

CARAC

TÉRIS

TIQUES ET

MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

ÉTAT

ÉCOLO

GIQUE

CARACTÉRISTIQUES ET ÉTAT ÉCOLOGIQUE

MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

JUIN 2012

ÉTAT PHYSIQUE ET CHIMIQUE Caractéristiques physiques Courantologie

Ivane Pairaud (Ifremer, La Seyne-sur-Mer),
Stéphanie Desmare (SHOM/DOPS/MIP/HDC, Brest),
Julie Gatti (Ifremer/PDG-ODE-DYNECO-PHYSED, Brest)
et Isabelle Taupier-Letage (CNRS/MIO-OPLC, Marseille).



1. PRINCIPAUX PROCESSUS PHYSIQUES – ORIGINE DES COURANTS

La Méditerranée, située entre des régions désertiques au sud et des régions au climat tempéré au nord, est un bassin d'évaporation : les précipitations et les apports des fleuves ne compensent pas l'évaporation. Pour combler ce déficit en eau, de l'eau atlantique entre en surface par le détroit de Gibraltar, avec un débit estimé entre 0,5 et 1 Sverdrup (soit 0,5 et $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Cette eau, moins salée que l'eau méditerranéenne, est moins dense : elle va donc rester en surface au-dessus de l'eau méditerranéenne et déterminer la circulation de surface. Contrainte par la force de Coriolis, liée à la rotation de la Terre, elle va circuler dans le sens cyclonique – sens inverse des aiguilles d'une montre – dans les deux bassins (figure 1) [1].

La morphologie du bassin méditerranéen, caractérisé par des plateaux continentaux étroits et une faible ouverture sur l'océan Atlantique, explique que la marée y a peu d'influence, avec une variation du niveau de la mer de 40 cm en moyenne près des côtes, bien qu'elle puisse être ressentie de façon plus importante localement [2].

Les échanges avec l'atmosphère constituent donc un forçage prépondérant des courants dans la zone. En particulier, les côtes méditerranéennes sont soumises à des vents intenses qui se renforcent en hiver [3]. Dans le golfe du Lion et en Provence, les trois régimes de vents principaux sont le mistral, vent de nord à nord-ouest canalisé par la vallée du Rhône, la tramontane, vent d'ouest à nord-ouest localisé dans la partie occidentale du golfe, et le vent de secteur est à sud-est qui amène généralement nuages et pluies. Au niveau de la Corse, les vents sont nombreux et particulièrement violents aux extrémités de l'île – Cap Corse, bouches de Bonifacio – et en Balagne. Ces vents induisent des processus de déplacement horizontaux et verticaux des masses d'eau, notamment des upwellings par vent de nord-ouest dans le golfe du Lion, qui ramènent les eaux froides du fond vers la surface, des downwellings, par vent de sud-est, des jets côtiers et des structures tourbillonnaires (qui peuvent aussi avoir une autre origine). À la côte, les brises de mer et de terre peuvent également jouer un rôle important.

En hiver, les vents sont froids et secs. L'air qui arrive au-dessus de la mer peut présenter des températures proches de 0 °C, refroidissant les eaux de surface de la mer, dont la température est de l'ordre de 13 °C. Au large du golfe du Lion, l'évaporation induit une augmentation de la salinité, qui, couplée au refroidissement des eaux de surface et au mélange avec les eaux sous-jacentes plus salées, rend ces dernières plus denses et provoque leur plongée en profondeur et la formation de nouvelles masses d'eaux méditerranéennes.

Enfin, la circulation est contrainte par les apports en eau douce des fleuves. Le plus gros apport a lieu dans le golfe du Lion, où se jette le Rhône avec un débit de $1\,700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne, pouvant dépasser $10\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors de crues exceptionnelles. Le Rhône est un fleuve côtier susceptible d'amener des polluants en zone littorale.

Ainsi, les courants marins jouent un rôle très important dans le fonctionnement des écosystèmes. Par les mouvements horizontaux et verticaux associés, ils accompagnent l'exportation de la matière d'origine naturelle ou anthropique de la côte vers le large.

