

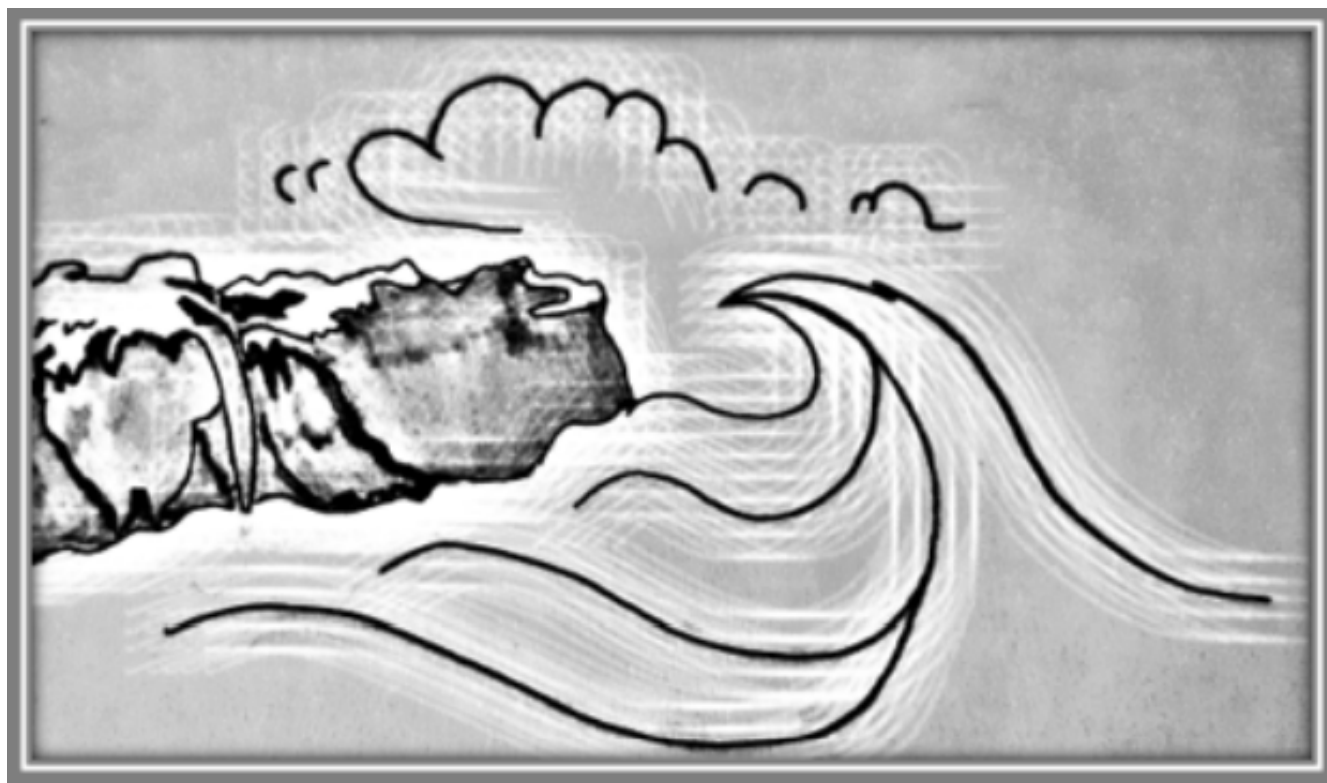
Formation des eaux profondes en
Antarctique
Partie I : Culture générale

Culture Sciences
de l'Ingénieur

Noémie SCHIFANO, Alberto NAVEIRA-GARABATO,
Alessandro SILVANO, Farid BENBOUDJEMA

Publié en :
Mai 2021

école —
normale —
supérieure —
paris — saclay —



Ce document provient d'un stage d'un an à l'Université de Southampton (Angleterre), avec Mr. Alberto NAVEIRA-GARABATO et Mr. Alessandro SILVANO. Noémie SCHIFANO est en dernière année d'étude à l'École Normale Supérieure Paris-Saclay. Après un Master 1 en génie civil, elle s'est spécialisée en océanographie physique durant son Master 2 à l'École Polytechnique.

Remerciements Je souhaite remercier Mr. Alberto NAVEIRA-GARABATO et Mr. Alessandro SILVANO pour toute l'aide qu'ils m'ont apportée durant ce stage. J'aimerais aussi remercier Mr. Farid BENBOUDJEMA et Mme. Hélène HORSIN-MOLINARO, sans qui cette publication ne se serait pas faite.

Sommaire

1	Introduction	3
2	L'équipe de travail	4
3	Les bases de l'océanographie physique	5
3.1	Vocabulaire	5
3.2	L'accélération de Coriolis	6
3.3	Effet du vent sur l'océan	7
3.4	Remontée des eaux profondes	10
3.5	El Niño - La Niña	11
3.5.1	Que sont El Niño et La Niña ?	11
3.5.2	Les impacts climatiques d'El Niño et de La Niña	12
4	Introduction aux caractéristiques de l'Antarctique	14
4.1	Quelles sont les propriétés des eaux en Antarctique ?	14
4.2	Quels sont les courants océaniques autour de l'Antarctique ?	15
4.3	L'Antarctique et ses trois types de côtes continentales	17
4.4	Localisations de ces trois côtes continentales	18
5	Fonte des glaces en Antarctique	19
5.1	Morphologie de la mer d'Amundsen	19
5.2	L'anomalie de hauteur troposphérique	19
5.3	Impact de l'anomalie de hauteur troposphérique	20
6	Les eaux profondes de l'Antarctique - Antarctic Bottom Water	21
6.1	Focus sur les "Dense Shelf"	21
6.2	Antarctic Bottom Water	21
7	Objectif de cette recherche	22

1 Introduction

Les océans sont les régulateurs thermiques de la Terre : les radiations solaires réchauffent les océans, qui ont une capacité de stockage thermique supérieure à celles des terres et de l'atmosphère. De par la forme sphérique de la Terre, la région équatoriale reçoit plus d'énergie solaire que les régions polaires. Comme les régions proches de l'équateur accumulent plus de radiations solaires, une circulation océanique, allant de l'équateur aux pôles, se développe. Cette circulation est la circulation thermohaline ("Meridional Overturning Circulation" en anglais). La circulation thermohaline est un phénomène majeur pour la biodiversité car elle permet d'une part de réguler le climat terrestre, et d'autre part de transporter des nutriments, de l'oxygène et du dioxyde de carbone.

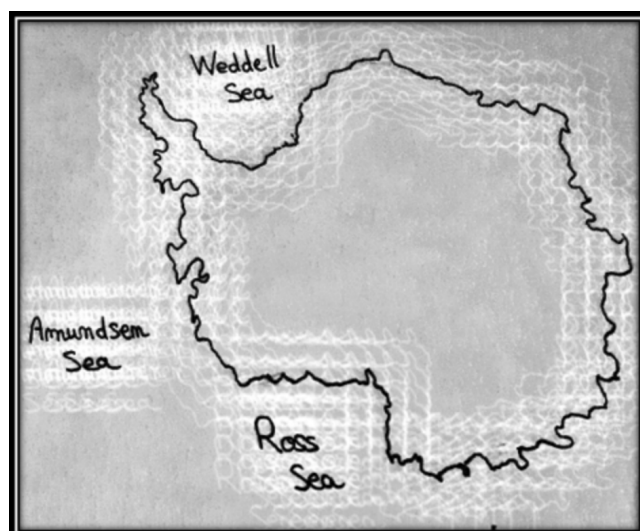
La circulation thermohaline est principalement composée d'une circulation de surface allant de l'équateur aux pôles, et d'une circulation abyssale. Quand les eaux en surface arrivent aux pôles, une partie gèle et devient de la glace. La glace étant composée d'eau douce, sa formation à partir d'eau salée rejette du sel dans les eaux sous la glace. De ce fait, les eaux sous la glace récemment formée deviennent plus salées. Il y a donc un fort gradient de salinité dans ces zones, ce qui équivaut à dire qu'il y a un gradient de densité, où les eaux les plus lourdes (i.e. les plus salées) sont en surface. Ces eaux lourdes en surface vont donc plonger dans les abysses : ceci est appelé "formation d'eaux profondes". Les eaux profondes sont les eaux qui vont transporter l'oxygène, le dioxyde de carbone et les nutriments de la surface des océans et de l'atmosphère jusqu'à l'océan profond.

Nos connaissances sur les eaux profondes en Antarctique, en anglais : Antarctic Bottom Water (AABW), sont limitées. En effet, il est difficile de faire des études expérimentales en Antarctique, à cause de la banquise et des glaciers. Elles ne sont possibles qu'en été, dans des zones spécifiques de l'antarctique.

L'objectif du stage réalisé, objet de ces publications, est de mesurer la formation d'eaux profondes en Antarctique à partir de données satellites. Pour vérifier cette méthode, les résultats satellites seront ensuite comparés à des résultats expérimentaux (bouées Argo et mouillage). **Ce document présente de la culture générale en océanographie physique, et plus particulièrement sur l'Antarctique.** Par la suite, un document présentant les satellites utilisés, les bouées Argo et le mouillage sera publié. Un troisième document, qui présentera les résultats de cette étude, sera finalement publié.

