

VARIABILITÉ DE LA TEMPÉRATURE ET DE LA SALINITÉ
DANS LES EAUX MÉTROPOLITAINES

Ifremer

Agence des
aires marines protégées

A RETENIR

Le cycle saisonnier de température de la mer ne concerne qu'une couche de surface, de l'ordre de quelques dizaines de mètres.

Au printemps, le rayonnement solaire commence à dominer le refroidissement par évaporation. La température de surface augmente alors de plusieurs degrés, créant ainsi une couche de surface plus chaude (sur environ 20 mètres), donc moins dense, qui isolera efficacement les couches d'eau profondes jusqu'à l'automne. La frontière entre la couche de surface et les couches de fond est franche et efficace. Elle est appelée thermocline saisonnière et correspond également à une barrière biologique. Il faut de l'énergie pour casser cette barrière et mélanger les eaux de surface et de fond. Cela peut se produire à l'occasion de coups de vent ou de tempêtes.

En Manche – mer du Nord et mers Celtiques, les courants de marée, parfois violents, interdisent en certains endroits la formation de cette thermocline. Près des côtes, en fonction de leur orientation, le vent peut aussi écartier la couche d'eau chaude de surface vers le large et « pomper » de l'eau profonde et froide. Ce phénomène appelé « upwelling » est surtout sensible dans le golfe du Lion, en Méditerranée. Plus en profondeur, la température varie moins au cours de l'année.

La salinité est de l'ordre de 35 à 35,5 PSU (1 PSU = 1 g de sel par kg d'eau) en Manche – mer du Nord, mers celtiques et golfe de Gascogne tandis qu'elle varie de 37,5 à 38,5 PSU en Méditerranée occidentale. Localement, aux débouchés des estuaires, la salinité peut chuter fortement. Les panaches des grands fleuves peuvent entraîner des dessalures des eaux de surface éloignées des embouchures. C'est ainsi que l'effet de la Gironde et de la Loire peuvent être ressentis jusqu'à la pointe bretonne, la Seine jusqu'au Pas de Calais et le Rhône jusqu'à Perpignan. Avant d'être diluées et transportées vers le large, les eaux douces des fleuves se présentent comme des « lentilles » d'eau dessalée surnageant sur les eaux plus salées, donc plus denses de l'Océan.

Sur les marges continentales et la plaine abyssale, les variations de température et de salinité reflètent d'avantage les différentes masses d'eau. C'est ainsi que l'on trouve dans le golfe de Gascogne vers 800 m de profondeur des « bulles » d'eau méditerranéenne sorties par le détroit de Gibraltar et caractérisées par une température et une salinité plus élevées que les eaux environnantes. Le long du talus, en Méditerranée Nord-Occidentale, coule le courant Nord formé par des eaux moins salées rentrées en surface par le même détroit.

► Analyse générale

D'un point de vue thermique, les mers des façades métropolitaines peuvent se diviser sur la verticale en 3 zones distinctes :

- Une couche de surface d'une épaisseur de 20 à 30 m, directement sous l'influence du cycle saisonnier. Sa température varie de 7-9°C en hiver à 20°C en été pour la façade Manche - Atlantique, et de 10-12°C à 25°C pour la Méditerranée. Cette couche n'est pas uniforme et peut disparaître localement sous l'effet du mélange induit par les courants de marée (Manche, mer du Nord, mers Celtiques) ou de forts coups de vent faisant remonter en surface des eaux froides de couches plus profondes (golfe de Gascogne, Méditerranée) ;
- Lorsque le plateau continental est plus profond que la couche de surface, les masses d'eau sont isolées du réchauffement printanier. Elles conservent plus ou moins leur température hivernale en se réchauffant tout de même lentement du printemps à l'automne. Sur la façade atlantique, en Manche et en mer du Nord, cette température varie de 9 à 13°C, tandis qu'elle fluctue de 12 à 16°C sur le plateau du golfe du Lion, en Méditerranée ;
- Sur les plaines abyssales de Méditerranée Nord-Occidentale et du golfe de Gascogne, les températures sont quasiment constantes : autour de 12-13°C en Méditerranée et de 6 à 13°C dans le golfe de Gascogne. Leurs différences indiquent la présence des différentes masses d'eau.

