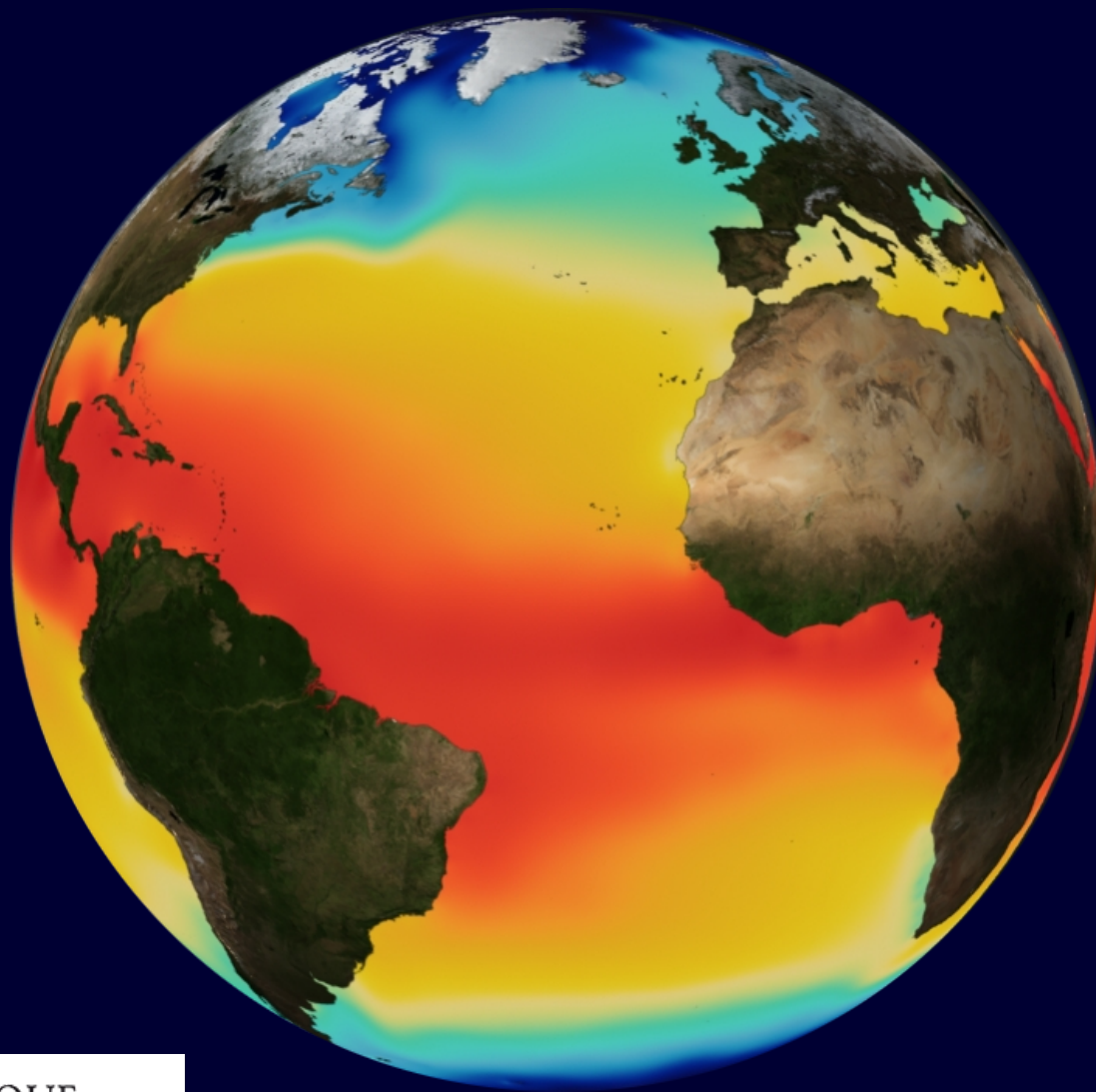


Cycle de "formation pour tous" en Océanographie



Cycle de "formation pour tous" en Océanographie

L'Océan planétaire, quelques généralités
Petite digression sur les représentations

Paramètres essentiels des propriétés physiques et chimiques de l'eau de mer.

La température

La Salinité

Masse volumique, densité et équation d'état de l'eau de mer

La pression

Notion de masses d'eau

Petite digression au sujet d'une force d'inertie, la force de Coriolis

Flux de chaleurs : Interaction océan/atmosphère

La circulation océanique

La circulation océanique de surface

La circulation océanique profonde : la circulation thermohaline

Transport thermique océanique global

Dynamique de l'océan à d'autres échelles de temps et d'espace

Circulation de Langmuir

Circulation à mésoéchelle

Ondes de Rossby

Interactions Océan/atmosphère à longues échelles des temps

NAO : Oscillation Nord-Atlantique

Oscillation atlantique multidécennale

«Autovariation» du système planétaire

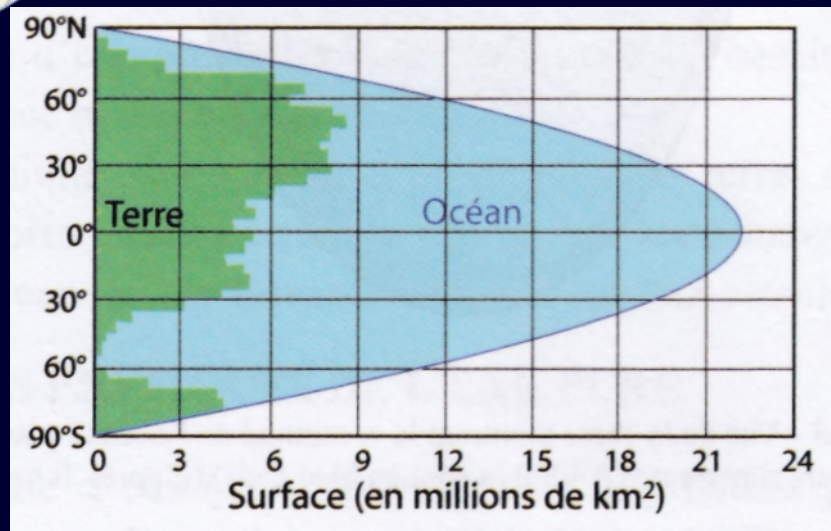
L'Océan planétaire, quelques généralités

Place des océans sur terre

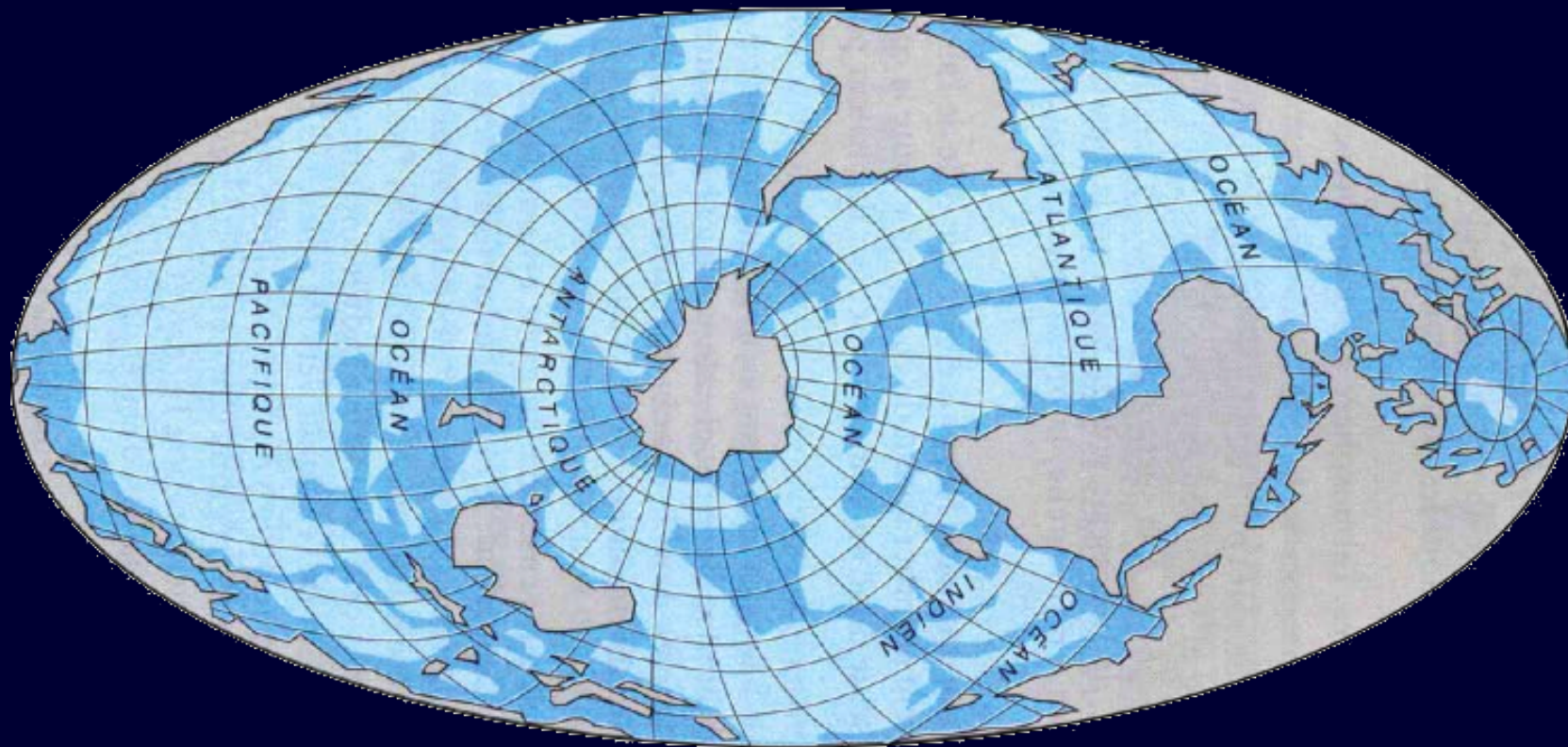
Hémisphère
continentale

70% du globe terrestre.
Profondeur moyenne : 3800 m.

Hémisphère
maritime



Continuité de l'océan planétaire



Profondeur > 4000 m en bleu clair

Répartition des fonds en fonction de la profondeur

Profondeur (m)	%	Appellation
0 à 200	7.6%	Plateau continental
200 à 1000	4.3%	Talus continental 15.3%
1000 à 2000	4.2%	
2000 à 3000	6.8%	
3000 à 4000	19.6%	Fonds abyssaux 77.0%
4000 à 5000	33.0%	
5000 à 6000	23.3%	
6000 à 7000	1.1%	
> 7000	0.1%	Fosses océaniques

Aires occupées par les différentes profondeurs océaniques
(en % de la surface totale des fonds océaniques). P. Tchernia, 1978

Volume de l'océan

Profondeur moyenne : 3800 m.

Rayon terrestre : 6366 km.

Volume de l'océan : $0,70 \times 4 \times \pi \times (6\,366\,000)^2 \times 3800 = 1,35 \times 10^{18} \text{ m}^3 = \mathbf{1,35 \times 10^9 \text{ km}^3}$

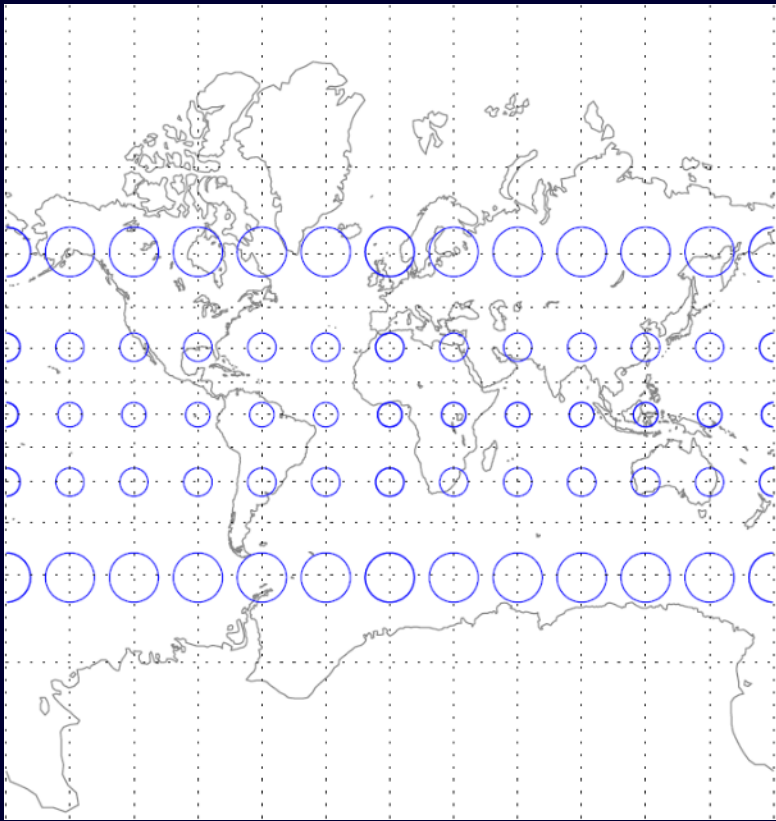
Océan mondial		1 350 000 000 km³
dont	Méditerranée	3 700 000 km ³
	Mer noire	605 000 km ³
	Baltique	38000 km ³
Eau douce		
	Calottes glacières et glaciers	28 000 000 km ³
	Eaux souterraines	16 000 000 km ³
	Mer Caspienne	78000 km ³
	Lac Baïkal	23000 km ³
	Lac Tanganyika	19000 km ³
	Lac Supérieur	19000 km ³
	24 autres lacs > 100 km ³	28406 km ³
		90 km ³
	Vapeur d'eau	13000 km ³



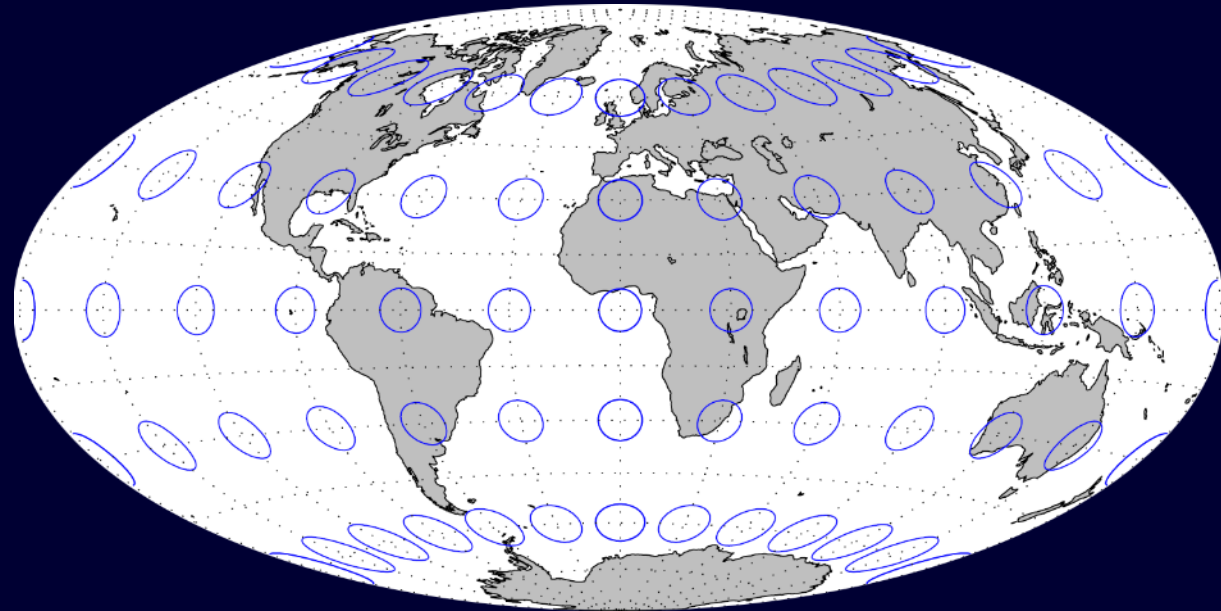
Petites digressions sur les représentations



Les projections cartographiques 2

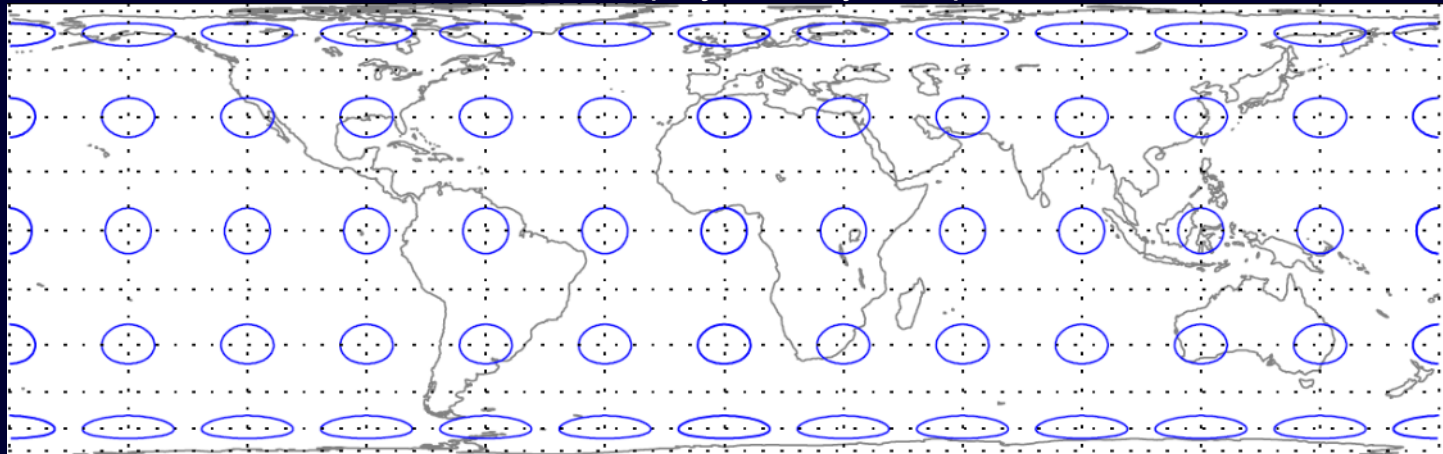


Indicatrices de Tissot de la projection
cylindrique de **Mercator**



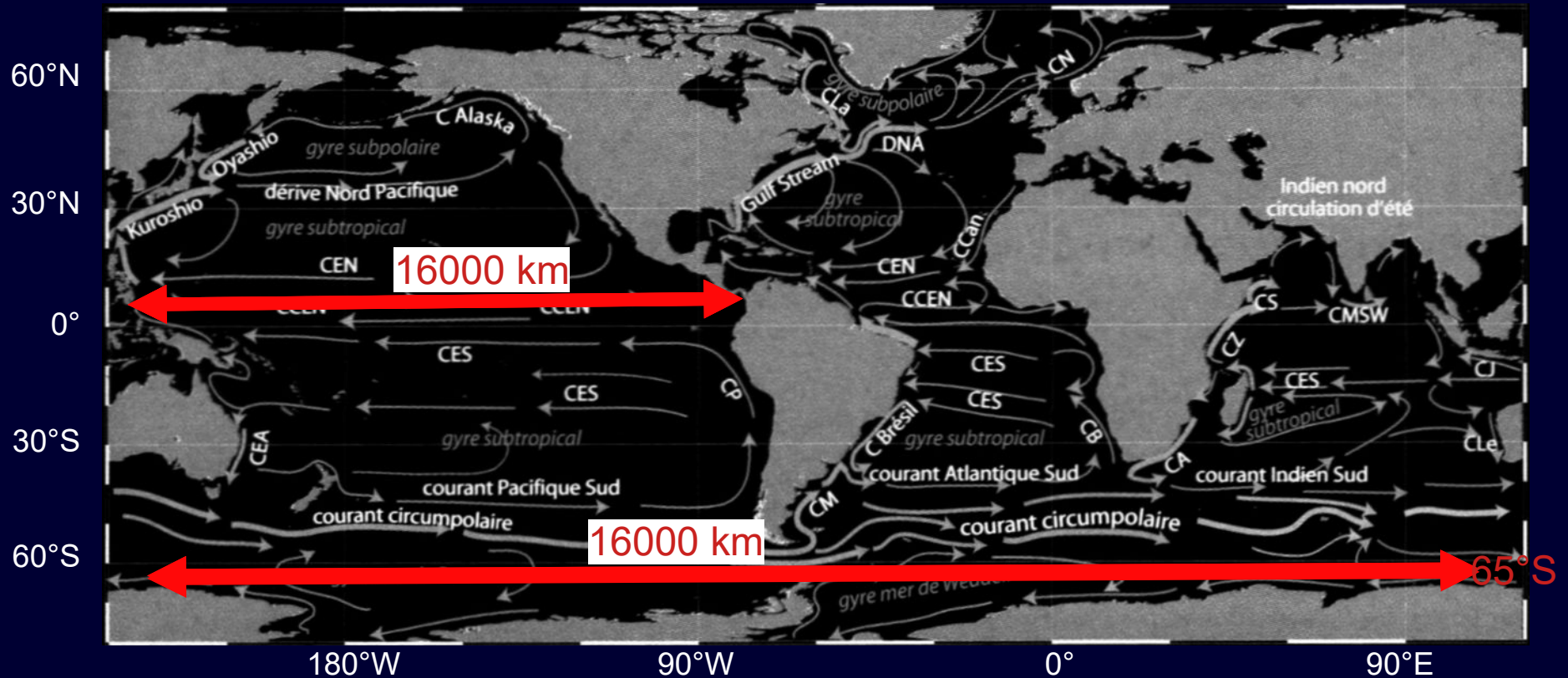
Indicatrices de Tissot de la projection
de **Hammer-Aitoff**

Indicatrices de Tissot de la projection cylindrique de **Lambert**

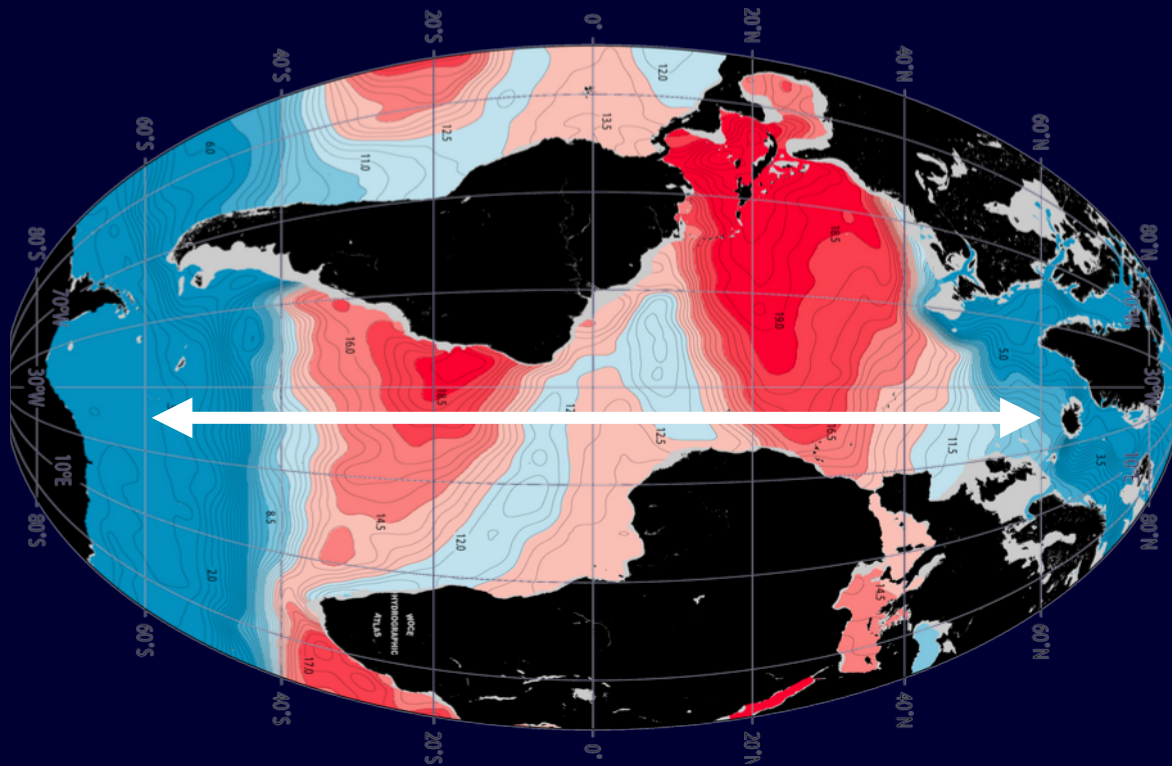


Les projections cartographiques 1

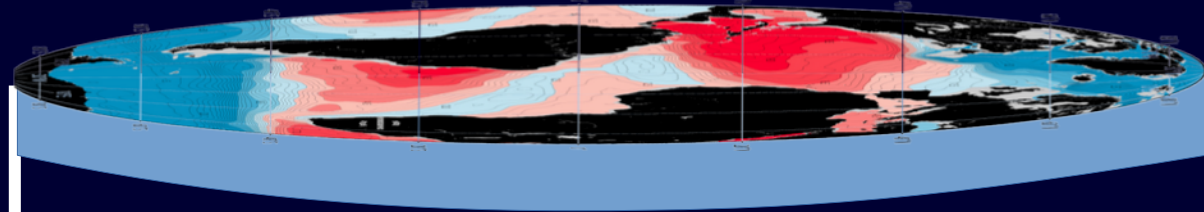
Exemple d'une projection de Mercator



Les échelles horizontales et verticales 1



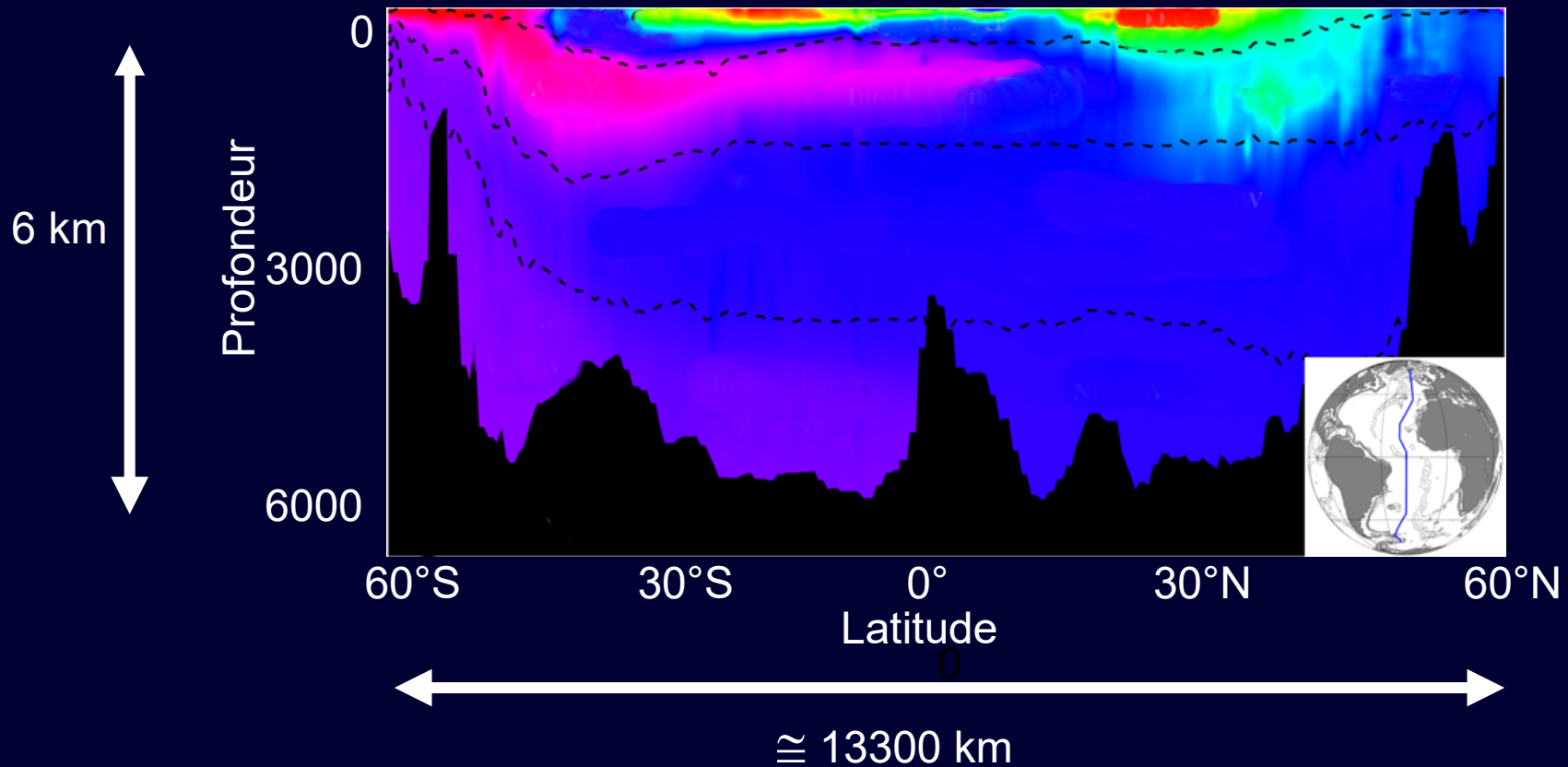
≈ 13300 km



Profondeur ?

$$3,8 \text{ km} / 13300 \text{ km} \cong 1 / 3500 \cong 0,000286$$

Les échelles horizontales et verticales 2



Rapport de la représentation : $6 / 13300 \cong 1 / 2200 \cong 0,00045$



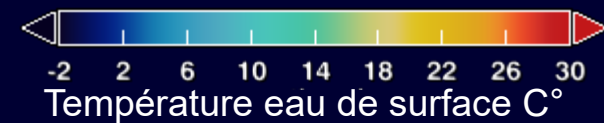
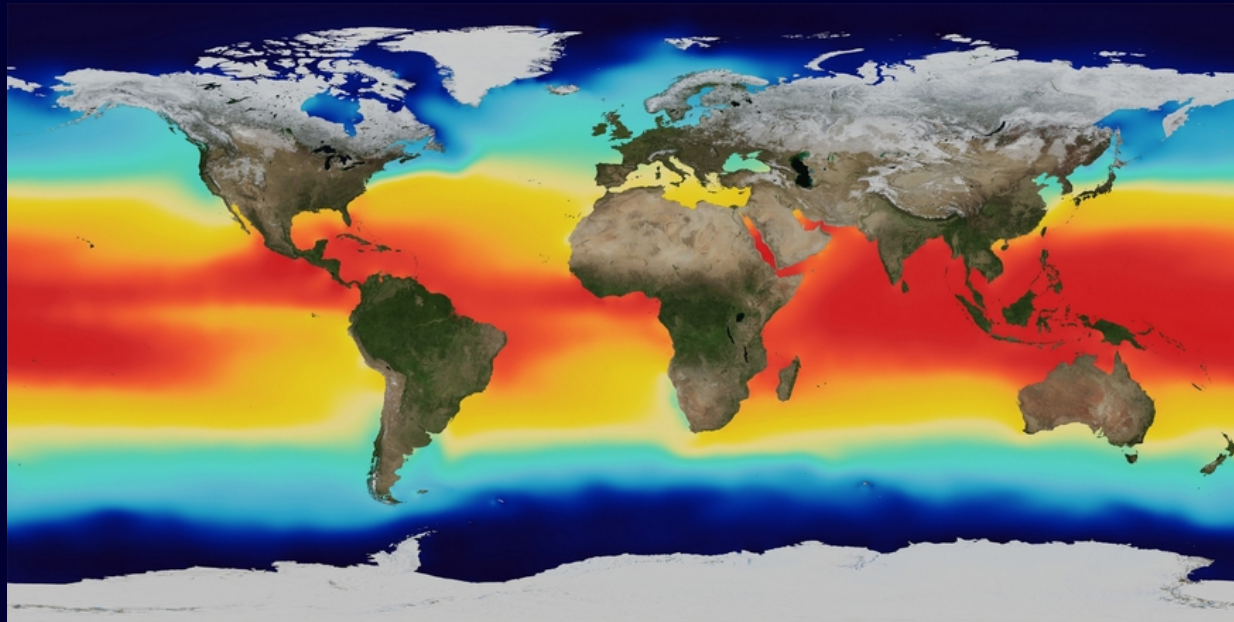
Éléments physiques et chimiques
pour comprendre la dynamique des océans.