Note de l'auteur

Dans ce document, de nombreux dessins et schémas "faits main" sont utilisés. Le but, en liant art et science, est d'offrir aux étudiants un nouveau format d'apprentissage et, j'espère, une bonne compréhension des phénomènes présentés.



2 L'équipe de travail



Alberto Naveira-Garabato

Le Professeur Alberto Naveira Garabato est professeur d'océanographie physique et est membre du groupe "Ocean and Earth Science" au National Oceanography Centre Southampton, à l'Université de Southampton.

Alessandro Silvano

Le docteur Alessandro Silvano est chercheur associé en océanographie physique au sein du groupe "Ocean and Earth Science" au National Oceanography Centre Southampton, à l'Université de Southampton.

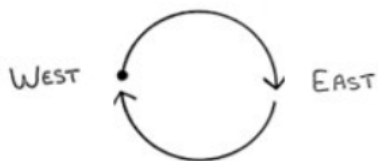


Noémie Schifano

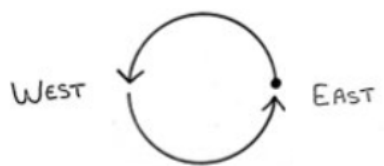
Noémie Schifano, en dernière années d'études à l'École Normale Supérieure Paris-Saclay, fait un stage d'une durée d'un an à l'Université de Southampton.
Auteur et dessinatrice de cette ressource.

3 Les bases de l'océanographie physique

3.1 Vocabulaire



Hémisphère Nord
Anticyclone
Hémisphère Sud
Cyclone



Hémisphère Nord
Cyclone
Hémisphère Sud
Anticyclone

Easterly = Westward

Flux de l' Est vers l' Ouest

Westerly = Eastward

Flux de l' Ouest vers l' Est

Isopycne

Couche d'eaux qui ont la même densité, mais peuvent avoir différentes combinaisons de température et de salinité.

Anomalie de densité

Par convention, l'anomalie de densité est la densité moins 1000 kg.m^{-3} . Elle est utilisée par les océanographes pour décrire les densités des eaux.

3.2 L'accélération de Coriolis

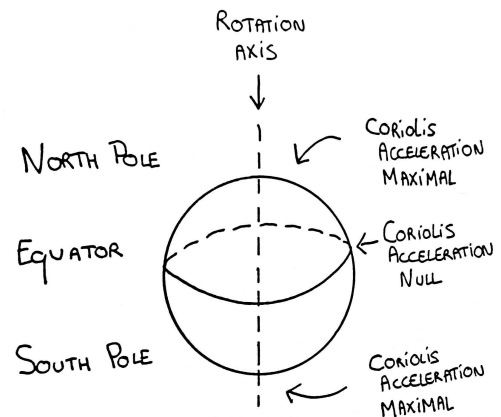


Ma découverte a été de comprendre que la rotation de la Terre sur elle-même dévie le mouvement de l'air et des océans.

Lorsqu'une toupie tourne, l'air autour d'elle bouge différemment que si la toupie ne tournait pas. L'accélération de la toupie fait accélérer l'air autour d'elle. Le même phénomène se produit pour la Terre. L'accélération produite par le mouvement de rotation de la Terre est appelée l'accélération de Coriolis.

Le terme "force de Coriolis" fait référence à la force induite par l'accélération de Coriolis.

L'accélération de Coriolis n'est pas la même aux différents endroits de la Terre : elle dépend de la latitude. Plus la surface terrestre est proche de l'axe de rotation de la Terre, plus l'accélération de Coriolis est forte :



Y a t'il une différence entre les hémisphères Nord et Sud ?

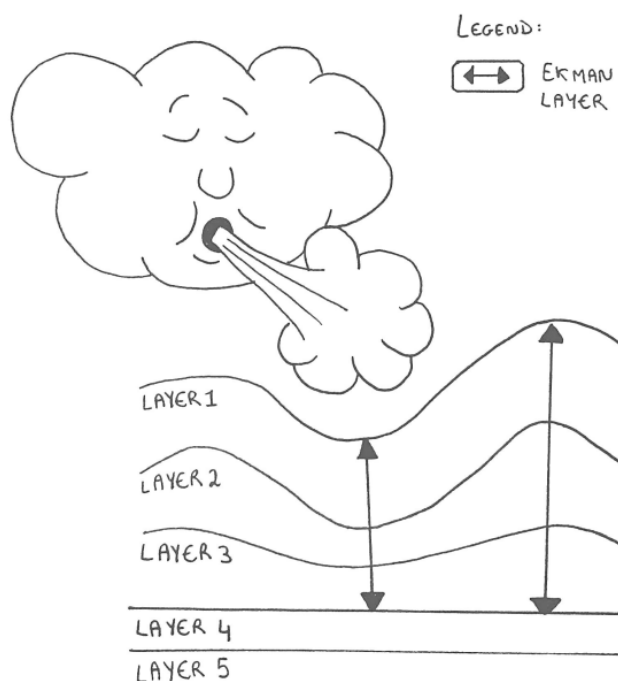
Oui ! La direction de la force de Coriolis est opposée dans l'hémisphère Nord et dans l'hémisphère Sud.

Un fluide sera dévié dans le sens horaire dans l'hémisphère Nord et dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère Sud.

3.3 Effet du vent sur l'océan

Le vent pousse l'eau à la surface des océans. Pendant que les eaux de surface se déplacent, elles entraînent les eaux en-dessous par friction. De cette façon, l'effet du vent sur l'océan est visible sur une fine couche ("layer" en anglais) de l'océan. Cette couche s'appelle la couche d'Ekman. Le mouvement de l'eau dû au vent est appelé transport d'Ekman.

Vous pouvez voir que le vent entraîne la couche (layer) 1, qui entraîne la couche 2, qui entraîne la couche 3. Cependant, à partir de la couche 4, le vent n'a plus d'effet sur l'océan. La couche d'Ekman est composée des couches d'eaux qui sont déplacées par le vent, c'est à dire ici les couches 1,2 et 3.



Vous avez probablement entendu parler des circulations cycloniques et anticycloniques. Ces deux circulations n'ont pas le même impact sur l'océan. Afin de comprendre cela, nous allons utiliser « la règle de la main droite ».

La règle de la main droite

Mettez votre main droite en face de vous, et tournez votre pouce vers la paume de votre main. Vous pouvez remarquer que votre bras droit s'éloigne de vous lorsque vous faites ce mouvement. Si maintenant, toujours avec votre main droite, vous tournez votre pouce vers l'extérieur de votre main, votre bras droit se rapproche de vous (cf fig. 1).

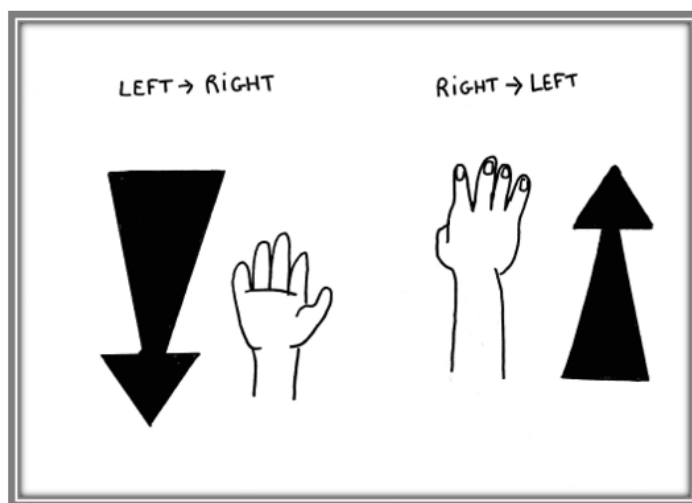


FIGURE 1 – Schéma de la "règle de la main droite".
Applicable dans l'hémisphère Nord.

Lien avec les cyclones et anticyclones ...

La figure 4 résume l'effet des cyclones et anticyclones dans les hémisphères Nord et Sud.

... Dans l'hémisphère Nord

Un cyclone tourne de l'Est vers l'Ouest. Un cyclone produit le même effet que lorsque vous tournez le pouce de votre main droite vers la paume de votre main : il repousse les eaux en son centre loin de lui. Comme les eaux au centre du cyclone sont repoussées, un "trou" se forme à cet endroit de l'océan. Les eaux des couches sous la surface de l'océan peuvent donc remonter et viennent se mettre à l'endroit de ce "trou", jusqu'à ce qu'elles soient à leur tour chassées au loin par le cyclone (fig. 2, 3). Un **cyclone** permet donc aux eaux profondes de remonter, ce qui s'appelle "le **pompage d'Ekman**".

A l'opposé, un anticyclone tourne de l'Ouest vers l'Est. Cette circulation est similaire à votre pouce droit qui tourne vers l'extérieur de votre main. Un anticyclone va ramener les eaux proches de lui en son centre. Une "bosse" se crée donc au centre de l'anticyclone, car les eaux s'y accumulent. Sous le poids de la "bosse", les eaux au centre de l'anticyclone plongent vers les profondeurs de l'océan (fig. 2, 3). Un **anticyclone** induit donc une plongée des eaux de surface vers l'océan profond, ce qui s'appelle la "**ventilation**".