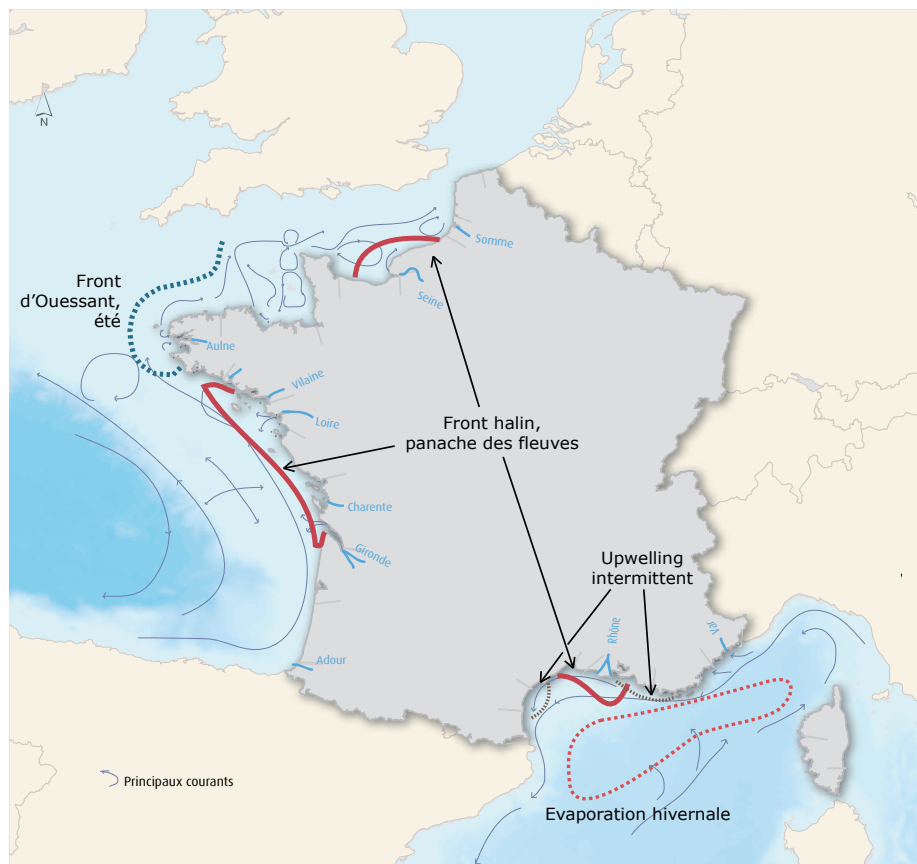


Concernant la teneur en sel, le cycle saisonnier est très faible en dehors des zones très côtières soumises aux ruissellements terrestres et aux cours d'eau côtiers, et dans les panaches des grands fleuves (Seine, Loire, Gironde, Rhône). La salinité moyenne décroît lentement du Sud du golfe de Gascogne (35,5 PSU) au Pas de Calais (35 PSU). Elle est nettement plus élevée en Méditerranée (37,5-38,5 PSU). Comme pour la température, sur la plaine abyssale, il est possible de séparer les masses d'eau et de quantifier leurs mélanges en examinant les faibles variations de salinité.

► Analyse par sous-région marine En Manche - mer du Nord

La sous-région marine Manche - mer du Nord est caractérisée par un front thermique en Manche occidentale, des panaches fluviaux, essentiellement liés à la Seine, et l'arrivée d'eaux légèrement dessalées en direction de la mer du Nord.

Figure 1 : grandes caractéristiques des courants et des fronts thermiques et halins