Paramètres physiques et chimiques essentiels de l'eau de mer.

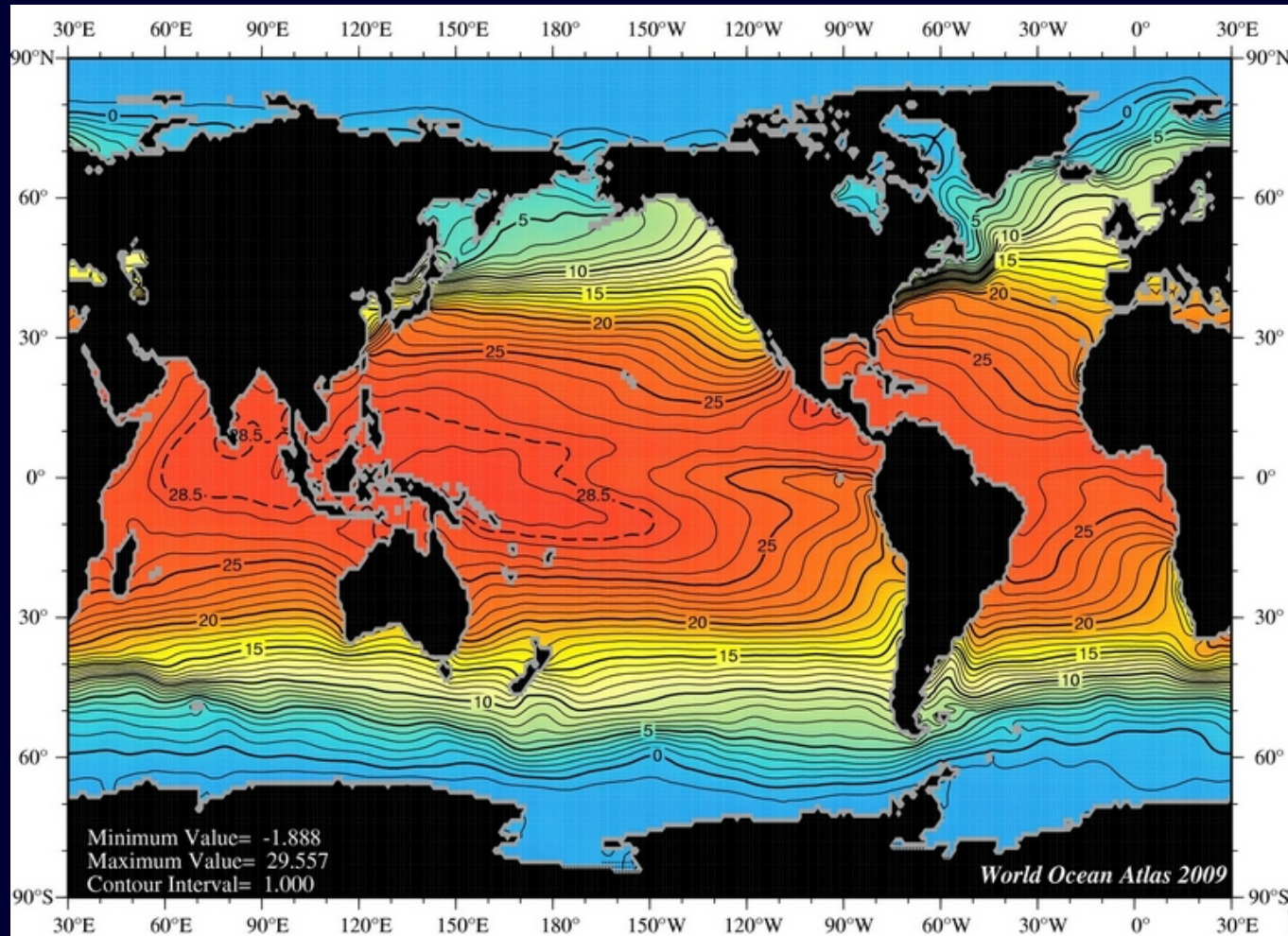
- La température t
- La salinité S
- Densité / Masse volumique ρ (rhô)
 $\rho = f(S, t, p)$ appelée équation d'état de l'eau de mer.
- La pression p

La température

- La température est exprimée en degrés Celsius ($^{\circ}\text{C}$).
- La température des océans -2°C , jusqu'à un peu plus de 30°C .
- La température moyenne de l'Océan Mondial est de 4°C .

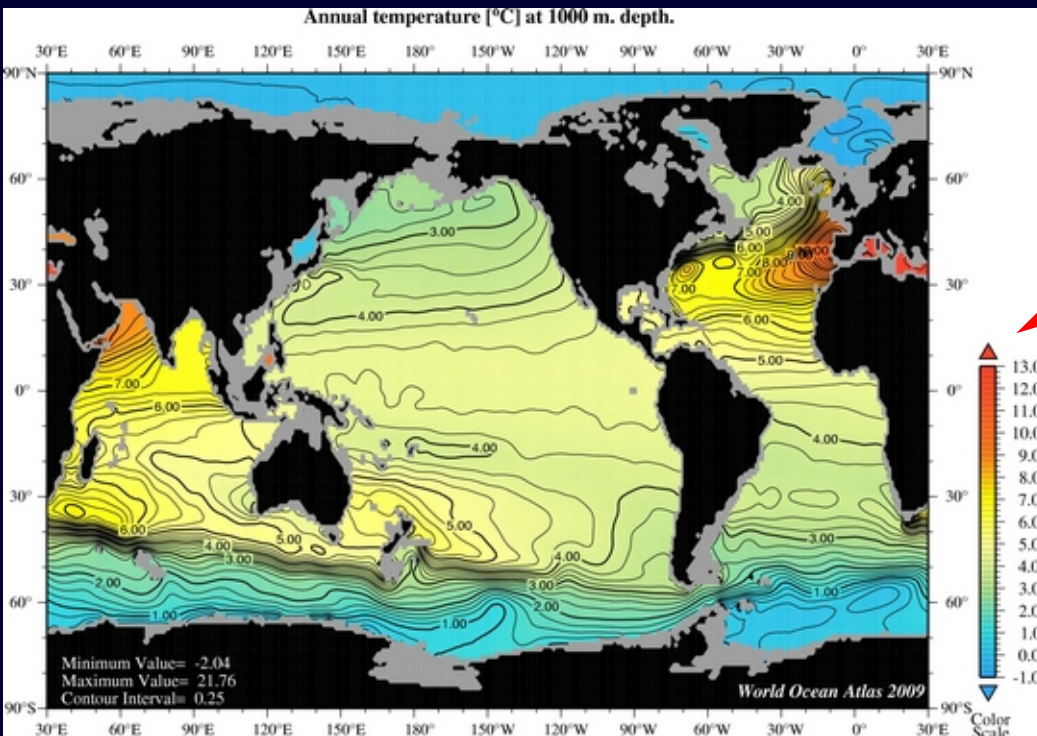


Température annuelle de surface



La température à 1000m et 4000 m de profondeur

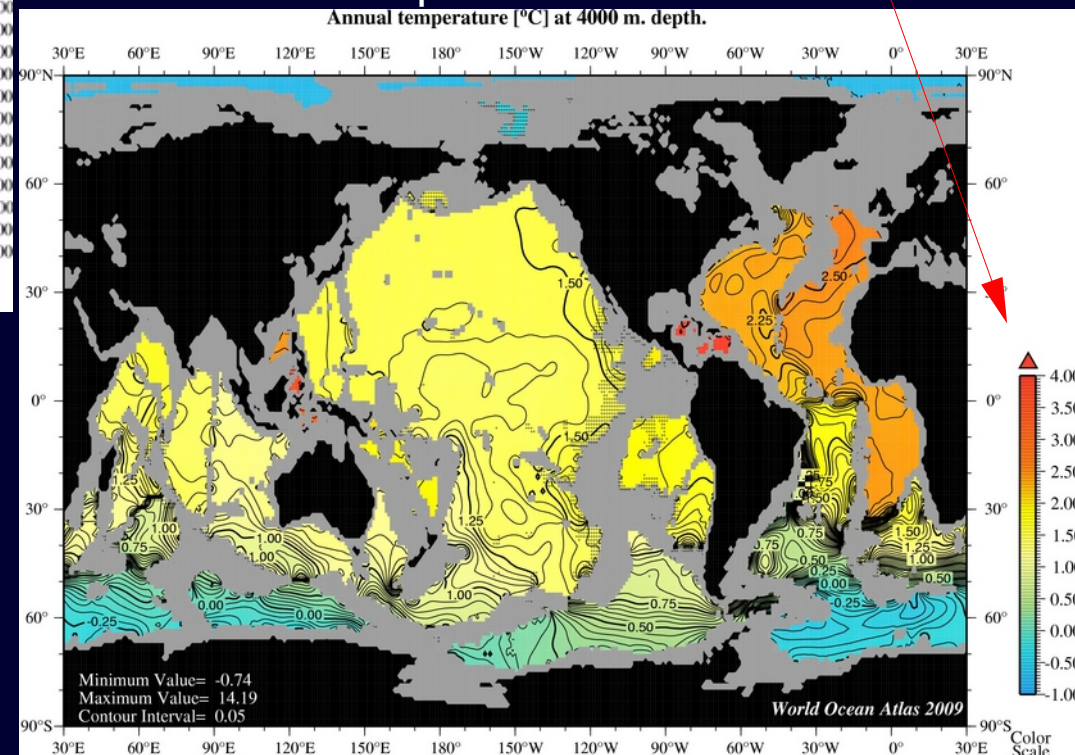
Les eaux tièdes sont confinées sur une faible épaisseur et, à toutes les latitudes les eaux en profondeur sont froides. Il y a deux exceptions, la Méditerranée où la température des eaux profondes n'est jamais inférieure à 13°C et la Mer Rouge où elle ne descend pas sous 21,5°C.



Température à - 1000 m

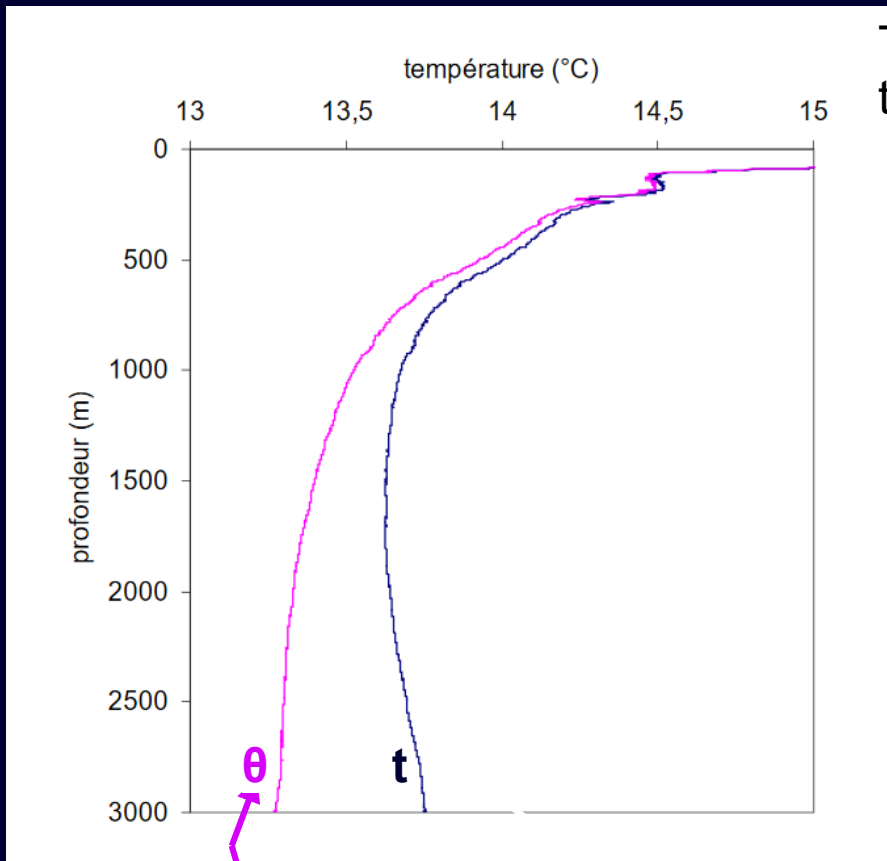
Attention :
Échelles
différentes

Température à - 4000 m



Températures in situ et températures potentielles

Température potentielle θ (Thêta) : La température d'un échantillon d'eau de mer, de température t et soumis à la pression p , s'il était amené de manière adiabatique à une pression standard de 1 atm (1 000 hPa).



Températures in situ t et températures potentielles θ entre 0 et 3000 m de profondeur à une station de Méditerranée.

L'augmentation des températures t , entre 1000 et 3000 m ne doit rien à un flux de chaleur géothermique. C'est l'effet de la compression.

Température potentielles θ

Température in situ t

La Salinité

Dans l'océan ouvert les salinités varient dans des limites étroites, de 33 à 38.
La **salinité moyenne** de l'Océan Mondial est de **34,78**.

D'où vient le sel de l'océan

Il y a 4,016 milliard d'années, l'eau remonte petit à petit à la surface du globe durant une période s'étendant probablement sur quelques centaines de millions d'années et achevée au début de la période archéenne. Les eaux remontant de l'intérieur du globe devaient être chargées en espèces dissoutes.

Secondairement des éléments solubles tels que sodium, potassium, calcium et magnésium, présents dans la lithosphère primitive ont pu être dissous et des espèces volatiles dégazant de l'intérieur du globe, notamment le soufre et le chlore ont pu être piégées

L'océan a constitué dès l'aube des temps géologiques un milieu de composition saline originale.

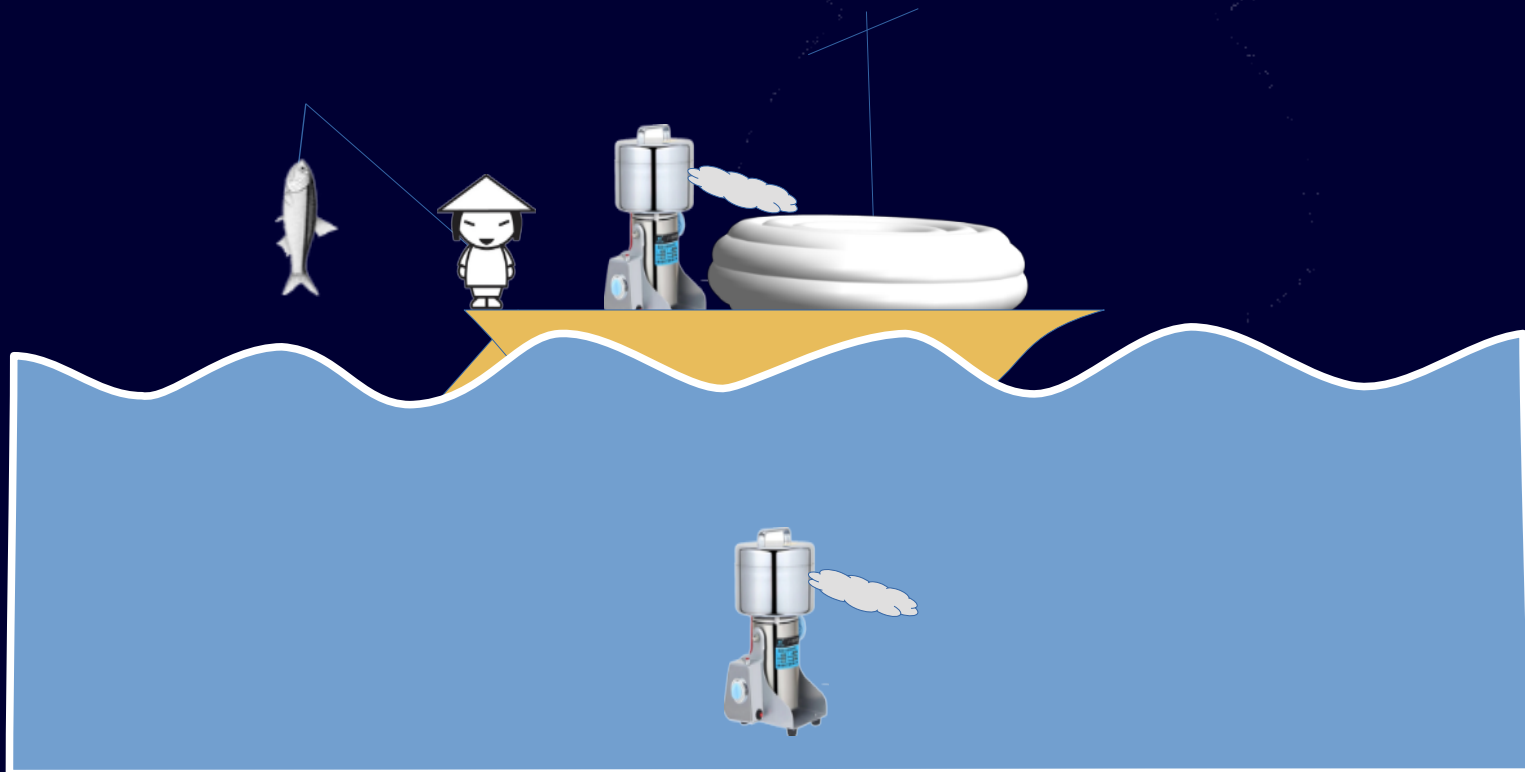
Il se peut que la salinité de cet océan ait évolué ensuite très lentement sous l'effet d'apports et de retraits réguliers de matière ou ait connu des variations brusques liées à des vicissitudes tectoniques entraînant l'isolement et l'assèchement de bassins océaniques.

Mais à notre échelle de temps d'observation les proportions relatives des principaux sels restent constantes.

D'où vient le sel de l'océan, version 2

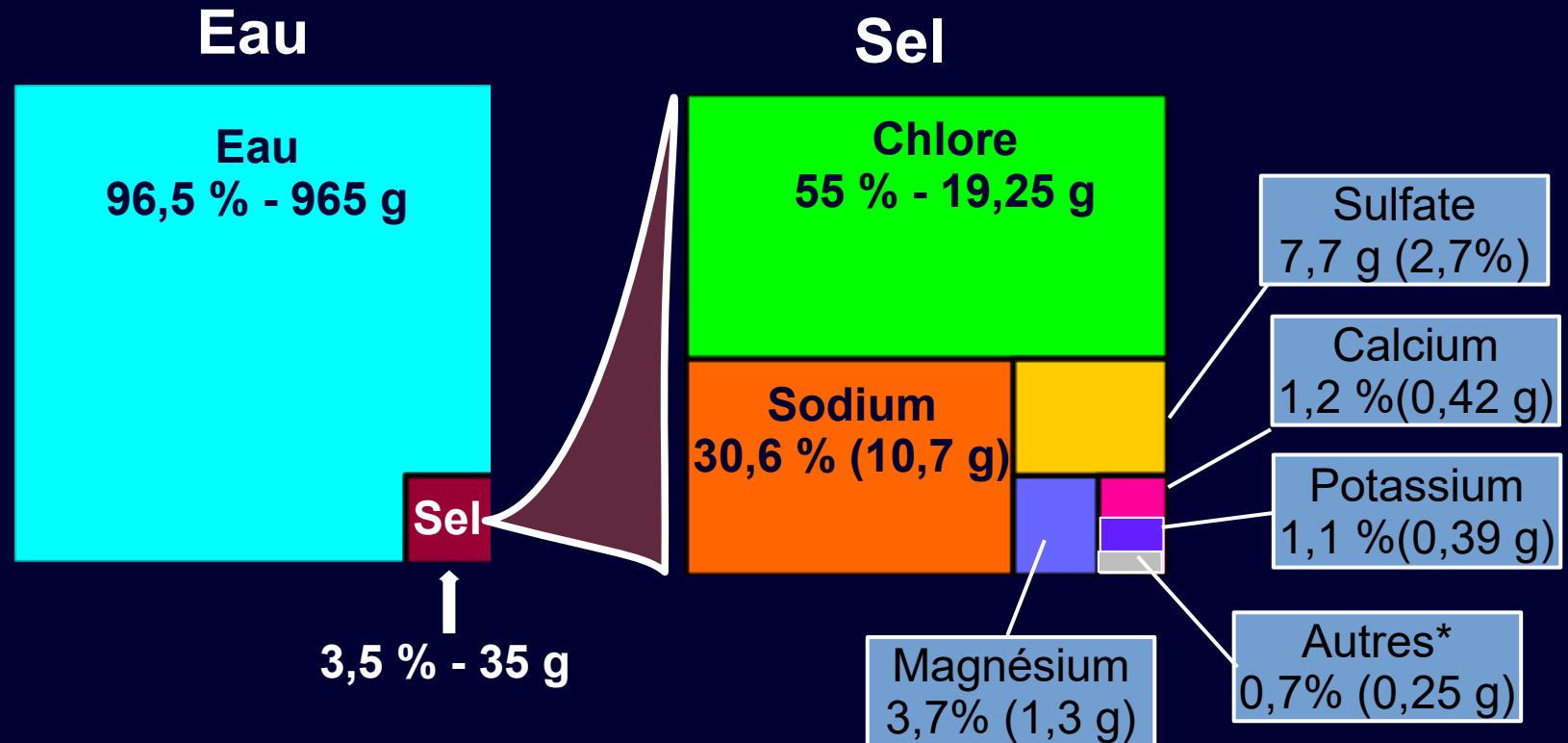
Il y a bien longtemps, vivait sur les bords de la mer Jaune, un homme nommé Wang. Il vivait misérablement du produit de sa pêche. Mais un jour, un bon génie lui fit don d'un moulin à sel magique. Wang l'emmenait sur sa barque, ce qui lui permettait de saler le poisson qu'il pêchait et de le conserver pour le vendre sur les marchés. Mais un jour, il oublia la formule magique qui permettait d'arrêter le moulin. La barque se remplit de sel et coula à pic. Depuis cette époque, le moulin continue inexorablement à moudre son sel au fond de l'océan.

Copin-Montégut, G. Chimie de l'eau de mer. (Institut océanographique, 1996).



La Salinité

Pour 1kg d'eau de mer



La masse totale des sels dissous dans 1 kg d'eau de mer peut varier d'une eau de mer à une autre (plus de 40 g par kg d'eau de mer, en mer Rouge, moins de 10 g par kg en certaines régions de la mer Baltique).

Mais les proportions relatives des principaux sels restent constantes : **loi de Dittmar**.

* : Brome, Fluor, Strontium ...

La Salinité, évolution de son expression

Initialement la salinité (« 1902 ») représente la masse totale des sels dissous dans l'eau de mer et était exprimée en g/kg ou ‰.

La salinité « 1902 » a été déduite, jusqu'en 1961, de la chlorinité avant d'être progressivement abandonnée pour une nouvelle définition opérationnelle appelée salinité pratique basée sur la conductivité.

La mesure par comparaison de la conductivité d'un échantillon avec la conductivité d'un étalon.

La salinité pratique s'exprime par un nombre sans dimension, 1000 fois plus grand que la salinité « 1902 ». Par exemple, une salinité, autrefois notée 35,127 ‰ doit s'écrire 35,127.

En océanographie, la **conductivité** étant la grandeur directement mesurée, il serait logique de l'archiver définitivement, avec t et p , comme donnée océanographique de base, et de calculer ensuite la salinité à partir de l'équation $S = f(p, t, C)$. Mais la **salinité** est une grandeur si familière, que après avoir calculé S , on abandonne la conductivité et on retient S , t et p comme données de base.

La Salinité, de la burette de Knudsen au thermosalinomètre

Méthode chimique de mesure de la chlorinité de l'eau de mer

BULLETIN DE L'INSTITUT OCÉANOGRAPHIQUE
(Fondation ALBERT 1er, Prince de Monaco)
N° 1047 — 30 Juillet 1954

Instructions pratiques
sur la détermination de la salinité de l'eau de mer
par la méthode de titrage de Mohr-Knudsen

par Helge THOMSEN
avec une préface de Martin KNUDSEN

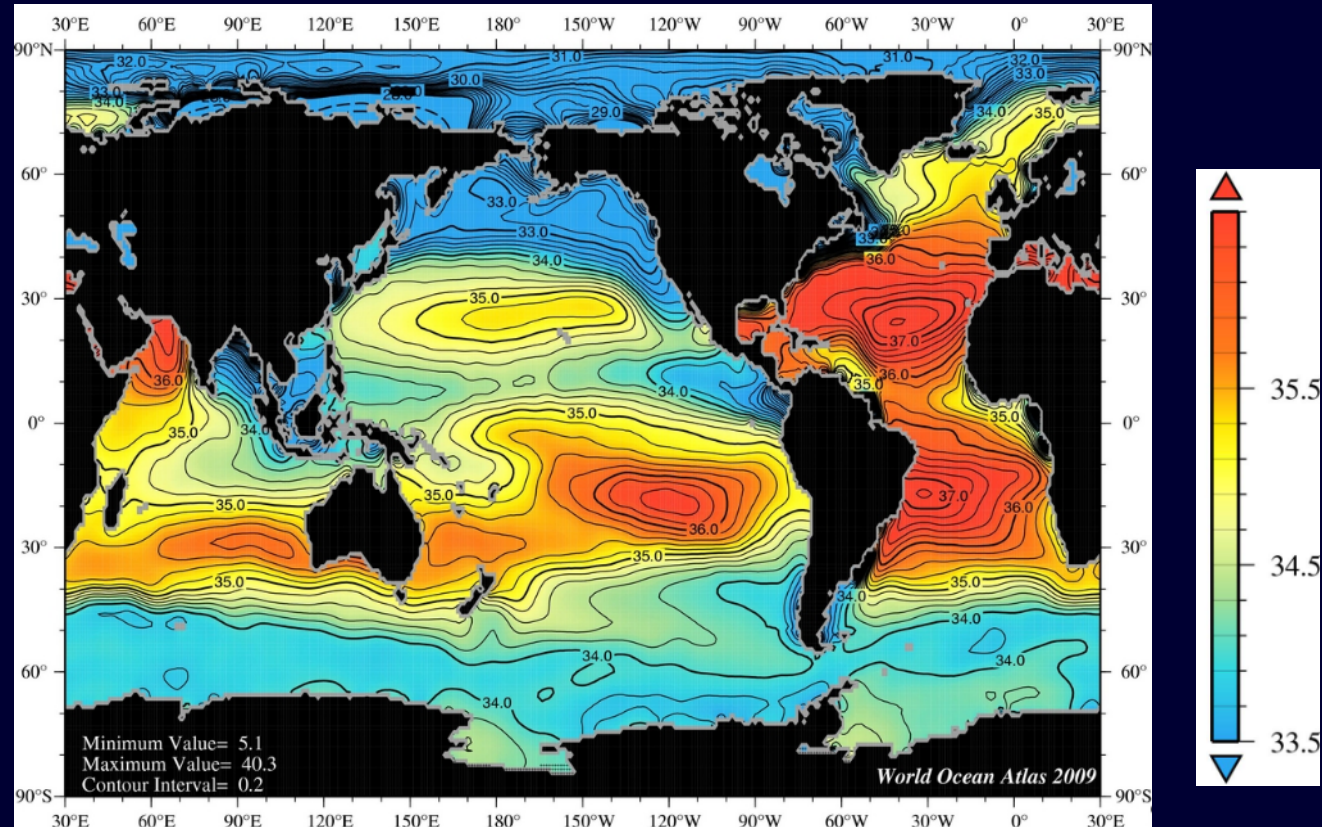
Deuxième Edition
revue avec la collaboration de M. MENACHE
(Office de la Recherche Scientifique Outre-Mer)

Une solution de nitrate d'argent, est introduit par gravité dans la burette. Du volume de réactif utilisé est déduit la chlorinité de chaque eau de mer.