... Dans l'hémisphère Sud

Dans l'hémisphère sud, le sens de circulation des cyclones et anticyclones s'inverse : un cyclone tourne de l'Ouest vers l'Est et un anticyclone de l'Est vers l'Ouest. Pourquoi ? Cela est dû à la force de Coriolis, qui s'inverse par rapport à l'hémisphère Nord (cf "L'accélération de Coriolis"). Comme la force de Coriolis est inversée, le transport d'Ekman l'est aussi.

Leur sens de rotation est inversé, ainsi que le transport d'Ekman : un **cyclone** va donc aussi induire dans l'hémisphère Sud une **remontée des eaux profondes** et un **anticyclone** une **plongée des eaux de surface**.

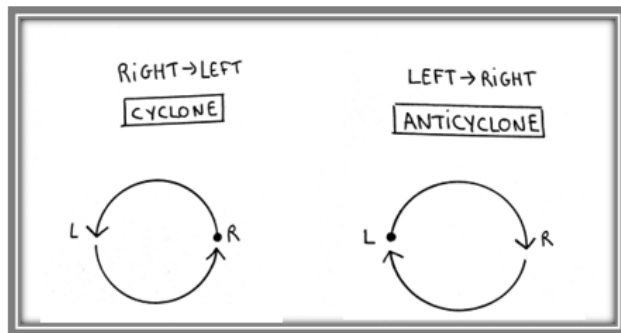


FIGURE 2 – Vue de dessus d'un cyclone et d'un anticyclone dans l'hémisphère Nord.

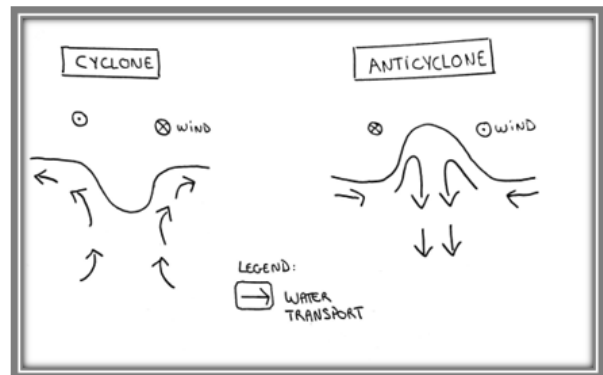


FIGURE 3 – Vue de coupe des effets d'un cyclone et d'un anticyclone dans l'hémisphère Nord.

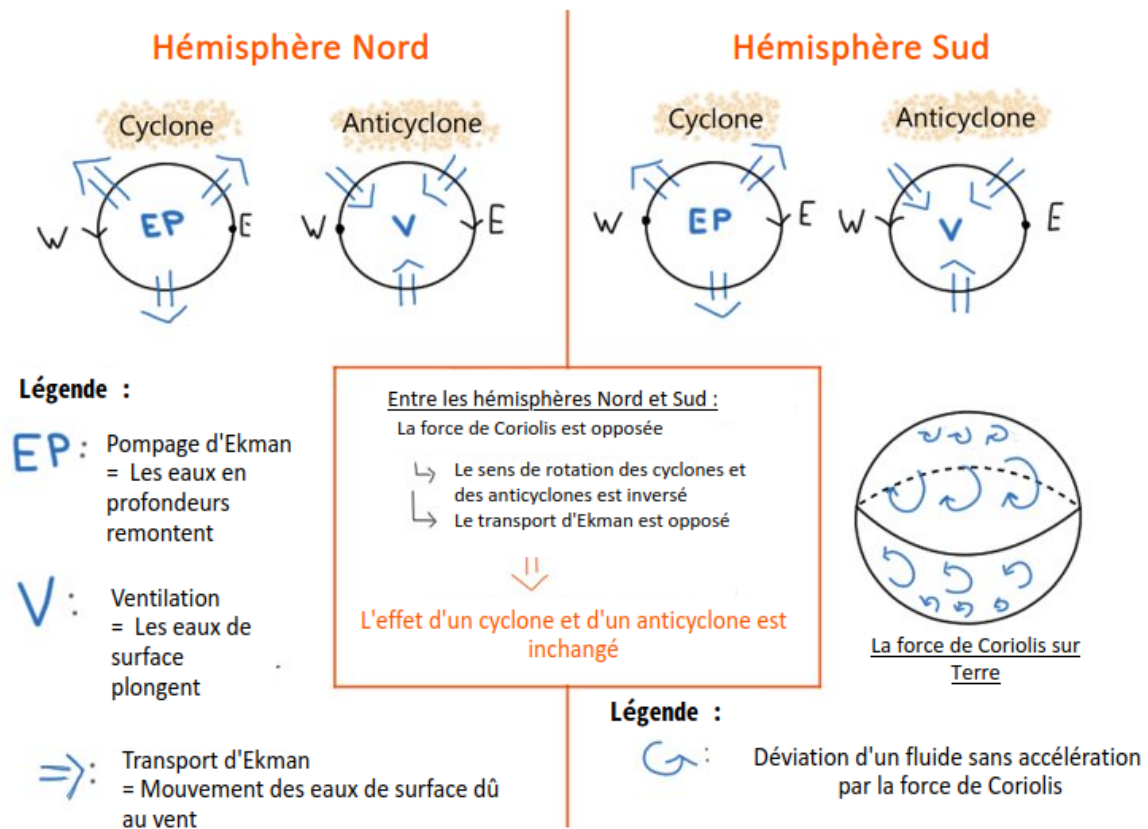


FIGURE 4 – Résumé de l'effet des cyclones et anticyclones

3.4 Remontée des eaux profondes

La remontée des eaux profondes, appelée "upwelling" en anglais, se passe lorsque les eaux profondes, situées dans les abysses, remontent à la surface des océans. Les eaux profondes sont capables d'atteindre la surface des océans car les eaux en surface sont poussées par le vent (fig. 5). Les zones d'upwelling, cf Fig. 6, sont associées à une **forte pêche**. En effet, les eaux profondes transportent énormément de nutriments, qu'ils ramènent des abysses à la surface. Ces nutriments sont nécessaires au développement du phytoplankton, qui sont la base de la chaîne alimentaire marine.

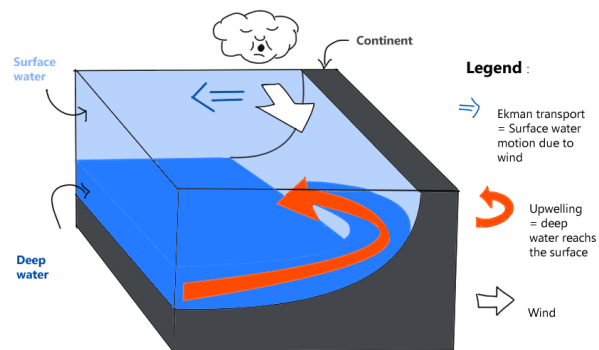


FIGURE 5 – Schéma de l'upwelling



FIGURE 6 – Les zones d'upwelling (zones oranges)

3.5 El Niño - La Niña

3.5.1 Que sont El Niño et La Niña ?

El Niño et La Niña sont des **perturbations de la température des eaux de l'océan Pacifique**, au niveau des tropiques. Ces phénomènes sont **cycliques**, ils se produisent tous deux à quelques années d'intervalle. Leur origine n'est pas connue, mais la communauté scientifique sait en revanche que ces phénomènes sont liés à l'oscillation australe. L'oscillation australe est un phénomène météorologique dans lequel la pression à la surface de l'océan Pacifique s'inverse périodiquement : les zones de haute pression deviennent des zones de basse pression et vice versa.

El Niño

Un vent, nommé "**Alizé**", de l'océan Pacifique, **s'affaiblit**. Cet affaiblissement de l'Alizé redirige les courants marins : un courant marin chaud, initialement au centre tropical de l'océan Pacifique, se déplace alors vers le Sud-Est du Pacifique. Les nuages se développent au-dessus des masses d'eaux chaudes. Si le courant d'eau chaude est déplacé, le lieu de formation des nuages et donc des pluies l'est aussi. L'arrivée des précipitations à l'Est de l'Amérique du Sud modifie les vents marins, **empêchant les remontées d'eaux profondes de se faire**. Sans remontées d'eaux profondes, il n'y a pas ou peu de développement de phytoplancton. El Niño **limite la pêche**.

La Niña

Contrairement à El Niño, La Niña se produit lorsque l'**Alizé devient plus fort**. Cela a pour conséquence de refroidir l'est du Pacifique car le courant marin chaud est déplacé dans l'Ouest du Pacifique. Les nuages ne se forment donc pas à l'Est de l'Amérique du Sud, où **les remontées d'eaux profondes sont alors très intenses**. Pendant La Niña, la **pêche est abondante** à l'Est de l'Amérique du Sud !

L'Alizé

L'Alizé est un vent permanent allant de l'Est vers l'Ouest et présent dans les régions équatoriales (fig. 8). Ce vent a été découvert par les portugais au quinzième siècle. Les portugais l'utilisaient pour le commerce. La découverte de l'Alizé a été considérée comme un secret d'état par le gouvernement espagnol jusqu'à la fin du 19^{ème} siècle - fin du commerce à voile (Arte, Francis Drake).