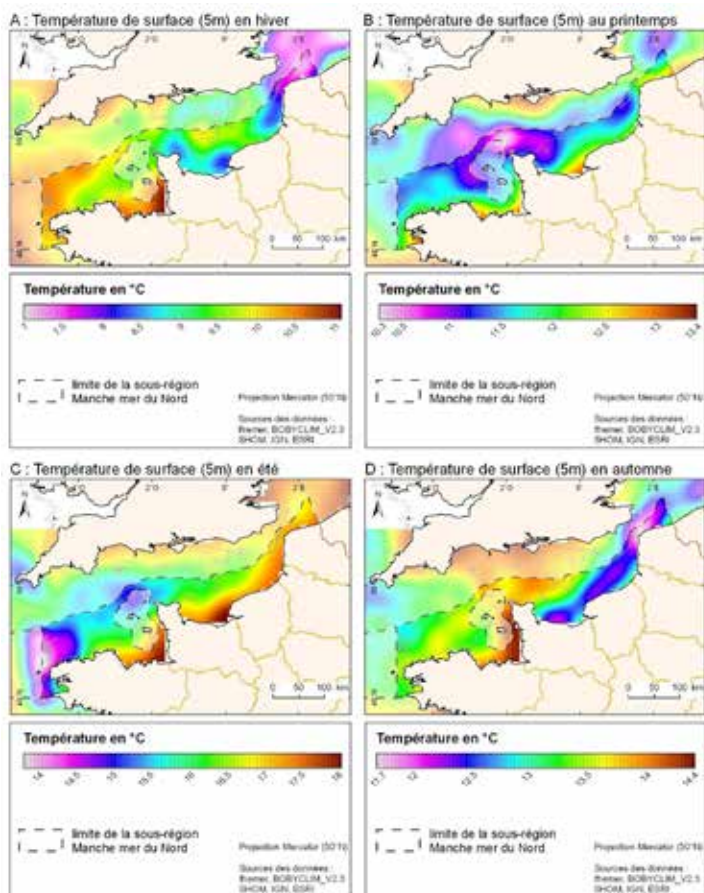


Ifremer.

A l'entrée de la Manche, le front de température d'Ouessant se prolonge avec une extension vers l'Est variant du début du printemps à la fin de l'été (fig. 2B, 2C). A l'Est de ce front, les courants de marée sont généralement assez forts pour empêcher toute stratification des eaux. La différence de température au travers du front atteint 4 à 5°C. Le mélange vertical est d'autant plus intense que la profondeur est faible et les courants sont forts, c'est généralement le cas en Manche Orientale. Le bassin oriental se distingue ainsi du bassin occidental par des amplitudes thermiques entre l'hiver et l'été plus marquées (supérieures à 10°C).

La Seine est le principal contributeur en eau douce dans la région, avec un débit moyen de 550 m³/s. La structure verticale de son panache en salinité prend la forme d'une lentille d'eau fortement dessalée en surface. Le panache de la Seine est aussi généralement repérable en hiver par des eaux froides en surface (fig. 2A). L'étendue des dessalures est liée, en partie, au débit, avec une extension maximum au printemps. Les eaux de la Seine, combinées avec celles des plus petits fleuves (Somme, Canche, Aa, Authie) génèrent le long du littoral du Pas-de-Calais une bande d'eau dessalée parfois appelée « fleuve côtier ».

Figure 2 : température saisonnière à 5 m de profondeur



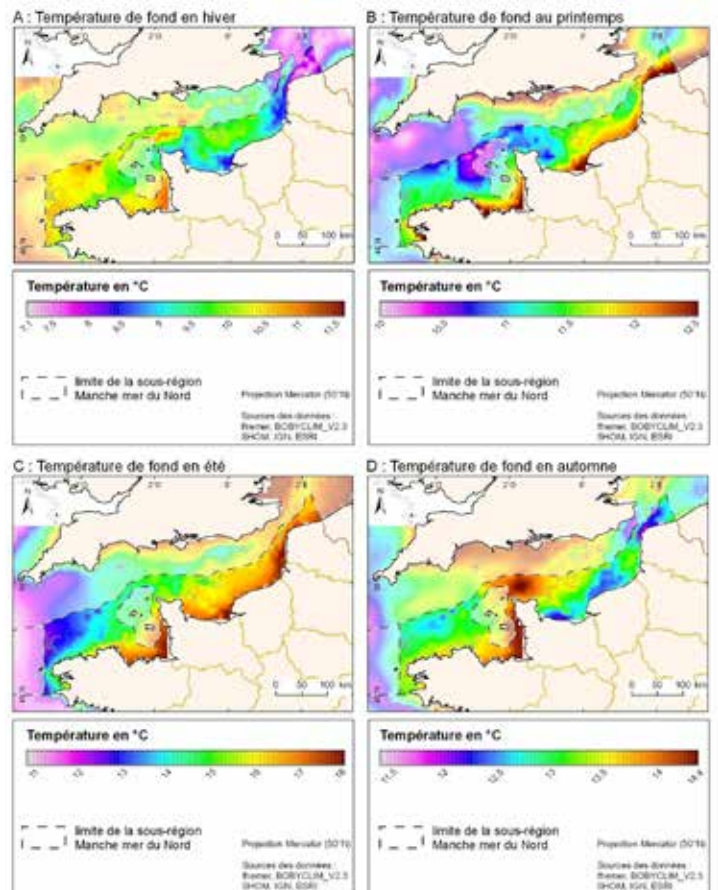
Climatologie mensuelle Manche - golfe de Gascogne BOBYCLIM_V2.3.

