

PROSAT

PROfils in situ et images SATellites

Objet:

Etude de faisabilité de l'application de méthodes d'exploitation conjointe des séries de profils in situ (CTD au point fixe, profils ARGO) et des séries d'image satellitaire (SST, SChla) aux fins de l'Océanographie Opérationnelle.

**Louis PRIEUR¹, Guy CANIAUX², F. D'ORTENZIO¹,
Héloïse LAVIGNE¹, Hervé GIORDANI².**

1: LOV Villefranche sur Mer, UMR7093, UPMC et CNRS-INSU

2: CNRM, Météo-France, GAME URA1357, Météo France –INSU

Sujet Principal:

**Couche mélangée à partir de profils Argo, Images satellitaires
et flux de surface**

Préambule

Ce rapport correspond à une première présentation de l'état final du projet Prosat. Le contrat a réellement été mis en place effective au mois de juin 2008.

Dans ce rapport, l'objet détaillé du contrat, tel que décrit dans la demande déposée en 2007 en réponse à l'appel d'offre GMMC, n'est pas repris ; seuls sont présentés les résultats obtenus dans les différents groupes de travail décrits ci-après selon les produits à délivrer et annoncés au moment de la demande. A ce contrat était jointe une mise à disposition de 5 flotteurs CTS3 à déployer dès fin janvier 2008 en méditerranée Nord Occidentale. Ils l'ont tous été. Une autre série de 3 flotteurs CTS 3 ont été mis à disposition dans le premier trimestre de 2009 conformément à notre demande initiale. Ils ont été déployés également en MNO entre le mois de mars et le mois de juillet. Seul un de ces flotteurs 6900698 s'est montré défectueux peu de temps après son déploiement malgré deux très bons cycles. Il était convenu également que deux flotteurs autres seraient mis à disposition pour être équipé d'antennes Irridium et de capteurs biogéochimiques. Néanmoins cette mise à disposition équipée n'a pu se faire avant mi 2010 et à ce jour ils ne sont pas encore déployés ; cela ne devrait pas tarder. Ce rapport final dans une version ultérieure fera état du travail de suivi réalisé pour ces flotteurs pour contrôler essentiellement la qualité des données en vue de fournir les données en mode temps décalé.

Rappel de la structure du projet

Le projet est délibérément tourné vers l'observation de manière à fournir en opérationnel les séries temporelles Ze et Zm ainsi que les caractéristiques des couches mélangées (T, S, Chla). Les méthodes recherchées sont diagnostiques, sans le recours à une modélisation.

3 groupes de travail (WP) sont définis:

WP1: choisir une méthode pour trouver Zm, couche mélangée et développer une nouvelle méthode CMTD (voir texte)

WP2: construire des séries historiques de Zm et Ze, couche euphotiques et propriétés de CM

WP3: interpréter les résultats en termes de biogéochimie en utilisant l'information satellitaire.

Un rapport intermédiaire a été fourni en Octobre 2008. Le présent rapport reprend une partie des résultats présentés alors essentiellement pour WP3 et pour lequel le travail prévu dans le cadre de PROSAT était pratiquement achevé. Les présentations de WP1 et de WP2 sont complètement refondues.

Rapport Prosat

I- Introduction

Il convient de replacer l'étude PROSAT dans le contexte scientifique actuel concernant la détermination de la profondeur (**hm**, ci après) de couche mélangée océanique (CMO). La nouvelle méthode proposée CMTD pourrait en effet être considérée comme une étude de plus parmi tant d'autres publiées même récemment. Cependant elle repose sur quelques idées fondées sur la physique de la couche mélangée elle-même, sa grande variabilité à différentes échelles de temps et sur la définition même de cette couche. Quelques constats doivent être rappelés :

A/ La CMO est la couche limite océanique par lequel transite tous les flux venant de ou allant vers l'atmosphère (Chaleur, Eau/Sel, masse/flottabilité ; quantité de mouvement) ainsi que les gaz (O₂, CO₂ ...) ; Il sera rappelé que les flux physiques ont des variations spatiales et temporelles au cours d'une journée, d'une saison, et du rythme non régulier des vents de surface. Les variables océaniques qui réagissent aux variations des flux sont les contenus en chaleur, sels etc ... caractérisés par la grandeur $hm \cdot \langle V \rangle (x,t)$ où hm est l'épaisseur de cette couche de surface et $\langle V \rangle$ la variable pertinente, température, salinité, densité, etc ..en regard de chacun des flux, le symbole $\langle \rangle$ représentant la moyenne, en fait l'intégrale sur la verticale entre $z=-hm$ et 0 divisée par hm . La CMO n'est pas réellement homogène mais comporte des écarts à $\langle V \rangle$ associés aux mouvements turbulents de cette couche.

B/ De nombreux modèles de couches mélangées existent (e.g.: Niiler and Kraus 1977 ; Large et al.1994) Ils sont développés souvent pour prédire la variation de SST en réponse aux flux, tout en tenant compte de la stratification sous jacente . Dans ces modèles la profondeur hm est déterminée par une équation ou plutôt des algorithmes établis sur des paramétrisations de manière à fermer le bilan d'énergie cinétique et potentielle dans la CMO (e.g ; Gaspar et al 1990) ; lorsque des données sont disponibles elles sont utilisées pour contrôler la validité de ces paramétrisations en étudiant le bilan de chaleur (Caniaux et Planton 1998) et en déterminant l'impact des différents processus physiques dans ce bilan.. Dans les modèles, la profondeur de couche mélangée est définie donc de manière précise par la physique représentée dans les équations mais au prix de certaines paramétrisations.

C/ Les observateurs de l'océan dispose de techniques pour déterminer la profondeur de couche mélangée hm à partir de profil qui reposent très généralement sur l'aspect des profils de T, S densité etc... en fonction de la profondeur. Des critères sont choisis de manière à distinguer la couche de surface, où les variations de $V(z, t_0)$ sont faibles, de la couche sous jacente généralement très stratifiée où elles sont fortes. Cependant ceci est très clair lorsque hm est faible mais beaucoup moins lorsque hm atteint des valeurs grandes dépassant quelques centaines de m. Ces critères seront rappelés brièvement plus loin, mais ils sont généralement issus de l'expérience de l'observateur sans lien direct à la physique de la couche mélangée ; Ils ont tous une certaine validité mais il est difficile de certifier si un profil réalisé au même endroit quelques heures avant ou après t_0 n'aurait pas donné des valeurs assez différentes.

D/ La multiplication des profils océaniques avec les nouvelles plateformes comme les Flotteurs ARGO et les Gliders offrent l'opportunité d'observer les variations de hm , qui alors peuvent servir de données d'observation pour les modèles. Il serait cependant souhaitable que la variabilité court terme de ces déterminations soit précisée.

E/ Les flux de surface sont disponibles maintenant avec des résolutions spatiales et temporelles accrues et il est possible de colocaliser ces flux de surface avec les coordonnées spatio-temporelles des profils.

F/ Les meilleurs déterminations de couche mélangée à partir d'observation reposent sur les profils du coefficient de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (ε) (Brainerd and Gregg 1995, Cisewski et al. 2005, Nagai et al. 2005), l'utilisation des longueurs de Thorpe (Cisewski et al. 2008) ou l'utilisation de flotteurs lagrangiens 3D (D'Asaro, Winters Chen 2002). Toutes ces méthodes, malheureusement et pour l'instant, ne sont pas d'un usage courant. Ces quelques observations montrent néanmoins que le cycle jour nuit de hm est très prononcé (JD Woods and W. Barkmans (1985) parlent de <turbocline>), en raison de flux de flottabilité (J_b) négatifs la nuit et suffisamment forts pour détruire la stratification diurne. En outre dans une couche de mélange active, le temps de cycle des particules d'eau sur l'épaisseur de hm est de l'ordre du jour pour les fortes valeurs de hm en période de convection (D'Asaro et al. 2002) et de l'heure pour les faibles profondeurs (Imberger et al. 1985). La convection cesse en moins d'une heure lorsque J_b devient positif et induit une stratification diurne qui commence par la surface, mais dépend de la tension du vent qui elle a toujours un effet dé-stratifiant. Cependant la valeur nocturne maximale de la couche de mélange peut laisser une trace dans un profil vertical diurne au travers d'une couche homogène de sub-surface, mémoire de la période de convection active. Donc à l'échelle de la journée les critères usuels pour déterminer hm peuvent ne pas avoir les mêmes significations.

G/ L'objectif initial de cette étude est, tout en n'utilisant que les observations océaniques et les flux de surface, de trouver une méthode qui tente d'approcher les valeurs maximales de couche mélangée à l'échelle d'une journée ou en généralisant dans une fenêtre de temps de quelques jours, voire plus longue si la technique le permet..

Dans la suite du rapport, il ne sera pas fait référence aux techniques utilisées par les modèles pour déterminer hm, pour se concentrer donc sur une physique simplifiée et sur les observations.

Au cours de la réalisation du projet, nous avons été sollicités pour rédiger un chapitre de livre sur la MLD en méditerranée (D'Ortenzio and Prieur, 2010). Plus de détails sur les aspects climatologiques et les échelles de temps des variations des flux de surface y sont donnés, mais certains graphiques présentés ici sont repris de ce papier.

II - WP1 Méthodes et attendus

1 - rappel du contrat WP1

WP1: choisir une méthode classique pour trouver hm, épaisseur de couche mélangée, et développer la faisabilité d'une nouvelle méthode à temps décalée CMTD.

2.- Trois équations et quelques définitions (Table I)

Dans le cadre de cette étude, qui n'a pas pour objectif de faire des bilans de chaleur ou de masse dans la CMO, nous utilisons des contenus océaniques dans une couche d'épaisseur h entre la surface et la profondeur $z = -h$ ($h > 0$, axe vertical z orienté vers le haut). Les contenus étudiés peuvent aussi bien être ceux de la densité (de masse alors), que ceux de chaleur, de sels, de biomasse etc. Nous définissons alors plusieurs grandeurs reliées au contenu et travaillons essentiellement avec la densité, plutôt que la variable T relative à la chaleur ou S au sel. Cette approche sera justifiée plus bas. Les définitions relatives aux termes utilisés sont indiquées par les expressions avec le signe identique dans la **Table I** et les relations entre variables définies, Eq 1, 2 et 3, contiennent le signe égal.

Cette table présente les définitions des termes utilisés, c'est à dire h, $\langle \rho \rangle$, Crau, Craures, J_b ...

2.1- Les définitions

En premier lieu des précisions sont apportées sur la **variable h**, qui est l'épaisseur de la couche sur laquelle est évaluée le contenu en densité (appelé aussi contenu en masse) Crau. Crau peut être calculé à partir de tout profil de densité $\rho(z)$ de manière progressive en augmentant h depuis la surface jusqu'à la profondeur maximale du profil, et à ce titre h est pris comme variable ; Cependant lorsque l'on veut suivre l'évolution temporelle des contenus, on choisit une profondeur de référence $z_{ref} = -h_{ref}$, de manière qu'elle soit dans la couche stratifiée qui est supposée hors de portée de l'influence des flux de surface et que donc $h_{ref} \gg h_m$. Dans ce cas les équations 2 et 3 sont à h fixé et prises avec $h = h_{ref}$.

La flottabilité $b(z)$ est définie dans la table ; elle correspond à une accélération ($m.s^{-2}$) dirigée vers le haut ; dans cette définition légèrement différente de la définition classique où ρ_{-h} est remplacé par ρ_0 une densité de référence quelconque. Cette subtilité fait que $b(-h) = 0$ quelque soit h et surtout que **Craures** correspond à la **masse déficitaire** que présente Crau pour que le profil $\rho(z)$ soit homogène jusqu'à la profondeur $-h$. Ainsi **Craures** correspond à la masse perdue par la colonne d'eau depuis la date **tm** où h_m avait la valeur h par action du *cumul positif* de flux de flottabilité J_b entre t_m et la date du profil observé **tp** ; ceci suppose que les advections et diffusions dans l'intervalle de temps (t_m, t_p) soient négligeables. Cette notion sera mise à profit dans la méthode CMTD et lors de la présentation du critère conduisant à z_{CM1} .

La table 1 présente aussi la notion de **flottabilité intégrale BI** d'un profil, à mettre en correspondance directe avec le cumul temporel des flux de flottabilité. La transformation du flux de flottabilité J_b -- calculé à partir des données de flux de surface de chaleur 'nette' Q_{net} et de chaleur latente Q_{evap} -- en flux de masse **Jm** ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) est effectuée par le facteur multiplicatif pris constant $-(\rho_s/g)$.

Pour les calculs menés dans le cadre de cette étude, nous n'avons pas tenu compte des variations de C_p , L_v , ρ_s , α , β , avec θ et S, la température potentielle et la salinité. Ces variations peuvent ne pas être négligeables lorsque l'on s'intéresse au budget annuel ou interannuel des variations de contenus thermiques en particulier en Méditerranée ([Zahariev and Garrett, 1997](#)). A cela deux raisons, la première est que quelques essais ont montré que ces variations sont négligeables pour quelques mois, et surtout que les flux de flottabilité doivent être corrigés de leur tendance annuelle, comme il sera expliqué plus tard.

Cependant la densité a toujours été calculée en utilisant l'équation d'état de l'eau de mer en vigueur par l'intermédiaire de la boîte à outil Matlab de Woods Hole.

2.2- L'équation 2 comme support à cette étude.

Des précisions doivent être apportées en ce qui concerne les hypothèses sous jacentes à l'établissement de l'Equation 2 table 1. Cette équation sera utilisée comme support pour montrer l'impact des fluctuations des flux de flottabilité sur h et $\langle \rho \rangle$ en fonctions du temps ([D'Ortenzio and Prier, 2010](#)) ; Elle sera encore réduite pour mettre en place la méthode CMTD, et surtout pour évaluer sur quelques cas précis les erreurs potentielles commises, c'est-à-dire l'impact des vitesses verticales sur les contenus, de l'advection horizontale et des diffusions horizontales et verticales (négligées).

L'équation simplifiée 2 met en relation le contenu de masse *Crau* dans la couche de contrôle (surface – h) et les flux de flottabilité de surface calculés à partir des données de flux de chaleurs et d'eau. Un flotteur ARGO dérivant selon sa profondeur de parking, la plupart des calculs ont été effectués pour comparer les flux et les contenus observés en utilisant cette profondeur pour h_{ref} . Cependant l'expression reste valide pour tout h fixé en dehors de la couche mélangée. L'Equation 2 suppose que les termes d'advection horizontale différentielle entre la profondeur z et $-h$ sont négligeables quitte à contrôler qu'elles les soient. De même les effets de diffusion sont négligés.

Table I des Définitions et Equations

h : *épaisseur* (>0) sur la quelle sont calculés les contenus à partir de chaque profil de densité. Elle sert de borne inférieure aux calculs des contenus dans la couche (0,-h) par intégration sur la verticale de la densité $\rho(z)$.

Contenu en densité (de masse) Crau $Crau \equiv h \cdot \langle \rho \rangle$ kg.m-2

$\langle \rho \rangle$: moyenne sur la verticale entre -h et 0 de la densité telle que :

$$h \langle \rho \rangle \equiv \int_{-h}^0 \rho \, dz$$

Flottabilité b : $b(z) \equiv g (\rho_{-h} - \rho(z)) / \rho_0$ m.s-2

Flottabilité intégrale BI: $BI \equiv h \langle b \rangle$ m2s-2

Contenu résiduel en masse à gagner pour avoir un profil vertical entre 0 et -h :

Craures : $Craures \equiv \rho_0 BI$; $Craures \geq 0$

On obtient la relation :

$$Craures = h \rho_{-h} - Crau = h(\rho_{-h} - \langle \rho \rangle) \quad \text{Eq 1}$$

Craures est toujours positif puisque la densité à -h est > que la moyenne ;

L'expression suivante est utilisée pour mettre en relation les contenus ainsi définis et les flux de flottabilité de surface : Jb ; h est alors fixé à une profondeur **href** hors de la CMO

$$h = href ; \quad dCrau/dt = h \cdot d_H \langle \rho \rangle / dt = - Jb (\rho_s / g) - w_{-h} (\langle \rho \rangle - \rho_{-h}) \quad \text{Eq 2}$$

les dérivées temporelles seront prises comme des dérivées lagrangienne horizontales $d_H(\cdot)/dt$ lorsqu'il s'agit de séries temporelles de profil de flotteurs ARGO et comme dérivée locale pour une série au point fixe. **Les hypothèses** sous jacentes sont explicitées dans le texte. Un signe moins est placé devant Jb par convention pour qu'un flux Jb positif (stratifiant) agisse pour diminuer le contenu de masse de l'océan

Une relation similaire est déduite de Eq 2 et Eq 1 pour la variation temporelle de Craures

$$dCraures/dt = + Jb (\rho_s / g) + w_{-h} (\langle \rho \rangle - \rho_{-h}) + h d \rho_{-h} / dt \quad \text{Eq 3}$$

Le flux **Jb** est calculé à partir des flux de chaleur nette et latente par l'expression

$$Jb \equiv - \frac{g}{\rho_0 C_p} \alpha Q_{net} + \beta \frac{g}{\rho_0 L_v} S Q_{evap} \quad (m2s-3)$$

Dans ce qui précède, ρ_0 est une densité de référence, ρ_s la densité de surface utilisée pour convertir un flux Jb en flux de masse (Eq 3) et aussi pour calculer les coefficients α et β , de dilatation thermique (négatif) et de contraction haline.

Le flux de masse à la surface entrant dans l'océan est **Jm** = $-(\rho_s / g) Jb$.

La variation temporelle de contenu (d'un profil à l'autre par exemple) est dû principalement au terme Jb , mais une correction doit être apportée pour tenir compte dans le contenu observé que **la densité** à $z = -h$ peut ne pas être constante d'un profil à l'autre. Cette profondeur étant située dans la zone stratifiée il est considéré que cette variation est due au déplacement de l'isopycne $\rho(-h)$.

L'expression a déjà été établie et utilisée par [Stevenson et Niiler 1983](#), [Moisan and Niiler 1998](#) ou [Gaspar et al. 1990](#) à partir de l'expression complète dérivée de l'équation de divergence de la vitesse et de la conservation 3 D de la température. Les deux premiers papiers utilisent h variable mais en suivant une isotherme (comme surface matérielle équivalente à une isopycne), le dernier utilisant la plus petite profondeur non soumise à la radiation pénétrante pour des petites valeurs de hm .

L'équation 1 exprime qu'en négligeant les advections horizontales (autrement dit que le gradient horizontal de densité n'a que peu d'influence sur le contenu) la colonne de contrôle d'épaisseur constante change de contenu en masse sous l'effet des entrées et sorties de masse au sommet de la colonne (flux J_b convertis en flux de densité) et au bas par advection verticale de masse entre deux observations. Ce dernier terme est calculé après avoir déterminé w en supposant que les isopycnes au bas de la colonne sont des surfaces matérielles et en écrivant $w = - (d\rho/dt)/(d\rho/dz)$; donc w est calculable en valeur moyenne entre deux profils successifs à $-h$.

Cette équation nous indique aussi directement que, si un pompage ou une succion d'Ekman intervient, w (<0 ou >0 respectivement) sera directement influencé par ce pompage/succion et altèrera Crau ou Craures.

2.3- Pourquoi utiliser rau pour évaluer hm ?

La plupart des études comparant les contenus de l'Océan et les flux de surface ont porté sur la chaleur (citations précédentes). Ici notre choix s'est porté sur ρ car l'évaporation (E) joue un rôle non négligeable sur S dans certaines régions de l'océan dont la méditerranée. Il est préférable donc d'utiliser un critère de densité pour déterminer hm et de choisir les flux de flottabilité qui incluent E et même $E-P$ (Evaporation moins Pluies). Ensuite le terme principal de l'écoulement océanique au large est la vitesse géostrophique laquelle est horizontale et parallèle aux isopycnes et donc réduit (à moyenne échelle) l'advection horizontale par le fait que le gradient horizontal de densité dans la direction de l'écoulement principal est a priori faible. Enfin et surtout ρ est utilisé, car c'est in fine la stabilité de la colonne d'eau qui intervient pour fixer la profondeur hm après réalisation de la convection sous l'effet d'un flux de flottabilité négatif ou après celle des instabilités de cisaillement de petite échelle sous l'effet de l'énergie mécanique à la surface apportée par la tension du vent.

2.4- Craures ou Crau : préférence à l'Equation 3

Nous avons vu que Craures(h) représente la masse déficitaire introduite par les flux de flottabilité positif, donc stratifiant. Une autre manière de voir est de dire que c'est le déficit de masse (kg/m^2) à gagner pour que la couche mélangée atteigne la profondeur h . Bien évidemment nous pourrions utiliser Crau, puisque l'équation 1 montre une relation univoque entre ces deux quantités. En dehors de l'économie d'une soustraction pour visualiser la masse déficitaire, Craures montre des variations qui sont dans le même sens que le cumul de J_b (Eq. 3); Craures est proche de 0, lorsque $hm=h$; ses variations annuelles en dehors de toute advection sont du même ordre de grandeur que les cumuls de J_b (multipliés par (ρ_s/g) , sans le signe moins donc. Un autre avantage à travailler avec Craures, qui en fait a été déterminant au début de l'étude est que en abordant les changements d'énergie potentielle, il convenait de suivre une grandeur qui soit comparable au changement d'énergie potentielle initial introduite par un flux J_b , soit $hm.J_b/2$ pour un intervalle de temps élémentaire ([Niiler and Krauss 1977](#)). Cependant bien que l'étude théorique ait été menée, elle n'a pas conduit encore à des conclusions pratiques et la variation temporelle d'énergie potentielle entre deux profils n'est pas plus avant discutée ici, bien qu'elle ne soit pas abandonnée pour affiner la méthode CMTD surtout en prograde (voir plus bas).

2.5- Où apparaissent les effets du vent ?

L'équation 2 ne met en relation que le flux de flottabilité d'origine thermodynamique avec les contenus océaniques en masse. Le vent n'apparaît pas explicitement par son influence mécanique et la grandeur dédiée la vitesse de friction u^* , laquelle élevée au cube indique l'énergie cinétique entrant dans l'océan par friction. Nous n'en parlerons pas pour plusieurs raisons; l'énergie

mécanique n'intervient pas pour changer la flottabilité intégrale de l'océan superficielle, elle intervient certes pour fixer en partie la profondeur hm en entraînant dans la couche mélangée une partie de l'océan stratifié, mais sans changer BI ($h > hm$). Le profil observé en tient compte et inclus donc les entrainements passés dans le profil. Le vent reste néanmoins important pour ces effets thermodynamiques qui agissent directement sur Q_{net} et Q_{evap} . Il en est donc bien tenu compte dans J_b . Néanmoins ces considérations doivent être tenues en mémoire pour comprendre les restrictions qui seront imposées à la méthode CMTD. Il reste à noter que lors d'un retrait de hm , qui en fait est très rapide, puisque l'océan se stratifie par le haut, la vitesse d'entraînement est nulle, et la partie profonde de l'ancienne couche mélangée reste presque homogène au moins un certain temps.

3.- Les échelles caractéristiques des forçages

Dans notre étude il convient de connaître les échelles de temps caractéristiques des forçages de surface qui vont impactées à la fois la densité moyenne et la profondeur de la CMO. En particulier on veut insister sur le fait que h peut varier très rapidement à l'échelle d'une journée et qu'il faut essayer de connaître la validité temporelle et spatiale d'une estimation de hm . Une étude sur ces échelles caractéristiques a été publiée au cours de ce contrat ; il en sera rappelé les éléments essentiels pour ce qui concerne directement PROSAT.

Le forçage J_b qui agit sur les contenus BI , C_{rau} ou C_{raures} présente des cycles annuels et journaliers, sous l'effet dominant du flux solaire. Un exemple est montré **Figure 1**

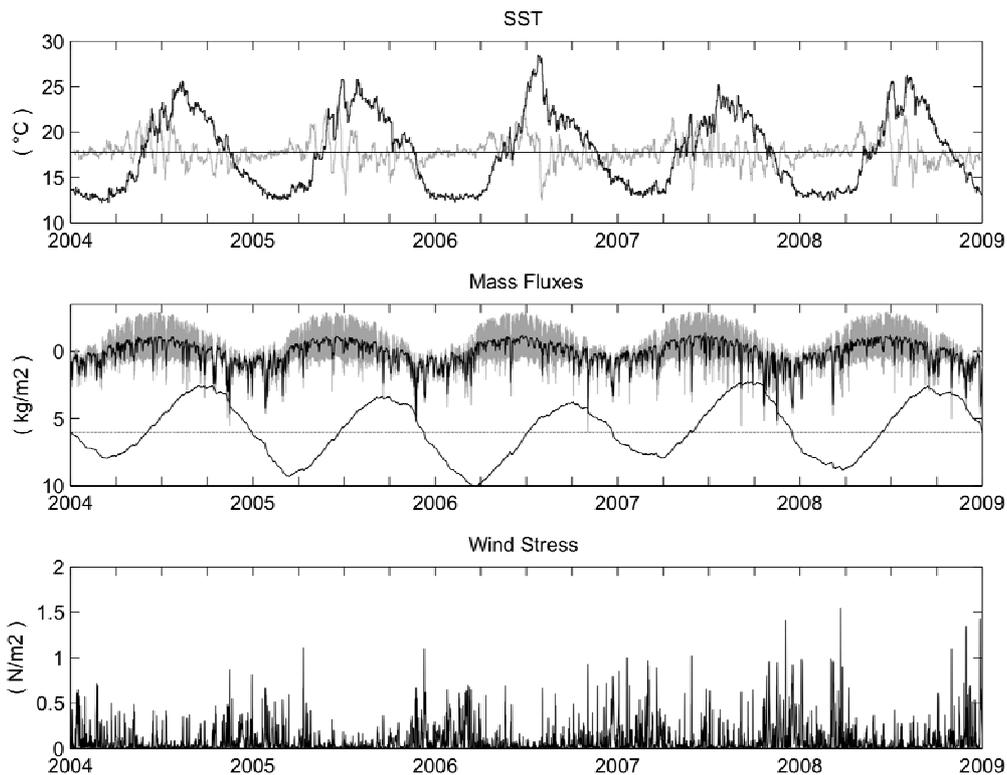


FIGURE 1: Time series of ECMWF atmospheric and oceanic variables in the North-Western Mediterranean Sea ($8^{\circ}E$, $43.5^{\circ}N$) for the period 2004-2008. Upper panel: Sea Surface Temperature, SST ($^{\circ}C$, black line) and its first derivative ($^{\circ}C/10$ days, grey line). Central Panel: 6 hours Mass Flux, J_m ($kg/m^2/s$, grey line, multiplied for 86400s for plot clarity); daily Mass Flux, J_m ($kg/m^2/s$, black line, calculated filtering with a $\Delta t=24$ hours); cumulated Mass Flux divided by a factor 20 (detrended, thin black line, see note 3 for explanations). Lower panel: wind stress (N/m^2). Note that Y-axis for the central panel is in reverse order to facilitate comparison with SST (upper panel). On the x-axis, ticks indicate solstices and equinoxes.

Sur le panneau 2 de cette figure est tracé dans une fenêtre de 4 ans le flux de masse J_m (échelle Y inversée) issue des données Q_{net} et Q_{evap} du CEP aux 6 heures, pour un point de grille proche du site Dyfamed Boussole. En traits épais le flux J_m filtré à 24 heures est superposé et en trait fin le flux de masse cumulé après extraction de la tendance est tracé autour d'un axe horizontal arbitrairement décalé à 6 kg/m^2 . On constate que les variations journalières de J_m présente des enveloppes des maxima et minima variant selon des cycles annuels imposés par la hauteur du soleil et la durée du jour, de la même manière que le flux J_m pris en moyenne journalière, lequel à une amplitude annuelle moindre (*circa* 1 à -2 kg/m^2) entre le solstice d'hiver et le solstice d'été, contre 1 à -3.5 pour les enveloppes journalières). En ce qui concerne le cumul des flux (divisé par 20 sur la figure), il présente un cycle annuel marqué (70 kg/m^2 à l'équinoxe de printemps et -70 à celle d'automne) avec des variations interannuelles. On s'attend donc à ce que les contenus de masse de l'océan soumis à l'influence de ces cycles présentent un cycle annuel de l'ordre de 140 kg/m^2 , du 21 mars au 21 septembre. A l'échelle infra journalière le cumul des J_m subit des variations bien moindre mais qui restent de l'ordre de quelques kg/m^2 ce qui est loin d'être négligeable pour le contenu en masse de l'océan – noter que ces petites variations ne sont guère visibles sur le 2^{ème} panneau, mais des exemples seront montrés plus loin où elles apparaissent clairement avec une échelle appropriées-- . Lorsque la couche mélangée est de faible épaisseur comme en été, de l'ordre de 10 m en méditerranée, les fluctuations du contenu peuvent engendrer des fluctuations de SST de l'ordre du degré, mais en hiver lorsque la température est régulée vers 13 degré C par de grandes épaisseurs de CMO, c'est la variation d'épaisseur hm qui prendra en compte les variations de flux. Ceci est perceptible sur la **figure 2** montrant un détail de la période de refroidissement pour la transition 2001-2002 tracé en utilisant les flux calculés à partir des données horaires de la bouée Météo ODAS Ligure, et cette fois montrant quelques déterminations de hm à partir des profils de densité réalisés près de cette bouée. Dans cette série Dyfamed - Boussole plusieurs profils dans la journée étaient généralement réalisés, et ces groupes de profils montrent une forte variabilité de CMO en peu de temps en hiver.

