

Les îles d'Hyères dans le système de circulation marine et atmosphérique de la Méditerranée

Isabelle TAUPIER-LETAGE^{1*}, Jacques PIAZZOLA², Bruno ZAKARDJIAN³

¹*Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), CNRS UMR 7294, Aix-Marseille Université UM 110, IRD UMR 235, USTV, Antenne de la Seyne, CS20330, F-83507 La Seyne sur mer Cedex*

²*Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), USTV-ISITV, CNRS UMR 7294, Aix-Marseille Université UM 110, IRD UMR 235, BP 56, F-83162 La Valette du Var Cedex*

³*Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), USTV, CNRS UMR 7294, Aix-Marseille Université UM 110, IRD UMR 235, BP20132, F-83957 La Garde Cedex*

*Contact : isabelle.taupier-letage@univ-amu.fr

Résumé. Cet article a pour but de présenter les grandes lignes du fonctionnement de la circulation marine et atmosphérique de la Méditerranée, afin de mieux comprendre les phénomènes physiques qui affectent les îles d'Hyères, d'optimiser la gestion de leur environnement et le cas échéant des risques potentiels.

Mots-clés : Méditerranée, îles d'Hyères, Port-Cros, circulation des masses d'eau, courant, vent, état de mer, circulation atmosphérique, moyenne échelle.

Abstract. The Hyères Archipelago in the marine and atmospheric circulation systems.

The scope of this paper is the general features of the marine and atmospheric circulations in the Mediterranean. It aims at providing keys to managers and other scientists to better understand the physical phenomena that impact the Hyères archipelago, in order to improve the environmental management if needed, and face potential risks.

Keywords: Mediterranean, Hyères archipelago, Port-Cros, water masses circulation, current, wind, sea state, atmospheric circulation, mesoscale.

Introduction

Le fonctionnement de la Méditerranée

La Méditerranée est une mer semi-fermée (Fig. 1), qui ne communique avec l'océan ouvert (Océan Atlantique) que par le détroit de Gibraltar (~15 km à son minimum). Bordée au nord par des régions au climat méditerranéen, et au sud par des régions au climat (semi-) désertique, la Méditerranée est un bassin d'évaporation : elle perd plus d'eau par évaporation qu'elle n'en gagne par les précipitations et les fleuves (apports de la Mer Noire

inclus ; pour des éléments détaillés de climatologie méditerranéenne se reporter à Lionello, 2012). Le corollaire est une augmentation de la salinité du bassin occidental (~37-38 g de sel/kg d'eau¹) vers le bassin oriental (~38-39, localement > 39 en surface en été).



Figure 1. Géographie et bathymétrie de la Méditerranée, et végétation des régions périphériques (image composite de Visible Earth (<http://visibleearth.nasa.gov/>). 1 : détroit de Gibraltar ; 2 : canal de Sardaigne ; 3 : canal de Sicile ; BA : bassin algérien ; GL : golfe du Lion ; ML : mer Ligure ; TY : Tyrrhénienne ; Ba : Baléares ; Co : Corse ; Sa : Sardaigne ; Si : Sicile.

On estime que cette perte d'eau douce équivaldrait à une baisse du niveau de la mer d'environ 0.5 à 1 mètre d'eau par an. Lorsque le détroit de Gibraltar a été fermé au cours des âges géologiques (« crise du Messinien », (CIESM, 2008) voir aussi <http://www.mnhn.fr/mnhn/geo/messinien.html>), la Méditerranée s'est pratiquement asséchée². Si l'on n'observe pas, de nos jours, de variation sensible du niveau de la mer (à l'échelle du touriste qui se baigne chaque année sur la même plage), c'est parce que ce déficit est compensé par une entrée d'eau à Gibraltar : il rentre environ un million de m³ par seconde d'eau Atlantique³ en Méditerranée. L'eau Atlantique a une salinité plus faible (~36-37). Elle est donc moins dense que l'eau qui réside en Méditerranée et qui y a subi de l'évaporation. Telle l'huile qui reste au-dessus de l'eau, l'eau Atlantique va se propager en Méditerranée en restant superficielle, et par conséquent y déterminer la circulation de surface. Seuls seront donnés ici les grands traits de cette circulation. Pour une description illustrée de la circulation de surface consulter Le Vourch *et al.* (1992) et Taupier-Letage (2008) ; pour une description détaillée des circulations de surface, intermédiaire et profonde avec les références correspondantes, se reporter à l'article de revue de Millot et Taupier-Letage (2005).

¹ En réalité 37-38 PSU = Practical Salinity Unit.

² Les dépôts de sel résultants ont pu ensuite évoluer en pièges pour les hydrocarbures.

³ Acronyme dans la littérature scientifique : AW pour Atlantic Water.

La force de rotation de la terre va contraindre le flux d'eau Atlantique à couler en conservant la côte sur sa droite, et ainsi à décrire un circuit général en sens anti-horaire à l'échelle des deux bassins⁴ de la Méditerranée (Fig. 2). Les branches sud de ces circuits forment respectivement le Courant Algérien (bassin occidental) et le Courant Libyo-Egyptien (bassin oriental).

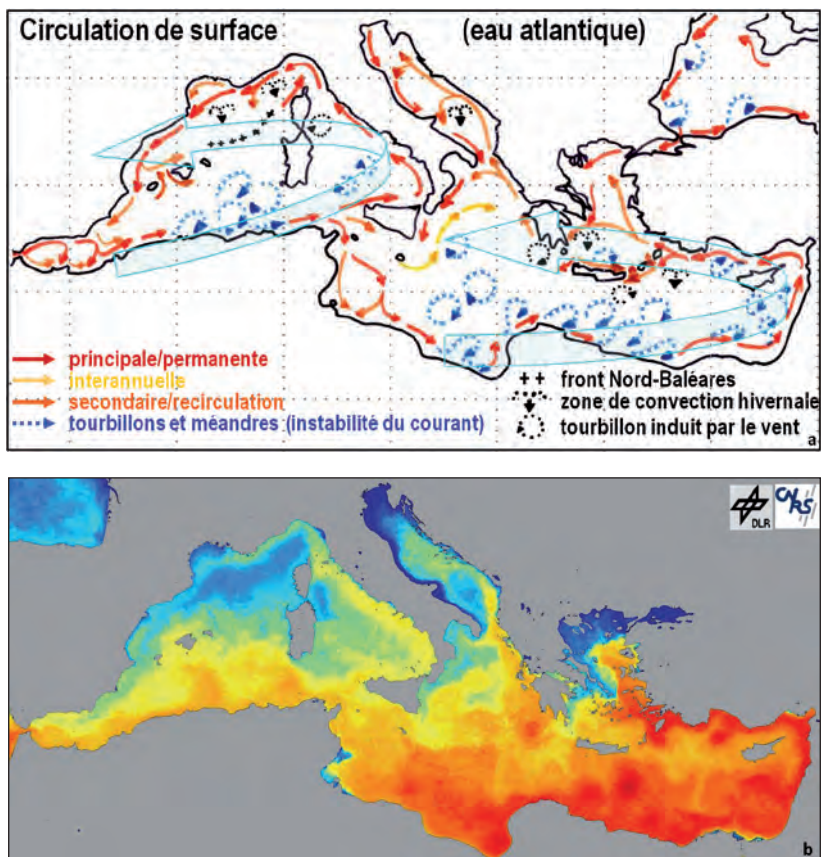


Figure 2. a : Schéma de la circulation de surface (eau Atlantique) en Méditerranée (adapté de Millot et Taupier-Letage, 2005). b : Image satellitale NOAA/AVHRR des températures de surface⁵ (croissantes du bleu au rouge⁶) : on peut suivre le trajet de l'eau Atlantique, plus chaude en hiver (image composite mensuelle de janvier 1998).

L'instabilité de ces courants va engendrer, tout au long de l'année, des méandres et des tourbillons (Fig. 3, c-f). D'un diamètre de la dizaine à la centaine de kilomètre, d'une extension verticale de la centaine au millier de mètres (voire jusqu'au fond : ~3000 m), et d'une durée de vie de

⁴ Propositions de nomenclature cohérente sur <http://www.ifremer.fr/lobtin/OTHER/Terminology.html>

⁵ « Image thermique » dans la suite du texte.

⁶ Cette convention est utilisée pour toutes les images thermiques présentées.

quelques semaines à quelques mois (jusqu'à ~3 ans), ces tourbillons sont caractéristiques des phénomènes dynamiques dits de « moyenne échelle » que l'on retrouve dans toute la Méditerranée (Fig. 3), et qui y perturbent localement et temporairement la circulation générale (*i.e.* moyenne). Les tourbillons se propagent vers l'est le long du talus continental à quelques kilomètres par jour. Ils peuvent ensuite se détacher du courant qui leur a donné naissance, et entrainer vers l'intérieur du bassin de l'eau Atlantique récente (Fig. 3d, f), marquée par un minimum de salinité. Le bassin algérien va ainsi jouer le rôle d'un réservoir d'eau Atlantique dont la limite nord est constituée par le front Nord-Baléares (Fig. 2), les tourbillons Algériens déconnectant le flux d'eau Atlantique entrant à Gibraltar des flux sortant au sud par le canal de Sardaigne et au nord par la veine Ouest-Corse.

