

est et ouest, puisque l'ouest est caractérisé un immense réservoir d'eau chaude s'étendant largement entre les tropiques : c'est la « warm pool » où la température s'établit au dessus de 28°C (figure 4.54) alors que l'est est caractérisé par une thermocline proche de la surface et très réactive aux modifications des interactions océan atmosphère.

Quelques particularités géographiques méritent de compléter cette description. Les alizés ont une composante méridienne vers l'équateur dans la partie est des océans, notamment le long des côtes, guidée par la topographie. Cette composante produit un phénomène d'upwelling côtier que l'on retrouve de part et d'autre de l'équateur dans les océans Atlantique et Pacifique (figure 4.54). Du fait du positionnement de la ZCIT au nord de l'équateur, l'upwelling côtier austral est marqué et s'étend jusqu'à l'équateur, les deux zones d'upwelling n'en faisant plus qu'une.

Une particularité supplémentaire est à noter pour l'océan Pacifique : une zone de convergence existe également au sud de l'équateur dans la partie ouest. C'est la zone de convergence du Pacifique sud (voir figures 4.22 et 4.23 p. 106). Elle peut également donner lieu à un Contre courant équatorial sud, surtout marqué pendant l'été austral.

4.7.3 Spécificités de l'Atlantique tropical

Au-dessus de l'océan Atlantique équatorial, la convection profonde et la nébulosité élevée sont souvent confinées à une bande étroite qui enjambe le bassin entier entre les deux continents adjacents avec une légère inclinaison vers le nord près de l'Afrique. Cette région définit la zone de convergence intertropicale (ZCIT), habituellement localisée au nord de l'équateur et liée aux convergences des alizés et du flux d'humidité³⁰ (voir section 4.2). Le maximum de transfert de chaleur latente se produit dans la troposphère inférieure, ce qui induit de fortes précipitations. La ZCIT se prolonge au-dessus des deux continents adjacents, où elle contribue pour une large part aux précipitations. Au-dessus de l'océan, les précipitations au niveau de la ZCIT sont très variables, certains événements les plus intenses étant liés à la propagation d'ondes d'est ($T \sim 5$ jours), en particulier pendant l'été boréal.

La zone de confluence des alizés correspond à une cuvette de pression atmosphérique et est située le long du maximum de températures de surface de la mer (TSM > 27.5°C; figure 4.58). Loin de cette zone, la circulation atmosphérique est tout à fait stable. Le lien entre la position de la ZCIT et la distribution de TSM indique donc un couplage étroit entre l'atmosphère et l'océan. Au sud de l'équateur, au-dessus de l'océan, les vents soufflent habituellement vers le nord-ouest (alizés de sud-est) avec peu de variabilité. Dans l'océan Atlantique occidental, la direction des vents ne change pas jusqu'à la proximité étroite de

³⁰Il existe aussi une Zone Convergence dans l'Atlantique Sud (ZCAS), localisée uniquement au large des côtes brésiliennes, mais celle-ci est nettement moins énergétique et moins fréquente que la ZCIT.

la zone de confluence. À l'inverse, dans l'océan Atlantique oriental, où la zone de convergence est souvent située au-dessus du continent, les vents s'orientent sud-nord au passage de l'équateur, puis se dirigent vers l'Afrique ("clockwise") à l'intérieur du golfe de Guinée, attirés (mousson) par la masse continentale africaine (figure 4.58).