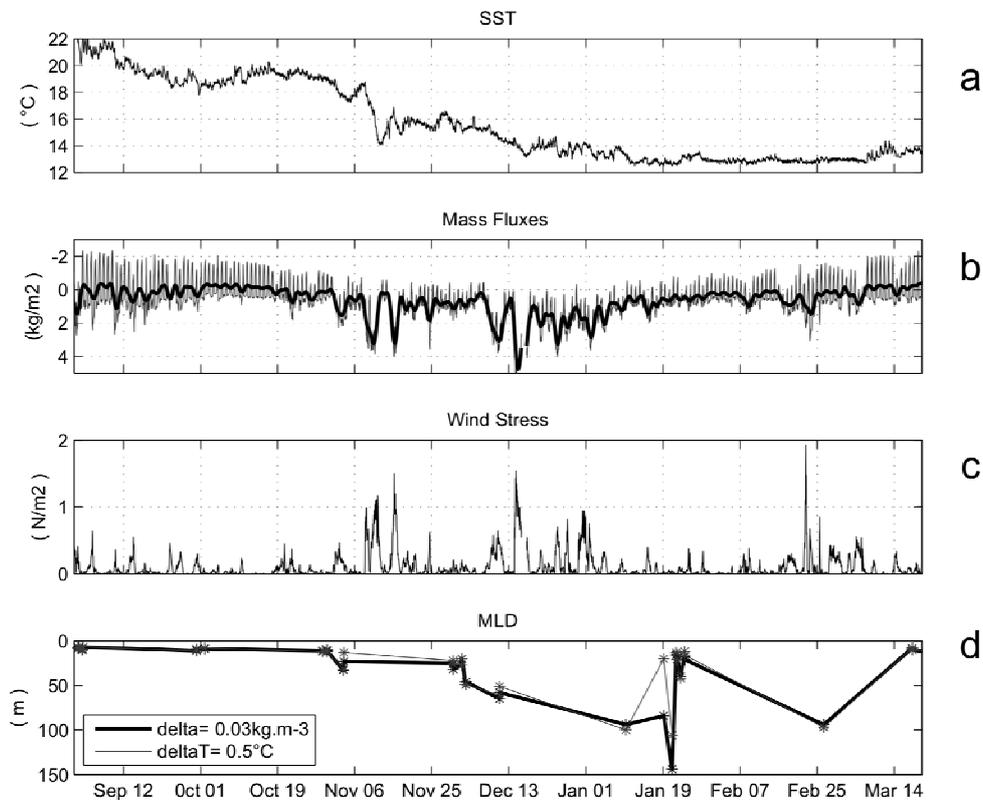


FIGURE 2: DYFAMED/BOUSSOLE (Ligurian Sea) Sept.2001 to March 2002 time series of SST (panel a), mass fluxes (panel b, instantaneous: grey line; mean black line), wind stress (panel c), mixed layer depth (panel d).

Sur la Figure 1 et 2 la SST est bien marquée en réponse au cycle annuel du flux de chaleur avec une très faible signature de réponse au cycle journalier, surtout en hiver.

En dehors de ces deux cycles périodiques caractéristiques, on constate tant sur la température que sur les flux de masse de nombreux pics étroits qui coïncident en date avec les vents forts représentés par des valeurs de tension supérieures à 0.3 N/m^2 (panneaux inférieurs de Figure 1 et 3ème panneau de la Figure 2). Ces pics en fait sont provoqués essentiellement par les effets thermodynamiques des vents qui accroissent l'évaporation, mais aussi généralement la différence de température entre l'air et l'eau modifiant les cycles réguliers des flux de chaleur sensibles et infra rouge. Le vent pour les flux de masse agisse donc sous forme impulsionnelle et perturbe fortement les cycles diurnes et annuels de base ; Il peut maintenir hm élevée et une SST faible au-delà de l'équinoxe de printemps et joue un grand rôle dans les refroidissements en marche d'escalier de la SST en automne. Pour mettre en évidence ce phénomène, les différences de SST à dix jours d'intervalle sont portées sur le panneau 1 de la figure 1. Ainsi on peut remarquer que cette différence à dix jours n'est pas régulière mais est fortement perturbée par les périodes de vent fort plus ou moins espacés. Avec ces 3 composantes fondamentales des variations du flux de masse, cycle diurne, cycle annuel, et impulsions dues au vent, le flux de masse n'est pas du tout régulier, il subit de plus des variations interannuelles perceptibles sur le cumul de J_m (les périodes de vent ne viennent pas toujours aux mêmes dates et les masses d'air ne se présentent pas non plus aux mêmes dates au dessus d'un point géographique donné). En conséquence l'épaisseur de la CMO, hm, a de fortes fluctuations en réponse à ces cycles et sa détermination à une date de donnée n'est pas a priori représentative sur une durée supérieure à quelques heures au mieux. La méthode CMTD précisera néanmoins cela.

Maintenant les critères classiques concernant la détermination de hm à partir d'un profil , de température ou de densité sont rappelés

4.- Les méthodes classiques de détermination de hm

La bibliographie concernant la couche mélangée (mixed layer) même restreinte aux diverses méthodes de détermination plus ou moins objectives de hm est très abondante. Nous renverrons donc à des papiers de référence, lesquels généralement citent les études antérieures.

Ainsi [Kara et al 2000](#) et [Boyer Montégut et al.2004](#) ont fait une analyse soignée des choix des critères en vue d'établir des climatologies par quadrillage de l'océan ; ils ont retenu essentiellement le critère à seuil $\text{deltarau} = 0.03 \text{ kg/m}^2$ et $\text{deltaT} = 0.5^\circ\text{C}$, deltaT étant utiliser pour tenir compte dans les bases de donnée des profils XBT ou bathythermographe sont majoritaires, quitte à faire des tests de comparaison entre ces deux seuils. Ces seuils delta sont comptés à partir d'une profondeur z_s qui n'est pas la surface, mais souvent dix ou 5 mètres. hm est la profondeur, éventuellement interpolée, où le profil $\text{rau}(z)$ ou $T(z)$ atteint la valeur $\text{rau}(s) + \text{deltarau}$ ou $T(s) + \text{deltaT}$.

[Thomson and Fine 2003](#), fondateurs de la méthode 'Split and Merge' en plus des méthodes à seuil deltarau , ou delta sur le gradient vertical, distinguent 2 autres catégories de méthodes, celles utilisant des techniques de régression pour éviter les petites fluctuations moins significatives dans le profil et celles utilisant des intégrales progressives, comme l'ont fait [Price et al 1993](#) qui ont introduit par ailleurs la notion de profondeur de pénétration, utile pour étudier la relation entre SST et contenu thermique de la couche mélangée. Thomson and Fine prône une méthode de type régression fondée sur des algorithmes mathématiques d'optimisation des courbes. Le gros avantage de leur méthode est de ne pas demander que le profil contienne des données près de la surface ; l'application de leur méthode ne nécessite pas de fournir une valeur à z_s .

[Holte et Talley 2009](#), confrontés aux couches mélangées épaisses dans l'océan australe et au nombre croissant des profils issus du programme ARGO ont mis au point une méthode utilisant les

différents critères des méthodes précédentes et s'appuyant sur un algorithme pour choisir la meilleure détermination au regard des profils de T , S et ρ . Leur programme est disponible comme d'ailleurs celui de Thomson and Fine. La méthode de Holte et Talley a certainement l'avantage de tester les 3 profils, T , S et ρ , mais elle n'est pas dépourvu de paramètres d'ajustement (en fait inévitables) qui demandent à être vérifiés pour chaque zone océanique. Nous citerons également [Sallée et al 2008](#) qui, confrontés au problème de bilan de chaleur de CMO à l'échelle annuelle, utilise une technique d'appairage de deux profils successifs de chaque flotteur ARGO pour rejeter les paires suspectes de changer de zone hydrologique (traversée d'un front par exemple).

Le lien commun de toutes ces méthodes est de n'utiliser que les données profils et l'aspect géométrique de chaque profil ; les critères de seuil ne sont pas vraiment étudiés pour leur signification physique, mais plutôt pour des aspects pratiques ; notons également que [Lorbacher et Niiler 2006](#) en utilisant une méthode seuil de courbure ont étudié en plus l'impact de la résolution verticale des données sur hm , ce qui dans le cas des flotteurs ARGO est sans doute un point critique peu abordé.

Dans le cadre de Prosat, nous avons retenu par simplicité trois méthodes classiques à seuil, delta ρ 0.01 kg/m³, delta ρ 0.03 kg/m³ et delta $T = |0.1^\circ\text{C}|$ qui donnent des profondeurs hm appelées respectivement **zmd0.01, **zmd0.03**, **zmT0.1**. Ces critères sont des critères usuels en particulier delta ρ 0.03, destinés pour le plus fin à être représentatif à l'échelle de quelques heures, ou une journée pour les deux autres d'après [Bishop et al. \(2002\)](#). Néanmoins nous verrons que ces échelles de temps sont très approximatives et plutôt ciblées pour les petits hm . Il est clair que lorsque hm devient > 200 m ces critères à seuil sont relativement dénués de signification car, dans ces cas, le saut de densité à la base de la couche mélangée est très évanescent, le régime de convection n'étant plus du tout le même que dans le cas des petits hm ([Marshal and Schott 1999](#)).**

A ces trois méthodes nous ajoutons une **4ème méthode de type intégrale et appelée zCM1 et une 5ème méthode baptisée CMTD, couche mélangée à temps décalée, fondée sur un profil de densité et l'histoire des flux de surface**. La comparaison entre les résultats des différentes méthodes choisies permettra de comprendre mieux comment elles fonctionnent dans la pratique.

Avant de présenter ces deux dernières méthodes nous tenons à préciser que chaque méthode détient une part de vérité, et que l'important est de les relier à leur signification physique ou à un temps de 'résilience', c'est-à-dire une probabilité de durée durant laquelle la valeur trouvée est relativement précise..

5 – La méthode zCM1

Il s'agit d'une méthode à seuil, ce seuil portant non sur la densité mais sur le contenu de masse déficitaire $Craures(h)$. Rappelons que ce contenu croît de 0 à la surface continûment jusqu'au bas du profil. Il présente un fort point d'angle au niveau d'une pycnocline. La profondeur **zCM1** de la couche mélangée est fixée par l'équation implicite $Craures(h=zCM1) = 1 \text{ kg/m}^2$.

Si l'on désire changer cette valeur de contenu et la prendre égale à deux, on appellera cette détermination de hm **zCM2** pour 2 kg/m^2 , etc...

Deux exemples sont montrés pour les profils des cycles 52 et 53 du flotteur 6900679 qui était piégé dans un tourbillon anticyclonique au Sud Est de Chypres peu avant la date de couche mélangée maximale en hiver 2009.

La figure 3 présentent les profils verticaux de $Craures(h)$, de $(\rho(z)-1000)$ et de $\Theta(z)$ pour ces deux cycles successifs espacés de 5 jours, les 2 mars et 7 mars 2009 peu de temps avant la date (vers le 29 mars) à laquelle le flotteur 6900679 pris dans le cœur du tourbillon Cyprus aurait exploré la couche mélangée maximale à l'hiver 2009 s'il n'en était sorti brusquement entre le 12 et le 19 mars. Les 4 valeurs de hm sont repérées par des droites horizontales de couleur tracées sur les profils pertinents, **zCM1** sur $Craures(h)$, **zmd0.01** et **zmd 0.03** sur la densité et par une droite

verticale pour $zmT0.1$ sur le profil de Theta. La profondeur de la 'surface' est pour ce flotteur $zs=6$ m. Pour le profil 52, les valeurs sont respectivement 334 dbars, 345, 363 et 351. ces valeurs sont donc comparables tant les profils semblent homogènes ; il est clair que de petits changements dans les critères conduiraient à des valeurs identiques, mais ce n'est pas le but du jeu. Pour mettre en lumière la signification du critère $zCM1$ 1kg/m^2 utilisé, nous avons indiqué sur le panneau du milieu l'aire, très allongée, entre la droite verticale en noir tracée entre la surface et $zCM1$ (334

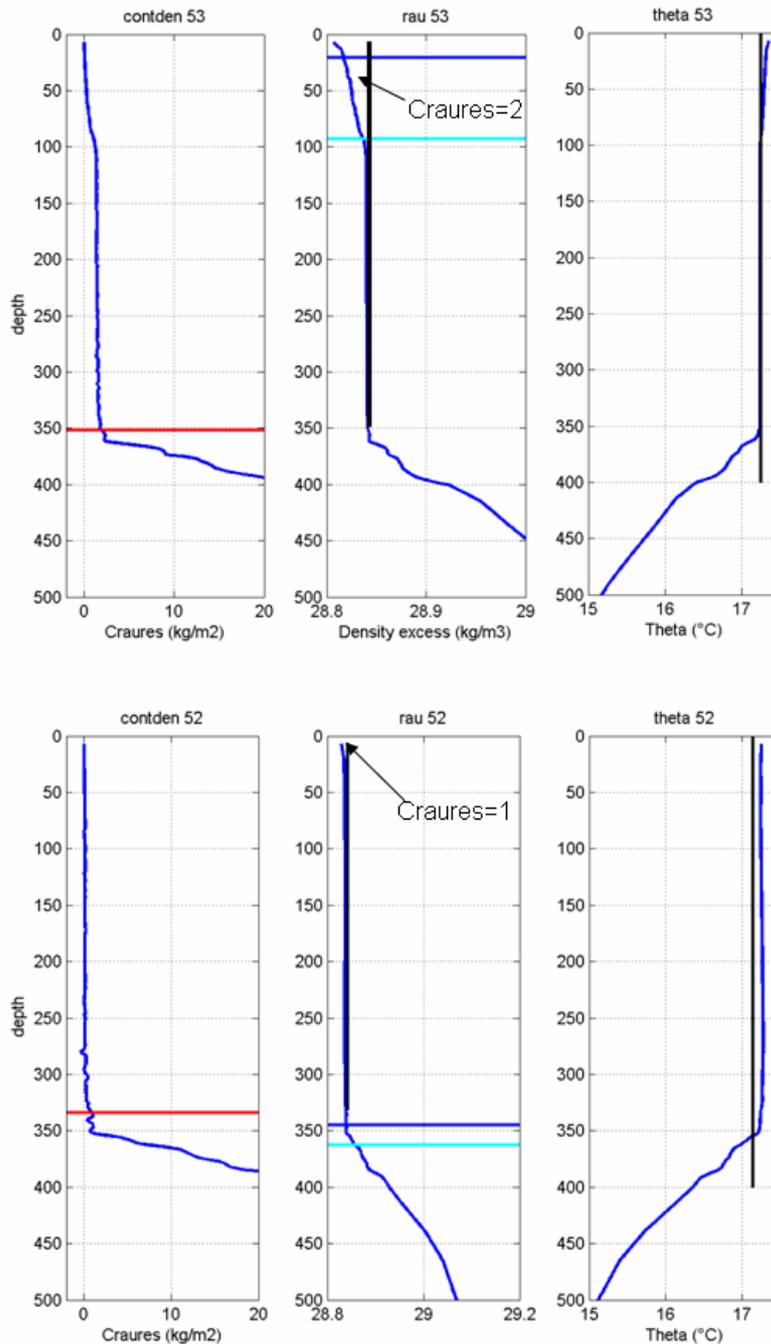


FIGURE 3 : Profils verticaux en bleu de contenu résiduel Craures (kg/m^2), rau (kg/m^2) et Theta ($^{\circ}\text{C}$) du cycle 53 du flotteur ArgoBio 6900679 ; du 07 Mars 2009 09 :35 TU, 33.892°N , 32.476°E , $zs=6\text{m}$ et du cycle 52 rangée du bas du 02 Mars 2009 09 :43 TU. En rouge les profondeurs de $zCM2$ en haut et $zCM1$ en bas, en bleu horizontal $zmd0.01$ et en cyan $zmd 0.03$, la droite verticale rencontrant la courbe de température indique $zmT0.1^{\circ}\text{C}$. Sur les panneaux du milieu, l'aire comprise entre la droite verticale noire et la courbe bleue correspond à la valeur de Craures (2 ou 1

kg/m²) utilisée pour déterminée la profondeur hm avec les critères $zCM2$ ou $ZCM1$ et portée en rouge sur les graphiques de gauche.

dbars) et la courbe de la densité (en bleu) qui vaut 1 kg/m². on peut noter que le profil de température est presque homogène entre 6 et 340 dbars pour ce cycle, les fluctuations dans la couche mélangée étant inférieures à 0.02°C dans leur ensemble avec un écart-type inférieur à 0.01 °C - 0.002 kg/m³ en densité-. Le profil bien que réalisé autour de midi vers 12 :30 locale ne montre pas de réchauffement significatif de surface. Clairement la convection n'est pas stoppée (inversions de température et de salinité). Pour le profil 53 nous avons utilisé $zCM2$ et les valeurs de hm respectives sont 348, 95, 20 et 350 dbars; en utilisant $zCM1$ au lieu de $zCM2$ on trouverait pour le profil 53: 91 dbars. Cette fois les valeurs sont nettement différentes car l'on voit apparaître pour une même heure du jour une stratification de surface en température et en densité, avec probablement du vent (non consulté) d'après l'allure exponentielle des profils près de la surface jusque une centaine de m. Bien que le flotteur soit resté proche de l'axe du tourbillon et que les profils sous la couche mélangée soient similaires ce qui indique que c'est la même colonne d'eau en profondeur, il est probable que le forçage de surface soit devenu plus faible entre le 2 et le 7 mars. Pour le confirmer nous avons tracé les flux cumulés de masse ($cumMFdet$) après avoir ôté la tendance sur 6 ans, **figure 4**.

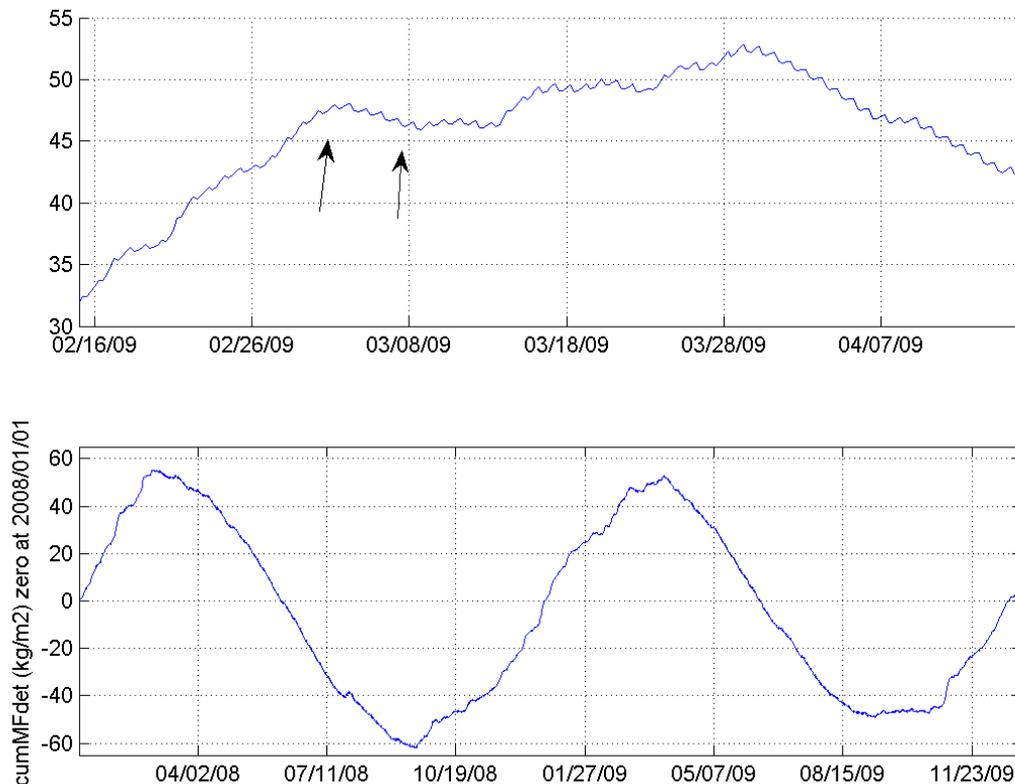


FIGURE 4 : Cumul des flux de masse (kg/m²) 'detrended' avec origine 0 au premier Janvier 2008 (en bas). En haut agrandi pour la périodes 15 Février – 15 avril 2009 autour du maximum des flux de masse pour 2009. Les flèches indiquent la position des cycles 52 et 53 respectivement. de gauche à droite.

Le panneau du bas présente les cycles annuels de $cumMFdet$ pour 2008 et 2009, avec des maxima hivernaux légèrement supérieurs à 50 kg/m² ($cumMFdet$ est pris nul au 1^{er} Janvier 2008) et des minima estivaux vers -55 kg/m² pour la région de Cyprus. On peut noter que le maximum en 2008 est plus précoce, 28 Février, qu'en 2009, 28 Mars, mais surtout il y a eu un léger retrait du flux de masse entre le 3 mars et le 8 mars (voir agrandi dans le panneau supérieur Fig.4). Cette diminution du flux cumulé d'environ 2 kg/m² a été suffisant pour stratifier légèrement la partie

supérieure de la couche mélangée qui fait diminuer hm de 348 à 91 m entre les deux cycles, mais qui est gommée en prenant $zCM2$ comme critère. En examinant en détail la courbe du cumul des flux on constate que hm est passée par un maximum le 3 mars à 06 :00 h TU et que la couche mélangée a sans doute atteint 354 dbars, ce qui explique la forte courbure à cette profondeur du profil en température au cycle 53. Tous ces écarts entre les différents critères seront résolus avec la méthode CMTD. Cependant on voit déjà que $zmd0.01$ a une durée de vie inférieure à la demie journée, même en hiver, que le critère de température comme $zCM1$ est plus représentatif d'un couche mélangée qui a expérimentée un maximum dans les quelques jours qui précèdent, en gommant les stratifications journalières. Bien évidemment il convient de ne pas faire de conclusion hâtive.

6.- La méthode CMTD

Maintenant nous présentons la méthode CMTD

6.1- CMTD rétrograde

Le principe du calcul de la profondeur CMTD repose sur l'équation 3, mettant en correspondance les variations temporelles de $Craures$ avec le flux de masse et en négligeant les effets d'advection, y compris ceux dus à l'advection verticale ; il est donc en particulier supposé que la densité de la colonne d'eau ne change que sous l'effet direct des flux de surface. On dispose d'un profil vertical de densité $\rho(z,t_2)$ et des flux de flottabilité Jb colocalisés à la position de profil et pour un domaine temporel couvrant au moins une fenêtre δt de quelques jours. On se place dans l'hypothèse où la mer est plus stratifiée à l'instant t_2 du profil observé de densité qu'à l'instant t_1 que l'on suppose pour le moment antérieur (**d'où rétrograde**) à t_2 . t_1 est **trouvé** comme l'instant où la fonction **cumul des flux de flottabilité $cumJb$** est le minimum le plus proche de t_2 . Il est aussi supposé qu'à cet instant la profondeur de couche mélangée est 'instantanément' maximale et définie comme la valeur de profondeur recherchée **CMTD(t_1)**. t_2 est l'instant d'observation du profil de densité qui est utilisé pour faire les calculs de **$Craures(h)$** à toute profondeur $-h$. comme indiqué par la première équation **Figure 5**.

Le profil (non observé) à t_1 est supposé ne différer du profil à t_2 (observé) que par l'entrée dans l'océan du cumul de flottabilité $cumJb$ de t_1 à t_2 , connu à partir des flux de surface. La valeur de CMTD à l'instant t_1 est recherchée en posant (2^{ème} équation Figure 5) que c'est la profondeur h pour laquelle $Craures(h)$ vaut l'équivalent en masse de l'excès de flottabilité entrée dans l'océan entre t_1 et t_2 . Pour simplifier les notations, la différence trouvée à droite de cette équation Figure 5 sera généralement nommé par la suite **$\delta cumMF(t_2, t_1)$** , bien qu'il s'agisse d'une différence sur le cumul des flux de masse $\delta cumMF$. Les surfaces en bleu (Figure 5) sous la courbe $cumJb(t)$ et à droite de la courbe $\rho(z,t_2)$ sont égales en tenant compte de la conversion, par le facteur ρ_0/g , de la quantité de flottabilité [$cumJb(t_2) - cumJb(t_1)$], excédentaire entre t_1 et t_2 , en termes de masse déficitaire $Craures (>0)$. Ce calcul ne peut être effectué que si $cumJb(t_2)$ est supérieur à $cumJb(t_1)$ et donc que si la couche mélangée du profil hypothétique à t_1 d'épaisseur $h(t_1)$ a subi un retrait dans l'intervalle $t_2 - t_1$. $h(t_2)$ est donc inférieur à $h(t_1)$; autrement dit, la couche mélangée $hm(t_2)$ est plus faible que **CMTD1** représentant la couche mélangée hypothétique à l'instant t_1 .

La **contrainte forte** est que l'on ne peut espérer déduire d'un profil observé que des épaisseurs antérieures de couche mélangée *supérieures* à celle du profil. La raison physique en est simple, lorsque l'océan subit un réchauffement le retrait de couche mélangée est très rapide (de l'ordre des quelques minutes à 1 heure), par établissement de la stratification par le haut, et laisse donc la trace dans la colonne d'eau du bas de la couche mélangée non concernée par le réchauffement et ceci avant que toute advection n'intervienne.

Dans ce qui précède et en retenant le principe physique, on peut très bien lever la contrainte du minimum de $cumJb$ le plus proche de t_2 , et considérer tous les instants $t_i < t_2$ pour les quels la fonction $cumJb$ passe par un minimum 'local'. Dans la pratique la fonction $cumJb$ ou $cumMFdet$, son équivalent en masse, qui alors passe par des maxima 'locaux', oscillent au cours d'une journée, (voir par exemple la figure 4 où ces oscillations sont apparentes même avec des flux seulement connus chaque 6 heures). Cela signifie que l'on peut calculer une $CMTD_{ti}$ une fois par jour à chaque minimum de $cumJb$ (maximum de $cumMFdet$) apparaissant aux temps t_i .

Concrètement la routine de calcul impose deux fenêtres temporelles, une fenêtre **winlag** de décalage équivalente au δt ci-dessus et une fenêtre large **winall** couvrant la période précédent le profil sur un nombre de jours fixé par l'opérateur. Il est bien évident que winlag est choisi tel que la fenêtre δt que cela représente encadre les minima recherchés de $cumJb$. La méthode choisit le plus fort minimum apparaissant dans la fenêtre. Bien évidemment $winlag < winall$ et le nombre maximal de détermination de CMTD est le nombre entier inférieur à $winall/winlag$. On peut choisir $winlag = 1$ jour et $winall = 30$ jours, il en résultera 30 valeurs de CMTD ; si l'on choisit 5 et 150 jours, on obtiendra encore 30 valeurs mais elles seront alors espacées d'environ 5 jours. Le pas minimum pour $winlag$ est 1 jour pour respecter la structure de la fonction $cumJb$ qui sauf périodes de vents forts présentent un minimum par jour. On voit ici l'importance d'avoir examiné les cycles caractéristiques des flux de masse et surtout de disposer de flux à un pas temporel résolvant le cycle journalier. En effet si l'on prenait des flux moyens journaliers, le nombre de détermination possible chuterait fortement et même la validité de la méthode peut être mise en doute car les approfondissements temporaires seraient ignorés et pourraient nuire à la lisibilité physique du calcul.

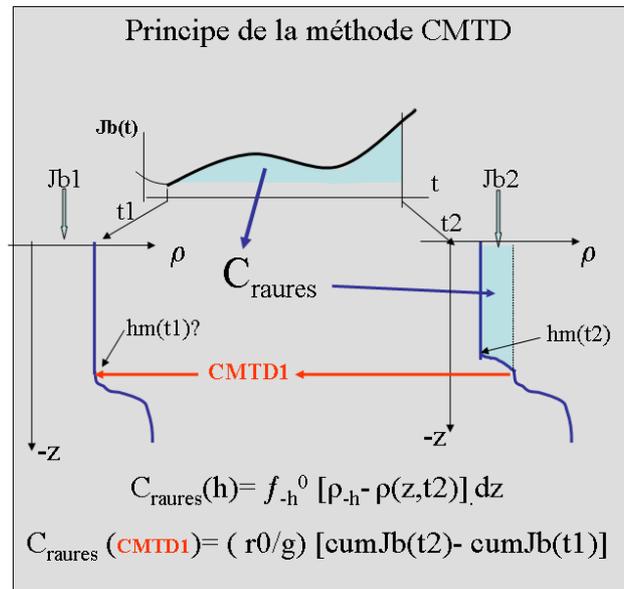


FIGURE 5 : Schéma de principe de la méthode dite CMTD Couche mélangée à Temps Décalé. t_1 est fixé comme l'instant où dans l'intervalle δt choisi le cumul temporel de Jb , $cumJb(t)$, est minimal. Il est aussi supposé qu'à cet instant la profondeur de couche mélangée est 'instantanément' maximale et définie comme la valeur de profondeur recherchée $CMTD(t_1)$. t_2 est l'instant d'observation du profil de densité qui est utilisé pour faire les calculs de **Craures** (h) à toute profondeur $-h$. comme indiqué par la première équation. Le profil (non observé) à t_1 est supposé ne différer du profil à t_2 (observé) que par l'entrée dans l'océan du cumul de flottabilité $cumJb$ à partir de t_1 jusque t_2 , connu à partir des flux de surface et représentée sur le schéma par l'aire en bleu sous la courbe $Jb(t)$. La valeur de CMTD à l'instant t_1 est recherchée en posant (2^{ème} équation) que c'est la profondeur h pour laquelle $C_{raures}(h)$ vaut l'équivalent en masse de l'excès de flottabilité entrée dans l'océan entre t_1 et t_2 . Les surfaces en bleu sur les courbes $cumJb(t)$ et $\rho(z,t_2)$ sont égales en tenant compte de la conversion, par le facteur r_0/g , de $cumJb(t)$ excédentaire en masse déficitaire (>0). Ce calcul ne peut être effectué que si le profil observé est plus stratifié que le profil cible à l'instant t_1 $t_2 > t_1$ (voir texte), autrement dit que la couche mélangée $hm(t_2)$ est plus faible que $CMTD1$ représentant la couche mélangée hypothétique à l'instant t_1 .

Il est donc fort possible de choisir *winlag* de 2, 3, 5 jours et d'augmenter en conséquence *winall* ; toutefois il convient d'être prudent dans l'examen des résultats car plus la fenêtre de temps explorée est grande et plus les effets négligés peuvent prendre de l'importance comme on le verra.