2. CIRCULATION GÉNÉRALE ET SA VARIABILITÉ

2.1. CIRCULATION GÉNÉRALE

Dans la sous-région marine, la circulation générale est caractérisée par le Courant Nord (CN), composé en majeure partie d'eau atlantique (AW : *Atlantic Water*), d'une épaisseur de 200-400 m à la côte. Le CN est formé en mer Ligure par la jonction des veines de courants Est et Ouest Corse. Fortement guidé par la bathymétrie, il longe alors le talus continental d'est en ouest de la mer Ligure à la mer Catalane en passant par le golfe du Lion.

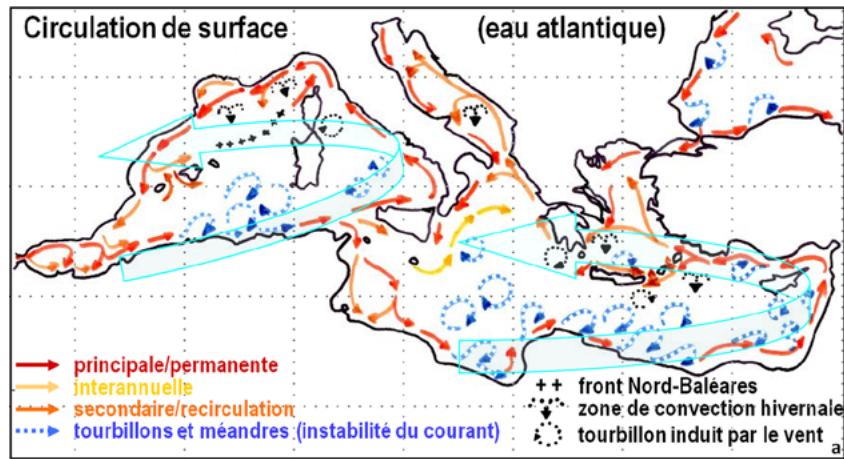


Figure 1 : Circulation générale de surface dans la sous-région marine (Sources : I. Taupier-Letage, adaptée de Millot et Taupier-Letage, 2005 (1)).

2.1.1. Zone Corse

Au niveau du canal de Corse, qui relie la mer Tyrrhénienne, située à l'est de la Corse, à la Méditerranée nord-occidentale, le transport s'effectue en moyenne vers le nord (figure 1), avec un débit moyen d'environ 0,5 Sverdrup [4], et présente une variation saisonnière marquée – maximum en hiver et minimum en fin d'été. Au large de la côte sud-est, les eaux levantines intermédiaires (LIW) s'écoulent vers le sud en profondeur. En surface, on note également la possibilité d'un contre-courant côtier dirigé vers le sud le long de la côte est (figure 2). À l'est du détroit de Bonifacio – entre la Sardaigne et la Corse – les vents d'ouest sont canalisés et intensifiés, ce qui induit une circulation cyclonique au nord (figure 1), qui forme une zone d'eau plus fraîche et plus productive. Il pourrait également s'agir d'une zone occasionnelle de formation d'eau dense [5].

Enfin, au nord de l'île, le courant Est Corse est rejoint par le courant Ouest Corse (figure 1), relativement instable et qui s'accompagne de la présence de tourbillons [6], pour former le CN.

2.1.2. De la Côte d'Azur au golfe du Lion

Le débit associé au CN est évalué à 1 à 2 Sverdrup [1] [7] [8] [9]. Le CN est plus intense, étroit et profond en hiver, avec une intensité maximale de $0,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ($0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en été) pour environ 30 km de large (50 km en été) [10] [11] [12]. Ce courant permanent, signature majeure de la circulation, s'établit sur une profondeur d'environ 200 m en été à environ 400 m en hiver à la côte. Il est donc relativement proche de la côte au large de la Provence car il n'y a pas de plateau. En hiver, il tend à s'écouler le long du talus continental du golfe du Lion, donc au large, mais la partie supérieure du courant peut rentrer sur le plateau (intrusions) (figures 1 à 3).

Il présente une forte activité de méso-échelle, principalement en hiver, qui s'accompagne de la formation de filaments et de méandres de plusieurs dizaines de kilomètres de rayon, et, quoique rarement, de tourbillons [8] [13] [14] [15].

