



L'océan, réservoir de chaleur

Sabrina Speich,
Gilles Reverdin,
Herlé Mercier,
Catherine Jeandel

Le climat de notre planète est régi en grande partie par l'océan qui est le principal régulateur du climat mondial grâce à ses échanges radiatifs, mécaniques et gazeux continuels avec l'atmosphère. En particulier, l'océan absorbe, stocke et transporte dans son mouvement la chaleur du soleil en affectant la température et la circulation de l'atmosphère. En outre, l'Océan est la source principale des précipitations. La capacité de l'océan à stocker la chaleur est bien plus efficace (absorption de 93 % de l'excédent d'énergie résultant de l'augmentation de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre due aux activités humaines) que les continents (3 %) et l'atmosphère (1 %). Il a ainsi un effet modérateur sur le climat et ses changements. Toutefois, comme conséquence de l'absorption par l'Océan de l'excès de chaleur induit par l'augmentation du contenu atmosphérique des gaz à effet de serre, les eaux marines se réchauffent, ce qui a des conséquences sur les propriétés et la dynamique de l'océan, sur ses échanges avec l'atmosphère et sur les habitats des écosystèmes marins. Pendant longtemps, les discussions sur le changement climatique n'ont pas pris les océans en compte. Ceci tout simplement parce que très peu était connu à leur sujet. Cependant, notre capacité à comprendre et d'anticiper l'évolution du climat terrestre, dépend de notre connaissance fine des océans et de leur rôle sur le climat.

OCÉAN : RÉSERVOIR DE CHALEUR ET SOURCE D'EAU

La Terre est la seule planète connue où l'eau est présente sous ses trois formes (liquide, gazeuse, solide) et notamment sous forme liquide dans l'océan. Du fait de la forte capacité calorifique de l'eau, de ses propriétés radiatives (sous forme gazeuse), et des changements de phase, l'Océan est en bonne part responsable de la douceur du climat de notre planète ainsi que des apports d'eau nécessaires au développement et au maintien de la vie terrestre.

Les océans couvrent 71 % de la surface de la Terre. L'océan est si vaste que nous oublions son rôle crucial dans les équilibres terrestres. L'océan est un régulateur primordial du climat global de

par ses échanges radiatifs, mécaniques et gazeux continuels avec l'atmosphère. Ces échanges et leurs conséquences sont au cœur du système climatique.

L'Océan reçoit de la chaleur du rayonnement électromagnétique solaire, principalement dans les régions tropicales, mais échange aussi fortement en surface avec l'atmosphère, à toutes les latitudes où il n'est pas englacé. L'océan n'est pas immobile et les courants océaniques redistribuent l'excès de chaleur reçu aux tropiques vers les plus hautes latitudes. À ces latitudes, des transferts d'eau de la surface vers les profondeurs ont lieu lorsque les eaux de surface se refroidissent dans ces régions (elles deviennent plus denses et plongent alors vers les abysses). Le mécanisme de plongée de ces eaux (dû à des modifications

de densité, la conjonction entre leur température et la charge en sel) est le point de départ d'une circulation océanique à l'échelle globale que l'on appelle « circulation thermohaline » (du Grec *thermos*: température, *halin*: sel). L'Océan réagit aussi dynamiquement à des changements de conditions climatiques (vents, ensoleillement...). Le temps de ces transferts et de ces redistributions est très variable, couvrant de la saison à l'année dans les régions tropicales, à la décennie dans les couches de surface, jusqu'à plusieurs centaines, voire des milliers d'années dans les couches profondes.

