

# Interaction océan-atmosphère aux moyennes latitudes

La connaissance des interactions entre l'océan et l'atmosphère est nécessaire à la compréhension et à la prévision de la variabilité climatique. Alors que les régions tropicales ont fait l'objet d'un grand nombre d'études sur le sujet, en particulier sur l'ENSO (El Niño Southern Oscillation), et dont les résultats ont pu être appliqués avec succès à la prévision du climat, les interactions océan-atmosphère des régions extra-tropicales et les téléconnexions avec les tropiques demandent toujours à être mieux comprises pour améliorer les modèles climatiques.

L'interaction entre l'océan et l'atmosphère implique la contribution de l'un et de l'autre des composants du système. Du fait de sa grande inertie thermique, l'océan est la composante lente du système. Avec sa forte variabilité aux échelles de temps synoptiques, l'atmosphère est la composante rapide du système. Ce chapitre dresse l'état de l'art des connaissances actuelles en matière d'interactions air-mer aux moyennes latitudes. Ici l'océan est considéré comme partie intégrante du système climatique, et participe à sa variabilité par les anomalies de température de surface de la mer (SST dans la suite, pour Sea Surface Temperature en anglais). Dans une première partie, l'interaction de grande échelle, i.e. l'échelle spatiale du bassin océanique, est présentée ; on s'intéressera aux anomalies de SST à l'échelle saisonnière à inter-annuelle et à la réponse atmosphérique associée. La deuxième partie sera consacrée aux interactions air-mer qui se produisent aux petites échelles spatiales aux moyennes latitudes, en particulier au rôle des courants de bord ouest et des fronts de SST associés, et à la réponse de l'atmosphère aux tourbillons océaniques de méso-échelle

et aux gradients de SST associés.

## 1.1 Interaction air-mer aux moyennes latitudes

### 1.1.1 Mécanismes de formation et de dissipation des anomalies de SST

De par son important contenu thermique et sa grande inertie thermique principalement due à sa forte masse volumique, l’océan est souvent considéré comme un vaste réservoir thermique pour l’atmosphère, à laquelle il communique son énergie thermique via les flux de chaleur turbulents (latent et sensible) à la surface. Ces flux dépendent principalement d’une seule variable océanique, la SST, et dans une moindre mesure de la salinité (son effet est généralement négligé), mais aussi de plusieurs paramètres atmosphériques, comme la température l’air, la vitesse du vent près de la surface ou l’humidité relative. Les anomalies de SST sont l’expression de surface des changements du contenu de chaleur de la couche de mélange de l’océan superficiel. De fait, elles ont une persistance beaucoup plus importante que les anomalies atmosphériques. Elles ont une extension spatiale à l’échelle du bassin et leurs structures spatiales aux échelles de temps mensuelle à saisonnière ressemble aux structures atmosphériques dominantes. C’est en hiver que cette corrélation est la plus forte, et lorsque l’atmosphère précède l’océan d’un mois (Wallace and Jiang (1987), Davis (1976, 1978)). La figure 1.1 extraite de la revue de Kushnir et al. (2002) illustre l’anti-corrélation entre les anomalies extra-tropicales de SST dans les bassins Atlantique Nord et Pacifique Nord en hiver, et les anomalies de vent d’ouest .

L’équation de conservation de la chaleur appliquée à la couche de mélange océanique permet de mettre en équation l’anomalie de SST. On considère que le mélange turbulent dans la couche de mélange est suffisamment important pour assurer une distribution uniforme de la température, de la salinité et de la vitesse horizontale, et que la zone d’entraînement est suffisamment fine pour être considérée comme une discontinuité en bas de la couche de mélange :

$$\frac{\partial \hat{T}}{\partial t} + \nabla(\hat{v}\hat{T}) + \frac{\partial}{\partial z}(\hat{w}\hat{T}) + \nabla(\widehat{v^t T^t}) + \frac{\partial}{\partial z}(\widehat{w^t T^t}) = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial \hat{q}}{\partial z} \quad (1.1)$$

où l’accent circonflexe indique la valeur moyenne et l’exposant t indique les fluctuations turbulentes. T est la température, v la vitesse horizontale, w la vitesse verticale, q le rayonnement solaire descendant,  $\rho$  la masse volumique de l’eau,  $C_p$  sa chaleur spécifique.

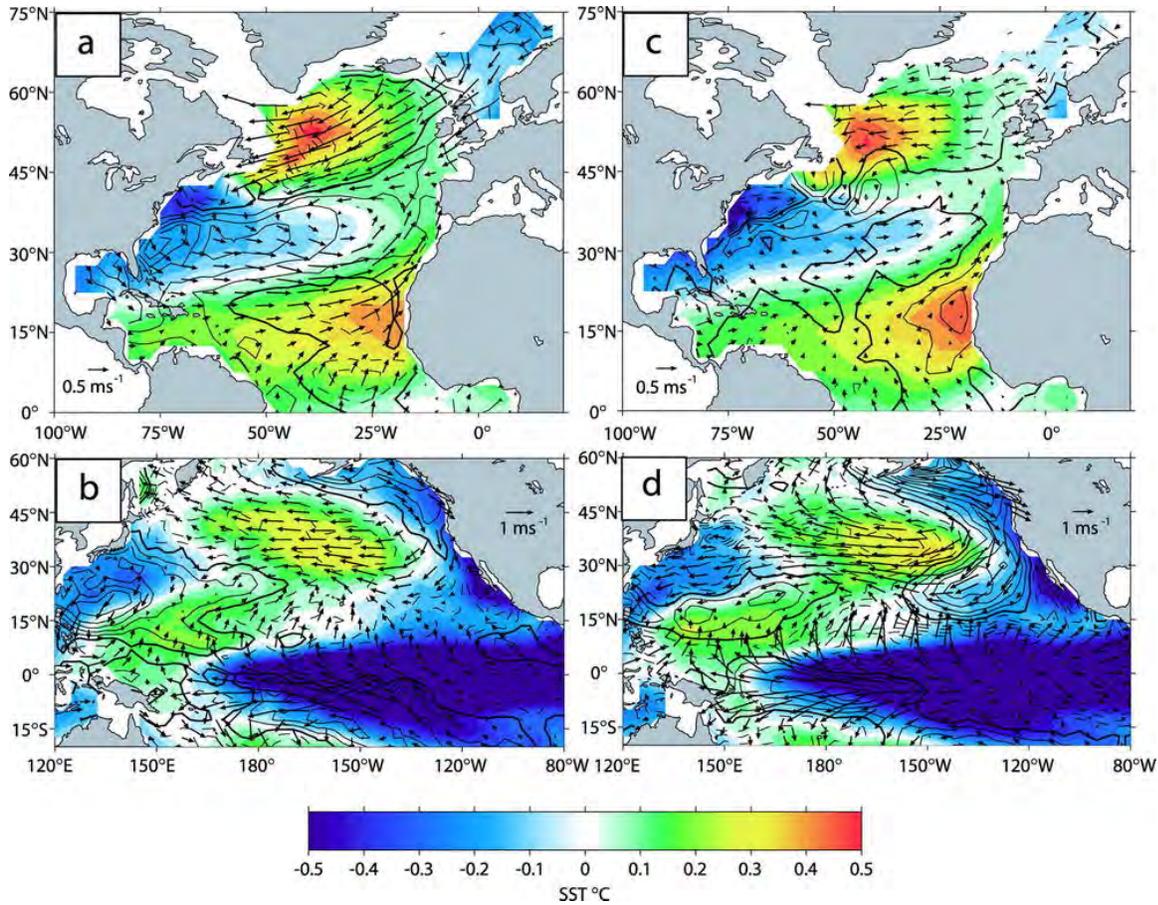


FIGURE 1.1 – Distribution spatiale des anomalies hivernales (Déc-Mar) de SST, de flux turbulents (latent et sensible) à la surface, vecteur vent à la surface, projetées (par régression linéaire) sur la composante principale de la variabilité de la SST dans (a,c) l’Atlantique Nord et (b,d) le Pacifique Nord. (a,b) Réanalyse NCEP, de 1949 à 1999. (c,d) La moyenne des 10 membres d’une simulation d’ensemble réalisée avec le modèle de circulation générale ECHAM3.5 forcé par les anomalies de SST de 1950 à 1999. Les couleurs sont pour la SST (en °C, note : par souci clarté la palette s’étend seulement de -0.5 °C à 0.5 °C mais les valeurs dans le Pacifique Est équatorial atteignent jusqu’à 1.2 °C). Les contours solides (pointillés) représentent les anomalies positives (négatives) des flux de chaleur (en  $\text{W.m}^{-2}$ , contours tous les 3  $\text{W.m}^{-2}$ , l’isoligne nulle est en gras). Les flèches représentent les vecteurs vent (en  $\text{m.s}^{-1}$ ). Extrait de Kushnir et al. (2002).

$\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$ , et les coordonnées  $(x, y, z)$  sont positives vers l'est, le nord et vers le haut, respectivement. Si l'on néglige les variations à la surface, on obtient en intégrant (1.1) depuis la surface ( $z=0$ ) jusqu'à la zone d'entraînement ( $z=-h$ ) :

$$h \frac{\partial T}{\partial t} + hv \nabla T + (T - T_+)w_e - \kappa h \nabla^2 T + \frac{Q - Q_+}{\rho C_p} = 0 \quad (1.2)$$

où  $T$  est la température dans la couche de mélange et  $v$  la vitesse, l'indice plus indique les valeurs au niveau de la zone d'entraînement et  $\kappa$  est le coefficient de diffusion horizontale qui permet de paramétrer le mélange horizontal. Dans le cas où la thermocline est suffisamment profonde pour que le flux solaire descendant ne pénètre pas au-delà de la couche de mélange, le flux  $Q_+$  peut être négligé. Cette hypothèse est acceptable la plupart du temps excepté en été, lorsque la profondeur de la couche de mélange atteint son minimum, dans certaines régions. Ainsi, en négligeant les variations diurnes qui peuvent avoir lieu dans les premiers mètres de la couche de mélange, on obtient l'équation d'évolution des anomalies de SST suivante :

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = - \underbrace{\frac{Q'}{\rho C_p \bar{h}}}_{\text{A}} - \underbrace{\frac{(hv)'\nabla(\bar{T} + T')}{\bar{h}}}_{\text{B}} - \underbrace{\frac{h' \partial \bar{T}}{\bar{h} \partial t}}_{\text{C}} - \underbrace{\frac{(T' - T'_+)(\bar{w}_e + w'_e)}{\bar{h}}}_{\text{D}} - \underbrace{\frac{(\bar{T} - \bar{T}_+)w'_e}{\bar{h}}}_{\text{E}} + \underbrace{\kappa \nabla^2 T'}_{\text{F}} \quad (1.3)$$

où les moyennes saisonnières sont surlignées d'une barre et les anomalies sont indiquées par une apostrophe. Ainsi, on peut identifier trois types de contribution aux anomalies de SST :

1. l'effet du forçage atmosphérique : via les flux de chaleur (terme A) et le vent qui pilote les courants (B), les changements de profondeur de la couche de mélange (C) et l'entraînement (D et E) qui consiste à renforcer la stratification dans la couche de mélange, ce qui provoque un changement de température dans la couche de mélange.
2. l'effet de la variabilité interne de l'océan, principalement des mouvements tourbillonnaires quasi-géostrophiques, qui déforment les couches superficielles par advection horizontale (B) et par des mouvements verticaux près du fond de la couche de mélange (C et E).

3. les effets de tous les termes qui contribuent à l'amortissement des anomalies de SST : la rétroaction atmosphérique (A), la rétroaction océanique (D), le mélange horizontal (F), le mélange vertical en dessous de la couche de mélange (n'apparaît pas dans l'équation (1.3) car ici  $Q_+$  est supposé nul).

Dans la suite de cette partie, nous allons détailler chacune de ces contributions, avant de nous intéresser à la réponse de l'atmosphère à ces anomalies de SST.

### Forcages atmosphériques

Les anomalies extra-tropicales de SST aux moyennes latitudes ont une variabilité à l'échelle du bassin océanique qui est similaire à la variabilité basse-fréquence de l'atmosphère (Namias and Cayan (1981), Wallace and Jiang (1987); voir Figure 1.1) ce qui indique que la génération et la dissipation des anomalies de SST sont principalement régularisées par la variabilité conjointe de la SST et des flux de chaleur à l'interface air-mer. Les structures de covariance de la SST et des flux de chaleur sont à peu près les mêmes dans les réanalyses NCEP-NCAR et ERA40 (You et al. (2011)); elles présentent une corrélation positive entre les flux de chaleur montant et les anomalies de SST dans les tropiques, le Pacifique Nord aux moyennes latitudes et au-dessus du Gulf Stream, et une corrélation négative dans la région subtropicale de l'hémisphère nord et la Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ pour South Pacific Convergence Zone en anglais). Le bilan thermique à la surface peut s'écrire :

$$Q_{net} = Q_L + Q_S + Q_{SW} + Q_{LW} \quad (1.4)$$

avec  $Q_{net}$  le flux net à la surface,  $Q_L$  le flux de chaleur latente,  $Q_S$  le flux de chaleur sensible,  $Q_{SW}$  le rayonnement haute fréquence (solaire) et  $Q_{LW}$  et le rayonnement basse-fréquence (ré-émis) (par convention les flux sont définis positifs vers le haut).

Les anomalies de tension de vent peuvent également générer des anomalies de SST, en générant de la turbulence et des courants d'Ekman dans les couches superficielles de l'océan (Junge and Haine (2001)). Cependant cet effet est minoritaire devant les flux thermiques à la surface. A la différence des autres forçages atmosphériques, le rotationnel de la tension de vent est faiblement énergétique à l'échelle synoptique mais l'est davantage à plus petite échelle, ce qui explique que le pompage d'Ekman va surtout générer des anomalies de SST de petite échelle, avec un effet maximal aux hautes latitudes, où le vent est fort.

Les anomalies de SST étant principalement générées par l'atmosphère, et étant donné le caractère chaotique des fluctuations atmosphériques à l'échelle météorologique, les anomalies de SST peuvent être interprétées comme un processus chaotique. Cette approche a été suggérée assez tôt par Mitchell (1966), puis a été reprise par Hasselmann (1976), lorsqu'il a développé sa théorie des modèles climatiques stochastiques, avant d'être adaptée au cas des anomalies de grande échelle de SST par Frankignoul and Hasselmann (1977). Le modèle stochastique linéaire développé alors représente les anomalies de SST comme le produit de forçages atmosphériques à l'échelle synoptique rapidement décorrélés dans le temps, avec une composante lente de relaxation de la couche de mélange océanique vers son état climatique via les processus thermiques qui s'y produisent. Ce modèle conceptuel a permis de mettre en évidence que les propriétés statistiques des anomalies de SST observées aux moyennes latitudes peuvent être reproduites de façon réaliste à partir de la réponse des couches superficielles de l'océan aux fluctuations journalières des flux air-mer. Par la suite, ce modèle stochastique simple a été largement utilisé pour représenter l'hypothèse nulle de la variabilité de la SST aux moyennes et aux hautes latitudes.