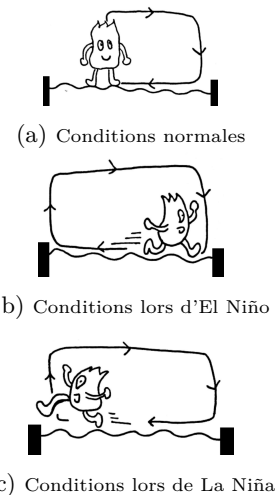


FIGURE 7 – Formation des nuages au centre de l'océan Pacifique, à l'équateur. Le rectangle noir de gauche représente l'Asie, tandis que celui de droite représente l'Amérique du Sud. Les flèches désignent la circulation atmosphérique.

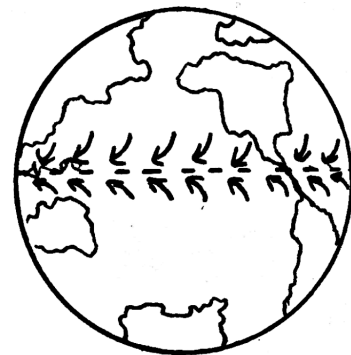


FIGURE 8 – Les Alizées (représentées par des flèches). La ligne pointillée est l'équateur.

3.5.2 Les impacts climatiques d'El Niño et de La Niña

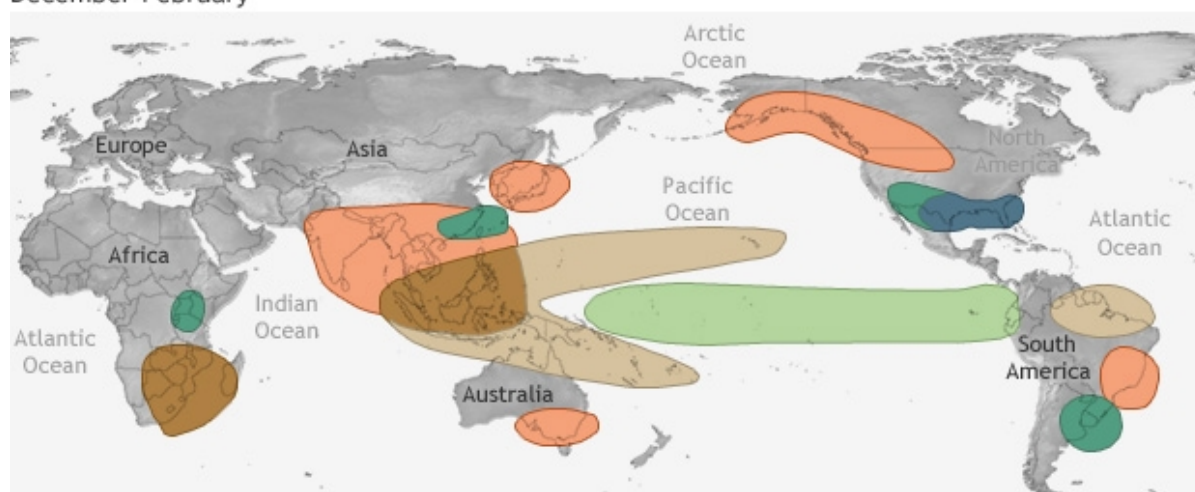
El Niño et La Niña ont un impact climatique mondial, cf. figures 9 et 10. **El Niño Oscillation australe (ENSOA)** est le nom du cycle des épisodes chaud El Niño et froid La Niña qui se produisent à quelques années d'intervalles dans les tropiques de l'océan Pacifique.

Comment ENSOA va t'il être affecté par le changement climatique ?

"La fréquence des événements extrêmes El Niño et La Niña peuvent augmenter d'une fois tous les 20 ans à une fois tous les 10 ans à la fin du 21^{ème} siècle en considérant les scénarios agressifs d'émissions de gaz à effet de serre. Les plus forts événements peuvent aussi tendre à devenir de plus en plus extrêmes par rapport à aujourd'hui.", a déclaré Michael McPhaden, chercheur au laboratoire NOAA's Pacific Marine Environmental à Seattle.

EL NIÑO CLIMATE IMPACTS

December-February



June-August

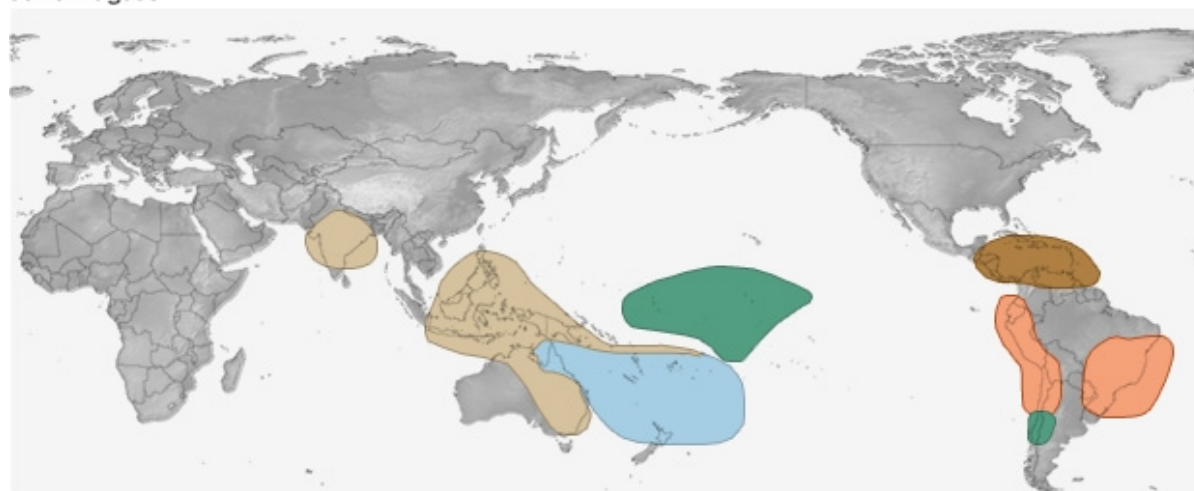
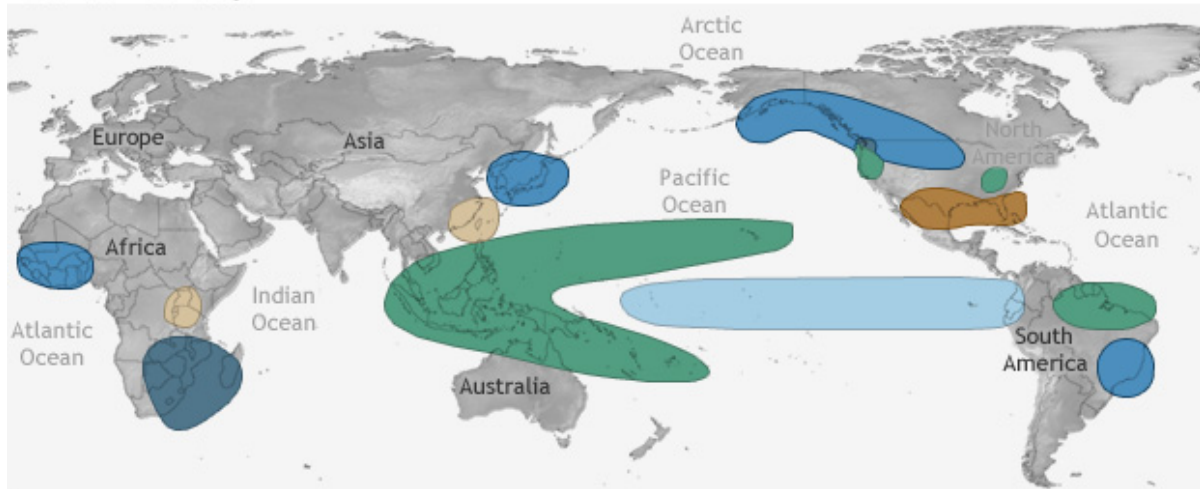


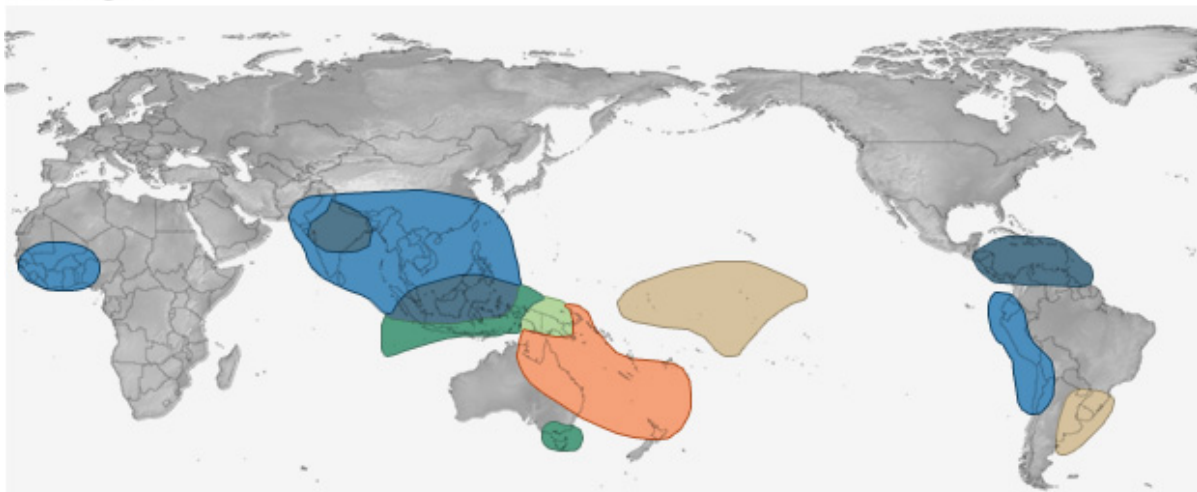
FIGURE 9 – Impacts d'El Niño (Globe Program)

LA NIÑA CLIMATE IMPACTS

December-February



June-August



NOAA Climate.gov

FIGURE 10 – Impacts de La Niña (NOAA)

Le saviez-vous ?

