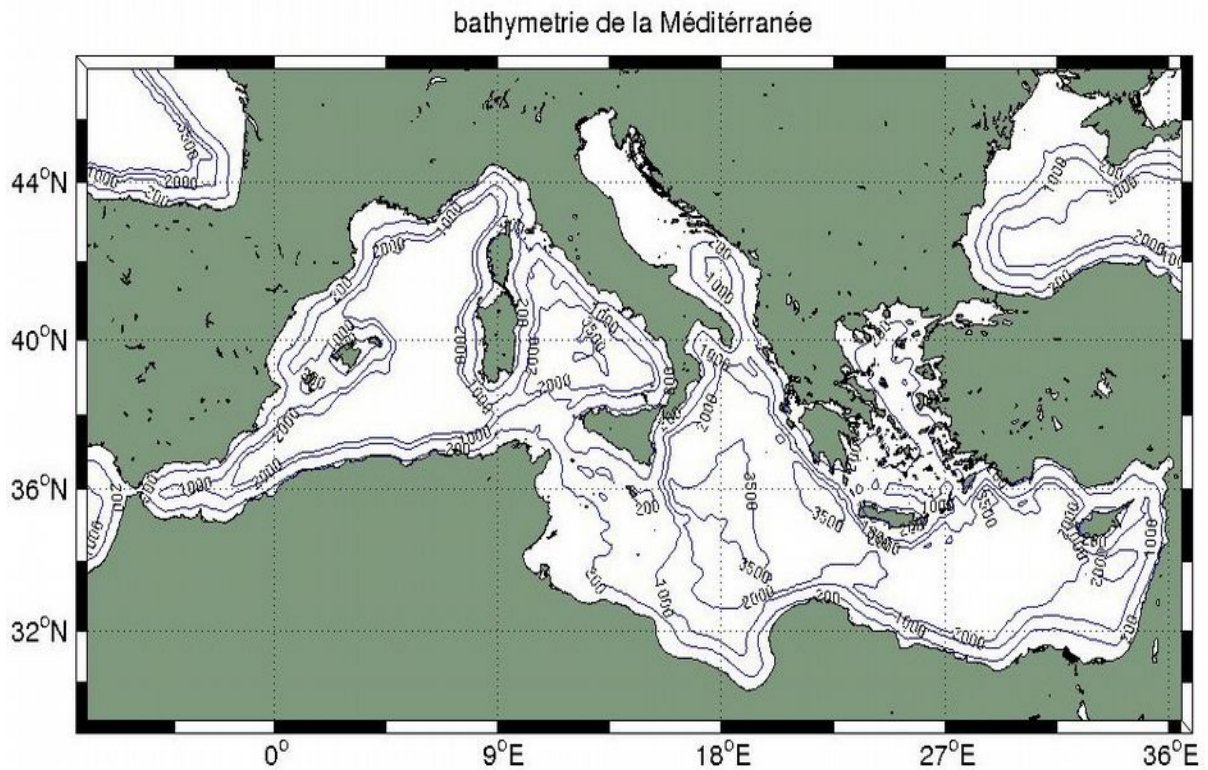
Circulation Générale en Méditerranée (A. Doglioli)

La réponse doit être le plus possible concise et précise .

1 - Décrire la circulation des eaux de surface de la Méditerranée et expliquer le débat scientifique concernant les différents parcours dans le bassin oriental .

2 - Dessiner un schéma de circulation de ces eaux sur la carte bathymétrique ci-dessous .

(NB: utiliser un stylo indélébile)



OCÉANOGRAPHIE GÉNÉRALE

A.A. 2018-2019

session I

Partie A.Doglioli

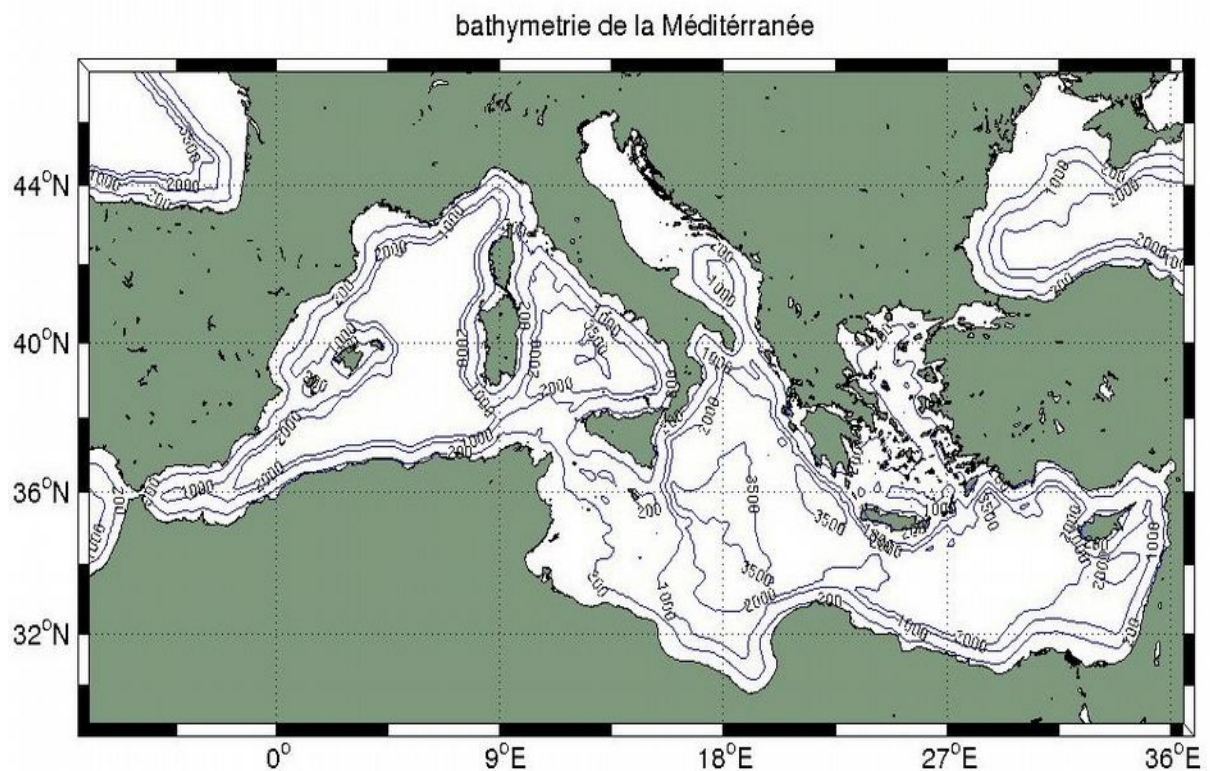
N° de CARTE ÉTUDIANT

NOM du candidat

PRÉNOMS

1 - Décrire et expliquer la circulation de l'Eau Levantine Intermédiaire (LIW) en Mer Méditerranée.

2 - Dessiner un schéma de circulation de cette eau sur la carte bathymétrique ci-dessous. (*ATTENTION: utiliser un stylo indélébile*)



Océanographie générale
A.A. 2018-2019 Session 2

N. de CARTE
ÉTUDIANT

NOM du candidat

PRÉNOMS

*** *Partie A. Doglioli* ***

- 1 - Décrire et expliquer la circulation des eaux profondes en Mer Méditerranée.
- 2 - Dessiner un schéma de circulation de cette eau sur la carte bathymétrique ci-dessous.
(ATTENTION: utiliser un stylo indélébile)

