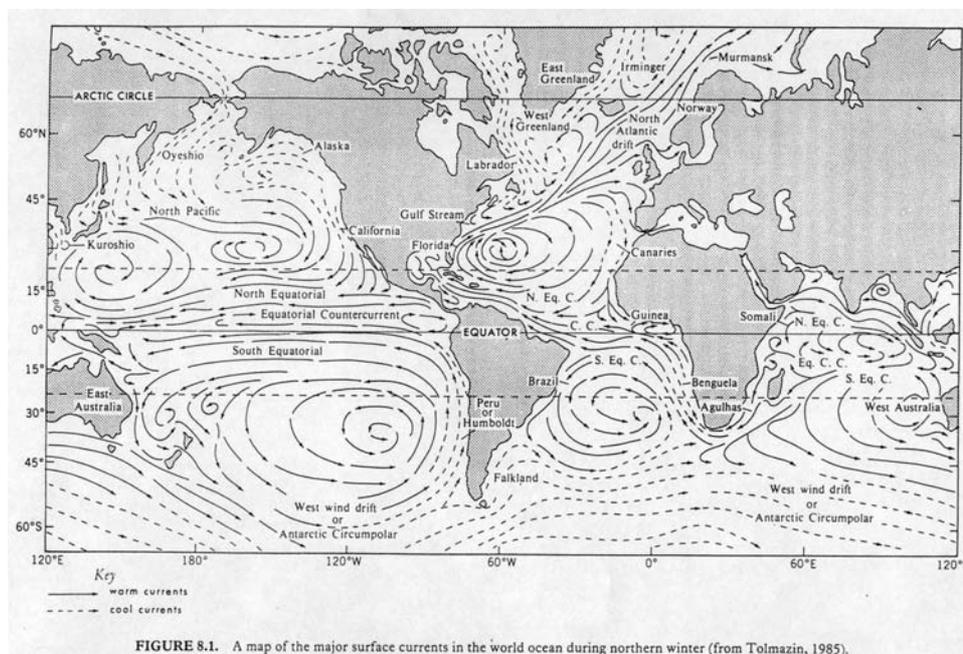


1. INTRODUCTION

1.1 Historique

Faisant suite au voyage de C. Colomb en 1492, de nombreux explorateurs espagnols et portugais ont voyagé vers les Amériques en mettant à profit les vents dominants : vents alizés du nord-est pour l'aller, vent d'ouest pour le retour. Ils ont très vite constaté qu'ils pouvaient revenir plus vite de Floride en suivant le fort courant qui longe la côte des Etats-Unis jusqu'au Cap Hatteras puis quitte la côte et se dirige vers le nord nord-est. Dès le début du 16^{ième} siècle, le Gulf Stream et les principaux courants de la gyre subtropicale étaient donc connus (Fig.8.1 de Peixoto et Oort 1992). Cette connaissance fut renforcée au 17^{ième} siècle par l'intensification du trafic maritime faisant suite au développement de la culture du coton et du tabac, puis



étendue au Pacifique par la chasse à la baleine dès le 18^{ième} siècle. Le thermomètre entre en usage pour la navigation vers 1775, permettant en particulier de mieux suivre le front associé au Gulf Stream et les régions de fort courant. On se sert des dérives de bateau pour mesurer le courant et les premières cartes apparaissent. Le Gulf Stream est déjà assez réaliste dans celle, assez rudimentaire, que Maury (vers 1855) prépara dans le but de diminuer les retards de la poste (Fig. 1.2). Notons que Maury est le premier à avoir suggéré que le Gulf Stream avait une influence modératrice sur le climat européen (dont l'importance relative est discutée). Les théories en vigueur étaient souvent fausses sinon bizarres (voir Stommel 1976). On croyait que les courants marins n'étaient qu'en surface et que l'océan était au repos sous celle-ci.

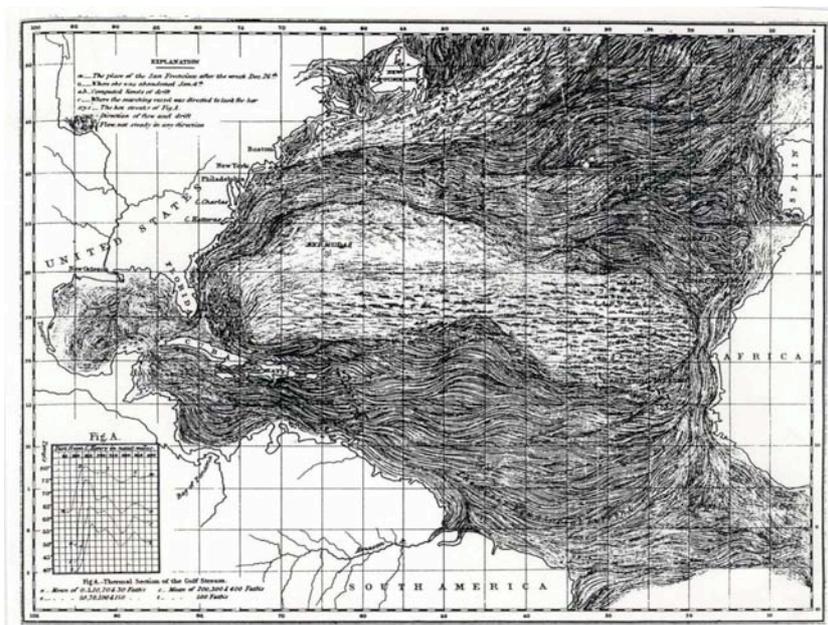
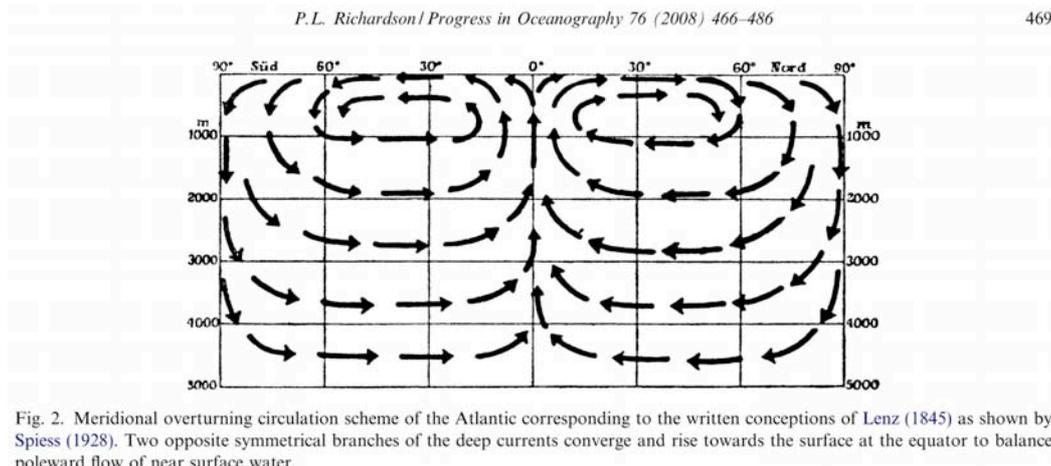


Figure 1.2 Carte de Maury avec sections de température à travers le Gulf Stream

Ce n'est que vers 1750 qu'Ellis fait les premières mesures de température à grande profondeur à l'aide d'un «thermomètre àseau» (bucket thermometer), faisant apparaître que l'océan y est bien plus froid qu'en surface. Comme c'est vrai aussi bien aux hautes latitudes que près de l'équateur, cette découverte conduit vers 1800 à la spéculation qu'il devrait y avoir des courants en profondeur. En effet, la basse température de l'océan profond des hautes latitudes peut s'expliquer par la convection hivernale, mais pas celle des tropiques où la température reste élevée toute l'année. Il doit donc y avoir un courant profond vers l'équateur et celui-ci doit être compensé par un courant de surface vers les pôles, pour conserver la masse. Observant que la thermocline, zone de baisse rapide de température (et de salinité), est située plus près de la surface près de l'équateur qu'aux plus hautes latitudes, Lentz (1845) propose un schéma de circulation avec plongée des eaux profondes près des pôles et remontée à l'équateur. On note que les deux cellules convectives sont symétriques et que ni l'effet de la rotation ni celui du vent n'est pris en compte, mais ce n'est pas étonnant puisque les travaux de Coriolis datent de 1835.

Dès la deuxième moitié du 19^{ième} siècle, l'observation de l'océan devient plus systématique en surface et en profondeur, avec collecte de mesures de température, salinité, et propriétés chimiques et biologiques. Du point de vue de la théorie, le premier pas vers une compréhension de la dynamique de l'océan est franchi en météorologie par Ferrel (1856) qui établit par analyse dimensionnelle l'équilibre approximatif à grande échelle entre les forces de Coriolis dues à la rotation et le gradient horizontal de pression (équilibre géostrophique)



$$\rho \, 2\boldsymbol{\Omega} \wedge \mathbf{u}_h + \nabla_h p = 0 \quad (1.1)$$

où ∇_h dénote le gradient horizontal. On peut donc en bonne approximation calculer la vitesse horizontale \mathbf{u}_h (géostrophique) à partir du champ de pression. Cette déduction apparaît en même temps que son établissement empirique par Ballot qui avait comparé vent et pression à différentes stations d'observation en Hollande et remarqué que le vent était parallèle aux isobares avec la basse pression à gauche et proportionnel au gradient de pression. Ces découvertes suscitent l'établissement de services météorologiques dans de nombreux pays.