Sur le plateau du golfe du Lion, l'eau douce apportée par le Rhône, plus légère que l'eau de mer, s'écoule en surface et forme un panache vers le large en situation de vent faible, dévié vers l'ouest sous l'action de la force de Coriolis. La position et l'épaisseur du panache dépendent fortement des conditions météorologiques [16]. Le Rhône réduit la salinité de surface localement sur le plateau continental, créant ainsi un front de densité, modulé en fonction du débit du Rhône et des conditions météorologiques.

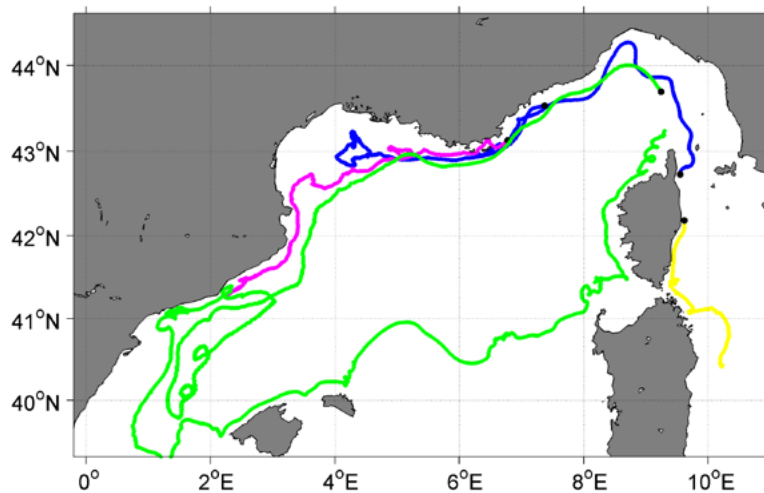


Figure 2 : Carte d'exemples de trajectoires de flotteurs lagrangiens (bouées dérivantes) déployés en 2010-2011 et suivant le courant à 50 m de profondeur en vert, du 3 juin 2010 au 7 janvier 2011 ; en magenta, du 11 mars au 20 mai 2011 ; en bleu, du 28 avril au 14 juin 2011 ; en jaune, du 13 mai au 14 juin 2011. Le point de déploiement des flotteurs est indiqué par les ronds noirs. Du plateau Catalan au sud de la Corse, le flotteur lagrangien (trajet vert) est entraîné le long du front Nord Baléare, qui se renforce au cours de l'hiver, et non par un courant permanent (Sources des données : Coriolis, Ifremer).

2.1.3. Au large du golfe du Lion

Au cours de l'hiver, de l'eau profonde est formée au large du golfe du Lion (figure 1), sur une zone de ≈ 50 à 100 km de diamètre et centrée sur 42° N et 5° E [17]. Le refroidissement atmosphérique hivernal et les forts vents froids et secs – mistral et tramontane – soufflant dans cette zone refroidissent la couche de surface (AW) et augmentent, par évaporation, sa salinité, ce qui favorise la formation d'eau dense (WIW). Si les coups de vent sont intenses et prolongés, ils permettent aussi un mélange vertical avec l'eau méditerranéenne sous-jacente LIW, qui contribue encore à augmenter la salinité, donc la densité. Lorsque le mélange des eaux atteint une densité assez élevée, celles-ci plongent au fond du bassin – à environ 2 000 m avec une vitesse verticale de l'ordre de $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ [18] – et forment l'eau profonde (WMDW), qui peut être entraînée par des courants horizontaux atteignant $50 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ sur le fond [19] [20]. Ce processus de convection hivernal joue un rôle clef puisqu'il tend à renforcer le CN ; il permet à l'eau dense de remplir le bassin profond d'eau riche en oxygène, et amène la pollution atmosphérique vers le fond – l'eau plonge en 1 ou 2 jours. Ce processus et les vents permettent également de rapporter des nutriments des couches sous-jacentes dans la couche éclairée pour alimenter la croissance biologique au printemps [21]. Il s'agit de la zone la plus productive de Méditerranée, active y compris durant la période estivale, ce qui permet de maintenir des populations de thons et de cétacés importantes.

2.2. COURANTS ET PROCESSUS TRANSITOIRES SUR LE PLATEAU DU GOLFE DU LION

2.2.1. Intrusions du Courant Nord sur le plateau

Fortement guidé par la bathymétrie, le CN longe le talus continental du golfe du Lion du nord-est au sud-ouest. Des intrusions sur le plateau ont été observées en trois sites privilégiés (figure 3) à partir de données satellitaires, hydrologiques et courantologiques :

- à l'entrée est [10] [22] [23] [24] [25] [26] ;
- au centre [23] [24] [27] [28] ;
- et à l'ouest du golfe du Lion [23] [29].