### **Phénomène de ré-émergence**

Les anomalies de SST connaissent de fortes variations saisonnières. Au printemps, le chauffage solaire diurne devient plus important que le refroidissement nocturne, ce qui entraîne la formation progressive d'un fort gradient vertical de température sur une faible profondeur. Au début de l'automne, les eaux de surface commencent à perdre plus de chaleur vers l'atmosphère qu'elles n'en reçoivent par le soleil, ce qui entraîne l'érosion de la thermocline saisonnière et l'approfondissement de la couche de mélange océanique, qui persiste jusqu'à la fin de l'hiver. La persistance des anomalies de grande échelle de la SST dans l'Atlantique Nord et dans le Pacifique ont fait l'objet de nombreuses études (par exemple Kushnir et al. (2002), Namias and Born (1970), Namias (1974), Reynolds (1978), Frankignoul and Reynolds (1983), Namias et al. (1988), Timlin et al. (2002)). Ces études s'accordent pour dire que ces anomalies possèdent un temps de décroissance exponentielle de l'ordre de 3-6 mois. Cependant, cette persistance peut varier d'une saison à une autre (Namias and Born (1970), Namias (1974), Barnett (1981)). En particulier, en automne, dans l'Atlantique Nord et le Pacifique, on observe un phénomène de ré-émergence des anomalies de SST formées l'hiver précédent. La dépendance de la persistance des anomalies

de grande échelle de la SST dans l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord a ensuite été confirmée par un certain nombre d'études (dont Namias et al. (1988), Bhatt et al. (1998), Watanabe and Kimoto (2000), Kushnir et al. (2002), Timlin et al. (2002)). Namias et al. (1988) avaient proposé l'hypothèse suivante : les anomalies de SST formées par les flux atmosphériques à la surface pendant l'hiver sont enfouies peu profondément sous une couche stable pendant l'été, avant de ré-émerger à l'automne, quand le mélange créé par le vent et les flux de chaleur à la surface altère la couche stable protectrice. Ainsi l'atmosphère voit des anomalies de SST déphasées par rapport aux flux de surface concomitants.

Ce phénomène, appelé phénomène de ré-émergence, se retrouve aussi bien dans le Pacifique que dans l'Atlantique et possède une extension spatiale de l'ordre du bassin océanique considéré. Cependant, l'occurrence de la ré-émergence des anomalies de SST peut varier considérablement d'une région à une autre d'un même bassin, du fait de la différence de la profondeur de la couche de mélange océanique lors de la formation initiale de l'anomalie, de telle sorte que plus la restratification est forte en été, plus le déentraînement associé à l'approfondissement de la couche de mélange à l'automne sera long, et donc plus l'anomalie de SST formée l'hiver précédent mettra de temps à ré-émerger. De la même façon, l'occurrence de la ré-émergence de l'anomalie peut également varier au cours de l'hiver, en fonction de la période pendant laquelle elle s'est formée initialement, de telle sorte qu'une anomalie formée à la fin de l'hiver (mars), lorsque la profondeur de la couche de mélange atteint son maximum, va ré-émerger plus tard qu'une anomalie formée au début de l'été (juin), lorsque la couche de mélange est peu profonde. Plus la différence de profondeur de la couche de mélange est importante entre l'été et l'hiver, et plus l'influence du phénomène de ré-émergence sur les anomalies hivernales de SST est forte (Watanabe and Kimoto (2000), Timlin et al. (2002)).

Plus récemment, Deser et al. (2003) ont proposé une extension du modèle stochastique de la couche de mélange océanique de Frankignoul and Hasselmann (1977) (Figure 1.2). Dans le modèle stochastique simple initial, la persistance et la prévisibilité des anomalies de SST est simplement définie dans le temps par l'inertie thermique de la couche de mélange océanique, qui dépend de la profondeur de la couche de mélange ainsi que de la vitesse de relaxation de l'anomalie de SST vers l'atmosphère via les flux turbulents à la surface. Dans la nouvelle conceptualisation de la couche de mélange océanique de Deser et al. (2003), les variations saisonnières de profondeur de la couche de mélange et leur influence sur la

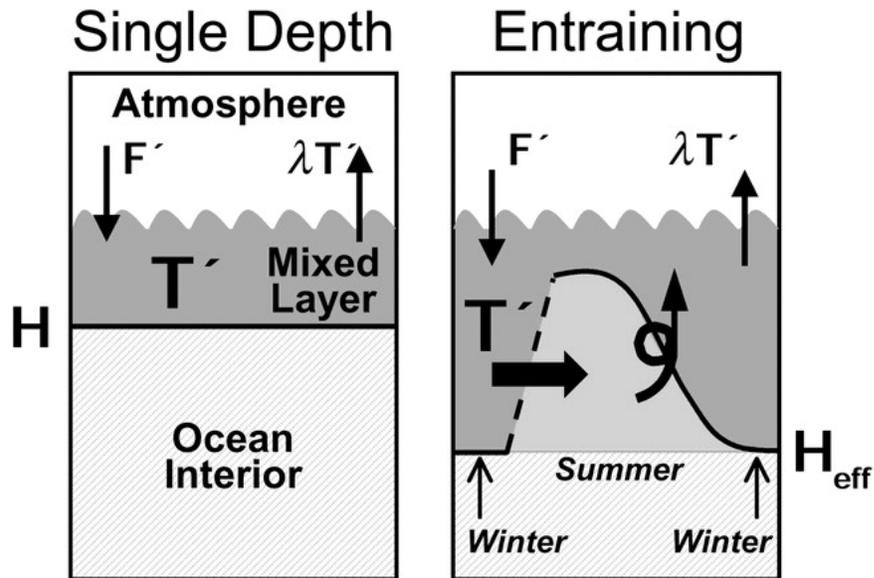


FIGURE 1.2 – Modèles conceptuels du système océan-atmosphère. (gauche) Le modèle stochastique simple de Frankignoul and Hasselmann (1977) et (droite) l’extension de ce modèle proposée par Deser et al. (2003). Dans les deux cas, les anomalies de température  $T'$  dans la couche de mélange océanique résultent uniquement des forçages atmosphériques  $F'$  et sont relaxées vers l’atmosphère à un taux  $\lambda T'$ . Dans le modèle initial, la profondeur de la couche de mélange  $H$  est constante; dans l’extension du modèle,  $H$  subit un fort cycle saisonnier, avec un maximum en hiver et un minimum en été. Dans cette configuration,  $T'$  créée pendant l’hiver initial peut persister sous la couche de mélange en été avant de ré-émerger dans la couche de mélange l’hiver suivant, représenté par les flèches noires épaisses. La capacité thermique effective de ce système dépend de la profondeur de la couche de mélange en hiver  $H_{eff}$ . Extrait de Deser et al. (2003).

persistance des anomalies hivernales de la SST sont prises en compte. Ce nouveau modèle conceptuel a montré sa capacité à prendre en compte le phénomène de ré-émergence et la persistance d'un hiver sur l'autre des anomalies de SST extra-tropicales. Les auteurs ont donc suggéré de redéfinir l'hypothèse nulle à partir de ce nouveau modèle lorsqu'il s'agit de la variabilité des anomalies de SST. D'autre part, ce modèle a également permis de mettre en évidence une augmentation de l'auto-corrélation annuelle de l'indice NAO, ce qui indique l'existence d'un forçage de l'atmosphère par les anomalies de SST ré-émergentes, initialement formées sous un forçage NAO.

L'augmentation de la persistance des anomalies hivernales de la SST dans l'extension du modèle fait qu'il est plus difficile de discerner l'influence des autres processus, comme les forçages océaniques internes, du bruit rouge de la variabilité de la SST due uniquement aux forçages atmosphériques stochastiques. D'autres études ont essayé d'évaluer l'impact sur l'atmosphère de la ré-émergence des anomalies de SST. Cassou et al. (2004) se sont intéressés à la sensibilité de la réponse atmosphérique à la ré-émergence du tripôle de SST caractéristique de l'Oscillation Nord Atlantique en hiver. Dans ce cas, le phénomène de ré-émergence commence en automne, s'amplifie jusqu'en janvier et persiste jusqu'au printemps. La réponse de l'atmosphère à ces anomalies de SST ressemble à la circulation qui leur a initialement donné naissance, mais avec une amplitude plus faible. L'amplitude de la réponse est la même que pour les autres sources d'anomalies de SST, de l'ordre de 10 à 20 m à 500 hPa par °C (Kushnir et al. (2002), Cassou et al. (2007) ; voir sous-section 1.1.2).

### **Dissipation et advection des anomalies de SST**

Quand la perturbation atmosphérique à l'origine des anomalies de SST disparaît, les anomalies diminuent en cédant de la chaleur à l'atmosphère. Le taux de décroissance des anomalies de SST est de l'ordre de  $20 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ , avec une vitesse de décroissance d'environ 120 jours pour une anomalie thermique contenue dans une couche de mélange de 50 m de profondeur. Le rôle du mélange horizontal dans l'amortissement des anomalies de SST, contrôlé par le coefficient de diffusivité tourbillonnaire, est faible pour des anomalies de grande échelle. Pendant la période d'approfondissement (automne et hiver) de la couche de mélange, les effets d'entraînement contribuent également à la diminution des anomalies de SST. D'autre part, la rétroaction océanique à une anomalie tourbillonnaire de vent

participe également à la dissipation des anomalies de SST, car elle est forcément négative (Bjerknes (1959)) : dans le cas d'une anomalie de vent cyclonique, un courant d'Ekman divergent apparaît qui crée un upwelling et ajoute de l'eau froide à la couche de mélange. Or une anomalie froide va diminuer la cyclonicité. Inversement pour une anomalie anticyclonique du vent à la surface, qui génère un plongeon des eaux de surface dans la couche de mélange, générant une anomalie chaude de SST qui tend à contrer l'activité anticyclonique. Cependant, cette rétroaction est de faible amplitude.

### **1.1.2 Existe-t-il une réponse de l'atmosphère aux anomalies de grande échelle de la SST ?**

L'atmosphère est responsable de la plus grande partie des anomalies de SST aux échelles intra-saisonnière à inter-annuelle. Ce constat, émergeant des observations existantes dès les premiers travaux sur le climat (par exemple Namias (1959, 1965), Bjerknes (1964)), ont pendant longtemps laissé penser que les anomalies extra-tropicales de la SST étaient forcées par les anomalies de flux de surface et de courants d'Ekman induits par les anomalies de vent à la surface, de température de l'air et de l'humidité près de la surface. Cependant, la persistance de ces anomalies excède la durée des événements atmosphériques, dont la persistance est de l'ordre de quelques jours, qui les ont générées. Une hypothèse suggère que ces anomalies de SST pourraient imprimer leur forte persistance sur la variabilité atmosphérique et pourrait ainsi permettre de réaliser des prévisions climatiques à courte échéance (dont Namias and Cayan (1981), Ratcliffe and Murray (1970)). Pendant longtemps, on a considéré que cette influence ne dépassait pas la couche limite atmosphérique, les observations alors à disposition ne permettant pas de percevoir une réponse de la troposphère libre. A présent, on sait que l'influence sur la troposphère libre existe mais qu'elle est faible par rapport à la variabilité interne, de telle sorte qu'on ne peut considérer l'impact de ces réponses qu'en terme de potentiel subtil changement de probabilité des modes internes de variabilité. Déterminer la nature et l'intensité de la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère est un problème délicat, et les modèles de circulation générale (GCMs, pour General Circulation Models) ont été largement utilisés pour répondre à cette question dans le cadre d'expériences atmosphériques forcées par des SST prescrites.

Si on se place dans le cas des régions tropicales, les anomalies de SST associées à l'ENSO sont déterminées par les changements dans le transport thermique océanique résultant d'une interaction non-locale et déphasée avec l'atmosphère, et sont ensuite amorties

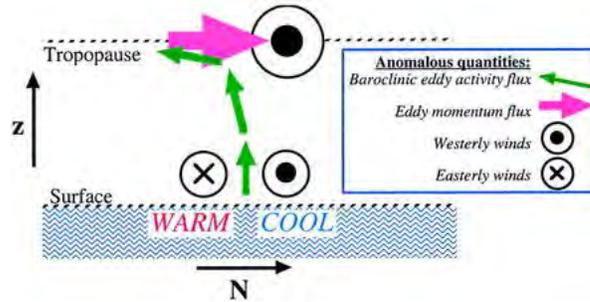


FIGURE 1.3 – Schéma dérivé de l'étude de Peng and Whitaker (1999) représentant l'influence de la route dépressionnaire sur la réponse atmosphérique à une interaction océan-atmosphère extra-tropicale. Une perturbation atmosphérique basse fréquence (ici une anomalie dipolaire des vents d'ouest) crée un gradient de SST qui induit une anomalie de la route dépressionnaire. Celle-ci induit une convergence de quantité de mouvement des tourbillons transitoires (flèche rouge) dans la haute troposphère, ce qui renforce la perturbation basse fréquence. Une circulation secondaire (flèches vertes) propage le renforcement en basse troposphère, ainsi la perturbation est renforcée dans son intégralité. Dans cette situation, la réponse en SST au forçage atmosphérique apporte une faible rétroaction positive à un processus atmosphérique interne. Kushnir et al. (2002).

par les flux de surface. L'atmosphère répond à ces anomalies thermiques par un changement local de circulation, associé à une anomalie de convection profonde et à un décalage des centres de libération de chaleur latente dans la moyenne troposphère. De fait, des changements de convergence de surface de grande échelle et de divergence en haute troposphère affectent toute la ceinture tropicale. De tels effets ne sont pas supposés se produire dans une atmosphère extra-tropicale car la quantité de chaleur latente libérée par la convection extra-tropicale est beaucoup plus faible et est limitée aux couches les plus basses de la troposphère. Il existe deux types d'interaction mis en jeu dans la réponse atmosphérique aux anomalies de SST de grande échelle aux moyennes latitudes (Kushnir et al. (2002)) :

1. une interaction thermodynamique linéaire dans laquelle une anomalie atmosphérique équivalente barotrope basse fréquence force une modification de la SST et diminue ainsi le processus de dissipation thermique à la surface due à l'ajustement de la SST ;
2. un mécanisme lié au passage de dépressions : la réponse barocline au forçage thermique océanique influence la position et l'amplitude des routes dépressionnaires. Ce

mécanisme peut générer une réponse barotrope, qui rétroagit positivement sur la température de la couche de mélange (voir Figure 1.3).