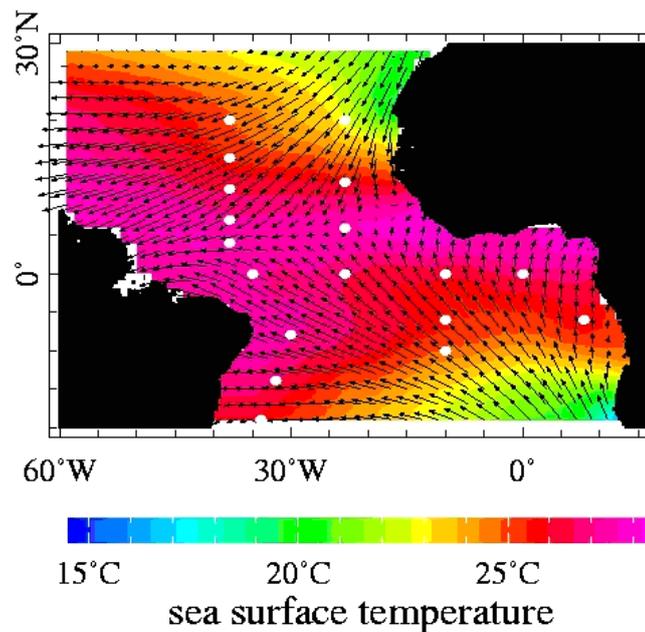


FIG. 4.58 – Moyenne annuelle climatique (1964-2006) de la TSM (couleur) et de la tension du vent (flèches) sur l'Atlantique tropical. La zone violette, qui correspond aux eaux de surface les plus chaudes ($TSM > 27.5^{\circ}\text{C}$), est aussi la zone de convergence des alizés (ZCIT). A noter le flux de mousson dans le golfe de Guinée après le passage des alizés de sud-est au-dessus de l'équateur. Les ronds blancs schématisent les 18 sites actuels du réseau PIRATA. Source : Commun. person. , 2007.

Des TSM relativement basses sont enregistrées sur le centre et l'est du bassin ($0-20^{\circ}\text{W}$) avec une variabilité saisonnière assez marquée ($TSM \simeq 28^{\circ}\text{C}$ le long de l'équateur en hiver et $24/25^{\circ}\text{C}$ en été) (figure 4.54). La présence de cette langue d'eaux plus froides a un effet sur la couche limite atmosphérique ("atmospheric boundary layer" en anglais). En effet, puisque la TSM est localement plus basse ici que pour les latitudes situées juste plus au sud, la couche limite atmosphérique y est refroidie par l'interaction avec l'océan, un processus qui stratifie la couche atmosphérique inférieure et inhibe le mélange vertical dans l'atmosphère. Ceci a comme conséquence une très faible perte de chaleur latente pour l'océan en cette région. Les nuages stratiformes souvent présents au-dessus de la frontière sud de cette langue d'eau froide contribuent probablement également à maintenir l'asymétrie hémisphérique de la TSM en réduisant la quantité d'insolation solaire atteignant la surface dans l'hémisphère

sud.

D'après l'annexe G p. 803, en régions tropicales, l'océan superficiel répond dynamiquement à la fois à la tension du vent (près de l'équateur) et à la force de Coriolis (hors de l'équateur) (Philander and Pacanowski, 1986 [649]). La pente de la surface de la mer est directement associée, inversée comme un miroir, à l'inclinaison de la thermocline. La profondeur de la thermocline et la hauteur de surface de la mer sont sujettes à des structures zonales et méridionales intéressant l'ensemble du bassin. Le long de l'équateur, la thermocline s'approfondit vers l'ouest. La pente associée à la hauteur de la surface de la mer équilibre presque parfaitement la force exercée par la tension zonale du vent sur la couche supérieure de l'océan (Weisberg and Weingartner, 1986 [903]). Le champ moyen de vent a donc comme conséquence une thermocline plus profonde près de l'équateur dans l'océan Atlantique occidental que dans l'océan Atlantique oriental (Philander and Pacanowski, 1986 [649]). La profondeur de la thermocline est aussi plus importante au nord de l'équateur qu'au sud, ceci résultant de la prolongation au nord de l'équateur des alizés de sud-est. La profondeur de la thermocline est maximale vers 5°N et, au contraire, se rapproche de la surface au-delà de 10°N. Le rotationnel du vent à ces latitudes a pour effet de soulever la thermocline au nord de la zone de confluence et au contraire de l'enfoncer entre l'équateur et cette zone (Katz, 1981 [412]; Merle and Arnault, 1985 [579]; Hastenrath and Merle, 1987 [339]). Dans le golfe de Guinée, le rotationnel de la tension du vent contribue également à soulever la thermocline au sud de l'équateur. Le réservoir d'eau chaude est donc moins volumineux près de l'Afrique, en particulier, au sud de l'équateur que dans l'océan Atlantique occidental.