Dans les parties nord des deux bassins (occidental et oriental), le courant est permanent (Fig. 2, Fig. 3h, k), mais affecté par une variabilité saisonnière liée à l'effet du vent. Les descriptions successives des vents sur la partie nord du bassin occidental, des conditions atmosphériques et des états de mer qui en découlent aux environs des îles d'Hyères, et de la circulation marine régionale, permettront d'aborder les conditions de circulation atmosphérique et marine qui déterminent celles des îles d'Hyères.

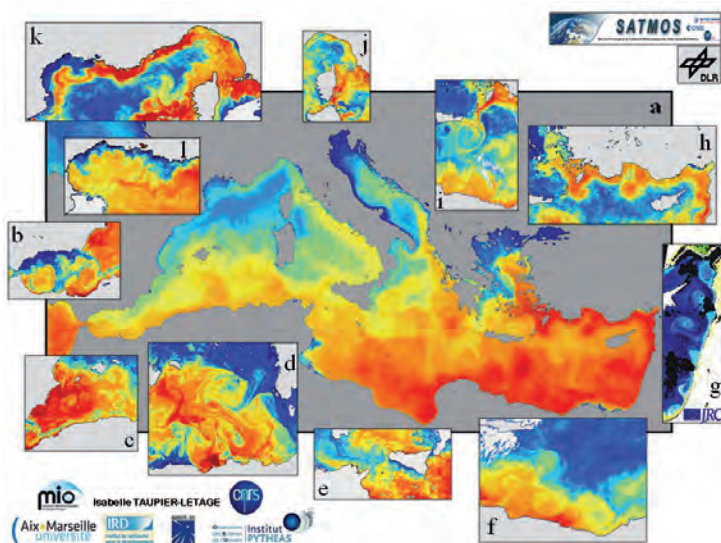
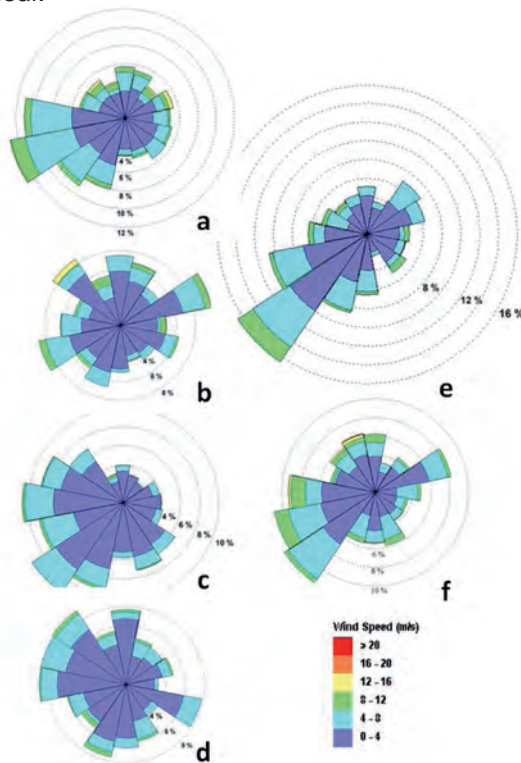


Figure 3. : La circulation de surface en Méditerranée illustrée par des images thermiques : a) circulation moyenne (image composite mensuelle), b-l) : circulation instantanée, éventuellement perturbée par les phénomènes de moyenne échelle (image unique). c-e) : Courant Algérien et ses tourbillons ; f : Courant Libyo-Egyptien et ses tourbillons ; j) : zone de divergence des Bouches de Bonifacio, tourbillons dans le golfe de Saint Florent et le golfe de Gênes ; k) : les veines Ouest-Corse, Est-Corse et le Courant Nord (recouvert par les eaux du Rhône en crue dans le fond du golfe du Lion) ; l) : cellules d'upwelling en situation de mistral dans le golfe du Lion. (adaptée de Taupier-Letage, 2008).

Les vents régionaux

Les connaissances acquises ces cinquante dernières années sur la climatologie régionale du sud de la France sont reportées dans leur majorité dans l'Atlas Climatique de la France (Bessemoulin, 1974) et l'ouvrage de météorologie marine de Mayençon (1982), et synthétisées dans Célié (2007). De plus, un certain nombre d'éléments de climatologie fournis dans ce document sont basés sur des études statistiques, parmi lesquelles quelques-unes ont été menées à partir des données fournies par le site européen ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, www.ecmwf.int). Ce sont souvent des données de ré-analyses effectuées à partir de mesures expérimentales locales et des données satellitales. La fréquence d'échantillonnage est journalière et la période d'analyse s'étend de 1990 à 2001. La zone d'étude s'étend de 0 à 10°E et de 40°N à 50°N, la résolution est de 2.5° de longitude et de latitude. Le cycle annuel de cette large zone est illustré (Fig. 4) par les roses de vents (un mois sur deux à partir de février). Les fréquences pour chaque secteur apparaissent dans la rose des vents, et les intensités sont codées en couleur.



Le sud de la France est une région où la topographie est très escarpée, avec la présence de hauts reliefs (les Alpes et les Pyrénées, Massif Central), de plaines et de vallées (vallée et delta du Rhône). De Marseille à Toulon jusqu'à Gênes, les reliefs sont également abrupts en zone côtière, avec notamment la Chaîne de l'Etoile, la montagne Sainte Victoire, la Sainte Baume, les massifs de Toulon, le massif des Maures, l'Estérel, et enfin les Alpes. Ces conditions orographiques favorisent l'occurrence de vents forts, canalisés dans des directions privilégiées et qui sont appelés "vents locaux" (Fig. 5). Seuls les vents concernant les îles d'Hyères seront abordés dans la suite ; pour une revue exhaustive et des références se reporter à Mayençon (1982), et au site de Météo France (<http://comprendre.meteofrance.com>).

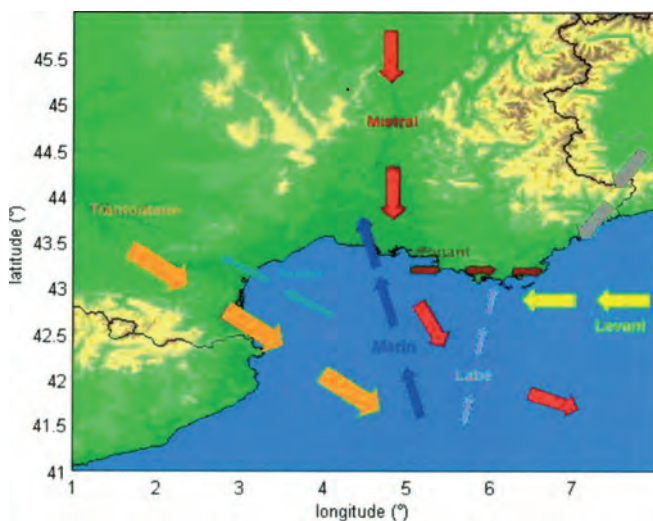


Figure 5. Les vents locaux du sud de la France (Célie, 2007).

Le mistral

Le mistral est le vent emblématique de la Provence (Galzi, 1952 ; Bordreuil *et al.*, 1973). C'est un vent violent, froid et sec (humidité relative entre 50 et 60%), de secteur nord, engendré par un courant aérien d'échelle synoptique qui subit une accélération après avoir pénétré profondément dans le couloir rhodanien et sur ses reliefs annexes. Le mistral prend naissance chaque fois que l'écoulement de l'air à l'échelle synoptique se déroule entre un anticyclone (s'étendant de l'Espagne vers le sud-est de la France à travers le golfe de Gascogne) d'une part, et une dépression s'établissant dans les parages du golfe de Gênes d'autre part. Dans une telle configuration, cet écoulement présente une composante de nord assez marquée qui, par l'action combinée de la force de Coriolis et du gradient de pression qui s'instaure entre l'amont et l'aval de la chaîne montagneuse,