Atmosphère et Océan n'échangent pas uniquement de la chaleur, mais aussi de l'eau, sous forme d'évaporation et de précipitations (pluie, neige). Les océans contiennent 97,5 % de l'eau terrestre, les continents 2,4 % et l'atmosphère moins de 0,001 %. L'eau s'évapore de manière continue essentiellement depuis l'océan. La pluie et le déversement des fleuves compensent cette évaporation, mais pas forcément dans les mêmes régions. Depuis, l'Océan est salé, ce qui modifie ses propriétés physiques, en particulier sa densité. Les échanges d'eau avec l'atmosphère, les apports des rivières, de la fonte de la glace de mer ou des calottes glaciaires contribuent donc aux variations de la densité de l'eau de mer, et à la circulation océanique ainsi qu'aux transferts verticaux dans l'Océan.

D'une manière générale, les gaz sont plus solubles dans les eaux froides que dans les eaux chaudes. Par conséquent, les eaux de surface des hautes latitudes sont plus riches en gaz que celles des basses latitudes. Le renouvellement des eaux de surface par la circulation océanique et en particulier les échanges avec l'Océan profond jouent par conséquent un rôle très important dans le cycle du gaz carbonique et du carbone, en entraînant les eaux enrichies des hautes latitudes vers l'océan profond.

L'OCÉAN SE RÉCHAUFFE

Le réchauffement récent causé par l'émission des gaz à effet de serre due aux activités humaines n'affecte pas que les basses couches

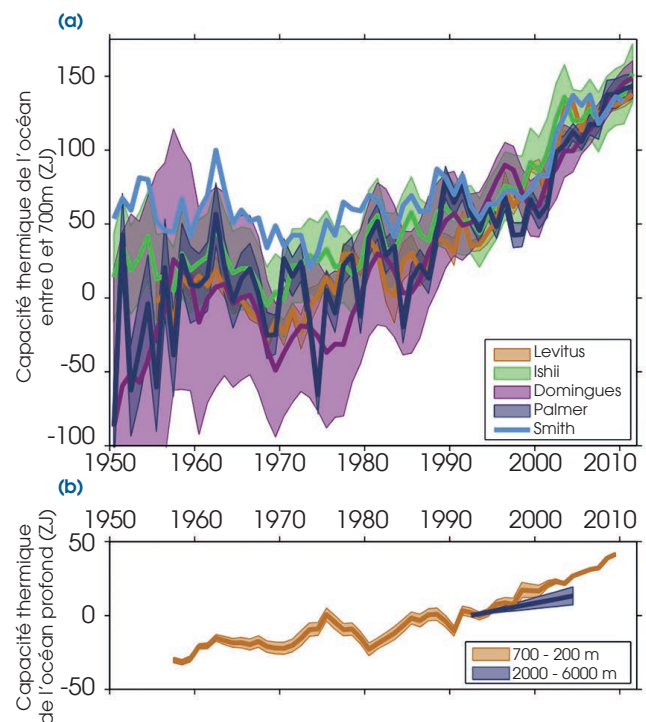


Fig.1 — (a) Évaluations de la moyenne annuelle du contenu de chaleur en ZétaJ ($1 \text{ ZétaJ (ZJ)} = 10^{21}$ Joules) pour la couche supérieure de l'océan (de 0 à 700 m de profondeur) calculées à partir d'observations. Ces estimations sont la mise à jour des évaluations des travaux de Levitus *et al.*, (2012), Ishii and Kimoto (2009), Domingues *et al.*, (2008), Palmer *et al.*, (2007) and Smith and Murphy (2007). Les incertitudes apparaissent en grisé telles que publiées dans les différents travaux. (b) Estimations de la moyenne glissante sur 5 ans du contenu de chaleur in ZJ pour la couche 700-2000 m (Levitus 2012) et pour l'océan profond (de 2000 à 6000 m) de 1992 à 2005 (Purkey and Johnson, 2010). Figure adaptée de Rhein *et al.*, 2013.

de l'atmosphère et la surface des continents. Grâce à des mesures de température de la mer collectées au cours des 5-6 dernières décennies sur les 1000-2000 premiers mètres de l'océan, à partir de navires, de bouées océanographiques et de mouillages et plus récemment par des flotteurs permettant de faire des profils verticaux automatiques (le projet international Argo) des premiers 2000 m de la colonne d'eau, les océanographes ont observé que l'océan s'est réchauffé de façon importante sur cette période. Le réchauffement récent de l'océan affecte principalement les couches superficielles (les 300 à 500 premiers mètres) mais, dans les régions situées aux hautes latitudes, ce réchauffement

atteint les couches profondes (Figure 1 ; Rhein *et al.*, 2013 ; Levitus *et al.*, 2012 ; Ishii and Kimoto, 2009 ; Domingues *et al.*, 2008 ; Palmer *et al.*, 2007 ; and Smith and Murphy, 2007).