Le transport moyen en des eaux en Manche se fait de l'Ouest vers l'Est (fig. 1). Les eaux de la Manche sont alors une succession d'eaux plus ou moins mélangées

en provenance de l'Atlantique (plutôt salée) et du Nord de la mer celtique ou même de Sud-Bretagne. Ces dernières sont légèrement moins salées avec moins d'apport d'eaux douces.

Au fond, la différence entre la côte et le large est, comme en surface, marquée au cours des différentes saisons (fig. 3). Ceci s'explique par les profondeurs moyennes qui sont faibles et par l'intense agitation de la colonne d'eau (courants de marée, vents) qui ne permet pas d'isoler les couches de fond du réchauffement estival ou du refroidissement hivernal.

Figure 3 : température saisonnière au fond



Climatologie mensuelle Manche - golfe de Gascogne BOBYCLIM_V2.3.

En mers Celtiques et dans le golfe de Gascogne

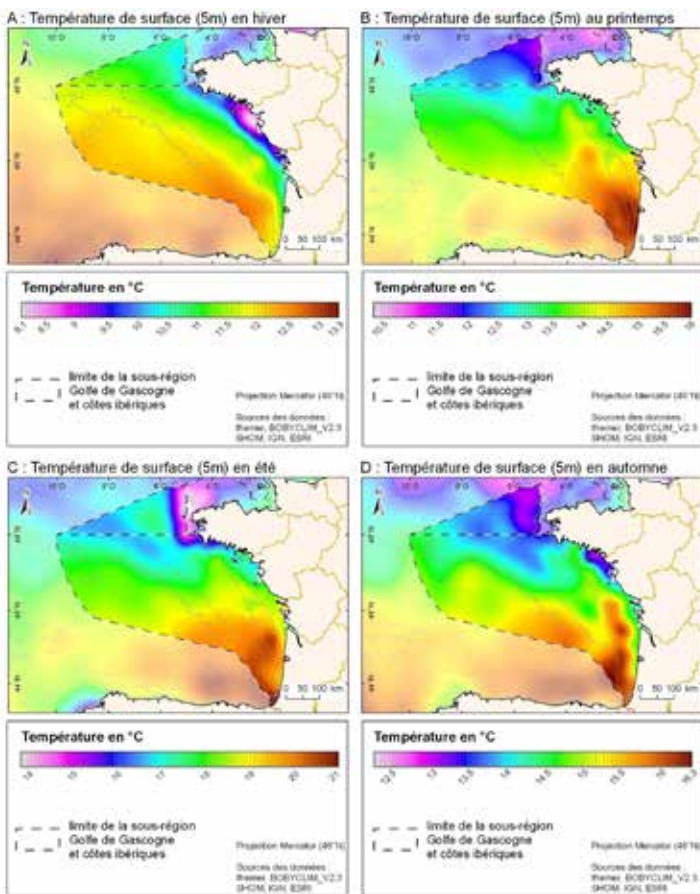
Les sous-régions marines mers Celtiques et golfe de Gascogne sont caractérisées par un golfe ouvert délimité par la côte espagnole dans la partie Sud orientée



Ouest-Est, et par la côte française dans la partie Est, orientée Sud-Nord. Il en résulte une grande variation de la topographie générale qui affecte la température et la salinité dans la colonne d'eau. Les processus hydrologiques spécifiques sont les suivants.

Le front thermique d'Ouessant, décrit précédemment, est situé à quelques kilomètres au large de l'île. Il rejoint la côte à proximité de la pointe du Raz. Le gradient thermique y est très accentué et peut atteindre de 3 à 4°C en moins de deux kilomètres. Il est présent du printemps à l'automne et est particulièrement marqué en été (figure 4B, 4C et 4D). Le front est généré par la présence de forts courants de marée interférant avec l'établissement de la thermocline saisonnière. Un mélange vertical est provoqué par le frottement de ces courants sur le fond qui diminue et homogénéise totalement la colonne d'eau. Le front constitue alors la zone de rencontre entre les eaux stratifiées du large et les eaux côtières mélangées.