Pour comprendre la distribution de la température de surface (figure 4.58), il est aussi utile d'analyser le budget de chaleur de la couche supérieure de l'océan [Foltz et al., 2003 [261]; Foltz and McPhaden, 2005 [263]; Peter et al., 2006 [645]; Yu et al., 2006 [957]]. Celui-ci est contrôlé aussi bien par des processus océaniques (mélange vertical, résurgence d'eaux de subsurface plus froides, advection horizontale, . . .), que par les échanges dynamiques et thermiques avec l'atmosphère. La direction du vent favorise des phénomènes de résurgence (upwelling) le long de la majeure partie de la côte africaine de 30°N à 20°S. La source principale de remontée des eaux froides se situe cependant le long de l'équateur dans l'océan Atlantique central, où les vents de sud-est sont favorables à une divergence d'Ekman (figure 4.57). Dans l'océan Atlantique oriental, là où le vent est méridional à l'équateur, la divergence principale d'Ekman et l'upwelling associé sont localisés légèrement au sud de l'équateur. La divergence proche-équatoriale d'Ekman apporte en surface un volume d'environ $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ d'eau "pompée" au-dessus de la thermocline (Gouriou and Reverdin, 1993 [297]). Ceci a comme conséquence la formation d'un éclatement des isothermes au niveau supérieur de la thermocline (Merle, 1980a, [577]). Par effet miroir, cette remontée de la thermocline abaisse la TSM près de l'équateur par rapport aux latitudes septentrionales et australes voisines.

L'eau apportée à la surface par la divergence équatoriale a comme origine principale le gyre subtropical de l'Atlantique sud, au moment où celui-ci aborde le continent américain (au large de la pointe du Brésil) et de là, alimente en grande partie (au niveau de la thermocline) le Sous-courant équatorial (SCE) (appelé aussi courant de Lomonosov³¹) s'écoulant vers l'est le long du guide d'onde équatorial (figure non visible). Toujours à l'équateur, mais en surface, la circulation s'inverse : les masses d'eau s'écoulent de l'est vers l'ouest, s'orientant légèrement vers les pôles en arrivant dans l'ouest du bassin en raison de l'effet de la divergence d'Ekman (figure 4.59) (Richardson et McKee, 1984 [698] ; Richardson and Walsh, 1986 [699] ; Richardson and Reverdin, 1987 [700]).

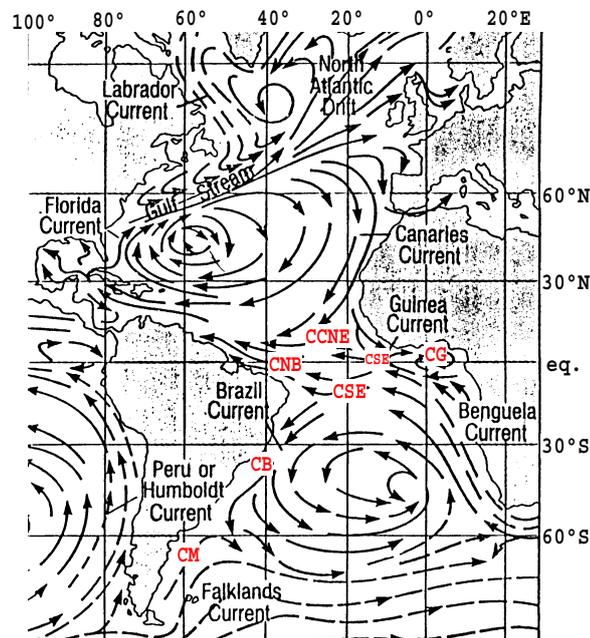


FIG. 4.59 – Principaux courants de surface en moyenne annuelle sur l'Atlantique. Source : D'après Duxbury, 1989 [211] et adapté personnellement (ont été rajoutés en particulier : le contre courant nord équatorial (CCNE), le courant nord Brésil (CNB), le courant sud équatorial (CSE), le courant du Brésil (CB), le courant des Malouines (CM), et le courant de Guinée (CG)), reproduit avec la permission de Springer.