Comme l'on sait que les périodes de réchauffement ne sont pas progressives en raison de l'impact des coups de vent en particulier sur les flux de masse, toutes les déterminations citées dans notre exemple ne sont pas à retenir. Le critère hors effets décelables d'advection est la croissance en de CMTD (*ti*) en s'écartant en rétrograde de l'instant *t2* du profil utilisé.

Deux exemples sont montrés **Figure 6**, choisis au hasard dans notre base de données au point DyfamedProsVI, nous y reviendrons plus loin.

Par la suite, voir par exemple la table de procédure, t_2 sera généralement remplacé par tp , dates et heures des profils d'une série de CTD choisie et t_1 par ti , dates et heures des minima du cumul de flux de flottabilité. Noter que les indices de tp et ti n'appartiennent pas aux mêmes séquences temporelles (l'un correspond aux dates des profils, l'autre aux dates des flux. Nous avons donc utilisé dans les calculs un référencement commun des dates et heures pour les profils et les flux qui a été le référencement des dates en Matlab.

6.2- CMTD prograde

La seule contrainte forte pour l'application de la méthode CMTD mise en évidence ci-dessus peut également être appliquée en prograde. Cependant une nuance - ou une réserve - importante doit être mentionnée. En appliquant la méthode en rétrograde, on utilise la variation du contenu de flottabilité observé entre t_1 et t_2 , qui correspond à un retrait de la couche mélangée par rapport à t_1 . Dans ce cas le bilan de flottabilité est suffisant puisque tous les effets mécaniques du vent peuvent changer *hm* mais pas le contenu en flottabilité. En observant à t_2 , ces effets *ont eu lieu et sont retenus* dans le profil observé. En prograde, ce n'est pas le cas, les effets mécaniques du vent peuvent changer la profondeur de *hm* à l'instant t_3 postérieur à t_2 . Même si le cumul des flux postérieur à t_2 restent toujours valables, rien ne dit que la profondeur de CMO à t_3 correspondra à la seule perte de flottabilité sur le profil observé à t_2 puisque de l'entraînement d'origine mécanique pourrait avoir lieu. C'est la raison pour laquelle dans le projet PROSAT initial il était prévu d'utiliser l'équation du bilan d'énergie potentielle qui prend en compte les fractions respectives d'une part d'énergie potentielle de source J_b et d'autre part celle de source u^3/h . Donc tout n'est pas perdu, mais les algorithmes deviennent plus compliqués et ne sont pas encore au point. Au demeurant la réserve apportée ne concerne que les faibles couches mélangées progrades et elle tombe dès que celles-ci dépassent environ 100 m. Pour cette raison la méthode a été appliquée en prograde (avec succès au moins apparent) tout en indiquant que les résultats doivent être considérés comme 'potentiels' et passés au crible de toute évaluation disponible de vraisemblance du résultat.

6.3- Exemple concret de screening pour deux profils en rétrograde

Ici le terme « screening » est utilisé pour désigner la procédure de sélection utilisée pour rejeter les fausses déterminations de CMTD qui ne satisfont pas la contrainte forte.

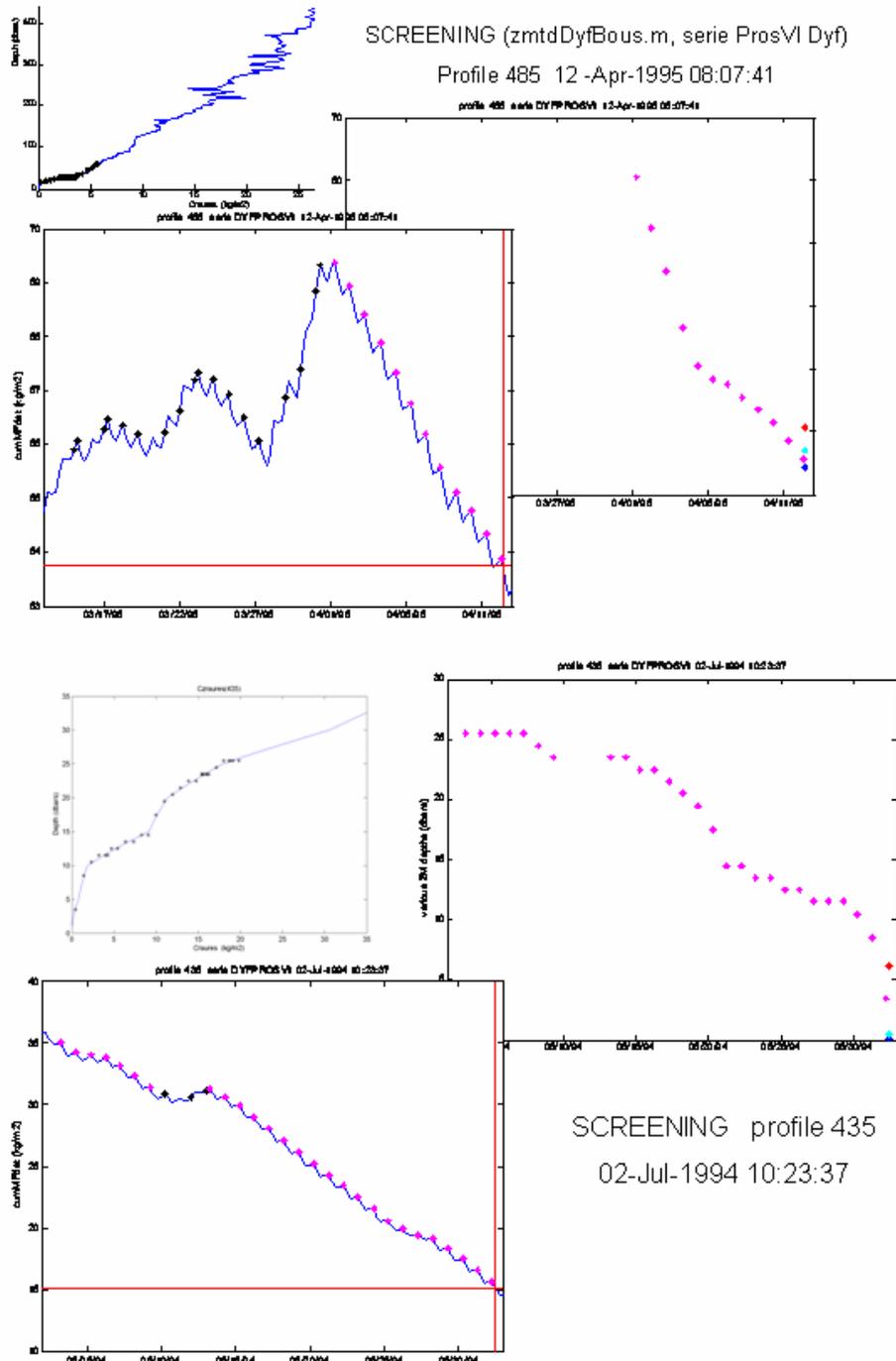


FIGURE 6 : Screening pour 2 profils de la série PROSVI-DYF 435 (en bas) et 485 (en haut). Pour chaque profil sont montrées 3 graphes : celui du profil de Craures en X et profondeur en Y avec des points correspondants a toutes les CMTD rétrogrades calculées (winall = 30 jours ; winlag = 1 jour), en dessous celui de cumMFdet (kg/m²) en retro-date de celle du profil indiquée par l'intersection des deux droites rouges, et celui des valeurs de CMTD retenus après screening en mauve pour chaque date des maxima de cumMFdet. **Les valeurs rejetées sont indiquées par les points noir sur le deuxième graphe.** Sur le 3^{ème} graphe sont aussi portés les valeurs de zmd0.01, de zmd0.03 et zCMI respectivement en bleu, cyan et rouge à la date du profil.

En rétrograde comme en prograde, la contrainte forte reste ; plus on s'éloigne en temps du profil observé et plus les valeurs de CMTD doivent croître. Cela ne veut pas dire que le 'screening' appliqué sur la CMTD (par exemple sur les 30 valeurs de l'exemple pris ci-dessus) doit éliminer toutes les valeurs de CMTD précédant, dans la série t_i , un maximum temporaire. On doit simplement éliminer les valeurs qui ne rendraient pas la série retenue uniformément croissante avec

l'écart temporel au profil. Ceci est montré sur la **figure 6**. Ainsi on respecte le principe que les retraits successifs de couche mélangée, n'ont pas été repris par l'influence atmosphérique et que la signature chaque *CMTD_{ti}* reste jusqu'au moment de l'observation. La méthode CMTD en fait revient à exploiter la structure en marche d'escalier souvent observée au court du réchauffement printanier. Deux exemples de screening sont montrés. Pour chacun des profils dont la date est montrée trois graphiques sont présentés (voir légende). Pour le profil 435, en bas, réalisé en période stratifiée presque toutes les 30 valeurs de CMTD sont retenues, seules 3 points sont éliminés car ils correspondent à des dates où le flux de masse en cumul devient inférieur à celui du 13 Juillet 1994, ce qui signifie que l'information de la stratification temporaire précédant cette date a été gommée par une couche mélangée plus épaisse. Cependant la perte d'information est faible. Pour le profil 485 réalisé en début de printemps, la période winall de 30 jours précédant le 12 avril 1995 08 :07 couvre en fait un maximum tardif de couche mélangée (60 m) en début de printemps rencontrée cette année là le 1^{er} Avril 1995 !. Un assez fort coup de vent précédent cette date a détruit la stratification naissante de la deuxième quinzaine de mars, ce qui rend sans signification les valeurs calculées de CMTD avant le premier avril. Pour saisir la profondeur de couche mélangée hivernale de 1995 soit 290 dbars, il aurait fallu choisir winall plus important que celui de l'exemple.

Table II - Procédure d'application de la méthode CMTD :

- 1-Choisir la série de profil (T, S, ρ)
- 2-Contrôler la qualité du profil de densité (éventuellement filtrer ce profil)
- 3-Interpoler au mètre le profil, choisir zs ou extrapoler à la surface
- 4-Calculer les contenus *Craures(h)* en incrémentant h par pas de 1 dbar
- 5-Extraire les flux de flottabilité pertinents pour la série de profil de la base de données des flux par colocalisation spatiale
- 6-Calculer le cumul *cumJb(tf)* et colocaliser temporellement les flux pour chaque profil, trouver le cumul des flux *cumJb(tf = tp)* correspondant à la date exacte *tp* de chaque profil.
- 7-Choisir la fenêtre temporelle **winlag** et le domaine temporel total **winall** et trouver dans chaque fenêtre temporelle les dates *ti* et valeurs des minima *cumJb(ti)* de la série du cumul des flux
- 8-Calculer les différences (>0) [*cumJb(tp)-cumJb(ti)*] et convertir en *deltacumMF(ti,tp)* noté aussi **deltaMF (ti,tp)**
- 9- Trouver $h=CMTD$ tel que $Craures(CMTD_{ti,tp}) = \text{deltaMF}(ti,tp)$ pour chaque minima de cumul de Jb (ou Jm) ;
- 10-Faire le screening sur *deltaMF(ti,tp)* qui doit augmenter en s'éloignant de la date du profil pour supprimer les fausses déterminations de CMTD

La procédure est la même en prograde et rétrograde

Noter que l'incrément des dates *tf* est différent de celui de *tp*, *tf* se référant à l'incrément (6hrs, ou 1h) du temps depuis une date de référence pour les flux alors que *tp* est irrégulier car dépend des dates des profils ; des interpolations sont donc nécessaires pour calculer **cumJb(tp)**

Noter également que chaque profil engendre winall/winlag valeurs de CMTD avant le screening; ainsi pour la série ProsVIDyf, constituée de 781 profils validés, un choix de winlag= 1 jour et de winall=30 jours engendre un tableau de 30*781 valeurs de CMTD avant screening.

6.4- Conditions d'application de CMTD

Le screening des CMTD peut s'avérer insuffisant; il devrait être suivi d'une procédure de contrôle de qualité ou de réalisme pour s'assurer que les hypothèses du calcul soient respectées, advection faible par exemple ou par tout autre moyen additionnel issu de la connaissance océanographique. Mais cette réserve vaut également pour toute détermination de hm même avec les critères classiques. Quelques examens critiques seront cependant présentés au paragraphe 8

7.- Les flux utilisés dans l'étude

Plusieurs séries de flux avec les paramètres (Ta, Tw, Pa, Hu, Tazonal, Taumeridien) ont été constituées en archive Matlab locale après extraction par Guy Caniaux de l'archive CEP, Une annexe sera fournie décrivant le détail de ces archives.

- Série du CEP issus de la réanalyse MERA 11 pour la zone Méditerranée Nord Occidentale avec une résolution de 0.5 degré et un pas de 6 heures en vue d'exploiter la série 1981-2002 de profils près de la position actuelle de la bouée Météo Ligure.

- Série CEP opérationnel 6 heures, 0.5 degré couvrant l'ensemble de la méditerranée pour la période 2004-mi 2010, en vue de les utiliser pour différents flotteurs ARGO dont ceux de PROSAT.

- Série CEP opérationnel 6 heures, 0.5 degré pour la MNO et la période 1999 2008 pour utilisation avec les profils CTD depuis 2000 obtenus avec les programmes Dyfamed Mouse et Boussole près de la bouée météo Ligure.

- Série Bouée Ligure constituée par Guy C à partir des données horaires de la Bouée Météo ODAS Azur mise en place en 1999 pour les paramètres non radiatifs et un choix des meilleurs flux radiatifs calculés à partir des données Météosat et celle du centre européen. Cette série couvre actuellement la période 1999 2006 et c'est la seule série disponible avec un pas horaire.

8.- Les séries de profil utilisées pour tester la méthode CMTD

- Série Boum juin juillet 2008 selon une radiale de 30 stations traversant la méditerranée entre Chypres et Fos sur Mer et 3 stations occupées dans des centres de tourbillon.

- Série Dynaproc 2 en Septembre-Octobre 2004 près de la bouée ODAS Azur et du site Dyfamed Boussole constituées d'environ 240 profils.

- Série Flotteur ARGO Bio 6900679 (H. Claustre) immergé dans le cœur du tourbillon Cyprus durant la campagne BOUM et qui y est resté de début Juillet 2008 jusqu'au 15 mars 2009. Le flotteur a ensuite dérivé vers Chypres puis le gyre de Rhodes et il est actuellement dans le tourbillon Ierapetra.

- Série ProsVIDyf de CTD au voisinage de la bouée ODAS Azur constituée depuis 1981 jusque 2000. Cette série historique est limitée à 700 dbars, bien qu'un certain nombre de profils aillent jusqu'au fond ; le pas temporel entre profil est très irrégulier, quelquefois plusieurs stations par jour, un pas de récurrence d'environ 15 jours les 3 premières années puis un mois. Cette série a fait l'objet d'un long travail de contrôle qualité pour harmoniser les résultats issus de différentes sondes et obtenus par divers opérateurs.

9.- Comparaisons entre critères

9.1- zmd0.01 et zmd0.03 versus zCM1 : série profils ARGO

Avec le critère de 1 kg.m^{-2} pour $z\text{CM1}$, on peut s'apercevoir, et c'est un résultat, que les $z\text{md}$ calculés avec un deltarau par rapport à la surface de 0.01 et 0.03 kg.m^{-3} sont assez fortement biaisés. Nous avons porté **Figures 7a, 7b**, les déterminations de $z\text{md}0.03$ pour la série ProsVIDyf 1981-2000 et des flotteurs ARGO disponibles en 2008 en méditerranée en fonction des valeurs $z\text{CM1}$ correspondant au critère de masse déficitaire de 1 kg.m^{-2} ; pour chaque lot de CTD ou de flotteurs nous dressons ce même type de diagramme. **Le résultat assez constant est que pour des hm d'épaisseur inférieure à 50 m pour $z\text{md}$, $z\text{CM1}$ est très souvent supérieur à $z\text{md}$ et au-delà de 50 m c'est l'inverse.**

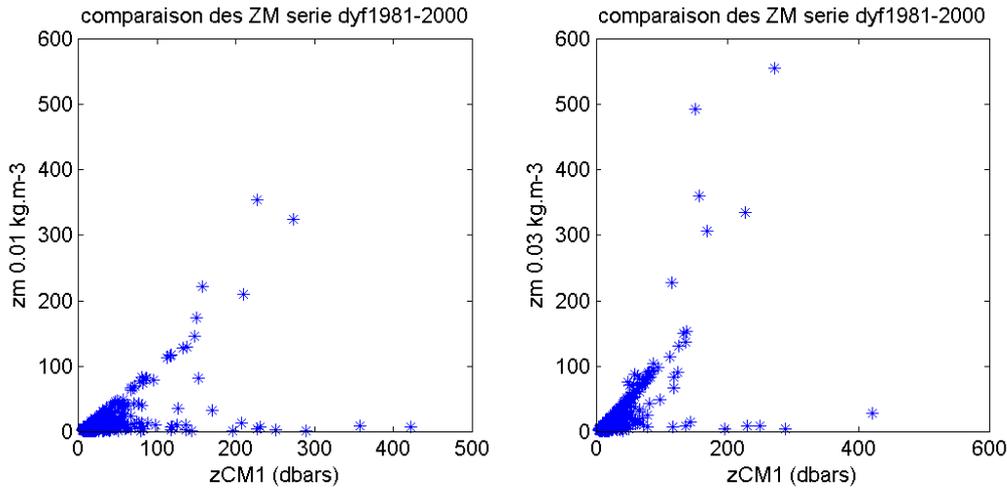


Figure 7a. Comparaison des déterminations de CM en utilisant un critère de différence de densité ($z\text{md}0.01 \text{ kg.m}^{-3}$, à gauche ; $z\text{md}0.03 \text{ kg.m}^{-3}$ à droite en ordonnées) et un critère de contenu de flottabilité résiduelle ($z\text{CM1}$, 1 kg.m^{-2}). Des différences pour les faibles $z\text{m}$ sont notables et peuvent être énormes lorsque sont considérées les épaisseurs couches mélangées hivernales. Toutefois un nombre important de cas, voir texte, conduisent à des estimations proches (points alignés le long l'axe des x). Dans cette série ProsVIDyf la profondeur maximale des profils retenus pour l'instant est 700 dbars.

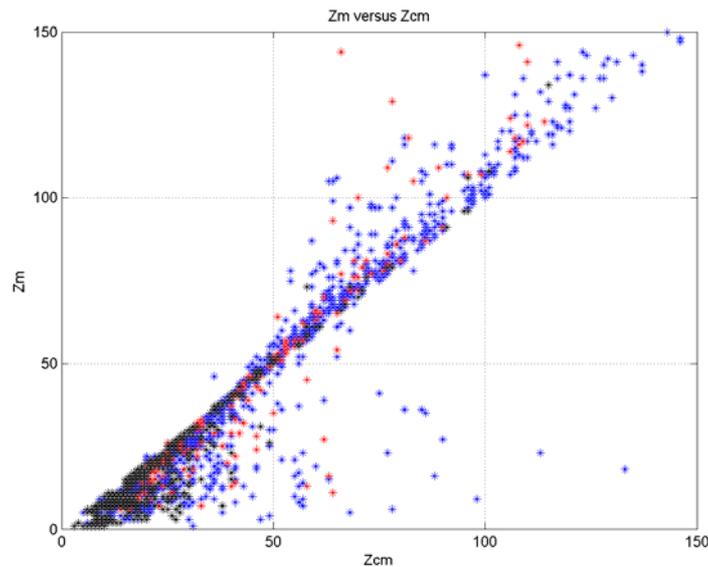


Figure 7b ; Comme pour la figure 2a, mais pour tous les flotteurs ARGO qui ont dérivé en Méditerranée depuis 2004, soit environ 40 flotteurs. La détermination des CM a été faite sur les données non validées en 'delayed mode' puisque aucun profil de ce type n'était disponible en base Coriolis ARGO. La distinction des points de différentes couleurs n'a pas d'intérêt ici. On notera toutefois que $Z\text{m}$ (0.03 kg.m^{-3}) et $Z\text{cm}$ sont souvent similaires (droite à 45°) ce qui est le cas lorsque la couche mélangée est très mélangée et qu'à sa base se situe un fort gradient de densité. Les points hors de la

droite ne sont pas distribués uniformément indiquant un biais systématique. Les origines de ces biais parfois importants et conduisant à une sous ou sur estimation de z_{md} (ordonnées) par rapport à z_{CM1} sont discutées dans le texte.

Cependant une fraction notable de cas donne des profondeurs comparables. Ceci s'explique en grande partie par le fait que pour obtenir $1\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ en contenu de masse pour hm faible, la différence de densité surface - bas de couche de mélange est (très) supérieure au critère de différence de densité (**Figure 7c et légende**). C'est l'inverse quand hm est grand. Pour la figure 7c en bas il faut agrandir la figure pour constater qu'au dessus de $z_{CM1} = 50\text{ m}$ les points représentatifs de la comparaison sont au dessus de la première diagonale. L'écart des oints à la diagonales dépend du gradient de densités sous z_{md} : il sera grand si le gradient est faible, petit s'il est fort. Toutefois dans le cas (non représenté ici) de très grandes profondeurs on peut avoir $z_{md} < z_{CM1}$ si des couches très homogènes se superposent. Ce problème peut être résolu en faisant intervenir les flux de surface et en calculant les CMTD. On sait d'après les résultats de Pomme que très peu de biais subsistent entre z_{CM1} et CMTD (voir projet initial), ce qui indique que z_{CM1} est plus fiable que z_{md} qui utilise un critère de différence de densité depuis la surface au lieu du contenu déficitaire en masse.

Il reste que les déterminations sur critère de différence de densité donnent un résultat correct pour le profil instantané ; de grandes variations en période de refroidissement ou de coup de vent peuvent être obtenues au cours d'une journée. z_{CM1} est moins sensible à ces variations dans ces cas là et est donc une représentation plus robuste de la profondeur de couche mélangée à l'échelle d'une journée. L'étude doit se poursuivre pour examiner tous les cas douteux et en particulier les fortes couches mélangées.

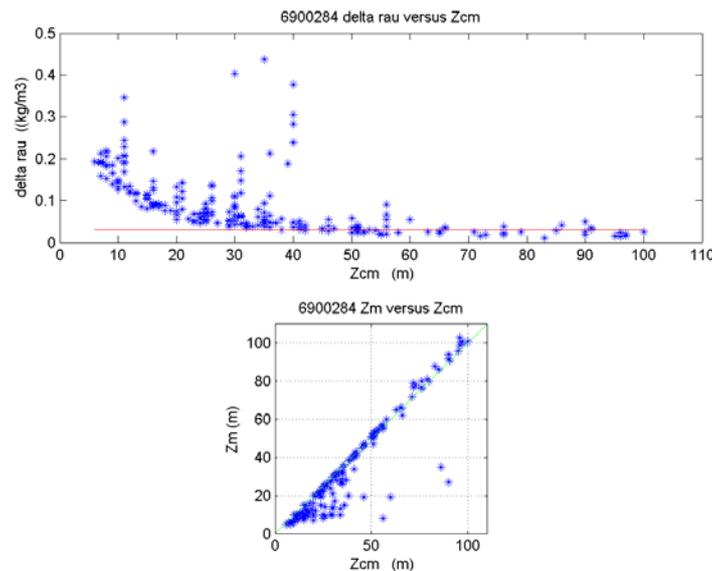


Figure 7c. Exemple de détermination $z_{m0.03}$ et z_{CM1} pour le flotteur WMO6900284, qui a fait son parcours en mer Ionienne entre fin 2004 et mi 2008. Le graphique du haut indique la différence de densité entre la surface et le bas de la couche d'épaisseur z_{CM1} . La droite rouge est portée pour une valeur d'ordonnée de $0.03\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, le critère pour $z_{md0.03}$ dont les valeurs sont portées en ordonnée du graphique du bas. Comme ce flotteur n'a pas expérimenté de fortes profondeurs de couche mélangée, on constate que z_{md} est souvent inférieur de plus de 50% à z_{CM1} , mais que les valeurs sont très voisines lorsque la droite rouge passe par le nuage de point en haut ou que le gradient de densité en bas de la couche de mélange est assez fort. Sur ce graphique les points très au dessus de la droite rouge sont des points où une faible couche de surface est stratifiée temporairement.

9.2- Série test Dynaproc avec plus de dix stations par jour.

Pour contrôler les validités des déterminations de hm , nous avons recherché des tests indépendants tels que l'homogénéité de la concentration en chlorophylle ou en oxygène dans la couche mélangée. Dans cet esprit, nous avons utilisé la série test Dynaproc de 244 CTD entre mi septembre et mi octobre 2004 au point Dyfamed Boussole en utilisant pour CMTD les flux horaires calculés avec les données de la Bouée Météo ODAS Azur pour mieux mettre en évidence les

fluctuations de *hm* au cours d'une journée et l'aspect anecdotique de la détermination sur critère de différence de densité. Nous avons aussi contrôlé le critère *zCM1* en le comparant aux différents décalages temporels de flux de masse *deltaMF* calculé par la méthode CMTD.

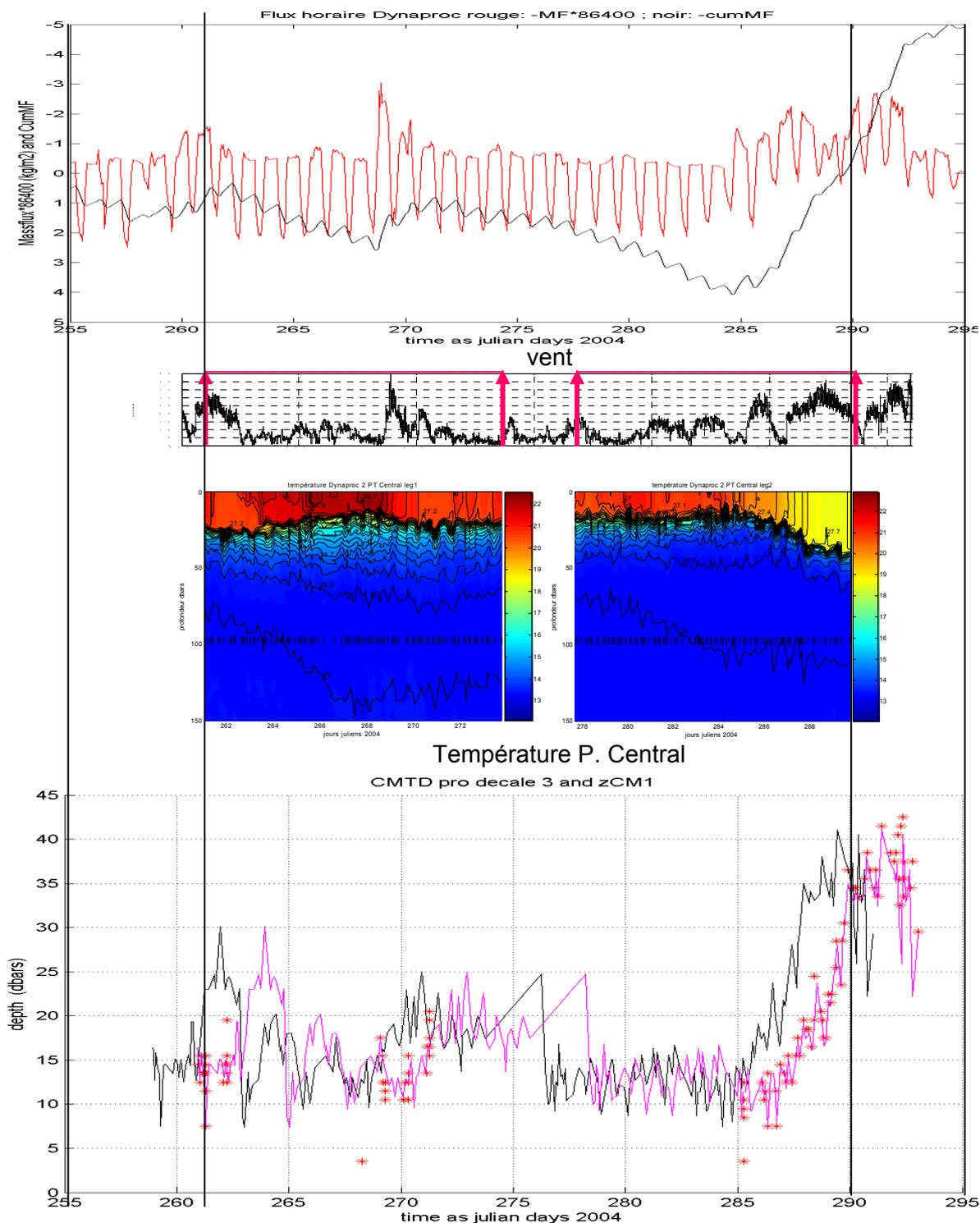


FIGURE 8a : Série profils CTD Dynaproc 2 : panneau supérieur : Flux de masse *horaire MF*, courbe rouge, en $kg/m^2/s$ multiplié par 86400, et Cumul du flux de masse, *cumMF*, courbe noire en kg/m^2 placé sur l'axe Y qui est *inversé* de manière qu'il rentre dans le cadre de l'échelle MF. Panneau du milieu : section temporelle, 0 -150 m, de la température potentielle observée pour toutes les stations de Dynaproc2 dont les dates sont marquée par les petits traits verticaux placés à 100 m. Un agrandi est lisible par zoom en version électronique. Les isolignes de densité espacées chaque 0.1 kg/m^3 sont surimposées en lignes noires ; le sommet de la thermocline coïncidant ici avec celui de la pycnocline est clairement marqué par la proximité des isolignes de la pycnocline. Ce graphique ne correspond qu'aux profils réalisés au point central de l'expérience et les quatre droites verticales (traits noirs fins) assurent de l'alignement en date des 3 panneaux. Au dessous de la section de T est aussi représentée la séquence temporelle de la

force du vent entre 0 et 30 nœuds. Panneau inférieur : séquence temporelle des valeurs zCMI (courbe en noir) placées au temps t_p et CMTD+2j (astérisques mauves) placées aux dates correspondantes des maxima du cumMF. La courbe en mauve est la même que celle en noir décalée de + deux jours (voir texte). Les profondeurs sont ici croissantes vers le haut. Les dates sont en jour julien 2004, du 11 Septembre 2004 00 :00 (jour 255) au 21 Octobre 2004 (jour 295)