Figure 4 : température saisonnière à 5 m de profondeur



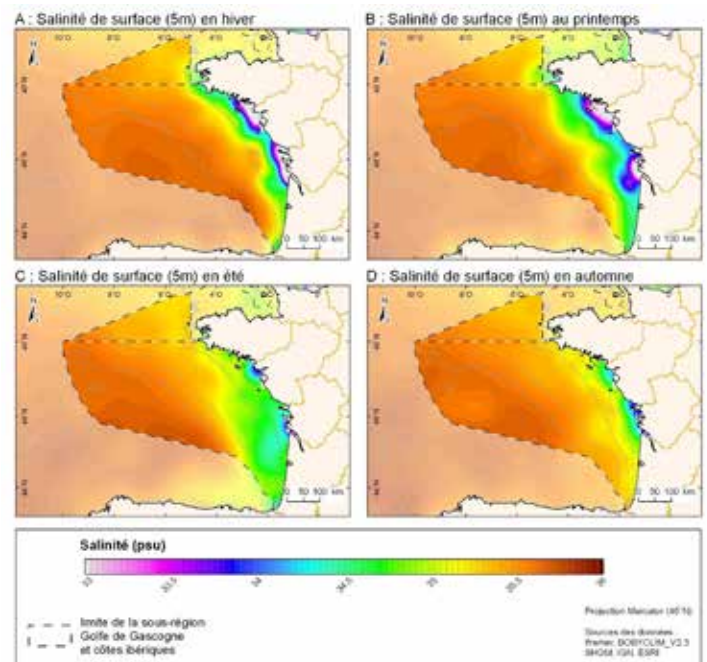
Climatologie mensuelle Manche - golfe de Gascogne BOBYCLIM_V2.3.

Lorsque les courants sont suffisamment faibles et la profondeur suffisamment importante, la couche de fond reste isolée de la surface et ne subit pas le réchauffement estival restant confiné en surface. C'est le cas du bourrelet froid, structure thermique en forme de dôme, située sous la thermocline saisonnière et qui se répartit sur deux zones : de la « Grande Vasière » en Sud-Bretagne et à l'Ouest du front d'Ouessant. Cette masse d'eau est présente toute l'année avec des varia-

tions de température de moins de 1°C, autour de 12°C, du printemps à l'automne et des fluctuations interannuelles également faibles.

En été et en début d'automne, un processus appelé « ondes internes » se développe à partir de l'interaction des courants de marée avec la topographie. Il déclenche la formation de fronts thermiques (une zone d'eau plus froide) au-dessus du talus continental du golfe de Gascogne et de la mer Celtique.

Figure 5 : salinité saisonnière de surface



Climatologie mensuelle Manche - golfe de Gascogne BOBYCLIM_V2.3.

Des panaches fluviaux remarquables dans la région sont formés par l'arrivée d'eau douce depuis les estuaires de la Loire et de la Gironde. La structure verticale d'un panache en salinité prend la forme d'une lentille d'eau fortement dessalée. Les panaches sont marqués en hiver par des eaux froides en surface (fig. 5). Leur étendue sur le plateau est liée, en partie, au débit des fleuves (de l'ordre de 900 m³/s en moyenne). Leur étendue est maximale en hiver et au printemps, saisons durant lesquelles les débits peuvent dépasser 5 000 m³/s. La période d'étiage correspond à la fin de l'été. Les débits peuvent alors chuter à 200 m³/s. A cette variabilité saisonnière s'ajoute une variabilité interannuelle qui distingue les années sèches des années pluvieuses et/ou neigeuses. La tendance naturelle des panaches dans cette zone est un déplacement vers le Nord, du fait de la rotation terrestre, les vents pouvant contrarier ce mouvement.



Les upwellings sont caractérisés par un refroidissement des eaux côtières dû à une remontée des eaux profondes sous l'influence du vent. Ils sont bien marqués de mai à septembre le long des côtes landaises et en Sud-Bretagne en présence de vents de Nord ou Nord-Ouest.

En automne (octobre - novembre), une masse d'eau chaude accumulée durant l'été s'écoule vers le Nord sous forme de langue d'eau chaude de 14 - 16°C pouvant s'étendre depuis le Pays basque jusqu'à la latitude de la Loire. Certaines années, elle peut être inexistante. Certains hivers, un courant de pente appelé Navidad se présente comme un courant chaud longeant le Nord de la péninsule ibérique et remontant dans le golfe de Gascogne le long du talus continental.