Le thermosalinomètre :
une cellule équipée d'électrodes
qui mesurent la conductivité de
l'eau de mer et de thermistances
qui mesurent la température .

Salinité annuelle de surface



- Dans l'océan ouvert les salinités de 33 à 38 avec une **moyenne de 34,78**.
Dans des mers semi-fermées, bassins de dilution ou de concentration, des salinités beaucoup plus extrêmes :
- moins de 10 en Mer Baltique,
 - de 18 à 22 en Mer Noire,
 - de 37 à 39 en Méditerranée,
 - de 40 à 42 en Mer Rouge.

Masse volumique, densité et équation d'état de l'eau de mer

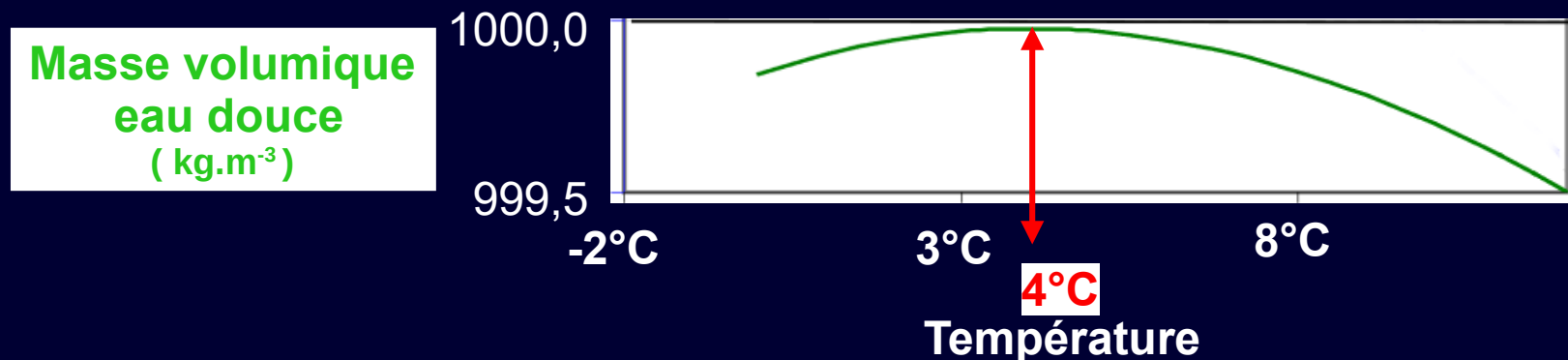
Masse volumique = f (Salinité, température, pression)

Masse volumique et densité

La **masse volumique**, (kg.m^{-3}) notée ρ (rhô), caractérise la masse de par unité de volume.

La **densité**, notée σ (sigma), est le rapport entre la masse volumique de l'espèce chimique considérée et celle de l'eau. Pour les liquides et les solides, le corps de référence est l'eau pure à 4°C .

$$\text{Densité} = \text{Masse volumique} - 1000 \text{ kg.m}^{-3}$$



Masse volumique et équation d'état de l'eau de mer

La **masse volumique** ρ de l'eau de mer dépend de la **salinité** S , de la **température** t et de la **pression** p .

l'équation d'état de l'eau de mer.

$$\rho = f (S, t, p)$$

C'est une relation complexe et fortement non-linéaire.

La première équation établie en 1902 par Knudsen et Ekman est aujourd'hui remplacée par "l'Équation d'État Internationale (1980)" : Elle comporte 11 polynômes auxquels sont associés 41 coefficients numériques.

La comparaison de deux masses d'eau n'a de sens que si on considère ces deux masses d'eau à la même profondeur (et donc à la même pression). On utilise donc

$$\text{fréquemment : } \rho = f (S, t, 0)$$

Masse volumique et équation d'état de l'eau de mer

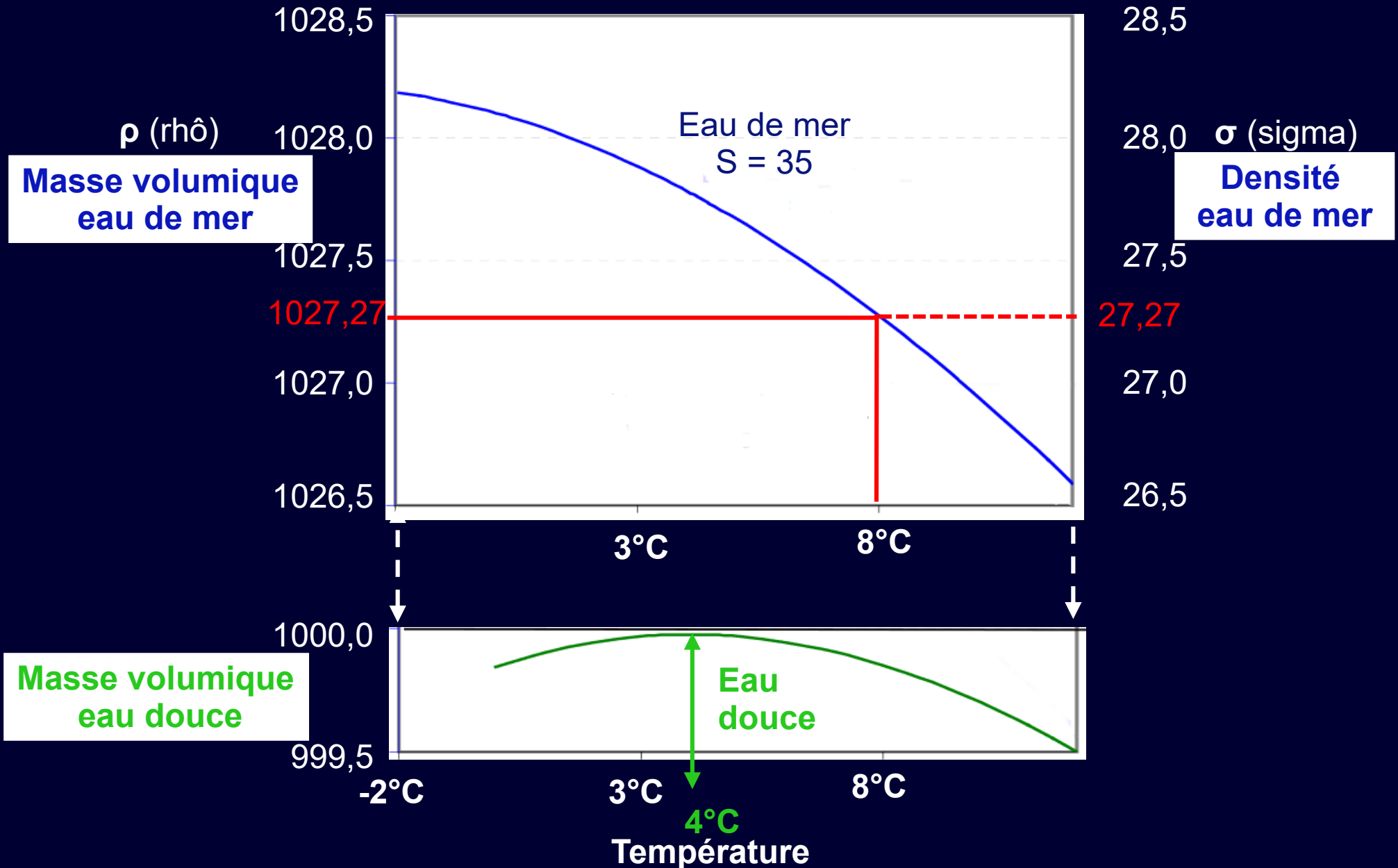
Équation d'état de l'eau de mer

$$\rho(S, t, p) = \rho(S, t, 0) / \left[1 - p / K(S, t, p) \right]$$

$$\begin{aligned} \rho(S, t, 0) = & 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-2} t - 9.095290 \times 10^{-3} t^2 + 1.001685 \times 10^{-4} t^3 - 1.120083 \times 10^{-6} t^4 \\ & + 6.536332 \times 10^{-9} t^5 + 8.24493 \times 10^{-1} S - 4.0899 \times 10^{-3} tS + 7.6438 \times 10^{-5} t^2 S - 8.2467 \times 10^{-7} t^3 S \\ & + 5.3875 \times 10^{-9} t^4 S - 5.72466 \times 10^{-3} S^{3/2} + 1.0227 \times 10^{-4} tS^{3/2} - 1.6546 \times 10^{-6} t^2 S^{3/2} \\ & + 4.8314 \times 10^{-4} S^2 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} K(S, t, p) = & 19652.21 + 148.4206 t - 2.327105 t^2 + 1.360447 \times 10^{-2} t^3 - 5.155288 \times 10^{-5} t^4 + 3.239908 p \\ & + 1.43713 \times 10^{-3} tp + 1.16092 \times 10^{-4} t^2 p - 5.77905 \times 10^{-7} t^3 p + 8.50935 \times 10^{-5} \times p^2 \\ & - 6.12293 \times 10^{-6} tp^2 + 5.2787 \times 10^{-8} t^2 p^2 + 54.6746 S - 0.603459 tS + 1.09987 \times 10^{-2} t^2 S \\ & - 6.1670 \times 10^{-5} t^3 S + 7.944 \times 10^{-2} S^{3/2} + 1.6483 \times 10^{-2} tS^{3/2} - 5.3009 \times 10^{-4} t^2 S^{3/2} + 2.2838 \times 10^{-2} pS \\ & - 1.0981 \times 10^{-3} tpS - 1.6078 \times 10^{-6} \times t^2 pS + 1.91075 \times 10^{-4} pS^{3/2} - 9.9348 \times 10^{-7} p^2 S \\ & + 2.0816 \times 10^{-8} tp^2 S + 9.1697 \times 10^{-10} t^2 p^2 S \end{aligned}$$

Masse volumique et température

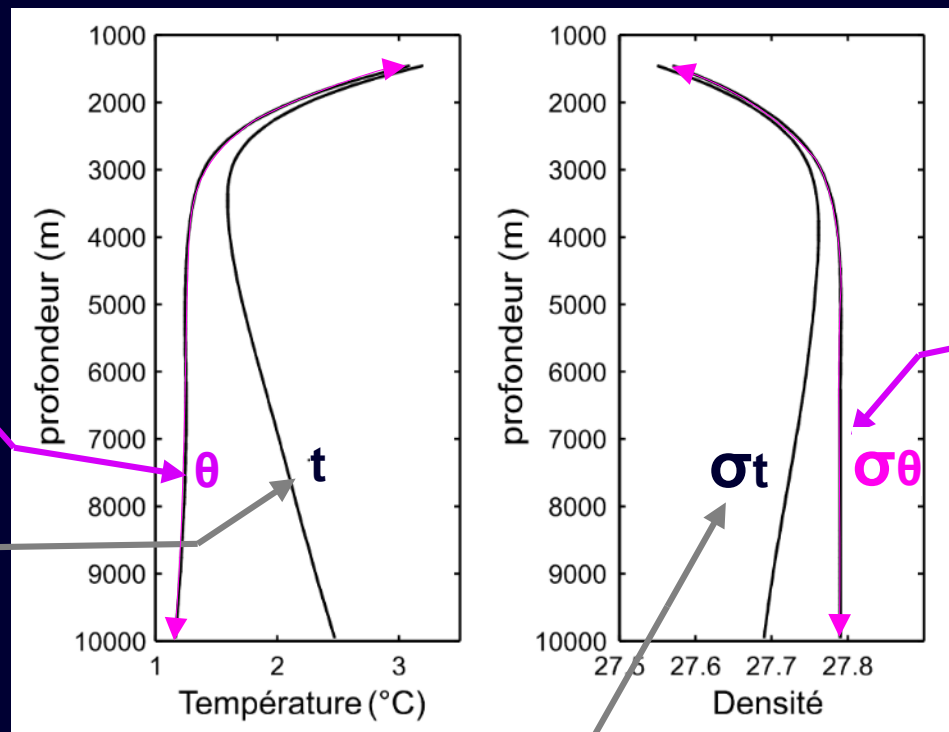


Variations de la masse volumique (kg m^{-3}) avec la température de l'eau pure et d'une eau de mer de salinité 35, à la pression normale.

Densité potentielle et température potentielle

Le sigma-thêta σ_θ

Les comparaisons basées sur les σ_t sont parfois prises en défaut. On affine donc les comparaisons en calculant les densités potentielles (excès de **masse volumique potentielle**) σ_θ (« sigma-thêta »). Par définition : $\sigma_\theta = \rho(S, \theta, 0) - 1\,000 \text{ kg m}^{-3}$ ou θ est la **température potentielle** de l'échantillon à $p = 0$.



Température
potentielles θ

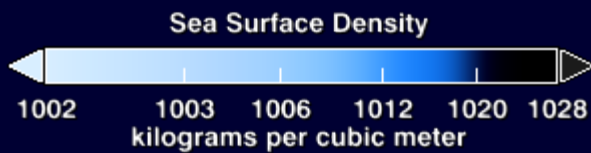
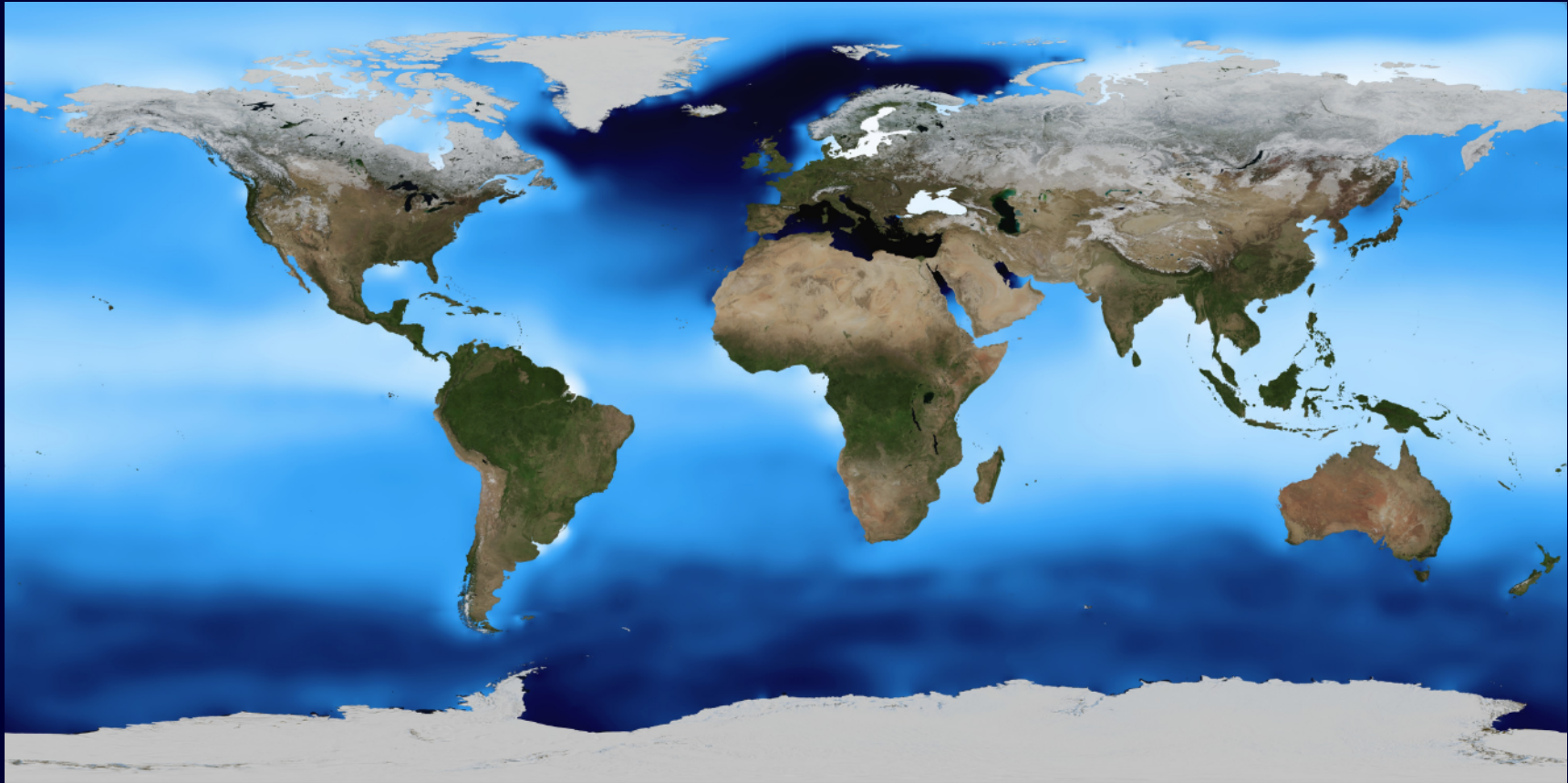
Température
in situ t

Températures in situ et
potentielles dans la
fosse de Mindanao

Densité
potentielles σ_θ

Densité σ_t

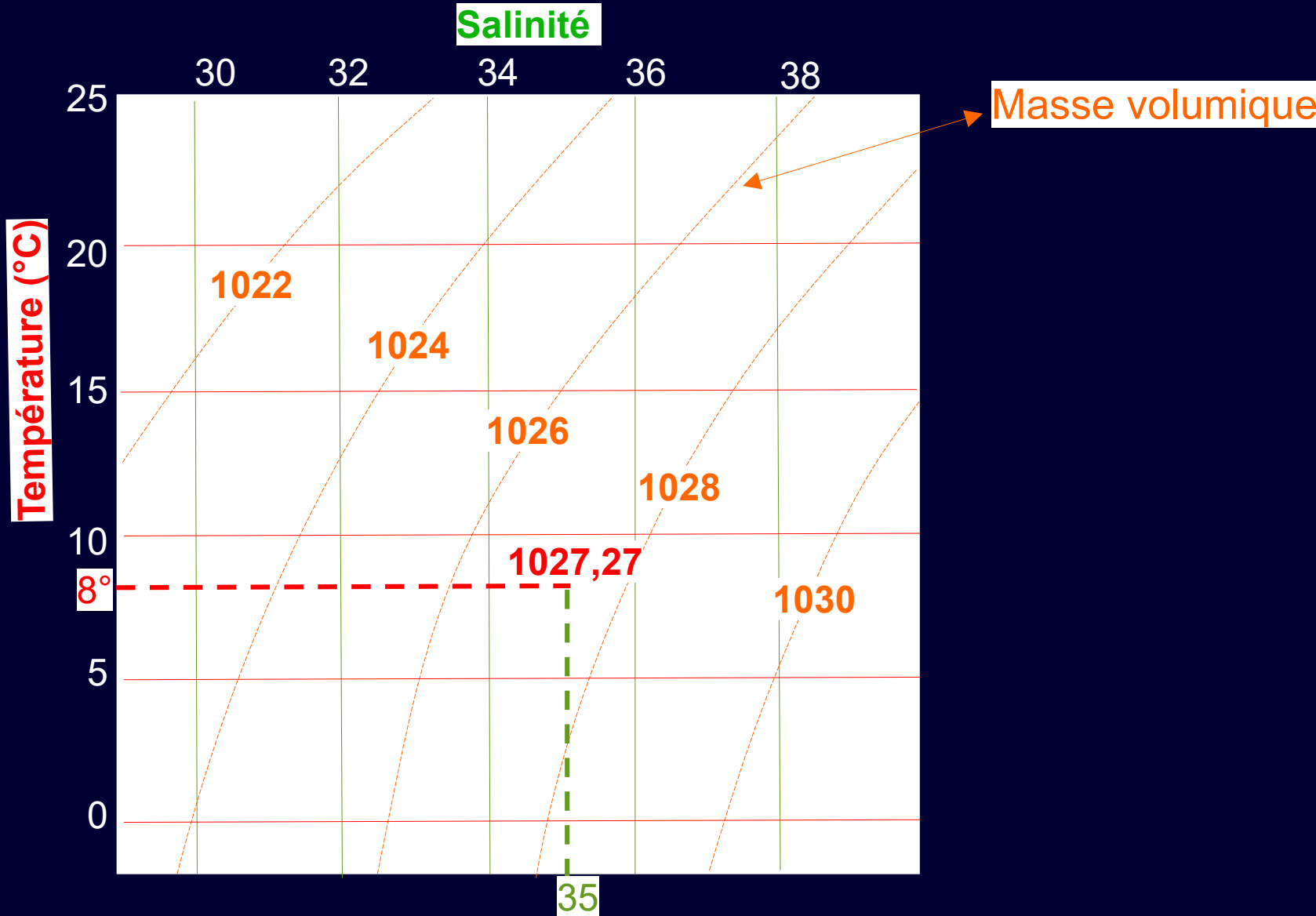
Carte des densités moyennes de surface



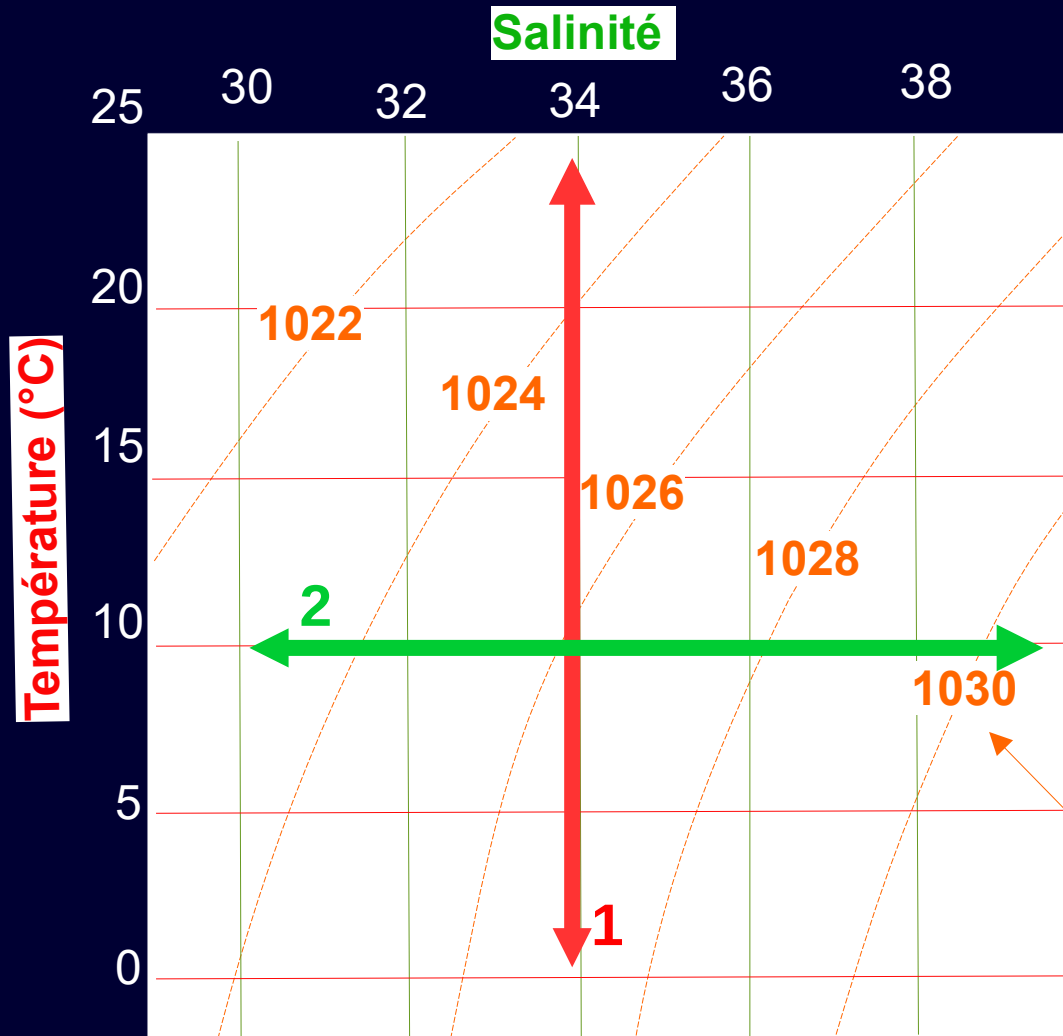


Le diagramme Température/Salinité

Une méthode graphique de représentation de l'équation d'état de l'eau de mer $\rho = f(S, T, p)$



Le diagramme T/S illustre quelques éléments physiques dont il faudra se souvenir



1 – Une augmentation de température diminue la densité de l'eau.

2 - Une augmentation de salinité augmente la densité de l'eau.

Masse volumique

Masse volumique
 $\rho = f(T, S, p)$
T température,
S salinité,
p pression.

Eau de mer entre 1022 et 1029 kg/m³



La pression

$$\rho = \frac{p \cdot g \cdot \text{volume}}{\text{surface}}$$

La pression est une force par unité de surface. La pression hydrostatique régnant à la profondeur z , est due au poids de la colonne d'eau.

Or, même dans un océan homogène en salinité et en température, la masse volumique n'est pas constante : les eaux étant compressibles, ρ augmente avec la profondeur.

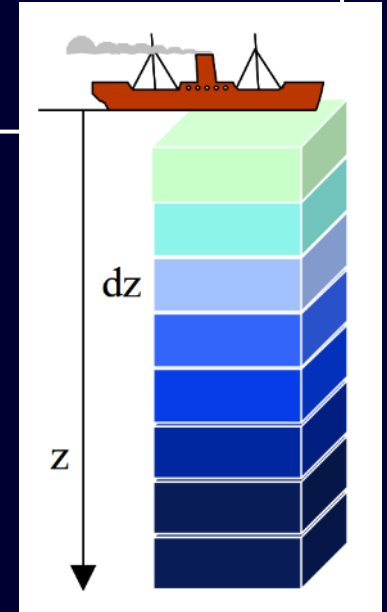
L'unité de pression internationale est le **pascal** (Pa).

En océanographie, on utilise toujours le **bar** ou son sous-multiple le **décibar (Dbar)**,

1 hPa = 10^{-3} bar = 1 mbar ou **millibar**

1 bar = 1 000 mbar \approx 10,19 mCE (mètres de colonne d'eau) \approx 0,987 atm.

Le domaine des pressions océanographiques s'étend de 0 à 10000 dbar, pression correspondant à peu près à une hauteur d'eau de 10000 m.



ρ augmente avec z .

p dbar	Masse volumique
0	1024,763
100	1025,199
1000	1029,087
2000	1033,325
5000	1045,547
10000	1064,428

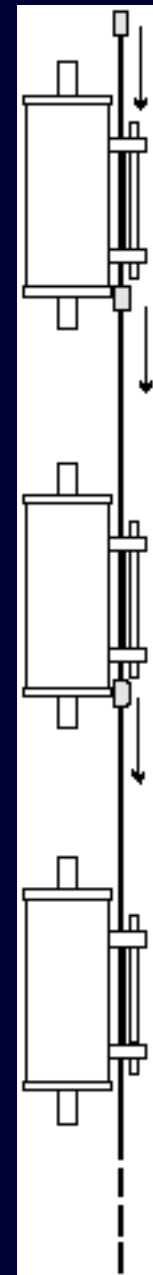
Eau à 20°C et 35 sal.



Mais comment mesure t'on ces paramètres ?



Bouteilles avec thermomètre à renversement



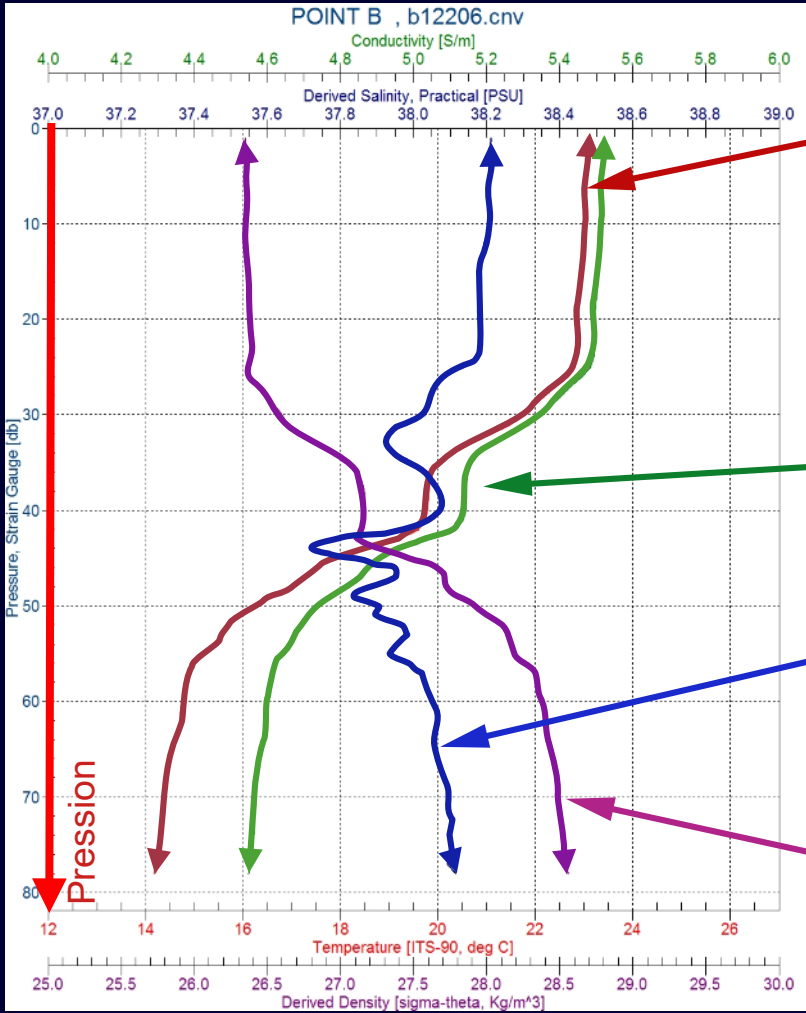
Exemple d'outils de mesure la sonde CTD.