Ces intrusions peuvent se produire en toute saison sous des conditions de vent particulières ou des situations hydrologiques du plateau et d'activité méso-échelle du CN spécifiques. Elles sont associées à des courants de quelques dizaines de centimètres par seconde, atteignant parfois les $70 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ et représentent, en termes de flux, jusqu'à 30 % du CN.

Les intrusions peuvent revêtir un rôle important dans l'appauvrissement et le contrôle de l'écosystème du golfe du Lion. En outre, le CN peut entraîner les eaux diluées d'origine rhodanienne riches en nutriments en dehors du plateau.

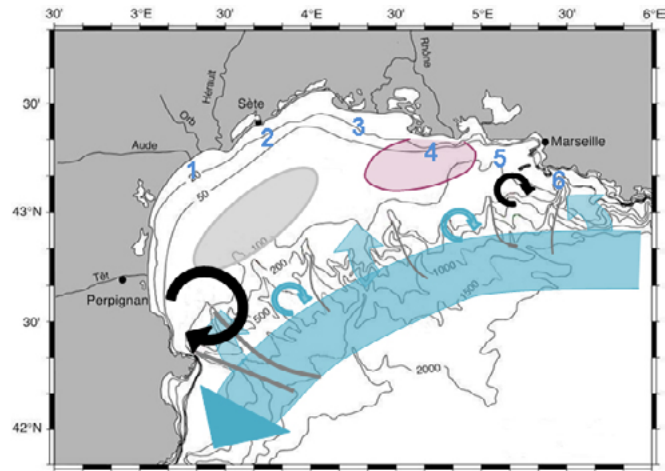


Figure 3 : Processus majeurs du golfe du Lion : le CN, ses tourbillons et ses possibles intrusions (flèches vertes), la zone de dilution du Rhône (en rose), les upwellings (dans les zones numérotées en bleu, d'après [30]), la zone privilégiée de formation d'eau dense sur le plateau et leur plongée le long de la pente (en gris) [31] et des structures tourbillonnaires temporaires (flèches noires) [32] [33] [34] [35] (Sources : Gatti J. et Pairaud I., Ifremer, 2013).

2.2.2. Tourbillons

Plusieurs tourbillons ont été observés et modélisés dans la zone du golfe du Lion :

- en limite de plateau, des tourbillons anticycloniques – sens des aiguilles d'une montre – sont formés sur le bord interne du CN [15] [36] ;
- le mistral et la tramontane induisent le développement, respectivement, d'une circulation anticyclonique sur la partie nord et d'une circulation cyclonique sur la partie ouest du plateau du golfe du Lion [27]. De telles structures, de quelques dizaines de kilomètres de diamètre, peuvent influencer les échanges côte-large ;
- un tourbillon anticyclonique récurrent est décrit dans la partie ouest du golfe du Lion en été [32] [37], associé aux coups de vent de mistral. Il a une durée de vie de plusieurs semaines (figure 3) ;
- sur la partie est du plateau continental du golfe du Lion, des mesures de courant *in situ* et au radar hautes fréquences (HF) ont montré la présence récurrente de tourbillons anticycloniques de 10 à 40 km de diamètre, dont la durée de vie va de quelques heures à quelques jours [33] [34] (figure 3).

2.2.3. Upwellings

L'été, les eaux de surface sont réchauffées par le soleil. Le mistral et la tramontane poussent les eaux de surface vers le large. Pour compenser ce manque, des eaux plus ou moins profondes et froides remontent vers la surface par un processus qu'on appelle « upwelling ». La localisation du cœur de l'upwelling dépend du trait de côte, les zones favorables étant situées au niveau des sections droites du littoral [10] du Languedoc jusqu'aux côtes varoises (figure 3). Juste après la fin des coups de vent, les upwellings disparaissent, tandis que leur signature en température peut perdurer pendant plusieurs jours. Ce processus est notamment responsable du refroidissement des eaux de baignade l'été, et, ponctuellement, de la remontée de substances nutritives à la base de la chaîne alimentaire marine, abondantes dans les eaux profondes.