En conclusion, l'atmosphère des moyennes latitudes répond sensiblement aux variations de grande échelle de SST mais cette réponse est faible comparée à sa variabilité interne.

## 1.2 Couplage à petite échelle

### 1.2.1 Introduction : la méso-échelle océanique

Le champ tourbillonnaire océanique global est fortement inhomogène : il présente une forte variabilité près des courants de bord ouest, contrairement à une faible activité au centre des océans (Richman et al. (1977)). A l'est des bassins, des tourbillons associés aux courants d'upwelling (par exemple l'upwelling de Californie ou du Pérou) n'ont pas été pris en compte car la résolution des observations de SST était trop faible pour les observer. La durée de vie des tourbillons océaniques est de l'ordre de 20 à 30 jours à l'équateur (Tropical Instability Waves TIW ; Legeckis (1977), Lyman et al. (2007)), et d'une centaine de jours aux moyennes latitudes, avec des longueurs d'ondes de l'ordre de 1000 km à l'équateur, de 100 km aux moyennes latitudes (Stammer (1997)), et de 10 km aux hautes latitudes (front d'Islande-Féroé, Scott and McDowall (1990)) et dans les régions côtières. La contribution du champ tourbillonnaire de surface à la déformation du champ de SST est généralement dominée par le gradient méridien moyen de SST. Ainsi les variations tourbillonnaires sont les plus importantes en hiver et au printemps, lorsque le gradient méridien de température est maximal. Les tourbillons de méso-échelle peuvent également impacter la SST en advectant verticalement le fond de la couche de mélange et en modifiant l'entraînement, mais cela reste une faible contribution à l'anomalie de SST au regard de l'advection horizontale.

Les courants de bord ouest (CBO dans la suite) jouent un rôle unique dans les interactions air-mer des moyennes latitudes, par l'amplitude des flux thermiques à leur surface et par la forte variabilité de leur SST principalement due à la dynamique océanique (Kwon et al. (2010)). L'analyse du transport de surface et de la position des CBO a suggéré que le mode de variabilité dominant pour les deux océans était la contraction et l'expansion des gyres de recirculation, et serait associé à un changement de position dans le bassin océanique, avec des périodes temporelles de 5 à 9 mois. Les fronts tels que le Gulf Stream (noté

GS) et l'extension du Kuroshio (KE) sont des structures océaniques permanentes de la circulation océanique des moyennes latitudes. Ces fronts changent de position et d'intensité à des échelles de temps allant de quelques semaines à plusieurs années. La différence de SST le long du gradient est de l'ordre de  $4^{\circ}\text{C}$  à  $10^{\circ}\text{C}$  par 100 km. Leur situation aux moyennes latitudes est rendue plus compliquée par le passage de perturbations atmosphériques à l'échelle synoptique; contrairement au front Équatorial, au-dessus duquel les vents appartiennent à un régime quasiment stationnaire, les courants de bord ouest et les gradients de SST qui leurs sont associés sont souvent situés dans des régions de vents variables, par exemple les routes dépressionnaires des moyennes latitudes, comme c'est le cas pour le Gulf Stream. Aussi, contrairement à l'écoulement au niveau du front équatorial, l'écoulement au-dessus des CBO est soumis à l'influence de la rotation de la Terre.

La région du Gulf Stream, dans la partie ouest de l'Atlantique Nord, a fait l'objet de nombreuses études (Sweet et al. (1981), Wai and Stage (1989), Song et al. (2006), Minobe et al. (2008, 2010), pour ne citer qu'elles). Les conditions y sont souvent réunies pour favoriser un impact des SST sur la troposphère ce qui fait que cette région est souvent considérée comme un laboratoire à ciel ouvert des interactions air-mer aux moyennes latitudes. En hiver, le Gulf Stream ressemble à une langue d'eau chaude, longeant la côte est de l'Amérique du Nord jusqu'à son point de détachement au niveau de Cape Hatteras. Les eaux orientées vers le continent (moitié ouest et nord du front) sont les plus froides, l'autre moitié du front est la partie chaude. Le Gulf Stream peut-être décomposé en deux parties de la façon suivante : une partie du front est localisée près des côtes et suit à peu près l'inclinaison du continent Nord Américain, jusqu'à son point de détachement situé au niveau de Cap Hatteras. Le front devient ensuite beaucoup plus zonal. La deuxième partie est caractérisée par un retournement du front vers le Nord, près des Grands Bancs. Lorsque le Gulf Stream s'approche des Grands Bancs, le transport d'eau diminue, car une partie de l'eau suit une recirculation vers l'ouest, une autre continue vers l'est et traverse la dorsale médio-Atlantique par le courant des Açores, et enfin une autre forme le courant Atlantique Nord qui suit l'inclinaison vers l'est des Grand Bancs. Vers  $51^{\circ}\text{N}$  le courant Atlantique Nord se redirige vers l'est. Alors que les eaux évoluent vers l'est, les contours du courant s'estompent et le transport de masse d'eau se fait vers le front subpolaire, qui est la frontière entre les eaux chaudes de la gyre subtropicale et l'eau plus froide et moins salée de la gyre subpolaire au nord (Rossby (1999)).

Dans la suite de cette section, nous présenterons le contexte scientifique et technique qui a permis le développement rapide ces dernières années de la compréhension des interactions air-mer de petite échelle. Nous nous intéresserons ensuite à la réponse locale de la couche limite atmosphérique marine (MABL pour Marine Atmospheric Boundary Layer en anglais) à des fortes variations spatiales du champ de SST et aux mécanismes qui la gouvernent. Nous parlerons de l'influence d'un front océanique sur la troposphère libre et d'un courant de bord ouest sur les dépressions extra-tropicales, avant de faire le point sur les possibles rétroactions de l'atmosphère sur l'océan. L'attention sera portée sur les CBO des moyennes latitudes et en particulier sur le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord.

### **1.2.2 Contexte historique**

#### **Évolution des données observationnelles**

Avant l'utilisation et la généralisation des satellites d'observations, la plupart des connaissances sur la variabilité spatiale et temporelle des SST et des vents à la surface des océans provenait de mesures réalisées à bord de navires d'opportunité, pour la majorité des cargos de marchandises parcourant quelques trajectoires commerciales à travers les océans. Ces relevés ponctuels, isolés à la fois dans le temps et dans l'espace, constituaient une grille observationnelle très grossière de laquelle émergeait généralement une corrélation négative entre les vents près de la surface et les SST (voir Xie (2004), et les références qui y sont mentionnées). L'analyse des observations à ces résolutions grossières, associées aux analyses réalisées à partir de modèles climatiques à des résolutions du même ordre de grandeur, confirment cette interaction et, à l'exception des tropiques, le signe de cette corrélation est interprété comme la réponse passive de l'océan aux forçages atmosphériques (voir section 1.1). Cependant, les études réalisées par Wallace et al. (1989) à partir d'historiques de mesures de croisières, et par Hayes et al. (1989) à partir de mesures de bouées, avaient déjà suggéré l'existence d'un forçage du vent de surface par les SST dans la région Pacifique tropical oriental. Des observations in situ dans la région du Gulf Stream avait également permis d'associer le front de SST à la formation d'une bande pluvieuse colocalisée (Hobbs (1987)) pouvant être reliée avec le développement rapide d'orages dans cette zone (Hobbs (1987), Trunk and Bosart (1990), Christian et al. (2003)).

L'utilisation de satellites de télédétection, débutée en 1972 avec le satellite Landsat 1, a permis d'agrandir considérablement la banque des données observationnelles, en offrant

une couverture spatiale globale et continue. Depuis lors, la télédétection a connu un développement continu marqué notamment par l'augmentation de la résolution spatiale des capteurs et par leur diversité. L'avènement des satellites équipés de radars scatteromètres à micro-ondes qui mesurent le champ de vent global à la surface à une résolution spatiale d'environ 25 km (voir Chelton and Freilich (2005)), et des radiomètres à micro-ondes capables de mesurer la SST dans la plupart des conditions météorologiques à une résolution spatiale d'environ 50 km (voir Wentz et al. (2000), Chelton and Wentz (2005)), a permis de mettre en évidence que l'interaction air-mer aux méso-échelles (de 10 à 1000 km) était très différente de l'interaction à l'échelle du bassin océanique. La vitesse du vent près de la surface est plus élevée au-dessus d'une SST plus élevée, et plus faible au-dessus d'une SST plus faible. Cette corrélation positive observée à petite échelle est opposée à celle observée à grande échelle. Le fait qu'une corrélation positive existe entre la SST et le vent près de la surface à petite échelle signifie que l'interaction océan-atmosphère associée est pilotée par la variabilité spatiale de la SST.

Les études basées sur des observations à haute résolution de l'influence des structures bidimensionnelles horizontales de SST sur le vent de basse couche requièrent des mesures par satellite des vents et des SST. La première étude issue des observations satellites portant sur le couplage entre la SST et les vents de surface a été réalisée par Xie et al. (1998) à partir du champ de vent mesuré par le scatteromètre du satellite European Remote Sensing (ERS1). Ils ont montré alors que les anomalies de divergence du vent à la surface dans le Pacifique tropical oriental se propageait vers l'est à la même allure que les signatures en SST des ondes d'instabilité tropicales (TIW, pour Tropical Instability Waves en anglais). Le lancement du satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) en 1997 équipé d'un imageur micro-ondes permettant de mesurer la SST indépendamment des conditions météorologiques (Wentz et al. (2000)) puis en 1999 du scatteromètre à large bande QuikSCAT, ont permis d'approfondir la connaissance de la réponse du vent de surface aux variations de SST associés aux TIW (Liu et al. (2000), Chelton et al. (2001), Polito et al. (2001), Hashizume et al. (2002), Chelton and Freilich (2005)). Cependant, la faible inclinaison de l'orbite du TRMM ne lui permet pas de fournir les observations sous toutes conditions météorologiques pour des latitudes supérieures à 38°. C'est seulement en juin 2002 avec le lancement du Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E), embarqué à bord du satellite Earth Observing System Aqua, que les premières mesures globales de SST ont été

rendues possibles, et à partir de là, les premières études à partir d'observations du couplage océan-atmosphère à méso-échelle aux moyennes latitudes. Ainsi, O'Neill et al. (2005) ont mis en évidence une forte corrélation positive entre les vents issus des données QuikSCAT et les SST mesurées par AMSR-E au niveau du courant des Aiguilles au sud-ouest de l'océan Indien, puis en 2010 pour les quatre principaux courants de bord ouest (voir Figure 1.5) : l'extension du Kuroshio (notée KE par la suite) dans le Pacifique Nord, le Gulf Stream (GS) dans l'Atlantique Nord, le courant du Brésil dans l'Atlantique Sud et le courant des Aiguilles dans l'Océan Indien.

L'influence de la SST sur le vent de surface a été mise en évidence à partir d'observations satellites dans toutes les régions de forts fronts océaniques présentant des gradients importants de SST. Ce couplage entre l'océan et l'atmosphère est maximal pour des périodes de temps de quelques semaines lorsque les effets des structures énergétiques synoptiques sont lissés (O'Neill et al. (2005), Chelton et al. (2007)), ces dernières ayant tendance à masquer les effets plus subtils des interactions air-mer.

### **Influence de la SST dans les modèles atmosphériques forcés**

Une des questions majeures qui se posent lors de l'étude des interactions air-mer est de savoir si leur prise en compte dans les modèles de météorologie pourrait permettre d'améliorer les prévisions. Cela dépend en grande partie de la façon dont l'influence de la SST sur les vents près de la surface est représentée dans les modèles. Pour les modèles actuellement utilisés pour réaliser les prévisions météorologiques, cela dépend principalement de la résolution du champ de SST utilisé comme forçage. Le modèle opérationnel de prévision météorologique de l'ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) a illustré cette problématique en mai 2001 lors du changement des SST utilisées comme conditions aux frontières en passant des SST basse résolution issues de l'analyse de Reynolds (Reynolds et al. (2002)) aux SST à haute résolution issues des analyses RTG (Real-Time Global, Thiébaux et al. (2003)). Ce changement de jeu de SST a provoqué une augmentation brutale de l'intensité des variations de la vitesse du vent aux échelles allant de 100 à 1000 km (Chelton and Freilich (2005), Maloney and Chelton (2006), Song et al. (2009)). En revanche, le modèle de prévision météorologique opérationnel américain du NCEP (National Center for Environmental Prediction), qui utilise toujours les SST de Reynolds, souffre d'une insuffisance de variabilité du champ de vent de petite échelle à la

surface, qui est quasiment inexistante malgré plusieurs augmentations de la résolution de la grille du modèle dans les dernières années. Les structures spatiales de la variabilité de petite échelle de la tension de vent à la surface dans le modèle de l'ECMWF sont proches des structures observées. Cependant, leur amplitude est plus faible d'environ un facteur deux dans le modèle que dans les observations.

Du fait des limitations des ressources numériques, les simulations longues, nécessaires aux études aux échelles climatiques et globales sont souvent réalisées sur des grilles ayant des résolutions trop grossières pour résoudre l'influence de SST de méso-échelle sur les vents de surface. Dès lors que la résolution est suffisamment fine, le couplage de petite échelle apparaît (Bryan et al. 2010). Des tests de sensibilité ont été réalisés pour mettre en évidence l'importance prépondérante de la résolution de la SST sur la résolution atmosphérique pour garantir l'existence de cette corrélation positive (Figure 1.4). On note qu'il existe quelques régions pour lesquelles la corrélation entre la SST et le vent près de la surface à petite échelle est négative; il s'agit de régions où la topographie crée des structures de vent de petite échelle, par exemple l'isthme d'Amérique Centrale, ou encore l'embouchure nord du canal du Mozambique (Chelton et al. (2004)).