entraîne l'advection de masses d'air froides et stables s'accéléralant dans les basses couches entre Préalpes et Cévennes. La situation la plus favorable à l'apparition du mistral est alors celle qui succède au passage d'un front froid pluvieux atteignant la Méditerranée après avoir parcouru du nord-ouest au sud-est l'ensemble de la France. La perturbation ayant donné des précipitations sur les versants au vent des reliefs (Pyrénées, Massif Central et Alpes), les masses d'air sont asséchées lorsqu'elles atteignent les régions côtières. Le mistral s'accompagne donc le plus souvent du temps bien dégagé et lumineux qui fait la réputation de pureté du ciel de mistral, et d'une excellente visibilité. Après avoir parcouru les basses vallées du Rhône et de la Durance, ce vent turbulent de moyenne échelle envahit le littoral méditerranéen tout autour de la Camargue. Là, d'une direction nord il se déploie jusqu'à la Provence, où il souffle d'ouest, jusqu'en Corse (où il prend l'appellation de Libeccio). A noter que lorsque le mistral souffle jusqu'en Corse, il est canalisé et accéléré par l'orographie dans les Bouches de Bonifacio, et par divergence induit une circulation marine en sens anti-horaire au sud-est de la Corse (tâche froide visible sur la figure 2b et 3j entre la Corse et la Sardaigne). Le mistral souffle par rafales pouvant dépasser 100 km/h autour d'une vitesse moyenne atteignant couramment ~50 km/h dans la journée, tout en se calmant sensiblement la nuit. Sur le Var et les îles d'Hyères il se renforce souvent en fin de journée quand s'y superpose une brise thermique. Le mistral survient en toute saison, avec une variabilité saisonnière relativement peu marquée (Orioux et Pouget, 1984). Il est certes plus fort en hiver et au printemps (Fig. 4), mais en été le nombre de jours de vent fort (rafales > 16 m/s ou ~60 km/h) n'est inférieur que d'un tiers environ aux valeurs hivernales. La comparaison du nombre moyen de jours de vents forts par mois montre ainsi que le vent souffle plus fort dans la Vallée du Rhône (Orange) qu'en Bretagne (Brest), où le minimum estival est très marqué (Jacq *et al.*, 2005). La durée d'un épisode de mistral est très variable, le plus fréquemment un à deux jours. La croyance selon laquelle le mistral soufflerait 3, 6 ou 9 jours est infondée : toutes les classes de durée sont représentées, jusqu'à des épisodes de plus de 8 jours (maximum actuel de 16 jours pour la période 1981-2000 ; Jacq *et al.*, 2005). Enfin la sécheresse des masses d'air transportées, couplée à l'intensité et la durée potentielles d'un épisode, font du mistral une redoutable menace en période estivale, en raison des incendies. D'une part il dessèche la végétation, et d'autre part il favorise la propagation de l'incendie et son intensité.

La tramontane

La tramontane est un vent violent, sec et froid, à caractère turbulent très marqué, qui souffle de secteur ouest à nord-ouest. Elle prend son accéléralation à travers un "couloir" orographique assez rectiligne et encaissé,

entre les Pyrénées et le Massif Central. Les analogies avec le mistral sont multiples, ce qui explique que mistral et tramontane soient le plus souvent prévus ou observés de façon concomitante. Elle est engendrée par un anticyclone à l'ouest (Espagne, golfe de Gascogne) et une dépression à l'est (golfe de Gênes, Tyrrhénienne) : la durée d'un épisode de tramontane est aussi corrélée à la durée du comblement de la dépression du golfe de Gênes. De même la tramontane peut se lever en toute saison, avec toutefois plus de vigueur en hiver et au printemps, elle souffle par rafales souvent très fortes (> 100 km/h), et tend également à diminuer au cours de la nuit. Le plus souvent il s'agit d'un vent sec, s'accompagnant d'un ciel dégagé et lumineux, mais il existe également des épisodes de tramontane avec de la pluie. Comme pour le mistral, c'est en hiver qu'ont lieu les épisodes d'intensité maximale. Il est important de noter à ce stade que le renforcement du régime de ces vents continentaux secs et froids (mistral et tramontane) pendant la période hivernale a une importance fondamentale pour la circulation marine, puisqu'il est à l'origine de la formation d'eau dense dans le golfe du Lion (voir section sur la circulation marine régionale).

Le grec

Le grec est un vent froid et sec de nord-est soufflant sur l'ensemble des côtes nord de la Méditerranée, où sa désignation est riche en variantes linguistiques. Il se charge d'humidité en arrivant sur le littoral Méditerranéen, particulièrement sur la Côte d'Azur et l'Aude et le Roussillon, où il peut provoquer des chutes de neige lors des vagues de froid. Il peut également entraîner des épisodes de gelées printanières. C'est un vent qui reste généralement modéré.

Le levant

Le levant est un vent d'est modéré à fort, soufflant sur les Alpes du Sud et le littoral méditerranéen jusqu'en Corse. Il est créé par des conditions anticycloniques à l'est (Europe Centrale) et dépressionnaires à l'ouest (golfe de Gascogne). Doux et humide le plus souvent, c'est le vent dominant qui apporte nuages et pluie⁷ de l'automne au printemps. Le levant est le plus souvent associé à des conditions de dépressions atmosphériques marquées, et peut souffler en tempête (rafales de ~ 100 km/h)⁸. Les minima de pression atmosphérique entraînant une élévation du niveau de la mer (quelques dizaines de cm), un épisode de levant peut provoquer des risques de submersion, risques d'autant plus élevés que le vent soufflera violemment et lèvera une houle importante (voir section sur la circulation marine régionale).

⁷ Lorsqu'il souffle par beau temps il est baptisé "Levant blanc".

⁸ Par exemple 163 km/h enregistré au sémaphore du Dramont près de Fréjus (83) pendant la tempête du 31 octobre 2012 (source Météo France : <http://climat.meteofrance.com>).

Le marin

Le marin est un vent de sud-est dans le golfe du Lion, doux et chargé d'humidité après son parcours au-dessus de la Méditerranée. Il est créé par des conditions anticycloniques à l'est (Alpes ou Europe Centrale) et une zone dépressionnaire locale (golfe du Lion, Baléares). Il peut souffler avec des rafales > 100 km/h. Il apporte l'humidité dont il s'est chargé lors de son trajet au-dessus de la Méditerranée, ce qui produit souvent des brumes côtières et de la pluie. Lorsque le trajet des masses d'air humide vers le nord est bloqué par et sur les versants ascendants des reliefs (Cévennes notamment), des épisodes de pluies diluviennes et de crues éclairs dévastatrices se produisent (« épisodes cévenols », voir programme scientifique dédié HyMeX www.hymex.org, et site <http://pluiesextremes.meteo.fr/>). Le pic d'occurrence de ces « épisodes cévenols » se situe à l'automne, entre mi-septembre et mi-novembre⁹. Enfin les basses pressions, associées au vent (de secteur sud-est) qui pousse l'eau à la côte et à une houle importante, entraînent des risques majeurs de submersion et d'érosion côtière.

Le labé

Le labé est un vent provenant du sud-ouest, pouvant générer une forte houle. Toutefois, il est peu fréquent en Provence.

Le ponant

C'est un vent d'ouest des régions méditerranéennes. Il est surtout connu sur la côte d'Azur où sa direction est plutôt sud-ouest. En été, le ponant présente les caractéristiques d'une brise de mer momentanément renforcée par la dépression thermique déportée vers l'est par les vents d'ouest en altitude.

Le sirocco

Le sirocco est un vent qui souffle du sud, chaud et sec. Bien que rares et de courte durée, les épisodes de sirocco ne passent pas inaperçus car ils sont associés à des températures caniculaires en période estivale d'une part, et surtout parce qu'ils transportent des aérosols sahariens d'autre part.

Les brises marines

La brise désigne un régime spécifique de vent local engendré par les différences température s'établissant entre deux zones avoisinantes de nature différente, comme par exemple les zones côtières. Il s'opère alors

⁹Par exemple le 26 octobre 2012, les observations radar permettent d'estimer un total de pluie de 65 mm tombés en 2 heures à La Garde, entre Toulon et Hyères (source Météo France : <http://pluiesextremes.meteo.fr/>).

un processus de réchauffement différentiel : une brise se lève en soufflant de la région la moins chaude vers la région la plus chaude de manière à y remplacer les courants ascendants nés de son réchauffement "relatif". Ces différences se transmettent peu à peu aux basses couches d'air sus-jacent aux deux zones, constituant ainsi deux régions atmosphériques dont l'une est plus réchauffée que l'autre. Les brises sont le plus souvent des phénomènes d'évolution diurne. En effet, durant la journée la partie terrestre de la zone côtière s'échauffe plus rapidement que la partie marine, ce qui engendre un flux d'air plus frais vers la terre : la brise de mer. Après le coucher du soleil, les écarts de température entre terre (qui se refroidit plus vite) et mer s'inversent et engendrent un flux de la côte vers la mer : la brise de terre. Des interactions entre le mistral et les régimes de brises ont été observées : si la plupart du temps le mistral est assez fort pour empêcher le développement d'une brise côtière, il peut souffler plus modérément et renforcer alors son processus de création.