Dans l'océan, l'usage de l'équilibre géostrophique ne permettait cependant pas à l'époque d'estimer directement les courants. En effet, la mesure directe de la pression sur le fond n'était pas envisageable (et reste difficile aujourd'hui) et la mesure de l'élévation de la surface libre n'est devenue possible que très récemment par altimétrie satellitaire. Cependant, à grande échelle on a la balance hydrostatique

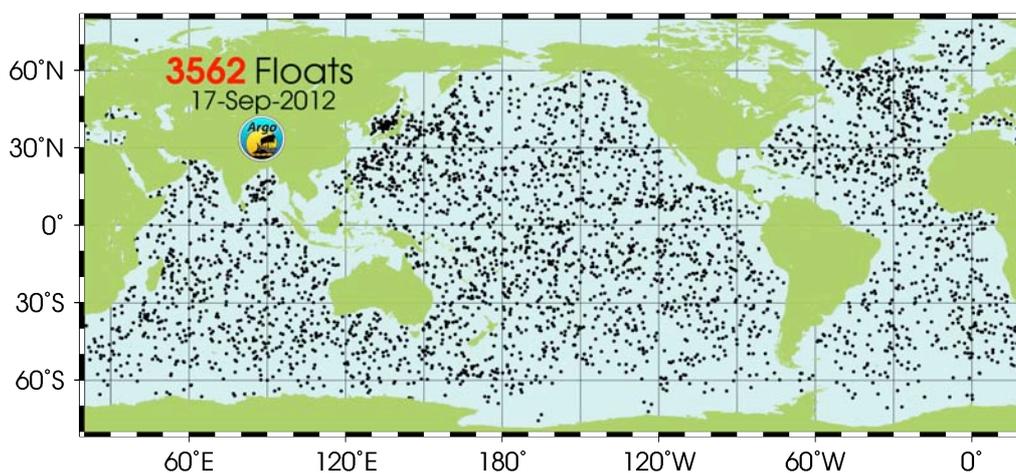
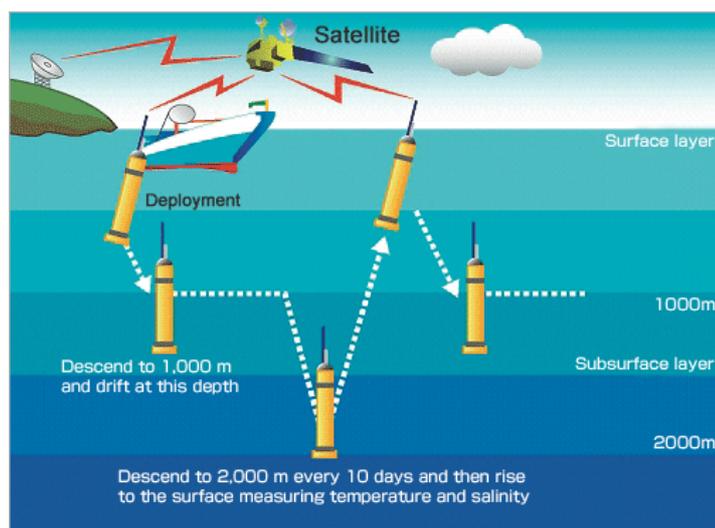
$$\partial_z p + \rho g = 0 \quad (1.2)$$

où ∂_z dénote la dérivée partielle par rapport à la verticale, ρ la densité et g l'accélération de la pesanteur. En combinant avec (1.1), on obtient la « relation du vent thermique »

$$\rho \, 2\boldsymbol{\Omega} \wedge \partial_z \mathbf{u}_h - g \nabla_h \rho = 0 \quad (1.3)$$

où la densité dépend de la température, la salinité et, dans une moindre mesure, la pression. Le gradient horizontal de densité peut être mesuré et donne le cisaillement vertical de vitesse. Sandström et Helland-Hansen (1903) inventent la « méthode dynamique » qui donne la vitesse horizontale si l'on spécifie celle-ci à un «niveau de référence». Elle sera largement utilisée. Le problème est que le niveau de référence est le plus souvent arbitraire (e.g. courant s'annulant à 2000m), sauf si on dispose de mesures directes à un niveau donné, même si on tente de tenir compte des différentes masses d'eau. L'usage de la méthode inverse introduite

en océanographie par Wunsch (1978) permettra d'estimer de manière plus rigoureuse le niveau de référence en imposant la conservation de la masse et de traceurs dans une section ou un domaine donné, aux erreurs de mesure près. L'observation de l'océan s'est fortement intensifiée depuis le programme international WOCE, le lancement de satellites et le développement du programme de flotteurs Argo (voir ci-dessous et http://www.argo.net/index_flash.html), qui fournit une couverture exceptionnelle des conditions océaniques dans les premiers 2000 m.



Distribution des flotteurs Argo au 17 septembre 2012

Après les travaux d'Ekman (1905) sur l'action du vent sur la couche superficielle de l'océan, la théorie de la circulation océanique ne se développera vraiment qu'à partir de la fin des années 40, avec Sverdrup, Stommel, Munk et d'autres, et aussi avec le développement des grands programmes d'observation.

1.2 La circulation de l'océan

L'océan couvre environ 71 % de la surface de la terre et sa profondeur moyenne est de 3,7 km. C'est une énorme quantité d'eau dont la grande capacité thermique (1000 fois celle de l'atmosphère) explique l'importance de l'océan pour le climat. Au contraire de l'atmosphère, l'océan est bordé latéralement par les continents, sauf pour le courant circumpolaire Antarctique, du moins dans le domaine étroit en latitude du passage de Drake. En conséquence, la dynamique de la circulation océanique est assez différente de celle de l'atmosphère (sauf dans l'océan du sud), même si les équations et les équilibres principaux sont essentiellement les mêmes. En outre, l'océan est chauffé par le haut (sauf par le faible flux géothermal) tandis que l'atmosphère est principalement chauffée par le bas.

Dans la gyre subtropicale, la température et la salinité ont une distribution verticale assez semblable et thermocline, halocline et pycnocline coïncident (Fig.5, Stommel 1958). La Fig. 14 montre une section est – ouest de température potentielle (température qu'auraient les particules d'eau amenées adiabatiquement à la surface) dans la gyre subtropicale de l'Atlantique Nord effectuée en 1958 (avec une résolution spatiale insuffisante pour bien représenter les tourbillons de méso-échelle). La thermocline qui sépare les eaux chaudes de la surface des eaux froides du fond. Elle est plus profonde à l'ouest, mais sa pente est faible sauf près du front du Gulf Stream où elle devient rapidement moins profonde. Si on suppose que le courant s'annule en profondeur, on voit par (1.3) que le courant méridien (perpendiculaire à la section) est très faible et vers le sud dans l'intérieur de la gyre (le gradient zonal de densité est positif). Il est fort et vers le nord dans le Gulf Stream car le gradient zonal de densité est négatif (Fig.9.21 de Marshall and Plumb 2003). La plus grande partie de la colonne d'eau est froide (53% du volume est à une température inférieure à 2°C) et seule la couche de surface a de fortes variations saisonnières et interannuelles. Dans l'intérieur, une variabilité de basse fréquence reflète et pourrait influencer les variations du climat.

La densité ρ dépend de la température T , la salinité S (masse des substances dissoutes par unité de masse d'eau, généralement exprimée en ‰) et la pression de manière assez compliquée et non linéaire. Elle varie très peu, au plus d'environ 3 ‰, ce qui fait qu'on travaille souvent avec l'anomalie σ de densité (écart par rapport à la densité de référence $\rho = 1000 \text{ kg m}^{-3}$). L'eau de mer est presque incompressible, sauf à très grande profondeur où la pression est tellement forte que la compressibilité de l'océan n'est pas toujours négligeable. La température de surface est plus élevée dans les tropiques, surtout à l'ouest, et plus froide

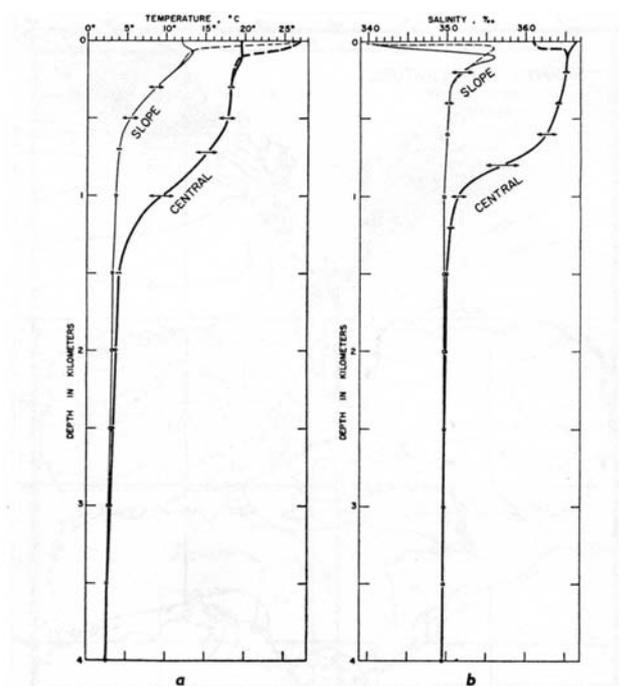


Fig. 5. Temperature and salinity soundings. *a*, temperature soundings at two different seasons of the year in slope and central water. The depth scale is in kilometers. The temperature is in degrees Centigrade. *b*, salinity soundings at two different seasons of the year in slope and central water. The depth scale is in kilometers. The salinity unit ‰ means parts per thousand.