Une CTD est une sonde mesurant la conductivité, la température et la profondeur (**C**onductivity **T**emperature **D**epth) de l'eau.





Profil sonde CTD, 24/07/2012, Villefranche/mer



Température

Conductivité

Salinité

Densité

Température et Conductivité mesures *in situ*
Salinité = f (Température, Conductivité)
Densité = f (Température, Salinité)

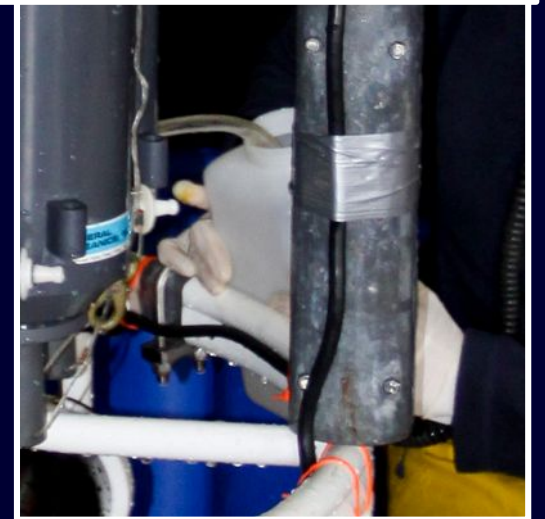
CTD et rosette de bouteilles



Descente



Remontée

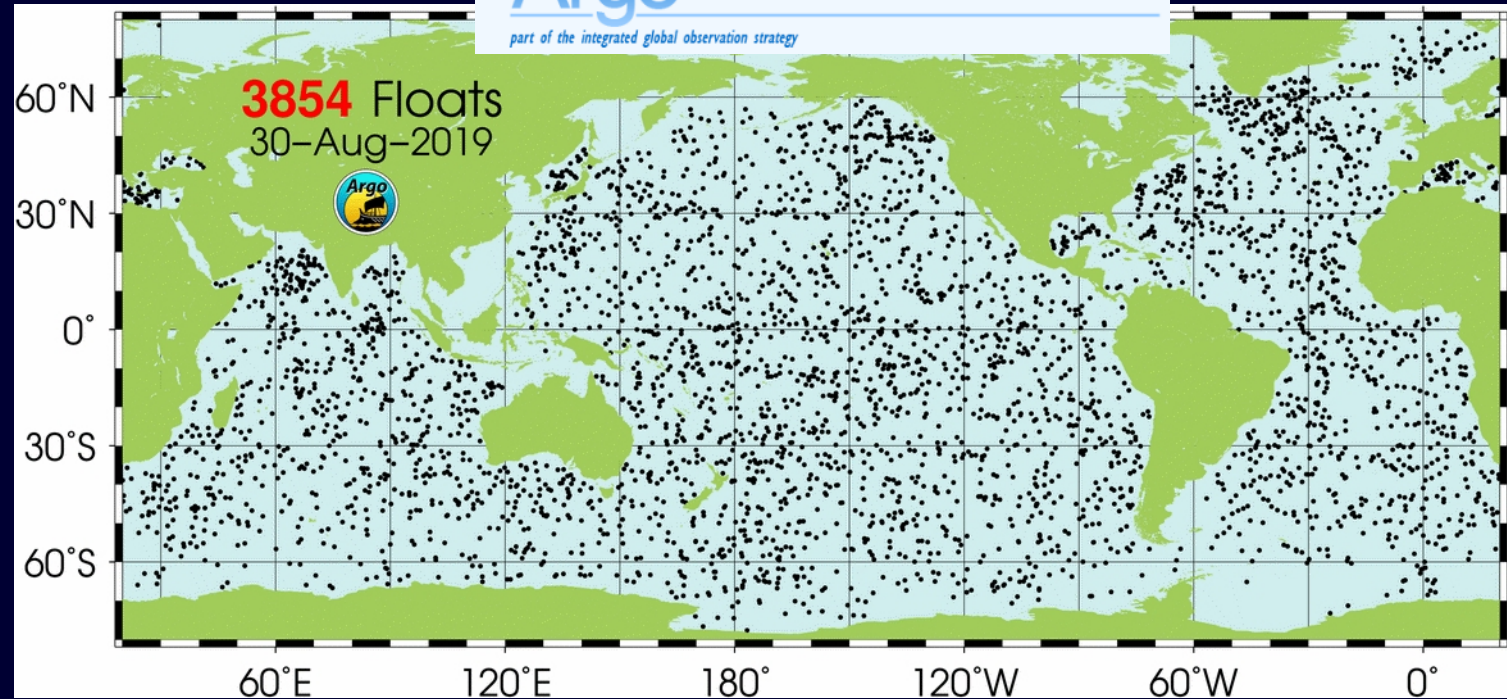


Les flotteurs autonomes

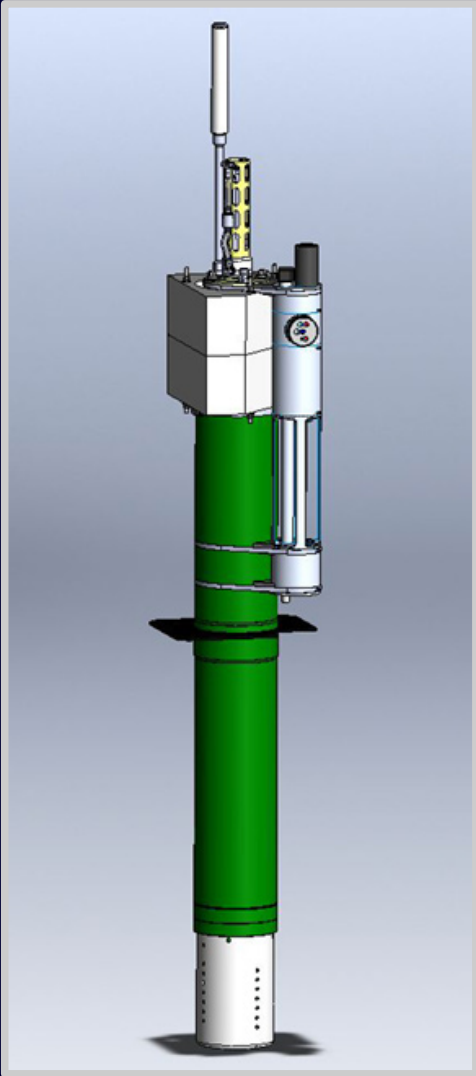


Argo

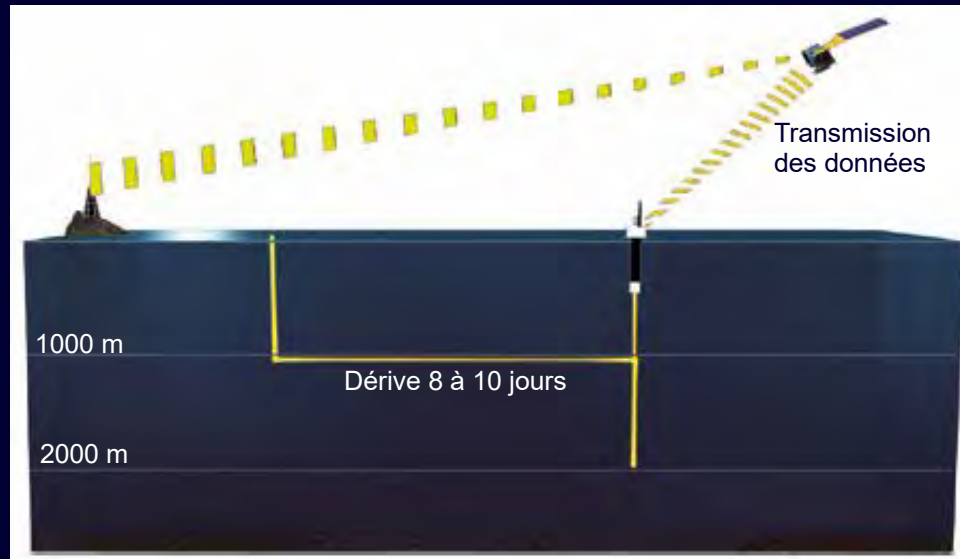
part of the integrated global observation strategy



<http://www.oao.obs-vlfr.fr/bioargo/>

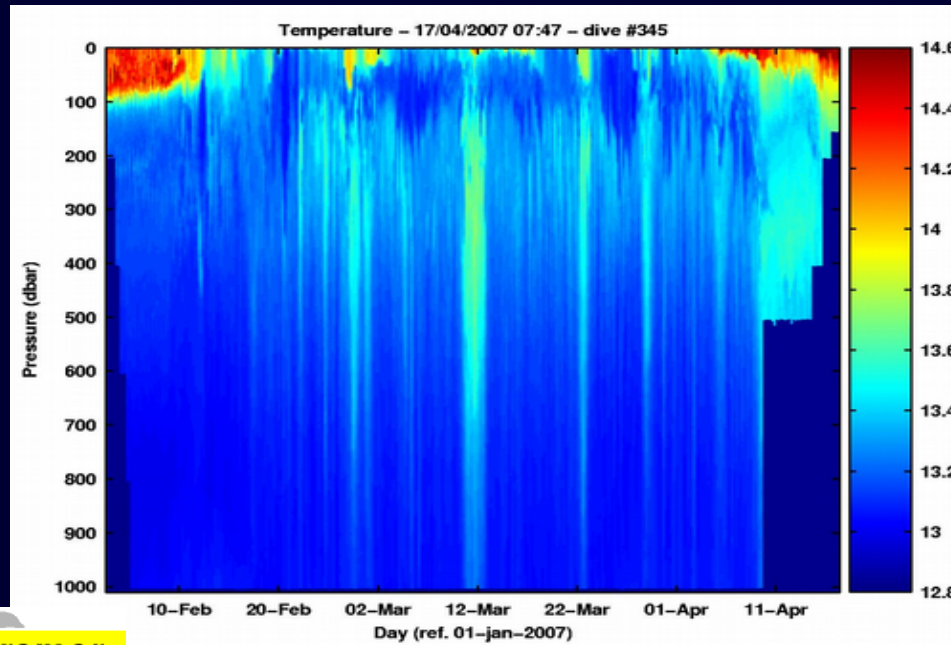
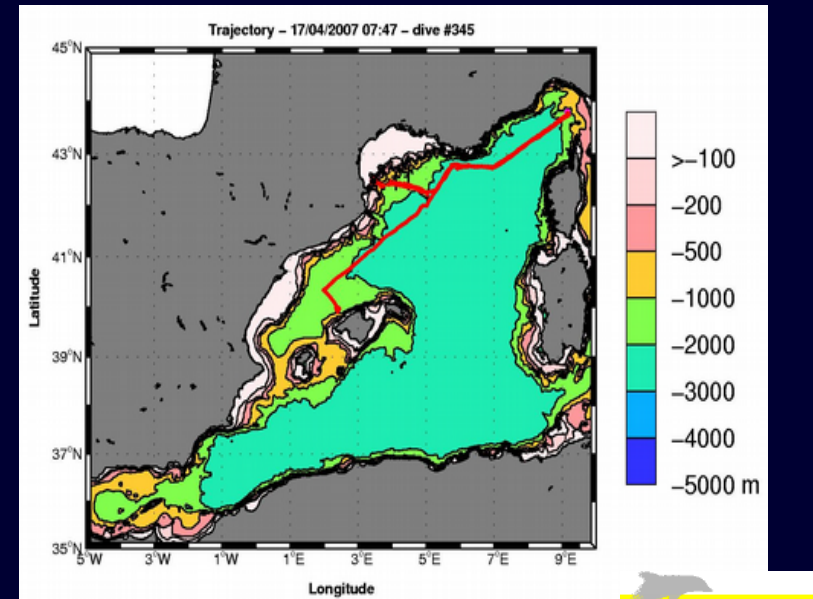


Profileurs Bio-Argo.



Observing the oceans: the argo revolution. Pierre-Yves Le Traon

Les Planeurs sous-marins autonomes - Gliders





Notion de masses d'eau

Notion de masses d'eau

Le terme **masse d'eau** se réfère généralement à une partie spécifique de l'eau de mer ou de l'océan qui a une **origine commune** et des **caractéristiques distinctes des eaux environnantes**, maintenues pendant des périodes prolongées.

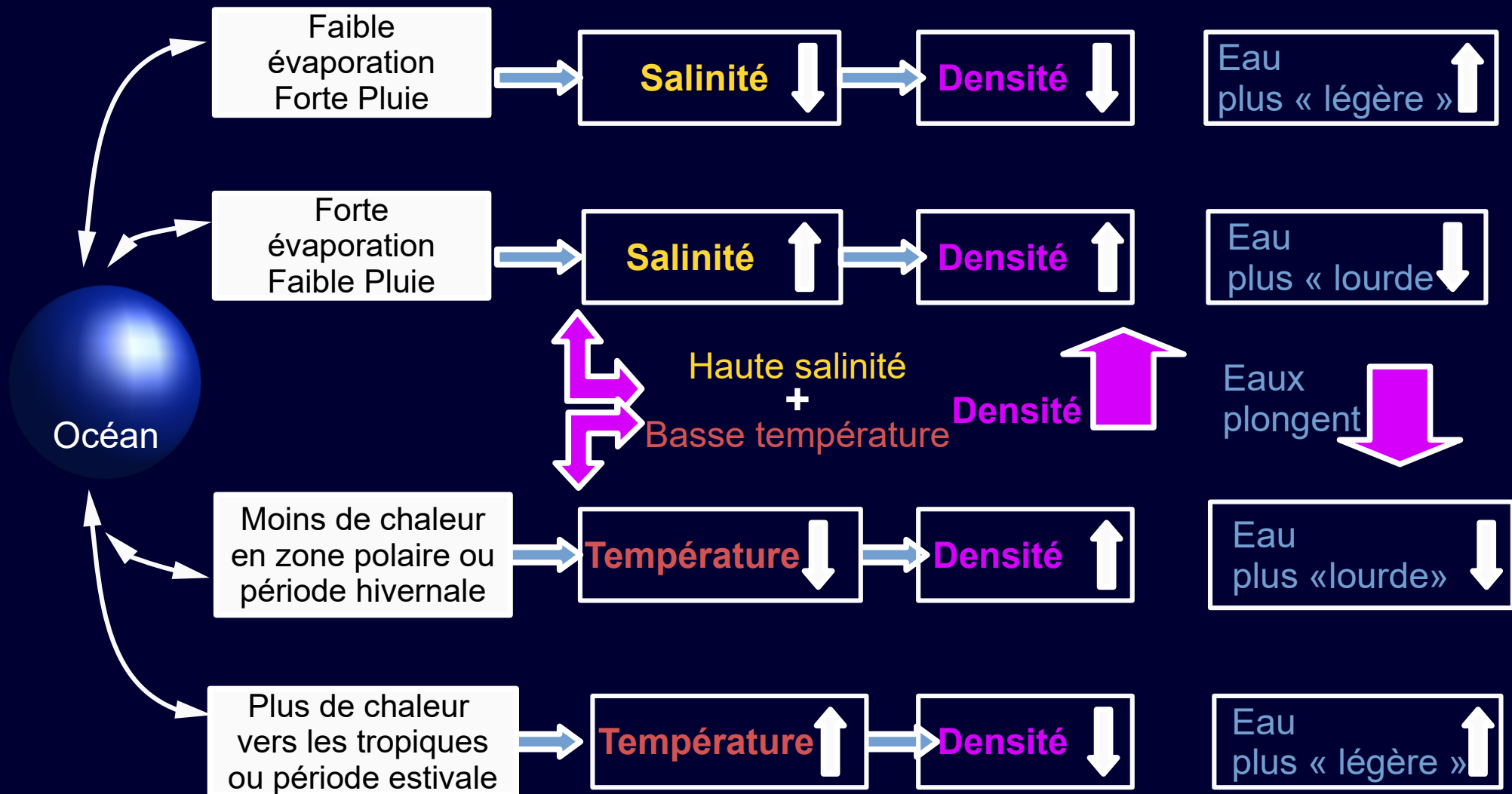
Les caractéristiques d'une masse d'eau comprennent essentiellement la **température**, la **salinité**.

Les masses d'eau acquièrent leurs caractéristiques en surface.

Seul le **mélange** (difficile) de deux masses d'eaux de densités voisines peut éliminer ses caractéristiques au cours d'un long séjour sous l'eau.

D'autres paramètres peuvent aussi être caractéristiques : les **composants chimiques dissous** et la **relation** entre leurs isotopes, ainsi que d'autres paramètres physiques.

Masses d'eaux et conditions de formation

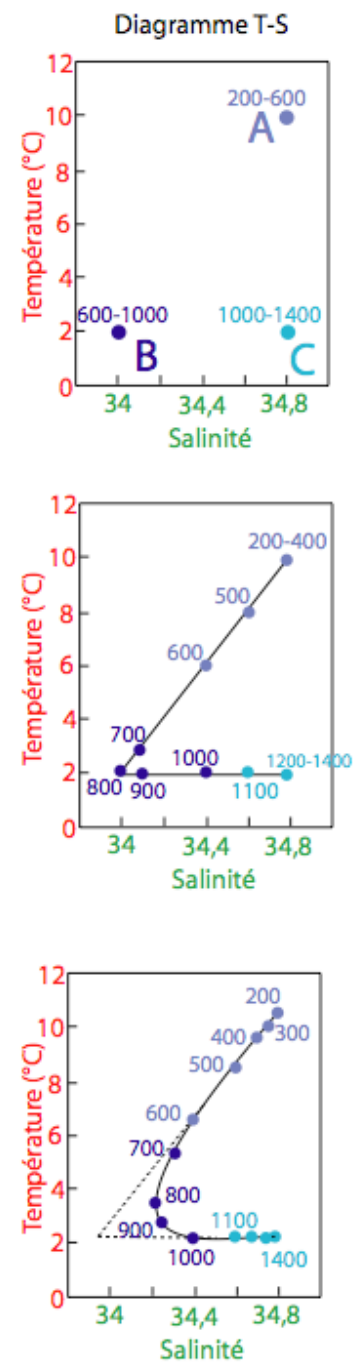
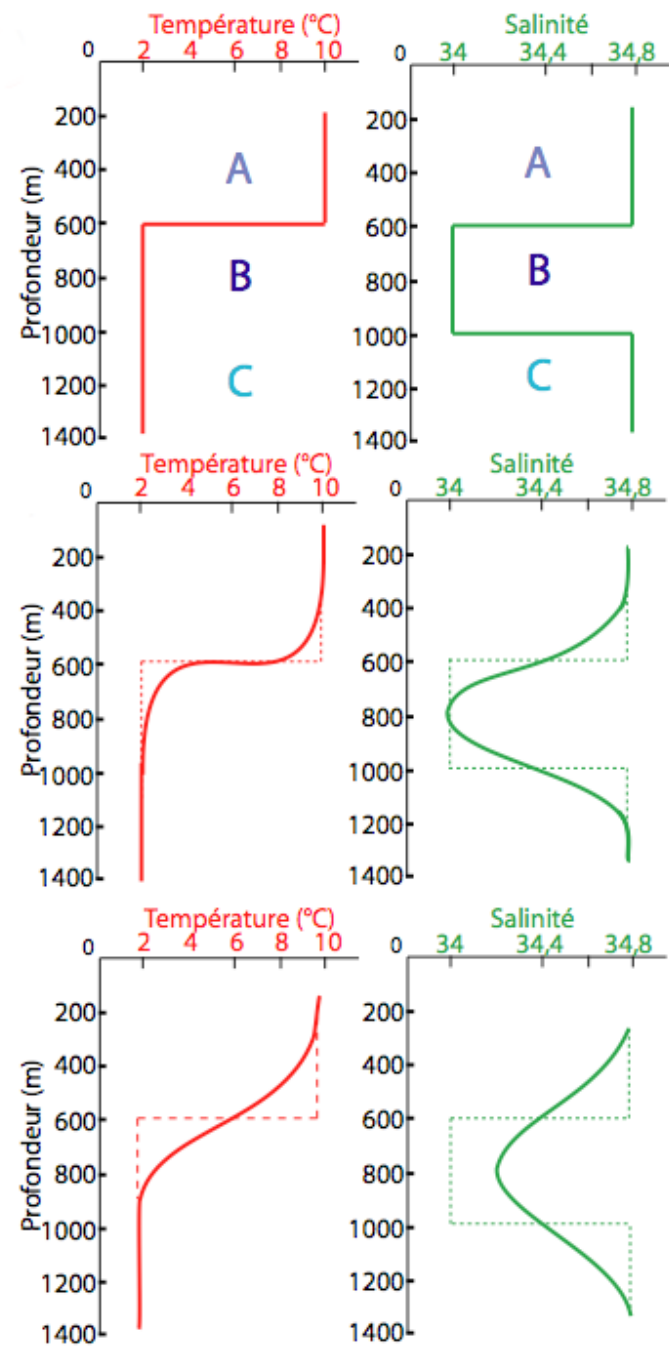
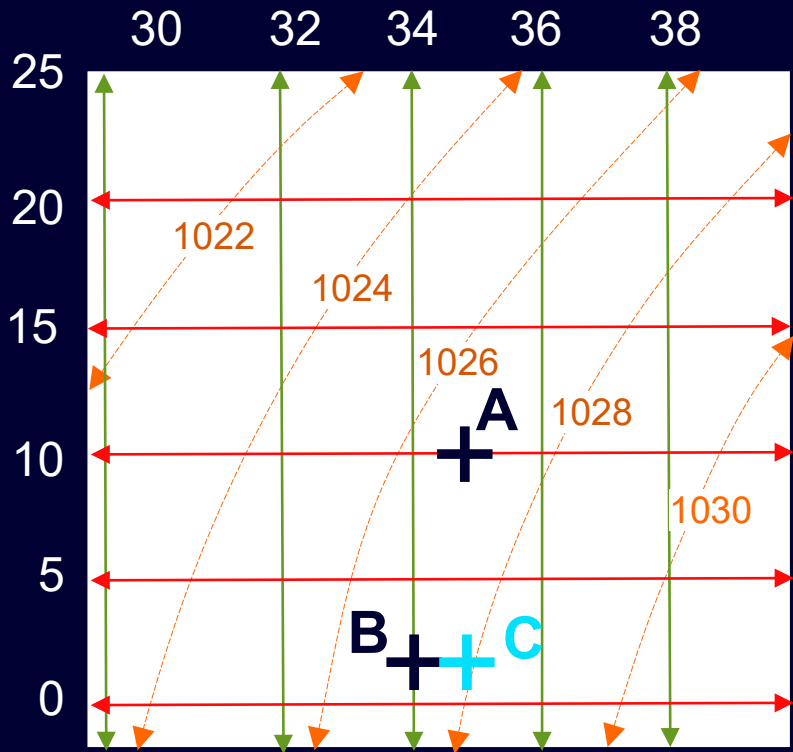


Eau tropicale (atlantique) : Temp. 28 °C,
 Eau antarctique surface : Temp. 2 °C,
 Eau antarctique fond: Temp. 0 °C,

Sal 35 , masse vol 1022.4
 Sal 34 , masse vol 1027.2
 Sal 34.7, masse vol 1027.86

Le mélange de trois masses d'eaux de densités voisines

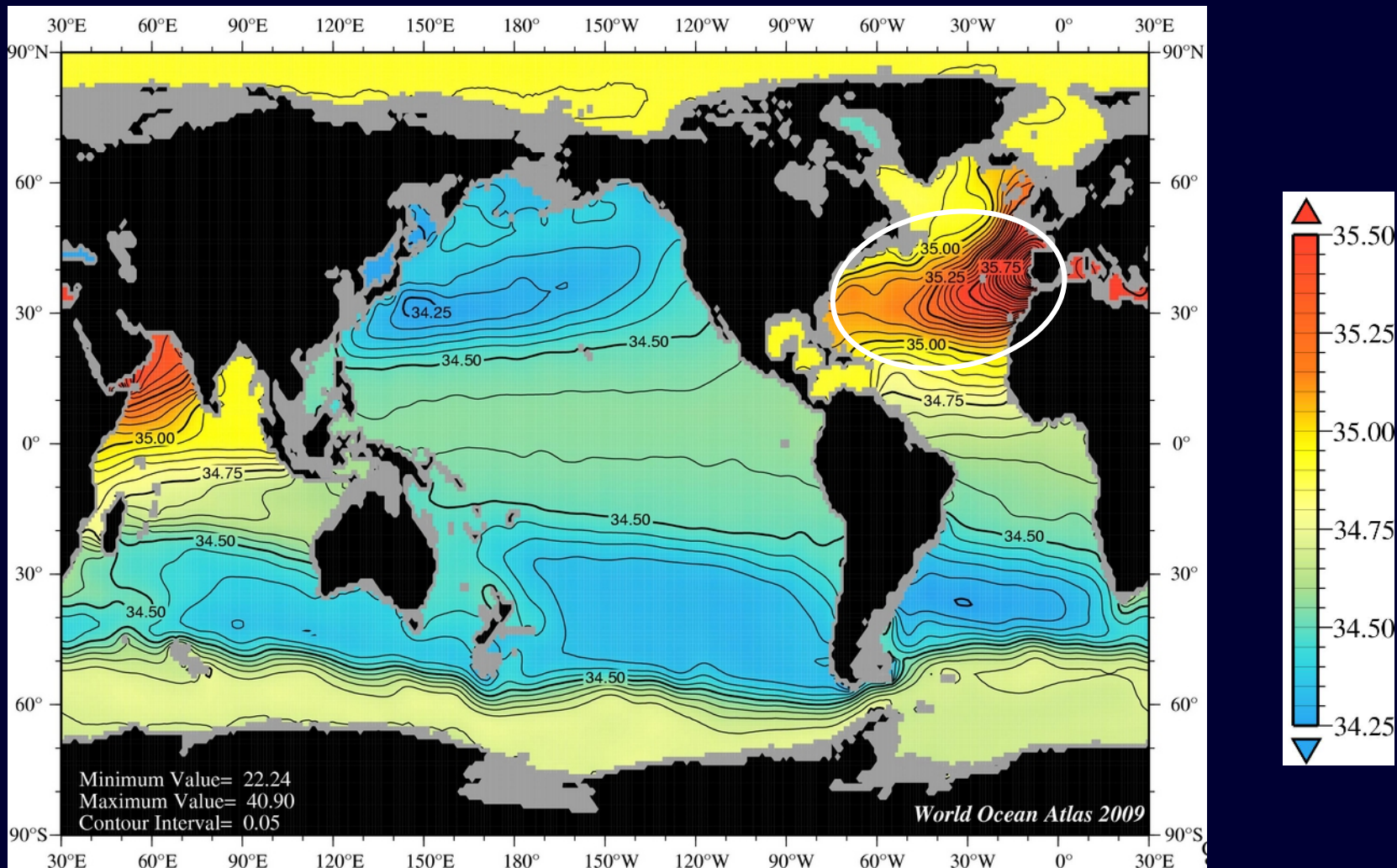
- A $\theta = 10^{\circ}\text{C}$ S = 34,8 $\rho = 1026,8$
- B $\theta = 2^{\circ}\text{C}$ S = 34,0 $\rho = 1027,17$
- C $\theta = 2^{\circ}\text{C}$ S = 34,8 $\rho = 1027,81$