L'Atlantique équatorial gagne de la chaleur à l'interface air-mer parce que le gain de chaleur radiative est nettement plus élevé que la perte de chaleur latente qui, nous l'avons vu plus haut, est relativement faible le long de l'équateur (Hastenrath and Lamb, 1978 [335]). Ce gain net de chaleur pour l'océan est maximum à proximité de l'équateur et le long de l'Afrique dans les régions d'upwelling ; il est proche de zéro vers 10°N et 10°S. Du-

³¹Son équivalent sur le Pacifique est nommé "courant de Cromwell".

rant leur transport d'est en ouest (Schott et al., 2003 [748]; Lumpkin and Garzoli, 2005 [517]) les eaux de surface se réchauffent donc grâce à des échanges thermiques extérieurs. Ce chauffage extérieur explique en partie la distribution spatiale différenciée de la TSM entre des eaux plus froides à l'est et des eaux plus chaudes à l'ouest du bassin. L'océan Atlantique équatorial gagne ainsi de la chaleur, et celle-ci est exportée par une circulation méridionale dont le bilan massique est assuré par une remontée d'eaux plus froides d'origine extra-équatoriale. En définitive, et ainsi que nous l'avons évoqué en tout début de ce chapitre, le bilan du transport des eaux de surface est principalement dirigé vers l'hémisphère nord où il contribue pour au moins 10 Sv à la branche supérieure de la circulation thermohaline de l'Atlantique nord (Molinari et al., 1985 [592]; Schmitz and McCartney, 1993 [742]).

Sur l'océan, les précipitations sont faibles au sud de l'équateur. Il existe donc dans cette région un grand déficit d'eau douce, et, par conséquent, la salinité de l'eau de surface (SSM) y est très élevée, principalement à l'ouest du bassin ($TSM > 36.25 \text{ ‰}$) (Foltz et al., 2004 [262]; Delcroix et al., 2005 [183]). Nous avons vu plus haut que les eaux de surface s'écoulent d'est en ouest dans cette région : elles sont donc chaudes et salées quand elles arrivent à proximité de l'Amérique du Sud. La partie entraînée vers le nord dans l'intense courant nord Brésil (CNB : figure 4.59) va finalement se mélanger avec un écoulement (environ 0.2 Sv) d'eau peu salée provenant du mélange local avec les effluents de l'Amazone et des autres fleuves d'Amérique du Sud. De plus ces eaux sont aussi adoucies grâce aux fortes précipitations à la latitude de la ZCIT. Entre 5°N et 8°N une partie significative de cette circulation de surface est entraînée vers le large dans le Contre courant nord équatorial (CCNE : figure 4.59) coulant vers l'est (Richardson and Reverdin, 1987 [700]; Arhan et al., 1998 [52]). Cependant, l'autre partie de cette circulation continue son chemin vers le nord-ouest en longeant au plus près le plateau continental américain, et alimentant constamment de grands tourbillons anticycloniques au large de la Guyane (Richardson et al., 1994 [701]). En raison de cette puissante circulation méridionale, l'eau douce ne stagne donc pas dans l'océan Atlantique occidental équatorial (Yoo and Carton, 1990 [955]). Il s'agit là d'une autre différence avec le Pacifique équatorial occidental où des couches-barrière ("barrier layers" en anglais) constituées par de fortes précipitations locales sont couramment observées³² (Sprintall and Tomczak, 1992 [794]).

Lors du grand gyre anticyclonique de l'Atlantique nord (T supérieur à la décennie si l'on se base sur le transport des molécules d'eau), la circulation océanique de surface (dont le Gulf Stream qui est alimenté par la circulation de bord ouest que nous venons de voir, et qui alimente à son tour la dérive Nord Atlantique³³) revient à nouveau dans les zones

³²Il existe aussi un tel phénomène de "barrier layer" dans l'Atlantique, mais nettement moins prononcé (Pailler et al., 1999 [633]).