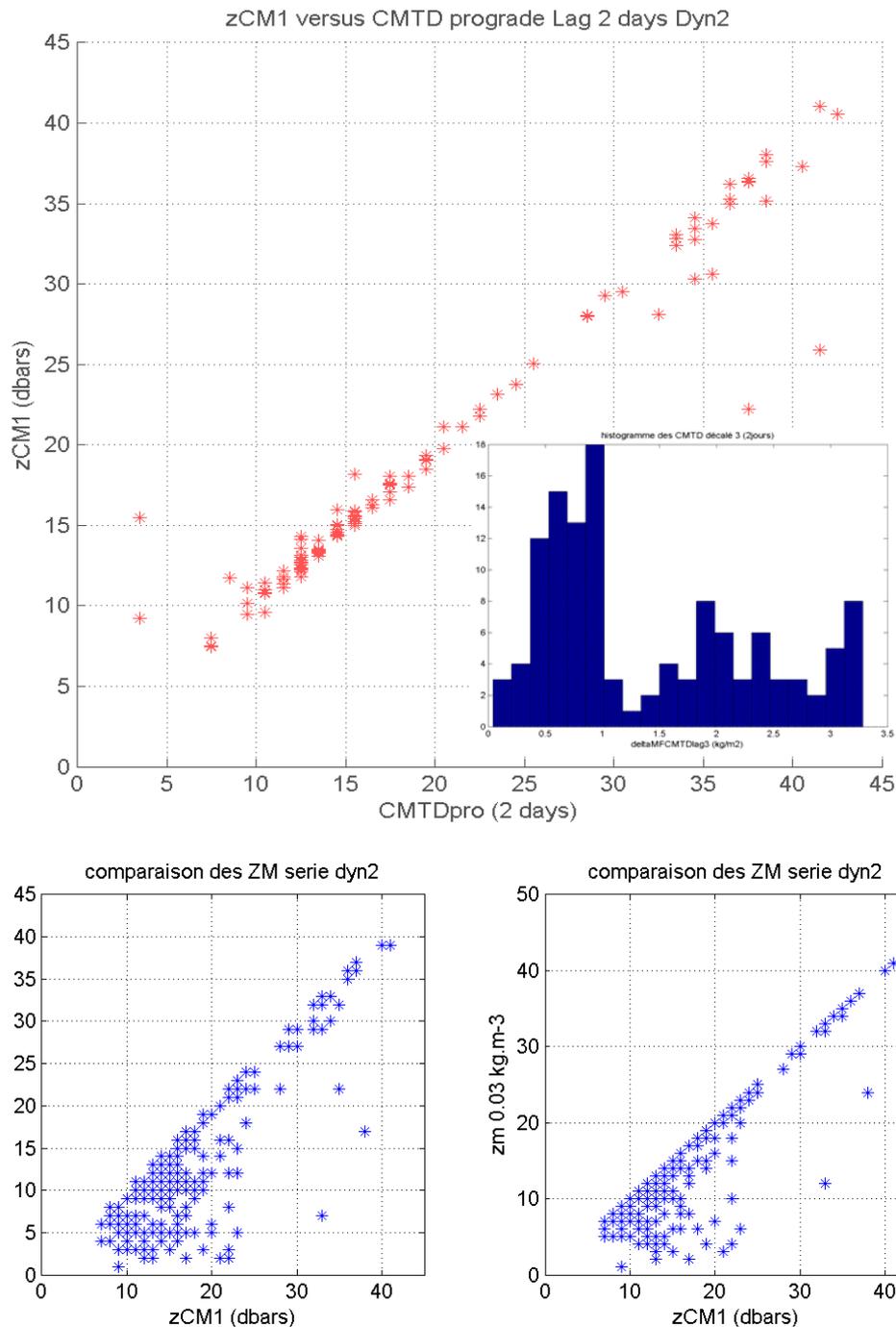


FIGURE 8b : Corrélations pour la série Dynaproc 2 entre différentes détermination d'épaisseur de couche mélangée. Panneau du haut : relation (astérisques rouges) entre zCM1 et CMTD +2 j prograde en X (dbars) déterminées pour chaque profil au temps t_p les quelques points qui s'écartent notamment de la première diagonale correspondent à des évènements de pluie. L'insert représente l'histogramme de CMTD+2j qui est maximal autour de 1kg/m2 pour $\Delta_{cum}MF$ (voir texte). Panneau du bas : Comparaisons entre les déterminations utilisant les critères classiques zmd0.01 à gauche ou zmd0.03 et les valeurs de zCM1 utilisant un critère de contenu en masse déficitaire de 1kg/m2. On constate que la comparaison est excellente sur le graphique du haut mais que sur ceux du bas un nombre de points importants correspondant aux périodes diurnes et au cyclage de la CMO s'écartent de la diagonale.

FIGURE 8c : Exemples de contrôle de la qualité de la détermination de l'épaisseur de couche mélangée pour la série Dynaproc 2 en utilisant zCM1. L'axe des X est en jours juliens 2004 et les profondeurs de couche mélangée selon les différents critères rappelés en légende sont portées sur le panneau du bas. Pour les trois autres panneaux l'axe des Y est inversé afin de respecter la disposition classique des profils des différents paramètres Fluorescence de la Chlorophylle a (panneau supérieur), de l'oxygène dissous (en ml/l) et de la densité (en kg/m3). Les différentes courbes sur chaque panneau correspondent voir légende appropriée aux

valeurs des paramètres à différentes profondeurs soit fixes (e.g ; 10 m) soit variables mais correspondant à zCM1 et zCM1 plus 10 m

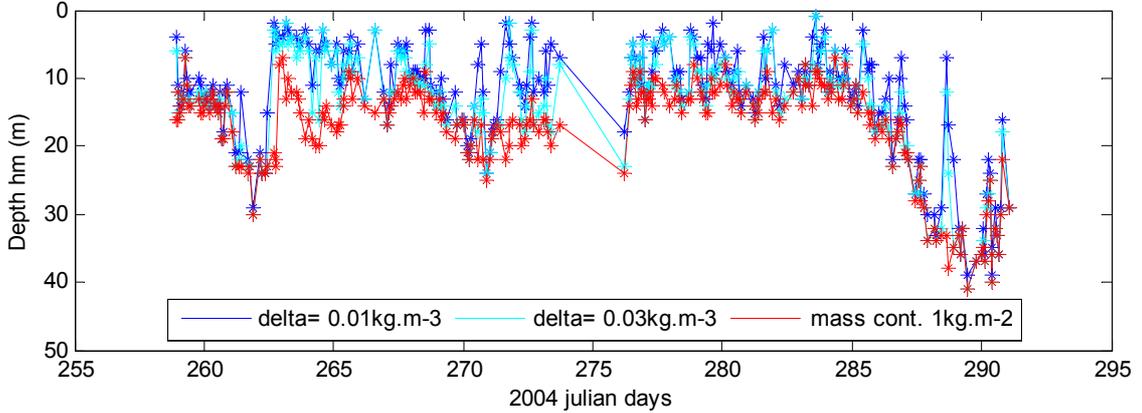
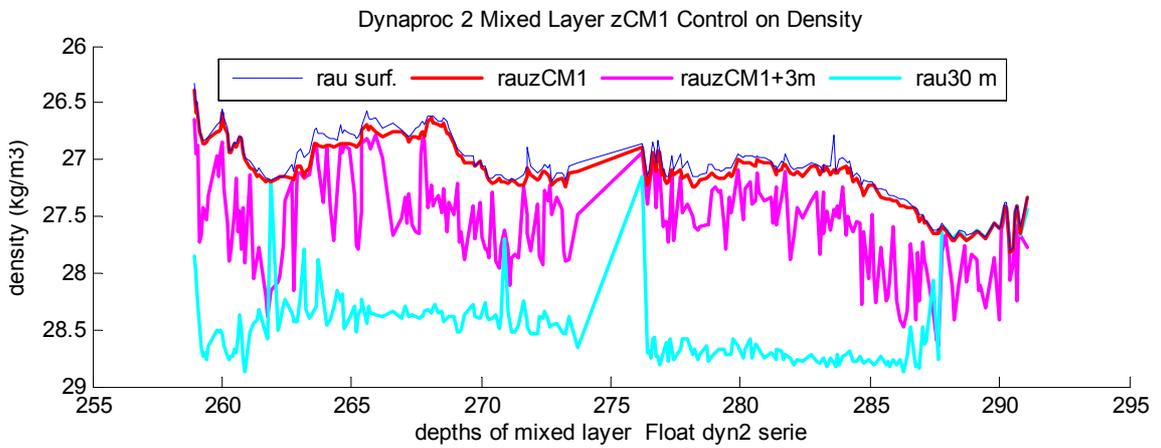
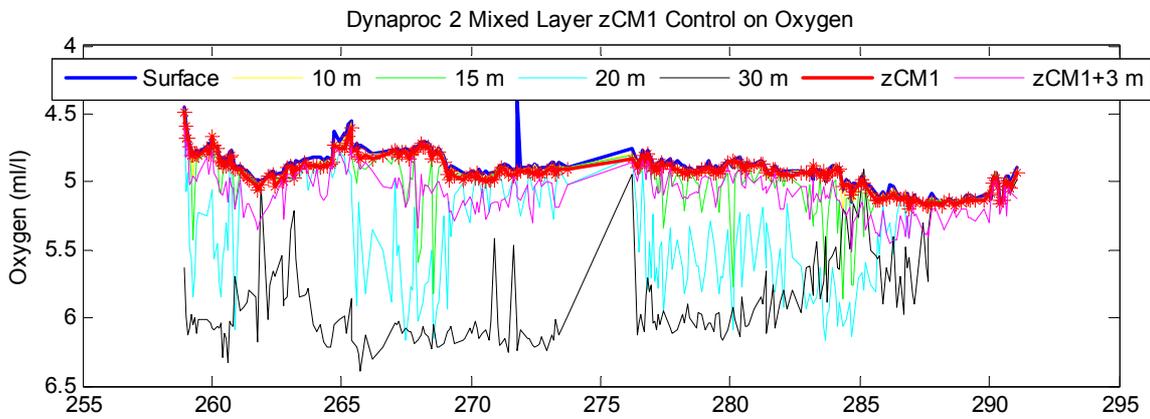
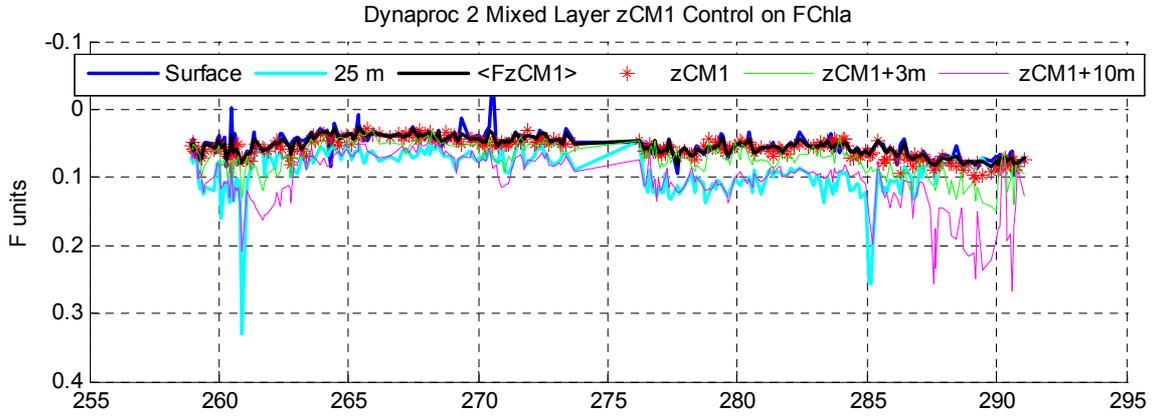


FIGURE 8c : Voir légende page précédente

La série de température est présentée **Figure 8a**, panneau central pour la partie qui était sur un point fixe géographique à environ 1 km près. Sur cette section temporelle (0-200m) de température réalisée en 2 legs (**Raybaud et al. 2010**) sont superposées en traits noirs les isolignes de densité chaque 0.1 kg/m³. Pour cette période de début d'automne, l'océan est très stratifié et dans la région le sommet de la forte pycnocline due en fait que la thermocline est voisine de 15 m comme on peut le constater par le rapprochement des isopycnes en dessous de cette profondeur. Le module du vent est reporté au dessus de ce graphique de température et vers la fin de la campagne une série de vents modérés à forts ont permis à la couche mélangée de s'approfondir jusqu'à environ 40 m grâce à l'accroissement très significatif du flux de masse et de son cumul (panneau supérieur de la figure, Y inversé).

Nous sommes donc dans une situation de faible hm qui a priori cycle à l'échelle de la journée sous l'influence du flux solaire (c'est le flux de masse qui est porté en réalité sur le panneau supérieur en rouge). Néanmoins nous constatons des oscillations de la pycnocline à haute fréquence dues aux ondes proche inertielles. Il apparaît aussi une tendance complexe, en fait due en partie au cumul des flux de masses superposé en noir, mais aussi sans doute influencée par de l'advection latérale d'une eau dans la première partie de cette campagne qui fait diverger les isopycnes en profondeur. La situation est donc complexe et risque de ne pas donner les meilleurs résultats pour CMTD. Néanmoins cet exemple est utile comme nous le verrons et nous avons appliqué la méthode CMTD en prograde pour simplifier la présentation, avec $\text{winall} = 5$ jours et $\text{winlag} = 1$ jour.

Dans le panneau inférieur sont montrées la profondeur de zCM1 (ligne noire) positionnée aux dates exactes (tp) de chaque profil et celle de CMTD+2j prograde (croix rouges) avec un décalage de 2 jours. Plus précisément les dates de CMTD correspondent aux maxima de cumMF trouvés dans la fenêtre $tp + 2 \text{ jours} - tp + 3 \text{ jours}$ et sont positionnées sur le graphique avec les dates de ces maxima de cumul. Pour être plus clair, nous avons aussi décalé de deux jours la série zCM1 (ligne mauve). On constate que CMTD+2j sont bien voisines de la courbe en mauve. C'est pour ce décalage de CMTD après screening qu'est trouvée la meilleure corrélation entre zCM1(tp) et CMTD+2j(tp) (Figure 7b panneau du haut) ; seulement quelques points qui correspondent en fait à de fortes pluies sortent de la diagonale du graphique. Nous concluons donc que le critère 1kg/m² de Craures (zCM1) correspondrait à une réalisation de hm environ 2 jours après la date du profil en moyenne. Ceci est à peu près confirmé par la constatation que le maximum de l'histogramme des deltaMF après screening pour CMTD+2j est bien situé à 1 kg/m² (histogramme inséré sur cette figure). Nous concluons donc également que zCM1 gomme les fluctuations de hm à l'échelle d'une journée, voire de deux jours. Elle serait plus représentative de la colonne d'eau parcouru par une cellule de phytoplancton qui dans les conditions de Dynaproc 2 a un temps de doublement d'environ 3 jours, même si au cours de la journée elle peut être piégée près de la surface. Pour décrire le cycle diurne de hm le critère zmd0.01 est évidemment plus approprié, car il tiendra compte de la stratification temporaire de milieu de journée, surtout lorsque le vent est faible. On trouve effectivement que la meilleure corrélation (non montrée) de zmd0.01 avec CMTD est bien pour CMTD+0j, le jour même de tp donc. Pour zmd0.03 on trouve plutôt une meilleure corrélation avec CMTD+1j. Ainsi, nous pensons que pour une cellule de phytoplancton la profondeur hm la plus représentative sera zCM1 en critère simplifié et CMTD+2j avec la méthode CMTD. Sur le panneau du bas **Figure 8b** sont montrées les corrélations de zCM1 avec zmd0.03 à gauche et zmd0.01 à droite. Clairement les zmd sous-estiment les épaisseurs de couche mélangée, si notre cible est de connaître l'éclairement moyen reçu par une cellule avant son doublement.

Bien que le temps de résilience des zmd et de zCM1 soient maintenant précisés (pour cette expérience !) nous devons émettre une réserve en insistant sur l'aspect <potentiel, hypothétique> de l'utilisation de CMTD. En effet la méthode CMTD repose sur l'équation 3 sans termes

d'advection ; donc les valeurs qu'elle fournit ont un caractère prédictif en prograde et rétroactif en rétrograde en utilisant chaque profil de densité. Les valeurs réelles, celles effectivement réalisées peuvent être différentes. L'avantage indéniable de CMTD est de connaître la physique invoquée. Dans le cas de Dynaproc2 cependant on s'aperçoit que plusieurs estimations de CMTD aux mêmes instants sont disponibles puisque les instants t_i sont fixés par les minima de cumul de flux, en général donc 1 fois par jour, et ne donnent pas les mêmes valeurs. Elles oscillent, en dehors de la période de fort refroidissement, de plusieurs mètres. L'origine de ces oscillations est à rechercher dans l'influence des ondes proches inertielles qui perturbe Craures en changeant l'espacement entre les isolignes de densité. Il serait simple alors d'approcher la valeur réelle en faisant une moyenne de ces déterminations, mais pour l'instant nous laissons les résultats en l'état. Nous y reviendrons dans une prochaine prospective, mais ceci montre que les termes négligés dans notre approche simpliste imposent des limites apportées par l'influence des ondes inertielles.

Un autre type contrôle a été effectué avec ces données de Dynaproc2. Il consiste à regarder comment des variables issues de la biogéochimie réagissent aux cycles de couche mélangée.

La **figure 8c** montre les valeurs de fluorescence de la Chlorophylle en fonction du temps et pour différentes profondeurs fixes (panneau du haut) et idem pour l'oxygène (panneau du milieu) et enfin les 3 déterminations sur critères simples de hm (panneau inférieur). Sur les deux panneaux supérieurs sont aussi portées (astérisques rouges) les valeurs pour la profondeur trouvée zCM1 (donc profondeur variable d'après le panneau du bas) et aussi pour la profondeur zCM1+ 10 m en fluorescence et +3 m en oxygène en mauve. Ces deux paramètres augmentent sous la couche mélangée dans le cas de Dynaproc 2 ; Nous constatons que la courbe mauve se distingue nettement de la ligne des astérisques, indiquant que zCM1 est proche de la profondeur de couche mélangée 'ressentie' par l'oxygène et la fluorescence et ceci quelque soit la valeur de zCM1. On peut voir qu'à profondeur constante les paramètres changent très significativement de valeur quand cette profondeur n'est pas dans la couche mélangée. Ce type de graphique nous indique donc que zCM1 est une bonne approximation de la hm expérimentée par les organismes du phytoplancton et pour les échanges océan atmosphère. Pour l'oxygène et ceci malgré les ondes inertielles et les fluctuations en tendance de hm.

Nous n'avons pas encore évalué si une représentation en coordonnées isopycnales au lieu de la profondeur conduirait au même résultat, mais la représentation en coordonnée isopycnale pour l'axe des Y d'une couche presque mélangée est délicate. Toutefois nous pouvons réaliser avec la densité le même type de contrôle que celui effectué avec FChla et Oxygène. Le 3^{ème} panneau en partant du haut de la Figure 7c le représente. Ce panneau contient les valeurs de densité en surface (bleu) et à 30 m (cyan), donc à profondeur constante. Il est ajouté la densité aux profondeurs zCM1 donc variables ainsi qu'à zCM1+ 3 m. on constate que la densité à 30 m change de valeur sous l'influence des ondes proche-inertielles, que celle de la surface y est beaucoup moins sensible et qu'elle est bien très proche des valeurs de densité à zCM1 (courbe en rouge épais). La courbe en mauve épais représente la densité à zCM1 +3 m. comme pour les autres panneaux, cette courbe se distingue nettement de celle de zCM1, avec de fortes fluctuations court terme sans doute représentative aussi de l'influence des ondes internes dans la pycnoline. Un second point est très positif : la courbe rouge associée à zCM1 est relativement lisse et gomme donc cette influence tout en retenant la tendance lente des variations du sommet de la pycnocline. Utiliser zCM1 revient en quelque sorte à filtrer les ondes proche inertielles qui ont une période proche de 17h sur le site Dynaproc. La détermination zCM1 est donc très représentative des valeurs maximales d'épaisseur de couche mélangée chaque jour et ne subit que peu l'influence des ondes internes et celles du cycle diurne. Pour ce dernier nous avons une mesure approchée de celui-ci par l'écart entre la courbe de la densité de surface et celle de zCM1 particulièrement plus forte lorsque le vent est faible et le chauffage solaire est important dans les couches très proches de la surface (voir Figure 7a en zoomant sur le panneau température).

Nous retenons donc que malgré les défauts inhérents à zCM1 ou CMTD et la complexité de l'interprétation des décalages temporels introduits par zCM1 en prograde, ces déterminations sont meilleurs du point de vue de l'impact des couches mélangées sur la biomasse et sur l'oxygène, même en présence d'ondes proche inertielles et d'un fort cyclage diurne de chaleur.

La même étude détaillée a été réalisée pour le cycle de 4 jours à la station B de Boum en Mer Ionienne au centre d'un puissant tourbillon anticyclonique et conduit aux mêmes conclusions.

9.3- Série test Boum radiale

Nous avons mis en oeuvre la méthode CMTD au cours de sa mise au point sur la radiale transméditerranéenne de BOUM (Juin Juillet 2008), constituée de 30 stations en période stratifiée. Cette radiale est donc intéressante pour contrôler la validité des résultats de CMTD sur une plus longue fenêtre temporelle afin de tenter d'approcher la profondeur de couche mélangée hivernale maximale (**CMTDH**) atteinte en hiver 2008 bien que nous n'ayons pas les valeurs réelles effectivement atteintes. Toutefois le contrôle effectué sur les variables biogéochimiques nous confortera sur la validité des valeurs trouvées.

Pour appliquer CMTD à cette fin, nous avons choisi $winall = 200$ jours et $winlag = 10$ jours, afin de couvrir la période en rétrograde de l'hiver hydrologique en méditerranée qui intervient entre début février et fin avril selon les régions. Nous n'avons retenu que les valeurs maximales de CMTD avec cette séquence ainsi que leur date. Il a fallu constituer aussi une archive spécifique pour les flux de surface en recherchant dans l'archive générale journalière des flux CEP disponibles 4 fois par jour (aux 6 heures) sur une grille $0.5\text{degrés} \times 0.5\text{degré}$, la maille de la grille contenant chaque profil de la radiale, en interpolant les flux à la localisation géographique du profil et en extrayant ensuite pour chaque profil la série temporelle des flux entre 2004 et mi 2010. Une procédure générique a ainsi été constituée qui peut servir à toute étude concernant par exemple les profils des flotteurs ARGO qui dérivent en position au cours de leur durée de vie. Une fois constituée cette sous archive des flux CEP pour une <radiale spécifique>, les programmes CMTD s'appliquent comme pour un point fixe tel que la série test Dynaproc2 ou ProsVIDyf.

La **Figure 9a** indique la position géographique des stations CTD de la radiale BOUM (Chef de mission T. Moutin) en question, qui a été réalisée par morceaux entre le 20 juin 2008 date de réalisation de la station numérotée 1 en Mer Ionienne et la station numérotée 23 près de Fos sur Mer à l'embouchure du Rhône le 19 juillet. Cette radiale a été réalisée entre des arrêts de longue durée (4 jours) pour faire des travaux en physique, biologie et biogéochimie dans la partie centrale de 3 tourbillons anticycloniques repérés par satellite (**Moutin et al 2010** en préparation à BGD). La carte est en fait tracée sur une image composite de couleur de la mer et en l'agrandissant, il est possible de percevoir les contours de chaque tourbillon. La radiale a été ordonnée en distance cumulée depuis la station près du Rhône jusqu'à la station la plus Est en Mer levantine en incluant les stations profondes réalisées dans chacun des 3 tourbillons. La **Figure 9b** montre en haut les sections de l'AOU (Apparent Oxygène Utilization), qui est l'écart de la concentration en Oxygène dissous à la saturation et qui est représentative de la quantité d'oxygène absorbée sur le long terme par les bactéries pour minéraliser la matière organique produite en surface et exportée en profondeur, quantité à laquelle il convient d'ajouter la respiration des organismes en profondeur. L'AOU est donc proche de 0 dans la couche mélangée active, peut être négative dans les niveaux au bas de la couche euphotique où le bilan net de production organique des autotrophes par photosynthèse est positive et dégage de l'oxygène dissous. AOU augmente progressivement en profondeur en fonction de l'âge des masses d'eau qui y résident. Deux panneaux sont consacrés à la répartition de l'AOU, l'un pour 0-200 dbars celui du dessous pour 0-100dbars sur lequel la position des tourbillons anticycloniques traversés est mieux visible par une dépression caractéristique de l'isopycne 29.10 kg/m^3 surajoutée et annotée en trait noir sur le 2eme panneau. Noter qu'en version

électronique de ce document il est possible faire un zoom pour mieux voir les annotations. Les lignes isopycnales sont tracées avec un intervalle de 0.5kg/m³. La 3ème section est relative à la Chlorophylle a (mg/m³) représentative de la biomasse autotrophe après calibration de la fluorescence qui a permis d'évaluer cette grandeur. Le maximum profond de biomasse (DCM) est clairement signé à toutes les stations et va en s'approfondissant de 20 m près du Rhône à plus de 100 m vers Chypres. Le fond de la mer qui apparaît sur certains graphiques indique le passage du canal de Sicile et ses abords.

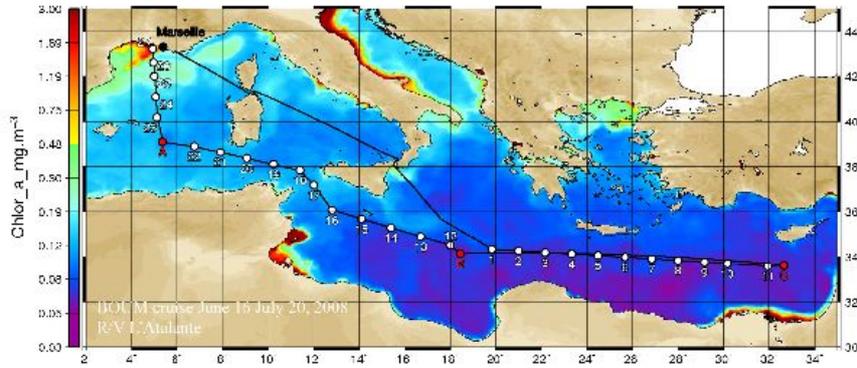


FIGURE 9a: Transect of the BOUM cruise superimposed on a SeaWiFS composite image of Chl-a concentration in the upper layer of the Mediterranean sea between June 16 and July 20, 2008. The two types of station, short duration and long duration, are indicated. The 3 long duration stations investigated for a period longer than 4 days are indicated in red and are located at the center of an anticyclonic eddy (courtesy to E.Bosc).

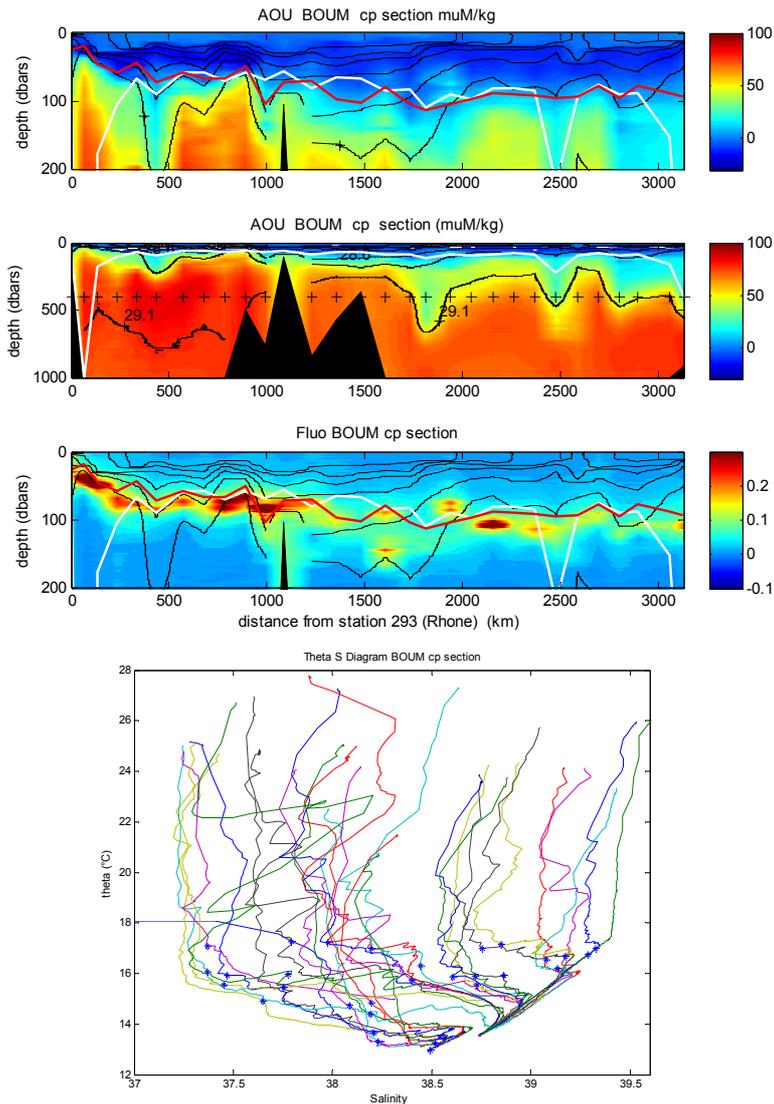


FIGURE 9b: Sections verticales BOUM du Rhône à Chypres avec en haut les valeurs de l'AOU (0-200 dbars) en $\mu\text{M}/\text{kg}$, en dessous ces mêmes valeurs entre 0 et 1000 dbars et en dessous la section de fluorescence Chla sur laquelle est indiquée par ligne rouge la profondeur du sommet de la nitracline. Sur chacune des sections sont portées (ligne blanche) la profondeur de CMTD hivernale maximale. **En bas :** diagramme Theta S pour toutes les stations et toutes les profondeurs 0-3000 m. les astérisques en bleu, une par profil, sont les valeurs Theta et S pour CMTD hivernale.