En Méditerranée

La sous-région marine Méditerranée Nord-Occidentale se caractérise par de nombreux processus hydrologiques dont les plus caractéristiques sont les suivants : le courant Nord, l'influence d'un grand fleuve (le Rhône), une activité tourbillonnaire importante qui redistribue les salinités, les températures et l'évaporation dans le bassin.

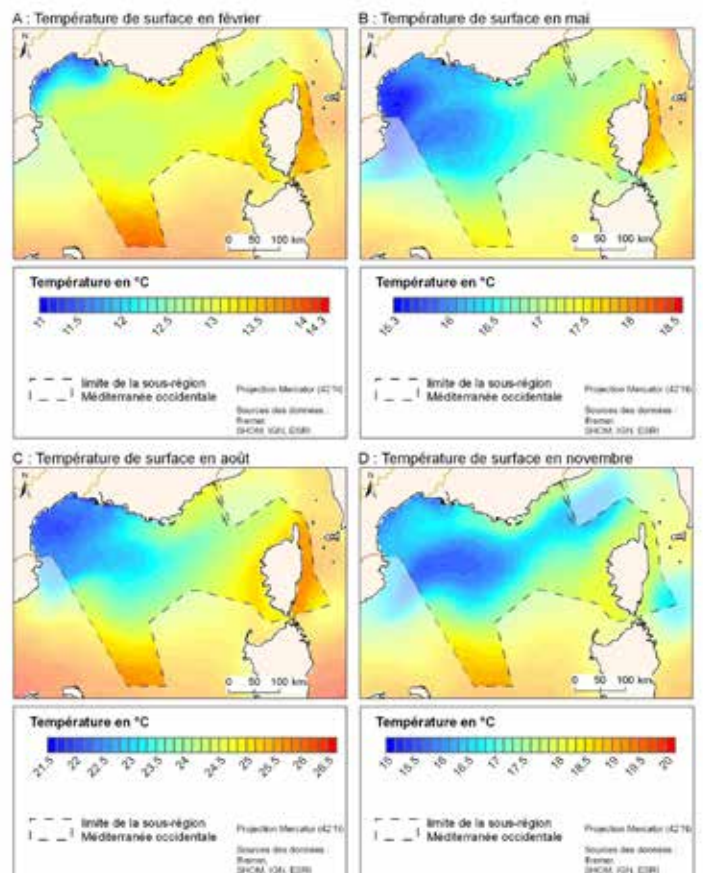
La situation hivernale (fig. 6A) est la conséquence de l'hydrodynamique de cette zone. Les eaux chaudes (>13°C) marquent la présence en surface de l'eau atlantique que l'on peut suivre jusqu'au talus du golfe du Lion. La ligne des 13°C, appelée front des Baléares, va de la mer des Baléares au cap Corse. Le golfe du Lion est la région la plus froide en hiver, 11,4 °C, en moyenne, en février. Elle peut descendre en deçà de 8 - 10°C en fonction des événements météorologiques. Ceci est dû à l'arrivée d'eau douce et froide en hiver, essentiellement par le Rhône. Ce refroidissement est parfois si intense qu'il peut générer au bord de la côte des eaux très denses qui finissent par couler depuis le plateau vers la plaine abyssale en empruntant les canyons. Ces eaux froides, occupant la partie occidentale du golfe du Lion, s'écoulent ensuite le long de la côte vers le Sud, sur le plateau Catalan. La partie orientale du golfe du Lion, de Marseille jusqu'au Rhône, est sous l'influence de la masse d'eau Atlantique, conséquences des intrusions fréquentes du courant Nord sur le plateau.

En mai (fig. 6B), le réchauffement printanier amène des températures entre 15 et 19°C. Si on distingue encore les eaux plus chaudes du courant Nord, l'établissement de la thermocline saisonnière gomme les différences entre les masses d'eau. La partie Ouest du golfe du Lion reste la plus froide (15°C en moyenne mensuelle). Ces restes d'eau hivernale du golfe du Lion, s'évacuent vers le plateau Catalan. Entre la Corse et la Sardaigne et à l'Est des bouches de Bonifacio, le vent empêche l'établissement d'une thermocline. Le front des Baléares est toujours présent, il est plus diffus et s'est légèrement déplacé vers le Sud.