En résumé, les vents dominants et l'effet de l'orographie locale sont particulièrement bien visualisés par les roses des vents des stations côtières¹⁰ de la façade méditerranéenne (Fig. 6). On retrouve ainsi la signature de la tramontane au Cap Béar et à Sète, celle du mistral qui arrive de nord-ouest à Pomègues avant de passer à l'ouest en progressant vers Porquerolles, et celle du Levant (vent d'est) sur les stations de la Côte d'Azur jusqu'à Marseille (Bec de l'Aigle).

De façon générale, le vent souffle de façon régulière lorsque la masse d'air ne rencontre pas d'obstacles majeurs. Mais lorsqu'il doit franchir des reliefs, le vent devient extrêmement irrégulier, comme c'est le cas pour le mistral à Toulon, et présente donc des variations temporelles, aussi bien en direction qu'en intensité. Le nombre moyen annuel de jours de vent fort (vitesse maximale du vent instantané > 16 m/s) pour la période 1981-2000 est de 118 jours à Toulon, 66 jours au Luc Le Cannet des Maures, 76 jours à Fréjus. Le nombre moyen annuel de jours de vent tempétueux (vitesse maximale du vent instantané > 28 m/s) est de 9 jours (dont 4.5 jours en hiver) à Toulon pour la période 1981-2000.

Les conditions atmosphériques et les conditions de mer sur les îles d'Hyères

Les données qui suivent sont extraites notamment de l'Atlas du Vent et des Vagues de la Méditerranée (2004), de l'Atlas Numérique d'Etats de Mer Océaniques et Côtiers (ANEMOC, <http://anemoc.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>)¹¹, du Centre

¹⁰ Les éventuels biais dans les observations ayant pour cause des obstacles locaux ne sont pas discutés ici.

¹¹ Il s'agit de simulations, dont les points de grilles utilisés sont à 35-40 km au sud des îles d'Hyères.

d'Archivage National de la Donnée de Houle In Situ (CANDHIS, <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>)¹², ainsi que de MétéoFrance (www.meteofrance.fr). Le régime de vent est essentiellement impulsif : des coups de vent alternent avec des périodes de calme tout au long de l'année. La moyenne de la vitesse du vent (à 10 m au-dessus de la surface) sur les îles d'Hyères montre donc peu de dispersion : ~6 m/s pour l'année, ~5 m/s en été et ~7 m/s en hiver (~force 4 Beaufort). Ces îles sont situées entre le golfe du Lion, où domine un régime de nord-ouest, et la Mer Ligure, où domine un régime de nord-est. La canalisation de ces vents par les reliefs confère aux îles d'Hyères des régimes dominants de direction opposée, de secteurs ouest et est (Fig. 6), avec le risque d'une variation brutale de la direction du vent, qui peut passer de 20 m/s d'ouest à 20 m/s d'est en quelques dizaines de minutes.

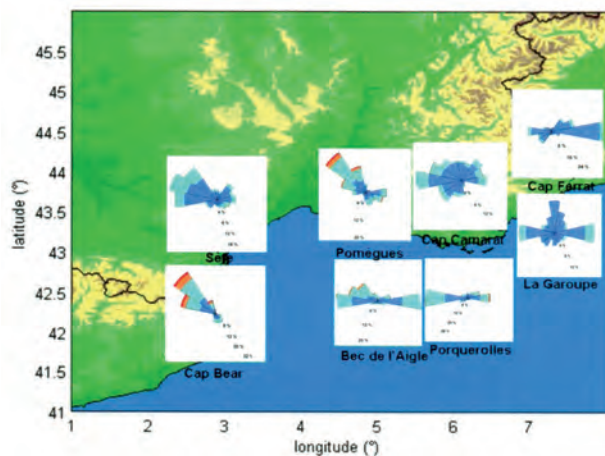


Figure 6. Roses des vents de stations côtières du Sud de la France (Célie, 2007).

Ces régimes opposés (vents > 6 m/s avec une fréquence d'occurrence minimum de 10%) apparaissent en moyenne annuelle et en toute saison sauf en été, où seuls subsistent les vents de secteur ouest. La direction moyenne de provenance des vagues (vagues > 1 m avec une fréquence d'occurrence minimum de 10%) montre également cette opposition : en moyenne annuelle plus de 30% des vagues viennent du secteur ouest, ~10% du nord-est. En hiver, les vagues venant de l'est sont les plus fréquentes et sont associées à des houles de 5-6 m en raison du fetch important¹³. Les autres valeurs élevées sont associées à des vagues de sud-ouest et d'ouest, également en raison d'un fetch important. En été,

¹² Le houlgraphe de Porquerolles n'est pas directionnel.

¹³ Distance sur laquelle le vent peut souffler sans rencontrer d'obstacle : plus elle est grande plus les vagues créées seront hautes.

ce sont les vagues d'ouest et de sud-ouest qui dominent. Les simulations donnent une houle centennale de 8 à 9 m, le houlographe de Porquerolles ayant déjà enregistré des hauteurs maximales (Hmax) de 10 m, avec un pic (isolé) à 12 m. Une surcote (élévation extrême du niveau de la mer) se produit généralement lors des tempêtes d'est et de secteur sud. Ce phénomène survient non seulement en raison de la hauteur des vagues et de la houle engendrées par ces tempêtes, mais également en raison des basses pressions barométriques associées, et de l'accumulation de l'eau poussée par les vents à la côte. Les zones littorales basses comme le double tombolo de Giens sont alors particulièrement vulnérables au risque de submersion. Enfin, toute portion de côte exposée à des fortes houles (le cas échéant suite à la destruction de l'herbier de Posidonie) sera soumise potentiellement à des phénomènes d'érosion.

La circulation marine régionale

L'eau Atlantique amassée dans le bassin algérien va en partie s'écouler dans la partie nord le long de la Corse en formant la veine Ouest-Corse (Fig. 2, 3). Elle rejoint la veine Est-Corse, et forme, le long des côtes Ligures, le courant qui, après avoir été appelé successivement Courant Ligure, Liguro-Provençal, puis Liguro-Provenço-Catalan, a reçu l'appellation générique de Courant Nord pour souligner sa continuité (Fig. 3k, 7). Le Courant Nord a une épaisseur de ~200 à 400 m à la côte (fonction de la saison, voir plus loin) et coule le long du talus continental. En raison de l'absence de plateau continental, à l'exception notable du golfe du Lion, le Courant Nord sera donc essentiellement un courant côtier, qui va longer le talus continental vers le sud-ouest jusqu'à la latitude des Baléares (Fig. 2).

En hiver, comme on l'a vu précédemment, les vents dominants sont des vents continentaux, *i.e.* froids et secs, qui peuvent souffler intensément sur plusieurs jours. Ils entraînent une diminution de la température de surface, ainsi qu'une évaporation intense. Cette dernière contribue encore à diminuer la température¹⁴ et à augmenter relativement le contenu en sel. Parallèlement les vents violents détruisent la thermocline saisonnière, et provoquent le mélange de l'eau Atlantique avec l'eau levantine intermédiaire¹⁵ sous-jacente, plus chaude mais plus salée, donc plus dense. La densité de la couche de mélange augmente jusqu'à ce que la stabilité de la colonne d'eau ne soit plus assurée : cette eau va alors couler par convection (Fig. 2a). Si l'hiver n'est pas rigoureux ou le coup de vent n'est pas prolongé, c'est principalement de l'eau intermédiaire occidentale¹⁶ qui est formée.

¹⁴ L'évaporation est une réaction endothermique.

¹⁵ Acronyme : LIW/Levantine Intermediate Water.

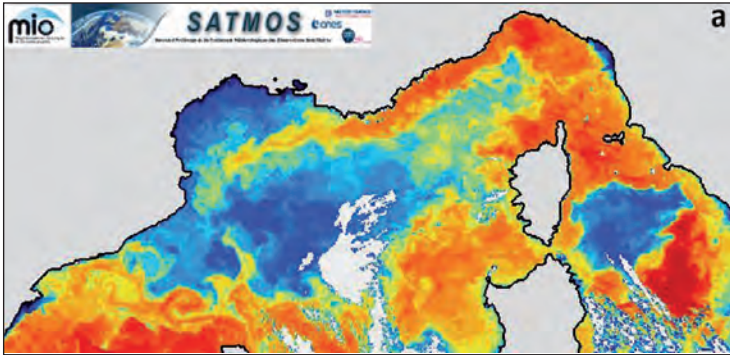


Figure 7. a : Image thermique montrant le Courant Nord qui longe d'abord le talus continental jusqu'à Marseille, puis traverse en bordure du plateau du golfe du Lion (situation hivernale). Au sud-est de la Corse on observe la zone (froide) de divergence des Bouches de Bonifacio, créée par le mistral, et au sud le front Nord-Baléares.