A certaines stations deux pics sont observés, mais il convient de ne considérer que le pic supérieur comme représentative de la biomasse active. Le DCM est en fait situé proche au sommet de la nitracline lui-même représenté par la ligne en rouge, les organismes autotrophes consommant sur le long terme les nitrates entrés éventuellement dans la couche euphotique en hiver. La ligne blanche représente la profondeur de la couche mélangée maximale en Hiver 2008, telle qu'elle a été calculée par la méthode CMTD en mode rétrograde ($\text{winall} = 200$, $\text{winlag} = 10$ jours) en utilisant *Craures* de chaque profil et les cumuls de flux de masse *cumMFdet* colocalisés.

Du point de vue océanographique la proximité presque partout des lignes blanches et rouges est très satisfaisante. En effet en dehors de la Méditerranée Nord Occidentale (distance < 300 km sur le trajet) la Méditerranée est connue comme une mer très oligotrophe, ce qui signifie pour faire simple (voir WP3) que la couche mélangée hivernale effleure certaines années le sommet de la nitracline, donc le réservoir profond à l'abri de la lumière de sels nutritifs présents sous forme minérale dissoute. Cela veut dire aussi que le sommet de la nitracline ne change pas beaucoup au cours de l'année en zone oligotrophe, et pas du tout en zone ultra oligotrophe comme en Méditerranée Orientale sud. Dans ces zones très oligotrophes non réalimentées en sels nutritifs dans la couche éclairée le mystère demeure encore pour savoir quels sont les mécanismes qui entretiennent une production nette autotrophe même faible. Un des objectifs de Boum était précisément d'enquêter sur ces mécanismes et leur importance respective. Quoiqu'il en soit les résultats de la méthode CMTD pour les profondeurs de couche mélangée hivernale sont très satisfaisants, malgré les approximations simplistes justifiant la méthode.

Il reste les exceptions. Certaines de ces exceptions sont observées dans les tourbillons anticycloniques traversé ou étudiés : TrbA à 450 km, Ierapetra à 2450 km et TrbC au bout de la radiale. L'exception est levée pour ce qui concerne TrbC, car nous verrons que la couche mélangée hivernale dans ce tourbillon atteint effectivement 400 m, et que la nitracline principale est bien située à cette profondeur. Pour ce tourbillon le tracé de la ligne rouge utilise une petite nitracline situé vers 100 m dans son cœur. Pour les deux autres tourbillons l'étude n'a pas été menée plus à fond pour le moment. On constate que pour le TrbB (à 1450 km en Mer Ionienne sud) nous n'observons que peu d'écart entre les deux lignes ; ceci s'explique par le fait, non documenté ici, que le cœur solide de ce tourbillon est beaucoup plus profond que la couche euphotique ($Z_e = 100\text{m}$) et qu'il n'a pas été formé surplace mais a été recouvert par des eaux d'origine Atlantique au cours de sa subduction. Pour le système de production biologique le cœur profond n'a aucune influence car il n'est pas accessible à la couche mélangée hivernale au contraire de Ierapetra et du TrbC.

L'autre type d'exception est plus significative pour évaluer le réalisme (ou la non validité !) de la méthode CMTD et elle apparaît en MNO aux faibles distances sur la radiale. La CMTDH a atteint 1000m près du talus continental alors qu'elle n'est que de 200 m au point $42^\circ\text{N } 5^\circ\text{E}$, connu de réputation mondiale pour être un spot de formation d'au profonde en Méditerranée. Nous ajoutons à charge qu'un flotteur PROSAT (6900502) situé non loin de là en début mars 2008 a effectivement rencontré une colonne homogène jusque 2000 dbars. Notre interprétation est la suivante : lorsque survient la convection d'eau profonde sous l'effet de forts vents de cette zone et à la suite d'un pré conditionnement, il y a compétition entre deux éléments : le forçage thermodynamique de surface qui tend à faire plonger l'eau très dense formée en surface et les échanges avec la périphérie de la zone de convection (Marschall and Schott 1999). Le premier élément de compétition intervient pour approfondir la couche de mélange, le second pour la diminuer. Lorsque cesse le violent forçage de surface, il y a restratification dans la zone de

convection sous l'effet du 2^{ème} élément et pour notre méthode une très forte redistribution par advection latérale de flottabilité. La mémoire de la couche mélangée maximale atteinte durant les épisodes de très forte convection est donc perdue par la colonne d'eau, et la méthode CMTD simple ne peut pas diagnostiquer les très grandes hm de ces épisodes à moins de disposer de profil proche dans le temps (comme ceux non montrés du flotteur 6900502). D'après une étude par tomographie acoustique sur cette zone ([Gaillard et al. 1997](#)) il semble que la restratification dont les échelles de temps sont fournis sous certaines hypothèses théorique par Marshall and Schott intervienne dans les quelques semaines qui suivent l'arrêt des violents coups de vent (>50 nœuds). Pour l'instant il nous paraît curieux que malgré ces restratifications observées dans toutes les formations d'eau très profonde CMTD indique 1000 m près du talus à moins qu'une partie du <doming> d'eau dense n'ait dérivé vers cette position. Nous retenons donc que la méthode CMTD n'est pas en cause, mais qu'elle ne peut déceler que ce qui reste après restratification, à moins de disposer de profils durant la période de convection. Noter ici que ce qui est appelé restratification, ne s'adresse pas à la même notion que celle représentée par le retrait de CMO qui lui peut être très rapide car seulement dépendant des flux de surface. Avec ces réserves, nous trouvons donc que CMTD travaille plutôt bien même après un délai de plusieurs mois ; nous verrons plus loin qu'en mode prograde la prédiction de fortes épaisseurs de couche mélangée hivernale est plus favorable.

Dire un mot du diagramme Theta S où les points de CMTDH sont situés au bas de la partie verticale, à salinité peu variable de chaque profil. C'est un autre type de confirmation.

9.4- Série test flotteur ARGO 6900679 (bio)

Cette série a été couramment utilisée au cours du travail du WP1 pour mettre au point la méthode CMTD et zCM1 d'une part et contrôler la validité des approximations réalisées en écrivant l'équation 3 d'autre part. La raison principale de ce choix tient à ce qu'au moins dans les premiers mois de la vie du flotteur il est resté ancré dans une masse d'eau avec relativement peu d'effets d'advection horizontale. Ce flotteur comme déjà indiqué a en effet été déployé dans le cœur en rotation solide du tourbillon anticyclonique Cyprus (TrbC) près du Mont Eratosthène. Le déploiement a été réalisé le 25 juin 2008 lors de la campagne Boum qui a exploré ce site durant 4 jours. A ce moment là, le flotteur était à environ 3 km de l'axe de rotation de TrbC. Nous avons donc beaucoup d'informations biogéochimiques sur TrbC pour cette période là. Le flotteur 6900679, muni de capteurs biogéochimiques, est resté dans ce tourbillon jusqu'à la fin de l'hiver 2009, sa profondeur de parking étant 400 m, juste à la base du cœur solide. Cette série CTD est donc unique dans le sens où elle couvre l'histoire de TrbC durant la fin de la période chaude et toute la période de refroidissement jusqu'à la profondeur de couche mélangée hivernale 2009. Une publication est en préparation au sujet de sa structure dynamique interne ([Prieur et al, en préparation](#)) et une description détaillée des mesures effectuées par ce flotteur et un compagnon (PROSAT 6900665), également placé près de l'axe du tourbillon 4 jours après le 6900679, est mise en **Annexe**. Dans le cadre de ce rapport nous avons utilisé cette série pour tester la vraisemblance de la CMTDH estimée en rétrograde 2008, les vitesses verticales à la profondeur de parking et leur influence sur le bilan de masse en comparaison avec les flux de masses de surface ; l'influence éventuelle d'autres facteurs négligés (advection horizontale) sera évaluée indirectement. Nous précisons que cette série test est appréciée comme apparemment la moins susceptible, de toutes les séries considérées dans le cadre de PROSAT, d'être influencée par les facteurs d'advection.

La **Figure 10a** montre la trajectoire du flotteur 6900679 (parking 400 m, cycle 5 jours, 0-1000m) jusqu'à la date actuelle (21-10 2010). Il est resté jusqu'à la fin de l'hiver 2009 dans TrbC au sud est de Chypres jusqu'au cycle 54, il en est sorti en moins de 10 jours donc très rapidement contrairement au 6900665 qui a fait progressivement sa sortie en 1 mois et demi ([voir annexe Figure 1](#)) en plusieurs révolutions s'éloignant de l'axe. Il est resté ensuite proche de la côte Ouest Nord-Ouest de Chypres qu'il a quitté au cycle 105 fin octobre 2009, pour dériver régulièrement en suivant la circulation cyclonique du gyre de Rhodes, qu'il a contourné par le Nord pour venir se

faire prendre dans la sphère d'action du tourbillon anticyclonique de Ierapetra où il est actuellement. La trajectoire de ce flotteur montre donc le parcours de l'eau levantine que contenait le TrbC avant son explosion à la fin de l'hiver 2009 – nous pensons en effet avoir suffisamment d'éléments pour le dire – et qui est tout à fait en accord avec les descriptions classiques du trajet de l'eau levantine dans sa progression vers l'ouest. Pour ce rapport nous nous intéresserons seulement à la période du cycle 1 au cycle 107 (marqué sur la Figure 10a et les suivantes), et plus particulièrement à celle du refroidissement au sein du tourbillon.

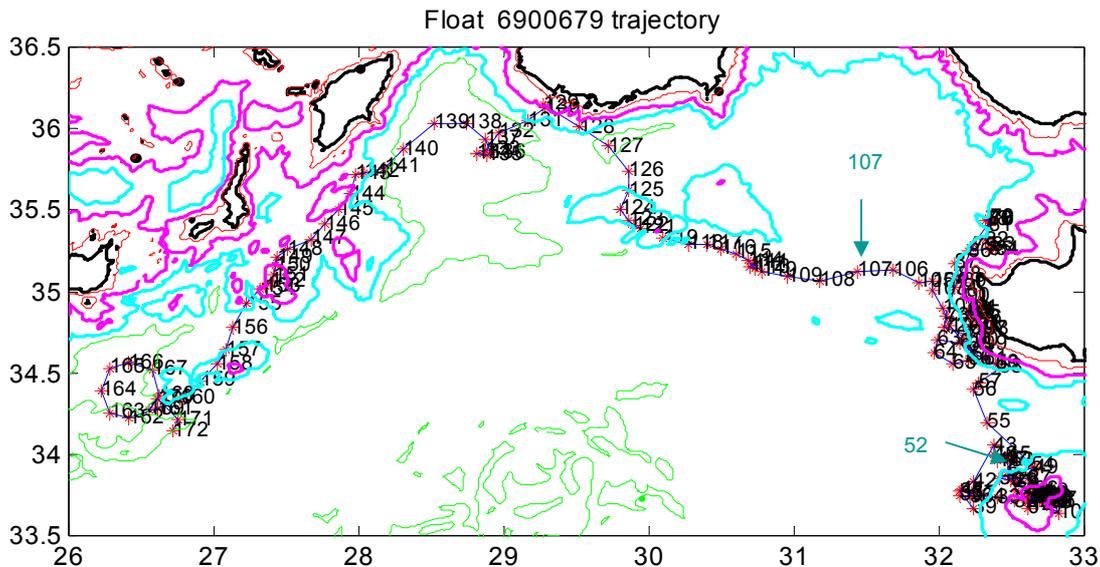


FIGURE 10a : Trajectoire du flotteur 6900679 avec les n° de cycle portés près des croix rouges représentant leur position dans la carte Mercator, longitude Est et latitude Nord ; les positions du cycle 52 du 2 mars 2009 et celle du cycle 107 du 28 Nov 2009 est soulignée par des flèches. Le dernier cycle observé à date 19 octobre 2010 est trouvé dans le tourbillon anticyclonique Ierapetra à gauche. Le premier cycle est sur le mont Ératosthène sur une profondeur de moins de 1000 m (isobathe en mauve épais, à droite en bas. Les côtes sont en noir épais).

La méthode CMTD a été appliquée à titre d'exemple sur le profil vertical du cycle 2 afin d'estimer la profondeur de CMTDH de 2008, car par l'examen des propriétés physiques et biogéochimiques ainsi que de l'imagerie satellitaire nous pensons que ce tourbillon a sans doute été formé durant l'hiver 2008 ou à tout le moins était déjà situé sur le mont Erathostène durant cet hiver là. L'application de CMTD rétro, avec $\text{winall} = 150$ jours et $\text{winlag} = 5$ jours, fournit les résultats pour CMTDH présentés plus en détail **Figure 10b** où les profils verticaux de ρ , S et T du cycle 2 sont montrés en haut, et où le profil vertical de la masse déficitaire, $\text{Craures}(h)$ l'est en bas à gauche avec l'axe des Y non inversé. La CMTDH est indiquée sur ces graphiques par des droites rouges rencontrant la courbe et a été trouvée le 29 Février 2008 06 :00 égale à 402.5 dbars, valeur très proche donc du bas du cœur du tourbillon ne présentant qu'un très faible vorticité potentielle PV (les propriétés dynamiques de ce tourbillon sont maintenant connues après analyse des données disponibles mais ne sont pas détaillée ici). Cette profondeur coïncide étroitement avec le sommet de la nitracline principale faisant varier NO_3 de 0.8 μM (400 m) à plus de 5 μM à 500 m. Dans le cœur légèrement stratifié mais à très faible PV entre 120 et 400 m, NO_3 ainsi que AOU reste faible et constant. Et une petite nitracline (0-0.8 μM) est trouvée entre 95 et 110 m. Ces éléments font penser que la permanence de TrbC sur le site depuis l'hiver 2008 est très probable. En l'admettant et grâce à CMTD nous pouvons alors tracer (Figure 10 b, en bas à droite) l'histoire du retrait de couche mélangée entre le 29 février 2008 et la date d'observation du cycle 2 le 28 Juin 2008 02 :03 :38. Le choix d'autres cycles ultérieurs au cycle 2 durant le mois de juillet fournit des résultats très similaires, les profondeurs CMTDH ne variant que peu (380 à 402 m). En utilisant

CMTD avec les cycles 30 à 35 du flotteur 6900665 lorsqu'il était juste à l'extérieur de TrbC on trouve une CMTDH de 160 -200 m pour la même date (29 février 2008) qui montre par contraste que la forte valeur de CMTDH dans le tourbillon est une anomalie locale de hm. Ces résultats seront utilisés pour discuter de la formation de ce tourbillon (Prieur et al. en préparation)

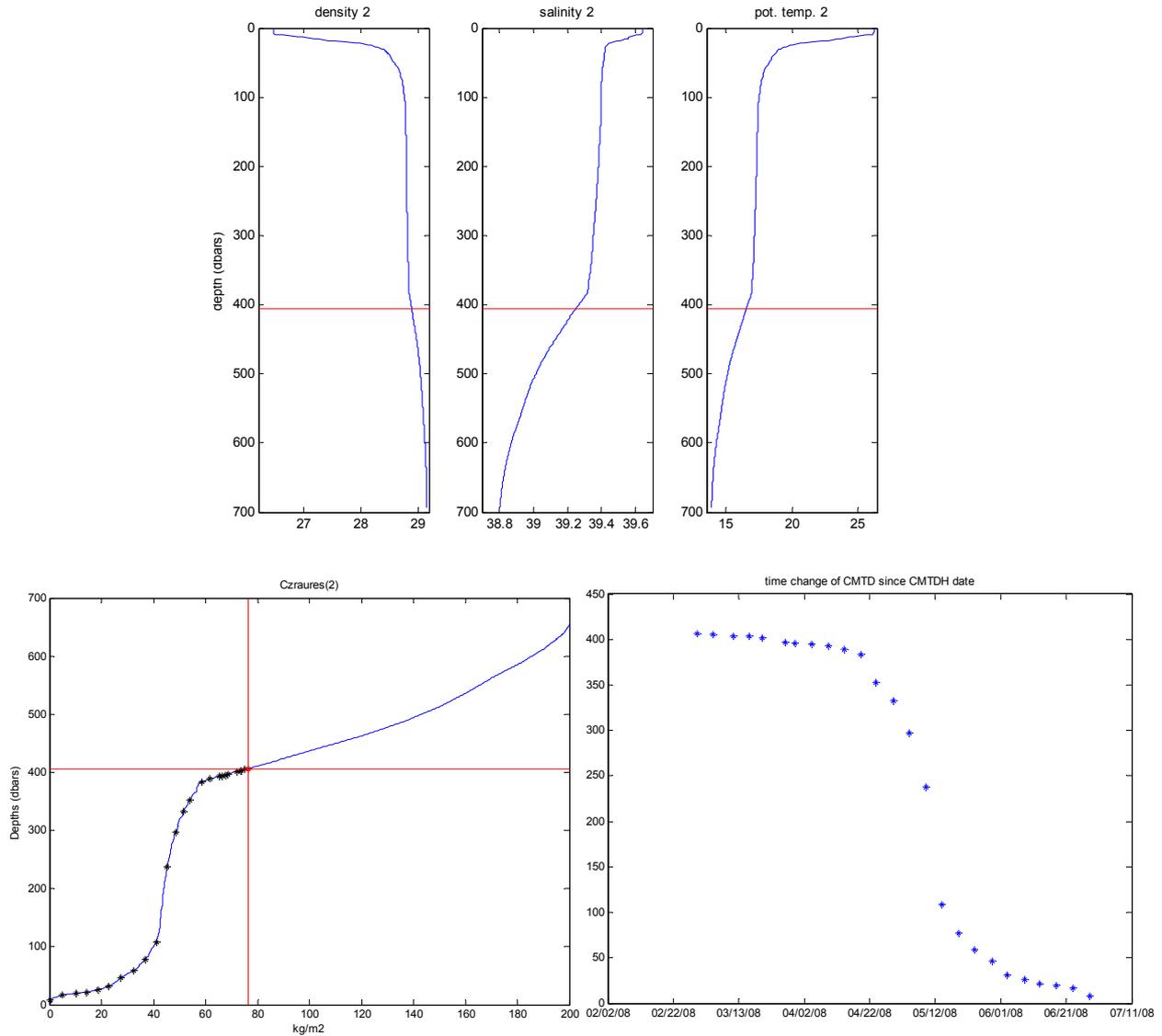


FIGURE 10 b : Cette figure montre les résultats du calcul de la CMTD Hivernale maximale dans l'hiver 2008 à partir du cycle 2 du flotteur 6900679 dont les profils verticaux entre la surface et 700dbars sont tracés en trait bleu continu pour de droite à gauche en haut (axe des Y inversé) la densité potentielle en excès de 1000 (kg/m³), la salinité et la température potentielle (°C, par rapport à la surface) et en bas à gauche pour la masse déficitaire en axe des X (kg/m²). CMTD a été appliqué en mode rétrograde (winall= 150 jours ; winlag =5 jours) depuis la date du cycle 2, 28-Jun-2008 02:03:28. La date de CMTDH a été trouvée être le 29-Feb-2008 06:00:00, date du maximum en hiver 2008 de cumMFdet (voir figure 4 panneau du bas). Les astérisques portés sur la courbe correspondent à la masse déficitaire gagnée progressivement (chaque 5 jours environ) par rapport au profil 2 en comptant sur l'axe des X et à la profondeur correspondante de la couche mélangée qui aurait été observée pour chaque intervalle winlag. En bas à droite, la séquence des profondeurs de couche mélangée décalée est restituée en fonction de la date des maxima intermédiaires de cumMFdet.. On voit que le cœur du tourbillon aurait changé assez rapidement de hm autour du 1^{er} mai 2008 si les hypothèses du calcul CMTD sont réalistes. La valeur trouvée au maximum est 402.5 m le 22 Février 2008. La figure peut être agrandie par zoom pour voir les détails.

Nous ne disposons pas d'observation directe en février 2008, laissant donc un doute sur la validité des résultats précédents. Cependant nous disposons de telles observations pour l'hiver 2009 puisque le flotteur 679 est resté dans la même masse d'eau jusqu'au 7 - 12 mars 2009. L'application

de la méthode CMTD en prograde sur un profil d'automne nous permet de comparer la prévision CMTD avec les valeurs réelles.

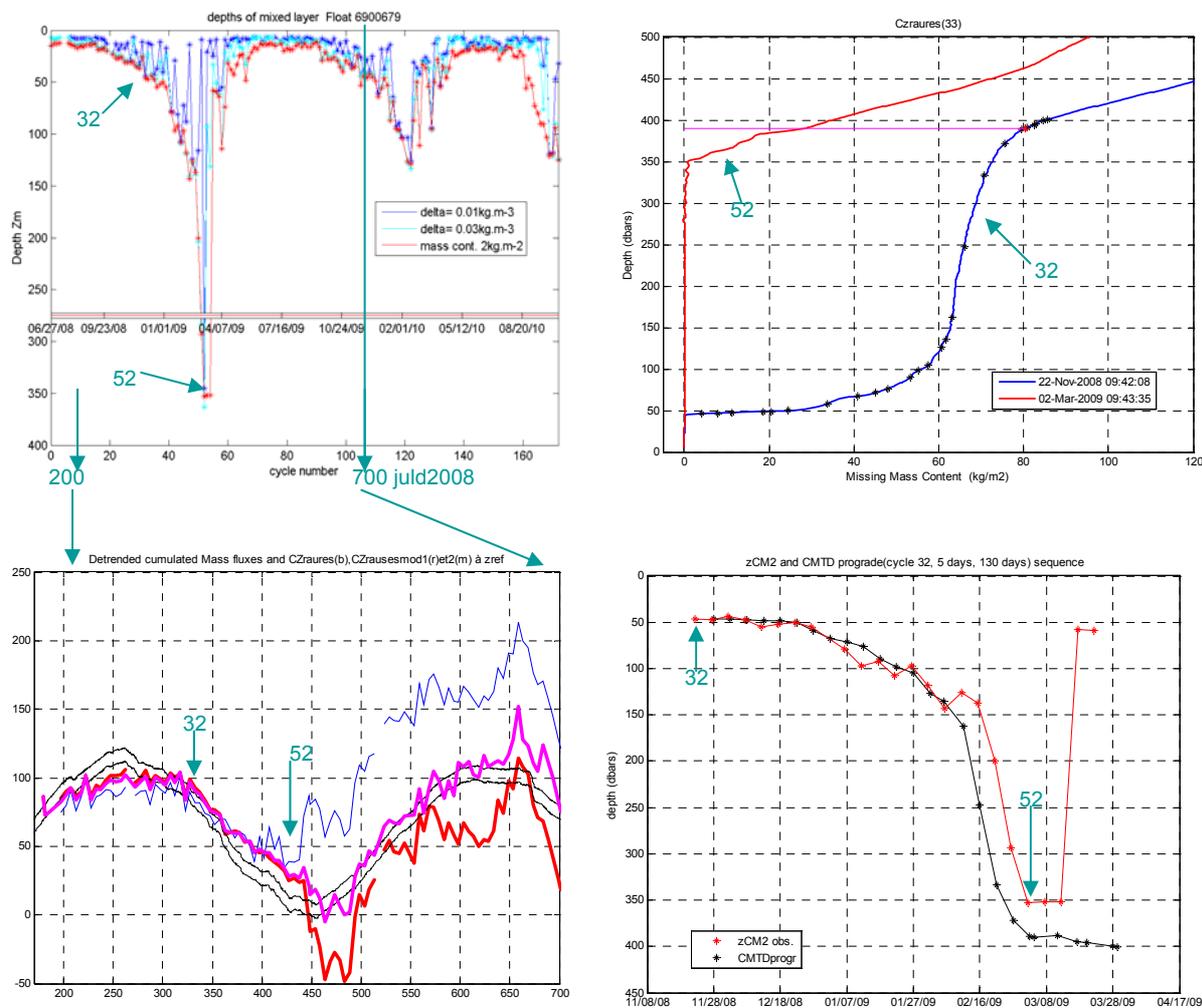


FIGURE 10c : Exemple de calcul avec CMTD prograde cette fois à partir du cycle 32 du flotteur 6900679, observé le 22 Nov. 2008. En haut à gauche sont montrées les profondeurs de couche mélangée déterminées par zmd0.01, zmd0.03 et zCM2 à partir de chaque profil observé (n° de cycle en abscisse). Les couches mélangées hivernales apparaissent nettement au cycle 52 pour 2009 et 120 pour 2010 (voir sa position sur la figure 10 a). le flotteur a quitté TrbC entre le cycle 54 et 55 ; nous pensons que ce tourbillon a alors explosé !. L'approfondissement en cours à droite du graphique ne doit rien à l'hiver (nous sommes à la mi octobre), mais à l'entrée de flotteur dans la sphère d'influence de Ierapétra au SE de la Crète (Figure 10a). En haut à droite, séquence d'approfondissement de la couche mélangée dans les axes Profondeur(y) et masses déficitaire du cycle 32. En rouge est visualisé le profil réel observé du cycle 52. CMTD prograde (32, winall = 130, winlag=5) ; la profondeur trouvée pour la date du 03 mars 2009 est 395 m alors que le 02 mars au cycle 52 elle était observé de 352 m. cette écart dans la prévision correspond à une différence de 30 kg/m2 en masse déficitaire qui est imputable à une stratification accrue par d'autres facteurs que les flux de masse de surface.

Pour contrôler la bonne adéquation entre ces flux et la variation de Craures, le graphique en bas à gauche compare l'évolution de cumMFdet (en traits noirs fins) pour 2 positions arbitraires sur l'axe des y, l'évolution de Craures (400dbars = href) en trait bleu. La courbe en rouge épais représente Craures - cumul de href.d/dt(phref), pour celle en mauve épais, le terme d'advection verticale a en plus été retranché (voir équation 3). On constate que les écarts de la courbe en mauve avec les deux courbes de cumMFdet sont très réduits. Ces écarts de l'ordre de 10 kg/m2 doivent

*néanmoins être imputables à l'advection horizontale différentielle de masse entre 400 et 0 dbars et/ou des erreurs sur les flux. Malgré ces écarts, on constate sur le graphique du bas à droite une très bonne correspondance entre hm prévu par CMTD (sans les termes additionnels) et zCM2. Les courbes ne divergent avant le cycle 52 que vers le cycle 49 ; l'origine en est recherchée. Noter que si le tourbillon n'avait pas disparu, la CMTDH en hiver 2009 aurait été observée à 400.5 m le 29 mars 2009 contre 402.5 m le 22 Feb 2008. . **La figure peut être agrandie par zoom pour voir les détails.***

Ceci a été fait (winall 130 jours, winlag 5 jours) à partir du cycle 32 du 22 Novembre 2008. L'évolution temporelle de hm est d'abord indiquée sur le graphe en haut à gauche de la **Figure 10c** pour les trois critères à seuil ; cette fois zCM2 a été utilisé. Le graphe du haut à droite représente les masses déficitaires des profils 32 en bleu et 52 en rouge et la profondeur hm prédite (395 dbars) par CMTD le 3 mars 2009 est marquée sur le profil 32 en rouge, les autres astérisques en noir marquant l'approfondissement progressif prédit environ tous les 5 jours. Cette profondeur est sensiblement plus élevée que celle observée (352 dbars, zCM2) le 2 mars au cycle 52, et l'on voit qu'à 395 dbars la masse déficitaire du profil 52 reste de 30 kg/m². Une petite correction pourrait être apportée puisqu'entre le 2 mars et la maximum du 3 mars, la différence de cumMFdet est (figure 4) de 2 kg/m², mais c'est à la marge. Nous avons donc une marge d'erreur appréciable entre la prédiction et l'observation dont il faut tenter de trouver l'origine. En comparant (Figure 10c, en bas à droite) les évolutions temporelles des valeurs prédites et observées, nous constatons que les deux séries restent remarquablement proches jusqu'au cycle 47 compris (5 février 2009) et divergent entre le 47 et 48 pour ensuite rester sensiblement parallèles. La première piste pour expliquer cette divergence soudaine est d'envisager l'influence des pluies, jusqu'à présent non considérées et sinon celle d'une advection différentielle de flottabilité positive entre la profondeur de parking et la surface. Notre préférence va à l'impact de pluies conséquentes, d'après l'examen des données du CEP pour le point considéré où elles apparaissent sous forme très relativement forte entre décembre et mars. De plus il est curieux de voir (non montré) qu'entre les cycles 47 et 49, la couche mélangée épaisse d'environ 140 m montre une petite diminution de salinité d'abord en surface puis s'approfondissant alors que le flotteur n'est pas encore sur la périphérie du tourbillon.

Les pluies n'ont pas été considérées (temporairement !) dans les flux de flottabilité pour simplicité. Les données de pluie sont rares surtout en mer, et toujours sujettes à caution dans les flux atmosphériques. Néanmoins elles sont disponibles, et à long terme elles limitent nettement la perte en eau de la méditerranée. Il est aisé de les introduire dans le calcul du flux de flottabilité J_b , mais nous ne l'avons pas fait. Une des raisons est la suivante : on ne connaît pas leur influence sur le bilan de chaleur et le terme en S du flux J_b est environ 4 à 5 fois plus faible que le terme impliquant Q_{net} . Une autre raison est que nous devons ôter une tendance long terme des flux de flottabilité, laquelle représente l'entrée d'eau nette à Gibraltar. Cette tendance long terme est équivalente à 0.5 m d'eau par an, pluies comprises, 1 m pluies non comprises pour les flux du Centre Européen de Prévision. Cette technique reste néanmoins un pis aller que tout un chacun utilise. Localement les bilans de flottabilité peuvent être affectés par les variations court terme des chutes de pluies. Une étude plus détaillée sera menée ultérieurement sur ce cas précis, afin de ne pas mettre en cause à tort la méthode CMTD pour un terme négligé par simplicité. Une autre étude plus générale devra être menée pour déterminer dans quelle mesure les flux CEP à six heures n'ont pas de biais à plus ou moins long terme (quelques mois). Nous n'en dirons pas plus ici.