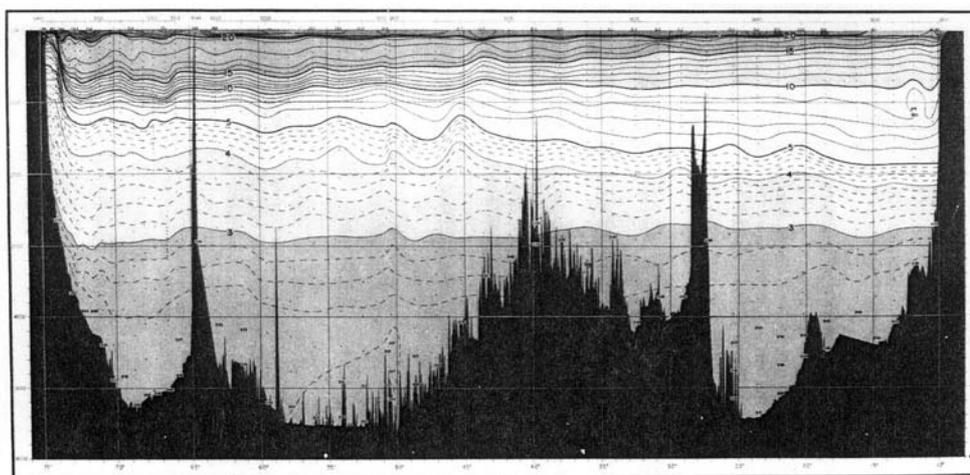


Fig. 14. Potential temperature as a function of longitude along 32°N latitude circle in the North Atlantic (Fuglister, 1960).

dans les hautes latitudes où, on le verra, l'eau profonde peut être formée à la fin de l'hiver. La distribution varie principalement avec la latitude, mais on reconnaît la distorsion due aux courants de bord ouest comme le Gulf Stream et le Kuroshio qui amènent des eaux chaudes vers le nord, ou encore le courant du Labrador qui amène des eaux froides vers le sud. Le long de certaines côtes, par exemple la côte ouest de l'Afrique, l'eau est plus froide à cause de l'upwelling. Il y a en outre de fortes variations saisonnières. La salinité de surface est élevée dans les subtropiques où l'évaporation est forte et faible à haute latitude et dans la zone de convergence intertropicale juste au nord de l'équateur où les précipitations sont fortes.

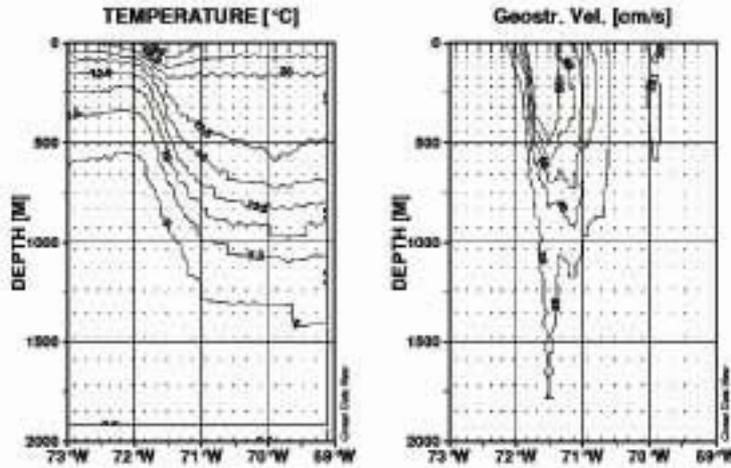


Figure 9.21: Cross-stream of temperature (in $^{\circ}\text{C}$) and geostrophic current (in cm s^{-1}) across the Gulf Stream along 38°N , between 69°W and 73°W .

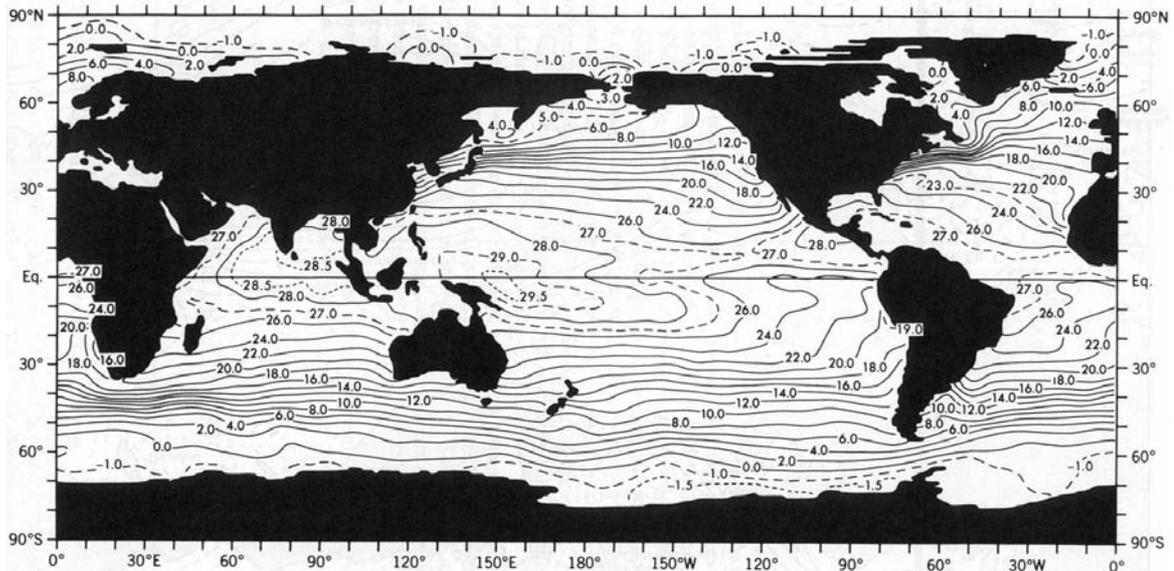
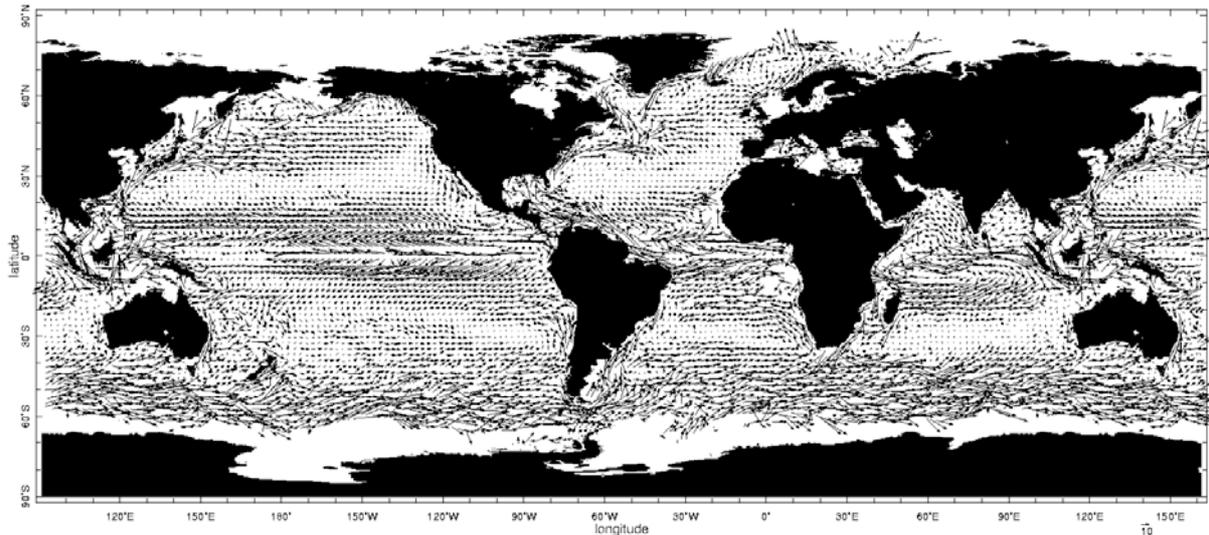


Fig. 1.6 Température moyenne de surface (Peixoto et Oort1992)

La couche de surface de l'océan est en général turbulente et bien mélangée sur une profondeur qui varie fortement avec la saison mais est typiquement de l'ordre de 50 à 100 m. Cette couche est soumise à l'action directe du vent, au déferlement des ondes de surface, à l'évaporation, aux précipitations et aux échanges thermiques avec l'atmosphère. La radiation solaire pénètre à l'intérieur de l'océan, mais est assez fortement absorbée dans les premiers mètres. Selon la longueur d'onde, la turbidité de l'eau et l'activité biologique, une partie plus ou moins importante de la radiation pénètre plus bas, jusqu'à 100 m de profondeur en eau claire (le plus souvent, beaucoup moins que cela). Les pertes de chaleur ont lieu dans les



Courants de surface estimés à partir de bouées dérivantes (Maximenko et Niiler)