Cependant, même lorsqu'ils utilisent des SST à haute résolution, les modèles météorologiques sous-estiment le couplage air-mer de petite échelle. Ainsi, même avec des forçages en SST très réalistes, ces modèles sous-estimeraient la réponse du vent près de la surface. Song et al. (2009) ont étudié la sensibilité de la réponse du vent à la SST à l'aide du modèle WRF (Weather Research and Forecasting) dans la région du courant des Aiguilles. Ils ont montré que la paramétrisation du mélange vertical dans la couche limite du modèle atmosphérique est un facteur déterminant dans la bonne représentation du couplage de petite échelle. La recommandation de Grenier and Bretherton (2001) d'appliquer un facteur cinq à la sensibilité du mélange de Mellor-Yamada à la stabilité statique permet d'obtenir avec WRF une représentation du vent proche des observations QuikSCAT. La paramétrisation de la sensibilité du mélange vertical aux variations de stabilité de la MABL dans le modèle ECMWF apparaît donc trop faible d'un facteur cinq. Un autre facteur de sous-estimation du couplage air-mer de petite échelle est la résolution verticale du modèle atmosphérique. Des tests de sensibilité réalisés avec la paramétrisation de Mellor-Yamada ont montré que l'intensité du couplage pouvait être représentée de façon réaliste sans utiliser le facteur de Grenier et Bretherton, en utilisant 31 niveaux verticaux (expériences réalisées avec le

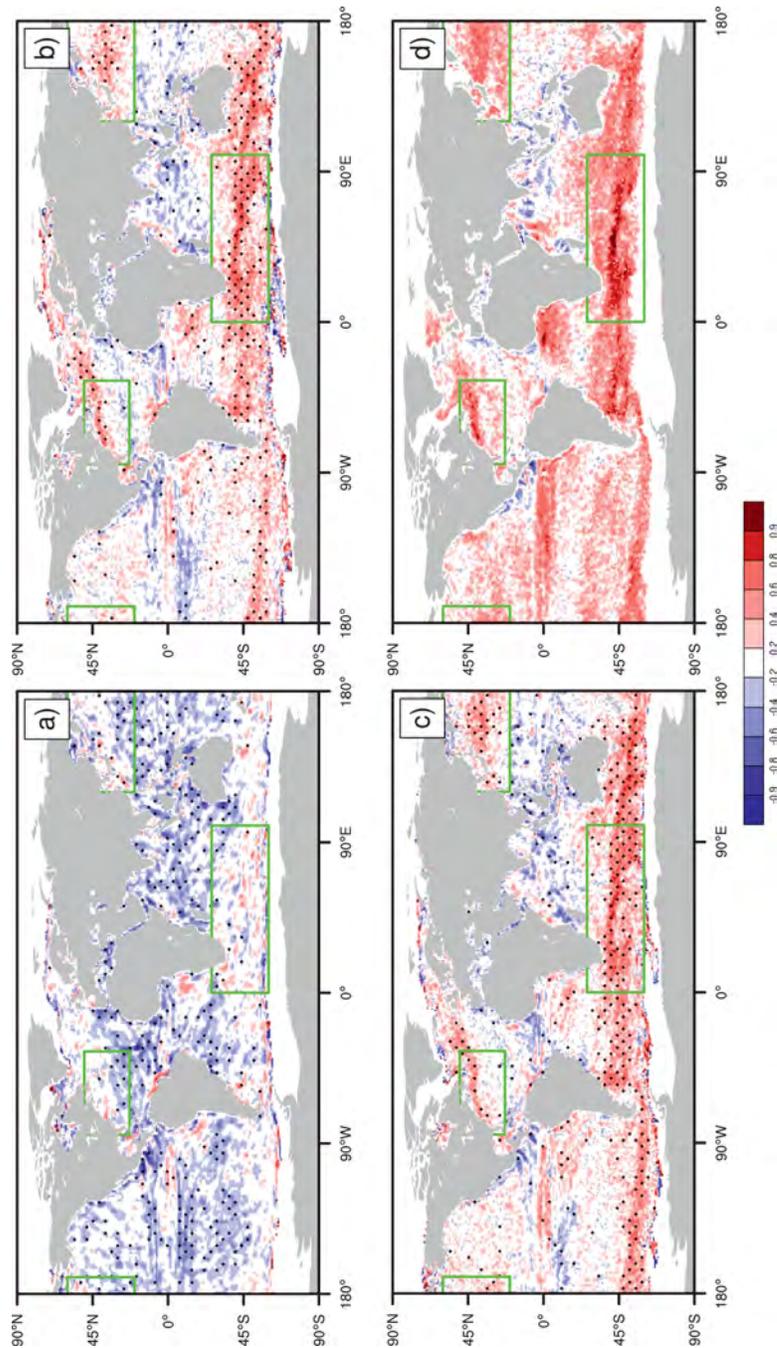


FIGURE 1.4 – Corrélation temporelle des champs de vitesse du vent et de la SST, préalablement filtrés pour ne garder que les haute-fréquences. La glace est masquée, les pointillés indiquent les régions où la significativité statistique excède 95% (t-test bilatéral). Moyennes à partir de données mensuelles de simulations numériques couplées sur 4 ans, avec une résolution de (a) 1.0° pour l’océan et 0.5° pour l’atmosphère, (b) 0.1° pour l’océan et 0.5° pour l’atmosphère, (c) 0.1° pour l’océan et 0.25° pour l’atmosphère. (d) Observations satellites (AMSR pour la SST et QuikSCAT pour le vent) sur la période 2002-2006. Les rectangles verts désignent les régions du Kuroshio (20°-60°N, 120°-190°E), du courant des Aiguilles (60°-26°S, 0°-100°E) et du Gulf Stream (23°-50°N, 85°-5°W). Extrait de Bryan et al. (2010).

modèle COAMPS) dans la couche de mélange, au lieu de 11 dans l'expérience réalisée avec WRF présentée plus haut.

### 1.2.3 Réponse de la MABL aux forçages océaniques de petite échelle et mécanismes associés

#### Convergence de la vitesse et de la tension de vent à la surface

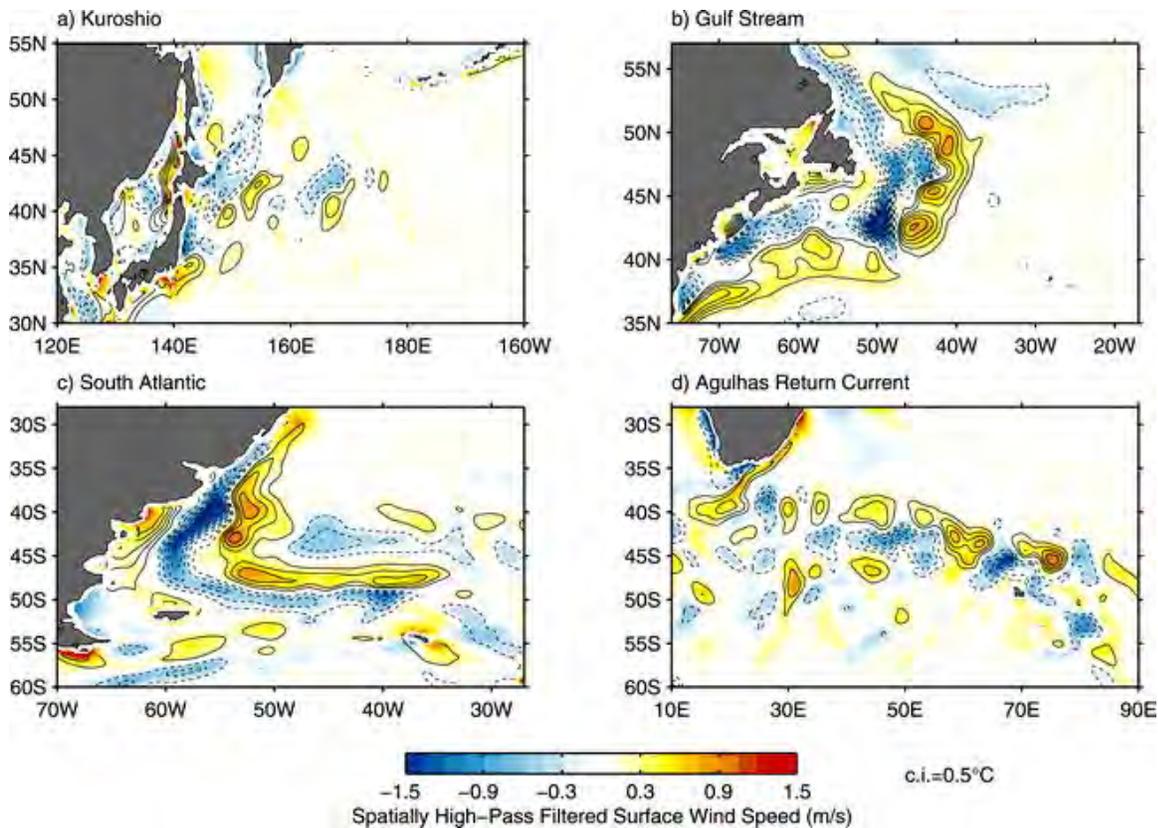


FIGURE 1.5 – Anomalies de la vitesse du vent QuikSCAT (couleur) et de la SST AMSR-E (contour). Moyennes de juin 2002 à août 2008 pour les quatre principaux courants de bord ouest. Pour les anomalies de SST, l'intervalle des contours est  $0.5^{\circ}\text{C}$ , l'isoligne nulle n'est pas représentée par souci de clarté. Les lignes continues (pointillés) correspondent aux valeurs positives (négatives). Les champs ont été filtrés spatialement avec un filtre passe-haut qui enlève la variabilité spatiale aux longueurs d'onde supérieures à  $20^{\circ}$  de longitude par  $10^{\circ}$  de latitude (voir le texte pour les détails). Extrait de O'Neill et al. (2010).

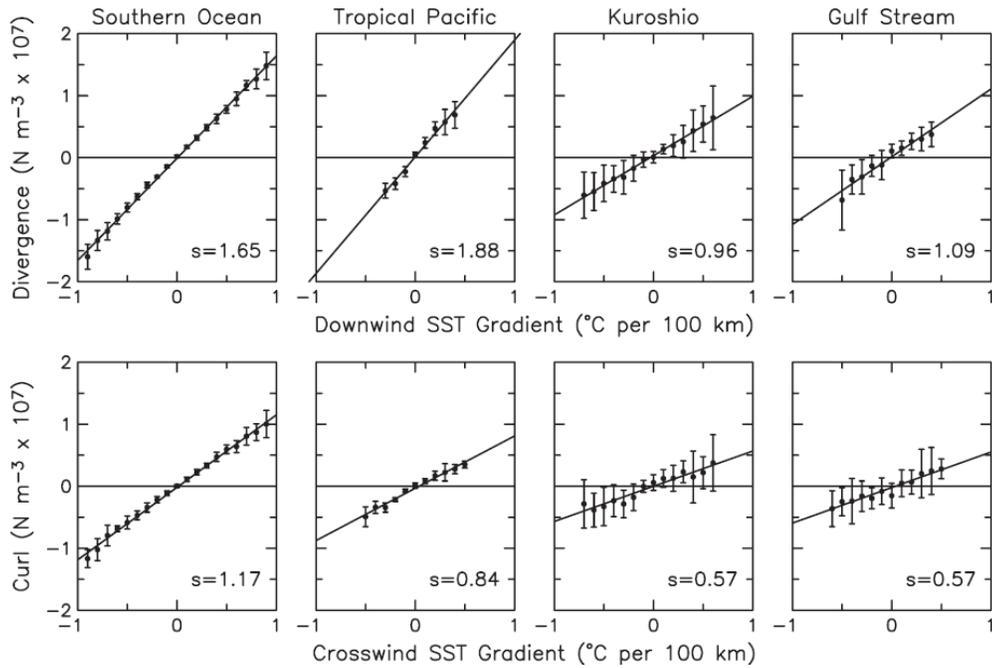


FIGURE 1.6 – Effet de la SST sur la divergence et le rotationnel de la tension de vent. Diagramme de dispersion par classes des champs filtrés passe-haut spatialement de la divergence de la tension de vent en fonction du gradient de SST dans la direction du vent (ligne du haut) et du rotationnel de la tension de vent dans la direction perpendiculaire au gradient de SST (ligne du bas) pour quatre régions : l’océan Austral (60°S - 30°S, 0° - 360°E), le Pacifique tropical oriental (5°S - 3°N, 150°W - 100°W), l’extension du Kuroshio (32°N - 47°N, 142°E - 170°W) et le Gulf Stream (35°N - 55°N, 60°W - 30°W). Les comparaisons se font par rapport à la première année des observations AMSR de SST, d’août 2002 à juillet 2003. Dans chaque fenêtre, les points représentent les moyennes de chaque catégorie calculées pour 12 périodes de 6 semaines, et les barres d’erreur représentent +/- 1 écart-type calculé pour chaque catégorie. Les écarts-types sont plus importants pour le Kuroshio et le Gulf Stream du fait des variations saisonnières de l’amplitude des perturbations de la divergence et du tourbillon. Le couplage entre la SST et le vent à la surface représenté par la pente  $s$  de l’ajustement linéaire par moindres carrés aux moyennes par catégorie varie géographiquement (et saisonnièrement, non représenté ici), probablement du fait de son lien étroit avec la structure de la MABL, et est largement plus fort pour la divergence que pour le rotationnel.. Extrait de Chelton et al. (2004).

L’influence de la SST sur les vents près de la surface génère de la divergence et du rotationnel de la vitesse et de la tension de vent à la surface (Figures 1.6 et 1.7).

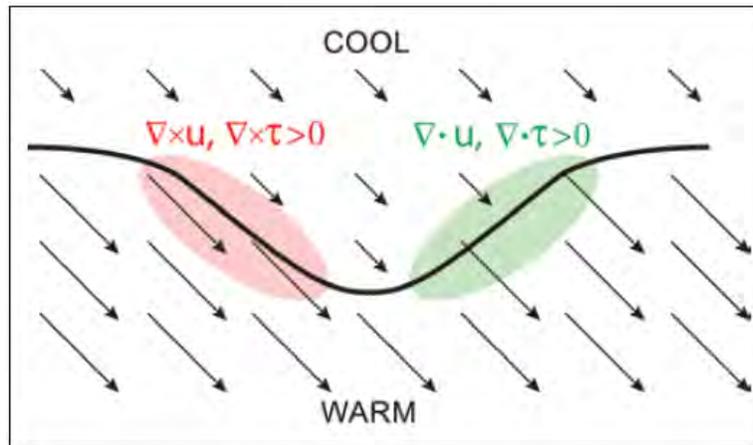


FIGURE 1.7 – Représentation schématique de la divergence et du rotationnel des champs de vent et de tension de vent induits par les variations spatiales de la SST. Près d'un front de SST (représenté ici par la ligne noire épaisse), le vent à la surface est plus faible au-dessus d'eau froide et plus fort au-dessus d'eau chaude, représenté qualitativement ici par la longueur des vecteurs. L'accélération du vent générée au passage du front génère de la divergence (en vert). Les variations latérales là où le vent souffle parallèlement à la ligne de front génère un rotationnel (en rouge). Extrait de Chelton and Xie (2010).

Des tests de sensibilité à la résolution spatiale océanique et atmosphérique ont montré que les modèles donnent, conformément aux observations, une corrélation positive entre la SST et le vent près de la surface, à condition que la composante océanique soit “eddy-permitting” (Bryan et al. (2010)). Par contre, le couplage est plus faible dans les modèles que dans les observations, et ce résultat ne dépend pas de la résolution atmosphérique ; à même forçage océanique, le couplage est similaire pour une composante atmosphérique à  $0.5^\circ$  et à  $0.25^\circ$  (voir Figure 1.4). Ce résultat suggère que c’est la représentation des processus atmosphériques sous-maillés dans la couche limite planétaire, plutôt que les processus aux échelles résolues, qui sont responsables de la faiblesse du couplage. Song et al. (2009) ont montré que la stabilité statique dans la couche limite planétaire est le principal facteur qui contrôle la force du couplage. Ce résultat suggère une forte dépendance du couplage à la paramétrisation utilisée par les modèles atmosphériques.