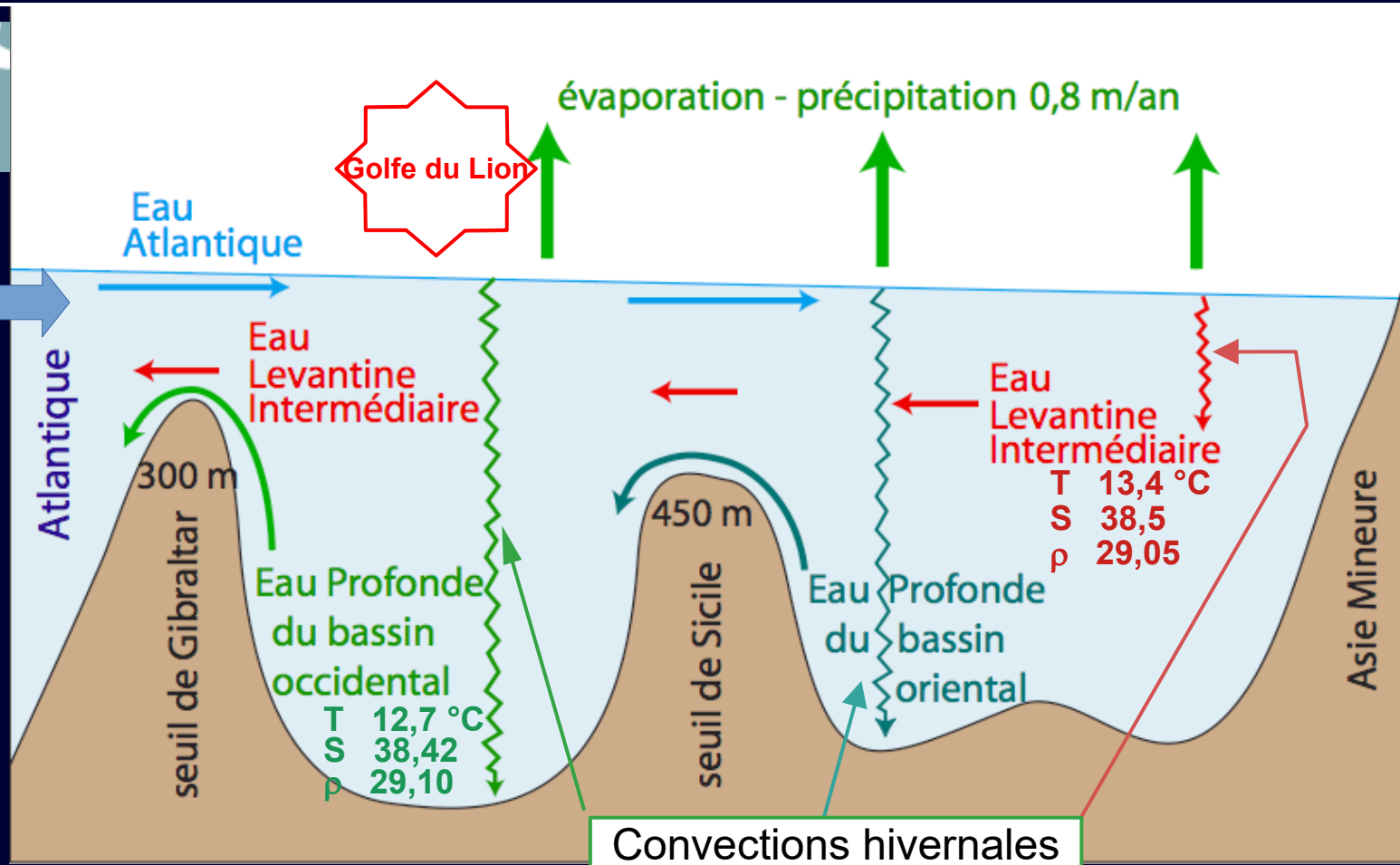
Masse d'eau : un exemple, l'eau méditerranéenne
et son voyage en Atlantique

Un exemple l'eau méditerranéenne

Salinité à - 1000 m



La Méditerranéenne : un bassin de concentration



t 15-22 °C
 S 36-36,25
 ρ 25-27

Eau Atlantique

Golfe du Lion

évaporation - précipitation 0,8 m/an

Atlantique

300 m

seuil de Gibraltar

Eau Levantine Intermédiaire

Eau Profonde du bassin occidental
 T 12,7 °C
 S 38,42
 ρ 29,10

450 m

seuil de Sicile

Eau Levantine Intermédiaire

T 13,4 °C
 S 38,5
 ρ 29,05

Eau Profonde du bassin oriental

Asie Mineure

Convections hivernales

Golfe du Lion

Situation hivernale
 Moins de chaleur
 Vent fort
 Forte évaporation
 Faible Pluie

Salinité ↑

Densité ↑

Eau plus « lourde » ↓

Haute salinité +

Basse température

Densité ↑

Eaux plongent ↓

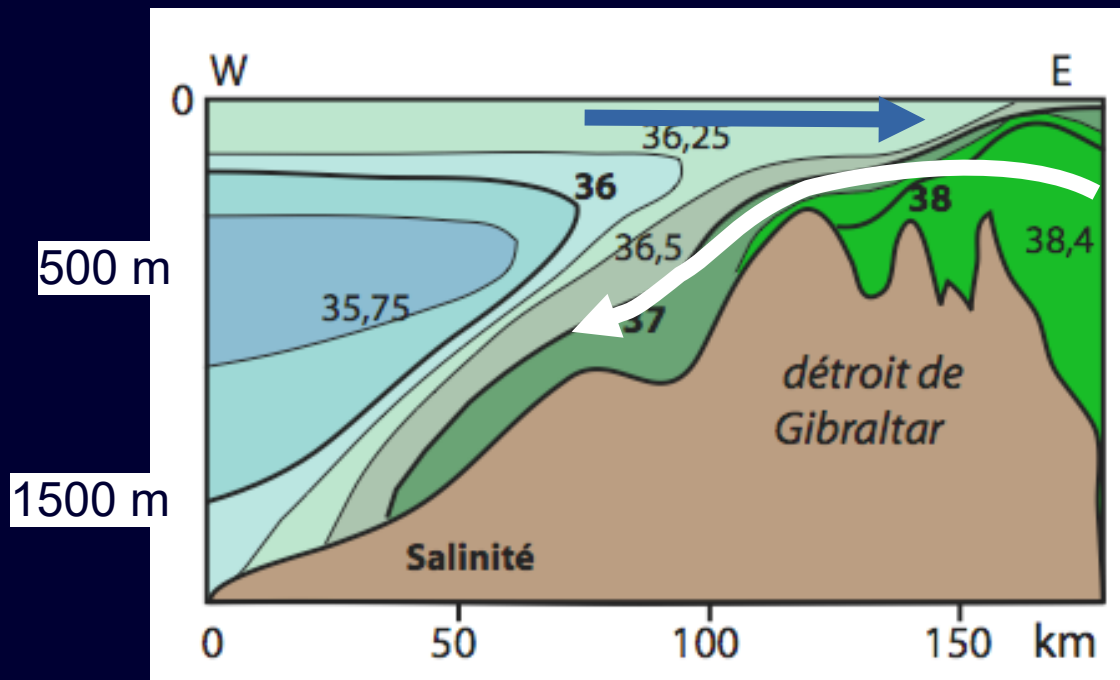
Température ↓

Densité ↑

Eau plus « lourde » ↓

Echanges au niveau du détroit de Gibraltar

Salinité

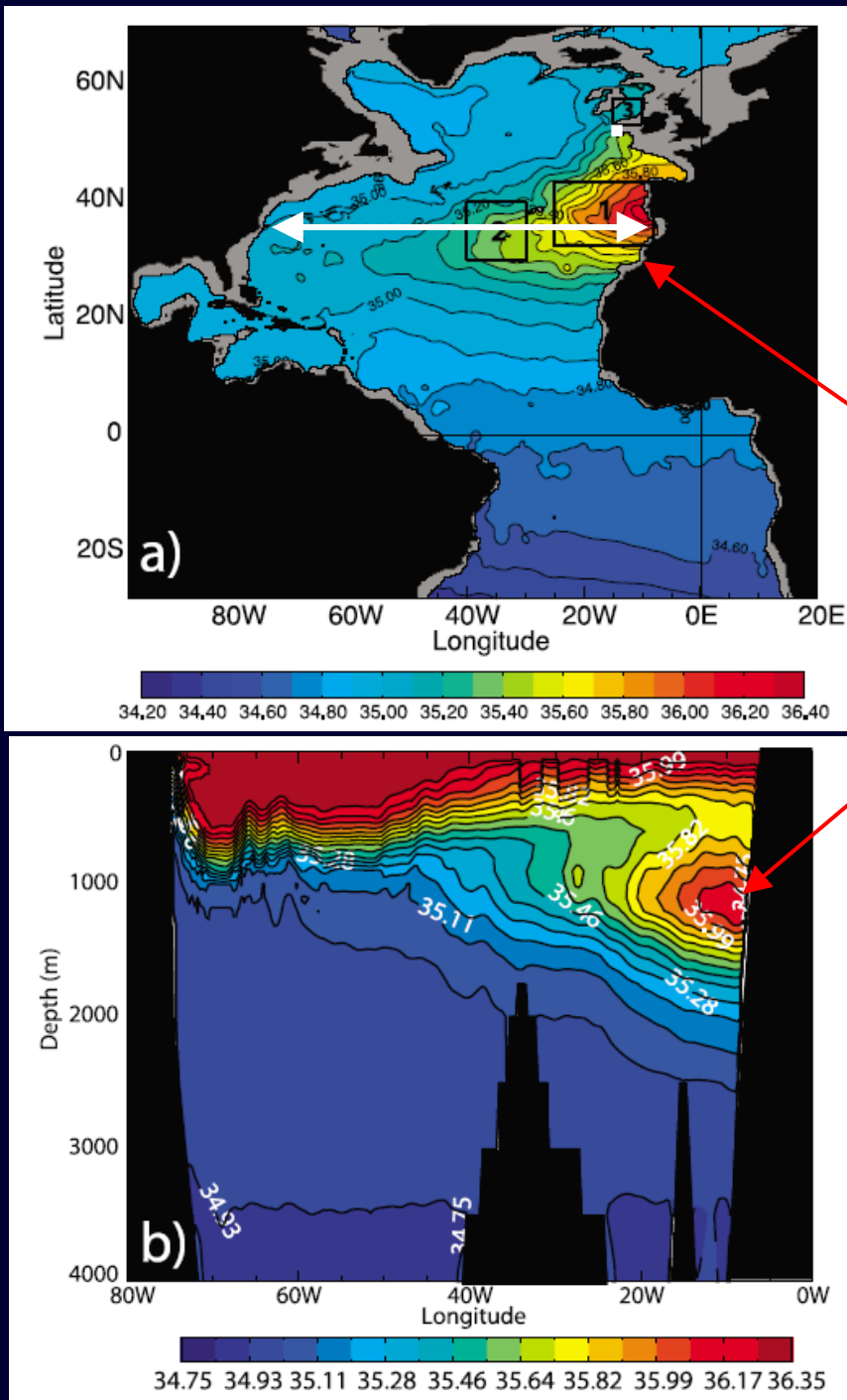


Un exemple l'eau méditerranéenne

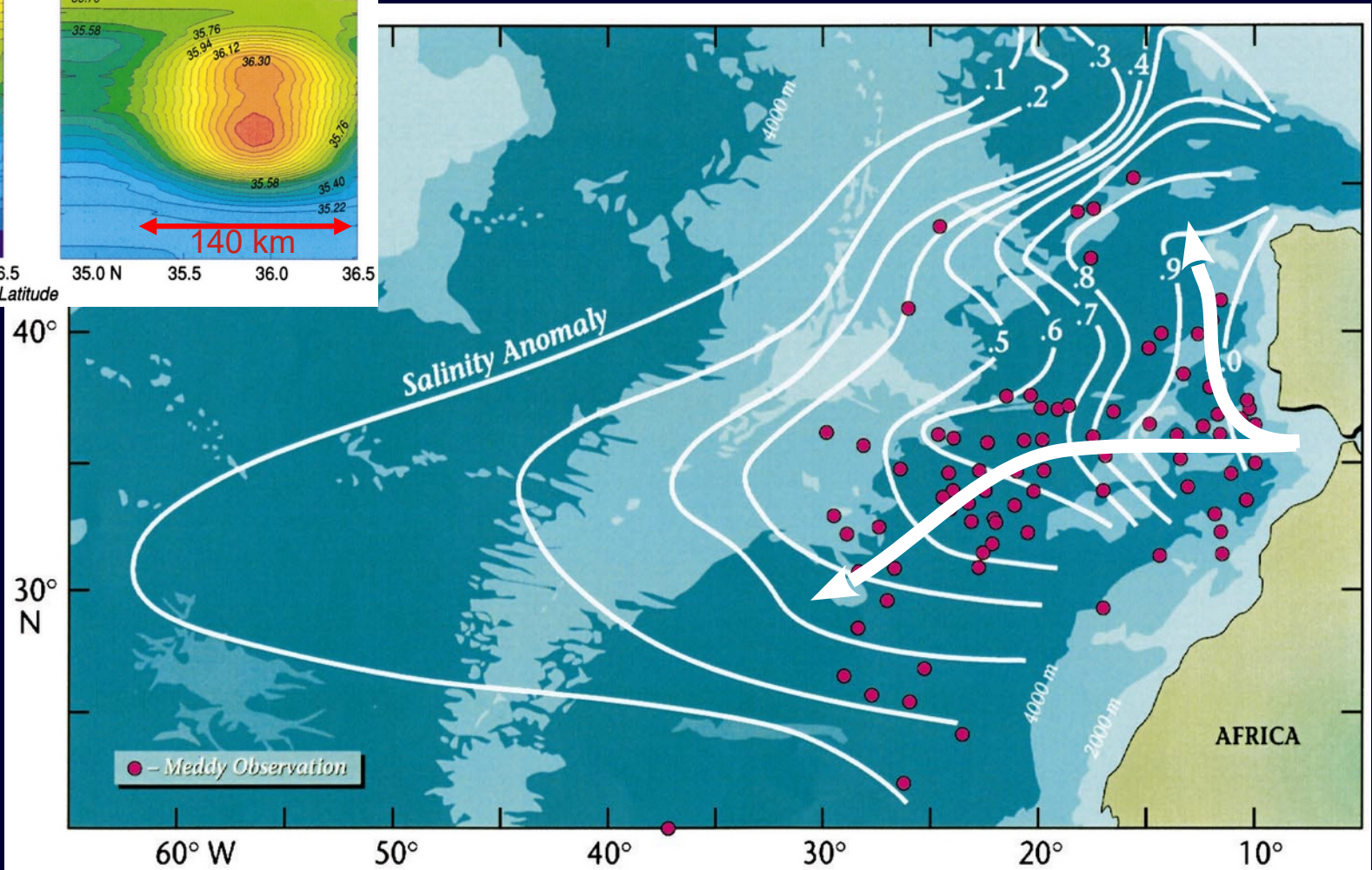
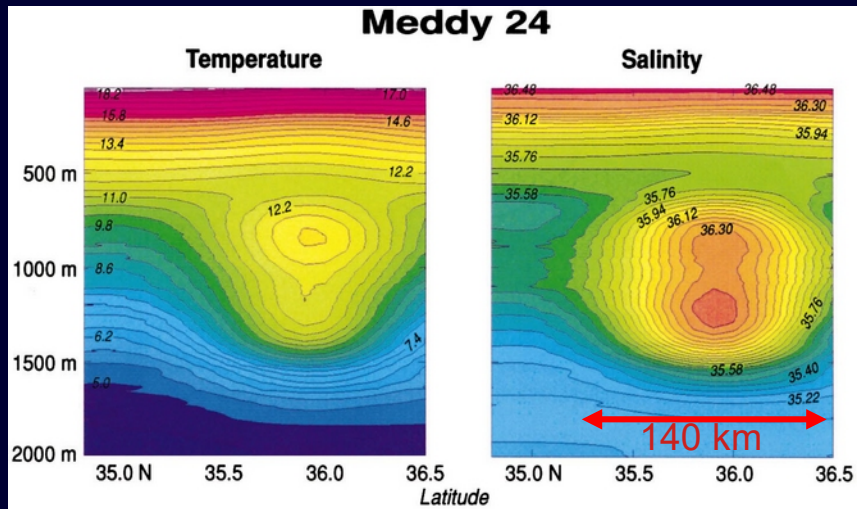
Salinité à 1100 m

MOW : Mediterranean Outflow Water (Eau Méditerranéenne de débordement)

Coupes verticales de salinité à 36 ° N.



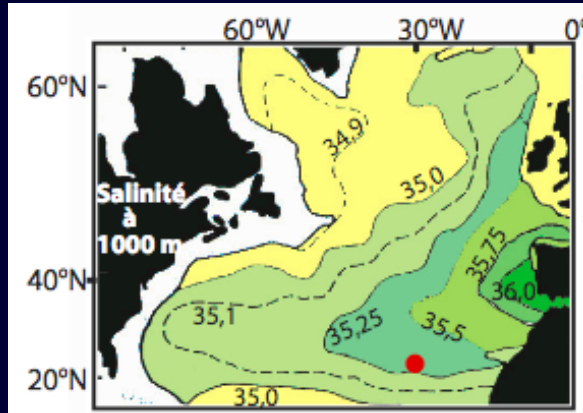
Meddies : tourbillons de MOW



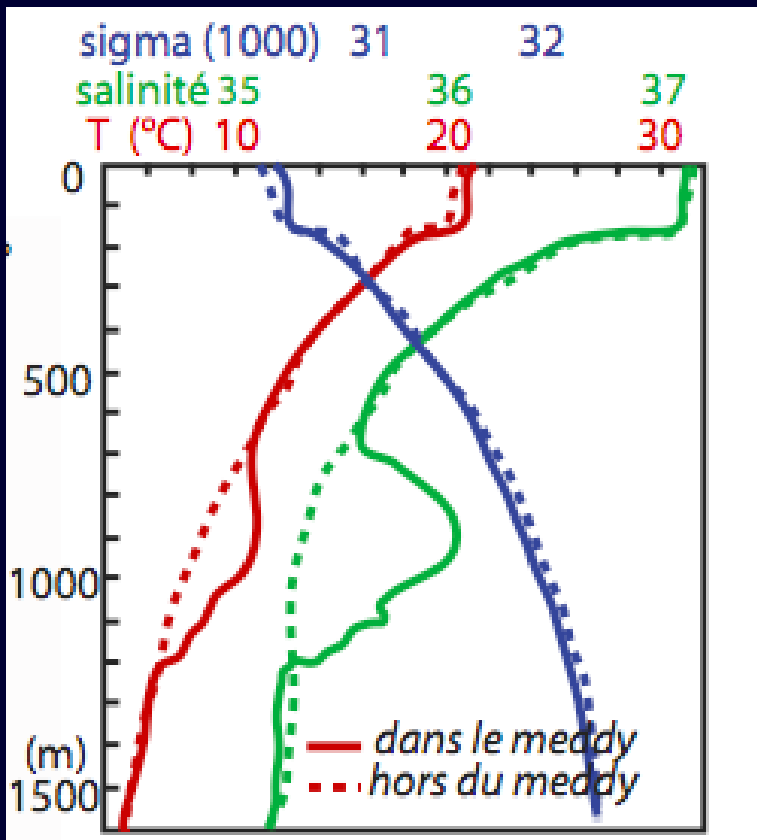
Meddies : tourbillon d'eau méditerranéenne

Richardson, P. L., Bower, A. S. & Zenk, W. A census of Meddies tracked by floats. Progress in Oceanography 45, 209–250 (2000).

Hydrologie des Meddies



Salinité à 1000 m
et position de la station



Température, salinité et densité
dans un Meddy et a l'extérieur

Salinité

Température (°C)

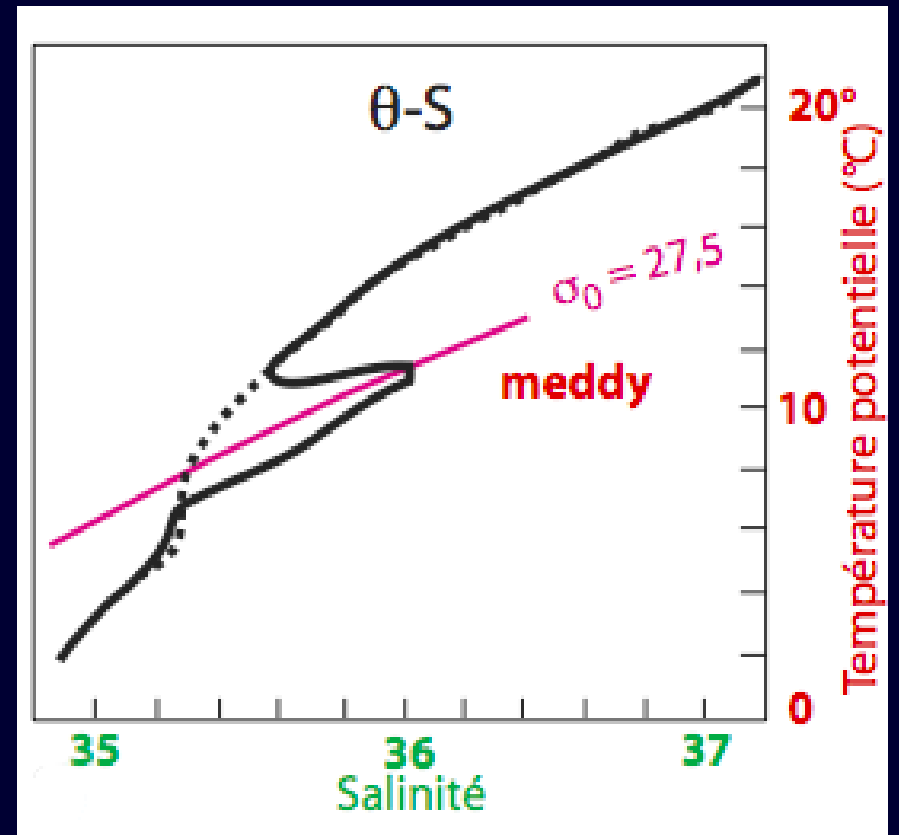
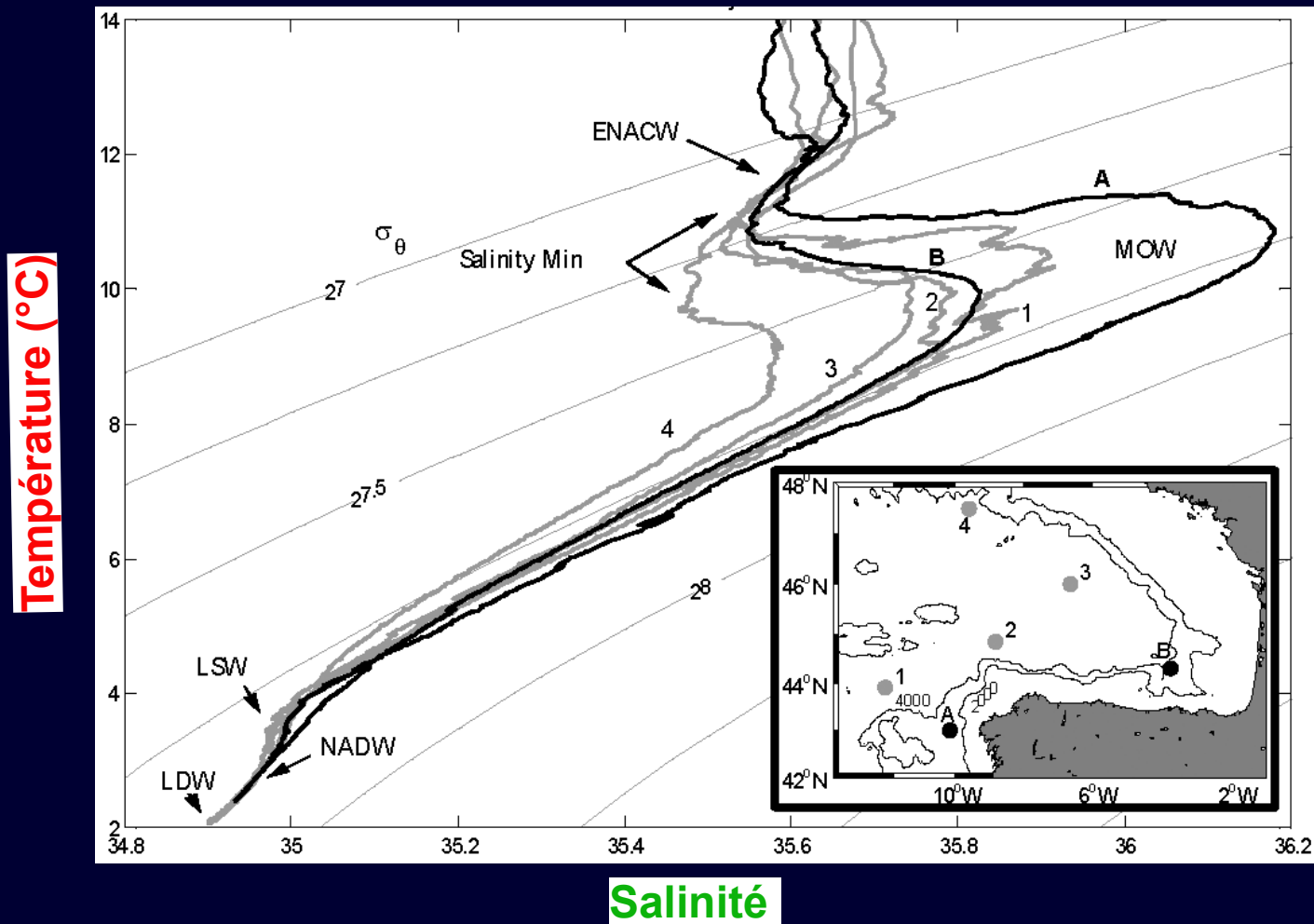


Diagramme θ -S correspondant

L'eau méditerranéenne dans le Golfe de Gascogne

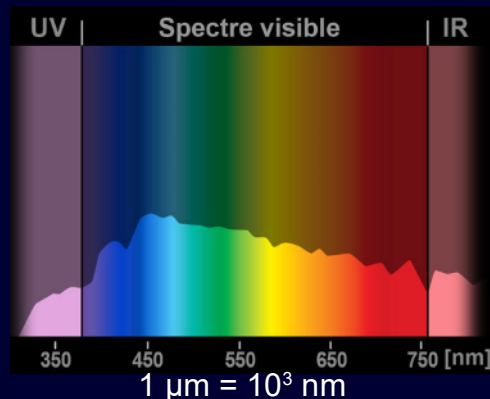
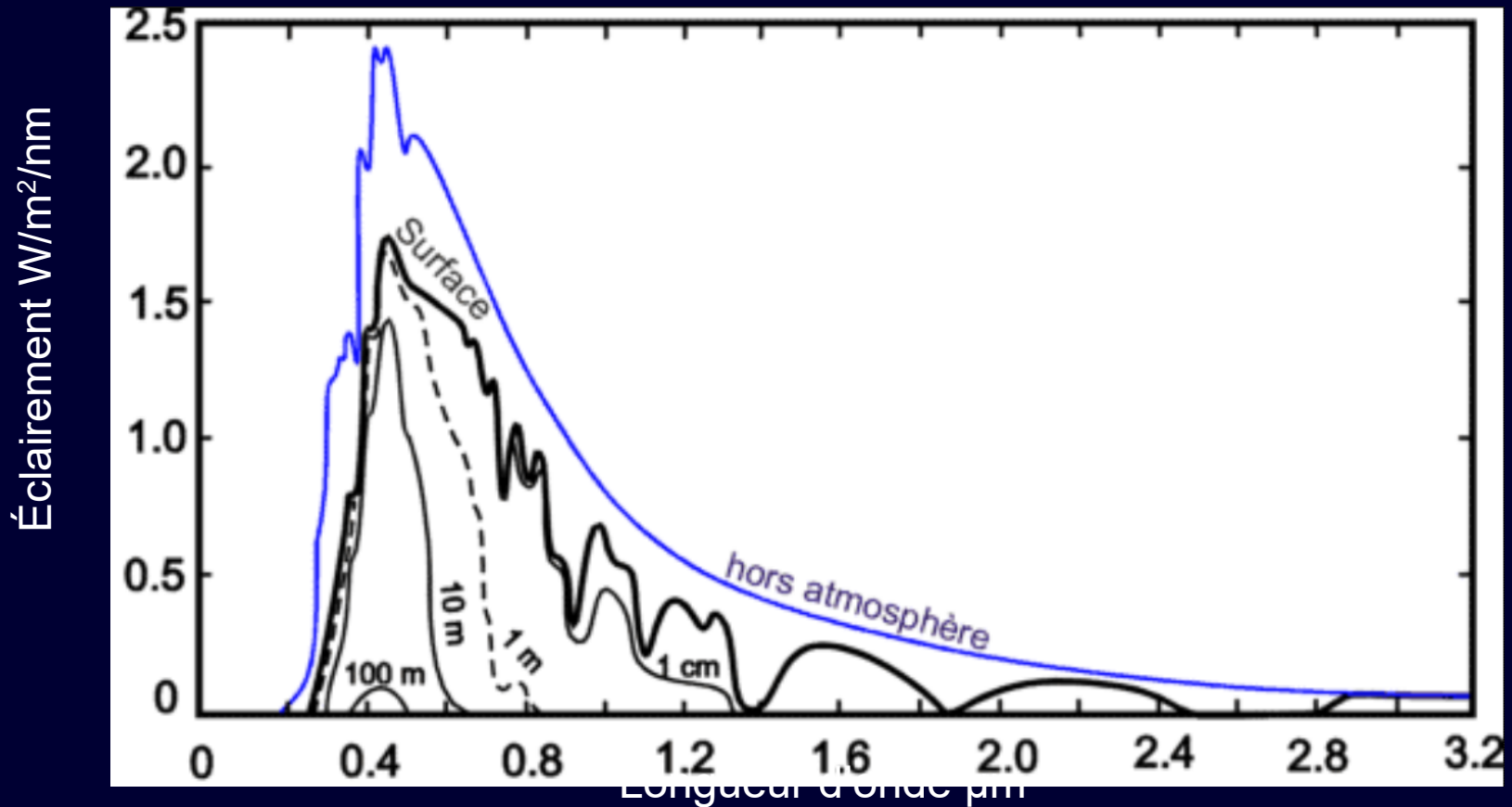


LSW : Labrador Sea Water
MOW : Mediterranean Outflow Water
ENACW : Eastern North Atlantic Central Water
NADW : North Atlantic Deep Water

