

Projet Atmosphère Canada



MODULE

6

**L'interaction
atmosphère-océan**
Manuel du maître



Canadian Meteorological
and Oceanographic
Society

La Société Canadienne
de Météorologie et
d'Océanographie



Environnement
Canada

Environment
Canada

Canada

Projet Atmosphère Canada

Né d'une initiative et de la collaboration entre Environnement Canada et la Société canadienne de Météorologie et d'Océanographie (SCMO), le « Projet Atmosphère Canada (PAC) » s'adresse aux enseignants du niveau primaire et secondaire partout au Canada. Ce projet est conçu pour stimuler l'intérêt des jeunes en regard de la météorologie ainsi que pour favoriser et encourager l'enseignement des sciences de l'atmosphère et de celles qui s'y rattachent, au niveau primaire et secondaire, au Canada.

Toute matière adaptée ou reproduite du « Project ATMOSPHERE teacher's guides », est présentée avec l'autorisation de la « American Meteorological Society (AMS) »

Remerciements

Le Service météorologique du Canada, avec la Société canadienne de Météorologie et d'Océanographie, expriment leur gratitude à l'« American Meteorological Society » pour le soutien et l'aide reçus dans la préparation de cet ouvrage.

Un projet tel que le PAC ne se réalise pas du jour au lendemain. Depuis la transcription électronique à partir des exemplaires de l'AMS en passant par la révision, rédaction, examen critique, traduction, conception graphique et enfin par la mise en page définitive, il aura fallu des jours, des semaines, voir même des mois d'un effort soutenu pour en arriver au produit final. Je voudrais souligner la contribution importante apportée tant par le personnel d'Environnement Canada que par les membre de la SCMO d'un bout à l'autre du pays, ainsi que par le milieu scientifique global qui a autorisé l'utilisation de ses travaux dans le PAC, « manuels du maître ».

Au nom d'Environnement Canada et de la Société canadienne de Météorologie et d'Océanographie :
Eldon J. Oja
Chef de projet - Projet Atmosphère Canada

Tous droits réservés. Aucune partie de cette publication ne peut être reproduite, stockée dans un système de recherche informatique ou transmise, sous quelque forme ou par quelque moyen que ce soit (électronique, mécanique, par photocopie, enregistrement ou autre), sans l'assentiment écrit préalable de l'éditeur. L'autorisation est donnée, par les présentes, de reproduire, sans la modifier, la matière contenue dans cette publication, à des fins pédagogiques non commerciales, à condition que la source de la matière soit indiquée. Cette autorisation ne s'applique pas aux transmissions par voie électronique.

© Sa Majesté la Reine du Chef du Canada, 2001

Publié par Environnement Canada
Number de cat. : En56-172/2001F-IN
ISBN 0-662-86593-6

Table des matières

Introduction	2
Notions élémentaires	4
La complexité de l'interaction atmosphère-océan	8
Activité	13

MODULE 6

L'interaction atmosphère-océan

Introduction	Notions élémentaires	La complexité de l'interaction atmosphère-océan	Activité
Page 2	Page 4	Page 8	Page 13

INTRODUCTION

La météo est l'état actuel de l'atmosphère à un endroit. L'atmosphère est constamment en mouvement à plusieurs niveaux, depuis la plus légère bouffée d'air jusqu'aux grandes zones des vents qui ceignent le globe. Ces mouvements sont alimentés par l'énergie du Soleil passant par la surface de la Terre.

Environ 71 % de cette surface est composée d'eau, si bien qu'il n'est pas surprenant de constater que l'océan influence fortement la circulation atmosphérique et de la météo partout sur la Terre.

L'interface ou la délimitation entre l'océan et l'atmosphère est dynamique. La matière et l'énergie sont continuellement transportées dans les deux sens au-dessus de l'interface atmosphère-océan. Le couplage du vent avec la surface de l'eau crée des vagues et des courants marins. Selon la différence de température entre la surface de la mer et l'air sus-jacent, l'air gagne de la chaleur de l'océan ou il en perd. L'eau de mer s'évapore dans l'atmosphère et la vapeur d'eau atmosphérique se condense pour former du brouillard, des nuages et éventuellement de la précipitation qui retourne l'eau à la mer.