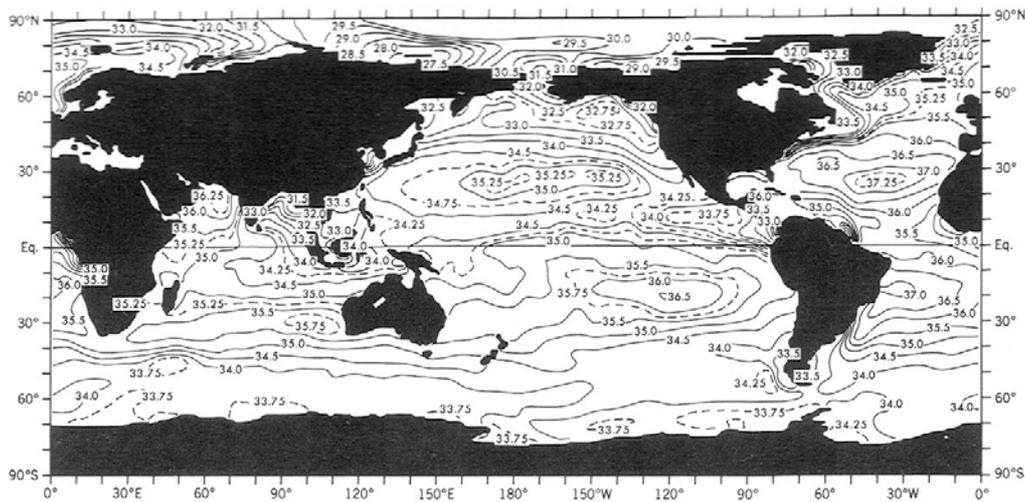
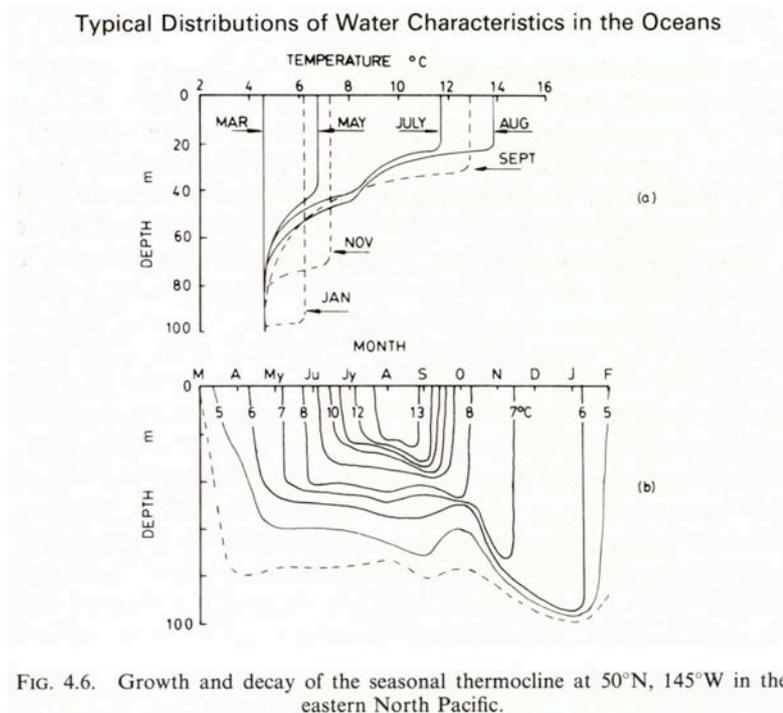


FIGURE 8.9. Global distribution of the annual-mean salinity in ‰ at the sea surface (from Levitus, 1982).

premiers mètres. Selon la longueur d'onde, la turbidité de l'eau et l'activité biologique, une partie plus ou moins importante de la radiation pénètre plus bas, jusqu'à 100 m de profondeur en eau claire (le plus souvent, beaucoup moins que cela). Les pertes de chaleur ont lieu dans les quelques premiers mm, sous forme de flux turbulent (chaleur sensible et évaporation) et de radiation infrarouge qui tendent à refroidir la couche de mélange et la rendre plus salée. Dans la saison froide, ces flux tendent à déstabiliser la colonne d'eau et à maintenir par convection le caractère bien mélangé de la couche, augmentant sa profondeur à partir de l'automne (ce qui est favorisé par l'augmentation du vent et du transfert d'énergie mécanique à l'océan) jusqu'à un maximum en fin d'hiver (Fig.4.6 de Pickard et Emery 1990). Selon la latitude et localisation, la profondeur maximum varie de moins de 100 m (dans les basses latitudes) à plus de 500 m (dans les hautes latitudes). Lorsque le bilan thermique s'inverse au printemps et l'océan commence à gagner de la chaleur, il y a apparition par temps calme d'une faible

stratification près de la surface. Celle-ci est généralement détruite par l'apparition de coups de vent, jusqu'au moment – assez variable d'une année à l'autre – où une période ensoleillée et calme est suffisamment longue pour que la stratification se maintienne et forme la thermocline saisonnière. Celle-ci est assez proche de la surface et la stratification se renforce au cours de l'été. Ce n'est qu'en début d'automne que la thermocline saisonnière commence à s'affaiblir et s'approfondir en réponse au refroidissement et à l'augmentation du vent.



En profondeur, la distribution de la température est beaucoup moins zonale qu'en surface (Fig.8.5 de Peixoto et Oort 1992) et l'on observe pratiquement aucune variation

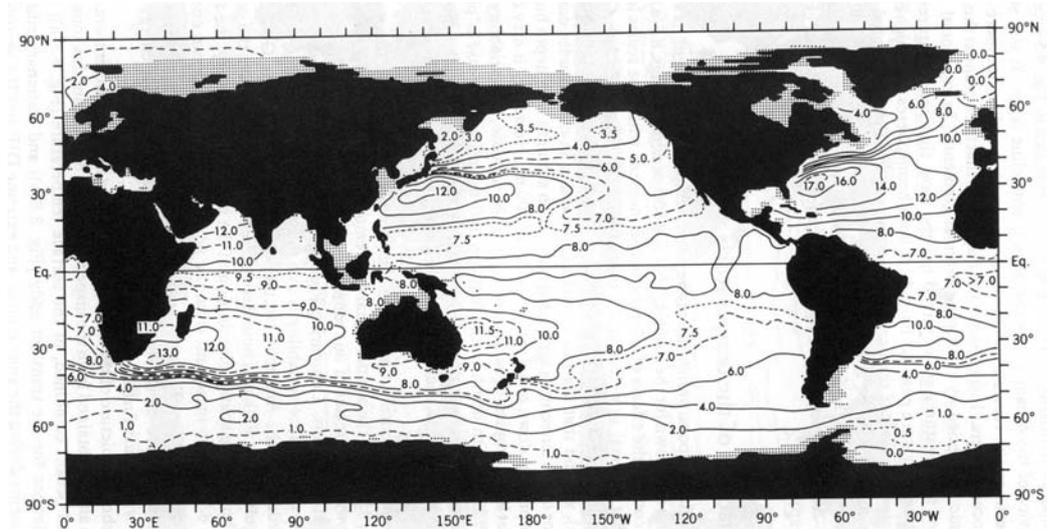


FIGURE 8.5. Global distribution of the annual-mean temperature in °C at 500-m depth (from Levitus, 1982).

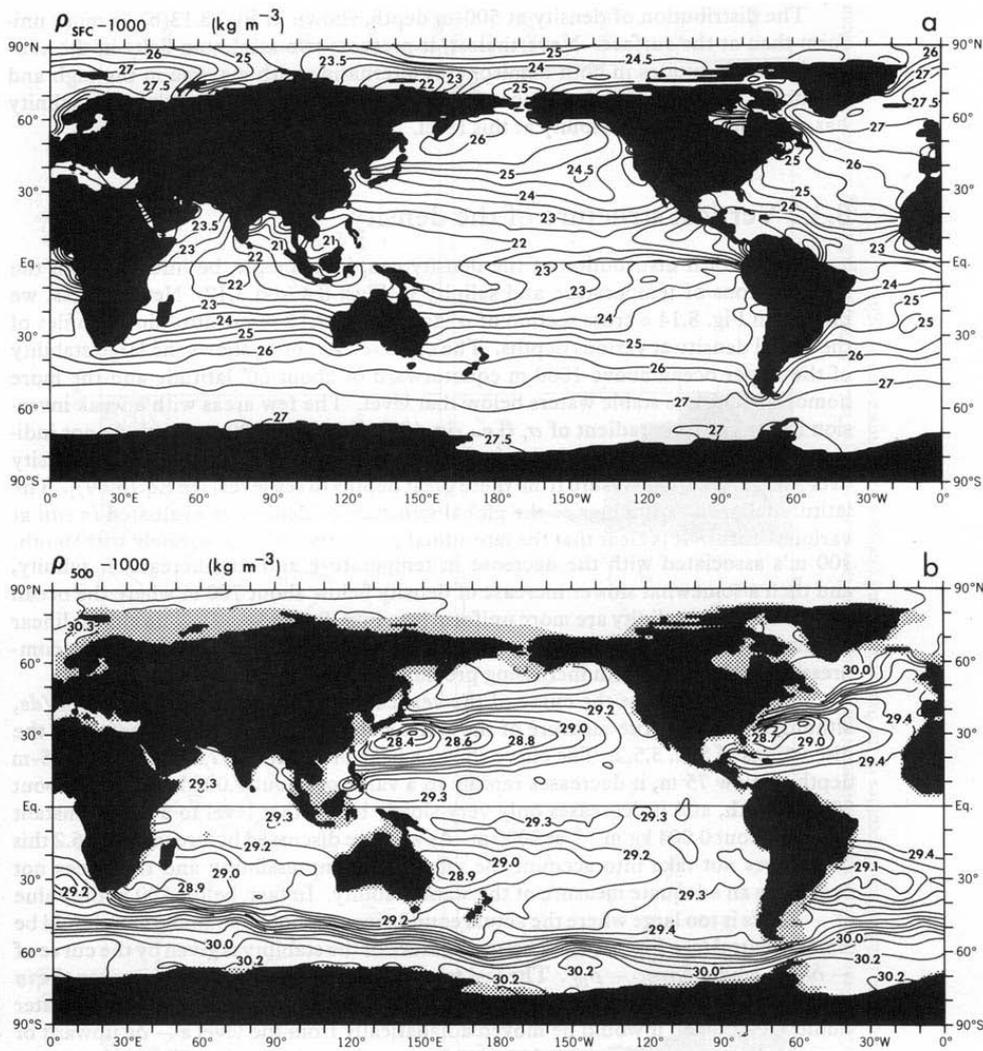


FIGURE 8.13. Global distributions of the annual-mean density (actually shown $\bar{\rho} - \rho_0$, where $\rho_0 = 1000 \text{ kg m}^{-3}$) in units of kg m^{-3} at the sea surface (a) and at 500-m depth (b).

saisonnière. On retrouve bien que l'eau est plus chaude dans l'ouest des gyres subtropicales. Au contraire, dans les gyres subpolaires la température est plus froide à l'ouest, signe d'une remontée de la thermocline. Notons enfin que la température à 500 m est plus froide dans les tropiques, ce qui correspond à une thermocline moins profonde. Comme on l'a mentionné plus haut, la distribution en profondeur n'est approximativement zonale que dans l'Antarctique. La densité σ est représentée en surface et à 500 m (Fig.8.13 de Peixoto et Oort 1992). A cette profondeur, les isopycnes correspondent clairement aux grands courants océaniques, en accord avec l'équilibre géostrophique (1.3).