2.2.4. Cascades d'eau dense

En hiver, le mistral et la tramontane peuvent provoquer un abaissement important de la température de l'eau du plateau, augmentant ainsi sa densité. Le phénomène est limité par la présence d'eau d'origine fluviale et un temps de séjour des masses d'eau sur le plateau relativement court, ce qui fait que les eaux ne deviennent pas nécessairement aussi denses qu'au large [38], d'autant plus qu'il n'y a pas de mélange avec la LIW. La côte du Roussillon, le golfe d'Aigues-Mortes, le golfe de Fos ou la région de Marseille sont des zones privilégiées. Cette eau plus dense va ensuite s'enfoncer pour s'écouler dans les canyons du talus, en particulier au niveau du cap de Creus, à l'est du golfe. Les vitesses associées sont proches de $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [7] [31] [39] [40], on parle alors de cascades ou de processus de *cascading*. Les volumes d'eau dense formée par *cascading*, dont l'occurrence

varie beaucoup d'une année à l'autre, sont très inférieurs à ceux du processus de convection qui a lieu au large du golfe du Lion. Cependant, c'est un processus fondamental pour les transports de polluants de la côte vers le large.

3. COURANTS DE MARÉE

3.1. ONDE DE MARÉE ET MARNAGE

En Méditerranée, la marée astronomique est faible, de caractère semi-diurne et présente une inégalité diurne. Le marnage n'y dépasse pas 40 cm en moyenne près des côtes.

Les effets de la marée météorologique (surcote) sont plus importants que ceux de la marée astronomique, au point de masquer cette dernière, en particulier en période de morte-eau. Ces effets sont liés aux variations de pression, aux vents (basculement) et aux houles de tempêtes. Sous l'effet des vents locaux, des variations du niveau de la mer peuvent être observées à la côte : la mer monte par vent de sud-est et descend par vent de nord-ouest, d'autant plus que le plateau continental est large. Ces variations du niveau d'eau peuvent avoir une influence localement au niveau des estuaires et des deltas. Sur les côtes corses, le marnage est partout voisin de 20 cm en vive-eau moyenne et de 10 cm en morte-eau moyenne. Il peut atteindre de 30 à 50 cm, voire plus en grande vive-eau. Une inégalité diurne peut entraîner une différence de 10 cm entre les marnages du matin et du soir.

3.2. AMPLITUDE DES COURANTS DE MARÉE

Les courants liés à la marée astronomique sont faibles et négligeables par rapport aux courants de dérive créés par le vent. Généralement peu ressentis près des côtes dans les zones largement ouvertes, ils peuvent être rapides dans certains passages resserrés – détroits, canaux – et dans certaines zones peu profondes. C'est le cas à Sète où des courants de marée générés dans l'étang de Thau peuvent atteindre $0,5$ à $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. L'amplification des courants se retrouve localement dans d'autres canaux – canal de Caronte, entre l'étang de Berre et le golfe de Fos – ou chenaux d'accès avec des courants atteignant $1,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

4. CONCLUSION

Les principaux traits de la circulation moyenne sont désormais bien connus. Par contre, la structure tridimensionnelle des courants et leur variabilité sont encore mal décrites, notamment dans la zone Corse et pour les processus transitoires comme les structures tourbillonnaires. De plus, la compréhension des différents processus mis en jeu et leur influence exacte sur la circulation restent à approfondir ; on connaît peu, par exemple, l'effet des brises de mer et de terre sur la circulation côtière.