L'eau est une substance unique qui a une chaleur spécifique ainsi qu'une chaleur latente particulièrement élevées. La chaleur spécifique est la quantité de chaleur requise pour changer d'un degré la température d'une unité de la masse d'une substance. Des quantités relativement importantes de chaleur sont requises pour modifier la température de l'eau comparativement à d'autres substances. La chaleur latente par exemple est la quantité de chaleur nécessaire pour changer l'état d'une substance, pour que l'eau s'évapore. Ces

propriétés thermiques de l'eau ont d'importantes implications pour les températures de la surface de la mer, les températures de l'air sus-jacent à l'eau de mer, le transfert de chaleur entre la mer et l'atmosphère, et la circulation de l'atmosphère.

Ce module traite d'un aspect de l'interaction atmosphère-océan, de l'effet de la température à la surface de la mer sur la météo dans des régions côtières influencées par la remontée d'eaux froides et la plongée des eaux de surface poussées par les vents. Dans certaines régions côtières, la combinaison de vents constants, la rotation de la terre et l'orientation du littoral peuvent produire une circulation verticale de l'eau de mer. Aux endroits où les vents entraînent l'eau proche de la surface (la couche de surface jusqu'à une profondeur d'environ 100 mètres) en direction opposée au littoral, cette eau est remplacée par une eau relativement froide qui remonte des fonds marins. Ce processus est appelé « remontée d'eau ». Dans d'autres régions où les vents transportent les eaux proches de la surface en direction du littoral, l'eau plonge vers le fond et les températures à la surface de la mer sont plus élevées. On appelle ce processus « plongée des eaux ».

La rotation de la terre fait dévier les mouvements de l'air et de l'eau partout sauf à l'Équateur, phénomène connu sous le nom d'effet de Coriolis. Combiné au couplage de l'eau et de l'air, l'effet de Coriolis cause un transport net des eaux proches de la surface. Ce transport d'eau est orienté à environ 90 degrés à la droite de la direction du vent dans l'Hémisphère Nord et à environ 90

degrés à l'est de la direction du vent dans l'Hémisphère Sud. Les vents constants soufflant le long du littoral poussent les eaux proches de la surface vers le large ou en direction du littoral, engendrant respectivement des remontées et des plongées d'eau.

Les remontées et les plongées d'eau se produisent sur les trois côtes canadiennes, Atlantique, Pacifique et Arctique. Les remontées d'eaux côtières se produisent parce que le vent engendre un transport net d'eau qui est à la droite de la direction du vent. Ce transport net se déplace à la droite du vent principalement à cause de l'interaction du forçage du vent et de la rotation de la Terre.

La remontée et la plongée côtière des eaux influencent la météo et le climat en affectant les températures à la surface de la mer ; par exemple, les remontées d'eaux froides contribuent aux brouillards fréquents d'été alors que l'air tropical chaud passe au-dessus de la surface relativement plus froide de la mer. D'autre part, l'eau froide inhibe le développement de pluies et d'orages ainsi que la formation de tempêtes tropicales et d'ouragans.

La remontée d'eaux froides dans l'est du Pacifique au large de l'Équateur et du Pérou contribue aux conditions désertiques dans les plaines côtières. L'affaiblissement des remontées d'eaux froides associé à des circulations atmosphériques et océaniques sur une période de trois à sept ans est connu sous le nom de El Niño. Des températures plus chaudes à la surface de la mer entraînent une précipitation accrue le long de la plaine côtière.

Les régions ayant une prédisposition à la remontée et à la plongée des eaux sont d'un intérêt considérable dans la recherche pour des liens globaux entre les courants de surface poussés par les vents, la circulation des grands fonds marins entraînée par la densité, et l'atmosphère. Il est possible que des changements mineurs dans la remontée et la plongée puisse influencer non seulement l'océan, mais aussi la météo et les changements climatiques à une échelle planétaire.