La réponse de la divergence de la tension de vent au gradient de SST dans la direction de l’écoulement est linéaire, ainsi que la réponse du rotationnel de la tension de vent au gradient de SST normal à l’écoulement (Chelton et al. (2004)). Ces relations linéaires sont également vérifiées pour le rotationnel et la divergence de la vitesse du vent, malgré la non-linéarité existant entre la vitesse et la tension du vent.

La réponse de la divergence et du rotationnel aux variations spatiales de la SST peut avoir des répercussions d’une part sur l’atmosphère, en provoquant de profondes ascensions et des subsidences, et d’autre part sur l’océan, en générant un pompage d’Ekman capable de rétro-agir sur la SST elle-même (voir la sous-section 1.2.5).

### **Réponse de la MABL et identification des mécanismes associés**

Les modèles numériques ont été largement utilisés afin d’identifier les mécanismes mis en jeu dans la réponse atmosphérique aux forçages de petite échelle de la SST. La gamme des modèles utilisés s’étend de modèles simplifiés (analytiques, idéalisés) à des modèles plus réalistes d’une grande complexité, globaux ou régionaux (modèles atmosphériques forcés par des observations ou des réanalyses, modèles couplés océan-atmosphère). Quant au panel d’expériences réalisées, il compte de nombreuses études de cas mais également des simulations aux échelles de temps climatiques saisonnière à inter-annuelle. L’objectif ici n’est pas de les énumérer de façon exhaustive mais plutôt de faire le point sur ce que les modèles numériques nous apprennent de la réponse moyenne de l’atmosphère aux petites

échelles de SST aux moyennes latitudes. Alors que certains mécanismes ont été solidement établis, d'autres dont la contribution diffère fortement d'un modèle à l'autre sont toujours objets de débats. On se concentrera sur les fronts de SST localisés au niveau des CBO dans l'hémisphère nord et en particulier sur le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord.

Lorsque de l'air traverse un front de SST, les différences de température et d'humidité entre l'air et la mer entraînent des changements de la stabilité près de la surface et du stress du vent ainsi que des flux de chaleurs latent et sensible (Sweet et al. (1981), Businger and Shaw (1984), Hayes et al. (1989)). Les changements de stabilité modifient le profil de la couche limite de telle sorte que le gradient vertical de vitesse du vent, la température potentielle de l'air et l'humidité augmentent dans des conditions plus stables, et diminuent dans des conditions moins stables (Stull (1988)). Quand la température et l'humidité de l'air commencent à réagir aux flux de surface, la pression atmosphérique change également (Lindzen and Nigam (1987)). Cela produit un gradient de pression à l'origine d'une circulation secondaire (Wai and Stage (1989)). Les flux turbulents de chaleur, de quantité de mouvement et d'humidité peuvent être transportés plus profondément dans la couche limite par des tourbillons de grande échelle, ce qui a pour conséquence un transfert de quantité de mouvement depuis la partie supérieure de la couche limite vers la surface (Hayes et al. (1989), Wallace et al. (1989)), ainsi que des changements de hauteur de la couche limite. L'approfondissement de la couche limite au-dessus des eaux chaudes a été relevé par plusieurs études (Sweet et al. (1981), Wayland and Raman (1989), Kwon et al. (1998)). Le cycle diurne affecte également la stabilité près de la surface dans les régions de fronts, avec une diminution le jour et une augmentation la nuit.

Les observations ont également mis en évidence des perturbations de la tension de vent au niveau des zones de fort gradients de SST. Ces perturbations sont dues à :

- un changement du coefficient de traînée lié à la déstabilisation de la MABL,
- les perturbations de la vitesse du vent induites par le champ de SST.

La deuxième contribution est largement prédominante sur la première (Wai and Stage (1989), Small et al. (2003, 2008), O'Neill et al. (2005)). A une anomalie chaude de SST correspond une augmentation du vent de surface et une déstabilisation de la MABL liée à une intensification du mélange vertical. En fait, les anomalies de températures dans la MABL sont décalées par rapport aux anomalies de SST (Small et al. (2008)), ce qui fait que le maximum de vitesse transverse au front n'est pas colocalisé avec le maximum de

gradient de SST, mais avec le maximum de gradient de température de l'air dans la MABL. Ce décalage est principalement lié à l'advection par l'écoulement de grande échelle.

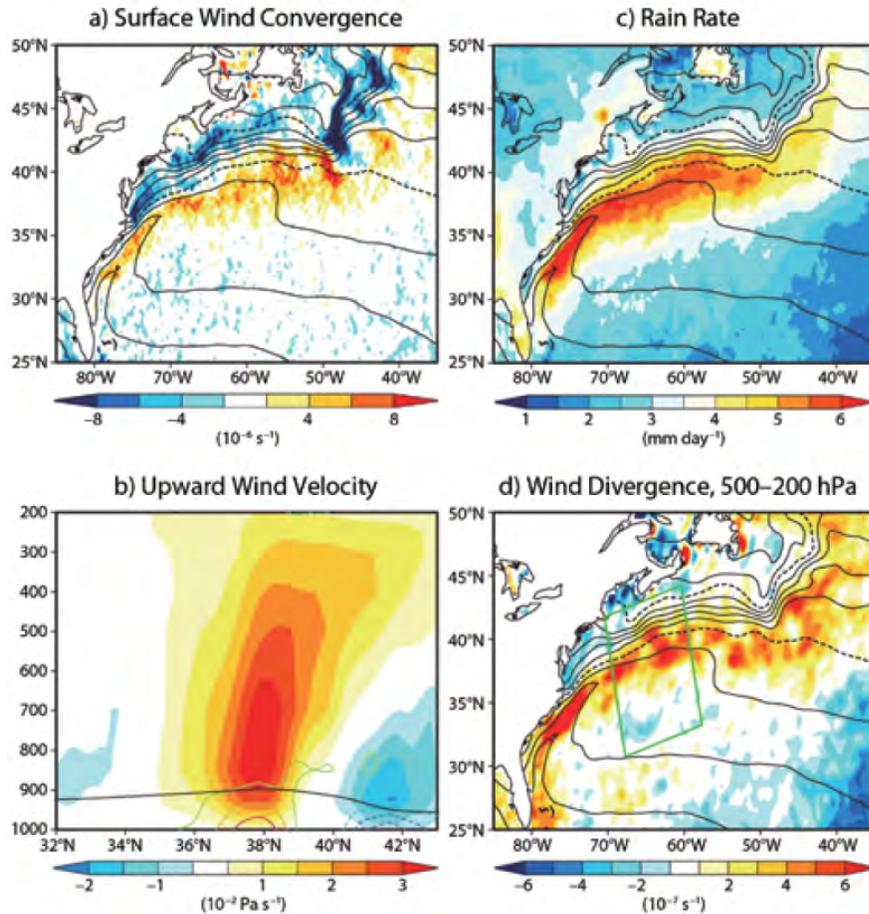


FIGURE 1.8 – Moyennes annuelles de (a) la convergence du vent à la surface (observations QuikSCAT), (b) la vitesse verticale par niveaux de pression (modèle ECMWF), (c) du taux de précipitation (observations du satellite TRMM) et (d) la divergence en haute troposphère moyennée sur les niveaux de pression compris entre 200 et 500 hPa (modèle ECMWF). Les contours sur les figures (a), (c) et (d) représentent la SST avec un intervalle de 2°C. La ligne noire sur la figure (b) représente la hauteur de la couche limite, et les autres contours représentent la convergence du vent moyennée le long du front dans le rectangle vert représenté sur la figure (d), avec un intervalle de  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$  (lignes continues pour la convergence et pointillées pour la divergence, l'isoligne nulle n'est pas représentée). Extrait de la revue de Chelton et Xie (2010), modifié d'après Minobe et al. (2008).

Minobe et al. (2008) ont utilisé un AGCM à haute résolution ( $\sim 50$  km) pour comparer l'impact d'un front de SST réaliste dans la région du GS par rapport à un front lissé. Lorsque les vents soufflent du nord-ouest, l'air continental froid et sec est soumis à un réchauffement rapide en passant au-dessus des eaux chaudes du Gulf Stream. Cet effet est encore plus marqué en hiver, lorsque le différentiel de température et d'humidité est le plus fort. Ce chauffage différentiel est renforcé par l'évaporation à la surface générée par le fort différentiel d'humidité spécifique et l'accélération du vent due à la divergence au passage du front. Le phénomène de convergence et de divergence de l'écoulement à la surface dans la région du Gulf Stream est bien reproduit dans le cas du front de SST réaliste de l'expérience de Minobe et al. (2008) : après avoir traversé le ruban d'eau chaude du Gulf Stream, la décélération au-dessus de l'eau plus froide génère une convergence à la surface (Figure 1.8a). Cette convergence du vent en surface canalise une profonde ascendance sur toute la hauteur de la troposphère (Figure 1.8b) et est associée à une divergence de vent dans la haute troposphère (Figure 1.8d).

Les différents effets de la petite échelle de SST sur la MABL, mis en évidence à la fois dans les observations et dans les modèles numériques à haute résolution, indiquent que le mélange turbulent vertical, les gradients de pression et l'advection non-linéaire contribuent à l'équilibre des moments dans la MABL (Small et al. (2005), O'Neill et al. (2010), Small et al. (2008)). La vitesse verticale au sommet de la MABL a deux composantes :

- une composante mécanique, due à l'écoulement géostrophique au-dessus de la MABL, qui est substantielle aux moyennes latitudes, et qui génère du pompage dans la MABL par des anomalies tourbillonnaires de grande échelle,
- une composante thermique, due à la génération de vent dans la MABL associée au laplacien de la SST au niveau du front océanique, similaire au mécanisme d'ajustement hydrostatique de Lindzen et Nigam (1987), dominant dans les tropiques.

Les deux mécanismes jouent un rôle aux moyennes latitudes. Cependant, il y a débat sur les contributions relatives des effets du transfert du mélange turbulent et de l'ajustement en pression sur la modification du profil du vent (Chelton et al. (2004)). Dans les années 80, plusieurs études ont donné le premier mécanisme comme étant dominant (Sweet et al. (1981), Wallace et al. (1989), Hayes et al. (1989)). Puis d'autres études ont montré l'importance du second mécanisme (Huang and Raman (1988), Wai and Stage (1989), Warner et al. (1990)). Des expériences idéalisées réalisées par Spall (2007) ont suggéré que l'impor-

tance relative du mélange turbulent et de l’ajustement en pression dépendait de la vitesse de l’écoulement au niveau du front.

La modélisation de l’effet d’un gradient de SST réaliste rend bien compte d’une intensification des précipitations associée à la partie chaude du front, conformément aux observations (Figure 1.8c). Cette bande de précipitation colocalisée avec les eaux chaudes du Gulf Stream est soumise à un fort cycle saisonnier, la convection atteignant généralement le milieu de la troposphère en hiver mais s’étendant sur toute sa hauteur en été, lorsque la SST dépasse le seuil de convection profonde de  $26^{\circ}\text{C}$  environ (Minobe et al. (2010)).

Brachet et al. (2012) ont étudié, à partir d’expériences numériques réalisées avec un modèle atmosphérique forcé par une SST à haute résolution (expérience en configuration date perpétuelle, avec une forçage en SST correspondant à la valeur climatologique du 15 février), l’impact d’un front de SST renforcé dans la région du Gulf Stream par rapport à un front climatologique. Le front renforcé génère un courant jet atmosphérique au-dessus de la troposphère associé à des ascendances plus fortes sur la partie chaude du front, et des mouvements descendants plus marqués sur la partie froide au nord (voir Figure 1.11). Cette structure est asymétrique dans le modèle : le mouvement ascendant est plus intense et plus profond que le mouvement descendant. La distribution spatiale des anomalies de flux de surface est similaire à celle des anomalies de SST. L’asymétrie entre les anomalies de flux de chaleur au-dessus des eaux chaudes et des eaux froides, particulièrement marquée pour le flux de chaleur latente, a deux origines possibles :

- la MABL est moins stable et plus turbulente sur la partie chaude du front,
- la non-linéarité de la relation de Clausius-Clapeyron entre la température de l’air près de la surface et le rapport de mélange à saturation : ce dernier augmente plus au-dessus d’une anomalie chaude de SST qu’il ne diminue au-dessus d’une anomalie froide.

Les anomalies chaudes de température de l’air dans la MABL sont moins prononcées que les anomalies froides, en revanche elles s’élèvent davantage, ce qui correspond à une MABL plus élevée sur la partie chaude du front que sur la partie froide (voir Figure 1.9). Sur la partie chaude, de fortes ascendances de l’ordre de  $0.1 \text{ Pas}^{-1}$  s’étendent jusqu’à  $500 \text{ hPa}$ . La subsidence associée sur la partie froide du front est plus étalée, et à la fois moins forte et moins profonde. Cette asymétrie avait déjà été remarquée par Minobe et al.