Ce sont les pêcheurs sud-américains qui ont découvert le phénomène El Niño : environ tous les 5 ans, il n'y avait plus de poissons vers Noël. El Niño, qui signifie "petit garçon", est une référence à Jésus.

La civilisation Moche, vivant au Pérou d'environ 100 ans à 700 ans après J.-C., avait pour coutume de faire des sacrifices humains pour éviter les fortes pluies, c'est à dire El Niño (Bourget 2016).

4 Introduction aux caractéristiques de l'Antarctique

4.1 Quelles sont les propriétés des eaux en Antarctique ?

Avant de comprendre les phénomènes physiques qui se déroulent en Antarctique, il est important de lister les masses d'eaux qui s'y trouvent. Notez qu'en Antarctique, ce qui contrôle la profondeur des eaux est leur salinité et non leur température, car le gradient de salinité est plus important que le gradient de température. Plus une masse d'eau est salée, plus elle est dense. Pareillement, plus une masse d'eau est froide, plus elle est dense. Il y a 4 sortes de masse d'eaux (Morrison and al., 2020)(Jenkins and al.,2016) :

Eaux surfaciques de l'Antarctique Antarctic Surface Water (ASW)

ASW est à la surface de l'océan proche de l'Antarctique. Elle est en contact avec l'atmosphère et/ou la banquise. ASW est une eau froide et douce.

Eaux profondes circumpolaires Circumpolar Deep Water (CDW)

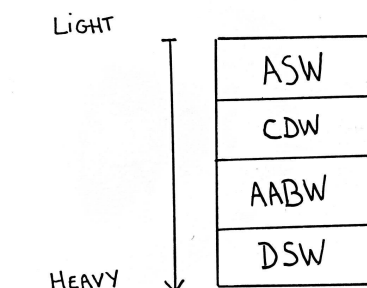
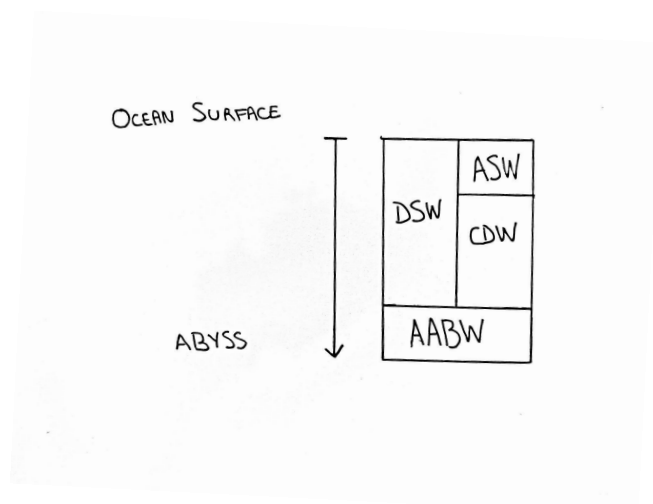
CDW est trouvée dans l'océan profond, elle est salée et chaude. Ce type d'eaux est généralement offshore, c'est à dire situé loin du continent.

Eaux denses du plateau continental Dense Shelf Water (DSW)

DSW ne se forme pas partout en Antarctique. DSW est créée quand ASW gèle et devient de la glace, éjectant ainsi tout son sel dans les eaux en-dessous. Des eaux salées et froides sont formées : ces eaux sont DSW. DSW est formée proche de la surface de l'océan, et plonge dans l'océan profond à cause de sa densité. Ce sont les eaux les plus lourdes du monde !

Eaux profondes de l'Antarctique Antarctic Bottom Water (AABW)

AABW décrit des eaux abyssales et lourdes en Antarctique. AABW est définie comme les masses d'eaux avec une anomalie de densité supérieure à $28,27 \text{ kg.m}^{-3}$ (Jacobs and al., 2004).



4.2 Quels sont les courants océaniques autour de l'Antarctique ?

Deux principaux courants, cf fig. 12, sont trouvés autour de l'Antarctique (Dotto and al., 2019, 2020) :

Courant de la pente de l'Antarctique Antarctic Slope Current (ASC)

C'est un courant quasi-circumpolaire, qui s'écoule dans le sens trigonométrique autour de l'Antarctique. Ce courant est proche du continent, et sépare les côtes du continent des eaux de l'océan ouvert.

Courant circumpolaire de l'Antarctique Antarctic Circumpolar Current (ACC)

Ce courant est offshore (loin du continent), et s'écoule dans le sens horaire. Il sépare les eaux de l'Antarctique des eaux tropicales.

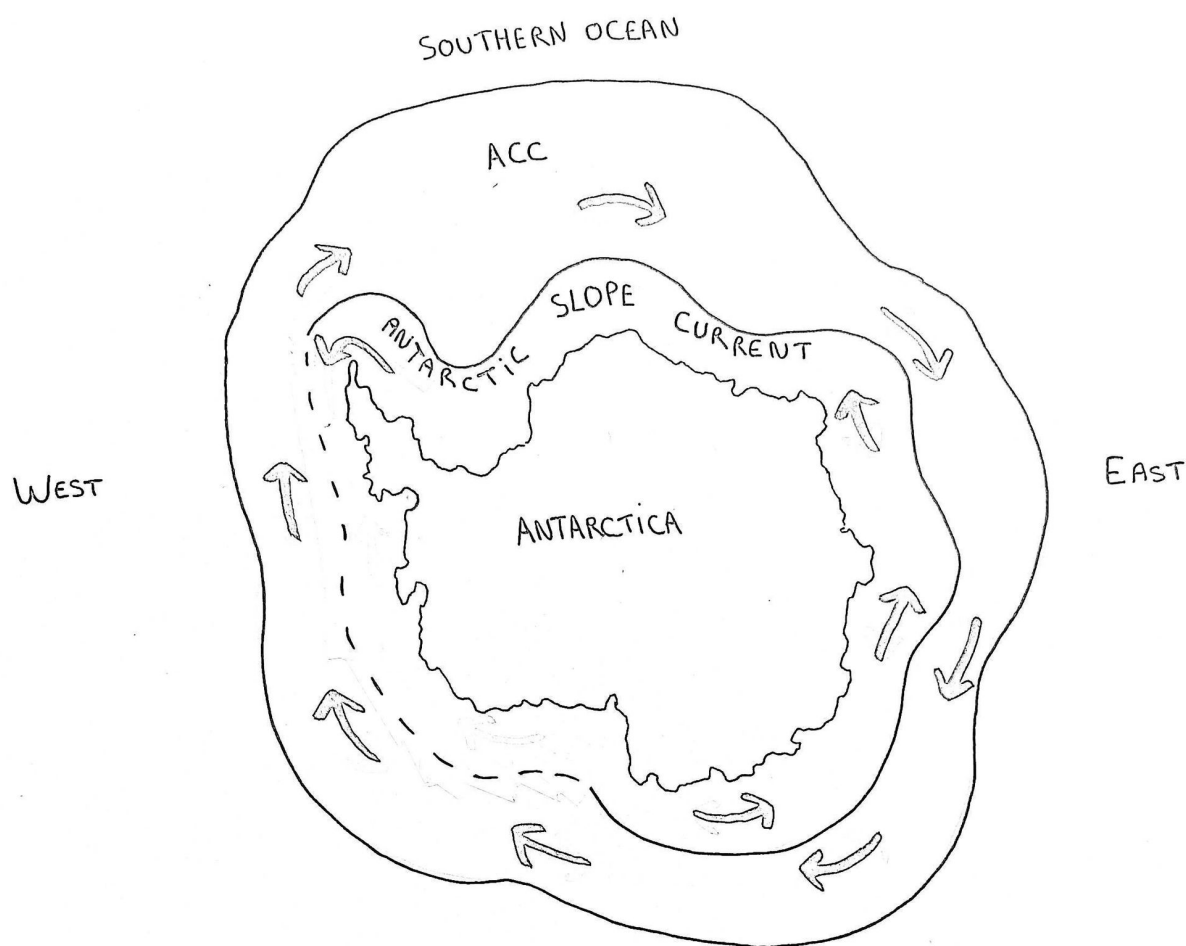


FIGURE 12 – Les courants principaux autour de l'Antarctique
Ligne pointillée : ASC n'est pas observée partout (e.g. la Péninsule Ouest de l'Antarctique). Ses variétés temporelles et spatiales sont peu connues.