La lumière dans l'océan

Spectre de la lumière dans l'océan

Evolution du spectre de la lumière naturelle dans l'atmosphère et dans une eau très claire



$$I_{\lambda}(z) = I_{0,\lambda} \exp(-k_{\lambda} \cdot z)$$

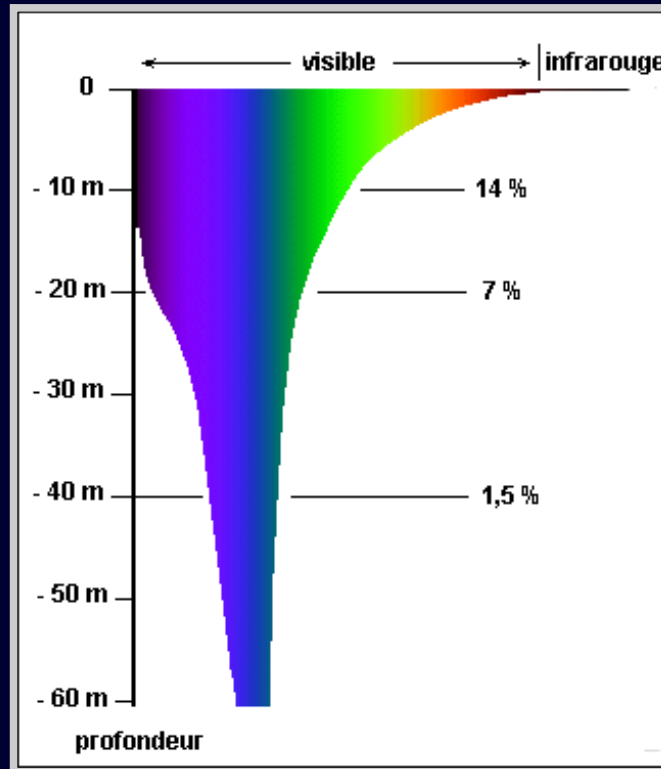
avec $I_{0,\lambda}$: intensité de la lumière à la surface
et k_{λ} : coefficient d'atténuation verticale de l'eau de mer.

longueur d'onde donnée λ , z profondeur

d'après : <http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/fiches/fiche3E.htm>

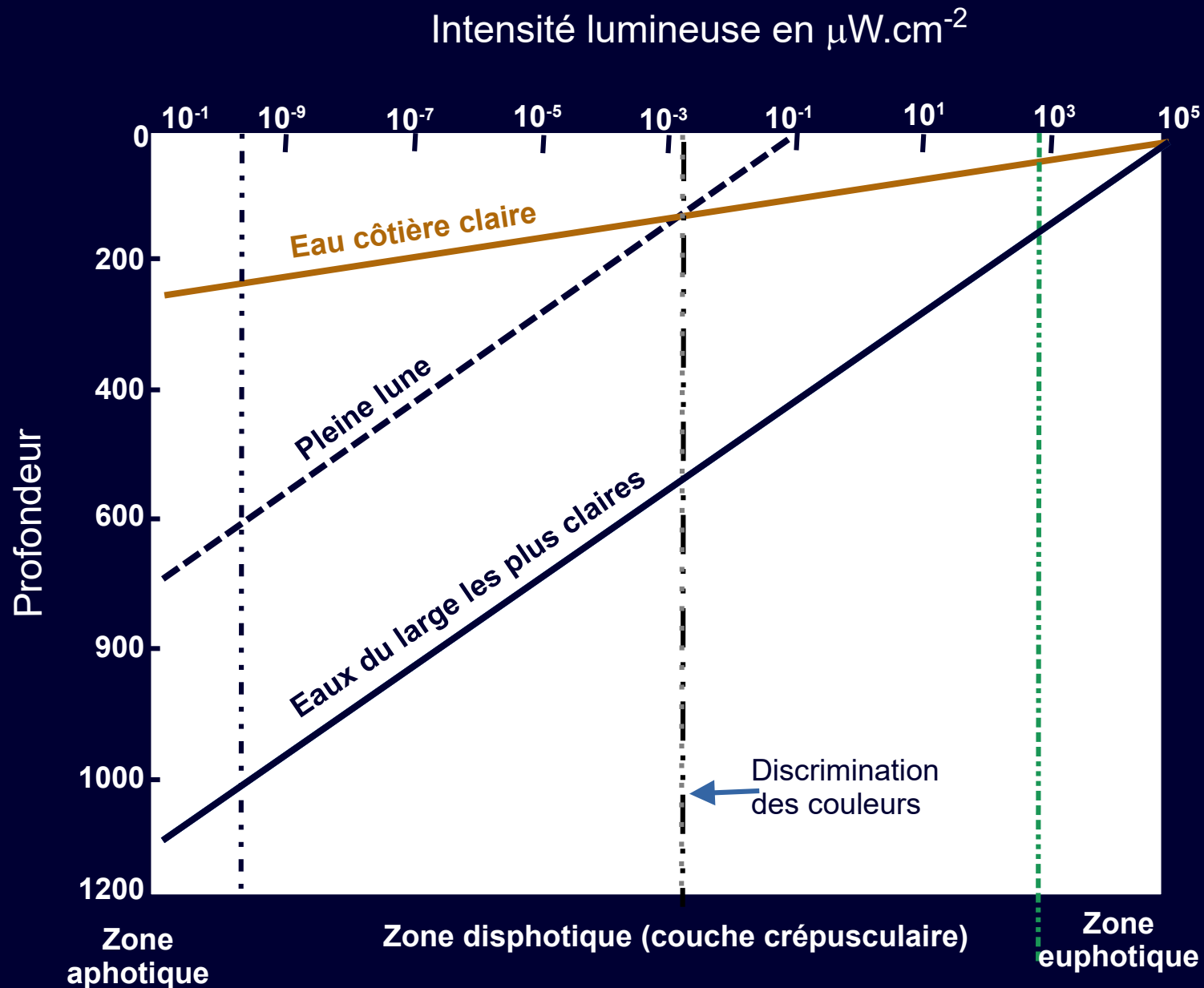
$1 \mu\text{m} = 10^3 \text{ nm}$

Pénétration de la lumière dans l'océan.



Les longueurs d'onde de la lumière visible vont de 0,4 mm (violet) à 0,7 mm (rouge), Sous l'eau l'atténuation est considérable, les infrarouges sont absorbés dans le premier mètre et peu de lumière atteint les 100 mètres. Au delà de 1000 mètres c'est la nuit noire.

Transmission de la lumière dans l'océan





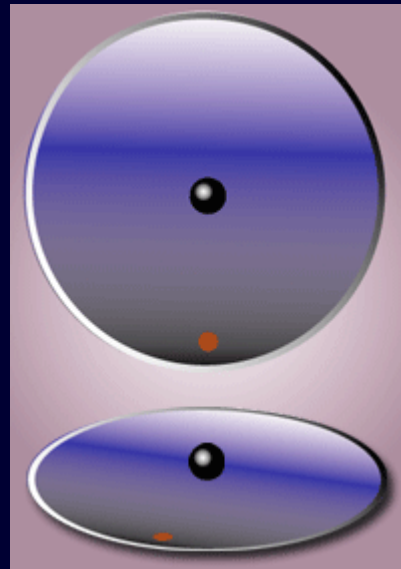
Petite digression au sujet d'une force d'inertie
la force de Coriolis

La force de Coriolis, une force inertielle

La force de Coriolis est une **force inertielle** agissant perpendiculairement à la direction du mouvement d'un corps en déplacement dans un milieu (un référentiel) lui-même en rotation uniforme, tel que vu par un observateur partageant le même référentiel. Cette « force » est nommée ainsi en l'honneur de l'ingénieur français Gaspard-Gustave Coriolis.

Dans l'hémisphère nord vers la droite

Dans l'hémisphère sud vers la gauche



force de Coriolis, représentation de sa trajectoire

La force de Coriolis est une **force inertielle** agissant perpendiculairement à la direction du mouvement d'un corps en déplacement dans un milieu (un référentiel) lui-même en rotation uniforme, tel que vu par un observateur partageant le même référentiel. Cette « force » est nommée ainsi en l'honneur de l'ingénieur français Gaspard-Gustave Coriolis.

Dans l'hémisphère nord : déviation vers la droite

Dans l'hémisphère sud : déviation vers la gauche



La force de Coriolis et guerre de 14-18

Un objet avec vitesse V , décrit un cercle à droite dans l'hémisphère nord

La déviation $d = \Omega \times \sin \varphi \times \Delta t \times D$

Ou Δt la durée et D la distance (Vitesse = $D / \Delta t$)

Ou Ω = vitesse de rotation angulaire ($2 \times \pi / 24h$) = ($2 \times \pi / 86400 \text{ sec.}$)
et φ la latitude.

« *Pariser Kanonen* », 1918

Poids obus 125 Kg, distance 100 km durée de vol 200 secondes



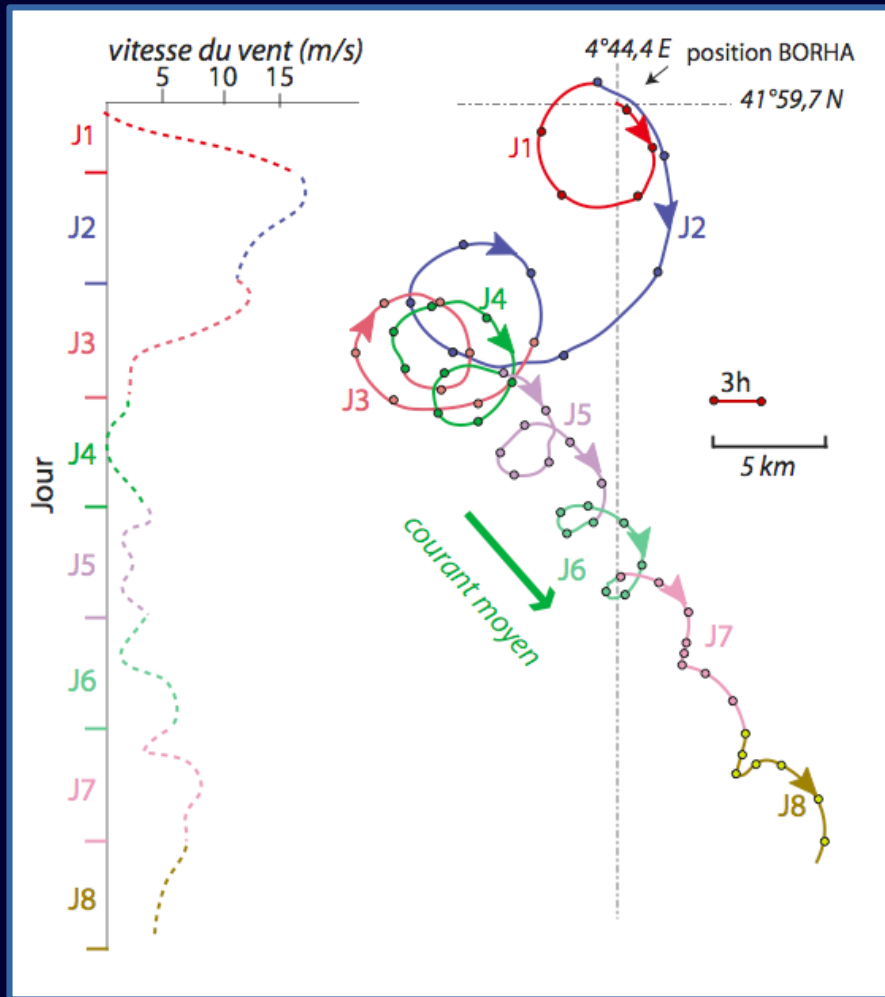
Exemple :

$$d = \Omega \times \sin \varphi \times \Delta t \times D$$

$$d = (7,29 \times 10^{-5}) \times 0,754 \times 200 \times 100,000$$

$$d \cong 1100 \text{ m}$$

La force de Coriolis et trajectoire du au vent



Trajectoire d'une particule (fictive) après un coup de vent à partir de mesures courantométriques (Gonella, 1969)

	Ω en rad.s^{-1} $(2 \times \pi)/(24 \times 60 \times 60)$	$\text{Sin } \varphi$
Équateur	$7,29 \cdot 10^{-5}$	0
10°	$7,29 \cdot 10^{-5}$	0,174
42°	$7,29 \cdot 10^{-5}$	0,669
70°	$7,29 \cdot 10^{-5}$	0,939
Pole	$7,29 \cdot 10^{-5}$	1

Particule avec vitesse V , décrit un cercle à droite dans l'hémisphère nord, de rayon $V / (2 \times \Omega \times \text{sin } \varphi)$ et d'une période de révolution $\pi / (\Omega \times \text{Sin } \varphi)$
Ou Ω = vitesse de rotation angulaire ($2 \times \pi / 24\text{h}$) et φ la latitude.
Exemple :

Courant de 0,5 m /s à latitude 42°

Rayon inertie :

$$0,5 / 2 \times (7,29 \times 10^{-5}) \times 0,669 = 5126 \text{ m}$$

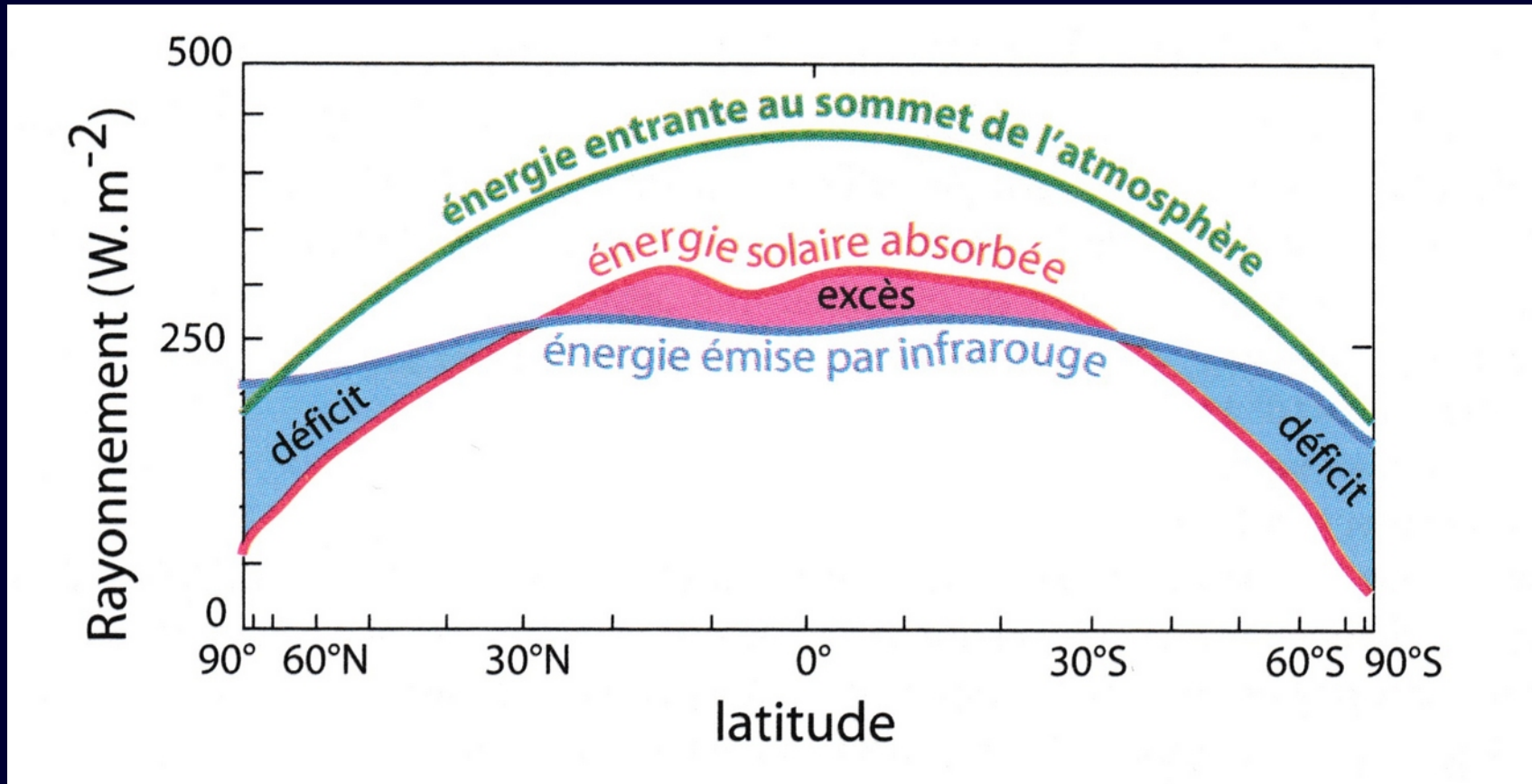
Période de révolution :

$$3,14116 / (7,29 \times 10^{-5}) \times 0,669 = 17,9 \text{ h}$$



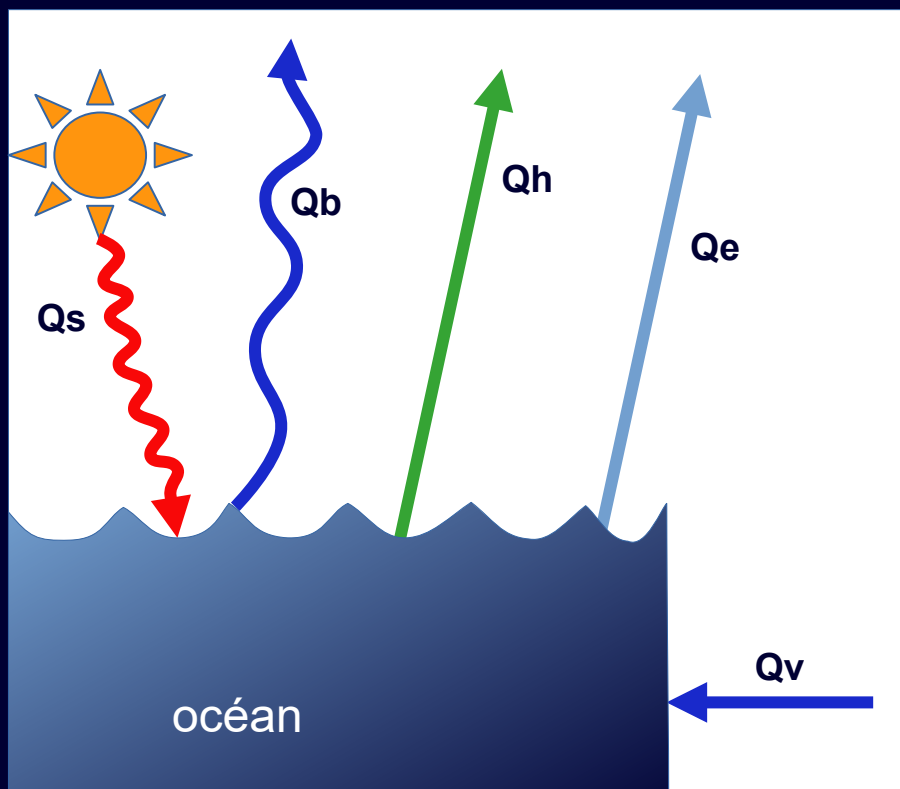
Flux de chaleurs : Interaction océan/atmosphère

Distribution de l'énergie solaire incidente en fonction de la latitude



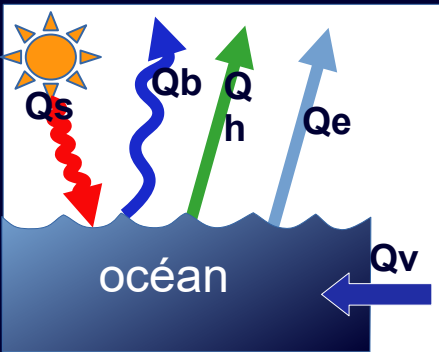
Distribution moyenne en fonction de la latitude de l'énergie solaire incidente arrivant au sommet de l'atmosphère, de l'énergie solaire absorbée par la surface terrestre et de l'énergie émise sous forme d'infrarouge par la surface. L'échelle de latitude est proportionnelle à la surface de la Terre. (d'après Campbell and Vonder Haar, 1980, à partir de mesures par satellites).

Les flux de chaleur entrants ou sortants de l'océan

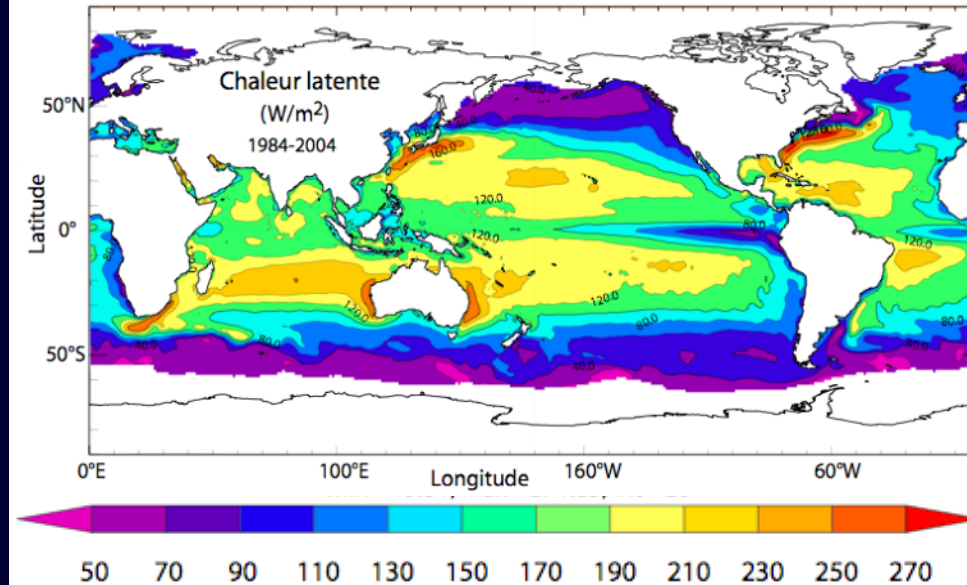


Flux	Moy. W/m ²	Variations W/m ²
Qs : Flux de chaleur par rayonnement solaire	+150	80 à 200
Qb : Flux de chaleur radiatif de grande longueur	-50	Faibles
Qh : Flux de chaleur par conduction et convection (Chaleur sensible)	-10	0 à -40
Qe : Flux de chaleur évaporation / condensation (Chaleur latente de changement d'état)	-90	-50 à -160
Qv : flux de chaleur par transport d'eau	0	-100 à +200

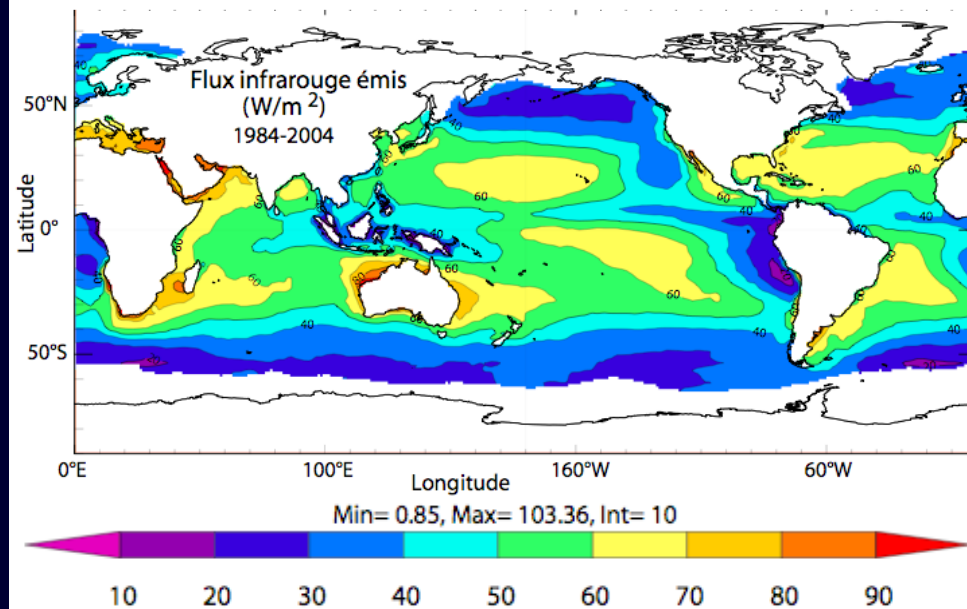
Composantes des flux de chaleur



Q_s : rayonnement solaire W/m^2

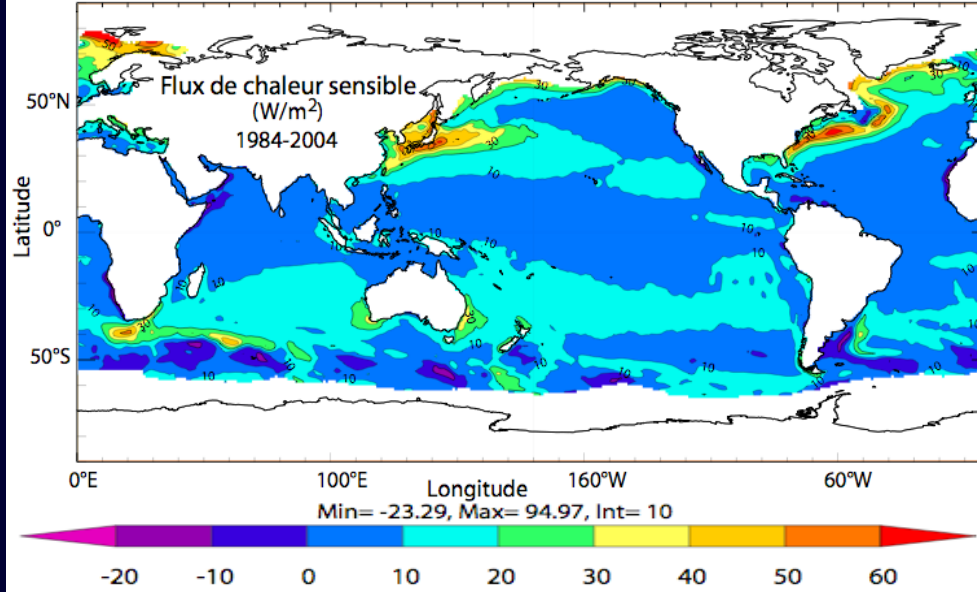


Q_b : radiatif de grande longueur

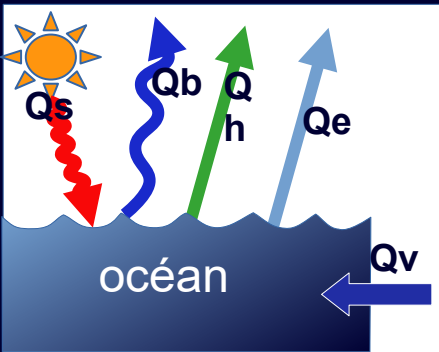
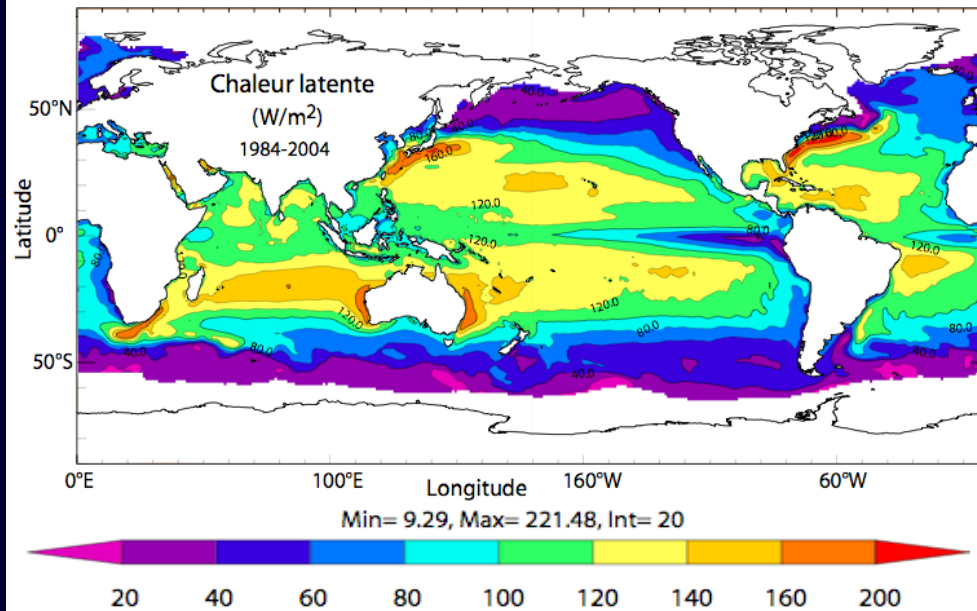