NOTIONS ÉLÉMENTAIRES

Les propriétés thermiques de l'eau

1. L'eau est 1000 fois plus dense que l'air. (La densité de l'eau est d'environ 1000 kilogrammes par mètre cube alors que la densité de l'air est d'environ un kilogramme par mètre cube.) En conséquence, il y a plus de matière par volume d'eau pour absorber et émettre de l'énergie.
2. Comparativement à d'autres substances d'origine naturelle, la chaleur spécifique de l'eau est exceptionnellement élevée. Il faut environ six fois plus d'énergie thermique pour élever la température d'un kilogramme d'eau d'un degré Celsius que pour élever la température d'un kilogramme d'air d'un degré Celsius. En conséquence, il faut environ 6000 fois plus d'énergie thermique pour provoquer le même changement de température dans l'eau que dans l'air.
3. L'énergie provenant de la radiation solaire qui pénètre la mer est largement absorbée (convertie en chaleur) dans la couche d'eau proche de la surface. La circulation océanique poussée par le vent distribue cette chaleur à travers plusieurs centaines de mètres de profondeur dans l'océan. En conséquence, l'océan est un immense réservoir de chaleur.
4. L'eau change d'état à l'intérieur du système Terre-atmosphère. Un changement dans l'état de l'eau est provoqué soit en introduisant de la chaleur dans l'environnement (c.-à-d. pour la fonte, l'évaporation et la sublimation) ou en libérant de la chaleur dans l'environnement, (c.-à-d. pour le gel, la condensation et les retombées atmosphériques. La chaleur impliquée dans le changement d'état de toute substance est connue sous le nom de chaleur latente. Comparativement à d'autres

substances naturelles, l'eau a des valeurs de chaleur latente exceptionnellement élevées.

5. L'évaporation de l'eau de mer suivie de condensation dans l'atmosphère est le principal mécanisme de transfert de chaleur opérant entre l'océan et l'atmosphère. L'évaporation d'un kilogramme d'eau exige l'apport de presque 6000 fois plus d'énergie thermique qu'il n'en faut pour réchauffer un kilogramme d'eau d'un degré Celsius. La chaleur requise pour évaporer l'eau est par la suite libérée dans l'atmosphère quand la vapeur d'eau se condense et forme des nuages.

Implications pour la météo et le climat

6. La principale cause du réchauffement ou du refroidissement plus lents de l'océan par rapport à la Terre ou à l'air est la chaleur spécifique relativement importante de l'eau. Comparativement à la masse des terres, la surface de l'océan ne se réchauffe pas autant au cours de la journée et durant l'été et se refroidit moins la nuit et durant l'hiver.
7. La température d'une masse d'air est en grande partie déterminée par les surfaces au-dessus desquelles l'air se situe et se déplace. L'air au-dessus des océans présente moins de changements de température entre les saisons ou entre le jour et la nuit que l'air au-dessus des continents. L'air au-dessus des océans est aussi plus humide.
8. Les communautés côtières dont les vents dominants proviennent de la mer ont des climats modérés, des étés plus frais et des hivers plus doux que ce à quoi on pourrait s'attendre en tenant uniquement compte de leur latitude.

9. Les tempêtes qui se forment au-dessus de l'océan, telles les ouragans, sont alimentées par la chaleur latente libérée dans l'atmosphère quand la vapeur d'eau se condense. Cette vapeur d'eau provient principalement de l'évaporation de l'eau de mer et le taux d'évaporation est déterminé surtout par la température à la surface de la mer. Plus la température à la surface de la mer est élevée, plus le taux d'évaporation est élevé et plus il y a de chaleur latente dégagée dans l'atmosphère.
10. En réaction aux différences de température sur une distance donnée (appelée « gradient thermique »), la chaleur est transférée de l'endroit où il fait plus chaud vers un endroit plus frais. Ainsi l'air plus chaud est refroidi alors qu'il se déplace au-dessus de l'eau de la mer plus froide et l'air plus frais est réchauffé pendant qu'il passe au-dessus des eaux plus chaudes.
11. L'air frais provenant d'en dessous réduit la probabilité d'un fort mouvement vertical d'air nécessaire pour le développement de pluies et d'orages. Les pluies et les orages sont moins fréquents au-dessus de l'océan et les localités côtières en aval lorsque la température à la surface de la mer est inférieure à celle de la température de l'air.
12. L'air chaud provenant d'en-dessous accroît la probabilité d'un puissant mouvement vertical d'air qui peut mener à l'apparition de pluies et d'orages. Là où la température à la surface de la mer est plus élevée que la température de l'air, les pluies et les orages sont plus fréquents au-dessus de l'océan et des communautés côtières en aval.
13. L'évaporation augmente la concentration de vapeur d'eau dans l'air au-dessus de la surface de l'océan. L'air chaud humide se déplaçant au-dessus de la surface relativement froide de l'océan peut être refroidi jusqu'au point de saturation. La vapeur d'eau se condense et un brouillard marin se forme. (Le brouillard est un nuage en contact