Les échanges les plus intenses entre ASC et ACC se déroulent dans deux gyres (fig. 13) : le gyre de Weddell dans la mer de Weddell, et le gyre de Ross dans la mer de Ross. Ces gyres permettent aux eaux de l'océan ouvert (i.e. les eaux transportées par ACC) de se mélanger avec les eaux de ASC.

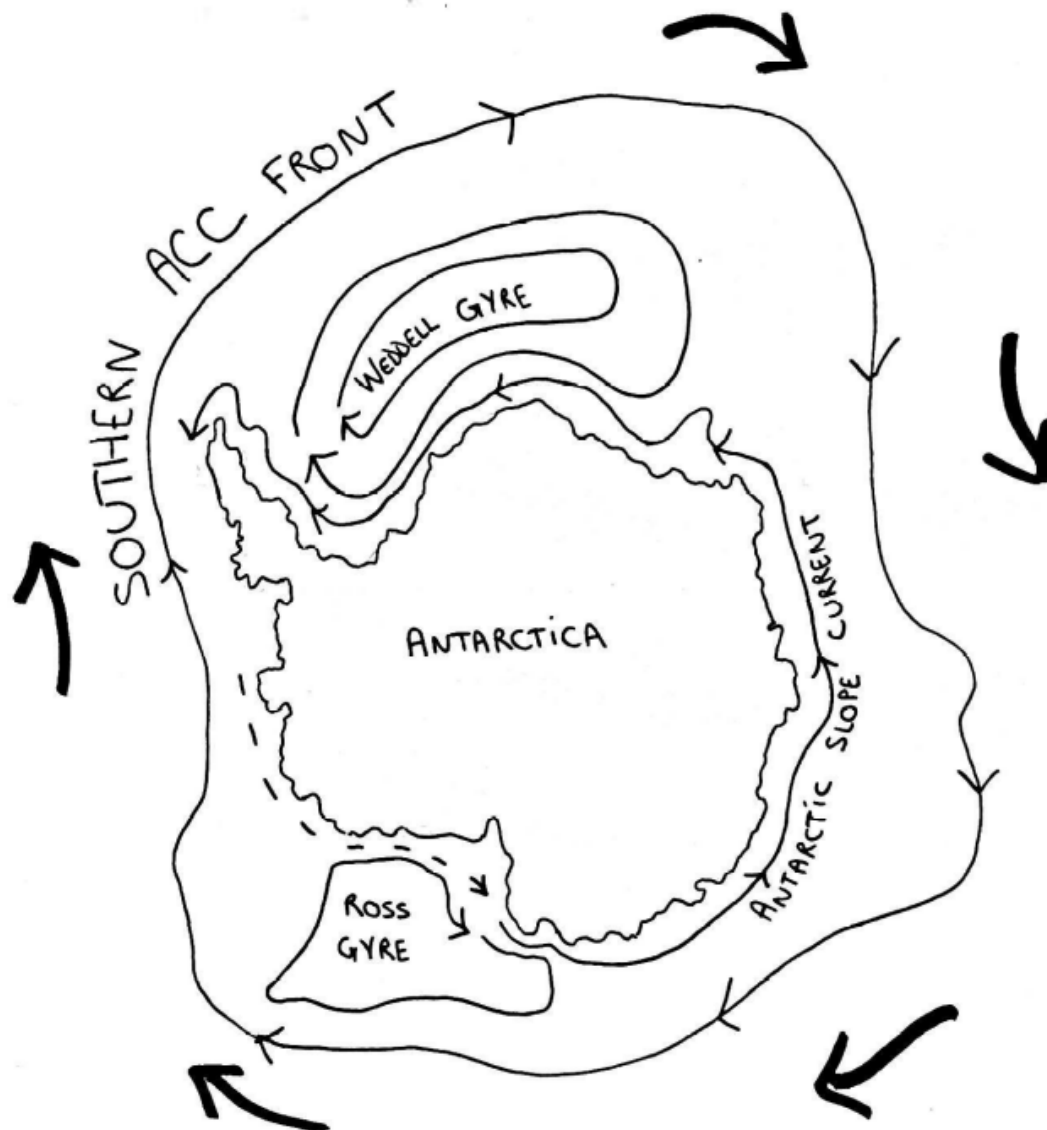


FIGURE 13 – Interactions entre les principaux courants autour de l'Antarctique
Ligne pointillée : ASC n'est pas observée partout (e.g la Péninsule Ouest de l'Antarctique). Ses variétés temporelles et spatiales sont peu connues.

4.3 L'Antarctique et ses trois types de côtes continentales

Autour de l'Antarctique, trois types d'interactions entre ASW, CDW et DSW sont trouvées. Les figures 14-16 présentent ces interactions. Ces figures sont des vues de coupe de la pente continentale de l'Antarctique : le côté droit des figures 14-16 correspond à l'océan ouvert, tandis que leur côté gauche est le continent Antarctique. Les zones hachurées sont la pente continentale de l'Antarctique. Il y a trois types de côtes continentales (Thompson and al., 2018)(Silvano and al., 2016) :

Fresh Shelf

Fresh Shelf, "côte non salée" en français, désigne une côte où les vents provenant de l'Est et allant vers l'Ouest (easterly) sont très forts. Cela a pour conséquence de ramener une grande quantité d'ASW près de la côte (transport d'Ekman). Dans ce type de côte, le front qui sépare ASW de CDW est très important. CDW, qui est chaude et salée, ne peut donc pas entrer dans la côte continentale (ou le peut en très petite proportion).

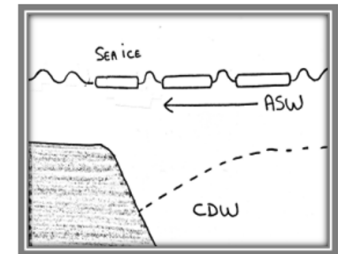


FIGURE 14 – Interactions entre ASW et CDW dans une Fresh Shelf

Warm Shelf

Warm Shelf, "côte chaude" en français, est trouvée dans l'Ouest de l'Antarctique. Dans cette zone, le courant ASC est faible ou absent, ce qui fait que le courant ACC est relativement proche des côtes continentales. Comme le courant ACC transporte le type d'eau CDW, CDW accède aux côtes continentales, ce qui les réchauffe.

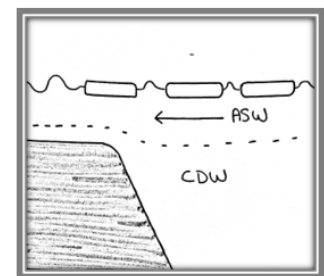


FIGURE 15 – Interactions entre ASW et CDW dans une Warm Shelf

Dense Shelf

Dense Shelf, "côte dense" en français, est associée à une importante et constante formation de glace. Des vents, dits catabatiques, déplacent la glace déjà formée, permettant ainsi une formation constante de glace. DSW est alors formée, et plonge le long de la côte continentale jusqu'à atteindre les abysses. Lorsque DSW atteint les abysses, elle forme AABW. Tandis que DSW plonge, CDW peut entrer dans la côte continentale, ce qui la réchauffe.

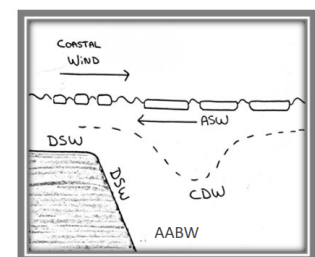


FIGURE 16 – Interactions entre ASW, DSW et CDW dans une Dense Shelf

Légende :

← ASW

Mouvement d'ASW dû au transport d'Ekman

- - - -

Front qui sépare ASW de CDW

4.4 Localisations de ces trois côtes continentales

Fresh Shelf

Elles sont en grande partie dans l'Est de l'Antarctique, à l'ouest de la mer d'Amundsen et à l'est de la mer de Ross (fig. 17).

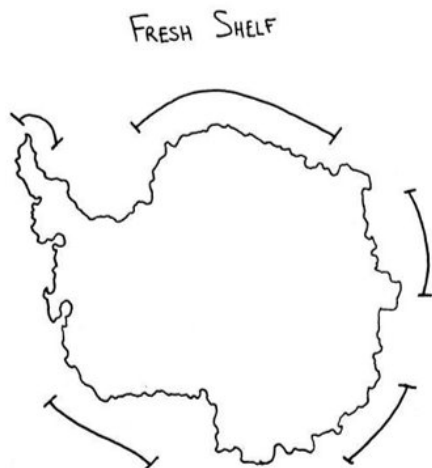


FIGURE 17 – Localisation des "Fresh Shelf"

Warm Shelf

Elles se situent dans la Péninsule Ouest de l'Antarctique et dans la mer Bellingshausen (fig. 18).



FIGURE 18 – Localisation des "Warm Shelf"

Dense Shelf

Elles se trouvent à l'ouest de la mer de Ross, dans les mers de Weddell et Adélia, ainsi qu'au cap Darnley (fig. 19).