La température de la couche 0-300 m a augmenté d'environ 0,3 °C depuis 1950. C'est environ deux fois moins que le changement de température de surface de l'océan. De même, la température de l'océan a moins augmenté en moyenne que celle de l'atmosphère. Cependant, en raison de sa masse et de la valeur élevée de

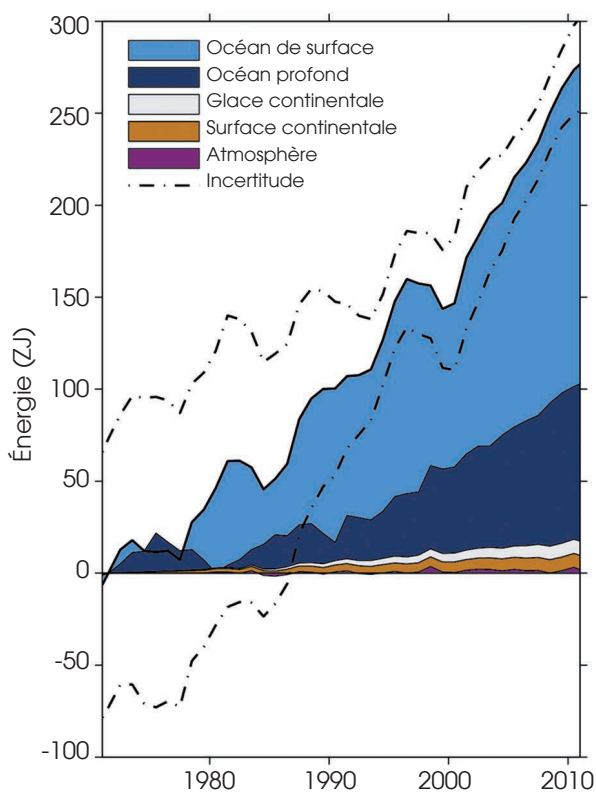


Fig.2 — Courbe d'accumulation de l'énergie in ZJ faisant référence à 1971 et calculée entre 1971 et 2010 pour des différentes composantes du système climatique terrestre. Le réchauffement océanique (exprimé ici en tant que changement du contenu de chaleur) domine. L'océan des couches de surface (couleur bleu clair, couche de 0 à 700 m de profondeur) contribue de manière prépondérante. L'océan profond (couleur bleu foncé; couche d'eau en dessous de 700 m) contribue lui aussi de manière très importante. La fonte de la glace continentale (en gris clair), les surfaces continentales (en orange) et l'atmosphère (violet) contribuent de manière bien moins importante. L'incertitude des estimations est représentée en contour discontinu. Figure adaptée de Rhein *et al.* 2014.

la chaleur spécifique de l'eau, cette augmentation de température de l'eau de mer fait de l'océan le plus grand puits et réservoir du surplus de chaleur injectée dans le système climatique par l'homme. En fait, plus de 90 % de la chaleur excédentaire accumulée dans le système climatique depuis 50 ans à cause du réchauffement anthropique est stockée dans l'océan (de 15 à 20 fois plus que dans la basse atmosphère et que sur les terres émergées; Figure 2). Ceci représente un stockage énergétique excédentaire de l'Océan qui est de plus de 200 zeta-joules ($2 \cdot 10^{23}$ J; 1 ZJ = 10^{21} Joules) depuis les années 1970.