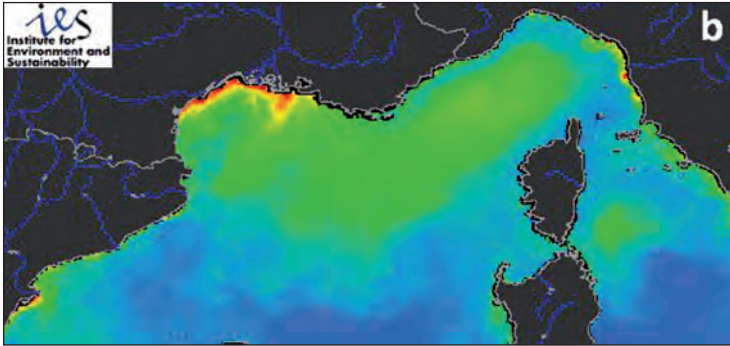


Figure 7. b : Image satellitale visible (SeaWiFS) des concentrations en chlorophylle de surface (croissantes du bleu au rouge), composite moyenne d'août 2006.

Marquée par un minimum de température, cette eau trouve son équilibre vers 200-300 m, au-dessus de l'eau levantine. Les années où l'hiver est rigoureux la convection est profonde (potentiellement jusqu'au fond : ~3000 m), et forme l'eau occidentale profonde¹⁷. La particularité de cette convection méditerranéenne est qu'à cause de sa salinité élevée (> 38), l'eau atteint une densité qui lui permet de plonger avant d'avoir été refroidie en dessous de ~13°C¹⁸. La température à ~3000 m oscille ainsi autour de 13°C. Sur le plateau du golfe du Lion, par contre, la profondeur n'excède pas ~200 m. L'eau peut donc rester plus longtemps au contact des vents froids, et sa température baisser jusqu'à ~10°C avant de plonger. Elle va s'écouler en profondeur en étant canalisée par les canyons qui entaillent le bord du plateau (phénomène de « cascading »)¹⁹.

¹⁶ Acronyme : WIW/ Western Intermediate Water.
¹⁷ Acronyme : WMDW/ Western Mediterranean Deep Water.
¹⁸ Une partie des eaux formées en Méditerranée ressort en profondeur à Gibraltar, assurant un bilan en sel peu variable.
¹⁹ Principalement par les canyons à l'ouest du golfe du Lion à cause de la circulation générale.

La formation d'eau dense a également pour effet d'accélérer la circulation²⁰. Le Courant Nord prend alors une section plus étroite (~30-50 km de large), plus profonde (~400 m à la côte), et la vitesse dans le cœur peut atteindre ~50 cm/s (~1 nœud). Contraint alors par la bathymétrie il traverse le golfe du Lion en bordure du plateau (Fig. 7a). Au sud, le front Nord-Baléares (Fig. 3a ; 7a) occupe alors sa position la plus septentrionale, et la circulation frontale du nord des Baléares vers la Sardaigne et la Corse est également renforcée. Bien que les observations manquent pour la caractériser, cette recirculation vers le nord-est est secondaire par rapport au flux qui continue vers le sud le long des côtes espagnoles²¹. Le Courant Nord devient instable et engendre des méandres (~70 km) qui vont se propager dans le sens du courant à quelques kilomètres par jour (Fig. 8). L'ensemble du nord du bassin, sur toute la colonne d'eau, est affecté par cette intense variabilité à moyenne échelle (Albérola *et al.*, 1995 et références incluses) : le courant peut localement et temporairement atteindre 50 cm/s (~1 nœud) sur le fond (CIESM, 2009) avec des directions variables, et perturber ainsi notablement le courant moyen, qui circule le long des isobathes en sens anti-horaire (Fig. 2 ; 3k). En été, la section du Courant Nord est plus mince (épaisseur ~200 m à la côte) et plus large (~50-70 km), la vitesse est réduite à ~20 cm/s dans le cœur et sa variabilité à moyenne échelle est minimale. Le Courant Nord peut alors faire des incursions sur le plateau du golfe du Lion (Fig. 3k).

Les processus de formation d'eau dense sont essentiels au fonctionnement de la vie en Méditerranée, car ils assurent notamment l'oxygénation des couches profondes. Pendant la période de convection et celle de restratification qui suit, des tourbillons de (sub)moyenne échelle participent également au mélange de la colonne d'eau et à la restitution de sels nutritifs dans la couche de surface de la zone centrale du golfe du Lion et de la mer Ligure (*e.g.* Durrieu de Madron *et al.*, 2011 et références incluses). Les années de convection profonde y assurent une floraison phytoplanctonique intense (*cf.* figure 4 de Barale *et al.*, 2008), et ainsi des conditions ultérieures de recrutement optimales (*e.g.* d'Ortenzio et d'Alcala, 2009). Enfin, des phénomènes de moyenne échelle se développent tout au long de l'année (Fig. 3j), aussi bien dans les zones côtières qu'au large, créant ainsi une importante variabilité à la fois dans l'espace et dans le temps (Schroeder *et al.*, 2012). Cette variabilité va engendrer un « patchiness » affectant la plupart des paramètres, de la concentration en chlorophylle (relation directe) à la localisation des grands cétacés comme le rorqual commun (*e.g.* Cotté *et al.*, 2009a, b).

²⁰ Des simulations ont montré qu'un hiver de Mistral avec convection profonde suffisait à maintenir une circulation anti-horaire dans la partie nord du bassin occidental pendant 1 an au moins.

²¹ Il n'y a donc pas de circulation fermée dans la partie nord du bassin, et le terme de « gyre » que l'on donne souvent à cette recirculation est trompeur.

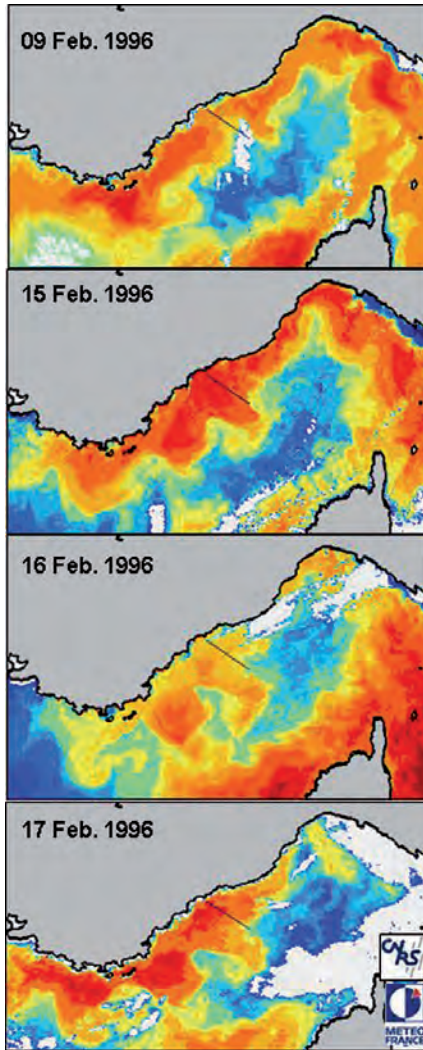


Figure 8. Images thermiques montrant les méandres du Courant Nord qui se développent en période hivernale et leur propagation (adaptée de Stemmann *et al.*, 2008).

Au printemps, la diminution de l'intensité du vent et l'élévation des températures de l'atmosphère vont réchauffer la couche superficielle. Parallèlement à l'augmentation de sa température, la densité de la couche superficielle diminue : c'est donc toujours la même eau qui est soumise au réchauffement. La couche superficielle va alors être séparée de l'eau sous-jacente par un gradient de température très net qu'on appelle la thermocline, bien connue des plongeurs. Située généralement entre 20 et 50 m, la thermocline peut varier en profondeur à court terme sous l'effet d'ondes internes ou de coups de vent par exemple, et à l'échelle d'une

saison en fonction des aléas météorologiques (fréquence et intensité anormales de coups de vents, épisodes caniculaires, etc.). La thermocline va en quelque sorte permettre de découpler la couche superficielle de la couche sous-jacente : la première peut glisser sur la seconde lors des épisodes de vent intense (voir plus loin). Elle va aussi limiter les échanges verticaux, et ce d'autant plus qu'elle est profonde. Pendant la période stratifiée (~mai–novembre) les coups de vents engendrent des courants d'inertie qui oscillent à la fréquence de Coriolis, soit ~18 h à la latitude des îles d'Hyères. Bien que relativement faibles (~10–20 cm/s²²), ils sont à prendre en compte (e.g. dans le cas de l'étude de dispersion d'un polluant) car ils sont longs à s'atténuer (plusieurs jours), sont sensibles jusqu'au fond (quelques cm/s) et concernent toutes les directions puisqu'ils décrivent une boucle en ~18 h.

En automne, les coups de vents forts qui reprennent érodent la thermocline : la chaleur est distribuée dans les couches sous-jacentes et on peut alors observer une augmentation de la température jusqu'à ~100 m. La déstratification conditionne la région pour les nouveaux épisodes de convection.