Si le flotteur était resté dans TrbC jusqu'au maximum des cumuls de flux de masse, apparaissant en 2009 le 28 février très légèrement plus faible mais à la même date qu'en 2008, CMTDH aurait été trouvé de 400.5 dbars contre 402 dbars en 2008. Noter que ce résultat très cohérent a été obtenu en utilisant deux profils le 2 et le 32 totalement distincts et une valeur déduite en rétrograde, l'autre en prograde. Comme les flux sont très peu variables en tendance saisonnière d'une année à l'autre pour le point de grille, cela indique indirectement que la masse d'eau documentée par le flotteur est bien restée la même entre les deux cycles.

La comparaison entre les contenus de masse de l'océan et les flux de masse les modifiant peut ici être appliquée et nous nous attendons donc à avoir une bonne correspondance. Cette comparaison est présentée sur le graphe du bas à gauche, Figure 10c. L'évolution de *cumMFdet* (kg/m²) en noir fin, en fait changée de signe pour avoir une évolution directement comparable a

Craures (minimum en hiver, maximum en été) et placée arbitrairement par décalage sur l'axe des Y, de manière qu'au début de la série il y ait proximité de valeurs avec l'évolution de *Craures* (400 dbars) en bleu fin. Nous avons tracé deux positions arbitraires de *cumMFdet* décalées de 10 kg/m². Dans cette évolution, $h = -z_{ref} = 400$ dbars est donc gardée constante en vue d'appliquer **l'équation 3** et voir l'impact des termes négligés jusqu'à présent dans l'application de CMTD, à savoir le terme *A* dû à la variation temporelle de densité à z_{ref} d'un cycle à l'autre et celui *B* de l'apport ou de retrait de masse par la vitesse verticale de l'isopycne au bas de la colonne d'eau considérée, lesquels termes sont placés dans le second membre de l'équation 3. Si l'on *soustrait* de la courbe *Craures* (en bleu) le terme *A*, ($h \frac{d\rho_h}{dt}$), cumulé dans le temps, on obtient la courbe rouge, non visible sous la courbe mauve jusqu'au jour julien 450 en référence 2008. La courbe en mauve est déduite de la précédente en retranchant ensuite le terme *B*, ($w_h (\langle \rho \rangle - \rho_h)$), cumulé dans le temps.

Ici nous pouvons rappeler que si nous avons utilisé Crau et non *Craures*, nous aurions directement obtenu la courbe en rouge (changée de signe) mais nous n'aurions pas détecté l'influence directe de la variation de ρ à la profondeur $-h$ qui est dominante lorsque le flotteur quitte le tourbillon.

Le terme $(-A)$ augmente *Craures* (h) lorsque la densité à z_{ref} diminue avec le temps et donc lorsque w à z_{ref} est <0 , la colonne $(0, -z_{ref})$ devient plus 'buoyant' ; ne pas oublier que *Craures*, masse déficitaire, varie comme le flux de flottabilité et donc en sens inverse du flux de masse. Ceci est observé du jour 200 au jour 350, puis les courbes bleu et mauve coïncident jusqu'au jour 400, *A* est alors proche de 0 en tendance ; puis la densité ρ_h augmente légèrement jusqu'au jour 440, et augmente dramatiquement ensuite, lorsque le flotteur quitte la masse d'eau du tourbillon ou que celui-ci explose. L'évolution ultérieure de la courbe rouge est parallèle à la courbe bleu avec un écart de l'ordre de 100 kg/m² assez constant. On peut suivre ces variations de ρ_h à 400 dbars directement sur la planche de densité de l'Annexe. Le terme *B* (courbe mauve) lui trouve ces variations d'une part dans celles de w_h et d'autre part dans la différence entre parenthèse laquelle est toujours négative, mais est susceptible de s'amoinrir lorsque la couche mélangée s'approfondie. Nous constatons que ce terme reste négligeable bien que le terme *A* ne le soit pas dans la période chaude ; en fait les vitesses verticales restent inférieures à 1 m par jour et oscillent sous l'influence probable des ondes internes relativement fortes à cette profondeur. Mais dépassé le jour 450 le terme $-B$ compense en partie le terme $-A$ et amène la courbe mauve à suivre de manière approchée les variations de $-cumMFdet$ à environ mieux que 15 kg/m², ce qui n'est déjà pas si mal. On constate donc que ces deux termes sont dominants dans les corrections à apporter pour comparer les flux et *Craures*. Les termes encore négligés dont l'advection horizontale différentielle sont d'un ordre de grandeur inférieur, comme attendu.

Ces deux termes *A* et *B* sont calculables à partir d'une série de profils au point fixe ou en provenance d'un flotteur ARGO et peuvent être utilisés pour détecter quand le flotteur change significativement de masse d'eau et donc pour ne pas mélanger dans un même lot les résultats de CMTD. C'est donc une piste pour trier et régionaliser l'histoire des couches mélangées à temps décalée et éventuellement en faire des cartes. Nous n'avons cependant pas encore travaillé dans ce sens.

10.- Tentative de synthèse des résultats du WP1

D'après l'exposé qui précède sur la faisabilité et la vraisemblance des valeurs de couches mélangées obtenues avec différents critères nous concluons par les rappels suivants :

- Chaque critère de couche mélangée détient une part de vérité, mais la méthode du critère du contenu en masse (z_{CM1} , z_{CM2}) qui donne des résultats voisins du critère classique $z_{md} 0.03$ dans bons nombres de cas (valeurs de h_m ni trop élevées ni trop faibles) est plutôt conseillée sans qu'elle n'apporte de difficulté d'application supplémentaire. La raison est surtout que ce sont les contenus

de flottabilité ou de masse qui réagissent aux flux atmosphériques de flottabilité ou de masses et non des seuils de densité.

- L'échelle de temps de durée de validité/représentativité des critères zmd0.01 (quelques heures), zmd0.03 (1 à 3 jours), a été précisée grâce à la méthode CMTD appliqué pour les cycles journaliers

- Les méthodes à critère de différence de densité (zmd) par rapport à la surface ou quelques mètres de profondeurs conduisent à sous estimer de plusieurs dizaines de pourcent voire du simple au double hm lorsque hm est inférieure à 50 m, car elles prennent en compte des stratifications journalières réelles mais temporaires; pour les études de production primaire et d'évolution de la biomasse des autotrophes, la méthode zCM1 a l'avantage de gommer efficacement ces stratifications temporaires.

- Pour les plus fortes valeurs de hm une ou plusieurs centaines de mètre, zmd0.03 conduit à des valeurs supérieures à celles produites par zCM1. Néanmoins nous pensons que ce n'est pas à l'avantage de zmd0.03, En effet pour ces fortes valeurs de hm la convection thermodynamique domine et la notion de saut de densité au bas de la couche mélangée perd de son efficacité, en revanche le contenu de flottabilité garde sa signification physique. De plus pour que les convections pénètrent à grandes profondeurs il faut fournir suffisamment d'énergie potentielle par l'intermédiaire des flux J_b négatifs, l'action *mécanique* du vent n'étant plus un terme important. La pénétration de la convection à grande profondeur prend donc du temps même si la densité de surface est proche de la densité sous la couche mélangée. (Marshall and Schott 1999, Turner 1973, Wianeck 2002)

- La méthode CMTD a été mise en œuvre et a montré son efficacité tant en prograde qu'en rétrograde, néanmoins elle est plus complexe que celles fondées sur des critères de contenu ou de différence de densité, puisqu'elle nécessite la mise à disposition de flux atmosphérique colocalisés contenant les variations infra journalières (3 heures serait mieux que 6 heures et 1 heure est meilleur encore).

- Cette méthode peu spectaculaire en cas de faible hm, le devient pour des valeurs de hm dépassant 50 m car alors elle prend en compte les variations journalières du forçage de masse et revient donc à utiliser zCM avec contenu variable mais réaliste.

- Un très gros avantage de cette méthode est d'estimer sur des bases physiques des profondeurs *hm* décalées dans le temps et de construire des évolutions de hm avant et après l'observation jusqu'à plusieurs mois. Dans la perspective de l'application de cette méthode en temps différé à des lots de flotteurs nous pourrions sans doute construire des cartes de couche mélangée assez réalistes, sans faire intervenir de modèle. Ces cartes pourraient être utilisées pour confronter les résultats des modèles dont les modèles opérationnels avec les cartes de données et même mieux construire des climatologies de couches mélangées sans doute plus réalistes.

- Avant d'arriver à ce futur, il convient cependant de poursuivre les études de cas pour identifier comment les résultats de CMTD appliqués à des lots de flotteurs peuvent être groupées par masses d'eau afin de minimiser les effets d'advection dans les contenus.

III- WP2

1 – Rappel du contrat

WP2: construire des séries historiques de hm et Ze et des propriétés de hm

Au cours de l'exposé du WP1 plusieurs séries ont déjà été représentées y compris pour CMTD et ne sont pas reprises. Dans les faits les séries de hm pour tous les flotteurs Prosat sont constituées en routine pour chacun des flotteurs en ce qui concerne zmd0.01, zmd 0.03 et zCM1 (ou 2).

Seules seront présentés ici à titre d'exemple la toute nouvelle série CMTD appliquée à la série historique ProsVIDyf de 1981 à 2000, et l'ensemble des *hm* pour celle-ci et DyfBous(2000-2009).

Par ailleurs la méthode de calcul des séries de Ze, profondeur de couche euphotique, n'a pu pour l'instant être appliquée par défaut de série assez longue de données de flotteurs munis d'un capteur de fluorescence. Néanmoins nous avons obtenu une information significative sur cette grandeur en exploitant des données dérivées de l'information satellitaire couleur de l'océan. Les résultats pour Ze seront pour cette raison indiqués dans le paragraphe concernant WG3.

2- Constitution des séries et validations des profils

Nous avons recherché à titre d'exemple d'une série long terme de profil CTD les profondeurs de couches mélangées sur une série constituée de manière composite entre 1981 (1 septembre) et 2008 (Décembre) ; cette série se poursuit actuellement grâce aux programmes Moose- Villefranche et Boussoles de l'observatoire de Villefranche (L. Coppola) et du LOV (D. Antoine). Cette série est composite car elle est constituée de profils CTD de qualité diverse, obtenus au travers de programmes d'observation différents. Le premier nom était PROSVI (L.Prier) suivi de divers autres dont les plus importants étaient MBPFRONT (G. Gorsky) intercalés depuis 1992 avec le service d'observation DYFAMED (JC. Marty). Selon les programmes et leurs objectifs, la profondeur maximale des profils changent de 300 m à 2300 m, ainsi que la position géographique des stations rassemblées par L. Prier dans cette archive.

Sans donner trop de détail, nous précisons quelques points sur le travail sous jacent accompli lors de la constitution de l'archive et sur le contrôle de qualité.

a- Série ProsVIDyf (1981-2000) : cette série a commencé le 1^{er} Septembre 1981 avec le programme PROSVI, après que le LOV ait acquis sa première sonde CTD Guildline. La cadence des sorties en mer était de 15 jours et une radiale de 6 stations limitées 0-800 dbars au travers du Courant Ligure était occupée ainsi jusque 1986 (Béthoux et al 1988). Ensuite divers programmes des laboratoires de Villefranche ont participé à la poursuite de la surveillance du courant Ligure (Tomofront (S.Dallot), MBPFRONT (G. Gorsky), notamment) et le programme DYfamed a été labellisé en 1992 pour une observation mensuelle dont une CTD profonde au seul point Dyfamed correspondant à la station du Large 43.39 °N 7,9 °E de la radiale PROSVI. Les stations de Dyfamed ont été incorporées à cette archive jusque Janvier 2000. A partir de 1994 Nous disposions à Villefranche d'une Sonde SBE 9 de meilleure qualité que les sondes Guildline. La totalité de cette archive contient actuellement 781 profils limités à 700 dbars avec un pas de profondeur de 5 dbars pour theta, S et densité potentielle. Cette archive est toutefois dérivée d'une archive plus complète constituée avec J. Raunet qui contient tous les profils avec les données originales. Au cours de l'extraction nous avons sélectionnés tous les profils descendants situés à une certaine distance de la côte, considérée comme représentative de la zone centrale de la Mer Ligure, c'est-à-dire hors de l'influence directe du Courant Ligure. Une carte de tous les profils retenus est donnée **Figure 11a**. La diversité des sondes

utilisées la nature même des programmes avec divers opérateurs ont demandé un contrôle de qualité afin de suivre les dérives de capteurs au cours du temps. Ce contrôle de qualité ne fait pas partie de ce contrat et a été effectué par L. Prieur et J. Raunet mais a demandé de soigneux travaux d'harmonisation par lots de capteur, de consultation des fiches d'étalonnage et de suivi de la salinité par dosage d'échantillons sur un salinomètre Autosal 8000. Un travail ardu de contrôle des positions et des dates à partir des cahiers des opérateurs a aussi été réalisé. Heureusement nous avons été aidés dans ce travail par une propriété particulière de la Méditerranée Nord occidentale qui est que sous 500 m la densité de l'eau varie dans une gamme extrêmement restreinte et que la 'droite eau levantine - eau profonde' est très stable au centre de la Mer Ligure.

b- Série Dyf (2000-2008). Cette série contient tous les profils CTD SBE 911+ valides sur une base mensuelle de 2 profils par date (0-250 et 0 -Fond) au point Dyfamed. Cette archive a été constituée par extraction sur le site web France Jgofs devenu ensuite Proof Cyber et entretenu par MP. Labaied. Divers sondes et étalonnages plus ou moins réguliers ont été employés, un contrôle de qualité similaire au précédent a cependant été rendu nécessaire pour amener l'archive extraite à un niveau satisfaisant essentiellement pour des questions de dates, de changements de formats et d'interpolations. Ce travail de contrôle a été réalisé au cours du projet PROSAT et indépendamment des changements ultérieurement survenus pour mettre à disposition les données de Dyfamed dans le cadre de MOOSE et de Eurosites. Ici aussi la technique a été de contrôler les résultats par lots de capteurs afin de s'assurer de la vraisemblance des étalonnages qui in fine ont été trouvés très satisfaisants pour les paramètres physiques. L'archive ainsi constituée a été interpolée au dbars selon la technique Seabird jusqu'à la profondeur 2300 dbars.

c- Série Bous (2000-2008). Commencé en 2000 et très régulier depuis 2004 sur une base mensuelle de radiales de 6 stations entre la cote et le point Boussole proche de Dyfamed et de La bouée Météo France ODAS Ligure, le programme Boussole a limité les profils à 400 dbars en raison de ses spécificités comportant l'emploi de capteurs limités à de faibles profondeurs. L'archive de cette série a été extraite des données disponibles sur le site Boussole mais transmises directement au format Medatlas au Simer et à L. Prieur par D. Tailliez et ses successeurs. Nous avons là aussi effectué un contrôle de qualité essentiellement pour des problèmes de format de date et de position. Nous n'avons retenu ici que les deux positions occupées chaque mois au large (voir carte **Figure 11a**)

d- Série DyfBous (2000-2008) ; cette série est simplement constituée pour les mêmes dates de la concaténation et la mise en ordre de date des séries b et c après avoir rempli les profondeurs manquantes de la série c sous 400 dbars par des NaN sous Matlab. Cette série comporte actuellement 488 profils atteignant un maximum de profondeur compris entre 250 et 2300 dbars avec un pas de 1 dbars.

La position des profils retenus in fine pour les **séries a et d**, ainsi que la distribution des dates dans le cycle annuel est indiquée Figure 11a. Cette figure indiquent qu'un grand nombre de situations (estivales et hivernales et transitions saisonnières) sont représentées. Pour les présentations des résultats des études de hm selon divers critères, nous gardons ce découpage temporelle en raison des différences de profondeur maximale dans les archives et de manière à respecter également les archives de flux qui ne sont pas les mêmes pour les deux périodes, CEP Mera11 pour la première et CEP opérationnel 6 heures et Flux horaire (1999-2006) à partir du travail de Guy Caniaux utilisant les paramètres observés à la bouée ODAS Ligure.

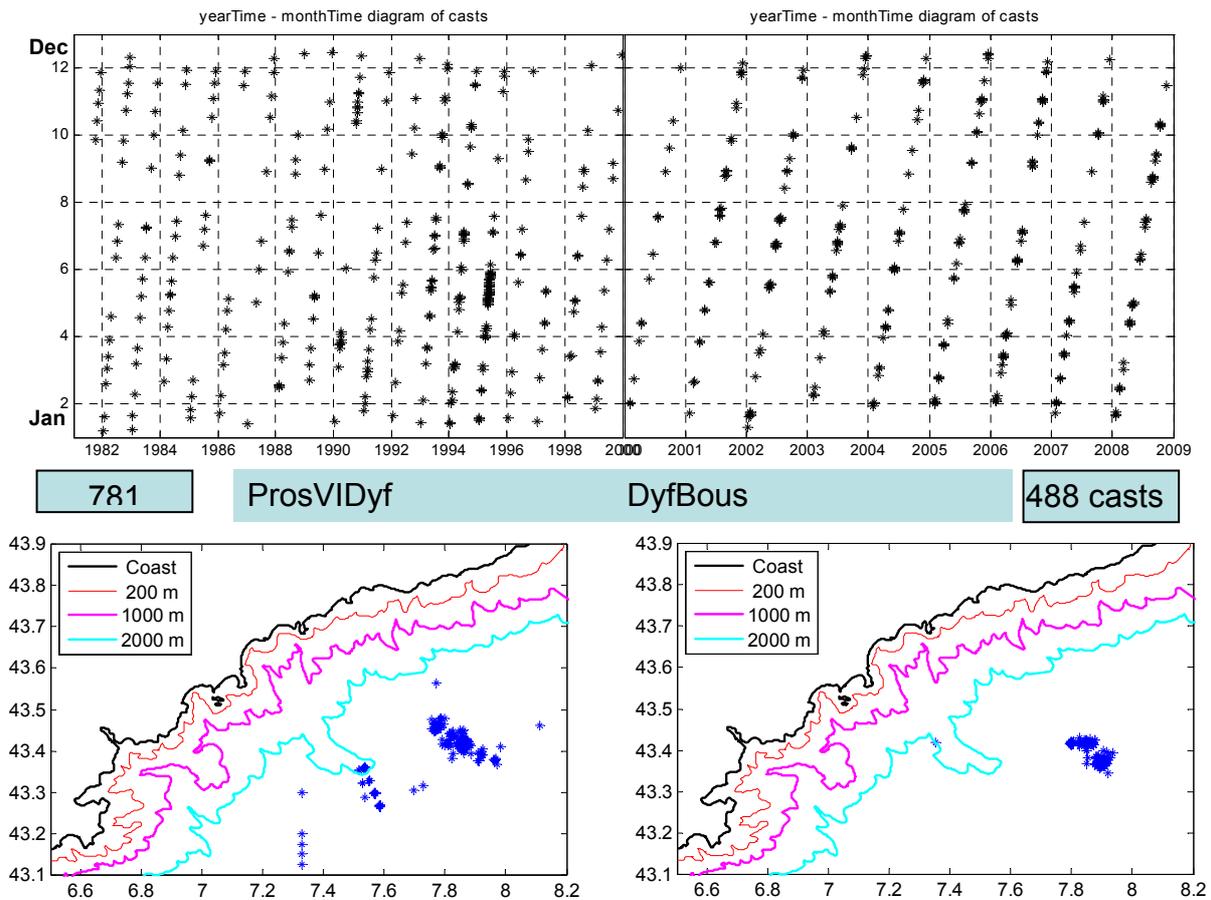


FIGURE 11a : Séries ProsVIDyf, à gauche et DyfBous à droite. En haut, diagrammes jours juliens de l’année en fonction de la date exacte en années fractionnaires pour tous les profils (casts) retenus dans l’archive validée dont les nombres totaux sont indiqués au milieu. En bas, positions géographiques sur des cartes Mercator de la partie Nord est de la mer ligure au large de Nice. Les profils retenus dans l’archive générale sont ceux correspondant à la partie centrale de la circulation d’aspect cyclonique en Mer Ligure, en dehors donc du courant Ligure.

Sur les diagrammes temporels il est visible que l’intervalle de temps entre les profils successifs des archives n’est pas du tout régulier, soit parce que certaines campagnes programmées n’ont pu être réalisées, soit en raison de la prise en compte en général de deux positions différentes pour des dates proches au sein d’une même campagne et même en raison de campagnes réalisant plus de 5 stations par jour comme les campagnes Dynaproc I en mai 1995 (Andersen and Prieur 2000), ou même le programme boussole. Sur les cartes il est visible que certains programmes ont changé les positions nominales de la radiale comme celui de C.Millot en 1994 (Albérola et al 1995). La campagne Dynaproc II (250 casts environ) en automne 2004 (Andersen et al. 2009), n’est pas incluse pour le moment dans cette archive

3. – Caractéristiques des propriétés de surface et des couches mélangées zmd et zCM1.

La Figure 11b présente les variations temporelles de propriétés de couches mélangées qui sont en réalité, à l’échelle des graphiques, très peu différentes des valeurs de surface en densité, salinité et température sur les 3 rangées du haut et celles des profondeurs de couche mélangée en bas déterminées selon nos 3 critère classiques, zmd0.01 (bleu), zmd0.03(cyan) et zCM1(rouge) dans la gamme 0-700 dbars.

Pour plus de clarté la série retenue ici a été la série simple (b) Dyfamed entre 2000 et 2008. Bien que l’étude des variations interannuelles et des cycles saisonniers de ces grandeurs ne fassent

pas partie intégrante du contrat, nous ferons quelques commentaires ci-dessous, surtout en vue de montrer le parti que nous pouvons tirer de tels résultats issus de travaux longs et laborieux.

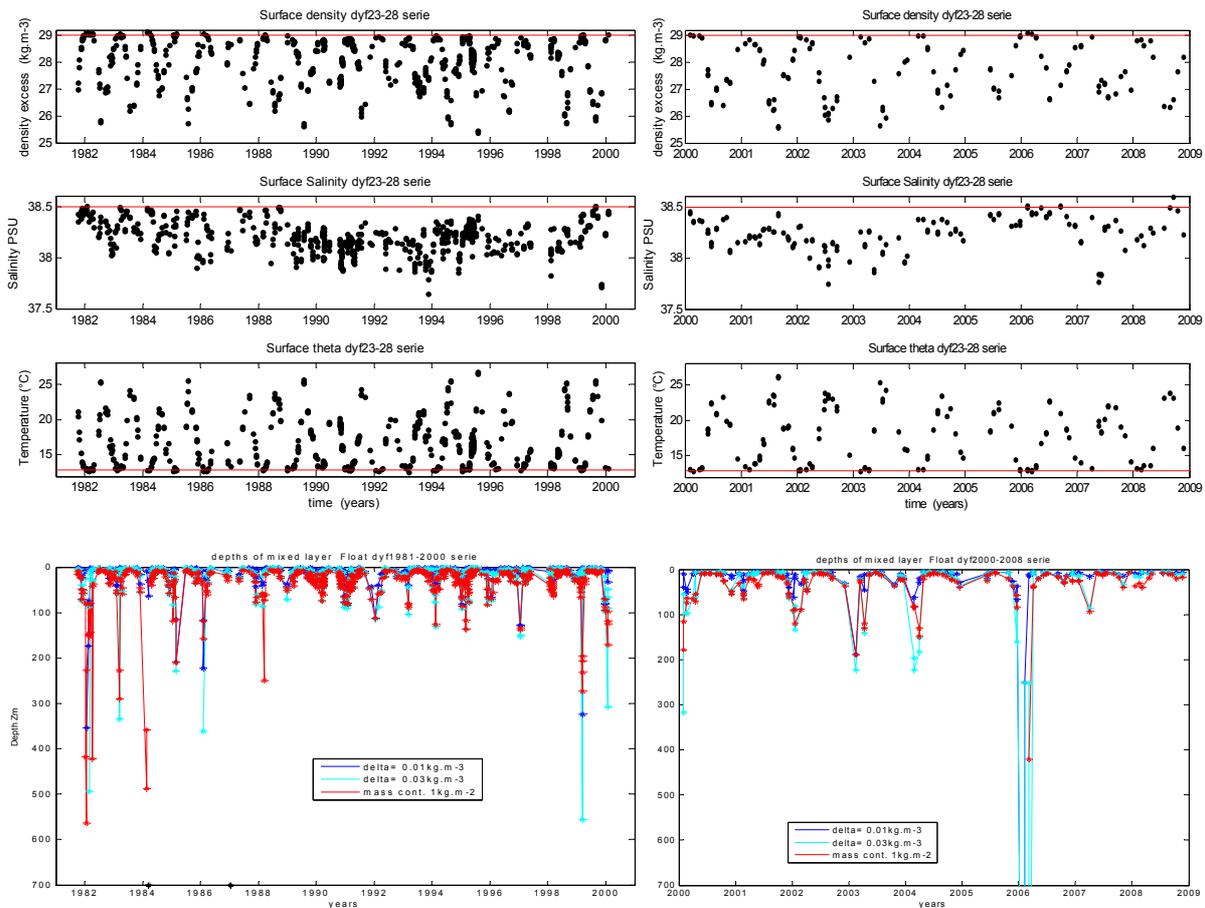


FIGURE 11b : Séries ProsVIDyf (1981-2000) à gauche et Dyfamed (2000-2009) à droite pour de haut en bas la densité de surface (en excès de 1000, kg/m³), SSS et SST (°C) mesurées par la première profondeur de chaque profil (généralement inférieure à 5 m). En bas, profondeurs de zmd0.01, zmd0.03 et zCMI pour chaque profil, les couleurs des points et traits qui se correspondent sont repérées dans les légendes insérées. Cette figure peut être agrandie électroniquement

Les trois rangées du haut font ressortir en premier lieu les cycles saisonniers des variables ρ , S et T, mais parfois déformés par la distribution temporelle des données au sein de chaque année. Une comparaison avec les valeurs de SST fournies par le CEP Mera 11 ou opérationnel après 1999 indique que les valeurs maximales avec l'échantillonnage CTD sont clairement tronquées d'au moins 1 degré C, par le fait que les observations CTD au mois d'août sont la plupart du temps absentes de l'archive (voir diagramme temporel Figure 11a).

Il apparaît aussi par exemple que les valeurs chaudes (28°C) de début juillet 2006 sont également absentes. De telles valeurs ont été observées sur une autre série long terme constituée pour le point B à l'entrée de la rade de Villefranche. Ce petit indice qui montre l'impact de l'échantillonnage sur certains aspects du cycle saisonnier fait donc émettre des réserves sur le réalisme d'un échantillonnage discret, qui néanmoins est susceptible d'être moins pénalisant avec un ensemble de flotteurs ARGO. En ce qui concerne les valeurs de SST en hiver, le trait rouge horizontal qui est placé à 13°C, indique clairement que la mer est régulée à cette température au site Dyfamed Boussole en raison des fortes profondeurs de couche mélangée durant cette période. Cette fois il apparaît un décalage irréaliste entre les données de Mera 11 et celles de l'opérationnel d'au moins ½ °C vers le haut après 2000.

L'impact de ces biais constatés sur les flux d'une part et ensuite sur les profondeurs de couche de mélange CMTD n'a pas encore été analysé.

Les traits rouges horizontaux sur la salinité et la température sont portés respectivement à hauteur des valeurs 29 kg/m³ et 38.5 % pour mieux voir les variations interannuelles des maxima de densité et de salinité, qui sont utilisés dans les analyses climatologiques en cours à partir de ces données.

Il est seulement indiqué ici dans le cadre de PROSAT que de très significatives variations interannuelles de ces valeurs maximales sont mises en évidence avec d'assez longues périodes de diminution (années 1990 à 2005) qui sont souvent interprétées de manière biaisée par des publications récentes (Smith et al. 2007, Schroeder et al 2010, Marty et al 2010) en raison d'une troncation d'une série climatologique ou de la non prise en compte des biais de l'échantillonnage.

Il est difficile compte tenu de ces biais d'échantillonnage d'établir des cycles saisonnier de couche mélangée avec ces séries pourtant conséquentes de profil CTD. En clair si de fortes valeurs de *hm* sont parfois identifiées certaines années, rien ne dit que de telles valeurs représentent les valeurs maximales de l'année en particulier car il est rare que les périodes de forts coups de vent soient échantillonnées. On constate néanmoins que l'épisode particulier de l'hiver 2006 a été saisi en raison sans doute de sa durée exceptionnelle (voir plus loin). Pour l'instant nous insistons sur le fait particulier que les valeurs maximales de *hm* apparaissant faibles certaines années ne doit pas être interpréter comme représentatif systématiquement d'années à faibles *hm* hivernales, mais comme des années où les fortes valeurs n'ont pas été observées. La plupart de ces critiques pourront être levées avec CMTD.