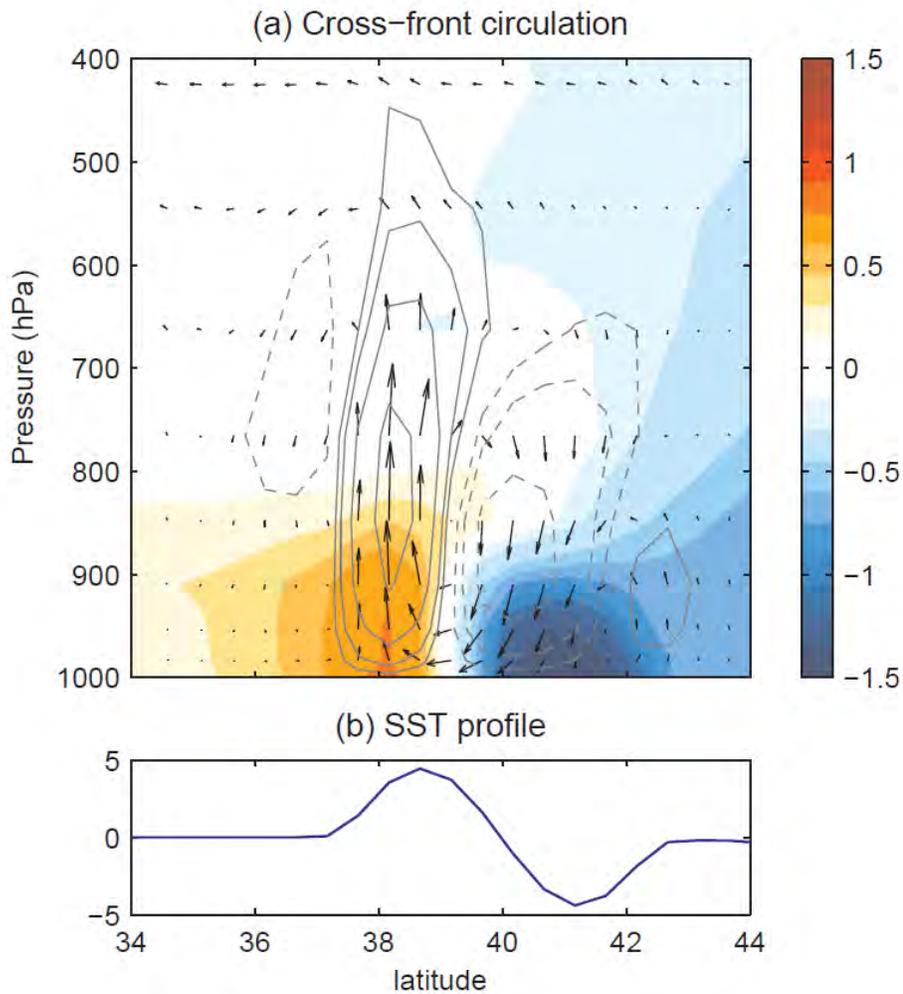


FIGURE 1.9 – Coupe méridionale verticale des différences entre une expérience forcée par un front de SST renforcé dans la région du Gulf Stream et une expérience forcée par des valeurs climatologiques. Moyennes zonales entre  $75^{\circ}\text{W}$  et  $50^{\circ}\text{W}$ , avec une latitude de référence mobile qui suit la position du front (représenté à  $60^{\circ}\text{W}$ ). Température (en couleurs), vitesse verticale (en contours à 1, 2, 4, 8 et  $12 \cdot 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ), et circulation cross-frontale (flèches). Les flèches sont mises à l'échelle de telle façon que la divergence apparente corresponde à la divergence réelle. (b) Profil cross-frontal des anomalies de SST. Extrait de Brachet et al. (2012).

(2008) et serait liée aux importants flux de chaleur latente qui communiquent l'influence

des anomalies positives de la SST de la MABL vers la troposphère libre.

La réponse directe de l'atmosphère à la petite échelle spatiale de la SST est plus forte dans la MABL mais elle affecte aussi les nuages dans la troposphère libre, comme l'ont montré les observations satellites. Dans l'expérience du front renforcé réalisée par Brachet et al. (2012), les nuages bas (vers 850 hPa) diminuent aussi bien sur la partie chaude que sur la partie froide du front de SST dans la région du GS, mais les nuages de moyenne altitude augmentent sur la partie chaude seulement, en association avec une augmentation des précipitations convectives. Tokinaga et al. (2005) ont observé une réponse similaire des nuages au niveau du KE.

Les anomalies de SST dans la région du Gulf Stream sont les plus fortes de tous les fronts de SST des moyennes latitudes. Cependant, des expériences réalisées dans la région du Kuroshio ont aussi montré une réponse de l'atmosphère, bien que moins prononcée que dans la région du Gulf Stream ; une bande de convergence du vent à la surface se forme le long de la partie chaude du front, et les ascendances associées génèrent des nuages de moyenne altitude et une forte activité convective (Tokinaga et al. (2006), Xu et al. (2010)). Une expérience similaire à l'expérience de Minobe et al. (2008) réalisée par Taguchi et al. (2009) a également mis en évidence une augmentation de l'énergie cinétique des tourbillons baroclines dans l'expérience avec le fort gradient de SST dans la région du KE. Ces expériences indiquent que la convergence des vents à la surface induite par les variations spatiales de la SST dans les régions de fronts océaniques peuvent générer des mouvements verticaux susceptibles d'impacter profondément la colonne atmosphérique en générant de la divergence des vents dans la haute troposphère. Ces anomalies de divergence sont elles-même susceptibles d'avoir un impact sur les ondes de Rossby, dont l'énergie se propage le long du courant jet d'ouest (Hoskins and Valdes (1990)), et donc d'avoir une influence sur la circulation atmosphérique de grande échelle (Minobe et al. (2008)).

### **Influence du régime de vent sur la réponse de la MABL**

La réponse atmosphérique à la petite échelle océanique varie d'une saison à une autre et d'une région du globe à une autre. Cette variabilité de grande échelle temporelle et spatiale illustre la sensibilité de cette réponse à l'écoulement de grande échelle. Le cycle saisonnier affecte la réponse de la MABL aux petites échelles de SST de telle sorte qu'en hiver, où le vent est généralement plus fort dans la plupart des régions, le couplage air-

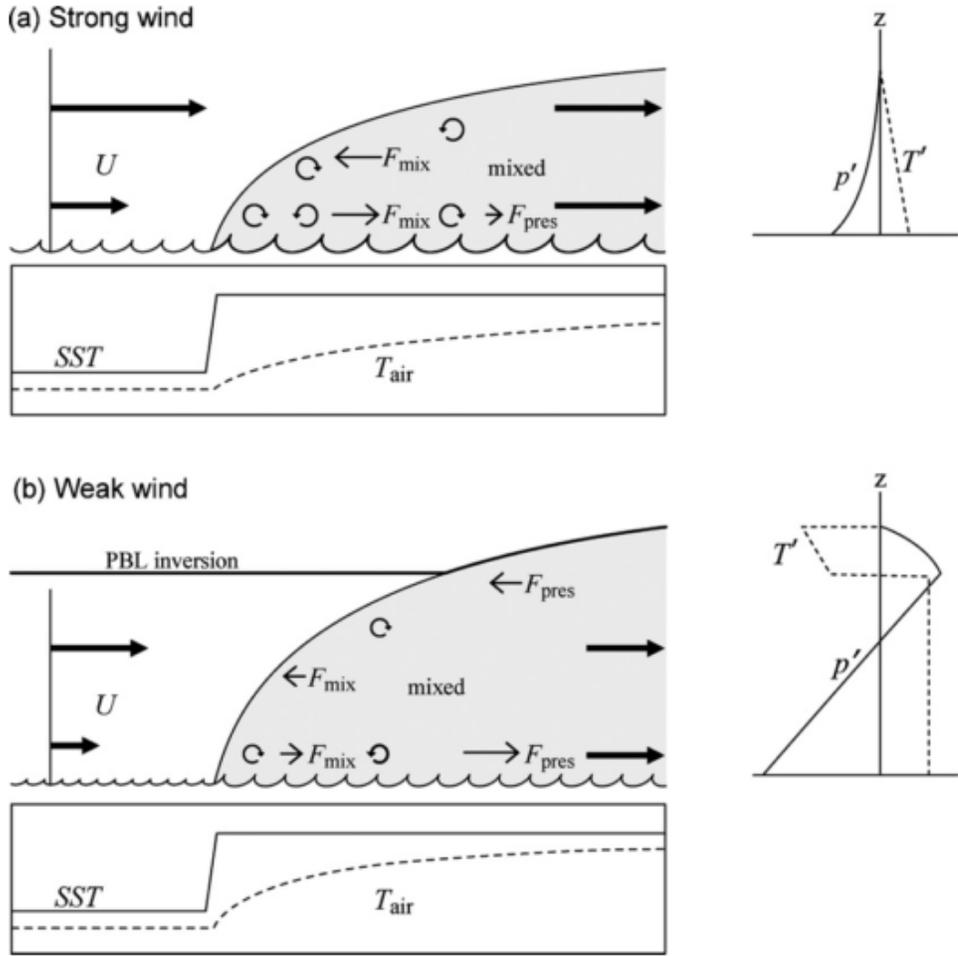


FIGURE 1.10 – Schémas illustrant les mécanismes de réponse de la MABL à un front océanique. Le flux est orienté de la SST froide vers la SST chaude pour un régime de grande échelle (a) de vents forts, et (b) de vents faibles. Les profils horizontaux cross-frontaux de SST et de température de l'air  $T_{air}$  sont représentés en dessous de chaque schéma. Le profil de SST (trait continu au-dessus) présente un palier avec une augmentation sur la partie droite du front. Les vents incidents de grande échelle  $U$  arrivent sur le front par la gauche. Une couche de mélange interne (en gris) se développe dans le sens de l'écoulement. Les flèches circulaires représente le mélange turbulent. Les forces de pression ( $F_{pres}$ ) et dues au mélange ( $F_{mix}$ ) sont représentées par des flèches fines. Sous l'effet de ces forces, le profil vertical de vent devient uniforme (flèches épaisses) au passage du front. A droite de chaque schéma sont représentés les profils verticaux des anomalies de température de l'air ( $T'$ , ligne pointillés) et de pression ( $p'$ , ligne continue) le long de l'écoulement. Extrait de Small et al. (2008).

mer est également plus marqué qu'en été. La différence de couplage entre l'été et l'hiver peut atteindre un facteur cinq au niveau du KE et du GS, où les variations saisonnières de l'écoulement de grande échelle sont importantes. Au contraire, dans l'océan Austral où les variations saisonnières du vent de grande échelle sont plus faibles, le couplage est seulement deux fois plus fort en hiver qu'en été. Small et al. (2008) proposent un mécanisme expliquant la sensibilité de la réponse de la MABL au régime de vent de grande échelle, en distinguant deux cas de figures (Figure 1.10) :

1. Régime de vent fort (Figure 1.10a) : la température de l'air n'a pas suffisamment de temps pour s'ajuster à la SST. La différence de température air-mer est importante et provoque de forts flux de flottabilité à la surface. Mais dans ce cas, l'advection horizontale dans la couche limite est forte et limite le développement d'une couche limite interne (CLI). Des modifications rapides de la stabilité près de la surface augmentent la rugosité de surface, ce qui tend à accroître le mélange turbulent et le transfert de quantité de mouvement vers la surface (équation de la quantité de mouvement) (Hayes et al. (1989), Spall (2007)). Dans le cas du régime de vent fort, les anomalies de température de l'air et de pression sont faibles et diminuent avec les flux de flottabilité à mesure que l'on s'éloigne de la surface.
2. Régime de vent faible (Figure 1.10b) : la température de l'air a plus de temps pour s'ajuster à la SST. Les flux de flottabilité sont moins affectés par l'advection horizontale qui est plus faible et des parcelles d'air s'élèvent rapidement, ce qui provoque un approfondissement rapide et important de la CLI, celle-ci pouvant dépasser la couche d'inversion. Sous la couche d'inversion, l'anomalie de température est uniforme et positive, associée à une forte anomalie négative de pression, ce qui tend à uniformiser le profil de vent. De ce cas de figure, le mélange turbulent près du front de SST est similaire au cas 1 (vent fort) mais en aval du front les termes de mélange vont davantage se comporter comme des termes de traînée lorsque le vent traverse le gradient de pression.

#### **1.2.4 Influence d'un front océanique sur la troposphère libre**

Le Gulf Stream correspond à un maximum de vitesse verticale climatologique dans la moyenne troposphère, et à un maximum climatologique de divergence dans la haute troposphère (Minobe et al. (2008)). Ces résultats suggèrent que le Gulf Stream peut être

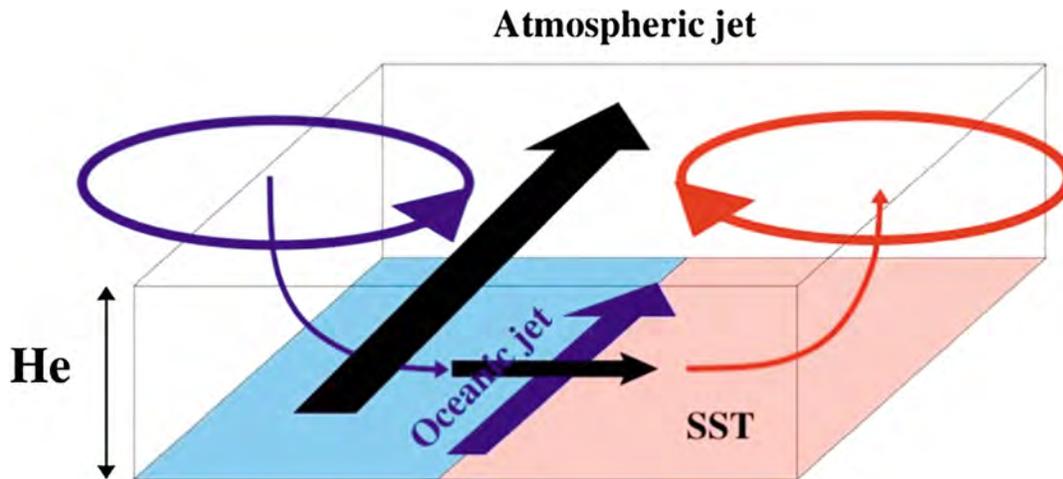


FIGURE 1.11 – Illustration schématique du mécanisme de génération d’un courant jet atmosphérique par un front de SST : le courant jet océanique (flèche bleue épaisse) génère un courant jet atmosphérique (flèche noire au-dessus) ainsi qu’une circulation en double gyre (cercles rouge et bleu) au niveau de la tropopause. Les couleurs chaudes indiquent le côté chaud du front océanique. Extrait de Feliks et al. (2011).

un forçage non-négligeable des ondes stationnaires de Rossby. Une réponse atmosphérique profonde a aussi été détectée au courant des Aiguilles et dans l’océan Austral (Liu et al. (2007)).

### Création d’un courant jet parallèle au front

Une expérience réalisée avec un modèle linéaire idéalisé de MABL couplé à un modèle de troposphère libre non-linéaire, équivalente barotrope et quasi-géostrophique, a montré que le front de SST produit une réponse barotrope via la vitesse verticale qu’il induit au sommet de la MABL, et aussi qu’il existe une formulation simple de la solution analytique de cette vitesse verticale, qui est proportionnelle au laplacien de la SST (Feliks et al. (2004)).

La composante thermique de la vitesse verticale induite au sommet de la MABL par un front de SST génère un courant jet dans l’atmosphère libre parallèle au front de SST (Figure 1.11). Le fort gradient de SST génère un gradient de pression dans la MABL qui donne naissance à une circulation agéostrophique cross-frontale dans les basses couches, selon un mécanisme semblable à celui d’une brise. Cette circulation conduit, via la conservation de la masse, à un pompage de l’atmosphère libre. Ce pompage crée des anomalies de

vitesse verticale en haut de la MABL, qui induisent des anomalies de rotationnel dans la troposphère libre, entraînant un courant jet dans la troposphère libre parallèle aux isothermes à la surface. Le front de SST agit comme une source de rotationnel potentielle pour la troposphère libre, et l'intensité du front océanique détermine la vitesse moyenne du jet atmosphérique.