On verra que le courant de surface peut se décomposer en une composante géostrophique et une composante d'Ekman qui est liée à l'action directe du vent et limitée à la couche superficielle où la friction turbulente est importante. La composante géostrophique est associée via (1.1) à un gradient de pression, lequel est dû à une inclinaison de la surface libre

de l'océan. Ainsi, si le Gulf Stream va vers l'est après avoir quitté la côte, la force de Coriolis vers le sud qui lui est associée doit être équilibrée par un gradient de pression dirigé vers le nord. La surface de l'eau est donc plus élevée (par rapport au géoïde) dans la gyre subtropicale que plus au nord. En intégrant (1.2) de z à la surface libre η , on trouve

$$p(z) = p^a + \int_z^\eta \rho g dz \approx p^a + \rho_0 g (\eta - z) \quad (1.4)$$

où la densité ρ_0 est supposée constante pour simplifier. Négligeant la faible variation horizontale de la pression atmosphérique, on voit que la pression près de la surface varie en fonction de η . Par (1.1), la vitesse géostrophique près de la surface est donnée par

$$2\Omega \wedge \mathbf{u}_h(\eta) = g\nabla\eta \quad (1.5)$$

Malgré les faibles variations de la topographie de la surface libre de l'océan, l'altimétrie satellitaire permet d'estimer l'élévation de la surface libre par rapport au géoïde (Fig.1.11, voir <http://www-aviso.cnes.fr>) avec une précision suffisante (1 ou 2 cm) pour bien documenter les courants de surface et leurs variations spatio-temporelles à moyenne et grande échelle. Notons les forts gradients le long des bords ouest et près du courant circumpolaire

La circulation océanique dans les gyres est due à l'action du vent et confinée dans les 1000 premiers mètres, au plus, de l'océan. Plus bas, la circulation océanique est plus lente, de plus grande échelle et essentiellement due aux différences de densité causées par les échanges de chaleur et d'eau douce avec l'atmosphère. La circulation thermohaline est véritablement d'échelle globale, mais sa cellule la plus vigoureuse se trouve dans l'Atlantique où l'eau profonde est formée. Dans l'océan, il y a peu de régions où l'on peut avoir un fort échange de

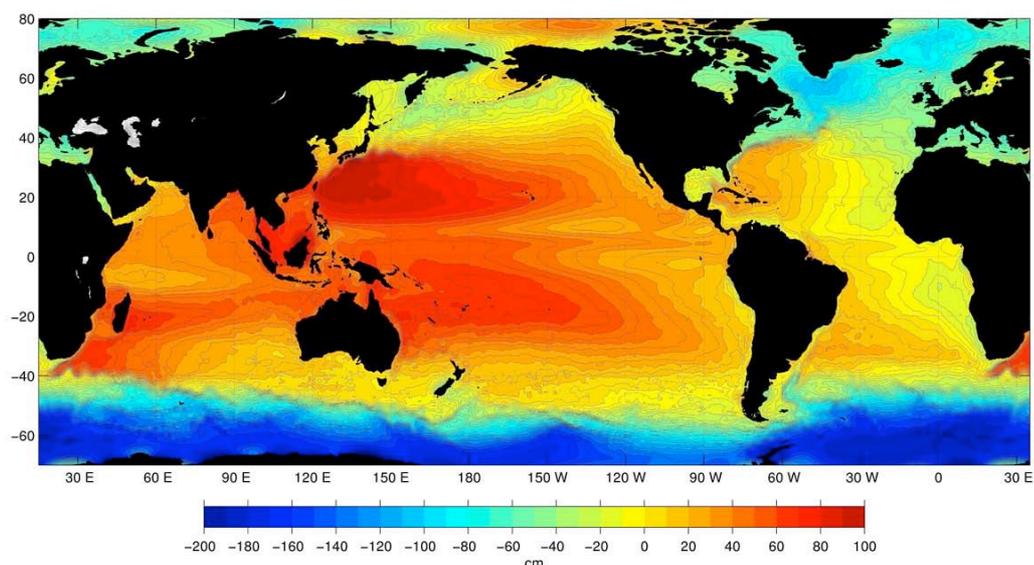
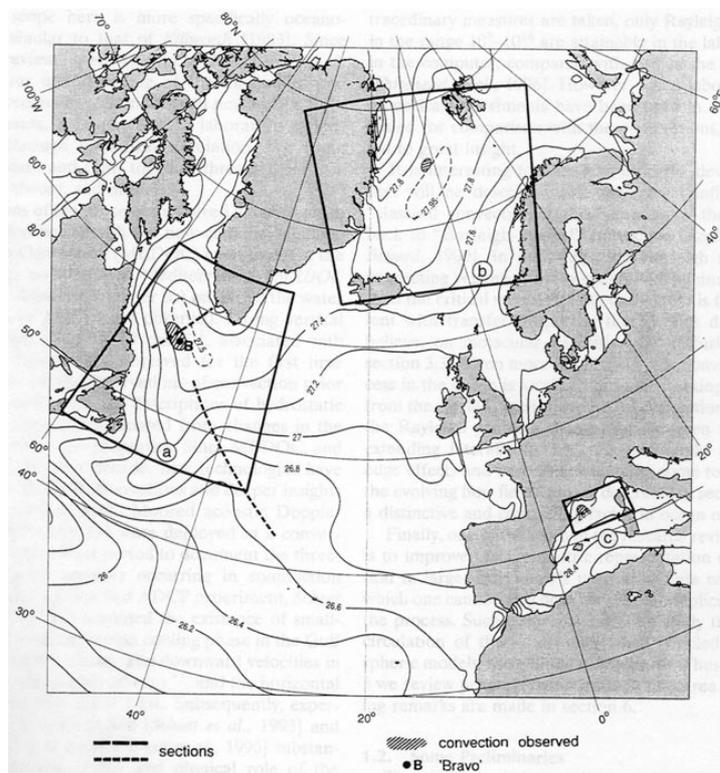


Fig.1.11 Topographie dynamique moyenne 1992-2002 (élévation de la surface libre par rapport au géoïde) calculée par Nikolai Maximenko (IPRC) et Peter Niiler (SIO).

masse entre les couches superficielles de l'océan et l'océan profond. Ces échanges apparaissent en fin d'hiver dans les régions froides et salées qui peuvent devenir gravitationnellement instables (le gradient vertical de densité devient positif), suite aux pertes de chaleur et à l'action du vent (la formation de glace de mer peut également jouer un rôle car elle augmente la salinité, donc la densité, de l'eau avoisinante). La plupart de ces régions de convection profonde se trouvent dans les hautes latitudes de l'Atlantique : mer du Labrador, mer de Norvège et mer d'Irminger au nord (Fig. de Marshall et Schott 1999) : mer



de Weddell au sud. La stratification est faible dans les zones de convection profonde, comme on le voit sur la Fig.7.15 (de Pickard et Emery 1990) et la section WOCE qui montre une coupe verticale du nord au sud de l'Atlantique ouest de la température potentielle, la salinité et le contenu en oxygène. La distribution de la salinité suggère qu'il y a en moyenne une circulation dans le plan méridien, avec formation de trois masses d'eau. L'eau Antarctique Intermédiaire (AIW) froide et peu salée visible vers 1000m semble provenir des couches superficielles de l'Antarctique vers 60°S, tandis que l'eau profonde Nord Atlantique (NADW), très salée, remplit une grande partie de la section jusque vers 40°S et provient des hautes latitudes de l'Atlantique Nord. En bas, il y a l'eau de fond Antarctique (ABW), moins salée mais plus froide (et plus dense) que le NADW, qui se forme le long du plateau continental de l'Antarctique. Cette interprétation est confirmée par le contenu en oxygène, qui

est un bon traceur de la circulation. Dans la couche de surface turbulente, le contenu en oxygène est près de la saturation à cause des échanges vigoureux avec l'atmosphère. Lorsque