avec une surface d'eau ou de terre.) Un brouillard peut également se former quand de l'air très froid passe au-dessus de l'eau de mer relativement chaude. En pareil cas, l'évaporation dans l'air froid provoque une saturation et le brouillard se présente comme des banderoles de vapeur ascendante. Ce genre de brouillard est commun au-dessus de l'Atlantique Nord en hiver, c'est la brume d'évaporation (ou fumée de mer arctique).

Rôle du vent et de la rotation de la terre

14. La friction entre le vent et la surface de l'océan aide à produire les mouvements d'eau horizontaux à grande échelle, appelés courants de surface. Ces courants ont tendance à ressembler à la configuration des vents dominants de surface.
15. S'il n'y avait pas de rotation terrestre, la friction entre le vent et la surface de l'océan pousserait une mince couche d'eau dans la même direction que le vent, mais à une fraction de la vitesse du vent. Cette couche entraînerait à son tour la couche inférieure suivante en mouvement. Cette interaction se poursuivrait vers le bas à travers des couches successives de la mer, comme des cartes individuelles dans un jeu de cartes, chacune avançant à une vitesse plus faible que celle de la couche supérieure.
16. Parce que la Terre tourne, la couche peu profonde d'eau de surface mise en mouvement par le vent est déviée à la droite de la direction du vent dans l'Hémisphère Nord et à la gauche de la direction du vent dans l'Hémisphère Sud. Cette déviation se nomme l'effet de Coriolis. L'effet de Coriolis dépend de la latitude ; nul à l'Équateur, c'est aux pôles qu'il est le plus prononcé.
17. La rotation de la Terre provoque un changement dans la direction de chaque couche d'eau mise en mouvement par la couche supérieure. Vus du dessus, les

changements dans la direction horizontale de l'eau (et la diminution de vitesse) forment avec la profondeur croissante une spirale connue sous le nom de spirale d'Ekman.

18. Bien que le mouvement de la couche d'eau de surface puisse être jusqu'à 45 degrés vers la droite (Hémisphère Nord) ou vers la gauche (Hémisphère sud) de la direction du vent, la spirale d'Ekman cause le transport net d'eau de la couche supérieure d'environ 100 mètres à être à environ 90 degrés de la direction du vent.

Remontée des eaux froides

19. Les vents marins peuvent se traduire par le transport net de l'eau proche de la surface en s'éloignant du littoral. L'eau froide remonte alors du fond pour la remplacer. On appelle remontée d'eau (ou résurgence) le mouvement de l'eau froide du fond vers le haut.
20. Dans les régions côtières, la remontée des eaux froides peut se produire quand les vents soufflent plus ou moins parallèlement au littoral. Dans l'Hémisphère Nord, le transport net de l'eau de surface se fait vers la droite de la direction du vent. Le long de la côte ouest, la remontée des eaux se produit quand le vent souffle du nord parce que le transport net des eaux proches de la surface se fait en s'éloignant du rivage. Sur la côte est, la remontée des eaux se produit quand le vent souffle du sud.
21. Dans l'Hémisphère Sud, le transport net de l'eau de surface se fait vers la gauche de la direction du vent. La remontée des eaux se produit sur les côtes ouest dans l'Hémisphère Sud quand les vents soufflent du sud, parce que le transport net des eaux proches de la surface les éloigne du littoral. Les vents du nord provoquent une remontée des eaux le long des côtes est de l'Hémisphère Sud.
22. La remontée des eaux se produit à peu près partout où le vent souffle, mais la réaction

océanique met du temps à se développer après le début de la remontée des eaux. Il faut compter une ou deux journées pour que la réaction de l'océan se fasse sentir suite au début de la remontée des eaux.