Impacts sur les îles d'Hyères

Les îles d'Hyères sont situées dans le Courant Nord, et le courant moyen est orienté vers le sud-ouest : toutes les masses d'eau, de la surface jusqu'au fond (AW, WIW, LIW, WMDW) longent le talus continental de l'Italie vers l'Espagne. La veine Ouest-Corse et le Courant Nord créent entre la Corse et le continent une circulation en sens anti-horaire (plus prononcée dans sa partie ligure que dans le golfe du Lion), qui se traduit par une structure hydrologique en dôme (e.g. Stemmann *et al.*, 2008). Sur ses bords, la stratification du Courant Nord (tout comme celle de la veine Ouest-Corse), très marquée en période estivale, n'est jamais détruite en période hivernale, la convection se limitant aux zones centrales. Les échanges verticaux sont donc relativement limités dans les zones côtières, et la bande de courant apparaît en moyenne comme une bande moins riche en chlorophylle (Fig. 7b). En revanche, la zone centrale est moins stratifiée, et les sels nutritifs sont plus proches de la surface. Des coups de vent peu intenses peuvent donc suffire pour remettre des sels nutritifs dans la couche de mélange, ce qui est essentiel en période estivale. Les maxima de concentrations en chlorophylle au cours du mois d'août 2006, qui a connu une succession anormalement longue de coups de vents de mistral, illustrent bien l'effet du mélange et l'extension de cette zone centrale²³ (Fig. 7b). Les mélanges verticaux permanents (dont la convection hivernale) confèrent des propriétés

²² Vitesse qui s'ajoute vectoriellement au courant local.

²³ La divergence des Bouches de Bonifacio apparaît elle aussi plus riche, pour les mêmes raisons.

biogéochimiques essentielles pour le fonctionnement des écosystèmes à cette région. Elle apparaît (avec le golfe du Lion) comme la zone de maximum de biomasse chlorophyllienne et de production primaire (e.g. Bosc *et al.*, 2004 ; d'Ortenzio et d'Alcala, 2009), où peut donc se développer une importante production de petits pélagiques. C'est donc aussi la zone la plus favorable à l'observation de rorquals communs, qui s'en nourrissent (cf. figures 4 et 7a de Laran *et al.*, 2012).

La circulation moyenne du Courant Nord peut être modifiée en période hivernale par l'intense activité qui se développe à moyenne échelle, par des méandres en particulier (Fig. 8). L'absence de plateau continental au niveau des îles d'Hyères implique que la circulation côtière est conditionnée par la circulation générale, au moins en partie, comme cela a été montré pour la baie de Cassis (Albérola et Millot, 2003). Une étude compréhensive de la courantologie en rade d'Hyères nécessiterait donc non seulement une couverture météorologique fine, mais aussi plusieurs points de mesures en mer à la fois dans la rade et sur une radiale perpendiculaire dans le courant, pendant une année au moins pour couvrir la variabilité saisonnière. Par exemple, la circulation dans la passe de Bagaud est normalement orientée du nord-est vers le sud-ouest. Mais un méandre dont le bord ouest est au niveau de Port-Cros renversera cette circulation, ce qui impactera aussi la circulation dans la baie de Port-Cros. A noter que cette dernière, à cause des reliefs qui l'entourent, est aussi soumise au régime de brise terrestre. En fin de nuit, l'air qui plus dense au-dessus des terres, est canalisé par la vallée : la brise souffle du fond de la baie vers la passe, et entraîne un courant superficiel qui chasse les eaux vers la passe (Taupier-Letage *et al.*, 2006).

Il n'y a pas de grand fleuve en amont des îles d'Hyères, donc pas d'apport trophique régulier comme en aval du Rhône. En revanche, la région est soumise à des épisodes de pluies intenses et de crues éclair des fleuves côtiers (dont le Var), qui peuvent engendrer des pollutions accidentelles terrestres, dont les produits déboucheront en mer. Si un accident arrive en amont des îles d'Hyères, les polluants seront transportés avec le flux côtier. Si l'accident a lieu en période hivernale, la présence de méandres et leur position peuvent jouer un rôle (Fig. 8). Ainsi, dans le cas d'une pollution par hydrocarbures survenant en l'absence de vent, le transfert de la nappe polluée se fera par les courants de moyenne échelle qui dominent la circulation de surface. Le risque est maximum lorsque le méandre est en amont des îles d'Hyères, car toute l'énergie est dirigée vers la côte (les îles) et concentrée dans une bande étroite (situation du 15 au 17 février 1996, Fig. 8). Par contre, en été et par situation de mistral, le risque serait minimisé. Ceci étant, comme il a été vu précédemment, l'alternance de coups de vents d'ouest et d'est se fait fréquemment et rapidement. Cette alternance de directions conjuguée à

la probabilité de vents de secteur sud laisse prévoir qu'il y aura toujours un risque que des polluants surnageants puissent atteindre les îles d'Hyères, quelle que soit leur origine géographique. Aux niveaux intermédiaire et profond, la conclusion est la même, à cause de la variabilité de moyenne échelle (cf. les enregistrements de courant sur le fond à la station Antares à ~40 km au sud de Porquerolles, figure 4 de Van Haren *et al.*, 2011). Enfin, pour la dispersion de polluants à très fine échelle, il faut considérer les oscillations d'inertie créées par un coup de vent en période stratifiée, en raison des boucles que décrit le courant (Fig. 9).

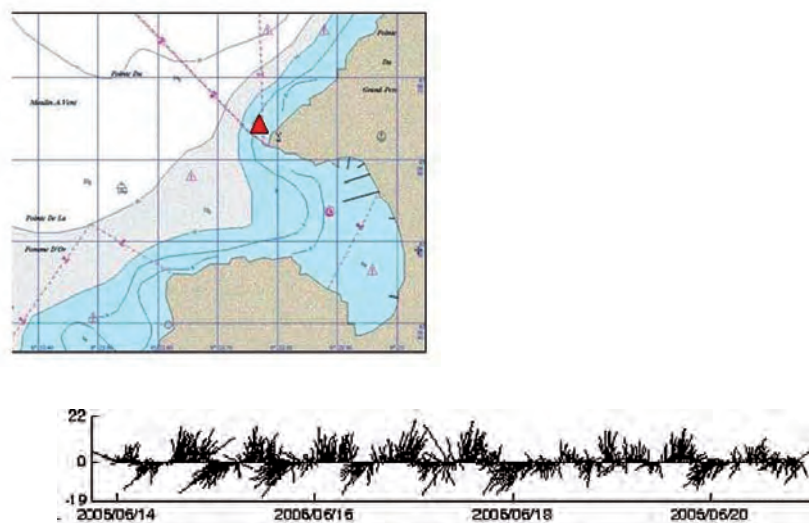


Figure 9. Position du mouillage du courantomètre (triangle rouge) à l'entrée nord de la baie de Port-Cros et zoom sur 7 jours de l'enregistrement de courant non filtré à ~4 m de profondeur, montrant les oscillations d'inertie (nord vers le haut).

Lors des épisodes de mistral en période stratifiée, l'eau au-dessus de la thermocline est repoussée vers le large, et est remplacée en certains points de la côte²⁴ par de l'eau plus profonde, donc plus froide (Fig. 3 encart I, et Fig.10), phénomène appelé « upwelling ». Les upwellings vont d'abord se développer sur le pourtour du golfe du Lion (Millot et Wald, 1980). Mais si le coup de mistral est intense et prolongé, l'upwelling atteint les îles d'Hyères : en plein été la température peut baisser de ~ 10°C en quelques heures, en association avec des courants qui portent vers le large (Fig. 10a). C'est ce qu'illustre l'extrême variabilité de l'enregistrement de la température à 12 m à la Pointe de la Galère, sur la figure 3 de Harmelin (2004) : la température est passée de ~25.5°C à ~16.5°C en moins de 6 h le 25/07/2003, avec un nouveau minimum du même ordre

²⁴ Fonction de son orientation par rapport au vent.