### **Routes dépressionnaires des moyennes latitudes**

Aux moyennes latitudes, les plus grands échanges de chaleur, de moment et d'énergie à l'interface air-mer sont associés au passage de cyclones et d'anticyclones se déplaçant vers l'est, à l'échelle synoptique et à grande échelle spatiale. Les tempêtes des moyennes latitudes sont généralement générées par une instabilité barocline et nécessitent donc des sources de baroclinicité (Chang et al. (2002)). Ce sont des systèmes auto-entretenus, grâce à une rétroaction positive au front océanique (Hoskins and Valdes (1990)). En effet le chauffage diabatique induit par la tempête crée une réponse constante de la circulation qui inclut une augmentation de la baroclinicité dans les régions d'entrée de trajectoires des tempêtes de l'hémisphère nord. L'une de ces sources provient du gradient de température en basse-couches (baroclinicité telle que définie par Hoskins and Valdes (1990)) et qui est liée au gradient de SST (Cione et al. (1993)). La position et l'intensité de la route dépressionnaire a une forte influence sur la météo et le climat européen, les tempêtes étant fortement associées aux événements de vent et de précipitation extrêmes. Elle est liée à l'écoulement de grande échelle et à la structure du courant jet troposphérique, sur lequel elle rétro-agit également. La position latitudinale de la route dépressionnaire est liée à la position relative du jet subtropical et du front de SST aux moyennes latitudes, et à la baroclinicité atmosphérique qui leur est associée (Nakamura et al. (2008), Brayshaw et al. (2008)).

Des expériences idéalisées en mode aqua-planète avec un gradient de SST méridien et symétrique par rapport à l'équateur ont confirmé que les tempêtes se forment généralement dans des zones de forte baroclinicité (Inatsu et al. (2003)). Une autre source est le chauffage diabatique, qui se produit de façon particulièrement intense lors de vagues de froid (appelées "cold air outbreaks" en anglais), survenant le plus souvent en hiver. Dans le cadre de l'approximation quasi-géostrophique, adaptée aux extra-tropiques, une anomalie de chauffage se comporte comme une source de vorticité potentielle en dessous du niveau de

chauffage maximal, là où le chauffage tend à augmenter la stabilité statique (faible gradient thermique vertical), et comme un puits au-dessus du chauffage, là où le chauffage tend à diminuer la stabilité statique. Le chauffage de surface équivaut à une source de vorticité potentielle à la surface mais il y a un effet de compensation immédiatement au-dessus de la surface, si le chauffage décroît avec l'altitude.

Un large éventail de forçages se combinent pour produire la structure des routes dépressionnaires : les contrastes air-mer, l'orographie, les températures de surface de la mer, etc. Brayshaw et al. (2009) ont réalisé des expériences atmosphériques idéalisées en mode aqua-planète ainsi que des expériences semi-réalistes avec le GCM HadAM3 pour mettre en évidence l'influence des forçages de grande échelle que constituent la distribution des terres émergées ainsi que la chaîne de montagnes des Rocheuses, principal relief à grande échelle pouvant interférer de façon directe et sur une très large bande de latitudes avec l'écoulement atmosphérique sur le bassin Atlantique Nord. Cette étude constitue un intermédiaire entre les modèles idéalisés simplifiés et les simulations réalistes réalisées à partir de GCMs. Les caractéristiques du domaine Nord Américain sont particulièrement importantes dans la génération de la structure de la trajectoire des tempêtes en Atlantique Nord. En particulier, l'inclinaison du jet troposphérique du sud-ouest vers le nord-est, qui résulte du détournement de l'écoulement d'ouest au niveau des Rocheuses. Ce détournement se fait soit au nord en passant au-dessus de la chaîne de montagnes, soit en sud en contournant horizontalement. Il génère une onde stationnaire responsable des caractéristiques principales du champ de SST sur l'Atlantique Nord, comme la présence d'eaux chaudes au nord-est du bassin (Seager et al. (2002)), et entraîne un renforcement du développement des tempêtes le long d'un axe proche de la côte est du continent. De plus, la forme approximativement triangulaire de l'Amérique du Nord permet le développement d'une zone d'air froid au Nord-Est, qui augmente le contraste thermique le long de la côte est. Les anomalies négatives de SST associées à la langue d'eau froide dans la partie nord du front diminuent le contraste thermique existant entre la terre et l'océan dans la partie nord de la côte Est de l'Amérique du Nord, là où l'écoulement induit par les Rocheuses crée une région d'air froid et sec. En conséquence, la réduction de la baroclinicité près de la surface est associée à une réduction de l'activité cyclonique près de la côte, et à un léger décalage vers le sud de la route dépressionnaire à l'ouest du bassin Atlantique Nord, ce qui est beaucoup moins marqué en l'absence des Rocheuses. En effet, l'orientation du nord-ouest vers sud-est

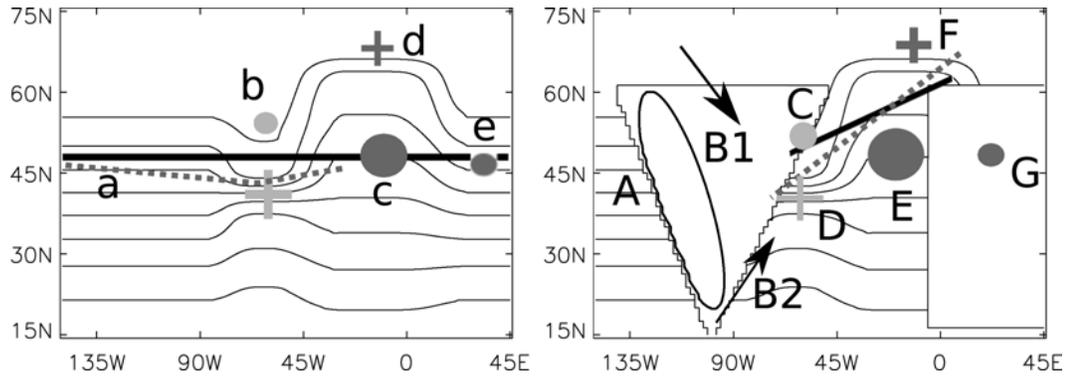


FIGURE 1.12 – Résumé de l'impact des structures de SST de l'Atlantique Nord, (à gauche) en mode aqua-planète et (à droite) avec la circulation de grande échelle générée par la présence de continents idéalisés. Les signes plus (cercles) indiquent les régions où la route dépressionnaire se renforce (s'affaiblit) (gris clair pour les différences associées au GS, gris foncé pour la DNA). Les lignes épaisses noires (les pointillés gris) représentent les routes dépressionnaires sans (avec) le GS et la DNA. Dans la configuration aqua-planète, la route dépressionnaire entrant au point a est légèrement décalée vers le sud et/ou renforcée par l'augmentation de la baroclinicité de surface au niveau du GS (point b). Plus à l'est, la route dépressionnaire est affaiblie au niveau de la DNA (point c), avec peut-être un léger renforcement de l'activité dépressionnaire dans l'extrême nord (point d). En aval de l'écoulement la route dépressionnaire s'affaiblit (point e). Dans la configuration prenant en compte les continents, l'écoulement arrivant au point A est dévié par les Rocheuses, produisant un bassin d'eau froide au point B1 et de l'advection d'air chaud et humide au point B2. Le GS diminue la baroclinicité le long de la côte (point C) mais la renforce au niveau du front de SST (point D), ce qui provoque un décalage vers le sud de la route dépressionnaire. A l'est, la DNA diminue la baroclinicité de surface et affaiblit la route dépressionnaire au point E, mais la renforce plus au nord (point F), ce qui a pour effet d'accentuer son inclinaison du sud-ouest vers le nord-est sur l'Atlantique. En aval de l'écoulement, la route dépressionnaire est affaiblie sur le sud et le centre de l'Europe (point G). Extrait de Brayshaw et al. (2011).

des Rocheuses et leur extension sud sub-tropicale a pour effet de bloquer et de détourner l'écoulement de grande échelle de façon plus marquée qu'avec une chaîne de montagnes simplement orientée du nord vers le sud et confinée aux extra-tropiques. Cette position particulière provoque en aval une forte inclinaison du sud-ouest vers le nord-est du courant jet et des trajectoires de tempêtes sur l'Atlantique Nord. Cette orientation de l'écoulement est en fait extrêmement favorable au développement et à l'intensification des tempêtes car il s'aligne sur la côte Est de l'Amérique du Nord, ce qui contribue à renforcer la baroclinicité de surface là où l'air froid venant du continent rencontre la surface relativement chaude de l'océan. Cette combinaison a également été mise en évidence par Gerber and Vallis (2009). Suite à leur étude de l'impact des terres émergées et des reliefs sur la variabilité atmosphérique de l'hémisphère nord, Brayshaw et al. (2011) ont utilisé des expériences idéalisées en mode aqua-planète et des expériences semi-réalistes pour mettre en évidence l'impact du Gulf Stream (GS) et de la Dérive Nord Atlantique (DNA) sur la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord. Les conclusions de leur étude sont résumées sur la figure 1.12. Le GS et la DNA ont tous les deux des impacts sur la route dépressionnaire aux moyennes latitudes et sur la circulation de grande échelle. Ces effets sont les suivants :

- Le fort gradient méridional de SST associé au GS dans l'ouest du bassin Atlantique près de 40°N renforce les tempêtes en aval, intensifiant le courant jet troposphérique.
- La DNA diminue le gradient de SST méridien dans l'est du bassin vers 40°N mais le renforce à 60°-65°N. Cela a pour effet d'affaiblir les tempêtes le long de l'écoulement à 40°-45°N (ce qui coïncide avec un courant jet plus faible) mais de les renforcer légèrement aux latitudes plus élevées. Cela produit également une structure du vent zonal tripolaire équivalent-barotrope, avec des vents zonaux plus faibles vers 40°-50°N mais plus forts au sud et au nord de cette bande.
- La réponse atmosphérique à la combinaison du GS et de la DNA est similaire à celle de la DNA seule, mais de plus faible amplitude : les impacts respectifs du GS et de la DNA sur les tempêtes tendent à se contrecarrer, mais l'influence de la DNA est plus forte. Cependant, la combinaison des deux structures concourt à renforcer l'inclinaison du sud-ouest vers le nord-est de la route dépressionnaire initialement induite par la présence des terres émergées et des Rocheuses.
- Chaque front de SST est associé à des anomalies de divergence horizontale près de la surface sur la partie froide du front, et à des anomalies de convergence horizontale

près de la surface sur la partie chaude du front. Les mouvements verticaux associés pénètrent profondément dans la troposphère, comme l’ont observé Minobe et al. (2008).

### **Influence des courants de bord ouest sur les tempêtes extra-tropicales**

L’intensification rapide d’évènements appelés “bombes” (définis comme une tempête extra-tropicale avec une pression de surface qui décroît en moyenne d’au moins  $1 \text{ hPa}^{-1}$  pendant 24 heures) a été observée depuis longtemps au niveau du Gulf Stream et du Kuroshio (Sanders and Gyakum (1980), Sanders (1986), Cione et al. (1993)). Les fronts océaniques peuvent, en plus de leur action directe sur la MABL, influencer les dépressions synoptiques. Par exemple, les routes dépressionnaires définies en terme de fréquence de cyclones observés (Colucci (1976)) ou de variabilité synoptique de la tension de surface sont localisées près des zones de fronts, comme le Gulf Stream ou le Kuroshio. Cette correspondance spatiale suggère un lien dynamique entre les tempêtes atmosphériques et les fronts de surface comme le KE et le GS.

Des différences significatives sont constatées dans la variabilité atmosphérique suivant les changements de trajectoire du Gulf Stream et de l’extension du Kuroshio, parfois de façon locale comme un décalage méridional des trajectoires des tempêtes, parfois des impacts à distance dans des régions en l’aval de l’écoulement au-dessus du forçage océanique. Les fronts de SST peuvent également influencer la cyclogénèse aux moyennes latitudes. Les cisaillements verticaux de vent dans l’Atlantique nord-ouest et dans le Pacifique nord-ouest renforcent régulièrement des tourbillons atmosphériques qui s’intensifient jusqu’à devenir des tempêtes extra-tropicales (Hoskins and Hodges (2002)).

Deux mécanismes peuvent être responsables des différences locales de tempêtes au niveau d’un front océanique :

- l’augmentation de la baroclinicité liée au fort gradient de SST (Kuo et al. (1991)),
- les flux de chaleur turbulents à la surface qui réchauffent l’air en basse couche et le chargent en humidité, fournissant ainsi un réservoir de chaleur latente qui va alimenter les tempêtes à leur passage (Kuo et al. (1991), Hoskins and Valdes (1990)).

La baroclinicité peut être exprimée comme le taux de croissance d’Eady (Hoskins and Valdes (1990)), noté  $\sigma$ , de la façon suivante :

$$\sigma = 0.31f \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right| \frac{1}{N} \quad (1.5)$$

avec la fréquence de Brunt-Väisälä  $N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}$ ,  $f$  la force de Coriolis,  $v$  la vitesse du vent,  $z$  la coordonnée verticale,  $N$  la stabilité statique,  $g$  l'accélération de la pesanteur à la surface et  $\theta$  la température potentielle. Dans la basse troposphère,  $\sigma$  est directement relié à la température potentielle à la surface  $\theta_s$  via la stabilité statique. Cette relation est non-linéaire avec  $\sigma \propto (\theta_t - \theta_s)^{-\frac{1}{2}}$ , où  $\theta_t$  est la température potentielle à un niveau  $t$  au-dessus de la surface. Cette non-linéarité, associée à la fonction racine-carrée, implique qu'une augmentation de la température de surface génèrera une variation de  $\sigma$  plus importante qu'une diminution équivalente, et donc qu'une augmentation de la variance de la SST entraînera une augmentation de la baroclinicité moyenne.

L'impact local du Gulf Stream sur les tempêtes peut modifier la trajectoire complète d'une tempête (Xie (2004), Minobe et al. (2008)). La question centrale est de savoir quelle est la sensibilité de la tempête aux structures de petites échelles de la SST et aux gradients de plus grande échelle qui y sont associés. Pour essayer de répondre à cette question, l'étude de Minobe et al. (2008) a illustré une partie de la relation entre la position moyenne du GS et la structure atmosphérique moyenne depuis la couche limite jusqu'au sommet de la troposphère. D'autres études (par exemple, Hoskins and Hodges (2002)) se sont concentrées sur la variabilité atmosphérique associée au signal synoptique, et pas sur les structures océaniques en dessous qui pouvaient jouer un rôle. D'autres encore (dont Nakamura et al. (2004)) se sont intéressés au lien entre la SST moyenne et l'activité dépressionnaire moyenne en hiver. Comme le système est couplé, il y a des processus distincts dans l'atmosphère et dans l'océan qui vont forcer un alignement entre les deux (Hoskins and Valdes (1990), Nakamura et al. (2008)) : les tempêtes produisent des flux tourbillonnaires qui entraînent le courant jet des moyennes latitudes. Ce dernier affecte en retour la localisation du GS et du KE, et ainsi influence le développement et l'intensification des tempêtes. Les différences des réponses des trajectoires de tempête au front de SST entre le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord pourraient être dues à l'orientation plus zonale du KE et des anomalies des SST plus fortes sur le GS, mais pourraient également être dues aux différences des caractéristiques moyennes des trajectoires de tempêtes dans l'Atlantique Nord et dans le Pacifique Nord (Joyce et al. (2009)).