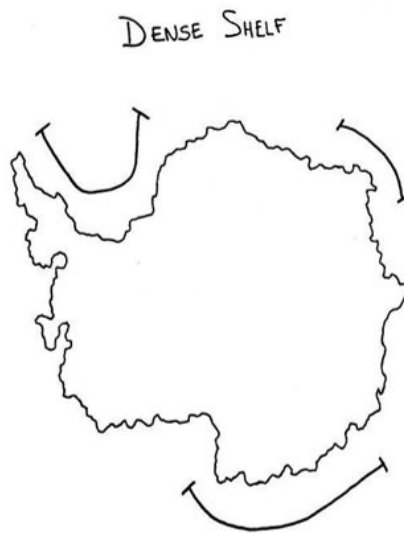


FIGURE 19 – Localisation des "Dense Shelf"

5 Fonte des glaces en Antarctique

La diminution des glaciers dans la mer d'Amundsen est la plus intense et rapide du contour de l'Antarctique ! La plate-forme glaciaire de la mer d'Amundsen a subi une immense perte de masse depuis au moins 1990 (Jenkins and al. 2016). Pourquoi ces glaciers fondent ? Est-ce dû au réchauffement des océans ou de l'atmosphère ?

5.1 Morphologie de la mer d'Amundsen

La côte continentale de la mer d'Amundsen est une "Fresh Shelf", où les eaux profondes, chaudes et salées (CDW) sont séparées des eaux surfaciques froides et douces (ASW), cf "L'Antarctique et ses trois types de côtes continentales". Il a récemment été montré qu'un courant profond ("undercurrent" en anglais), allant de l'ouest vers l'est, se trouvait en dessous du courant ASC, allant de l'est vers l'ouest. Ce courant profond est présent uniquement dans la mer d'Amundsen. Il transporte CDW (fig.20).

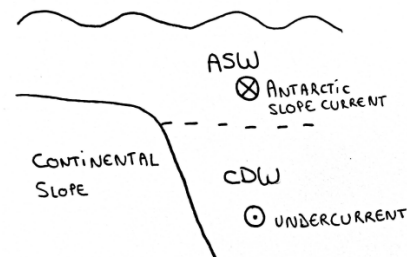
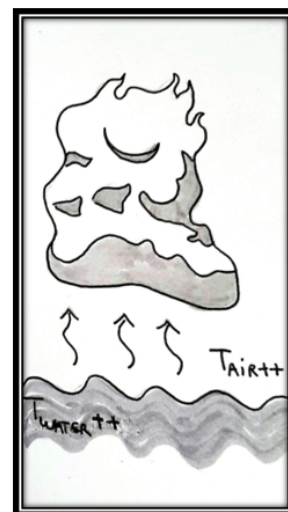
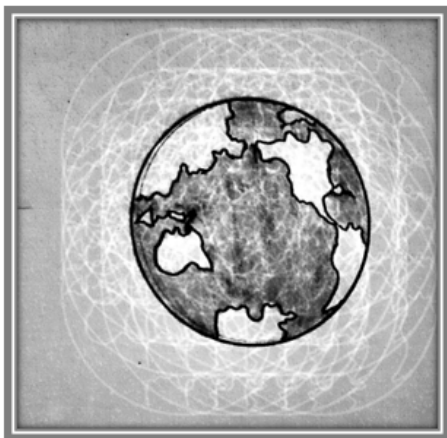


FIGURE 20 – Vue de coupe de la mer d'Amundsen

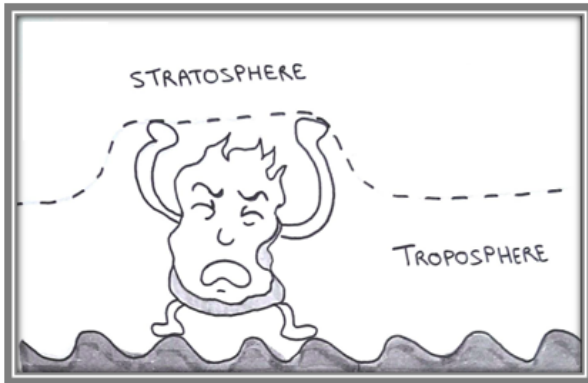
5.2 L'anomalie de hauteur troposphérique

Tout commence dans le centre tropical de l'océan Pacifique. Comme toute la Terre, la température des eaux de surface du centre tropical de l'océan Pacifique augmente à cause des éjections de gaz à effet de serre.

Le réchauffement des eaux de surface favorise la convection atmosphérique, ce qui a pour conséquence de créer plus de nuages à cet endroit.



Cette forte quantité de nuages crée une anomalie de hauteur troposphérique (Jenkins and al. 2016).



Cette anomalie de hauteur va se répandre sous la forme d'onde, dite onde de Rossby, jusqu'à la mer d'Amundsen.



5.3 Impact de l'anomalie de hauteur troposphérique

L'anomalie de hauteur troposphérique modifie la direction zonale, (i.e. de l'est vers l'ouest ou inversement) des vents présents dans la mer d'Amundsen (Dotto and al. 2019, 2020) :

L'anomalie de vent allant de l'ouest vers l'est (westerly)

Une anomalie de vent allant de l'ouest vers l'est renforce le courant profond de la mer d'Amundsen, car il va lui aussi de l'ouest vers l'est. Comme ce courant profond transporte CDW, CDW "upwell" et va pouvoir atteindre la côte continentale. A ce moment, CDW (chaud) va se mélanger avec les eaux froides en surface (ASW), ce qui réchauffe l'intégralité du plateau continental de la mer d'Amundsen. La température du plateau continental augmentant, la fonte des glaces ici présentes est intensifiée.

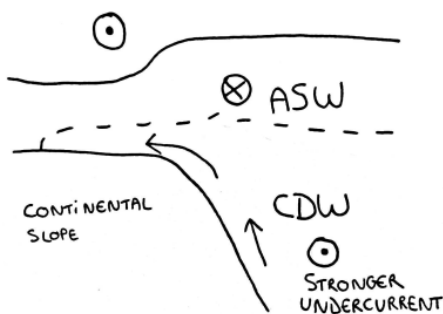


FIGURE 21 – Vue de coupe d'une anomalie de vent dite "westerly" dans la mer d'Amundsen

L'anomalie de vent allant de l'est vers l'ouest (easterly)

Une anomalie de vent allant de l'est vers l'ouest renforce le courant ASC, allant lui aussi de l'est vers l'ouest. Le courant profond, s'écoulant dans la direction opposée, est donc ralenti. Le front qui sépare ASW et CDW est donc beaucoup plus important, et plus profond : on dit qu'il y a un "downwelling". Le plateau continental de la mer d'Amundsen est alors composé majoritairement d'ASW. Notez que CDW peut quand même atteindre le plateau continental, mais en très petite quantité. Une anomalie de vent allant de l'est vers l'ouest va donc refroidir la mer d'Amundsen.

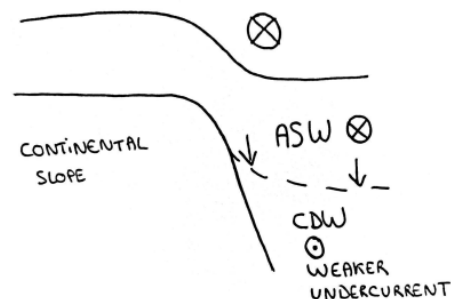


FIGURE 22 – Vue de coupe d'une anomalie de vent dite "easterly" dans la mer d'Amundsen

6 Les eaux profondes de l'Antarctique - Antarctic Bottom Water

6.1 Focus sur les "Dense Shelf"

Dans les "Dense Shelf", "côte dense" en français, la structure frontale qui sépare ASW de CDW a une forme de V. Cette forme de V est propice à un mouvement on-shore (vers le continent) de CDW et à la plongée de DSW de la surface aux abysses (Thompson and al. 2018). La figure 23 présente la forme des isopycnes à l'ouest de la mer de Weddell en fonction de la profondeur. Les isopycnes s'inclinent vers le fond marin sur une grande partie de la côte continentale. DSW (présente dans la couche où l'anomalie de densité est supérieure à $28,3 \text{ kg.m}^{-3}$ sur la fig. 23) est transportée par une isopycne dense le long de la pente continentale. DSW va ensuite former les eaux profondes de l'Antarctique - Antarctic Bottom Water (AABW).

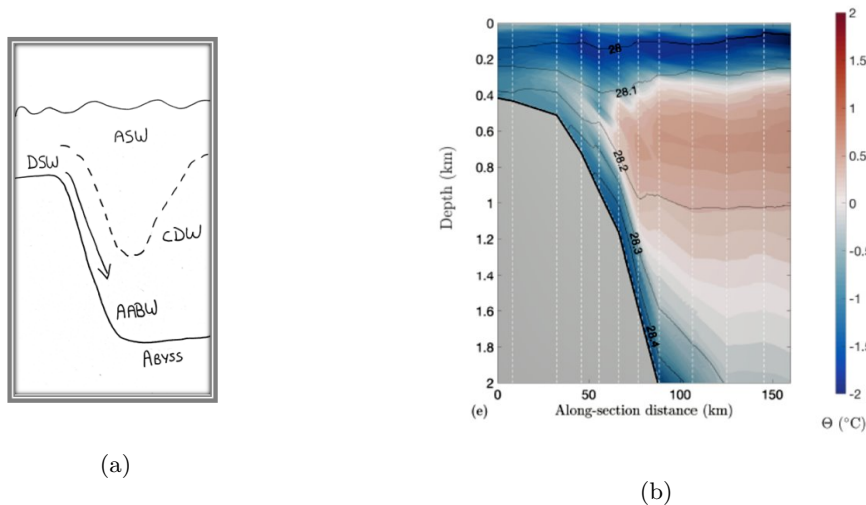


FIGURE 23 – (a) Schéma de la formation d'AABW et (b) mesure de la température conservative (couleurs) et de l'anomalie de densité (contours noirs) à travers la structure frontale de l'Antarctique dans l'ouest de la mer de Weddell (Thompson and Heywood, 2008)

6.2 Antarctic Bottom Water

Comment AABW est formée ?