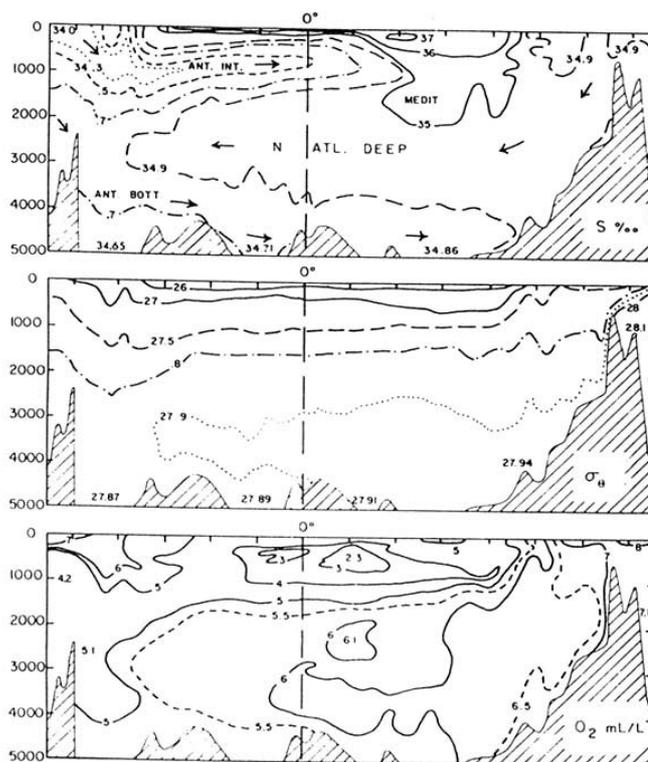
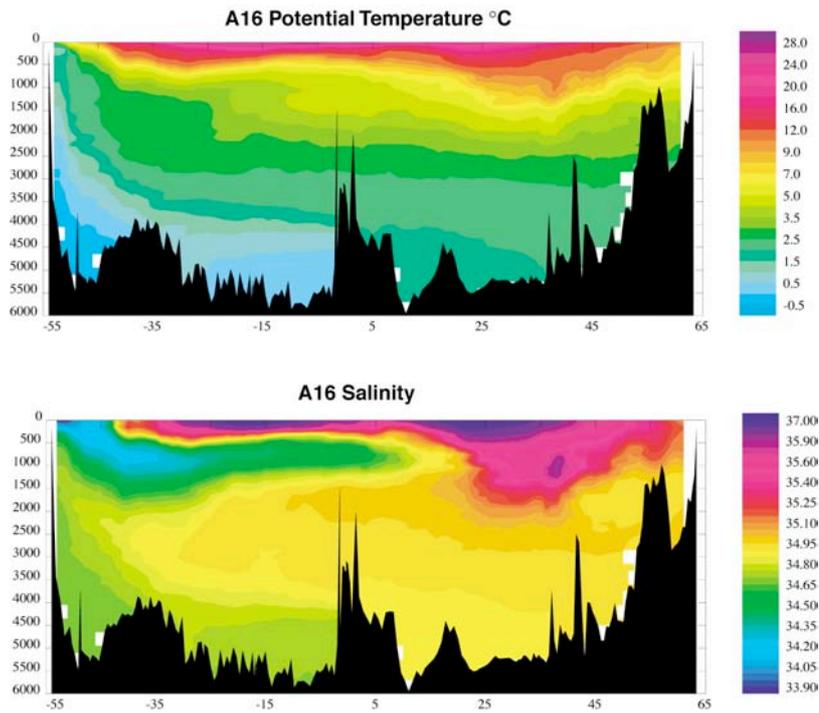


FIG. 7.15. Atlantic Ocean—south-north vertical sections of water properties along the western trough (data from GEOSECS Atlas, 1976).

cette eau quitte la surface, son contenu en oxygène décroît lentement à cause de l'activité biologique. Le contenu en oxygène permet donc de mesurer « l'âge » d'une masse d'eau, c'est-à-dire le temps écoulé depuis qu'elle a quitté la surface. Notons cependant que la circulation thermohaline ne se fait pas uniquement dans le plan vertical mais aussi dans le plan horizontal, ce qui ajoute à sa complexité. Enfin, on retrouve que la thermocline est plus proche de la surface à l'équateur, et que les eaux salées des gyres subtropicales sont confinées au-dessus de 1000 m (la forte salinité observée plus bas dans l'Atlantique Nord est due à l'incursion d'eau salée de la Méditerranée). On verra que la circulation profonde dans les océans Pacifique et Indien a pour origine l'Atlantique et qu'il n'y a que près de l'Antarctique que les eaux y sont jeunes (fortement oxygénées). Il n'y a pas de formation d'eau profonde dans le Pacifique Nord parce que les eaux de surface sont peu salées et que la stratification reste stable même lorsqu'elles se refroidissent.

Excepté près des bords ouest et dans certaines régions de forte topographie, les courants océaniques sont lents, surtout à grande profondeur. Cependant, les observations montrent qu'il y a généralement des courants importants associés aux tourbillons à méso –



A16 - a WOCE mid Atlantic transect from south (left) to north.
(WOCE IPO)

échelle (outre aux ondes de gravités), qui se rencontrent dans tous les océans, toutefois avec des niveaux d'énergie variables. Ces tourbillons sont l'équivalent dans l'océan de la variabilité synoptique de l'atmosphère et ils sont produits de manière analogue, mais avec une plus courte échelle spatiale (en général moins de 100 km) et une plus longue échelle temporelle (en général plus que quelques mois). Dans la plupart des régions, ils dominent les courants, surtout à grande profondeur, comme l'illustrent les diagrammes « spaghetti » de Owens (1991) qui représentent les trajectoires quasi-lagrangiennes de flotteurs lâchés à 700 m et 2000 m dans l'Atlantique Nord (la profondeur reste fixe). Ces tourbillons jouent un rôle

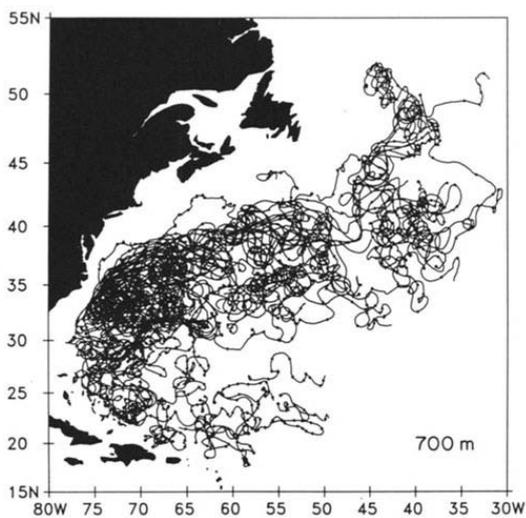


FIG.2. Trajectories for SOFAR floats at a nominal depth of 700m. Arrows along trajectories occur on 30 day intervals.

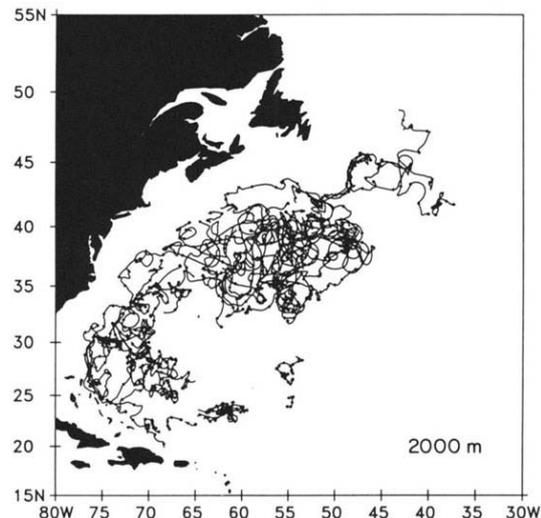
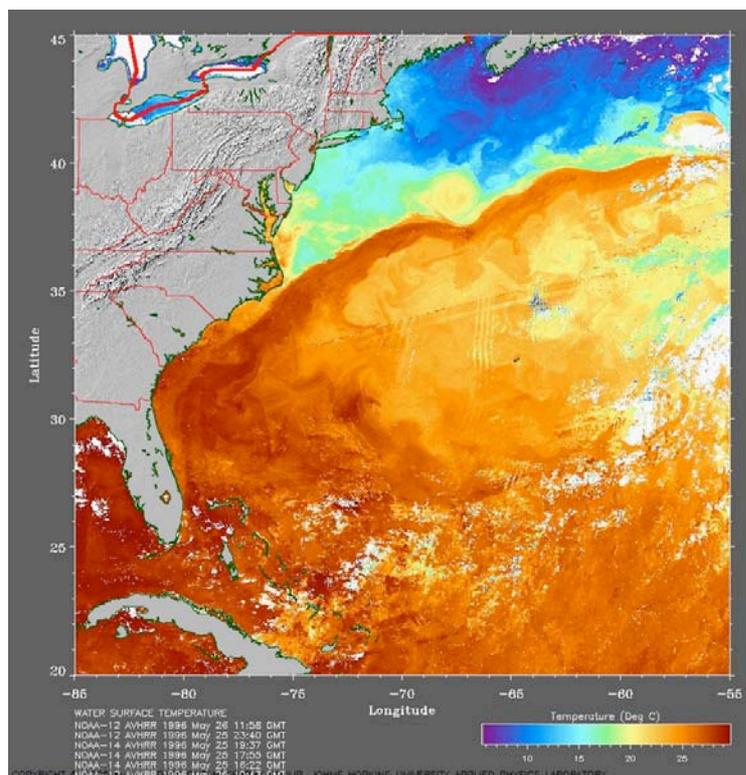
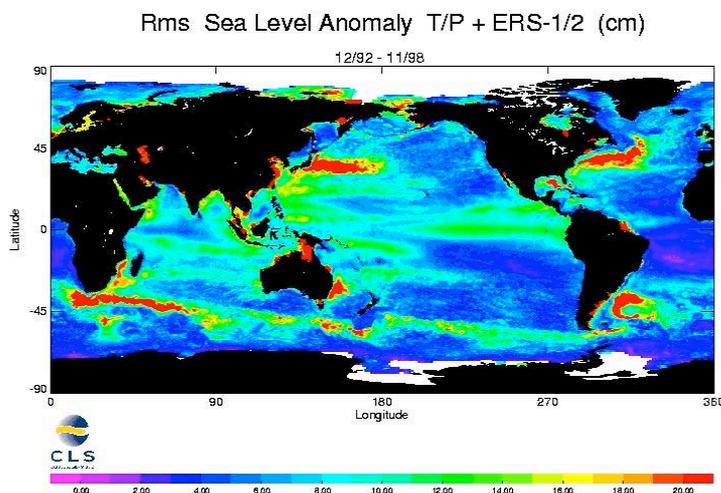


FIG.4. Trajectories for SOFAR floats at a nominal depth of 2000m. Arrows along trajectories occur on 30 day intervals.

actif dans la circulation et en outre, du point de vue de la mesure, ils représentent un bruit important à méso – échelle. Pour mesurer directement les courants moyens il faut donc de très longues séries de mesure, très coûteuses. Ces tourbillons sont approximativement en équilibre géostrophique (même si les non - linéarités sont importantes) et ils ont donc une forte signature en surface, comme on le voit près du Gulf Stream sur la figure suivante (<http://fermi.jhuapl.edu/avhrr/gallery/sst/sst.html>). Notons que les tourbillons du Gulf Stream



proviennent de son instabilité qui forme des méandres. Ceux-ci peuvent se détacher et former des « anneaux » fermés, chauds au nord et froids au sud du Gulf Stream, contribuant aux échanges entre la mer de Sargasse et l'eau du plateau continental. Les tourbillons sont d'intensité variable, très forte près des courants de bord ouest et du courant circumpolaire et



faible dans les tropiques et à l'est des océans (Fig. 1.17 de CLS Argos). Lorsque l'intensité est très forte, comme pour les anneaux du Gulf Stream, le mouvement est très non-linéaire et les particules d'eau restent longtemps confinées à l'intérieur des tourbillons (voir flotteur pris dans un anneau du Gulf Stream).