23. Les températures à la surface de la mer sont relativement faibles dans les régions de remontée des eaux.

Plongée des eaux

24. Il existe des régions de l'océan dans lesquelles les vents entraînent le transport des eaux proches de la surface vers une région côtière, amenant l'eau de surface à se refouler. En réaction, l'eau proche de la surface plonge. On appelle plongée des eaux ce mouvement descendant.
25. Dans les régions côtières, la plongée des eaux peut être causée par le transport d'eau vers le littoral lorsque les vents soufflent plus ou moins parallèlement au littoral. Dans l'Hémisphère Nord, le transport net d'eau de surface se fait à la droite de la direction du vent. En conséquence, la plongée des eaux se produit quand les vents soufflent du sud le long de la côte ouest et quand les vents soufflent du nord le long de la côte est.
26. Dans l'Hémisphère Sud, le transport net d'eau proche de la surface se fait vers la gauche de la direction des vents. En conséquence, la plongée des eaux se produit quand les vents soufflent du nord le long de la côte ouest et quand les vents soufflent du sud le long de la côte est.
27. Les températures à la surface de la mer sont relativement élevées dans les régions de plongée des eaux.

Les impacts de la remontée et de la plongée des eaux

28. La remontée et la plongée des eaux sont très importantes dans la production de grands changements de température à la surface de

l'eau. Ces changements peuvent persévérer plusieurs jours. Le long de la côte Atlantique, ces changements peuvent être aussi importants que 10° C, ils peuvent se produire à l'intérieur d'une journée et durer plusieurs jours. Si vous vous y connaissez en remontée des eaux, cela pourra même vous être utile pour choisir une plage où aller nager puisque la température locale le long de la côte pourra dépendre de ce phénomène océanique.

29. D'importants changements provoqués par la remontée des eaux côtières peuvent également avoir une influence considérable sur les poissons et les autres animaux vivant dans l'océan. Par exemple, le long de la côte Atlantique des poissons tels la morue et le capelan se déplacent depuis les eaux profondes vers les eaux moins profondes pour éviter l'eau froide entraînée à la surface par la remontée des eaux. Les pêcheurs ont découvert le phénomène et savent placer leurs filets à la meilleure profondeur pour prendre le poisson.
30. Ailleurs, les vents dominants d'été soufflent du nord le long de la côte californienne, entraînant la remontée côtière des eaux et des températures relativement basses à la surface des eaux. L'air chaud et humide de l'été peut être refroidi jusqu' à saturation, produisant un brouillard fréquent le long des côtes du nord et du centre de la Californie. Des orages sont aussi relativement rares le long de la côte de la Californie.
31. La remontée des eaux le long d'une partie des côtes ouest des continents africains et américains mène à des eaux plus froides dans l'est des océans Atlantique et Pacifique, inhibant le développement de tempêtes tropicales et d'ouragans à cause de températures relativement faibles à la surface des mers.
32. Les eaux de surface sont souvent pauvres en substances nutritives (telles les nitrates), alors que les eaux profondes sont riches en

nutriments. La remontée des eaux froides profondes et riches en nutriments est d'importance capitale pour les communautés côtières vivant de la pêche. Quand la remontée des eaux froides cesse dans le Pacifique équatorial — entraînant l'apparition du El Niño — le stock actuel des anchois dans les eaux à proximité chute dramatiquement parce que les nutriments qui nourrissent le phytoplancton (des "plantes marines" qui sont à la base de la chaîne alimentaire) sont éliminés, affectant ainsi tout l'écosystème. Au large de la côte de la Colombie Britannique, les lieux de remontée d'eaux sont reconnus comme des endroits prisés pour la pêche, à cause de l'approvisionnement amélioré en matières nutritives.