³³Il est souvent dit, improprement d'ailleurs, que les eaux chaudes du Gulf Stream baignent et réchauffent la bordure ouest de l'Europe. Il s'agit en fait d'un abus de langage populaire. Le Gulf Stream, avec ses

tropicales par le bord est, au large des côtes africaines (Schmitz et McCartney, 1993 [742]). Il s'agit du courant des Canaries, puis de celui des Açores, alimentant, sous l'effet de frottement des alizés de nord-est, le courant nord équatorial (CNE), s'écoulant vers l'ouest sur une largeur assez mal définie, limitée au sud par le CCNE (figure 4.59). En marge de ces deux courants opposés, une partie du CNE, encore peu connue, se laisse entraîner vers l'est par le CCNE et participe ainsi à alimenter de courant de Guinée (CG) coulant vers l'est le long de la côte africaine au nord du golfe de Guinée.

La circulation thermohaline de l'océan Atlantique sud (Stramma and England, 1999 [805]) est elle aussi d'importance primordiale pour le climat global. D'une part parce qu'elle est associée directement au climat de l'hémisphère sud, ce qui tombe sous le sens, mais aussi, ainsi que nous l'avons déjà écrit plus haut, parce qu'elle participe activement au transfert méridien d'énergie vers l'hémisphère nord. Dans ce système complexe de gyres cycloniques et anticycloniques, fortement contrôlés par le vent de surface (Stramma and Schott, 1999 [805]; Lumpkin and Garzoli, 2005 [517]), partant de l'Afrique du Sud dans le sud-est du bassin et se dirigeant ensuite vers l'Amérique du Sud au nord-ouest, on peut distinguer les principaux points de circulation suivants :

- (i) le courant des Aiguilles (Penven et al., 2001b [644]) au large de l'Afrique du Sud, provenant de l'océan Indien et, une fois entré en Atlantique, se propageant vers le nord en bordant la côte africaine ;
- (ii) le courant de Benguela (figure 4.59) (Penven et al., 2001a [643]), suite vers le nord du courant précédent, et la circulation cyclonique dans la région de dôme de l'Angola (Yamagata and Iizuka, 1995 [939]) ;
- (iii) le gyre anticyclonique atlantique subtropical du sud (15°S - 20°S , 40°W - 20°W), correspondant, nous l'avons déjà vu, à un domaine important de formation d'eau chaude et salée par subduction, et alimentant le courant sud équatorial (CSE) (figure 4.59), lui-même formé par au moins trois branches se propageant vers l'est, celles-ci séparées par des régions étroites des contre-courants souvent difficilement observables (Molinari, 1982 [591]; Stramma, 1991 [803]) ;
- (iv) plus à l'ouest, approchant la côte brésilienne, la zone de divergence des branches du CSE (Rodrigues et al., 2007 [706]).

Quelques détails supplémentaires de cette dernière région (iv), d'un intérêt climatique

eaux très chaudes ($> 28^{\circ}\text{C}$) est strictement limité à son passage au large de la Floride. Cette circulation océanique se prolonge vers le nord-est, traverse l'Atlantique d'ouest en est vers 50 - 60°N , avec des eaux qui se refroidissent au contact de l'atmosphère, est ensuite est déviée vers le sud-est en arrivant à proximité du plateau européen (Norvège), puis continue sa course vers le sud le long de plateau européen (France, Portugal, Espagne) pour enfin arriver au large de l'Afrique de l'ouest en perdant petit à petit ses caractéristiques, notamment de chaleur ... et devenant un courant froid! C'est cette circulation complexe et mal définie spatialement, qui, à partir de la terminaison "officielle" du Gulf Stream, et jusqu'au courant des Canaries, se nomme "la dérive Nord Atlantique". Il est vrai cependant que c'est cette dérive Nord Atlantique qui permet ce réchauffement bien connu des régions de l'Europe de l'ouest.