En outre, des résultats récents montrent, que l'océan profond a accumulé beaucoup plus de chaleur qu'estimé jusqu'à présent, ce qui pourrait expliquer, conjointement à l'impact de la présence de variabilité naturelle du climat telle que El Niño - Southern Oscillation (ENSO), le ralentissement du réchauffement atmosphérique observé ces dernières années (Durack *et al.*, 2014). Ce surplus de chaleur de l'océan provient du chauffage direct par l'énergie solaire (par exemple dans les régions arctiques à cause de la diminution accrue de la surface de la banquise en été) et des échanges de chaleur avec l'augmentation du rayonnement infrarouge dû à l'accroissement de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. L'accumulation du surplus d'énergie dans les couches profondes de l'océan s'est avérée ininterrompue et elle continue à induire une augmentation du contenu de chaleur des océans et cela en dépit d'une tendance quasi-nulle des températures de surface de l'océan observée pendant la dernière décennie (Balmaseda *et al.*, 2013). De plus, ce hiatus climatique a été dernièrement expliqué par une augmentation de cette absorption de chaleur par les eaux profondes (Drijfhout *et al.*, 2014). La variabilité aléatoire du climat d'une année à l'autre est un fait d'expérience courante et n'a rien de surprenant en raison de la complexité et de la non-linéarité du système climatique. Des stagnations temporaires du réchauffement climatique sont ainsi liées essentiellement à la dynamique des océans.

Le réchauffement océanique induit des effets secondaires qui pourraient être très importants voire catastrophiques et que l'on connaît encore



mal. Parmi ceux-ci, il y a évidemment la contribution de ce réchauffement à l'élévation du niveau moyen de la mer qui est actuellement de 1 mm/an. (Cazenave *et al.*, 2014)

Les océans et mers ont aussi un autre effet direct sur le changement climatique: il est probable qu'à cause de l'augmentation des températures, le cycle hydrologique planétaire ait changé, en s'intensifiant (Held and Soden, 2006; Allan *et al.*, 2010; Smith *et al.*, 2010; Cubash *et al.*, 2013; Rhein *et al.*, 2013).

La vapeur d'eau étant un gaz à effet de serre, elle contribue à accélérer le réchauffement du climat, et donc l'évaporation de l'eau. Le changement du cycle hydrologique a comme signature dans l'Océan, la variation de salinité. La compilation des données récentes montre que les salinités de surface ont changé au cours des cinq dernières décennies, avec notamment une augmentation du contraste entre l'Atlantique nord et le Pacifique nord (Durack et Wijffels, 2010; Hosoda *et al.*, 2009; Rhein *et al.*, 2013). L'analyse des salinités en fonction de la profondeur révèle aussi des changements (Durack et Wijffels, 2010; Rhein *et al.*, 2013). L'observation la plus remarquable est une augmentation systématique du contraste de salinité entre les gyres subtropicales, plus salées, et les régions des plus hautes latitudes, en particulier celles de l'hémisphère sud. À l'échelle de l'océan mondial, les contrastes indiquent un transfert net d'eau douce des tropiques vers les hautes latitudes, constituant la signature d'une intensification du cycle hydrologique. Pour l'Atlantique nord, le bilan quantitatif du stockage de la chaleur et du flux d'eau douce au cours des 50 dernières années est cohérent avec un réchauffement qui augmente la teneur en eau de l'atmosphère, conduisant à une intensification du cycle hydrologique (Durack *et al.*, 2012).

Le réchauffement de l'océan modifie aussi sa dynamique et les transports de chaleur et de sel en son sein, perturbant ainsi localement les échanges énergétiques avec l'atmosphère à sa surface. La circulation thermohaline peut être aussi perturbée et affecter le climat à une échelle globale en diminuant significativement les transports de chaleur vers les hautes latitudes et vers l'océan profond.

Le GIEC estime très probable un ralentissement de cette circulation au cours du XXI^e siècle, insuffisant cependant pour induire un refroidissement dans les régions de l'Atlantique nord.