LA COMPLEXITÉ DE L'INTERACTION ATMOSPHÈRE-OCÉAN

Tel que déjà mentionné dans la section précédente, « l'interface entre l'océan et l'atmosphère est dynamique ». L'introduction aux propriétés thermiques de l'eau et la discussion quant aux impacts des plongées et des remontées des eaux froides apportent une importante dimension à cette relation dynamique. Cependant, le vrai monde de l'interaction atmosphère-océan est beaucoup plus complexe et moins susceptible de se conformer à un modèle standard.

Quand on entend à la radio ou à la télé des reportages au sujet d'une tempête en plein développement en mer et s'approchant des côtes, l'image de remontées et de plongées d'eau n'entre pas immédiatement dans le cadre visuel. On doit prendre en considération la portée de ces facteurs, mais il faut aussi voir les autres relations et interactions qui se produisent pour se rendre compte de la complexité de ce processus et le défi que peut présenter la prévision de la météo associée à cette tempête.

Ce qui suit identifie et explique de façon sommaire plusieurs autres aspects du processus d'interaction atmosphère-océan et le phénomène habituellement associé à chacun d'eux :

1. **Couche limite marine :**

L'intensité des vents augmente avec l'altitude dans l'atmosphère. Au sommet de la couche limite la vitesse et la direction des vents sont déterminées par la configuration de la pression atmosphérique. Les vitesses du vent dans la couche limite sont réduites par la friction produite par la surface de la terre ou de l'océan. Le taux de changement dans la couche proche de la surface dépend de la rugosité de la surface, laquelle varie selon le terrain. Au-dessus de l'océan, la surface est relativement lisse, sauf lorsque de grandes vagues sont présentes. Au-dessus de l'océan,

dans des conditions neutres (soit stables ou instables), on décrit l'augmentation des vents dans la portion proche de la couche de surface (généralement les premiers 60 mètres) au moyen d'un profil logarithmique. On peut également la calculer approximativement au moyen d'une formule de loi de puissance. Le taux de variation dépend de la stabilité atmosphérique. Des conditions atmosphériques instables signifient que les vents sont mêlés de manière plus uniforme à la verticale, si bien qu'il y a moins de changement d'un niveau à l'autre. Il y a moins de transport de momentum d'un niveau à l'autre dans des conditions stables, et les vents diminuent donc plus rapidement proche de la surface.

2. **Inversion marine :**

Une situation stable résultera d'un courant d'air chaud constant du sud au-dessus de l'eau froide. Si ce courant se maintient pour une période de temps suffisante, une inversion marine se formera partout où il y a peu de transport d'humidité ou de mouvement à travers l'inversion. Les vents peuvent être beaucoup plus légers sous l'inversion plutôt qu'au-dessus. L'humidité recueillie de l'océan par les vents près de la surface demeure dans l'inversion si bien que l'air devient saturé et entraînera la formation de brouillard.

3. **Brouillard marin (aussi connu sous le nom de brouillard d'advection) :**

Le brouillard marin est surtout courant le long de la côte est, particulièrement au printemps et au début de l'été alors que les températures de l'eau sont encore fraîches au-dessus du plateau continental (le courant du Labrador transportant de l'eau fraîche vers le sud-ouest) et que l'air plus chaud du sud se déplace au-dessus de cette eau plus fraîche. Ce processus forme des bancs de brouillard qui demeurent au-dessus de l'eau des jours à

la fois, se déplaçant parfois à l'intérieur des terres la nuit et se retirant vers la côte le jour quand la terre se réchauffe.

4. **Nuages de circulation, bruine et brouillard :**

Dans un processus semblable à celui de la formation du brouillard marin, l'air qui se déplace au-dessus de l'eau fraîche recueille de l'humidité et est rafraîchi. Si cela se produit pour une période de temps assez longue, des nuages de basse altitude ainsi que du brouillard se formeront. Par exemple, des vents qui soufflent au-dessus des eaux froides à l'est de Terre-Neuve recueillent de l'humidité et sont refroidis. Si un courant du nord-est se maintient pour un certain temps, ces conditions peuvent produire des nuages, du brouillard et de la bruine ou de la bruine verglaçante sur la côte nord-est de Terre-Neuve pour des heures ou des jours à la fois, jusqu'à ce que la circulation dominante change.