On savait depuis longtemps que par sa grande inertie thermique l'océan joue un rôle modérateur dans le climat, mais son importance dans la distribution méridienne de la température n'a commencé à attirer l'attention que lorsque Oort et Vonder Haar (1976) ont suggéré, à partir de mesures satellitaires du bilan radiatif de la terre et d'une estimation du transfert méridien de chaleur par l'atmosphère, que l'océan contribuait presque autant au transfert méridien que cette dernière, l'atmosphère dominant le transfert à haute latitude et l'océan vers 20 – 30°N. Des estimations plus récentes suggèrent que le rôle de l'atmosphère avait été sous-estimé, mais celui de l'océan s'est avéré assez robuste et il contribue environ

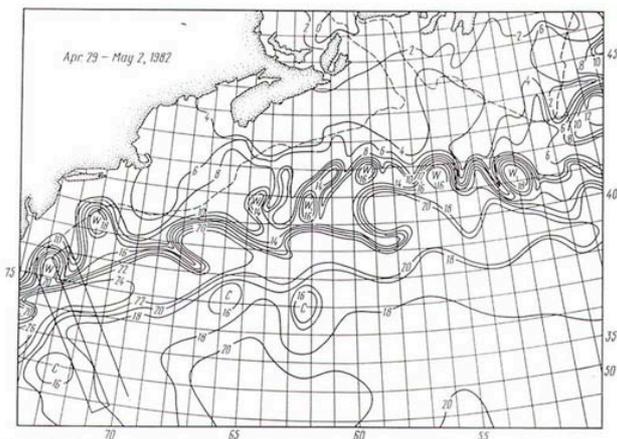


Fig. 4.1.7. Temperature distribution (°C) at the sea surface in the Gulf Stream region in April 29–May 2, 1982 (presented by V. A. Burkov). W and C are the centers of warm and cold regions with closed isotherms. The dashed line is the 1000 m isobath. Shown in the western part of the chart are the positions of the three hydrographic sections made by the research vessel *Vityaz'* in May 1982.

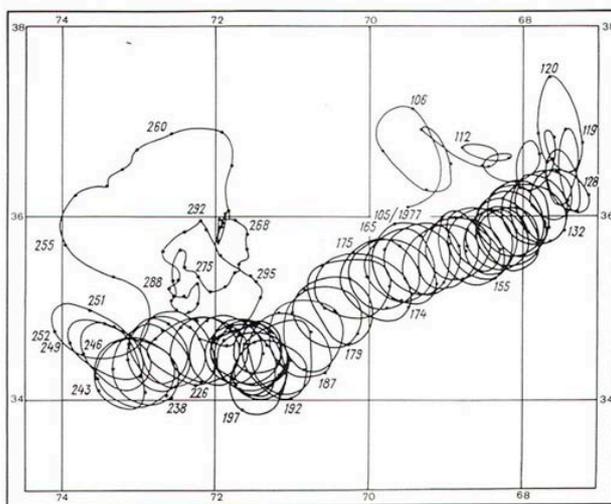


Fig. 4.1.10. Trajectory of a surface buoy with parachute placed in a Gulf Stream cyclone at a depth of 200 m during the period from April 14 (day 104) to October 26, 1977 (day 299) (after Richardson *et al.*, 1979).

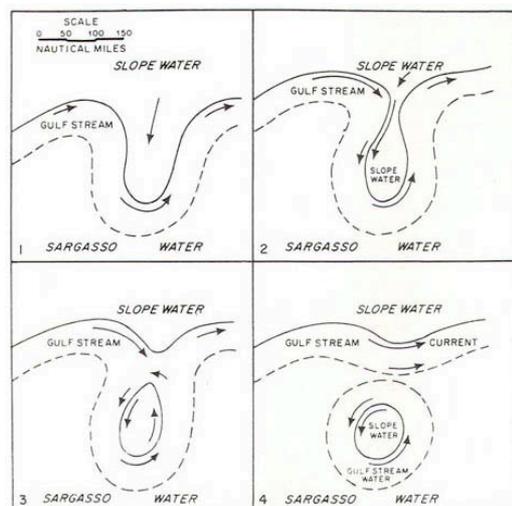


Figure 4.8 Diagram of Gulf Stream ring generation from meander formation to separation. (Parker, 1971.)

1/3 du transport de chaleur méridien aux basses latitudes (Trenberth and Caron JCL 2001).

On savait depuis longtemps que par sa grande inertie thermique l'océan joue un rôle modérateur dans le climat, mais son importance dans la distribution méridienne de la température n'a commencé à attirer l'attention que lorsque Oort et Vonder Haar (1976) ont suggéré, à partir de mesures satellitaires du bilan radiatif de la terre et d'une estimation du transfert méridien de chaleur par l'atmosphère, que l'océan contribuait presque autant au transfert méridien que cette dernière, l'atmosphère dominant le transfert à haute latitude et l'océan vers 20 – 30°N. Des estimations plus récentes suggèrent que le rôle de l'atmosphère avait été sous-estimé, mais celui de l'océan s'est avéré assez robuste et il contribue environ 1/3 du transport de chaleur méridien aux basses latitudes (Trenberth and Caron JCL 2001). Le transport par l'océan diminue à plus haute latitude parce que l'océan libère sa chaleur, principalement le long des courants de bord ouest comme le Gulf Stream et le Kuroshio (Figures extraites de <http://www.esrl.noaa.gov/psd/WBC/>). Dans l'Atlantique, le transport

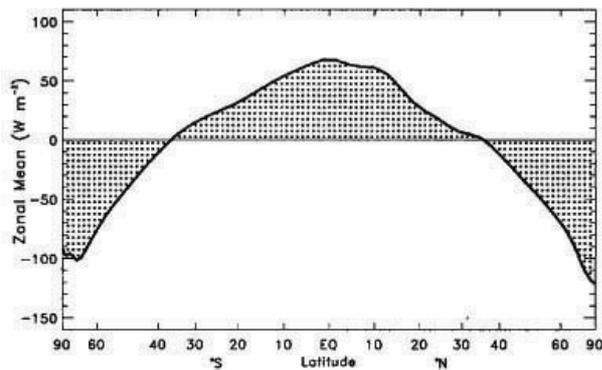


FIG. 1. TOA annualized ERBE zonal mean net radiation ($W m^{-2}$) for Feb 1985–Apr 1989.

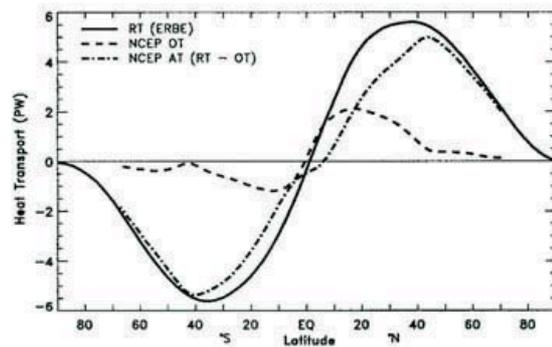


FIG. 7. The required total heat transport from the TOA radiation RT is compared with the derived estimate of the adjusted ocean heat transport OT (dashed) and implied atmospheric transport AT from NCEP reanalyses (PW).

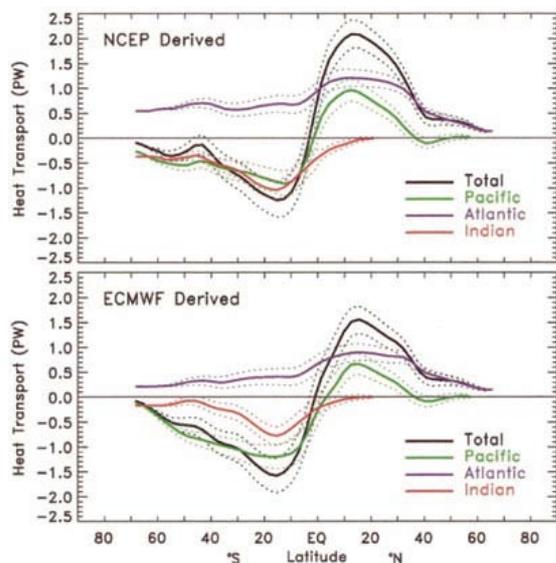


FIG. 5. Implied zonal annual mean ocean heat transports based upon the surface fluxes for Feb 1985–Apr 1989 for the total, Atlantic, Indian, and Pacific basins for NCEP and ECMWF atmospheric fields (PW). The ± 1 std err bars are indicated by the dashed curves.