En août (fig. 6C), les températures sont plus élevées (> 22°C). Il existe une thermocline sur l'ensemble du domaine puisque la température sous la couche de mélange est de l'ordre de 13-14°C. Le Mistral et la Tramontane génèrent des upwellings intermittents dans le golfe du Lion. Cela provoque des déstratifications par

mélange vertical au large du golfe du Lion, au milieu de la mer Ligure. Les vents à l'est des bouches de Bonifacio provoquent une remontée d'eau froide qui forme une tâche d'eau froide quasi-permanente dans cette zone. A l'Ouest du golfe du Lion, entre le cap Creus, à la frontière espagnole, et Barcelone, la température varie rapidement de 20°C à 26°C. Ce front thermique est très marqué. C'est une caractéristique de la fin de l'été dans cette zone. Il est la conséquence de la différence de régime des vents au Nord et au Sud des Pyrénées.

Figure 6 : climatologie mensuelle de la température de surface à partir d'image satellites



Au cours de l'automne (fig. 6D) le bilan des flux de chaleur pour la Méditerranée redevient négatif. Il provoque le refroidissement généralisé. L'érosion progressive de la thermocline laisse de nouveau apparaître clairement la distribution spatiale des masses d'eau. Le fond du golfe du Lion, le centre de la mer Ligure et la plaine abyssale au Sud du golfe du Lion se refroidissent les premiers tandis que le long du talus, le courant Nord est marqué par des eaux plus chaudes. Cette configuration perdurera ensuite tout l'hiver.



Concernant la salinité, le courant Nord est une masse d'eau s'écoulant, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre en surface provenant de l'Atlantique. Cette masse d'eau passe à l'Est et à l'Ouest de la Corse, longe le talus continental en mer Ligure, au large du golfe du Lion et du plateau catalan. Cette masse d'eau est caractérisée par une salinité « faible » pour la Méditerranée (de 36,2 PSU à Gibraltar à 38,4 PSU en mer Catalane) et par une température sous la couche de mélange de surface de 14-15°C. Le principal apport d'eau douce de la zone est le Rhône. Son panache prend la forme classique d'une virgule s'étendant vers le Sud du delta. Lors d'épisode de vent de Sud / Sud-Est, il se manifeste comme une bande d'eau dessalée longeant la côte jusqu'à Perpignan. En automne et en hiver, le Mistral et la Tramontane participent au refroidissement et à l'augmentation de la salinité des eaux de surface. En hiver, ils peuvent créer au milieu du bassin une zone d'eaux très froides et très salées pouvant couler jusqu'au fond. On appelle cela la formation d'eau dense. Enfin, la Méditerranée réagit rapidement aux coups de vents. En été, ils détruisent la couche de mélange ou font remonter des eaux profondes. En hiver, ils génèrent la formation d'eau froide et dense sur le plateau ou sur la plaine abyssale. Ces processus provoquent des tourbillons et des filaments d'une taille de quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres qui participent également à la création de contrastes thermo-halins pouvant être localement très fort.

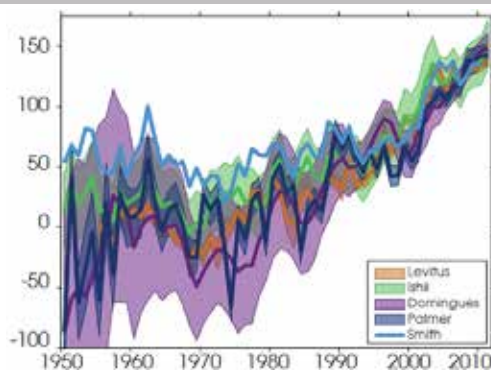
En parallèle, le régime des précipitations est également modifié avec le changement climatique. Entre évaporation à la surface des océans et apports d'eau douce, on constate une légère augmentation de la salinité dans les eaux métropolitaines ([voir indicateur Onerc](#)).

L'augmentation de la salinité et de la température de surface peuvent contribuer à intensifier le phénomène de stratification des masses d'eau et à limiter les échanges verticaux. Cela limite ainsi l'apport de sels nutritifs et d'oxygène pour les eaux profondes et provoque une diminution de la productivité de ces secteurs. Par ailleurs, une stratification plus marquée des océans peut avoir un impact sur la circulation générale océanique. Plusieurs projections à long terme montrent un ralentissement de la grande boucle de circulation océanique entraînant les eaux chaudes et salées vers les régions arctiques qui contribuent à l'équilibre thermique de la planète.

► Impact du réchauffement climatique

Les océans stockent plus de 90 % de la chaleur excédentaire due au réchauffement climatique. Depuis 1950, la température de la couche de surface, 0-300 m, a globalement augmenté de 0,3°C.