4.- Quelques détails concernant la série CTD DyfBous

La Figure 11c reprend la série de couche mélangée, mais cette fois avec la série DyfBous qui inclut les profils 0-400 dbars de la série Boussole, et augmente très significativement le nombre de profil d'environ un facteur 2.5. Le panneau du milieu à droite montre donc une profondeur de zCM2 cette fois beaucoup plus régulière. Cependant l'échelle verticale est changée pour couvrir la gamme de profondeur surface fond allant jusque 2300 dbars. Sur ce graphique en outre sont portés en points noirs les cas où la couche mélangée est supérieure à la profondeur maximale de mesure ce qui arrive dans les années 2004 2005 et même 2006 sur les profils profonds de Dyfamed. Afin de percevoir mieux les détails de l'évolution de la couche mélangée, la rangée de deux graphiques 0-200 dbars du haut montre les zCM2 superposées à la salinité en couleur à gauche et à droite la section temporelle de Theta et les zCM2 masquées en partie par la ligne blanche représentant zmdT0.1. Pour la salinité, les variations de salinité dans le sens de la diminution apparaissent clairement au voisinage du changement d'année, variant d'une année sur l'autre et montrent le mélange des eaux dessalées de la mi-automne principalement par les pluies avec les eaux sous jacentes. Ces pluies d'automne parfois très abondantes sur les côtes Liguriennes, mais aussi en mer sont considérées jouer un rôle important sur la salinité à l'échelle interannuelle, car elles sont associées avec des flux de masse tout de même positifs en cette approche de l'hiver. En revanche l'autre période d'apport d'eau douce au large correspondant aux pluies printanières et surtout aux forts apports d'eau douce (pluies abondantes ou fonte des neiges) par les rivières et les fleuves (Arno et aussi Var, Béthoux et al 1988) ont peu d'impact long terme sur la salinité de la colonne d'eau car elles arrivent en période stratifiante avec flux de chaleur positif en moyenne journalière. Les dessalures côtières ne parviennent qu'épisodiquement au large au delà du courant Ligure et qu'au travers des instabilités de surface de ce courant. De tels épisodes sont perçus par exemple en avril-mai 2002 et 2007. En regardant l'allure générale du cycle annuel de zCM2 la dissymétrie est tout à fait claire entre le retrait (brusque) vers la mi mars et l'approfondissement progressif dès le début septembre associé avec la reprise des coups de vents forts assez fréquents, mais moins que durant la période mi décembre à mi mars. Assez fréquemment toutefois, il existe des coups de vent forts fin avril avec cyclogenèse sur le golfe de gènes qui retarde l'établissement estival des faibles épaisseurs de couche mélangée. On notera qu'en 2004, 2005 la dessalure de fin d'automne a une

plus faible signature ; Celle ci disparaît même en 2006. Pour la température, zcm2 et zmdT suivent assez bien le bas des couches chaudes en période d'approfondissement ce qui est classique.

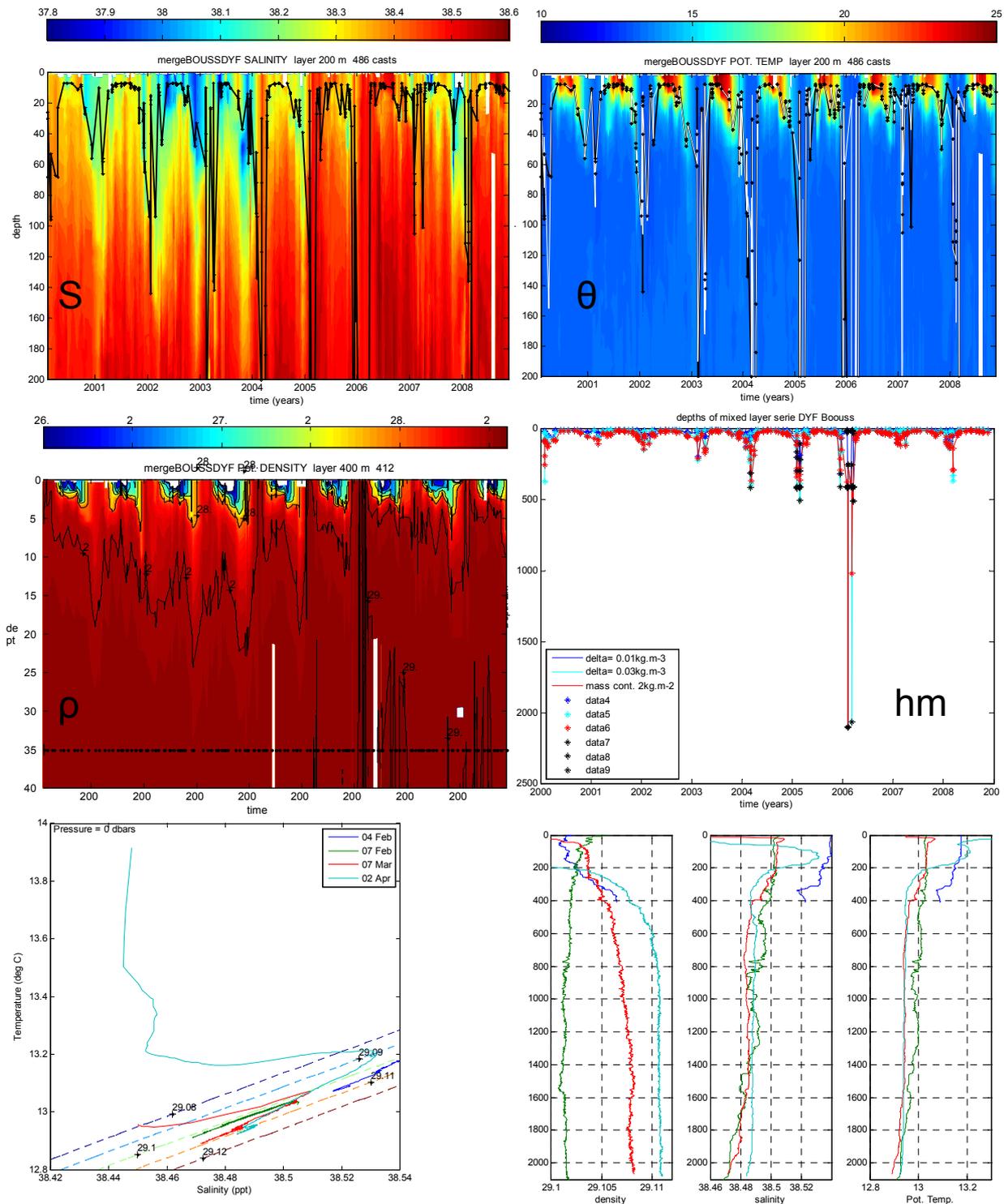


FIGURE 11c : Série DyfBous (2000-2009) ; la rangée du haut montre les sections temporelles de la série pour S à gauche et Theta (°C) à droite, avec superposées les zCM2 en ligne noire à gauche et idem pour zCM2 avec en plus zMT0.1 (ligne blanche) à droite ; la gamme de profondeur est 0-200 m). Sur la rangée du milieu, à droite, est montrée la section de densité (en excès de 1000, kg/m3) avec comme gamme de profondeur 0-400). Les isolignes chaque 1 kg/m3 sont surimposées avec la dernière isoligne indiquant 29.1kg/m3. Les inscriptions sur les axes sont là erronées. A gauche rangée du milieu, profondeur de couche mélangée trouvée avec différents critères indiqués dans la légende insérée. Les points noirs correspondent aux valeurs dépassant la profondeur maximale du profil. Sur la rangée du bas, à gauche diagramme Theta S pour 4 profils de l'hiver 2006 durant lequel la couche mélangée a atteint le fond

(2300dbars) vers le 7 février et encore après le 7 mars (voir texte). Le graphique du gauche montre les mêmes profils respectifs en fonction de la profondeur pour ρ , Theta et S.

Le graphe de la deuxième rangée à gauche (Figure 11c) montre la section temporelle de densité, avec les valeurs d'isolignes de densité portées près des lignes noires chaque 1 kg/m³. En plus la dernière valeur d'isoligne en noir est celle de 29.10 kg/m³ très proche de la densité au fond (29.105-29.115). L'isoligne 29 n'atteint pas la surface avant l'année 2004 et encore peu de temps ! Ceci confirme sans doute l'influence des dessalures évoquées plus haut sur les faibles valeurs hivernales de *hm* ces années là (Marty et al 2010). En début 2005 et 2006 ces dessalures plus faibles ont préconditionnées favorablement la formation d'eau plus dense au creux de l'hiver, mais cependant, bien que cette dessalure soit inexistante à l'automne 2006, l'hiver 2007 n'a pas présenté semble-t-il de forte valeur de *hm*. Donc le phénomène de dessalure n'est pas le seul facteur en cause, ce n'en est un que parmi d'autres pour comprendre les fortes variations interannuelles de *hm* hivernales. Un autre facteur est la présence plus ou moins forte d'eau levantine en début d'hiver, un autre, des flux de surfaces moins favorables (Schroeder et al 2010). Nous n'avons pas analysé encore les résultats CMTD pour cette série, ils seront inclus dans une version ultérieure de ce rapport, car alors les série temporelles de *hm* seront plus exhaustives que celles issues des observations directes.

La rangée des deux graphiques du bas montre plus de détails sur les profils d'hiver à Dyfamed lors de la plongée d'eau profonde en 2006, sans intervenir plus dans le débat sur les origines de cette formation. Avec ces détails nous gagnerons quelques précisions sur le fonctionnement des critères *zmd* et *zCM1* lorsque *hm* est le résultat d'une convection profonde. Le graphique de droite affiche les profils de densité potentielle, salinité et theta en fonction de la profondeur dont les diagrammes Theta S, référence 0 dbars, sont affichés sur le graphique de gauche, avec en cartouche le repérage en couleur des dates de profils. La séquence commence le 4 février 2006 avec une très forte dépression (<990 mbars) et des vents supérieurs à 35 nœuds sans doute associés à une cyclogenèse qui favorise la remontée des isopycnes profondes vers la surface. Cette très forte dépression arrive au creux de l'hiver hydrologique qui fin 2005 a commencée de manière précoce et donc favorablement préconditionnée la colonne d'eau. Le 4 février, le profil de densité affiche déjà une densité de surface supérieure à 29.10 kg/m³ une température voisine de 13.2°C et une salinité élevée, supérieure à 38.50, typiques d'une eau levantine présente au site Dyfamed en automne à des niveaux supérieurs à 200m. Ces caractéristiques ne sont pas anormales puisque la couche mélangée a atteint dès décembre plus de 400 m. le profil de densité affiche néanmoins une légère stratification 29.102 à 29.106 respectivement à 200 m et 400 m, avec salinité et température décroissantes jusque 400 m. Ces dernières caractéristique nous indiquent que l'eau présente alors dans les 400 premiers mètres de surface est une eau issue de niveaux normalement situés sous l'eau levantine. Il est également fort possible que la convection déclenchée par le fort coup de vent n'est pas encore cessée. Avec ces caractéristiques, tous les critères *zCM1*, et a fortiori *zmd* 0.03 et même 0.01 ne trouve pas la *hm* avant la fin de ce profil limité à 400 m. Le 7 février après un autre coup de vent, mais un profil allant jusqu'au fond, la situation a totalement changée : tout le profil est instable en densité, la densité maximale étant en surface (29.104, contre 29.102 à 2300 dbars), instable en salinité (38.50 contre 38.476) et très légèrement stable (13.02 contre 12.92). Nous notons cependant des irrégularités sur le profil, caractéristiques de masses d'eau en convection. Là encore tous les critères classiques sont en défaut et CMTD le serait également puisque le profil est instable en densité. Là encore les valeurs de *hm* sont données cette fois à juste titre au fond.

Le profil suivant en rouge le 7 mars intervient après d'autres coups de vent et une période d'accalmie. Cette fois le profil de densité et le diagramme Theta S est stable, mais les valeurs profondes ont assez fortement changées pour une eau profonde. Le profil de densité montre une première couche de surface d'environ 30 m d'épaisseur et de densité 29.08 kg/m³ suivie d'une couche homogène à 29.104 proche de la densité de surface du mois d'avant entre 90 et 250 m. La densité monte progressivement ensuite jusque 1500 m (29.107), avec une couche proche du fond

légèrement instable; il est possible qu'avec une référence de température potentielle à 2000 dbars la couche de fond soit neutre. Cependant le profil de salinité irrégulier à grande profondeur ainsi que celui de température semble marquer l'influence encore de mouvements de convection interne. Globalement la couche profonde entre le 7 février et le 7 mars a augmenté de 0.003 kg /m³, augmentation significative pour une sonde SBE911+. Le dernier profil de la séquence, le 2 avril, montre que tout est rentré dans l'ordre, avec un profil stable en densité, une présence faible d'eau levantine avant 200 m représentative d'une restratification par advection latérale dans la zone de convection, une couche stratifiée, encore faiblement néanmoins, en surface. Cependant les eaux, profondes dès 2000 m ont encore gagnées en densité (29.115 contre 29.102 deux mois avant !) la colonne d'eau a environ gagné 2000*0.013 soit 26. kg/m², ce qui est fort mais surtout elle a dû subir en moyenne pendant 2 mois un flux *net moyen négatif* de flottabilité de l'ordre de $6 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ calculé par la formule : $(gh^2/(2\rho_0)) \cdot dp/dt = n.h.Jb$. 'n' est considéré généralement comme inférieur à 0.16 (Nagai et al 2005, Waniak 2003) et représente la fraction de l'énergie potentielle introduite par le flux de flottabilité sur une couche mélangée d'épaisseur h (ici pris = 2000 m), fraction qui est retenue en énergie potentielle. L'autre fraction est utilisée pour nourrir l'énergie cinétique nécessaire à la convection. Ce calcul approché sera confronté dans une version ultérieure de ce rapport avec les flux moyens sur la période pour confirmer son réalisme.

5.- Application de la méthode CMTD à la série ProsVIDyf

Avant la fin du contrat, nous avons voulu fournir un exemple de série de couche mélangée avec un pas moyen de l'ordre de la journée et ceci sur une longue durée pour évaluer le réalisme des résultats à la lumière de nos connaissances de l'hydrologie de la Mer ligurienne. Nous avons auparavant souligné dans le texte les contraintes imposées à la méthode CMTD et les hypothèses sur lesquelles elle repose. Ici nous n'en parlons pas et nous l'appliquons sans discuter avec la contrainte forte, quitte à contrôler par la suite les approximations faites en négligeant les termes additionnels de l'équation 3, variation de la densité à un niveau profond, impact de la vitesse verticale et advection horizontale (voir un exemple du procédé de contrôle au paragraphe WP1 9.-4).

CMTD a été donc appliquée à chacun des 781 profils de la série ProsVIBous. En choisissant $winall= 30$ jours et $winlag= 1$ jour. Donc avant screening un profil engendre 30 valeurs à temps décalé de hm , trouvées en utilisant les flux 6 heures de Mera11. Comme nous avons appliqué la méthode en rétrograde puis en prograde, nous pourrions avoir 60 valeurs correspondant à l'intervalle de temps de 2 mois à cheval sur la date de profil. Cependant en général le screening réduit ce nombre à environ 30 : en effet ce qui est retenu après screening en rétrograde ne le sera pas en prograde avec le profil effectué 1 mois avant, et vice versa. Le compte détaillé n'a cependant pas encore été fait, sauf sur quelques cas particuliers pour contrôler la rigueur des algorithmes.

Afin de percevoir la différence des résultats entre prograde et rétrograde, nous les présentons d'abord séparément dans la rangée du haut de la **figure 11d** avec un jeu de couleur appliqué modulo 8 à chaque item de profil, une couleur correspondant donc à 30 valeurs retenues, au maximum. A gauche sont présentées les valeurs retenues en prograde et à droite celles en rétrograde. On voit bien qu'en règle générale le nombre de points en prograde est plus élevé dans les séquences temporelles d'approfondissement de couche mélangée et celui en rétrograde dans les séquences de retrait. Cependant toutes les périodes ne sont pas couvertes, c'est le cas lorsque par exemple le décalage temporel entre deux profils successifs de la série dépasse ici 1 mois. Actuellement le nombre de points retenus après screening est probablement trop élevé, car avec un intervalle de 1 jour et des flux à 6 heures (4 valeurs de flux par jour), la méthode peut retenir une valeur qui est juste à la frontière entre deux décalages $winlag$, sans pour autant que le $cumJb$ correspondant soit minimale localement, bien qu'elle le soit dans l'intervalle $winlag$ considéré de 1 jour. Un test supplémentaire (non encore mis au point) doit donc être construit.

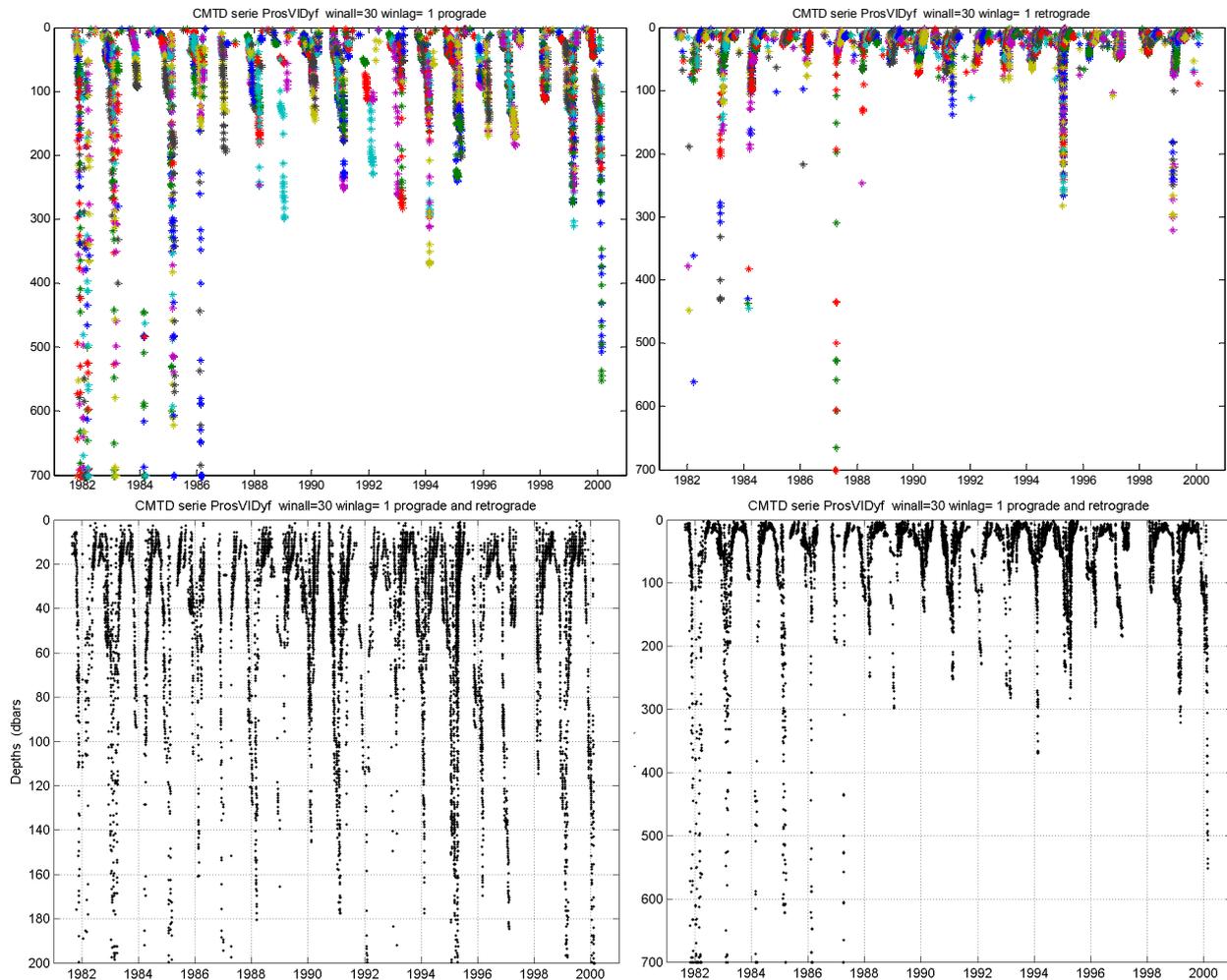


FIGURE 11d : Série ProsVIDyf (1981- 2000), application de la méthode CMTD en prograde et rétrograde avec $winall=30$ jours et $winlag=1$ jour. Sur la rangée du haut les résultats sont affichés séparément, pour rétrograde à droite et prograde à gauche ; les couleurs correspondent aux différents décalages winlag pour chaque cast, profondeur : 0-700 dbars. Sur la rangée du bas les résultats prograde et rétrograde sont affichés simultanément et confondus pour tous les winlag, avec à gauche la gamme de profondeur 0-200 dbars et à droite 0 700 dbars. Il est clairement vu que les profondeurs maximales de hm chaque année sont diagnostiquées plus profondes en prograde qu'en rétrograde (voir texte) ? Cette figure peut être prise en zoom.

Malgré cette petite réserve et en acceptant les résultats après screening comme tous valides, nous constatons qu'il y a une forte dissymétrie entre les valeurs maximales de hm en hiver chaque année obtenues en prograde et rétrograde. Ce point est délicat, car nous avons vu précédemment que a priori les valeurs en rétrograde seraient moins entachées d'erreur puisque le profil observé a gardé l'impact éventuel des effets mécaniques du vent sur hm , alors qu'en mode prévision nous n'obtenons (pour le moment) qu'une valeur en accord avec le flux de flottabilité, mais sans effets mécaniques éventuels de mélange. Toutefois cette réserve ne tient pas quand on considère les épaisseurs de couches mélangées assez fortes (supérieures à 100 m). Nous pensons que l'explication la meilleure est qu'après une convection sur des profondeurs suffisantes, le phénomène de restratification qui fait intervenir un flux de flottabilité latérale à la colonne d'eau est très important (voir 9.3 WP1 et 4 WP2) et que donc la profondeur maximale hivernale est masquée pour les profils

exécutés après cette restratification. Par opposition, la méthode en prograde a plus de chance de mieux approcher la profondeur maximale hivernale réelle, car si la restratification intervient à tout moment dans la zone de convection elle est détruite régulièrement par les forts flux de masse positifs (l'énergie consommée est changée mais in fine pas la flottabilité). Donc nous retenons que la dissymétrie évoquée plus haut est normale. Nous pouvons noter que la profondeur maximale dépasse 700 dbars en rétrograde en 1987 (année connue pour sa très forte convection profonde dans le Golfe du Lion) et qu'elle n'est pas détectée en prograde, mais cela est dû à l'échantillonnage particulièrement espacé en 1987 et à l'existence de profils *peu après* la période de convection en Mer Ligure.

Nous remarquons aussi que les CMTDH des années 1981 à 1985 atteignent plus de 700dbars en prograde, ce qui est conforme à ce que nous savons à partir des campagnes réalisées tous les 15 jours à cette époque ; l'année 1984 a formé l'eau la plus dense (29.14 kg/m³, observé !) ; les résultats présentés ont donc du sens.

La rangée du bas montre la séquence temporelle sur une base de 1 jour des CMTD retenues après screening *en concaténant les résultats prograde et rétrograde*. Deux gammes de profondeurs sont présentées (0-200 dbars à gauche et 0-700 dbars à droite). Nous rappelons que l'archive utilisée ici pour cette période est limitée à 700 dbars. Les cycles saisonniers annuels de *hm* est donc assez bien représenté, toujours avec une dissymétrie de retrait court avec un approfondissement plus long déjà signalé. Cette fois, ces résultats sont plus appropriés pour étudier les variations interannuelles que ceux des séries *hm* sur critère classique puisque les séquences temporelles comportent beaucoup moins de trous. Il en subsiste néanmoins comme déjà signalé. **Ainsi nous avons montré la constitution de série *hm* à temps décalé prévue au contrat.**

Le travail scientifique de contrôle et de validation n'est pas terminé. On peut sur les mêmes séries de profils changer le pas, 3 jours, dix jours et regarder la cohérence des résultats, ce qui n'a pas été fait. Toutefois le seul mérite d'un tel contrôle ne reposerait que sur la détection d'erreurs dans les algorithmes puisque sur le fond scientifique, le cumul de flux ne changeant pas, ni les dates et valeurs des minima locaux, les profils ne changeant pas, les résultats devraient être cohérents.

La méthode CMTD n'a pas été appliquée encore sur la période 2000-2008, mais elle le sera pour une version améliorée de ce rapport, d'autant que de nouveaux résultats sont attendus alors car nous disposons de flux 6 heures CEP mais aussi des flux calculé à partir des données horaires de la bouée ODAS Ligure.

Pour clore ce WP2 nous indiquons que la procédure d'application de CMTD a été organisée pour être la plus générique possible, malgré les différences de formats des flux, de formats des profils, (voir le principe de la procédure dans la table II). Cette procédure est encore un peu compliquée, et un des travaux prochains sera de l'appliquer avec les mêmes programmes génériques aussi bien aux séries points fixe, qu'aux série flotteurs et qu'aux résultats de campagne (exemple radiales BOUM). In fine la difficulté n'est pas tant dans la procédure, mais dans les types de contrôle et d'analyse de résultats qu'il convient de rendre systématiques.

IV.- WP3

1.- Rappel du contrat

WP3: interpréter les résultats en termes de biogéochimie en utilisant l'information satellitaire.

Ce groupe de travail a examiné de manière colocalisées les images satellitaires et les profils CTD des flotteurs ARGO qui ont circulé en méditerranée, de manière à effectuer une analyse couplée des profondeurs de couche mélange issues des profils et des concentrations en Chlorophylle (Chla) prises comme 'proxy' de la biomasse de phytoplancton issues des images couleur de la mer SEAWIFS. Une autre analyse terminée au cours de ce contrat et effectuée par Fabrizio d'Ortenzio (D'Ortenzio and Ribera 2009) utilise uniquement l'information SEAWIFS pour régionaliser la méditerranée en termes de régimes trophiques. Ces deux analyses sont complémentaires l'une de l'autre et permettent d'interpréter en termes de biogéochimie l'information couplée profil ARGO (pour l'instant physique) et l'information satellitaire. L'interprétation proposée repose sur la comparaison des séries annuelles de z_m et de Z_e .

2.-Analyse simultanée des profils ARGO et des images couleur de l'océan SEAWIFS.

2.-1 : Méthode

Données ARGO

Toutes les données de flotteurs ARGO déployées en Méditerranée sont téléchargées (50 flotteurs 4286 profiles). Le « delayed mode » n'étant pas disponible, on applique le contrôle qualité réalisé en temps réel. Toutes les mesures flaggées 3 ou 4 (mauvaise ou très mauvaise qualité de la mesure) sont retirées, cela représente 4% des mesures.

La profondeur de la couche de mélange est estimée ici selon le critère de différence de densité 0.03 kg.m^{-3} . Dans le cas où la colonne d'eau (limitée à 700 m pour la plupart des flotteurs) est entièrement mélangée selon le critère, z_m est posée égale à 700m. De plus ne sont conservées que les séries annuelles complètes entre le 1^{er} juillet et le 30 juin. De cette façon on est sûr de ne pas couper l'épisode d'accroissement de la concentration en chlorophylle qui a lieu en hiver ou au printemps et d'augmentation de la mixed layer qui a toujours lieu en hiver. En été, la mixed layer est toujours peu profonde et les concentrations en chlorophylle relativement faibles. On a ainsi 23 séries sur 3 ans entre juillet 2004 et juin 2007.

Données SeaWiFS

Les concentrations en chlorophylles sont téléchargées sur le site de la NASA (Ocean Colour) à partir des données SeaWiFS 9 km^2 de résolution et moyennées sur 8 jours et l'algorithme de calcul de la chlorophylle utilisé est OC4. Cet algorithme n'est pas spécifiquement développé pour la mer Méditerranée. Ceci est peu gênant car on s'intéresse plus aux valeurs relatives les unes par rapport aux autres qu'aux valeurs absolues.

Pour chaque position de sortie d'un flotteur est extraite Chla de surface correspondant en temps (à 8 jours près) et en position. La moyenne de toutes les valeurs extraites Chla dans une boîte de $0,1^\circ$ de côté autour de la position du profile est alors consignée.

2.-2 : Analyse

Données Flotteurs et Satellite colocalisées

Dans un premier temps pour chaque flotteur, les séries temporelles de profondeur de la couche de mélange et de concentration en chlorophylle sont tracées de manière superposée (Figure 6a et 6b). On observe tout de suite deux types de situations. Dans la majorité des cas z_m et Chla ont un cycle annuel synchrone (**Figure 12a**). L'approfondissement de z_m en hiver est accompagné d'une augmentation de Chla en moyenne. Chla n'excède pas alors $0,5 \text{ mg.m}^{-3}$, valeur relativement faible mais typique d'un système oligotrophique enrichi malgré des couches mélangées relativement épaisses (100m).

L'autre situation typique (**Figure 12b**), représentée seulement par 3 séries dans le lot examiné de flotteurs est située exclusivement dans la région du Golfe du Lion et de la mer Ligure, on observe une dynamique différente entre l'évolution de la profondeur de la couche de mélange et celle de la chlorophylle. La couche de mélange est profonde en hiver ($>200\text{-}300\text{m}$) avec un ou plusieurs épisodes de convection profonde où la couche de mélange a été estimée $\geq 700\text{m}$. En mars -avril un réel bloom démarre, les valeurs Chla atteignent 3 mg.m^{-3} mais sous forme impulsionnelle. Le bloom démarre après le début de stratification de la colonne d'eau, dans un intervalle de temps très variable, il peut être nul ou être de quelques semaines. Cette situation est similaire au cas d'un bloom Nord Atlantique, limité par la lumière pendant l'hiver (Sverdrup 1953, Longhurst 1995).