Le réchauffement des eaux océaniques a aussi un impact direct sur la fonte de la base des plateformes des glaciers continentaux entourant le Groenland et l'Antarctique, les deux principaux réservoirs d'eau stockée sur les continents (Jackson *et al.*, 2014; Schmidko *et al.*, 2014; Rignot *et al.*, 2014). Ainsi, si on savait déjà que le réchauffement climatique augmentait la fonte des glaciers, il est aujourd'hui prouvé que c'est le réchauffement des océans qui contribue de manière majoritaire à la fonte des plateformes glaciaires qui prolongent la calotte antarctique sur l'océan. Par exemple, si on considère que l'Antarctique représente environ 60 % des réserves d'eau douce de la planète, les études révèlent que la fonte de la base de ses calottes glaciaires a compté pour 55 % de la perte totale de leur masse de 2003 à 2008, ce qui représente un volume très important (Rignot *et al.*, 2014).

Aussi, le réchauffement des océans affectera les bilans biogéochimiques de l'Océan et de sa biosphère¹. Si la majeure partie de ces points est rappelée dans les fiches scientifiques qui accompagnent celle-ci, on peut mentionner que le réchauffement aurait également une incidence sur l'oxygénation des océans: la solubilité de l'oxygène diminue avec l'augmentation de la température de l'eau (plus l'eau est chaude, moins il y a d'oxygène). Les conséquences sont à terme l'asphyxie de la biodiversité marine et la limitation de son habitat (Keeling *et al.*, 2010).

Comparé à l'atmosphère, l'océan présente deux caractéristiques qui lui confèrent un rôle essentiel dans le climat :

1. Sa capacité thermique qui est plus de 1 000 fois celle de l'atmosphère et qui lui permet de stocker l'essentiel du flux radiatif solaire et du surplus d'énergie générée par les activités humaines.

¹ Se référer aux textes sur la pompe de carbone et celui sur l'acidification et la déoxygénation des océans



2. Il est affecté d'une dynamique beaucoup plus lente que l'atmosphère et d'une inertie thermique très grande ; il est donc susceptible de mémoriser plus longtemps, à des échelles de temps compatibles avec la variabilité climatique, les perturbations (ou anomalies) qui l'affectent.

Mais cet océan est encore mal connu du fait de sa vaste étendue et de la difficulté technique intrinsèque de l'observation océanique (mesures de très grande précision à des pressions dépassant les 500 atmosphères, nécessité de se rendre sur place, dans le monde entier, avec des navires

dont le coût est très important, chaque mesure demande un certain temps de réalisation).

De plus, les écoulements océaniques sont loin d'être des fleuves tranquilles : leur dynamique est très turbulente et leurs interactions avec l'atmosphère et le climat sont très complexes. Réduire ces inconnues et ces incertitudes est indispensable pour prévoir avec plus de fiabilité cette évolution future du climat. Observations et mesures sont les sources irremplaçables de nos connaissances. Il faut donc améliorer la nature et la quantité des observations océaniques et mettre en place un système pérenne d'observations de grande ampleur, coordonné internationalement.