le lendemain, en liaison avec des coups de mistral (atténué la nuit). Le mistral ne remonte généralement pas plus à l'est, et il agit comme une barrière à la limite de la région déventée, sous forme d'un front thermique le plus souvent situé entre les îles d'Hyères et le Cap Camarat. En amont de ce front, l'eau superficielle du Courant Nord a tendance à s'accumuler (Fig. 10b), formant potentiellement une veine de retour vers le sud-est, jusqu'à atteindre presque le nord-ouest de la Corse. Le coup de mistral terminé l'eau accumulée va reprendre son trajet normal en induisant un courant violent, avec des vitesses de déplacement du front de ~ 30 km/j (Millot et Wald, 1980). La restratification des zones d'upwelling est donc très rapide. Les canyons qui entaillent le talus renforçant localement l'intensité de l'upwelling et, potentiellement, le courant aussi (Albérola et Millot, 2003), le canyon des Stoechades apparaît comme un lieu privilégié pour l'observation des cachalots, qui sont teutophages (Laran *et al.*, 2012). Cependant, au contraire des grands systèmes d'upwellings créés par des régimes de vents stables (Benguéla, Pérou etc.), les upwellings observés sur la côte Provençale ne sont pas productifs car de trop courte durée. L'étude d'Harmelin (2004) permet d'apprécier les conséquences du mistral estival sur le benthos. Les enregistrements de température à ~ 20 m montrent que le benthos à Carry-le-Rouet est principalement exposé à des épisodes de températures inférieures à 15°C pendant la saison estivale, alors qu'à Monaco c'est l'exposition à des températures supérieures à 22°C qui domine. A Port-Cros, le régime est intermédiaire, les deux types d'épisodes intervenant avec la même probabilité (données de 2003). Les espèces benthiques vivant à faible profondeur sur les îles d'Hyères (et plus encore dans le golfe du Lion) doivent donc être adaptées au stress que représentent ces chocs thermiques rapides et répétés : ce gradient ouest-est se traduit par des différences biogéographiques (Harmelin, 2004 ; Bensoussan *et al.*, 2010). Enfin, c'est aussi à partir des îles d'Hyères et vers l'est que le risque de surmortalité lié à des épisodes caniculaires est le plus marqué (Crisci *et al.*, 2011).

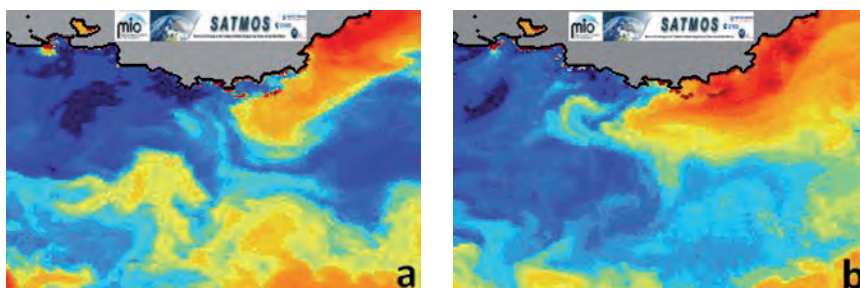


Figure 10. Images thermiques de situations de mistral. a : l'upwelling s'étend jusqu'à Porquerolles et la rade d'Hyères ; b : le Mistral s'arrête à l'est de Toulon, et les eaux superficielles du Courant Nord s'accumulent en amont.

Les coups de vent de secteur sud (sud-est à sud-ouest) sont associés, outre aux risques de surcote et de submersion mentionnés plus haut pour les zones littorales basses, à des fortes probabilités d'épisodes d'aérosols sahariens. L'importance et le rôle biogéochimique de ces poussières très fines d'origine désertique, en particulier dans le milieu marin, semblent favoriser le transfert de carbone organique particulaire (Ternon *et al.*, 2010), et font encore l'objet d'études, notamment par le programme CHARMEX (<http://charmex.lsce.ipsl.fr/>).

Une conséquence des coups de vents à considérer également pour la végétation est la concentration élevée en aérosols provenant des embruns et du déferlement des vagues, qui transportent non seulement du sel, mais aussi potentiellement des polluants (détergents, hydrocarbures). Les portions de littoral qui font face à des grandes étendues sont particulièrement exposées, puisque le fetch élevé permet de créer des états de mer importants.

Les conditions de circulation, tant atmosphériques que marines, sont donc essentiellement variables, d'où l'importance de faire des observations pour comprendre, et des simulations pour prévoir. Des portails comme Mercator Océan (<http://www.mercator-ocean.fr>) et MyOcean (<http://www.myocean.eu.org/>) pour la Méditerranée, ou PREVIMER (<http://www.previmer.org>) pour la partie nord du bassin occidental, rendent accessibles au grand public les observations en temps réel (bouées météorologiques, houlographes, température, salinité, etc.), et des sorties de modèles pour les prévisions de courant, de l'état de la mer, etc. D'autres mettent à disposition des images satellitales (<http://www.ifremer.fr/nausicaa/marcoast/index.htm>, <http://www.satmos.meteo.fr/>, <http://data.gis-cooc.org/>, etc.). A ~40 km au sud de Porquerolles l'infrastructure de l'observatoire sous-marin câblé Antares permet de déployer des mouillages équipés d'une instrumentation pluridisciplinaire. A côté des enregistrements classiques de température (Schroeder *et al.*, 2013 et références incluses), salinité et courant (depuis ~2005), des séries temporelles de concentration en oxygène, de bioluminescence, et prochainement d'acoustique dédiée à l'étude des Cétacés, sont aussi acquises (<http://antares.in2p3.fr/Environment/index.html>). Une surveillance en continu du courant superficiel s'effectue maintenant de la rade de Toulon aux côtes sud de Porquerolles et Port-Cros, jusqu'à près de 80 km au large (Fig. 11). Un réseau de radars HF fournit une couverture synoptique tout temps à haute fréquence (une carte par heure typiquement) du courant sur ~0,5-1 m. Les courants mesurés sont donc essentiellement ceux liés au vent, lorsque ce dernier est supérieur à quelques m/s. Ces

mesures permettent de caractériser la réponse rapide de la circulation côtière aux forçages pour les scientifiques. Mais elles répondent aussi à la demande sociétale, en fournissant les courants de surface en temps-réel (<http://hfradar.univ-tln.fr>) pour la gestion des situations de crises (recherche et sauvetage, pollutions, etc.), et des applications environnementales (pullulation et échouage de méduses urticantes, d'espèces toxiques, suivi des macro-déchets, etc.)²⁵. Le Parc s'est aussi engagé sur l'acquisition de séries temporelles longues pour des espèces emblématiques des écosystèmes méditerranéens, comme le mérrou (Harmelin, 2013). Un suivi de la température jusqu'à -40 m, réalisé depuis 2006 dans les eaux de Port-Cros, alimente un réseau méditerranéen de suivi du changement climatique. L'Observatoire de la biodiversité et des usages marins littoraux, initié en 2012, suit l'évolution des milieux en regard des pratiques. Enfin très prochainement, le Parc initiera un suivi (à vocation pérenne) par acoustique passive des mammifères marins fréquentant la zone des îles d'Hyères, conjointement à un programme international spécifique du grand dauphin.

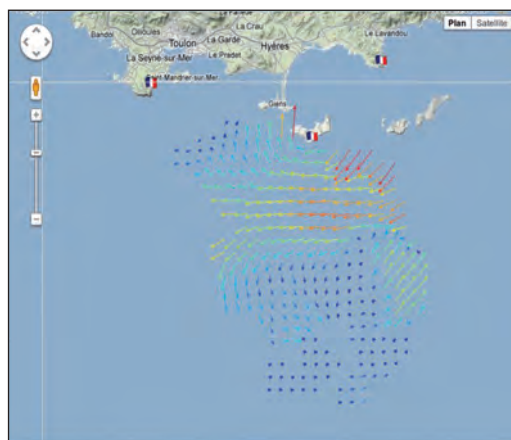


Figure 11. Exemple de cartographie en temps réel des courants de surface obtenus par radar (cf. <http://hfradar.univ-tln.fr>).

Bien que la Méditerranée ait été l'une des premières mers étudiée de façon moderne au début du XX^e siècle, plusieurs aspects de son fonctionnement (notamment les interactions océan-atmosphère) restent encore, sinon mal connus, du moins mal représentés dans les simulations.

²⁵ La couverture de la rade de Giens nécessiterait l'implantation d'un deuxième système de radars fonctionnant en VHF (100 MHz). Elle n'est pas envisagée actuellement en raison des contraintes d'implantation (stations plus rapprochées en zone plus urbanisée).

Des programmes de recherche sont donc en cours (e.g. MISTRALS <http://www.mistrals-home.org>, www.hymex.org) afin d'apporter des éléments essentiels pour la détermination des tendances climatiques (e.g. Somot *et al.*, 2006 ; Lionello, 2012 ; Planton *et al.*, 2012) et de leurs conséquences environnementales et sociétales, non seulement au niveau international mais également au niveau local. Le Parc national de Port-Cros y contribue pleinement à travers ses activités d'observation, notamment par l'acquisition de séries temporelles sur le long terme.

Remerciements. Les images satellitales infra-rouge, fournies par le SATMOS (<http://www.satmos.meteo.fr>) en temps quasi-réel, ont été une pierre angulaire des travaux sur la circulation générale en Méditerranée. La mise en place du système de surveillance radar HF a été rendue possible grâce au soutien de nombreux partenaires nationaux (IFREMER, CNRS/INSU, CETMEF), régionaux (CR PACA, CG83) et locaux (TPM, PNPC, Conservatoire du littoral, Association Syndicale des Propriétaires du Cap Bénat, VEOLIA-Eau).