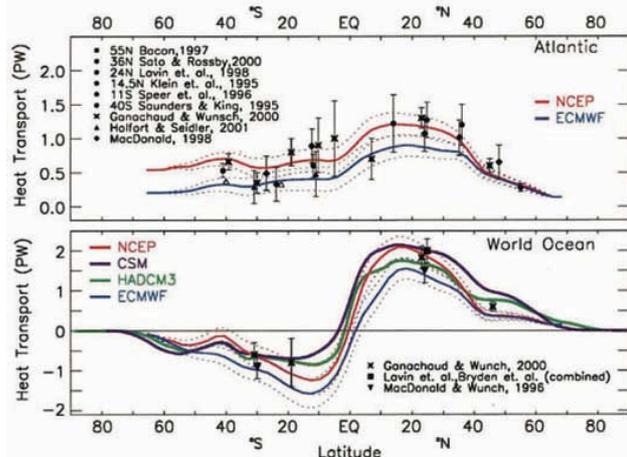
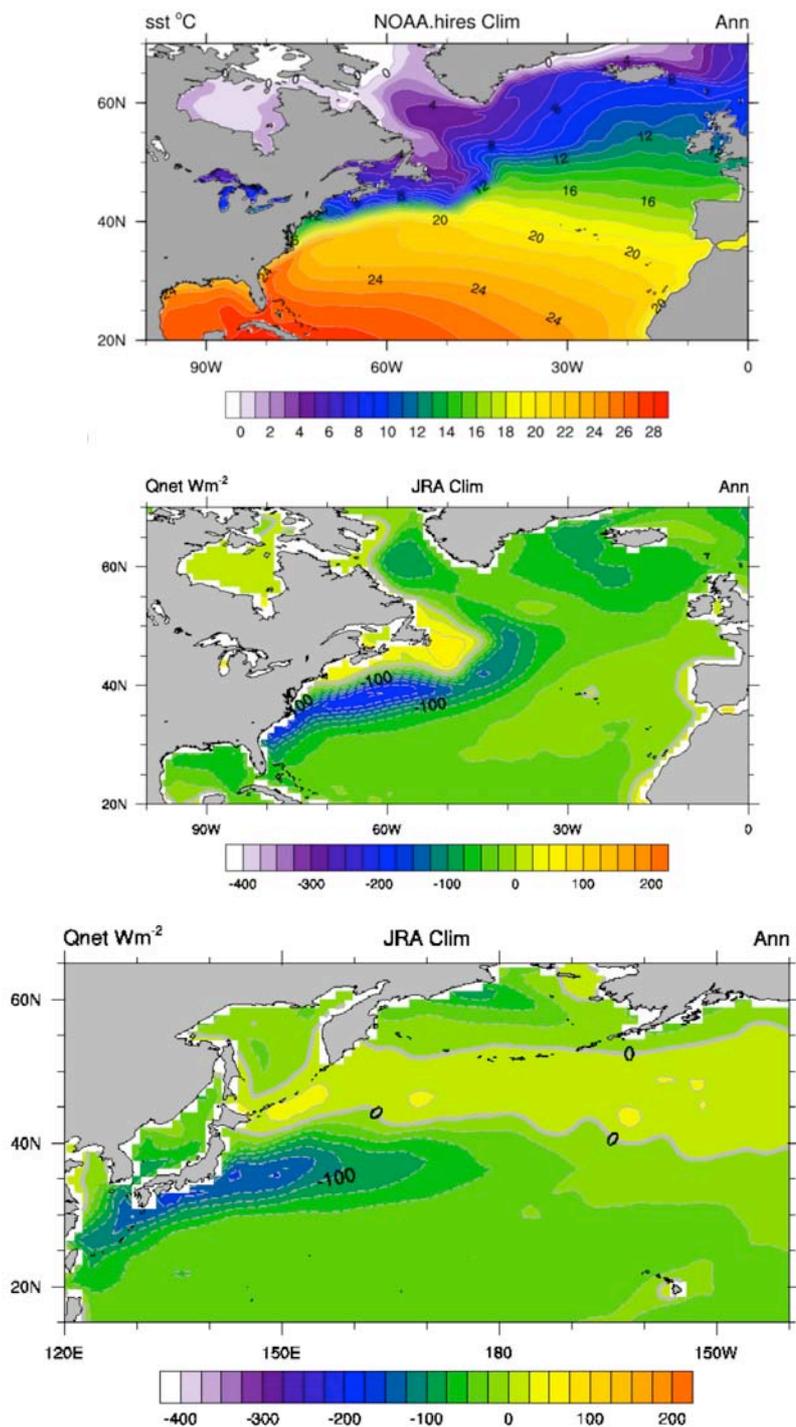


FIG. 6. The northward ocean heat transports from the NCEP-derived and ECMWF-derived products are compared (top) for the Atlantic Ocean with direct transports from sections, as identified in the key. The dashed curves show the ± 1 std err for the derived transports. Where given in the original source, error bars are also plotted and the symbol is solid. Slight offsets in latitude are introduced where overlap would otherwise occur. Several sections are not exactly along a latitude circle, notably those for Bacon (1997) at $\sim 55^{\circ}S$ and the Saunders and King (1995) section along $45^{\circ}S$ (South America to $10^{\circ}E$) to $35^{\circ}S$ (Africa), plotted at $40^{\circ}S$. (bottom) Results for the global ocean along with those from Macdonald and Wunsch (1996) at $24^{\circ}N$ and $30^{\circ}S$, and at $24^{\circ}N$ the combined Lavin et al. (1998) and Bryden et al. (1991) and for Ganachaud and Wunsch (2000).



méridien, de l'ordre de 18 Sv, est largement dû à la circulation méridienne de retournement (ou circulation thermohaline), esquissée ci-dessous. Les simulations effectuées pour le Fourth Assessment Report (AR4) du Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) montrent que tous les modèles de climat n'arrivent pas à bien simuler sa valeur moyenne, mais qu'ils prévoient tous un ralentissement de la circulation thermohaline avec l'échauffement global sur la base de scénario A1B, ralentissement qui atteint en 2100 25 à 30 % de sa valeur en

conditions actuelles (Schneider et al. JCLI 2007). Il reste certes de nombreuses incertitudes, mais ce ralentissement pourrait avoir une influence significative sur le climat européen.

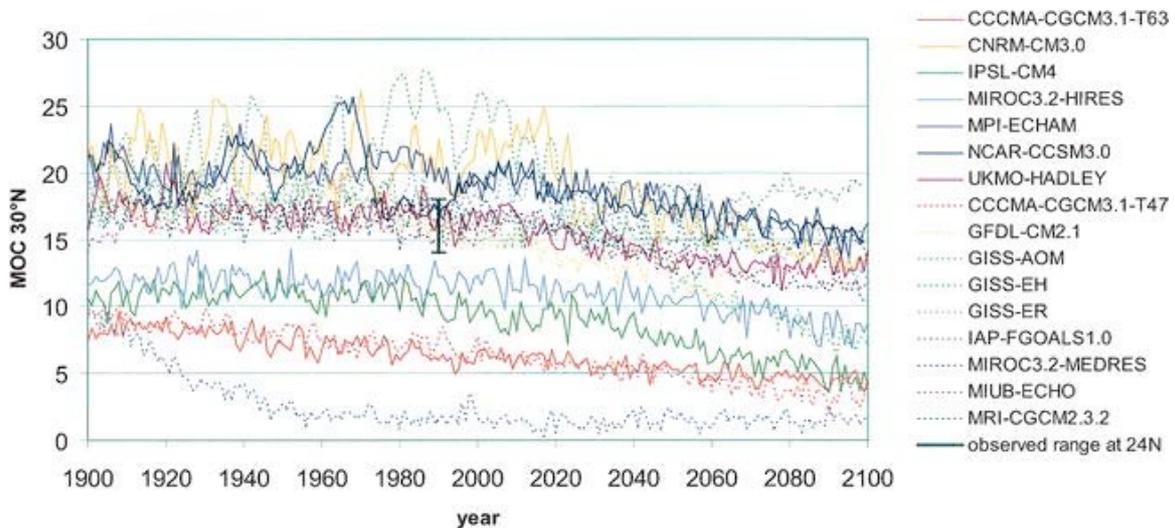
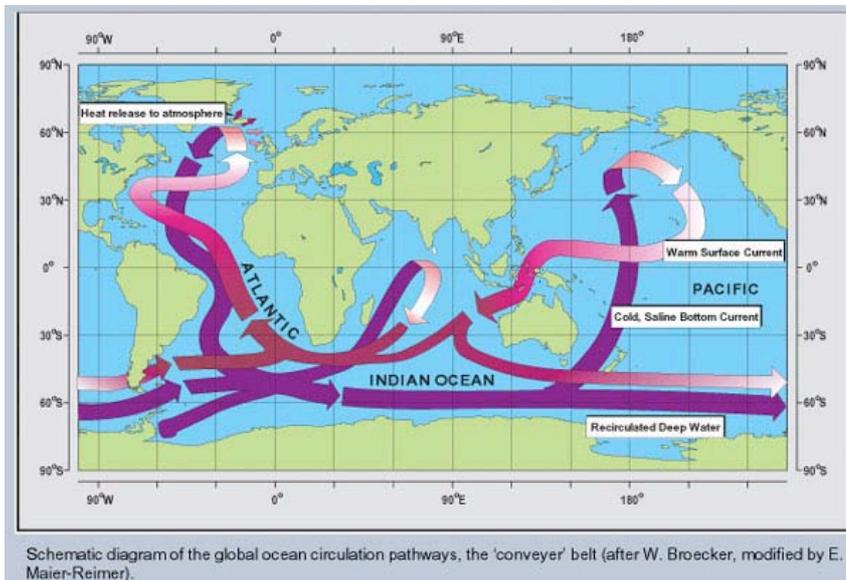


Fig. 5. MOC rates at 30°N of all models used in the current study. There is considerable spread between individual models, even in the year 1900, which is still close to initial conditions. Half of the models match observation-based mass transport estimates for present day (14–18 Sv), which is indicated by the black bar. Dashed lines indicate models where the average of two or more ensemble runs were used.