particulier, sont donnés ci-après (voir la localisation des courants décrits ci-dessous sur la figure 4.59) :

- cette région, connue comme étant la zone de divergence du CSE, alimente de nombreux systèmes de courants longeant la côte brésilienne, vers le nord et vers le sud (Wienders et al., 2000 [913]). Vers le nord, la terminaison de la branche nord du CSE forme (ce que nous avons déjà évoqué précédemment) le système courant nord Brésil - sous courant nord Brésil (CNB-SCNB) dirigé vers le nord, l'un des systèmes de courants de bord ouest les plus puissants au monde. On a déjà écrit aussi que ce dernier système participe à l'alimentation de quelques autres courants (Stramma et al., 2005 [808]) : parmi ceux-ci, le courant de Guyane orienté vers le nord ; le contre courant nord équatorial (CCNE) se dirigeant vers l'est, lui-même associé à un système complexe de rétroflexion (Goes et al., 2005 [290]) ; et finalement le sous-courant équatorial (SCE) dirigé aussi vers l'est à l'équateur même. On estime que le CNB représente approximativement un tiers du volume d'eau chaude net transporté à travers la frontière tropicale équatoriale du gyre de l'océan Atlantique nord, compensant ainsi selon cette même proportion l'importation vers le sud de l'eau profonde nord-Atlantique (North Atlantic Deep Water) provenant des latitudes proches de l'Arctique évoquée dans l'introduction de ce chapitre ;
- la (parfois les) branche(s) sud du CSE forme(nt) le courant du Brésil (CB) (Miranda and Castro, 1981 [587] ; Evans et al., 1983 [235]), se propageant vers le sud le long de la côte brésilienne et rencontrant à environ 35°S, en sens inverse, le courant des Malouines (CM) (Gordon and Greengrove, 1986 [293]), lui-même alimenté par de l'eau froide venant de l'océan Pacifique par l'intermédiaire du passage de Drake. La latitude de la bifurcation du CSE est assez variable, bien que l'on a déjà observé que le SCNB peut naître au sud de 10°S (Stramma et al., 2003, 2005 [807] [808] ; Schott et al., 2002, 2005 [747] [749]). Le CB qui s'écoule vers le sud-ouest le long de la côte brésilienne, fusionne dans le système des cellules associées au vaste gyre de l'Atlantique sud (Atlantic Meridional Overturning Cell -MOC) (Silveira et al., 1994 [782] ; Stramma et al., 1990, 1995 [802] [804] ; Schott et al., 1998 [745] ; Müller, T. J., Ikeda, Y., Zangenberg, N. and Nonato, L. V., 1998 [603]) à proximité de la Confluence Brésil-Malouines (Olson et al., 1988 [625] ; Garzoli and Garraffo, 1989 [282]) ;
- la zone de divergence du CSE a donc une influence climatique potentielle dans différentes régions à distance : (i) principalement vers le nord par sa participation au système CNB-SCNB et à son système complexe dérivé ; (ii) également vers le sud par son effet au niveau de la confluence avec le CM et le retour du gyre anticyclonique de l'Atlantique Sud. En outre, cette région étant sous l'influence des alizés de sud-est et de la Zone de convergence de l'Atlantique sud (ZCAS), des interactions entre la TSM et la circulation atmosphérique vers l'est peuvent jouer un rôle significatif dans les variations du climat du nord-est du Brésil (Nordeste), une région affligée par intermittence par de graves sécheresses (Moura and Shukla, 1981 [602] ; Rao et al., 1993 [679], et sur laquelle nous reviendrons plus en détail dans les sections suivantes.

Servain Jacques (2010)

4.7.3. Spécificités de l'Atlantique tropical

In : Beucher F. Météorologie tropicale : des alizés au cyclone :
tome 1. Paris : Météo France, (19), 164-170. (Cours et
Manuels - Météo France ; 19)

ISBN 978-2-11-099391-5