Les connaissances actuelles sont basées sur l'observation et le développement des modèles numériques hydrodynamiques tridimensionnels. L'évaluation de la circulation à partir des observations peut se faire soit par le suivi des masses d'eau – mesures *in situ* des gradients de température, salinité ou densité dans la colonne d'eau et mesures satellitaires pour la surface – soit par la mesure directe des courants. Ces dernières années, les courantomètres mécaniques ont été remplacés par les profileurs de courants acoustiques, appelés « courantomètres doppler », qui permettent le suivi temporel en point fixe ou l'acquisition de profils verticaux de courant suivant des radiales mettant en évidence les processus physiques. Le suivi lagrangien des masses d'eau effectué à partir de bouées dérivantes (figure 2) ou des profileurs ARGO permet également d'approfondir nos connaissances de la circulation proche de la surface. Mais le nombre de données de ce type est encore faible et les bases de données sont peu nombreuses, les principales sur la zone étant SAVED et celle du projet Coriolis pour les mesures de courant depuis les navires d'opportunité, et celle du projet Coriolis pour les trajectoires de bouées dérivantes et de profileurs ARGO.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] Millot C., Taupier-Letage I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. *The Handbook of Environmental Chemistry*, Volume 5 part K, Alain Saliot volume Ed., Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 29-66. doi: 10.1007/b107143.
- [2] Lamy A., Millot C., Molines J.M., 1981. Bottom pressure and sea-level measurements in the Gulf of Lions. *J. Phys. Oceanogr.* 11, 394-410.
- [3] Millot C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 10, 9-11, 885-894.
- [4] Béranger K., Mortier L., Crépon M., 2005. Seasonal variability of water transports through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation, *Prog. Oceanogr.* 66, 2-4, 341-364.
- [5] Fuda J.L., Etiope G., Millot C., Favali P., Calcara M., Smriglio G., Boschi E., 2002. Warming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water. *Geophys. Res. Lett.* 29, 19, 1898, 4 pp., doi 10.1029/2001GL14072.
- [6] Millot C., 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dyn. Atmos. Oceans* 15, 179-214.
- [7] Béthoux J.-P., Prieur L., Nyffeler F., 1982. The water circulation in the North Western Mediterranean Sea, its relation with wind and atmospheric pressure. *Hydrodynamics of semi enclosed seas*, 129-142.
- [8] Sammari S., Millot C., Prieur L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from PROLOG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Res. I* 42, 6, 893-917.
- [9] Schroeder K., Taillandier V., Vetrano A., Gasparini G.P., 2008. The circulation of the Western Mediterranean Sea in spring 2005 as inferred from observations and from model outputs. *Deep-Sea Res. Part 1*, 55, 947-965.
- [10] Millot C., Wald, L., 1980. The effect of mistral wind on the ligurian current near Provence. *Oceanol. Acta* 3, 399-894.
- [11] Albérola C., Millot C., 2003. Circulation in the French Mediterranean coastal zone near Marseilles : the influence of the wind and the Northern Current. *Cont. Shelf Res.* 23, 6, 587-610.
- [12] Taupier-Letage I., Piazzola J., Zakardjian B., 2013. Les îles d'Hyères dans le système de circulation marine et atmosphérique de la Méditerranée. *Sci. Rep. Port-Cros natl Park*, 27, 29-52. http://www.portcrosparcnational.fr/var/ezwebin_site/storage/original/application/aaac45d77387e425623aafede569db6.pdf
- [13] Conan P., Millot C., 1995. Variability of the northern current off Marseilles, western Mediterranean Sea, from February to June 1992. *Oceanol. Acta* 18, 2, 193-205.
- [14] Flexas M.M., Durrieu de Madron X., Garcia M.A., Canals M., Arnau P., 2002. Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997). *J. Mar. Syst.* 33-34, 197-214.
- [15] Albérola C., Millot C., Font J., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 18, 2, 163-192.