Figure 7 : évaluations de la moyenne annuelle du contenu de chaleur en ZétaJoules pour la couche supérieure de l'océan (de 0 à 700 m de profondeur)



Levitus et al., (2012), Ishii and Kimoto (2009), Domingues et al., (2008), Palmer et al., (2007) and Smith and Murphy (2007).

Cette progression n'est pas homogène dans l'ensemble des océans. Des travaux de l'IRD pour le compte de l'Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique (Onerc) montrent par exemple que les hausses sont moins fortes dans la mer des Antilles que dans l'océan Indien.

► Informations sur la réalisation de cette fiche

• CONTEXTE

Si la température et la salinité sont depuis longtemps les deux paramètres les plus fréquemment collectés en mer, ce n'est pas uniquement parce qu'ils sont facilement accessibles à la mesure. L'océan et les mers côtières ne sont pas des entités homogènes mais plutôt une cohabitation de masses d'eau d'histoires et d'origines différentes qui ne se mélangent pas facilement. Une eau chaude et peu salée est moins dense (« plus légère ») qu'une eau froide et salée (« plus lourde »). La première aura tendance à se trouver en surface, la deuxième en profondeur. Mais curieusement, si ces deux masses d'eau se retrouvent au même niveau, à cause de la rotation terrestre, elles ne vont pas glisser l'une sous l'autre mais rester côte à côte en créant un courant appelé courant géostrophique. La température et la salinité permettent donc d'identifier les différentes masses d'eau, d'en quantifier le mélange et d'en déduire une partie des courants marins. Localement, la salinité est modifiée par le bilan de l'évaporation et des précipitations, ainsi que par l'apport d'eau douce par les fleuves. On distingue des bassins de concentration comme la mer Rouge et des bassins de dilution comme la mer Baltique. La mer se refroidit fortement sous l'effet du vent car l'évaporation « consomme » de la chaleur ; *a contrario* elle se réchauffe sous l'effet des rayons du soleil. L'historique des mesures associé à des outils statistiques permettent aujourd'hui d'appréhender certaines tendances au réchauffement ou au refroidissement, témoins de variations climatiques ou interannuelles.

• DÉFINITION

La salinité est la quantité de sels dissous dans l'eau. Elle est exprimée en partie par milliers, notée aussi ‰, ou PSU (practical salinity unit). 1 PSU correspond à 1 gramme de sel sec par kilogramme d'eau. Dans les océans et les mers ouvertes, la salinité varie en surface de 31 à 37,9 psu. Dans certaines zones de la mer Baltique, elle peut descendre à 10 psu et atteindre 40 psu en mer Rouge.

La température est parfois dite « potentielle ». Dans ce cas, elle est corrigée de l'effet de la pression. C'est la température qu'aurait la masse d'eau si elle était ramenée à la surface sans échange de chaleur avec l'extérieur. La différence entre la température in situ et la température potentielle n'est notable que pour des profondeurs dépassant quelques centaines de mètres.

Ifremer

Agence des
aires marines protégées



La zone séparant deux masses d'eau de température (ou salinité) très différentes est appelé front thermique (ou halin). Son épaisseur est de l'ordre de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres.

• Type d'indicateur : indicateur d'état

• Objectifs

L'objectif de cette fiche est de présenter la variabilité de la température et de la salinité sur les différentes façades métropolitaines. Les principaux processus hydrologiques induits par ces deux paramètres sont détaillés pour fournir un aperçu de leur influence au sein des écosystèmes concernés.

• Champ géographique

Ensemble du littoral métropolitain, découpé en 4 sous-régions marines selon la Directive Cadre Stratégie pour le Milieu Marin (DCSMM).

• Sources :

- Garreau Pierre, 2011. Variation spatio-temporelle de la température et de la salinité. Sous-région marine Méditerranée occidentale. Vandermeirsch Frédéric, 2011. Variation spatio-temporelle de la température et de la salinité. Sous-régions marines Manche - mer du Nord ; mers Celtiques ; golfe de Gascogne. [Contributions thématiques de l'évaluation initiale de la DCSMM](#). La liste exhaustive des références bibliographiques est compilée dans ces documents.
- [Climatologie MEDAR/MEDATLAS](#)
- [Bay of Biscay's temperature and salinity climatology](#)

• Rédacteur : Ifremer, SOeS

• Date de rédaction : décembre 2016