5. **Trombes marines :**

Ces dernières se forment parfois au-dessus de l'eau de la mer chaude, surtout au début de l'automne quand les températures à la surface sont encore assez chaudes et que de l'air plus frais commence à se déplacer au-dessus des eaux marines. Les pêcheurs qui travaillent dans le Golfe du St-Laurent, par exemple, rapportent souvent des trombes marines au début et au milieu d'octobre. La présence d'air froid en altitude est nécessaire pour créer des conditions suffisamment instables pour la formation de trombes marines.

6. **Traînées nuageuses, bandes de neige et rafales :**

Elles peuvent toutes se produire quand les vents froids du nord-ouest de l'hiver soufflent au-dessus des eaux relativement plus chaudes de l'océan, y compris le Golfe du St-Laurent quand il n'est pas couvert de glace. L'air froid et sec recueille la chaleur et

l'humidité de la surface de l'océan. Ceci rend l'air instable à de faibles altitudes et il commence alors à prendre de l'altitude.

L'humidité se condense et forme des nuages. Ces derniers forment parfois de longues lignes parsemées de bandes claires d'air qui vont en s'amenuisant. On les voit nettement sur des photos de satellites en longues lignes de nuages allant du nord-ouest au sud-est, au-dessus des eaux des Maritimes et au-dessus de la mer du Labrador durant ce qu'on appelle des « invasions d'air froid ». Ces dernières se forment souvent dans le prolongement d'un important centre de basse pression, précédant une zone de haute pression. Si la convection dans ces nuages est assez puissante, ils peuvent produire une neige abondante.

7. **Brisés de mer :**

Les brisés de mer peuvent affecter la météo le long de la plupart des zones côtières alors que l'air au-dessus de la terre gagne en hauteur et que l'air arrive de la mer pour le remplacer. La brise de mer augmente quand la situation synoptique dominante prévoit des brises de terre, allant de légères à modérées, de sorte qu'il y a un courant de retour en altitude qui ramène l'air au-dessus de l'océan, formant ainsi une cellule de circulation. La limite entre l'air chaud de la terre et l'arrivée des courants d'air de l'océan est connue sous le nom de front de brise de mer. Le front de brise de mer peut se rendre plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres au cours de la journée et peut contribuer au déclenchement des pluies et des orages qui demeurent au-dessus des terres, dans une ligne, sans se déplacer, contrairement à l'habituel. L'inverse de la brise de mer peut se produire la nuit, quand le contraste de température s'inverse avec la terre qui se refroidit par rapport à l'océan sous un ciel clair. C'est ce qu'on nomme une brise de terre, qui entraîne une brise depuis la terre jusqu'au-dessus de l'océan.

8. **Vagues de mer en surface :**

Ceci est le résultat d'une interaction atmosphère-océan bien connue de tous. Les vents près de la surface agissent comme un stress sur la surface de l'océan, entraînant la formation de vagues. Les vagues se développent en hauteur et en longueur avec l'accroissement de la portée (la distance sur laquelle les vents soufflent) et de la durée des vents. Dans un vent de terre, les vagues gagneront en hauteur en s'éloignant du rivage. Les vagues peuvent atteindre une hauteur de 10 à 15 m lors de tempêtes hivernales ou d'ouragans. Des vagues individuelles peuvent atteindre le double. La hauteur d'une vague est la distance entre le sommet et le creux de la vague.

9. **Embruns verglaçants :**

C'est un grave danger pour les navigateurs au cours de l'hiver, habituellement associé aux vents puissants qui accompagnent ou qui se situent dans le prolongement d'une tempête hivernale qui s'éloigne au-dessus de l'océan. Quand les températures à la surface de la mer sont basses, et que de forts vents froids soufflent au-dessus de l'eau, créant des vagues et des embruns, les gouttelettes d'embruns peuvent devenir surfondues et geler au contact des coques ou de la superstructure des navires. Si cela continue assez longtemps, la glace des gouttelettes surfondues peut s'accumuler suffisamment pour rendre le navire instable. Les embruns verglaçants peuvent contribuer au naufrage de navires de haute mer. Les navires qui affrontent des embruns verglaçants cherchent à éviter le problème en naviguant vers des eaux plus chaudes, près du Gulf Stream par exemple, ou en se mettant à l'abri de la terre ou de banquises là où les vagues sont beaucoup plus petites.