Composantes des flux de chaleur

Qh : chaleur sensible conduction et convection

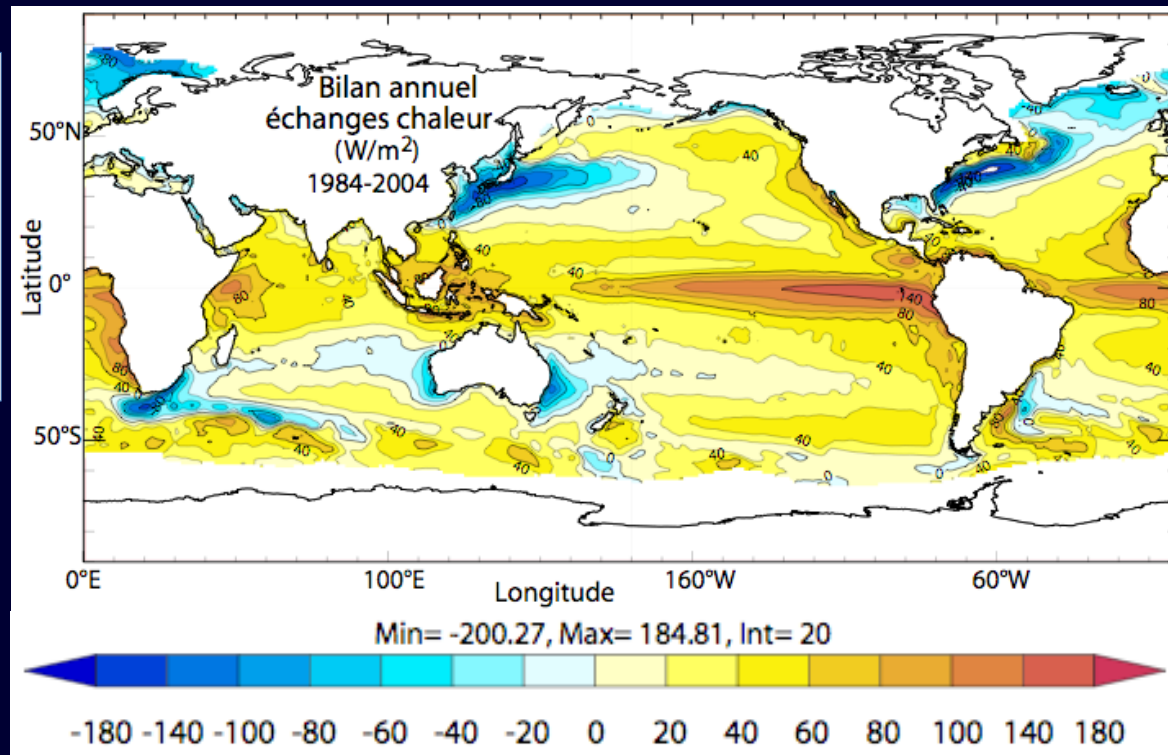
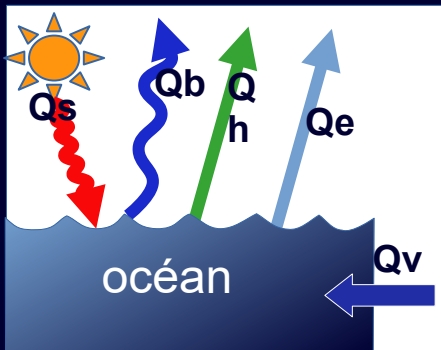


Qe : Chaleur latente évaporation / condensation



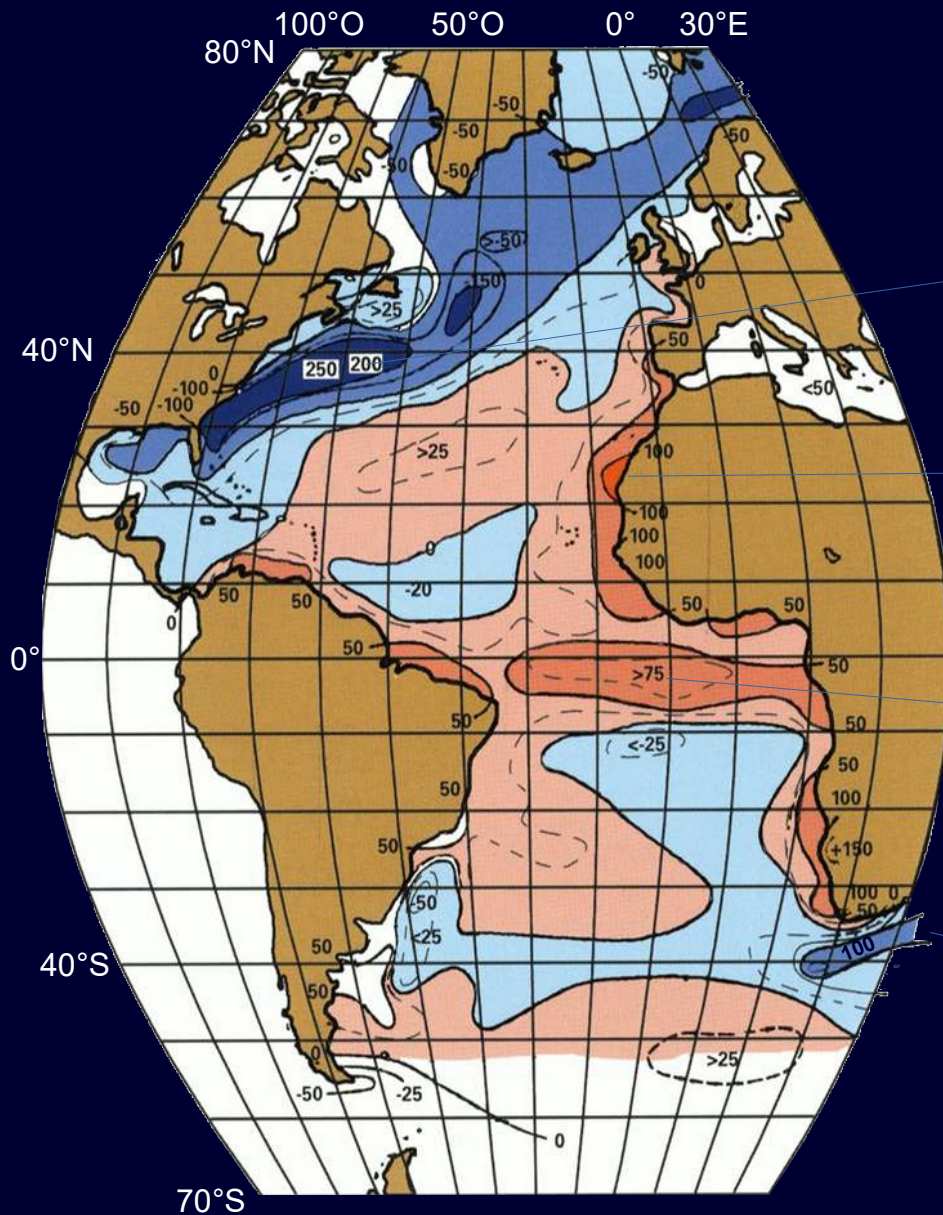
Bilan annuel des échanges de chaleurs Océan/Atmosphère

$$\text{Bilan} = Q_s - (Q_b + Q_h + Q_e + Q_e) + Q_v$$



Échanges de chaleurs (en W m⁻²) entre océan et atmosphère

Bilan de l'échange énergétique de l'océan Atlantique.



Déficit associé au Gulf Stream de 250 watts/m^2 vers 40° N quand le courant chaud pénètre dans une région où l'air est sec et froid : perte de « chaleur latente » par intense évaporation.

Gain pour l'océan associé à une zone d'upwelling

Gain pour l'océan d'environ 75 watts/m^2 dans la région équatoriale.

Déficit associé au courant chaud des Aiguilles

La circulation de l'océan et le transport d'énergie thermique

L'océan transporte d'énormes quantités d'énergie thermique sur de très grandes distances.

L'océan est soumis à des mouvements, les courants, qui déplacent cette énergie thermique horizontalement et verticalement sous l'effet d'une dynamique océanique propre.

Le transport océanique par les courants, associé à la grande capacité de stockage de la chaleur et à l'échange de celle-ci à l'interface avec l'atmosphère s'effectue à des vitesses relativement lentes très inférieures à celle du transport atmosphérique par les vents.

Alors que la durée de vie maximale des perturbations atmosphériques est de l'ordre de trois semaines, les transports océaniques par les courants superficiels peuvent affecter la température et la densité de l'océan pendant plusieurs mois en surface, et jusqu'à plusieurs siècles pour les courants profonds. C'est ce qui conduit à considérer que l'océan possède une « mémoire longue » des perturbations qui l'affectent et explique son rôle prépondérant dans la variabilité du climat.

La circulation océanique

Il existe deux processus entraînant la circulation dans l'océan.

1. L'effet de la contraintes tangentielles à la surface de l'océan dues au vent dominant : la circulation de surface
2. La plongée des eaux par la convection en latitude polaire, induite par une augmentation de la densité des eaux de surface, lié au refroidissement et / ou à l'apport de sel qui provoque une plongée des eaux de surface, et une ventilation des couches profondes de l'océan : la circulation thermohaline.

Cette séparation de la circulation en composants éoliens et thermohaline est quelque peu artificielle mais fournit une simplification conceptuelle utile.

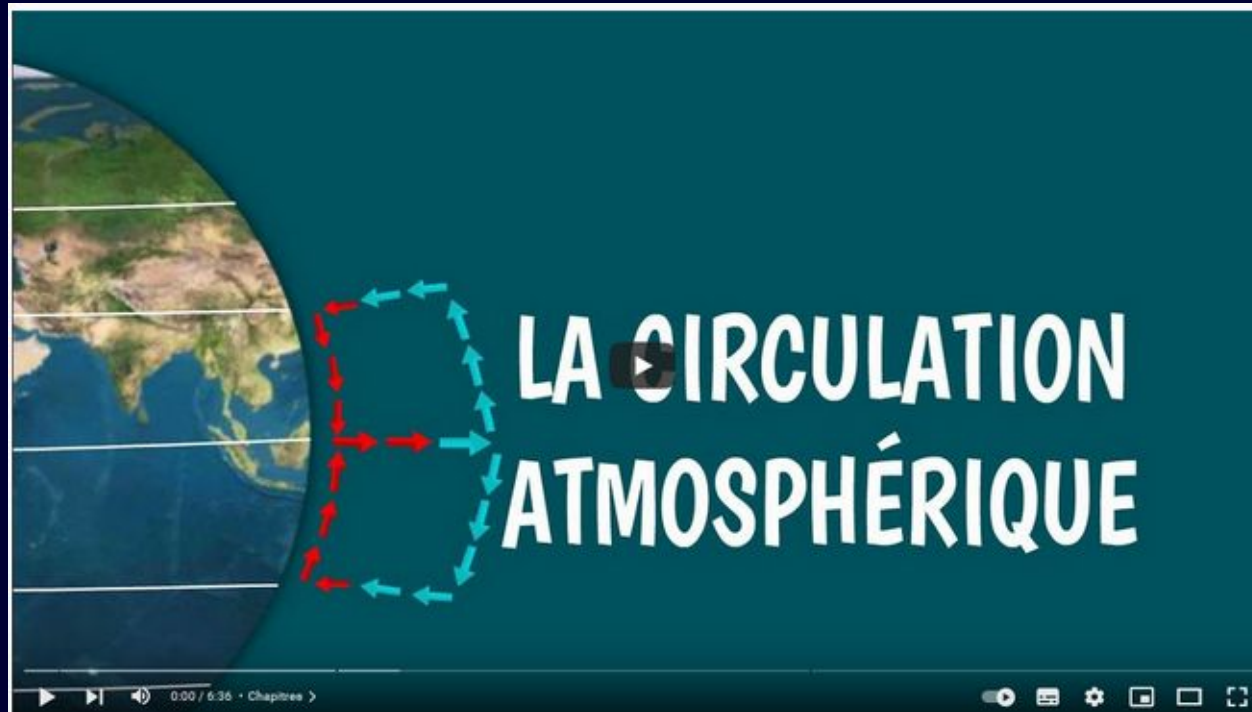
Nous allons donc voir :

- La circulation océanique de surface
- La circulation océanique profonde
- L'interaction circulation de surface/circulation profonde
- La circulation à d'autres échelles de temps et d'espace

La circulation océanique de surface

Le vent étant l'acteur principal de cette circulation, nous allons nous intéresser d'abord à celle de atmosphère

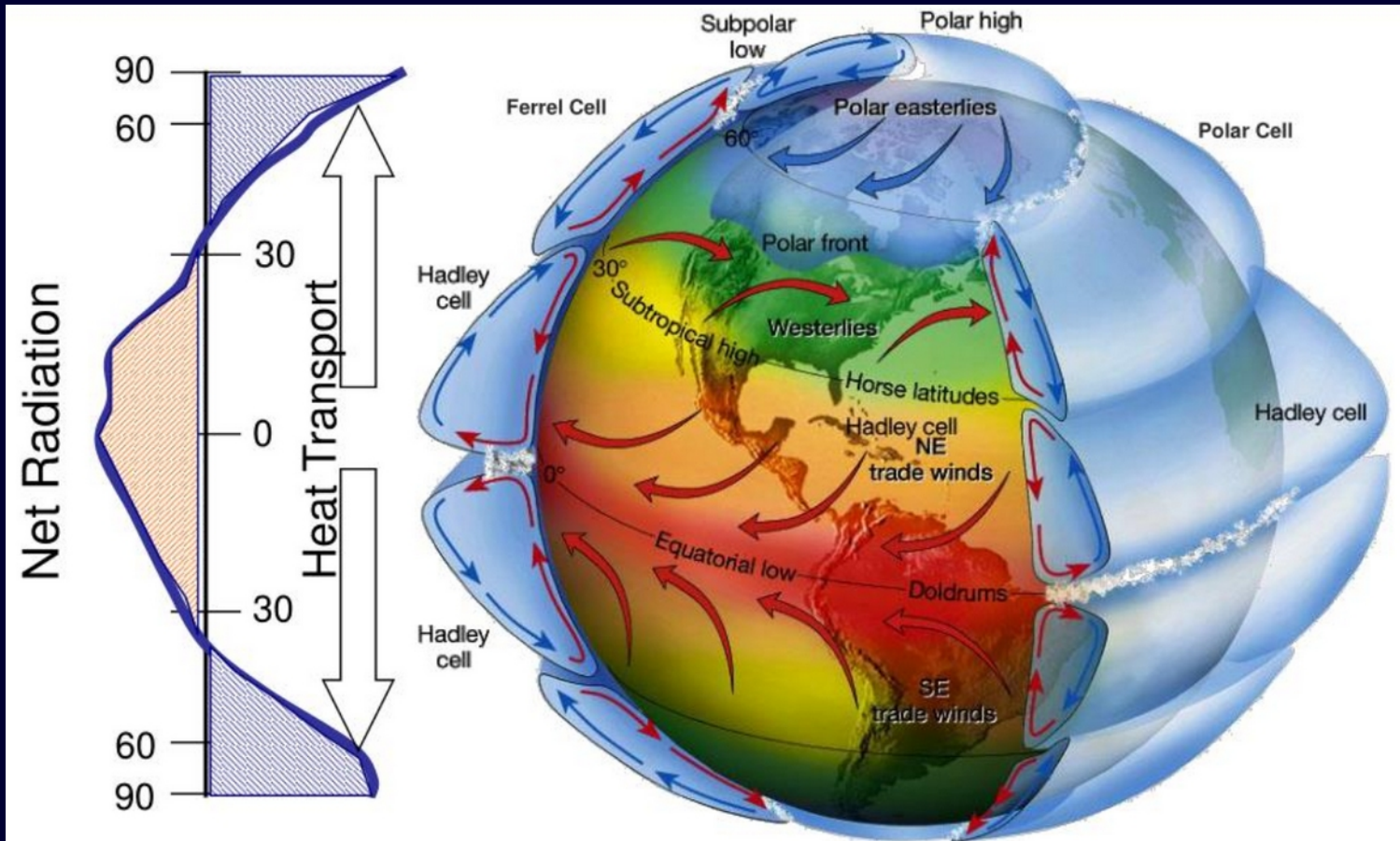
La circulation atmosphérique, petit film



<https://youtu.be/SmANt8gAl7c>

Bright blue
Genève, Suisse

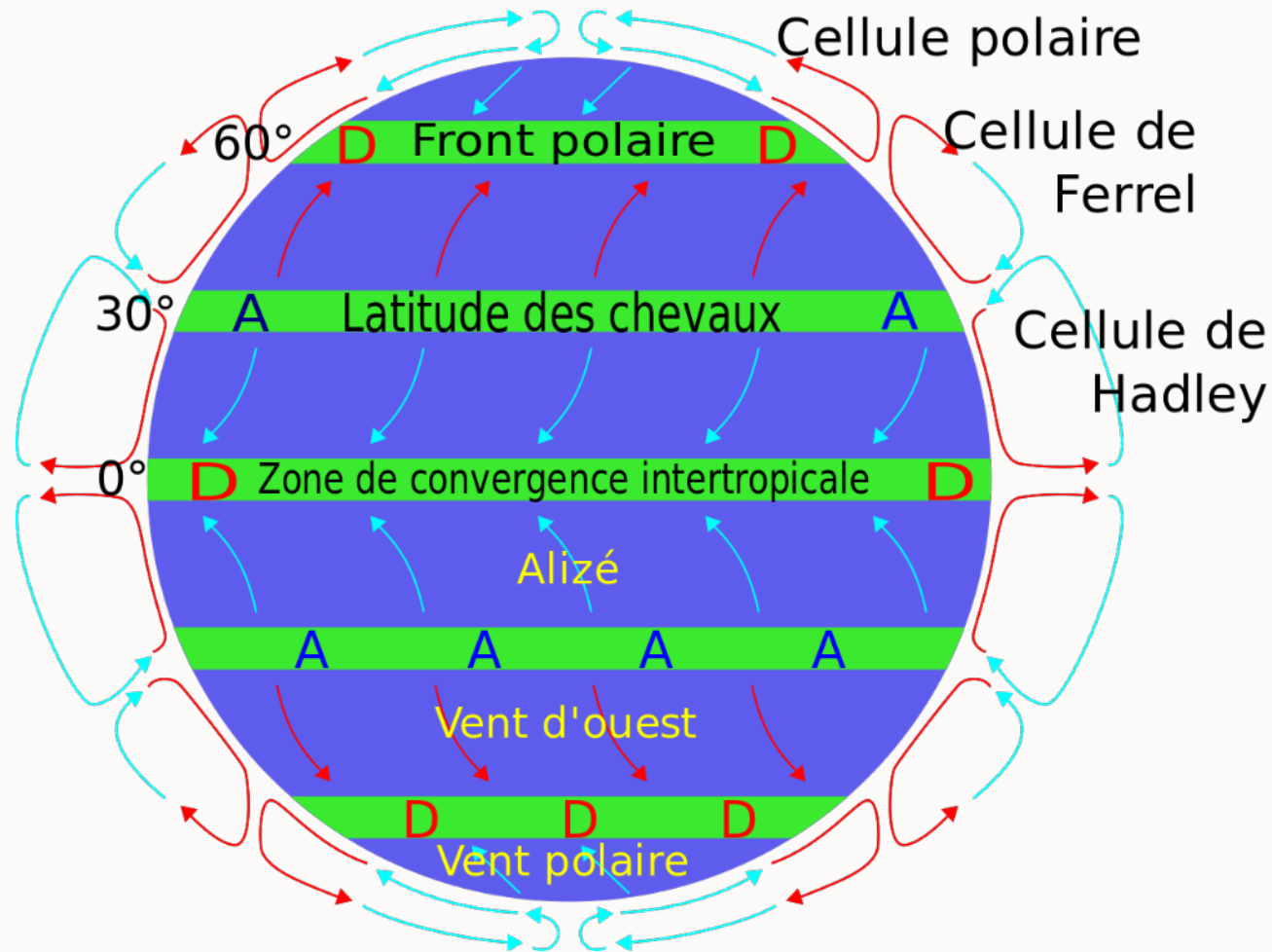
Le couplage océan-atmosphère : mouvements de l'atmosphère 1



Idealized model of atmospheric circulation.
N.B. actual circulations are not continuous in space or time.

SOEE3410 : Coupled Ocean & Atmosphere Climate Dynamics

Le couplage océan-atmosphère : mouvements de l'atmosphère 2



Horse Latitudes / Latitudes des chevaux

When the still sea conspires in armor
And her sullen and aborted
Currents breed tiny monsters
True sailing is dead

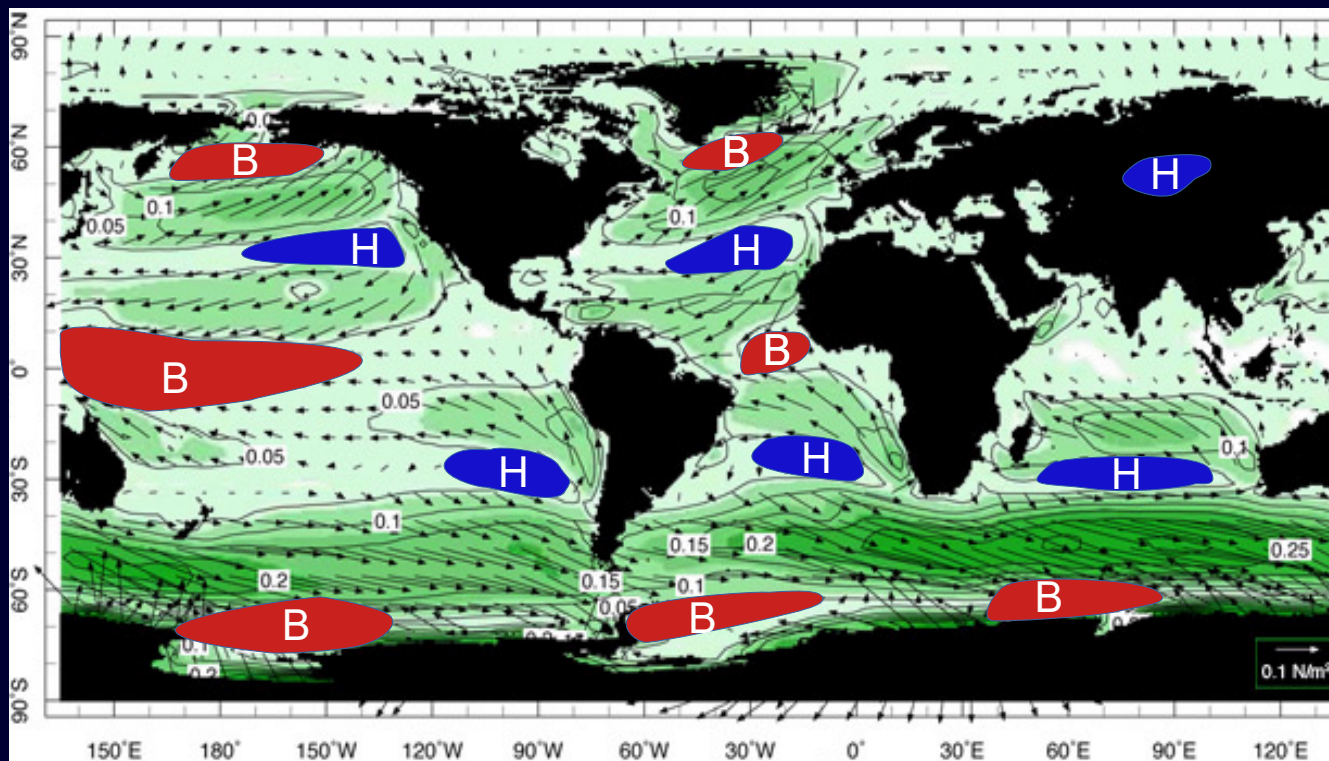
Awkward instant
And the first animal is jettisoned
Legs furiously pumping
Their stiff green gallop
And heads bob up
Poised
Delicate
Pause
Consent
In mute nostril agony
Carefully refined
And sealed over

Lorsque la mer d'huile prépare une armure,
Et que, mornes et avortés
Les courants donnent vie à de petits monstres
La navigation est morte

La gêne s'installe
Et le premier animal est jeté à la mer
Les pattes s'agitant furieusement
Dans un galop vert désespéré
Les têtes remontent à la surface
Élégantes
Déliçates
Pause
Accord
Dans l'agonie muette des naseaux
Soigneusement raffinés
Et scellé

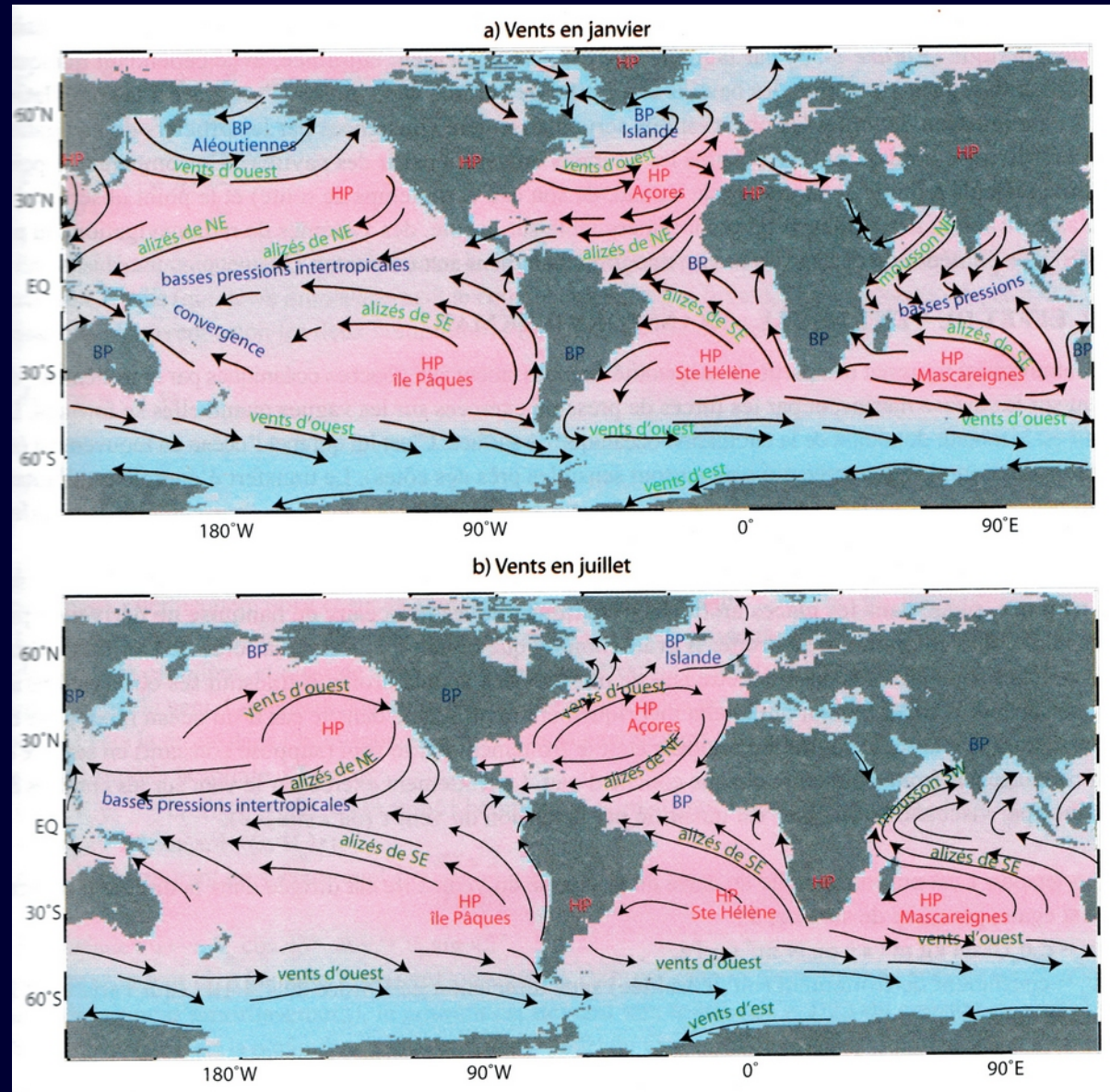
Jim Morrison
The Doors, Strange Days, 1967

Pression atmosphérique et vents de surface sur l'océan

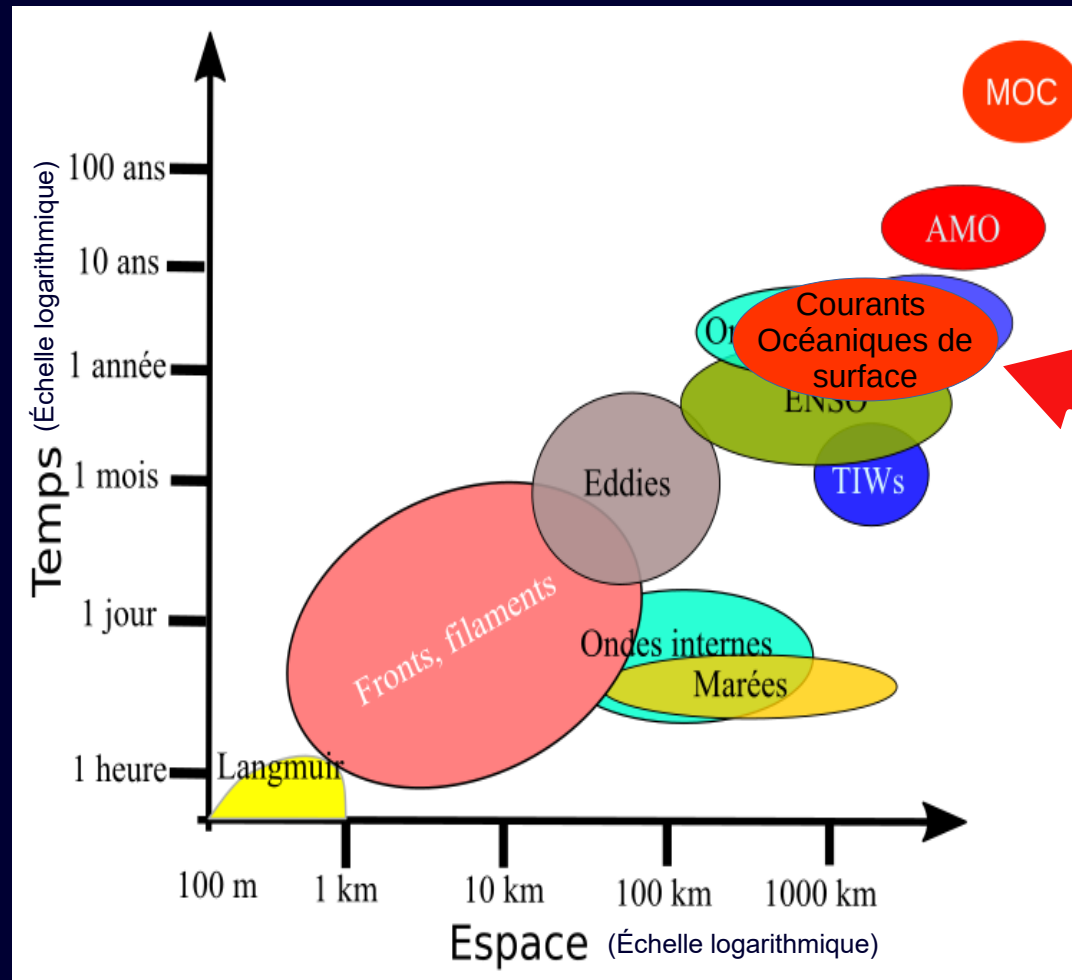


Stress éolien moyen annuel sur l'océan.