Woollings et al. (2010) ont réalisé des expériences à haute résolution à l'aide du RCM atmosphérique HadRH3p sur un domaine centré sur le bassin Atlantique Nord et couvrant la partie Est de l'Amérique du Nord et toute l'Europe de l'Ouest, en s'intéressant par-

ticulièrement à la région du Gulf Stream et au front de SST associé, et à l'Europe du Nord. Des tests de sensibilité de la réponse atmosphérique à la résolution spatiale (deux niveaux de résolution horizontale ont été utilisés : 100 km et environ 800 km) et temporelle (comparaison des fréquences journalière, hebdomadaire et mensuelle) de la SST ont montré que les forts gradients de surface contribuent à une forte baroclinicité près de la côte Est de l'Amérique du Nord, rendant cette région favorable à la cyclogénèse, en particulier en hiver, lorsque les contrastes entre air froid venant du continent passent au-dessus des eaux relativement chaudes de l'océan. Bien qu'il existe des différences significatives dans les trajectoires de tempêtes pour les différents jeux de résolutions temporelle et spatiale utilisées, ces différences sont confinées à des régions réduites et ne s'impriment pas sur l'écoulement moyen, la variabilité des structures atmosphériques et l'occurrence du régime de blocage, grandeurs pour lesquelles les différences ne sont pas significatives.

### 1.2.5 Rétroactions de l'atmosphère sur l'océan

Il existe plusieurs façons dont les perturbations atmosphériques générées par les petites échelles de SST peuvent rétroagir sur l'océan.

**Tension de vent à la surface et pompage d'Ekman** Les courants océaniques de surface dans les régions de fronts ou de tourbillons vont impacter les mouvements relatifs de l'air et de l'océan, provoquant un changement dans la tension de vent à la surface, ce qui affecte l'atmosphère mais aussi sa rétroaction sur l'océan (Kelly et al. (2001), Cornillon and Park (2001)). La surface de l'eau est généralement plus rugueuse/agitée là où la SST est chaude. Les perturbations de la tension de vent à la surface générées par les anomalies de SST sont susceptibles de modifier le mélange dans les couches superficielles de l'océan, modifiant ainsi la SST. De plus, le rotationnel de tension de vent génère un pompage d'Ekman qui, en faisant remonter vers la surface les eaux plus froides situées sous la couche de mélange, altère l'anomalie de SST qui lui a donné naissance. Comme les anomalies de rotationnel de tension de vent générées par les variations de méso-échelle de la SST évoluent linéairement avec le gradient de SST dans la direction de l'écoulement (voir sous-section 1.2.3), l'effet de la rétroaction atmosphérique sur le pompage d'Ekman sera plus fort là où le vent s'écoule parallèlement aux isothermes de SST. On est donc en présence d'une boucle de rétroaction entre l'océan et l'atmosphère. Le stress du vent à la surface, et par suite le pompage d'Ekman, dépend à la fois de la vitesse du vent et de sa stabilité, et du

courant océanique à la surface. La tension est fonction du cisaillement entre le vent et le courant à la surface. Le premier étant généralement bien plus important que le second, le second est souvent ignoré dans la formulation bulk du calcul de la tension. Pourtant, dans certaines régions comme celles près de l'équateur et des CBO, l'influence du courant sur le stress du vent peut ne pas être négligeable (Kelly et al. (2001), Cornillon and Park (2001)). La prise en compte de la formulation complète du stress sur les tourbillons océaniques a pour effet d'amplifier le pompage d'Ekman, en relaxant la thermocline (effet "top drag"; Dewar and Flierl (1987)). Ainsi l'atmosphère peut rétro-agir sur l'océan via le rotationnel du vent qui modifie la distribution du pompage d'Ekman (Chelton et al. (2004), O'Neill et al. (2005)) :

$$w_E = \frac{1}{\rho_0} \nabla x \frac{\tau}{f} \quad (1.6)$$

avec  $w_E$  la vitesse du pompage d'Ekman,  $\rho_0$  densité moyenne de l'eau dans la couche de mélange,  $\tau$  le stress du vent à la surface, et  $f$  le paramètre de Coriolis.

Dans les régions de forts gradients de SST, la variabilité de petite échelle de la vitesse d'Ekman est plus forte que la variabilité de grande échelle (O'Neill et al. (2003), Chelton et al. (2007), Haack et al. (2008)). Le pompage d'Ekman induit par les perturbations spatiales de SST constitue donc une perturbation à l'ordre un du pompage d'Ekman existant à grande échelle. Le pompage d'Ekman agit comme une source de vorticité, or c'est la vorticité qui contrôle la circulation océanique de grande échelle. Comme les perturbations du vent de surface induites par un front océanique ont une persistance de l'ordre du mois ou plus, la rétroaction de petite échelle du rotationnel de la tension de vent peut donc significativement affecter la circulation océanique.

Une étude de cas réalisée par White and Annis (2003) a montré l'influence d'un vent d'ouest de grande échelle sur les interactions air-mer au niveau d'un tourbillon de méso-échelle. Le stress du vent augmente au passage d'un tourbillon chaud et diminue au passage d'un tourbillon froid (voir Figure 1.13). Des anomalies positives de la hauteur de surface de la mer (anomalie anticyclonique) co incident avec les anomalies chaudes de la SST. Le rotationnel du stress du vent est positif (cyclonique, par convention) au nord du tourbillon océanique et génère une anomalie de pompage d'Ekman, et négatif au sud du tourbillon. L'asymétrie de la différence entre le vent et le courant à la surface de part et d'autre du tourbillon, connu sous le nom de "top hat effect", a pour effet moyen de déplacer le tourbillon vers l' quateur. Cette rétroaction sur le tourbillon océanique a été mise en

Schematic of Mesoscale Eddy in Background Westerly Wind Field

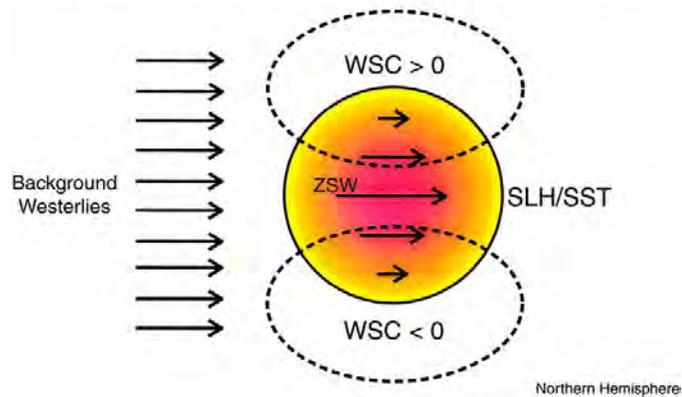


FIGURE 1.13 – Représentation schématique d’un tourbillon océanique anticyclonique (chaud) de méso-échelle sous un vent d’ouest de grande échelle, illustrant l’augmentation du vent zonal de surface au passage de la perturbation chaude de SST associée au tourbillon. Le champ de rotationnel de la tension de vent généré est cyclonique au nord du tourbillon et anticyclonique au sud, ce qui génère des anomalies de hauteur de surface de la mer qui ont tendance à déplacer le tourbillon vers l’équateur. En réalité, le tourbillon chaud augmente l’instabilité de la couche limite atmosphérique et ainsi augmente le frottement à la surface associé au vent zonal de grande échelle. Extrait de White and Annis (2003).

évidence par Dewar and Flierl (1987).

**Pertes énergétiques** En plus de la modification de la circulation océanique par les effets de la tension de vent à la surface, les anomalies de flux thermiques qui apparaissent quand l’atmosphère répond au gradient de SST peuvent également rétroagir sur l’océan. Worthington (1977) fait l’hypothèse que les pertes importantes de chaleur peuvent même avoir un impact significatif sur le transport du Gulf Stream, en particulier en hiver quand les masses d’air froides et sèches s’écoulent du nord-ouest du continent vers l’océan. Ainsi, le décalage de la trajectoire du Gulf Stream vers le sud en hiver pourrait être dû à ces pertes de chaleurs diabatiques.

**Nuages et rayonnement** Le mélange vertical accru au-dessus des anomalies chaudes de SST de méso-échelle augmente le transport d’humidité jusqu’au sommet de la MABL, facilitant ainsi la formation de nuages qui bloquent le rayonnement solaire avant d’atteindre la surface. Cette corrélation positive entre la SST et les nuages bas traduit donc en fait une

rétroaction négative des nuages sur les SST. A ma connaissance son effet n'a pas encore été quantifié pour une zone de fronts comme le Gulf Stream.

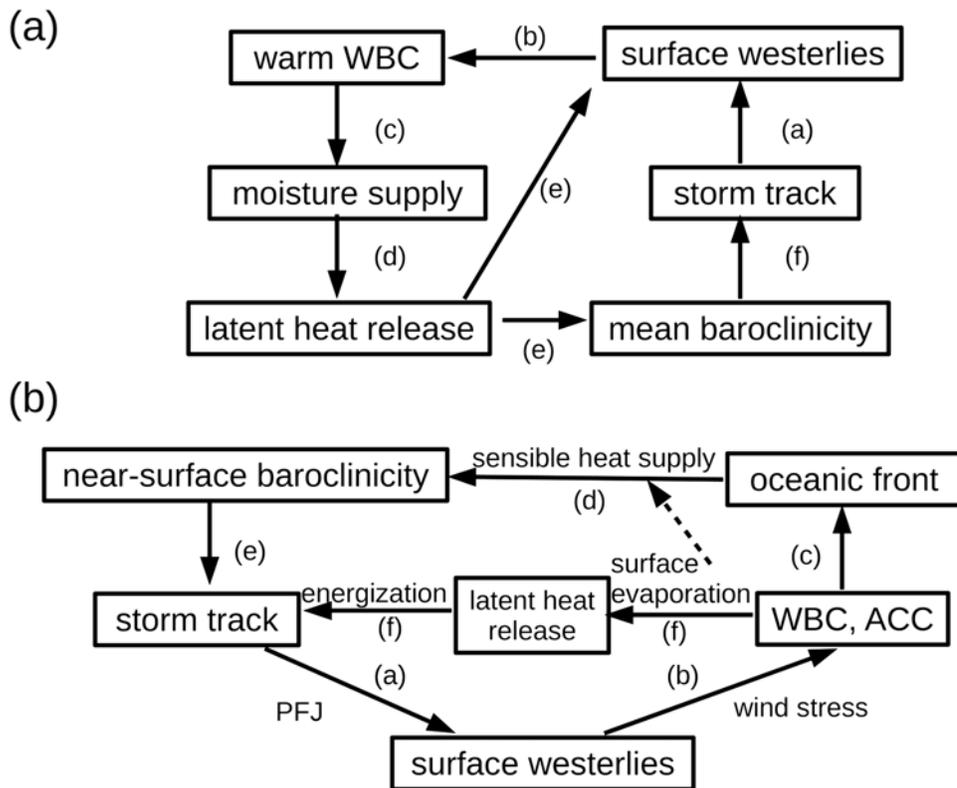


FIGURE 1.14 – Représentation schématique des boucles de rétroactions proposé par (a) Hoskins and Valdes (1990) et par (b) Nakamura et al. (2004) et Nakamura et al. (2008). L’acronyme WBC désigne un courant de bord ouest. Voir le texte pour les explications détaillées. Extrait de Hotta and Nakamura (2011).

**Dépressions extra-tropicales et route dépressionnaire** Les tempêtes extra-tropicales subissent les effets des gradients de SST (ou de contenu de chaleur) et sont suspectées de jouer à leur tour un rôle majeur dans les rétroactions sur l’océan. Une route dépressionnaire est l’objet d’une interaction air-mer couplée qui fait donc appel à des rétroactions de l’atmosphère sur l’océan et vice-versa. La représentation conceptuelle de la boucle de rétroaction proposée par Hoskins and Valdes (1990) (Figure 1.14a), et largement adoptée depuis, suggère que (a) l’écoulement d’ouest à la surface est maintenu le long de la route

dépressionnaire des moyennes latitudes par le vortex polaire et les flux tourbillonnaires ; (b) cet écoulement renforce les CBO ; (c) les CBO cèdent davantage d'humidité à l'atmosphère au-dessus ; (d) le flux de chaleur latente associé aux tempêtes convectives est aussi renforcé (e) provoquant une réponse stationnaire de l'onde planétaire pour laquelle la baroclinicité moyenne le long de la route dépressionnaire et les vents d'ouest sur le bassin océanique sont renforcés ; et (f) l'augmentation de la baroclinicité moyenne rétro-agit pour maintenir l'activité dépressionnaire, constituant ainsi une boucle de rétroaction positive.

Nakamura et al. (2004) et Nakamura et al. (2008) ont proposé une amélioration de cette boucle qui prendrait en compte l'effet d'un front océanique sur la baroclinicité près de la surface, et le lien entre le courant jet et la route dépressionnaire aux moyennes latitudes (schématisée Figure 1.14b) : (a) le transport de quantité de mouvement vers la surface associé au transport thermique vers le pôle maintiennent un courant jet de front polaire (noté PFJ sur le schéma, pour Polar-Front Jet en anglais) le long de la route dépressionnaire qui se forme au niveau d'un front océanique ; (b) les vents d'ouest associés à la surface renforcent le CBO (ou le courant circumpolaire atlantique, ACC) pour (c) maintenir la zone de front océanique par advection thermique ; (d) puis l'apport différentiel de chaleur sensible au niveau du front océanique restaure le gradient de température de l'air à la surface face à l'effet de relaxation (e) ce qui va maintenir l'activité dépressionnaire. Notons que (f) l'apport d'humidité via l'évaporation de surface au niveau du CBO joue un rôle important dans cette boucle de rétroaction car le flux de chaleur latente renforce les tempêtes dont les perturbations de température de l'air à la surface sont sujettes à une atténuation via les échanges thermiques avec l'océan. De plus, l'évaporation à la surface peut avoir un autre effet (représenté par une flèche pointillée) : influencer l'apport de chaleur sensible via le contrôle de la profondeur de la MABL (Troen and Mahrt (1986)).