Références

- ALBEROLA C., MILLOT C., 2003. - Circulation in the French Mediterranean coastal zone near Marseilles: the influence of wind and the Northern Current, *Cont. Shelf Res.*, 23(6) : 587-610.
- ALBEROLA 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. *Oceanol. Acta* 18(2) : 163-192.
- BARALE V., JAQUET J.-M., NDIAYE M., 2008. - Algal blooming patterns and anomalies in the Mediterranean Sea as derived from the SeaWiFS data set (1998-2003), *Remote Sens. Environ.*, 112(8) : 3300-3313, doi:10.1016/j.rse.2007.10.014.
- BENSOUSSAN N., ROMANO J.-C., HARMELIN J.-G., GARRABOU J., 2010. - High resolution characterization of northwest Mediterranean coastal waters thermal regimes: To better understand responses of benthic communities to climate change, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 87(3) : 431-441, doi:10.1016/j.ecss.2010.01.008.
- BESSEMOULIN J., 1974. - Atlas Climatique de la France. Edition Réduite. Ministère des Transports, Secrétariat Général de l'Aviation Civile et Direction de la Météorologie Nationale, Paris.
- BORDREUIL C., BARBIA A., COMTE P., 1973. - Vent de nord-ouest et mistral à Marseille de 1882 à 1970: essai statistique. Monographie de la météorologie nationale N° 88, 34 p.
- BOSC E., BRICAUD A., ANTOINE D., 2004. - Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWiFS observations. *Global Biogeochemical Cycles* : 18(1). doi:10.1029/2003GB002034.
- CELIE S., 2007. - Détermination des zones d'implantation d'éoliennes offshore flottantes en zone côtière Méditerranéenne à partir d'un modèle atmosphérique. Thèse de doctorat en Océanographie physique et météorologie de l'USTV. 189 p.
- CIESM, 2008. - *The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology - A consensus report*. N° 33 in CIESM Workshop Monographs. F. Briand ed., Monaco, 168 p.
- CIESM, 2009. - *Dynamics of Mediterranean deep waters*. N° 38 in CIESM Workshop Monographs, F. Briand ed., Monaco, 132 p.
- COTTÉ C., D'OVIDIO F., CHAIGNEAU A., LÉVY M., TAUPIER-LETAGE I., MATE B., GUINET C. 2009a. - Scale-dependent interactions of resident Mediterranean whales with marine dynamics. *Limnol. and Oceanogr.*, 56: 219-232. doi:10.4319/lo.2011.56.1.0219.
- COTTÉ C., GUINET C., TAUPIER-LETAGE I., MATE B., PETIAU E. 2009b. - Scale-dependent habitat use by a large free-ranging predator, the Mediterranean fin whale. *Deep Sea Res.* I, 56(5): 801-811. doi:10.1016/j.dsr.2008.12.008.

- CRISCI C., BENSOUSSAN N., ROMANO J.-C., GARRABOU J., 2011. - Temperature anomalies and mortality events in marine communities: Insights on factors behind differential mortality impacts in the NW Mediterranean, *PLoS One*, 6(9), doi:10.1371/journal.pone.0023814.
- D'ORTENZIO F., D' ALCALA M.R., 2009. - On the trophic regimes of the Mediterranean Sea: a satellite analysis. *Biogeosciences*. 6(2) : 139-148.
- DURRIEU DE MADRON X., GUIEU C., SEMPÉRÉ R. et 91 co-auteurs, 2011. - Marine ecosystems' responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean. *Progr. In Oceanogr.* 91 : 97-166.
- GALZI L., 1952. - Contribution à l'étude du mistral. *La Météo* N° 33 : 1-8.
- HARME LIN J., 2004. - Environnement thermique du benthos côtier de l'île de Port-Cros (parc national, France, Méditerranée nord-occidentale) et implications biogéographiques. *Sci. Rep. Port-Cros natl. Park, Fr.*, 20 : 173-194.
- HARME LIN J.G., 2013. Le mérour brun et le corb : deux Grands Témoins de 50 ans de protection du milieu marin dans le Parc national de Port-Cros (France, Méditerranée). *Sci. Rep. Port-Cros natl. Park, Fr.*, 27 : 263-277.
- JACQ V., ALBERT P., DELORME R. 2005. Le mistral. Quelques aspects des connaissances actuelles. *La Météorologie*, 50 : 30-38.
- LARAN S., DELACOURTIE F., DI FULVIO T., DAVID L., DI MEGLIO N., MONESTIEZ P., 2012. - Synthèse sur la distribution des cétaqués dans le Sanctuaire PELAGOS et les eaux adjacentes, mise en relation avec leur environnement. *Sci. Rep. Port-Cros natl. Park*, 26 : 119-147.
- LE VOURCH J., MILLOT C., CASTAGNE N., LE BORGNE P., OLR Y J.P., 1992. - Atlas des fronts thermiques en mer Méditerranée d'après l'imagerie satellitaire (teledetection infrarouge) = Atlas of thermal fronts of the Mediterranean Sea derived from satellite imagery (infrared remote sensing) *Mémoires de l'Institut océanographique, Monaco, 16 Institut Océanographique*: Monaco. ISBN 2-7260-0154-8. 146 p.
- LIONELLO P. (Éd.), 2012. - *The Climate of the Mediterranean Region. From the past to the future*. P. Lionello ed., Elsevier, Oxford, 592 p.
- MAYENÇON R., 1982. - "Météorologie marine." Ed. Maritimes et d'Outre-Mer, 308 p.
- MILLOT C., TAUPIER-LETAGE I. 2005. - Circulation in the Mediterranean Sea, *The Mediterranean Sea*, 5K: 29-66, doi:10.1007/b107143.
- MILLOT C., WALD L. 1980. The effect of the mistral wind on the Ligurian current near Provence. *Oceanol. Acta*, vol. 3, N°4 : 399-402.
- ORIEUX A., POUGET E., 1984. - Le mistral: contribution à l'étude de ses aspects synoptiques et régionaux. Monographie de la météorologie nationale N°5. 20 p.
- PLANTON S., LIONELLO P., ARTALE V. et 19 co-auteurs, 2012. - The Climate of the Mediterranean Region in Future Climate Projections. *The Climate of the Mediterranean Region. From the past to the future*. P. Lionello ed., Elsevier, Oxford : 449-502.
- SCHROEDER K., GARCÍA-LAFUENTE J., JOSEY S.A. and 22 co-authors, 2012. - Circulation of the Mediterranean Sea and its Variability. *The Climate of the Mediterranean Region. From the past to the future*. P. Lionello ed., Elsevier, Oxford : 187-256.
- SCHROEDER K., MILLOT C., BENGARA L. and 28 co-authors, 2013. - Long-term monitoring programme of the hydrological variability in the Mediterranean Sea: a first overview of the HYDROCHANGES network. *Ocean Sci.*, 9 : 301-324.
- SOMOT S., SEVAULT F., DEQUE M., 2006. - Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model, *Clim. Dyn.*, 27(7-8) : 851-879, doi:10.1007/s00382-006-0167-z.
- STEMMANN L., PRIEUR L., LEGENDRE L., TAUPIER-LETAGE I., PICHERAL M., GUIDI L., GORSKY G., 2008. - Effects of frontal processes on marine aggregate dynamics and fluxes: An interannual study in a permanent geostrophic front (NW Mediterranean), *J. Mar. Sys.*, 70(1-2) : 1-20. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.02.014.

- TAUPIER-LETAGE I., 2008. On the use of thermal infrared images for circulation studies: applications to the eastern Mediterranean basin. In: *“Remote sensing of the European Seas”*, V. Barale and M. Gade Eds., Springer Verlag, 153-164.
- TAUPIER-LETAGE I., MILLOT C., ROUGIER G., 2006. - Courantologie dans la baie de Port-Cros, rapport final de l'étude PNPC N° 04.033.83400 PC, 45 p.
- TERNON E., GUIEU C., LOYE-PILOT M.-D., LEBLOND N., BOSCH E., GASSER B., MIQUEL J.-C., MARTIN J., 2010. - The impact of Saharan dust on the particulate export in the water column of the North Western Mediterranean Sea, *Biogeosciences*, 7(3) : 809-826.
- VAN HAREN H., TAUPIER-LETAGE I. and the ANTARES collaboration. 2011. - Acoustic and optical variations during rapid downward motion episodes in the deep north-western Mediterranean Sea, *Deep Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers*, 58(8) : 875-884, doi:10.1016/j.dsr.2011.06.006.
- WESTERN EUROPEAN UNION ET WESTERN EUROPEAN ARMAMENTS ORGANISATION RESEARCH CELL. 2004. - Wind and waves atlas of the Mediterranean Sea. ISBN 2-11-095674-7. 386 p. avec cédérom.