AABW est formée à cause du rejet de sel lors de la formation de la glace dans les "Dense Shelf" (Nicholls and al., 2009). Lorsque DSW est créée, elle plonge dans les profondeurs de l'océan jusqu'à atteindre les abysses : AABW est formée. Dès l'instant où DSW atteint les abysses, ce n'est plus DSW mais AABW.

Où AABW est-elle formée ?

La mer de Weddell est un des endroits où AABW se forme le plus. Elle est vue comme la source principale de formation d'AABW, mais AABW peut aussi être ramenée dans la mer de Weddell alors qu'elle a été formée ailleurs (Jacobs and al., 2004)(Nicholls and al., 2009). La mer de Ross est aussi une source importante de production d'AABW, car elle forme environ 25 % de la totalité d'AABW formée dans le monde (Orsi and al. 2002).

Où va AABW une fois formée ?

Les plus denses AABW sont piégées dans les abysses de l'Antarctique. AABW qui se mélange avec des eaux plus légères arrivent à rejoindre l'océan Austral, via les gyres des mers de Ross et de Weddell. Une fois dans l'océan Austral, AABW et CDW se mélangent, et se répandent ensuite dans le monde entier via la circulation thermohaline, cf fig. 24 (Jacobs and al., 2004). **Entre 30 et 40 % des eaux des océans sont des AABW !**

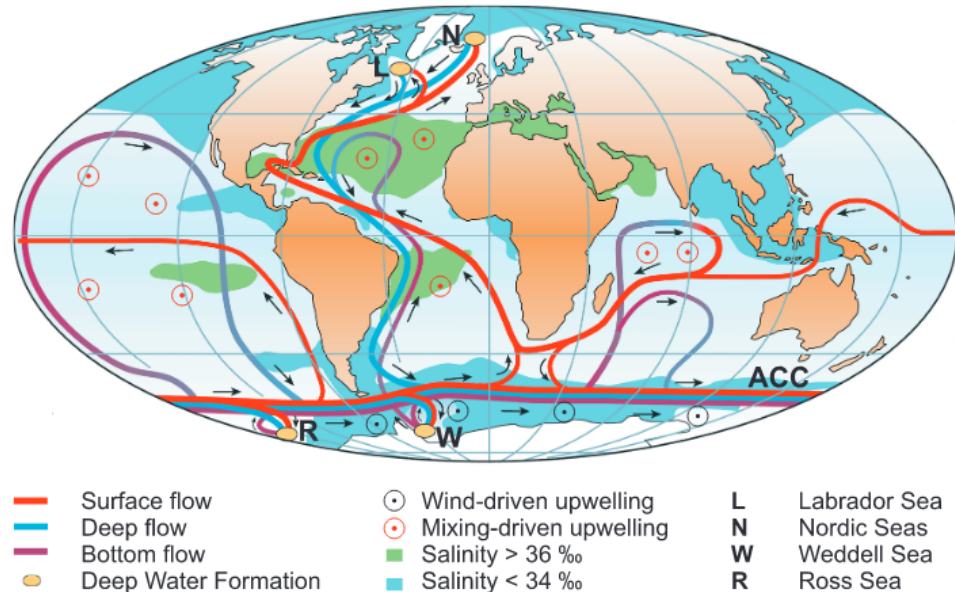


FIGURE 24 – Circulation thermohaline (Kuhlbrodt and al., 2007)

7 Objectif de cette recherche

Comme vous l'aurez compris, la formation des eaux profondes en Antarctique (AABW) est un processus très important. AABW est primordial pour renouveler les eaux des différents océans du monde (on parle de "ventilation des océans"). Cependant, nos connaissances sur comment, où, et combien d'AABW sont formées sont limitées. Cela s'explique par les difficultés à faire des études expérimentales en Antarctique, de par la présence d'icebergs et de plate-formes glacières.

De nouvelles bases de données satellites peuvent potentiellement permettre de mesurer la formation des eaux profondes en Antarctique (AABW). **Notre but est donc d'utiliser des données satellites afin de quantifier la formation d'eaux profondes en Antarctique.** D'abord, la formation d'AABW sera calculée en joignant différentes bases de données. Ensuite, afin de connaître l'exactitude de cette méthode, les résultats satellites seront comparés à des données in-situ (bouées Argo et un mouillage). Si ce projet réussit, ce sera une avancée qui permettra aux chercheurs de pouvoir quantifier cet important phénomène qu'est la formation d'eaux profondes en Antarctique.

Comment la formation d'eaux profondes en Antarctique peut-elle être mesurée par des satellites ? Que sont des bouées Argo et les mouillages ? Comment fonctionnent ces technologies ? La prochaine publication répondra à toutes ces questions !

Références

- [1] Arte, Francis Drake
Documentary on Francis Drake diffused on Arte-TV, 3e quarter of 2014, 2 episodes.
- [2] Bourget 2016
Bourget, Steve (2016). Sacrifice, violence, and ideology among the moche : the rise of social complexity in Ancient Peru. University of Texas Press.
- [3] Dotto and al. 2019
Dotto, T. S., and Coauthors, (2019). Wind-Driven Processes Controlling Oceanic Heat Delivery to the d'Amundsen Sea. *Antarctica. J. Phys. Oceanogr.*, 49, 2829– 2849, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0064.1>
- [4] Dotto and al. 2020
Dotto, T. S., Naveira Garabato, A. C., Wåhlin, A. K., Bacon, S., Holland, P. R., Kimura, S., et al. (2020). Control of the oceanic heat content of the Getz [U+E001] Dotson Trough, Antarctica, by the d'Amundsen Sea Low. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 125, e2020 JC016113. <https://doi.org/10.1029/2020JC016113>
- [5] Globe Program
The Globe Program, Science of ENSO. <https://www.globe.gov/web/el-nino/el-nino-campaign/science-of-el-nino>
- [6] Jacobs , 2004
Stanley S. Jacobs, (2004). Bottom water production and its lonk with the thermohaline. *Antarctic Science* 16(4) : 427–437, doi : 10.1017/S095410200400224X
- [7] Jenkins and al., 2016
Jenkins, A., P. Dutrieux, S. Jacobs, E.J. Steig, G.H. Gudmundsson, J. Smith, and K.J. Heywood. (2016). Decadal ocean forcing and Antarctic ice sheet response : Lessons from the d'Amundsen Sea. *Oceanography* 29(4) :106–117. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.103>
- [8] Kuhlbrodt and al., 2007
Kuhlbrodt, T., A. Griesel, M. Montoya, A. Levermann, M. Hofmann, and S. Rahmstorf (2007). On t he driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Rev. Geophys.*, 45, RG2001, doi :10.1029/2004RG000166
- [9] Silvano and al., 2016
Silvano, A., S.R. Rintoul, and L. Herraiz-Borreguero. (2016). Ocean-ice shelf interaction in East Antarctica. *Oceanography* 29(4) :130–143. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.105>.
- [10] Thompson and al., 2018
Andrew F. Thompson , Andrew L. Stewart , Paul Spence and Karen J. Heywood (2018). The Antarctic Slope Current in a Changing Climate. *American Geophysical Union*, 56 (4) : 741-770. doi : 10.1029/2018RG000624
- [11] Thompson and Heywood, 2008
Thompson, A. F., and K. J. Heywood (2008). Frontal structure and transport in the northwestern de Weddell Sea, Deep-Sea Research Part I : *Oceanographic Research Papers*, 55 (10), 1229–1251.
- [12] Morrison and al., 2020
A. K. Morrison, A. M. Hogg, M. H. England, P. Spence (2020). Warm circumpolar deep water transport toward Antarctica driven by local dense water export in canyons. *Sci. Adv.* 6, eaav2516. <https://advances.sciencemag.org/content/6/18/eaav2516?intcmp=trendmd-adv>
- [13] Nicholls and al., 2009
Nicholls, K. W., S. Østerhus, K. Makinson, T. Gammelsrød, and E. Fahrbach (2009), Ice- ocean processes over the continental shelf of the southern de Weddell Sea, Antarctica : A review,. *Rev. Geophys.*, 47, RG3003, doi :10.1029/2007RG000250
- [14] NOAA
National Oceanic and Atmospheric Administration. NOAA Research News. <https://research.noaa.gov/article/ArtMID/587/ArticleID/2685/New-research-volume-explores-future-of-ENSO-under-influence-of-climate-change>
- [15] Orsi and al., 2002
Orsi, A., W. Smethie, and J. Bullister (2002), On the total input of Antarctic waters to the deep ocean : A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements, *J. Geophys. Res.*, 107(C8), 3122, doi :10.1029/2001JC000976.