10. **L'oscillation nord-atlantique (ONA) :**

Voici un exemple de l'interaction atmosphère-océan à l'échelle saisonnière ou inter-

annuelle, où l'atmosphère affecte l'océan. L'équivalent Atlantique du cycle ENSO bien connu du Pacifique (cycle La Niña-El Niño), l'oscillation Nord-Atlantique (ONA) se réfère à des configurations de circulation atmosphérique à long terme ayant deux phases. Dans une phase positive, les centres de basse pression au-dessus de l'Islande sont plus profonds et les centres de haute pression au-dessus de la région des Açores sont plus élevés, et le gradient de pression entre ces régions est plus fort, ce qui rend les vents d'ouest dominants plus forts. Ceci provoque aussi plus de tempêtes et cause des hivers plus doux en Europe de l'Ouest. Dans le nord-ouest de l'Atlantique, la phase positive correspond à de puissants vents du nord-ouest au-dessus de la mer du Labrador, emportant de l'air froid de l'Arctique. Les températures hivernales ont tendance à être plus froides, surtout au-dessus de Terre-Neuve en hiver où l'ONA est surtout en phase positive. Ceci occasionne des températures d'eau plus froides et plus de glace de mer. On croit que des conditions plus froides résultant de plusieurs années d'hivers ayant une phase positive de l'ONA, auraient contribué au déclin des stocks de morue au début des années 1990. Les températures de l'eau au-dessus des Grands Bancs ont atteint des valeurs assez basses pour influencer la possibilité de survie des œufs de morue. La phase opposée correspond à des épisodes plus fréquents de « blocage », où les conditions atmosphériques se modifient plus lentement et où l'on pourra trouver plus fréquemment des vents d'est et des conditions plus chaudes au-dessus de l'Atlantique du Nord-Ouest. Par le passé, quand il y avait plusieurs années d'hivers avec une ONA de phase négative, la pêche s'est avérée plus productive. L'ONA varie de façon non prévisible sur une base mensuelle, saisonnière et pluriannuelle. Le débat se poursuit toujours entre les chercheurs quant à la contribution des températures des océans à cette configuration à long terme de la circulation

atmosphérique. À cet égard, l'ONA est très différente d'El Niño et de l'oscillation australe (ENSO) où les changements atmosphériques sont clairement reliés à, et prévus par, des changements observés dans l'océan tropical.

11. **Convection profonde dans la mer du Labrador :**

Il est clair que la circulation atmosphérique décrite par l'ONA affecte de fait les températures et la circulation océaniques. Des phases positives de l'ONA correspondent à des courants d'air frais du Nord-Ouest au-dessus de la mer du Labrador qui provoquent d'importantes pertes de chaleur à sa surface. Ceci refroidit l'eau de surface et l'amène à s'enfoncer. Durant les hivers où il y a beaucoup de refroidissement, ceci peut déclencher beaucoup de « convection profonde » amenant l'eau froide, à faible salinité, à s'enfoncer de plus en plus profondément. On

croit que cette convection profonde est une des principales sources de l'eau profonde de l'Atlantique-Nord qui est le moteur de la circulation océanique en profondeur.

12. **Échanges de momentum, de chaleur et d'humidité entre l'atmosphère et l'océan :**

Le transfert de momentum, d'humidité et de chaleur se produit au moyen de l'interaction entre l'atmosphère-océan. On utilise la force d'entraînement du vent comme le paramètre moteur des modèles de circulation océanique. Les plus récents modèles de climats atmosphériques à l'échelle planétaire sont couplés à des modèles de circulation océanique pour prédire des changements à long terme du climat à l'échelle planétaire. Le couplage se produit à la surface de l'océan et les transferts dépendent des températures et de la force d'entraînement du vent à la surface.