- [16] Broche P., Devenon J., Forget P., De Maistre J., Naudin J., Cauwet G., 1998. Experimental study of the Rhone plume, Part I: Physics and dynamics. *Oceanol. Acta* 21, 725–738.
- [17] MEDOC Group, 1970. MEDOC Group, Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, *Nature, Lond.* 227, 1037–1040.
- [18] Schott F., Leaman K.D., 1991. Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 558–574.
- [19] Stabholz M., Durrieu de Madron X., Canals M., Khripounoff A., Taupier-Letage I., Testor P., Heussner S., Kerhervé P., Delsaut N., Houpert L., Lastras G., Denneliou B., 2013. Impact of open-ocean convection on particle fluxes and sediment dynamics in the deep margin of the Gulf of Lions. *Biogeosciences*, 10, 2, 1097–1116, DOI: 10.5194/bg-10-1097-2013.
- [20] Schroeder K. *et al.*, 2013. Long-term monitoring programme of the hydrological variability in the Mediterranean Sea: a first overview of the HYDROCHANGES network, *Ocean Science*, 9(2), 301–324, doi:10.5194/os-9-301-2013.
- [21] MERMEX group, 2011. Marine ecosystems' responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean. *Progress in Oceanography*, 91, 97–166.
- [22] Millot C., Monaco A., 1984. Deep strong currents and sediment transport in the northwestern Mediterranean Sea, *Geo-Marine Letters* 4, 13–17.
- [23] Petrenko A., 2003. Variability of circulation features in the gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanol. Acta* 26, 323–338.
- [24] Petrenko A., Leredde Y., Marsaleix P., 2005. Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea: in situ and modeling data. *Cont. Shelf Res.* 25, 7–27.
- [25] Gatti J., 2008. Intrusions du courant nord méditerranéen sur la partie est du plateau continental du golfe du Lion. Ph.D. thesis, Université Aix-Marseille II.
- [26] Pairaud I.L., Gatti J., Bensoussan N., Verney R., Garreau P., 2011. Hydrology and circulation in a coastal area off Marseille : Validation of a nested 3d model with observations. *J. Mar. Syst.* 88, 20–33.
- [27] Estournel C., Durrieu de Madron X., Marsaleix P., Auclair F., Julliand C., Vehil R., 2003. Observation and modelisation of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lions under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *J. Geophys. Res.* 108, C3, pp. 7-1 to 7-18.
- [28] Leredde Y., Denamiel C., Brambilla E., Lauer-Leredde C., Bouchette F, Marsaleix P., 2007. Hydrodynamics in the Gulf of Aigues-Mortes, NW Mediterranean Sea : *in situ* and modelling data. *Cont. Shelf Res.* 27, 2389–2406.
- [29] Petrenko A., Dufau C., Estournel C., 2008. Barotropic eastward currents in the western Gulf of Lion, northwestern Mediterranean Sea, during stratified conditions, *J. Mar. Syst.* 74, 406–428.
- [30] Millot C., 1979. Wind induced upwellings in the Gulf of Lions. *Oceanol. Acta*, 2, 3, 261–274.
- [31] Ulses C., Estournel C., Bonnin J., Durrieu de Madron X., Marsaleix P., 2008. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean), *J. Geophys. Res.*, 113, C02010, doi:10.1029/2006JC003795.
- [32] Hu Z.H., Petrenko A.A., Doglioli A.M., Dekeyser I., 2011. Numerical study of eddy generation in the western part of the Gulf of Lion. *J. Geophys. Res.*, in revision.
- [33] Schaeffer A., Molcard A., Forget P., Fraunié P., Garreau P., 2010. Generation mechanism of sub-mesoscale eddy in the Gulf of Lions: radar observation and modelling. *Ocean Dyn.*, 61, 10, 1587–1609. <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-011-0482-8>.
- [34] Allou A., Forget P., Devenon J., 2010. Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions in the Northwestern Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.* 30, 7, 724–732.
- [35] Rubio A., Taillandier V., Garreau P., 2009. Reconstruction of the Mediterranean northern current variability and associated cross-shelf transport in the Gulf of Lions from satellite-tracked drifters and model outputs. *J. Mar. Syst.* 78, 63–78.
- [36] Andre G., Garreau P., Fraunié P., 2009. Mesoscale slope current variability in the gulf of Lions. Interpretation of in-situ measurements using a three-dimensional model. *Cont. Shelf Res.* 29, 407–423.
- [37] Millot C., 1982. Analysis of upwelling in the Gulf of Lions. *Mem. Soc. R. Sc. Liège*, 34, 143–153.
- [38] Estournel C., Marsaleix P., Auclair F., Ulses C., Herrmann M., 2009. Le golfe du Lion : poumon de la circulation méditerranéenne. Chapitre 15 de l'ouvrage : Le golfe du Lion : un observatoire de l'environnement en Méditerranée. Editeurs : A. Monaco, W. Ludwig, M. Provencal, B. Picon. Editions QUAE.
- [39] Dufau-Julliand C., Marsaleix P., Petrenko A. and Dekeyser I., 2004. Three-dimensional modeling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999: Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW's) formation and its cascading over the shelf break, *J. Geophys. Res.*, 109, C11002, doi:10.1029/2003JC002019.
- [40] Langlais C., 2007. Étude de la variabilité interannuelle des échanges côte-large. Simulation haute résolution de la dynamique du Golfe du Lion. PhD Thesis, Université du Sud Toulon Var, France.