RÉFÉRENCES

- ALLAN R. P., SODEN B. J., JOHN V. O., INGRAM W. and GOOD P., 2010 – *Current Changes in Tropical Precipitation*. Environ. Res. Lett., 5, 025205.
- BALMASEDA M. A., TRENBERTH K. E. and KÄLLÉN E., 2013 – *Distinctive Climate Signals in Reanalysis of Global Ocean Heat Content*. Geophys. Res. Lett. 40, 1754-1759.
- CAZENAVE A., DIENG H., MEYSSIGNAC B., VON SCHUCKMANN K., DECHARME B. and BERTHIER E., 2014 – *The Rate of Sea Level Rise*. Nature Climate Change, vol. 4.
- CUBASH U. *et al.*, 2013 – *Observations: Atmosphere and Surface*, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.
- DOMINGUES C. M., CHURCH J. A., WHITE N. J., GLECKLER P. J., WIJFFELS S. E., BARKER P. M. and DUNN J. R., 2008 – *Improved Estimates of Upper-Ocean Warming and Multidecadal Sea-Level Rise*. Nature, 453, 1090 – 1093.
- DRIJFHOUT S. S., BLAKER A. T., JOSEY S. A., NURSER A. J. G., SINHA B. and BALMASEDA M. A., 2014 – *Surface Warming Hiatus Caused by Increased Heat Uptake Across Multiple Ocean Basins*. Geophysical Research Letters, 41, (22), 7868-7874.
- DURACK P. J., GLECKLER P. J., LANDERER F. W. and TAYLOR K. E., 2014 – *Quantifying Underestimates of Long-Term Upper-Ocean Warming*. Nature Climate Change.
- DURACK P. J. and WIJFFELS S. E., 2010 – *Fifty-Year Trends in Global Ocean Salinities and their Relationship to Broad-Scale Warming*. J. Clim., 23, 4342 – 4362.
- DURACK P. J., WIJFFELS S. E. and MATEAR R. J., 2012 – *Ocean Salinities Reveal Strong Global Water Cycle Intensification during 1950 to 2000*. Science, 336, 455 – 458.
- HELD I. M. and SODEN B. J., 2006 – *Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming*. J. Climate, 19, 5686 – 5699.
- IPCC 5TH ASSESSMENT REPORT, 2013 – *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- ISHII M. and KIMOTO M., 2009 – *Reevaluation of Historical Ocean Heat Content Variations with Time-Varying Xbt and Mbt Depth Bias Corrections*. J. Oceanogr., 65, 287 – 299.
- JACKSON R., STRANEO F. and SUTHERLAND D., 2014 – *Externally Forced Fluctuations in Ocean Temperature at Greenland Glaciers in Non-Summer Months*. Nature Geoscience, 7, 503-508.
- KEELING R. F., KORTZINGER A. and GRUBER N., 2010 – *Ocean Deoxygenation in a Warming World*. Annu. Rev. Mar. Sci., 2, 199 – 229.



- LEVITUS S., ANTONOV J. I., BOYERT P., LOCARNINI R. A., GARCIA H. E. and MISHONOV A. V., 2009 – *Global Ocean Heat Content 1955 – 2008 in Light of Recently Revealed Instrumentation Problems*. *Geophys. Res. Lett.*, 36, 5.
- PALMER M. D., HAINES K., TETT S. F. B. and ANSELL T. J., 2007 – *Isolating the Signal of Ocean Global Warming*. *Geophys. Res. Lett.*, 34, 6.
- PURKEY S. G. and JOHNSON G. C., 2010 – *Warming of Global Abyssal and Deep Southern Ocean Waters between the 1990S and 2000S: Contributions to Global Heat and Sea Level Rise Budgets*. *J. Clim.*, 23, 6336 – 635.
- RHEIN M. *et al.*, 2013 – *Observations: Ocean*. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- RIGNOT E., MOUGINOT J., MORLIGHEM M., SEROUSSI H. and SCHEUCHL B., 2014 – *Widespread, Rapid Grounding Line Retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler Glaciers, West Antarctica, from 1992 To 2011*. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3502 – 3509.
- SCHMIDTKO S., HEYWOOD K. J., THOMPSON A. F. and AOKI S., 2014 – *Multidecadal Warming of Antarctic Waters*. *Science*, 1227-1231.
- SMITH T. M., ARKIN P. A., REN L. and SHEN S. S. P., 2012 – *Improved Reconstruction of Global Precipitation since 1900*. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 29, 1505 – 1517.
- SYED T. H., FAMIGLIETTI J.S. *et al.*, In Press – *Satellite-Based Global-Ocean Mass Balance Estimates of Interannual Variability and Emerging Trends in Continental Freshwater Discharge*. *Proceedings of the National Academy of Sciences*.