Cependant, comme les flotteurs ne sont pas fixes mais se déplacent avec les courants, il est tout à fait possible que dans une série temporelle provenant du même flotteur, deux profils soient enregistrés dans deux zones aux dynamiques

phytoplanctoniques différentes. Nous avons alors élaboré pour chacune des trois années d'études une carte qui tente de localiser les dynamiques trophiques selon les régions géographiques. Ces cartes ne sont pour l'instant qu'à l'état d'ébauche et ne sont pas présentées ici. Nous préférons présenter ci après la régionalisation effectuée à partir des cycles annuels de Chla issues du satellite SEAWIFS

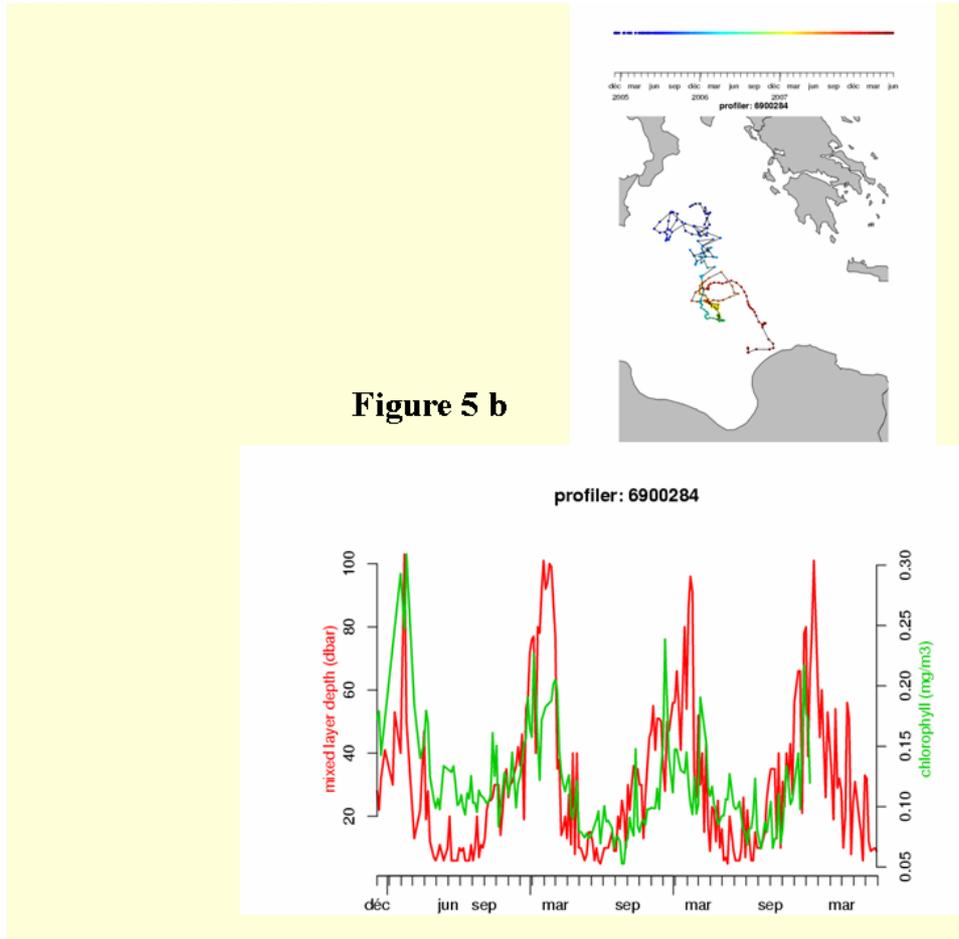


Figure 12a. Cette figure est reproduite de la figure 5 b du Poster. Elle montre en haut la trajectoire du flotteur 6900284 en Mer Ionienne dont le timing est marqué en couleur ; en bas sont portés les séries chronologiques de zmd en rouge et de Chla satellite colocalisées en vert . Ce graphique est typique de séries synchrones de ces deux variables avec maxima en hiver et représentatives de la méditerranée orientale en régime trophique oligotrophe. **Cliquer gauche sur la figure puis cliquer droite au même endroit et ensuite cliquer gauche à gauche de la figure pour faire apparaître celle-ci en négatif et pour que les inscriptions soient plus nettes mais attention à ne pas effacer !**

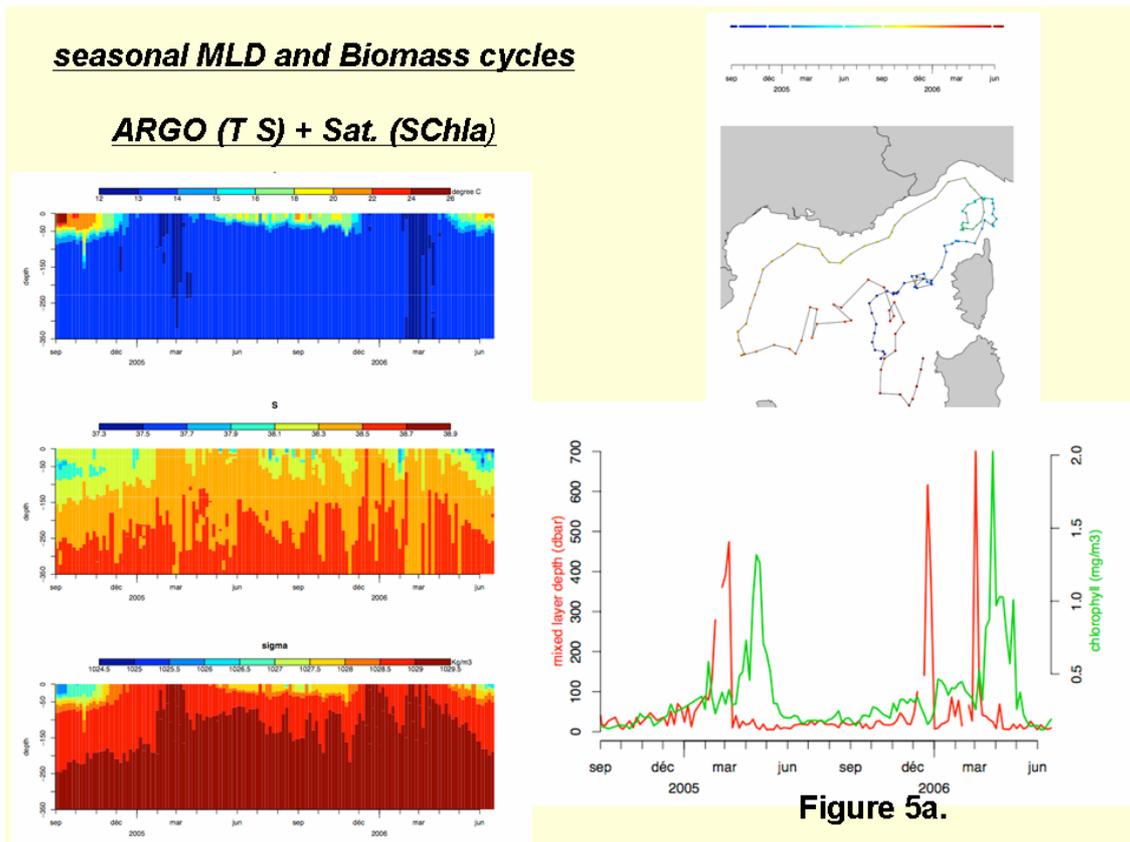


Figure 5a.

Figure 12b. L'autre situation typique est représentée par les mêmes données à droite pour le flotteur 6900292 que celles de la Figure 6a. Cette figure est issue de la figure 5a du poster. A gauche sont montrées les sections temporelles de température salinité et densité en 2005 et 2006. Lors des hivers 2005 et 2006, le flotteur se trouvait respectivement à l'ouest de la Corse et au Nord Est des Baléares dans la zone centrale de la MNO. Les cycles annuels de zmd et de Chla sont dans cette situation décalés en ce qui concerne les fortes valeurs qui par ailleurs sont nettement plus élevées que pour l'autre flotteur.

Régionalisation

Seules ici sont utilisées les images Seawifs archivées sur 10 années. Le cycle moyen annuel en termes de Chla est calculé pour chaque pixel pour les dix ans de l'archive, puis normalisé par la valeur du maximum. Ensuite est réalisée une classification robuste pour l'ensemble de la méditerranée par la méthode des 'K- mean clusters' est réalisée et 7 groupes sont bien identifiés (**Figure13**). La carte obtenue Fig. 7 identifie clairement en jaune la zone centrale de la méditerranée nord occidentale avec un cycle trophique montrant un maximum de Chla en mars avril (voir Poster) alors que la majorité de la Méditerranée est couverte par un cycle trophique montrant un maximum en hiver. Ce sont les deux situations types rencontrées lors de notre analyse précédente, mais ici la carte n'est obtenue qu'à partir d'une analyse pluriannuelle, sans information en profondeur. La combinaison des profils flotteurs et des images renforcent donc l'interprétation

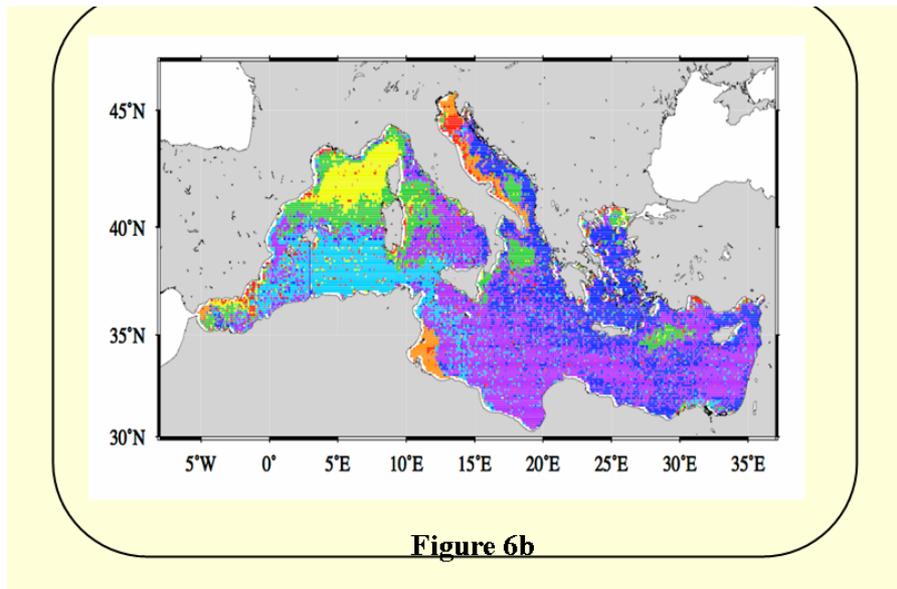


Figure 13 (6b du Poster) montrant le résultat de la classification suivant les cycles annuels moyens de Chla

2.-3 : Interprétation biogéochimique en termes de zmd et Ze

Une analyse plus fine est en cours. Elle porte sur ce que nous pensons être des critères clé permettant d'identifier les différents régimes trophiques dont deux au moins sont bien représentés en méditerranée. Les paramètres clé sont la profondeur de couche mélangée (ici zmd 0.03 kg.m⁻³ en attendant le choix du WP1) et la profondeur de couche euphotique. Pour tester sur quelques exemples de séries de flotteur colocalisées avec SEAWIFS nous montrons deux exemples de tracés conjoints de zmd et de Ze. En attendant d'avoir des déterminations de Ze issus des Provor BioB, nous utilisons les Ze issus des images satellitaires. Un des produits délivrés par la NASA est en effet le coefficient d'atténuation diffuse Kd (m⁻¹) caractérisant la transparence des eaux qui est affectée par la teneur en Chla. En utilisant Kd il est aisé de déterminer Ze. Les résultats sont présentés pour les deux situations types déjà discutées (**Figure 14a et 14b**)

Sans entrer dans le détail et sans rappeler les principes énoncés lors de la demande de contrat, on constate que la série de Kd est similaire (en partie par construction) à la série de Chla de surface pour chaque flotteur. Le produit dérivé Ze comparé à zmd donne une information précieuse. Lorsque zmd est inférieur à Ze, le régime est stratifié et Chla reste faible, c'est le cas des saisons estivales en méditerranée. Lorsque zmd >> Ze, comme en hiver en méditerranée Nord Occidentale, Chla est dispersée dans une grande épaisseur et présente de faibles valeurs ; Lorsque Zmd est proche de Ze, l'intégralité de la production en zone euphotique bénéficie à la fois du phytoplancton confiné dans cette couche et de l'apport permanent des sels nutritifs des couches aphotiques. Dans le cas de la méditerranée orientale et du sud de la méditerranée occidentale, représenté ici par le cycle du flotteur 6900284, zmd n'est proche de Ze que durant la saison hivernale, mais zmd est suffisamment grand pour atteindre la nitracline. Il y a donc un maximum de Chla en hiver correspondant à un maximum de production soutenue par une disponibilité accrue de sels nutritifs. Toutefois le remplissage en sels nutritifs de la couche euphotique est modéré et la production reste faible. Dans le cas de la MNO (flotteur 6900292), la couche mélangée hivernale dépasse 200 à 300 m voire nettement plus sur toute la période hivernale du moins de manière épisodique, le remplissage est fort et ces sels nutritifs ne peuvent être complètement utilisés dans la couche de surface en raison de la dispersion forte du phytoplancton. Dès que les conditions de stratification sont suffisantes, apparaît alors le maximum de Chla de surface, qui dure tant que Zmd ne devient pas faible devant Ze. Nous avons ainsi accès au détail de la succession des événements productifs lors du printemps. Dans cette interprétation toutefois il n'est pas tenu compte du facteur top down représenté par le broutage qui vient limiter également les valeurs maximales de Chla. Quoiqu'il en soit nous pensons avoir des informations précieuses pour déterminer des critères objectifs sur les conditions d'apparition des différents régimes trophiques de l'Océan tel qu'avancé d'une manière descriptive plutôt conceptuelle par Longhurst 1995. Dans le cadre de ce contrat, on conçoit bien que les valeurs de CM soient critiques pour rendre efficace l'utilisation de critères. Nous pensons qu'utiliser zCMI ou CMTD améliorera grandement l'efficacité de la comparaison Ze, CM.

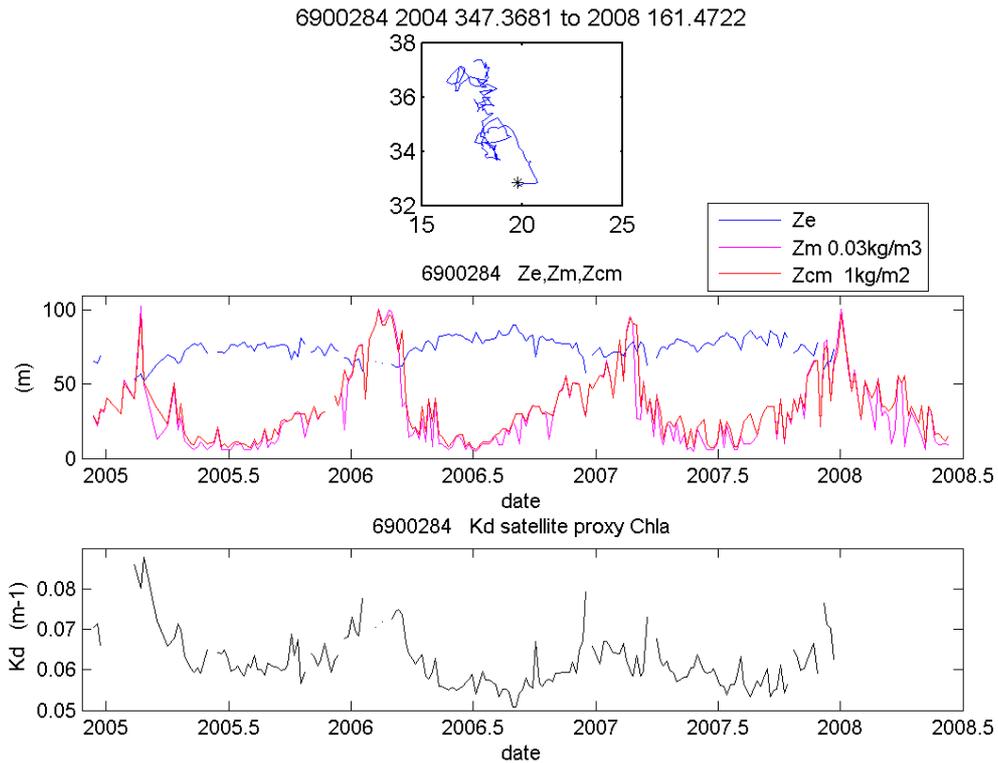


Figure 14a. Flotteur 6900284, Mer Ionienne. Les graphes représentent de haut en bas, la carte réduite de la trajectoire complète de 2004 à 2008, les séries Ze, zmd et zCM1 superposées et enfin la série Kd. On constate que pour la zone oligotrophe parcourue, les maxima de Kd, donc de chlorophylle (figure 6) sont synchrones et en hiver de zmd, et alors zmd est voisin de Ze.

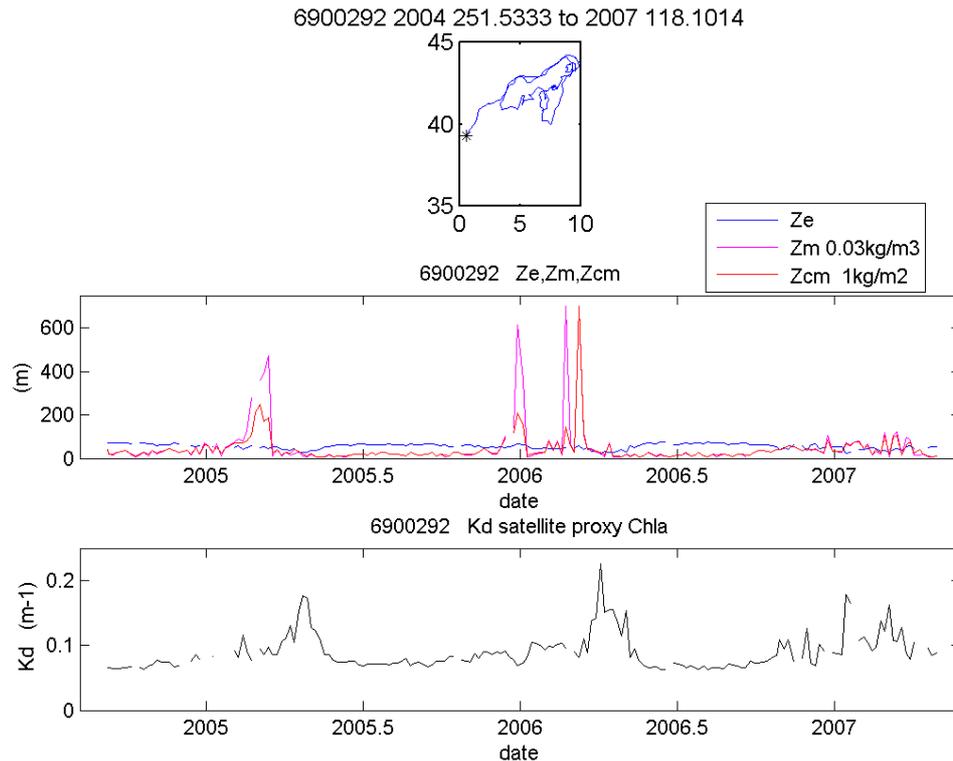


Figure 14b. Flotteur 6900292. La trajectoire du flotteur est située en méditerranéen Nord Occidentale ; comme pour le flotteur précédent, K_d est un indicateur de la concentration de Chla de surface. Cette fois les maxima sont décalés par rapport aux (forts) évènements de convection trouvés en 2005 et 2006, pas en 2007. On constate à nouveau que la comparaison de zmd ou zcm avec Ze scande les différents états trophiques de la région parcourue. Surtout dès que ces deux grandeurs sont proches même en période hivernale Chla croît et parfois de manière impulsienne. Toutefois les blooms printaniers ont suivi la période de forte couche mélangée comme en 2005 et 2006, mais pas en 2007 pour les régions où se trouvait le flotteur.

Références citées

Les références citées réellement dans le texte v0 sont illuminées en vert, les autres sont laissées pour citation dans une version ultérieure.

- Alberola, C., C. Millot, and J. Font (1995), On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern current during the PRIMO 0 experiment in the western Mediterranean Sea, *Oceanol. Acta*, 18, 163–192.
- Andersen, V. And L. Prieur 2000 . High Frequency time series observations in the open Northwestern Mediterranean Sea and effects of wind events (DYNAPROC study, May 1985). *Deep Sea Res. I*, 47, 3, 397-422.
- Andersen, V., Goutx, M., Prieur, L., Dolan, JR., 2009. Short-scale temporal variability of physical, biological and biogeochemical processes in the NW Mediterranean sea: an introduction. Special issue: Ed: L. Prieur, J. Dolan, and M. Goutx. *Biogeosciences*, 6, 453-461.
- Bethoux, J. -Prieur, L., Bong, J.H., 1988. Le courant Ligure au large de Nice. *Oceanol. Acta* n°sp 9 , 59-67.
- Brainerd KE, Gregg MC, 1995. Surface mixed and mixing layer depths. *Deep Sea Res.*, 42A, 1521-1543.
- Bishop, JKB., Wood, T.J., 2009. Year round Observations of carbon biomass and flux variability in the Southern Ocean. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 23, GB2019, doi:10.1029/2008GB003206
- Caniaux G., Planton, S. 1998. *J. geophys. Res.*, 103, C11, 25,081-25,099.
- Cisewski, B., V. H. Strass, and H. Prandke (2005), Upper-ocean vertical mixing in the Antarctic Polar Front Zone, *Deep Sea Res., Part II*, 52, 1087– 1108, doi:10.1016/j.dsr2.2005.01.010.
- Cisewski, B., V. H. Strass, M. Losch, and H. Prandke (2008), Mixed layer analysis of a mesoscale eddy in the Antarctic Polar Front Zone, *J. Geophys. Res.*, 113, C05017, doi:10.1029/2007JC004372.
- D'Asaro, E.A., Winters, K.B., Chen R.C., 2002. Lagrangian analysis of a convective mixed layer *J. Geophys. Res.*, 107, C5, 3040, 10.1029/2000JC000247.
- de Boyer-Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone (2004), Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, C12003 doi:10.1029/2004JC002378.
- D'Ortenzio, F., D. Iudicone, C.D. Montegut, P. Testor, D. Antoine, S. Marullo, R. Santoleri, and G. Madec (2005), Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean Sea as derived from in situ profiles, *Geophysical Research Letters*, 32 (12).
- D'Ortenzio, F., Ribera D'Alcalà, M., 2009. On the regimes of the Mediterranean Sea: a satellite analysis. *Biogeosciences*, 6, 139–148.

- Dutkiewicz, S., Follows, F., Marshall, J and W.W. Gregg, 2001. Interannual variability of phytoplankton abundances in the North Atlantic. *Deep Sea Research II*, 48, 2323-2344.
- Dutkiewicz, S., M.J. Follows, J. Marshall, and W.W. Gregg (2001), Interannual variability of the phytoplankton abundances in the North Atlantic. *Deep Sea Research II*, 48, 2323-2344.
- Follows, M.J., and S. Dutkiewicz (2002), Meteorological modulation of the North Atlantic Spring Bloom, *Deep Sea Research II*, 49, 321-344.
- Gaillard, F., Desaubies, Y., 1997. A four dimensional analysis of the thermal structure in the Gulf of Lion. *J. Geophys. Res.*, 102 C6, 12515-12537.
- Gaspar, P., Y. Grégoris, and J. M. Lefèvre, A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at Station Papa and long-term upper ocean study site. *J. Geophys. Res.*, 95, 16,179-16,193, 1990.
- Holte, J., Talley, L., 2009. A New Algorithm for Finding Mixed Layer Depths with Applications to Argo Data and Subantarctic Mode Water Formation. *J. Ocean Atm Techn.*, 26, 1920-1939
- Imberger J., 1985. The Diurnal Mixed Layer. *Limnol. Oceanogr.*, 30(4), 1985, 737-770
- Large WG, McWilliams, JC Doney SC, 1994. Oceanic Vertical Mixing: A review and a model with a non local boundary layer parametrization. *Rev Geophys.* 32 (4) 363-403
- Kara AB, Rochford PA, Hurlburt HE, 2000. An optimal definition for mixed layer depth. *J. Geophys. Res.* 105 (C7) 16803-16821.
- Longhurst, A., 1995. Seasonal cycles of pelagic production and consumption. *Prog. Oceanogr.*, 36, 77-167.
- Lorbacher, K., D. Dommenges, P. P. Niiler, and A. Köhl, 2006: Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *J. Geophys. Res.*, 111, C07010, doi:10.1029/2003JC002157.
- Marshall, J., and F. Schott (1999), Open ocean deep convection: observations, models and theory, *Reviews of Geophysics*, 37 (1), 1-64.
- Marty JC., Chiaverini, J., 2010. Hydrological changes in the Ligurian Sea (NW Mediterranean, DYFAMED site) during 1995–2007 and biogeochemical consequences. *Biogeosciences*, 7, 2117–2128, 2010
- Moisan, J.R., Niiler P.P., 1998. The Seasonal Heat Budget of the North Pacific: Net heat Flux and Heat Storage Rates (1950-1990). *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 401-421.
- Morel, A. (1991). Light and marine photosynthesis: A spectral model with geochemical and climatological implications, *Progress in Oceanography*, 26, 263-306.
- Nagai, T., Yamazaki, H., Nagashima, H., Kantha, L.H., 2005. Field and numerical study of entrainment laws for surface mixed layer. *Deep-Sea Res. II*, 52, 1109-1132.
- Niiler, P. P., and E. B. Kraus (1977), One-dimensional models of the upper ocean, in *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, edited by E. B. Kraus, pp. 143-172, Pergamon, Oxford.
- Popova EE., Coward AC, Nurser GA, de Cuevas B., Fasham MJR, Anderson TR, 2006a. Mechanisms controlling primary and new production in a global ecosystem model – Part I: validation of the biological simulation. *Ocean Sci.* 2, 249-266.
- Popova EE., Coward AC, Nurser GA, de Cuevas B., Fasham MJR, Anderson TR, 2006b. Mechanisms controlling primary and new production in a global ecosystem model – Part I: The role of the upper ocean short-term periodic and episodic mixing events. *Ocean Sci. Discuss.*, 3, 1115-1148, 2006.
- Price, J.F. Weller, R.A., Pinkel, R., 1993. Diurnal Cycling: Observations and Models of the Upper Ocean Response to Diurnal Heating, Cooling, and Wind Mixing. *J. Geophys. Res.*, 91, C7, 8411-8437.
- Raybaud, V., Nival, P., Prieur, L. 2010. Short time-scale analysis of the NW Mediterranean ecosystem during summer-autumn transition: a 1D modelling approach, in press *JMS* 2nd August 2010
- Sallée, J.B., Wienders, N., Speer, K., Morrow, R., 2008. Formation of subantarctic mode water in the southeastern Indian Ocean. *Ocean Dynamics* (2006) 56: 525–542
- Schroeder, K., S. A. Josey, M. Herrmann, L. Grignon, G. P. Gasparini, H. L. Bryden, 2008 Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: Atmospheric forcings and lateral advection. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 115, C08029, doi:10.1029/2009JC005749, 2010
- Smith, R. O., Bryden, H. L., and Stansfield, K. 2008: Observations of new western Mediterranean deep water formation using Argo floats 2004–2006, *Ocean Sci.*, 4, 133–149, doi:10.5194/os-4-133
- Sverdrup, H.U., 1953. On the conditions for vernal blooming of the phytoplankton. *J. Cons. Perm. Int. Exploration Mer*, 18, 287-295.
- Stevenson, J., Niiler, P.P., 1983. Upper ocean heat budget during the Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1894-1907.
- Thomson RE., Fine IV., 2003. Estimating mixed layer depth from oceanic profile data. *J. Atmosph. Ocean Technol.* 20, 319-329
- Vivier, F., Kelly K.A., Thompson, L., 2002. Heat budget in the Kuroshio Extension Region: 1993-99. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 3436-3454.
- Waniek, J.J. (2003), The role of physical forcing in initiation of spring blooms in the northeast Atlantic, *Journal of Marine Systems*, 39 (1-2), 57-82.
- Wilson, C., and D. Adamec (2002), A global view of bio-physical coupling from SeaWiFS and TOPEX satellite data, 1997–2001, *Geophysical Research Letters*, 29 (8), 98-102.
- Wilson, C., and V.J. Coles (2005), Global climatological relationships between satellite biological and physical observations and upper ocean properties, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 110 (C10).
- Woods, J. D., and W. Barkmann, 1986. The response of the upper ocean to solar heating, I, The mixed-layer, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 112, 1-27.
- Zakardjian, B., Prieur, L. 1994. A numerical study of primary production related to vertical turbulent diffusion with special reference to vertical motions of the phytoplankton cells in nutrient and light fields. *J. mar. Systems* 5 (3-5) 267-296.
- Zakardjian, B., Prieur, L. 1998. Biological and chemical signs of upward motions in permanent geostrophic fronts of the Western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 103, C12, 27849 – 27866.
- Zahariev, K., Garrett, C., 1997. An Apparent Surface Buoyancy Flux Associated with the Nonlinearity of the Equation of State. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 362-368.
- Turner 1973, LE livre bible !

Références des travaux publiés dans le cadre de PROSAT

- D'Ortenzio F., Prieur L., 2010. The Upper Mixed Layer. In The book of Life in Mediterranean Sea. Accepted October 2010
- Moutin, T., Prieur L., VanWambeke, F., 2010. Introduction to the Biogeochemistry from the Oligotrophic to the Ultraoligotrophic Mediterranean experiment : the BOUM program. *To be submitted at BGSD Nov 2010.*
- Prieur, L., Caniaux, G., d'Ortenzio, F., Lavigne, H., Giordani, H., 2008. PROSAT: Etude de faisabilité de l'application de méthodes d'exploitation conjointe des séries de profils in situ (CTD au point fixe, profils ARGO) et des séries d'image satellitaires (SST, Schla) aux fins de l'Océanographie Opérationnelle. GMMC meeting (Mercator), 13-15 Octobre 2008, Toulouse. Poster disponible
- Prieur, L., Caniaux, G., d'Ortenzio, F., Lavigne, H., Giordani, H., 2009. PROSAT: Etude de faisabilité de l'application de méthodes d'exploitation conjointe des séries de profils in situ (CTD au point fixe, profils ARGO) et des séries d'image satellitaires (SST, Schla) aux fins de l'Océanographie Opérationnelle. GMMC meeting (Mercator), 16-17 Nov.2009 (Brest). Présentation rapport intermédiaire de contrat disponible en ppt
- Claustre H., D'Ortenzio F., Poteau A., Mignot A., Xing X., Uitz J., **Prieur L.**, 2010. Short-term to seasonal variability in the Deep Chlorophyll Maximum (DCM) dynamics: a bio-optical float-based investigation in various stratified oligotrophic environments. ASLO Ocean Sciences Meeting, Portland, OR (USA), 22-26 Feb 2010. IT51A-04, Presentation.