Saisonnalité du régimes des vents

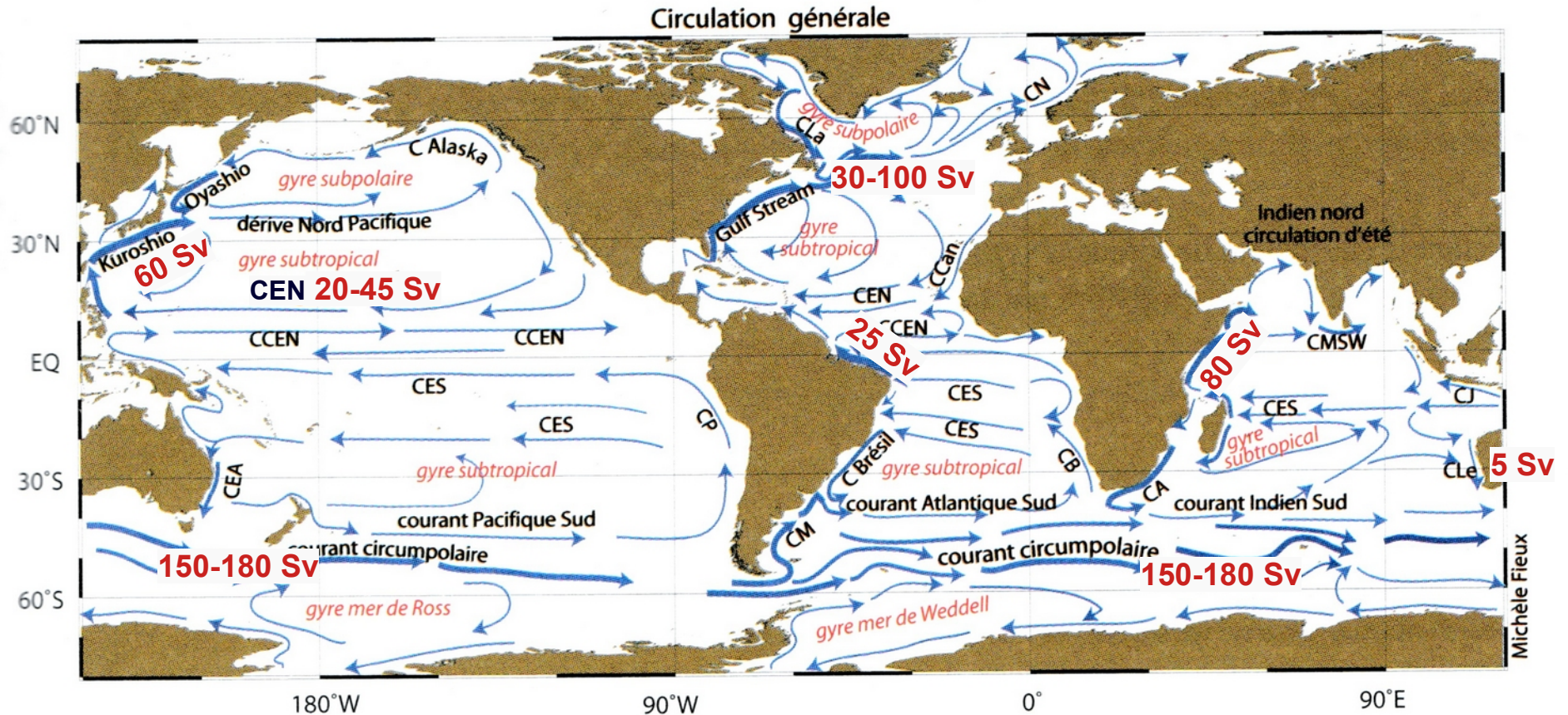


Les échelles de temps et d'espace dans l'océan



- AMO : Oscillation atlantique multidécennale
- ENSO : Oscillation El Nino
- MOC : Circulation méridienne de retournement
- NAO : Oscillation Nord-Atlantique
- TIWs : Vagues d'instabilité tropical

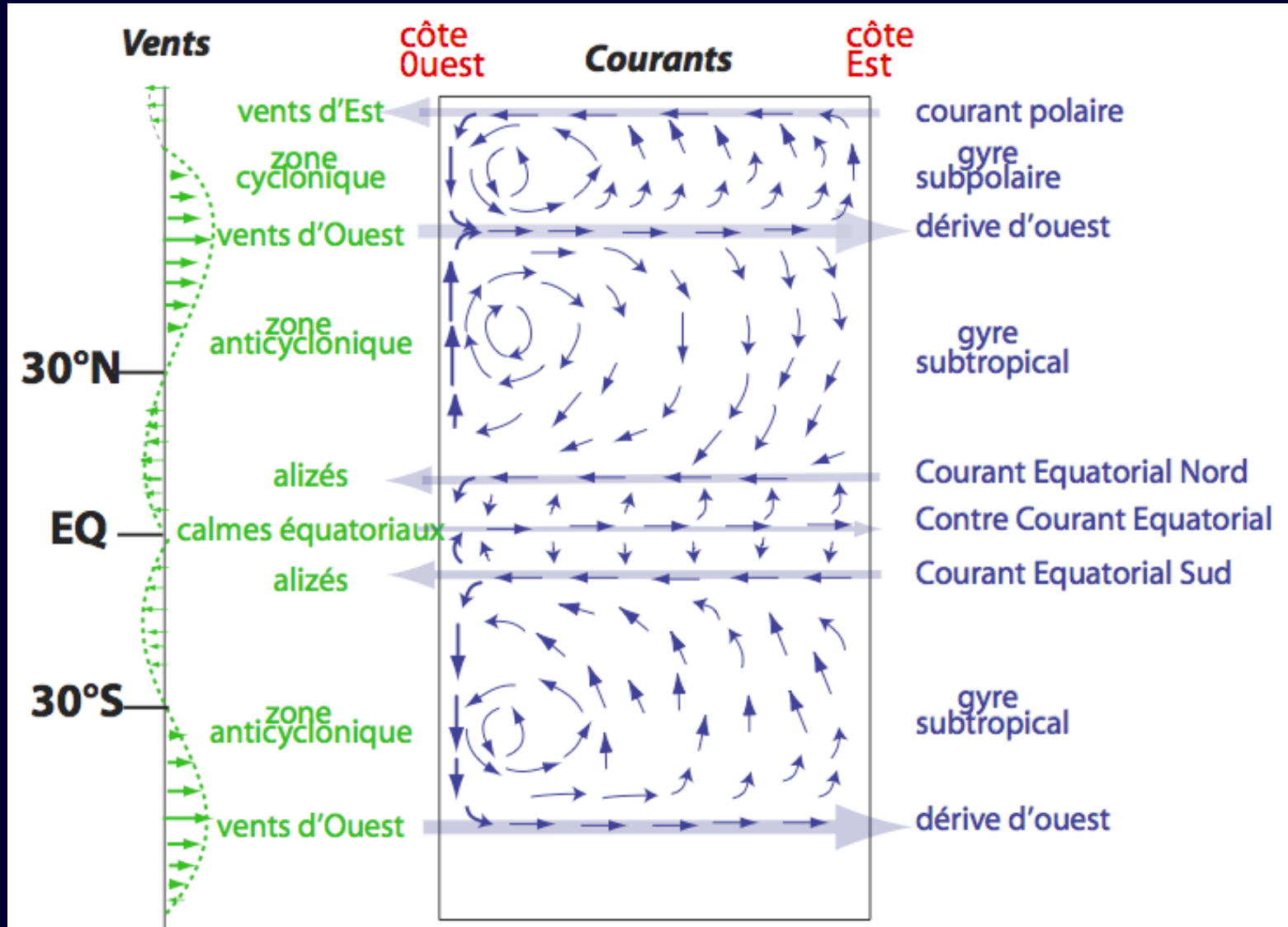
Grands courants de surface



CEN, CES Courant Équatorial Nord et Sud
CCEN, CCES Contre Courant Équatorial Nord et Sud
CEA Courant Est Australien
CP Courant du Pérou
CB Courant du Benguela
CM Courant des Malouines

CZ Courant de Zanzibar
CS Courant de Somalie
CMSW Courant de mousson de SW
Cle Courant de de Leeuwin
CJ Courant de Java
CA Courant des Aiguilles

Effets latitudinaux et de bords ouest/est



Circulation thermohaline et/ou circulation méridienne de retournement

« **Thermo** » pour température et « **halin** » pour sel.

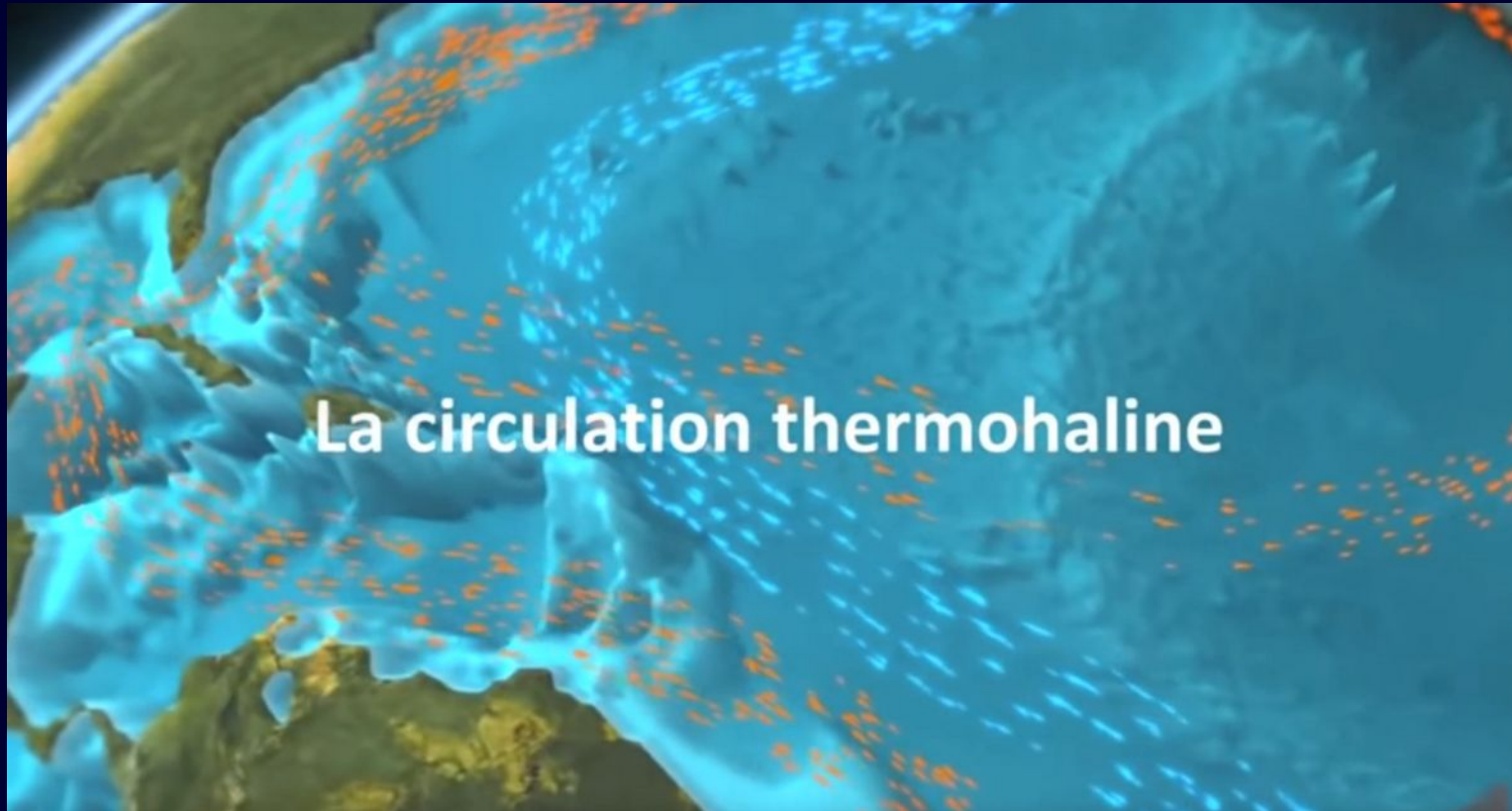
La **circulation thermohaline**, appelée aussi circulation océanique profonde, est la circulation globale de l'océan engendrée par les différences de densité (masse volumique) de l'eau de mer, à l'origine de courants marins de profondeur. Elle résulte principalement du contraste thermique et salin entre les hautes et les basses latitudes.

Mais il est maintenant établi que ces seuls forçages ne sont pas suffisants pour maintenir cette circulation et que le mélange turbulent lié au vent et aux marées y joue aussi un rôle, notamment dans la remontée des eaux profondes.

Progressivement, la notion de **circulation méridienne de retournement** s'est substituée à celle de circulation thermohaline.

Circulation méridienne de retournement = Meridional Overturning Circulation, MOC

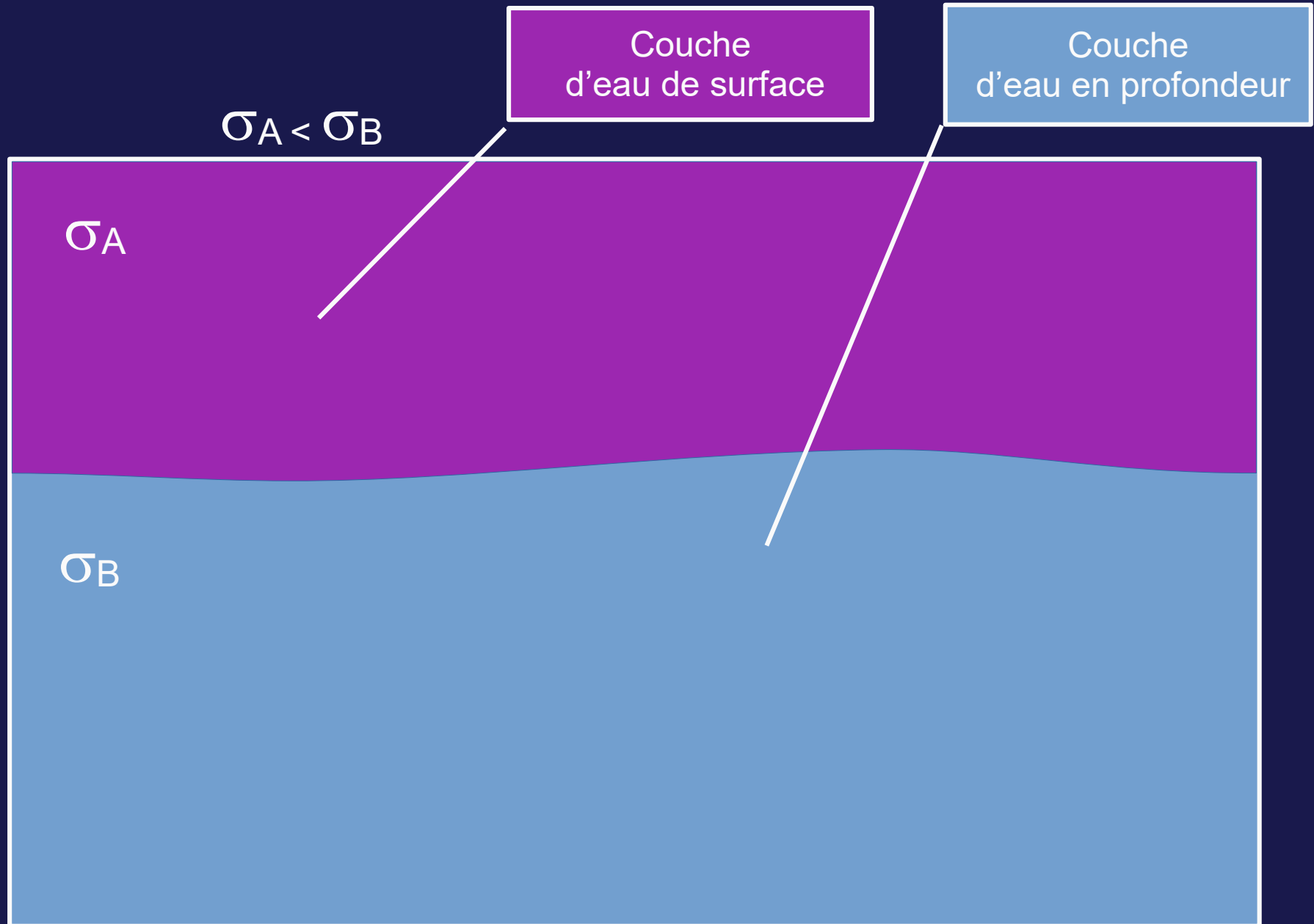
Circulation thermohaline, petit film



<https://youtu.be/nhmposeF2gk>

© Observatoire Midi-Pyrénées, LEGOS, Mercator Océan, Copernicus Marine Services

Création d'une plongée liée à la densité, stade 1

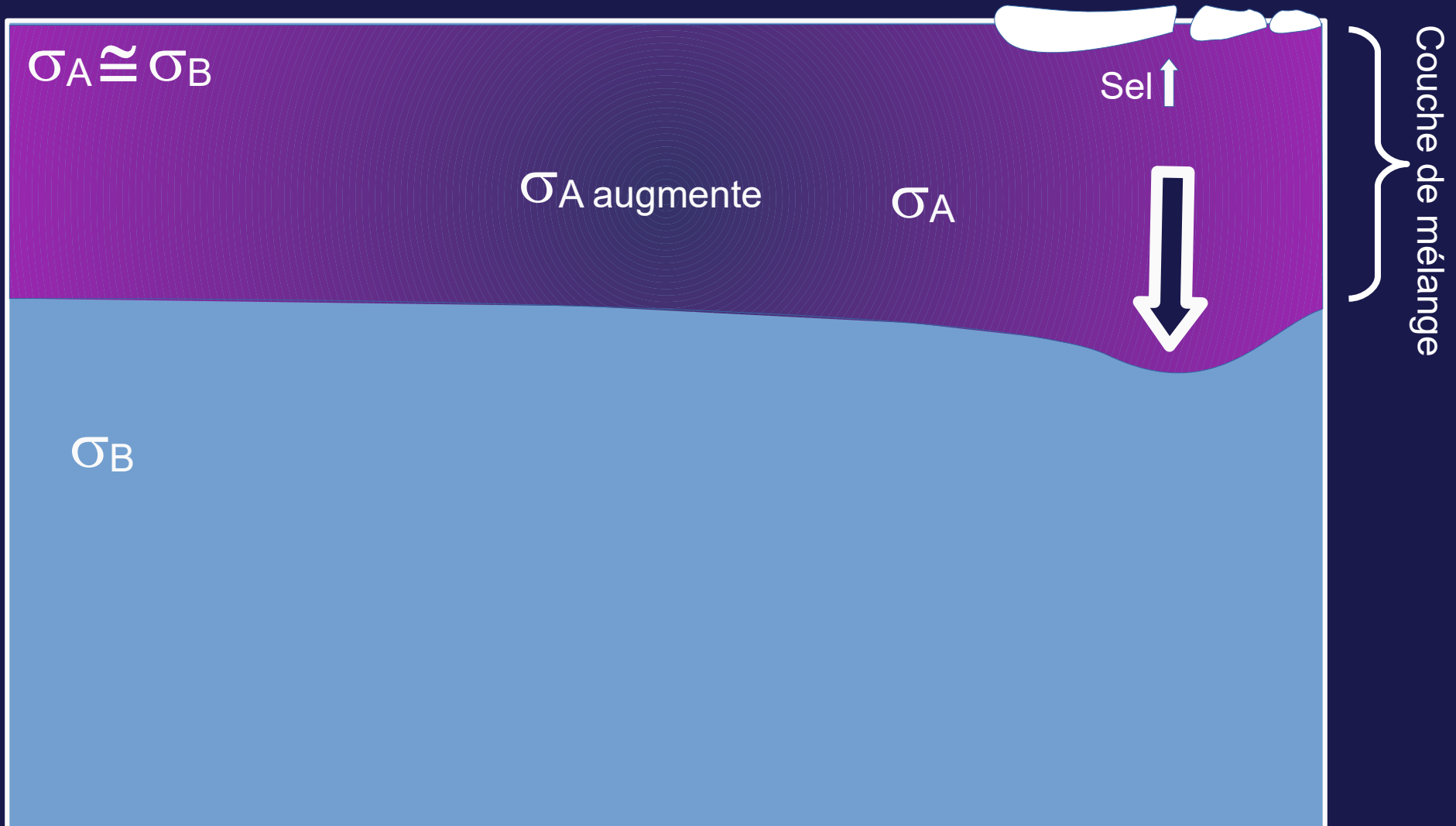


Création d'une plongée liée à la densité, stade 2

Refroidissement et/ou augmentation de la salinité :
Augmentation de la densité en surface

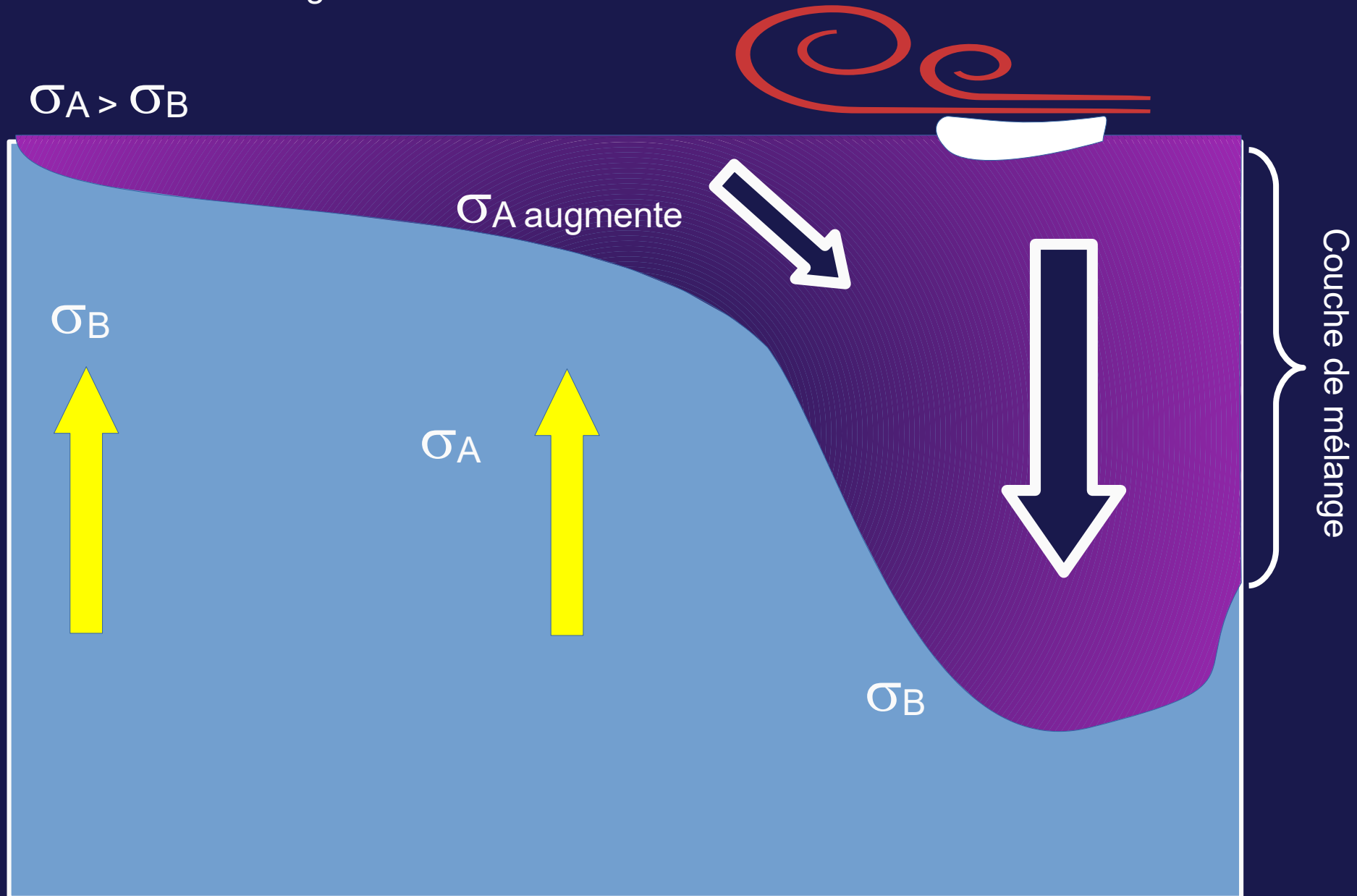
Évaporation :
sel ↑ et refroidissement

Banquise

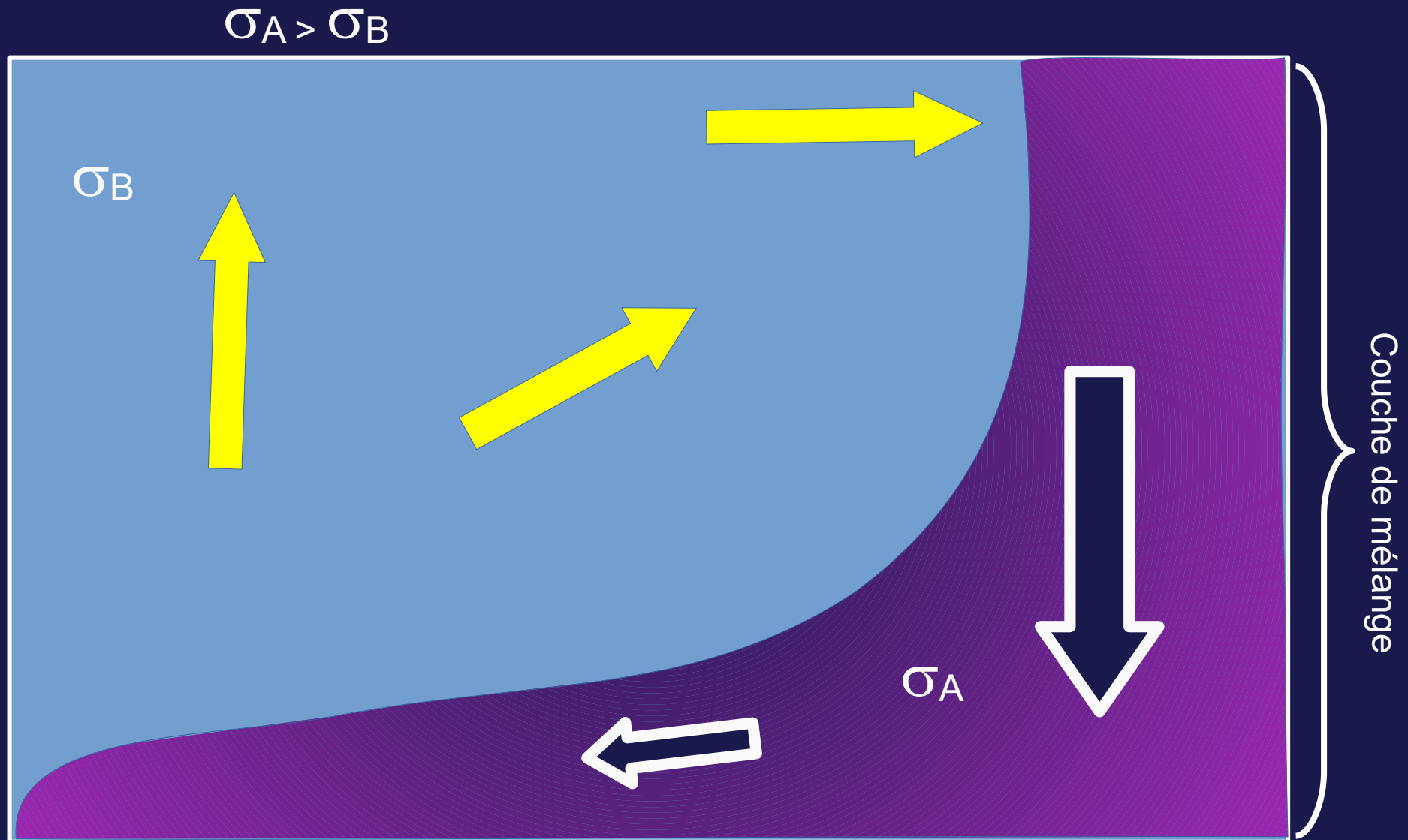


Création d'une plongée liée à la densité, stade 3

Refroidissement et/ou augmentation de la salinité :
Augmentation de la densité en surface

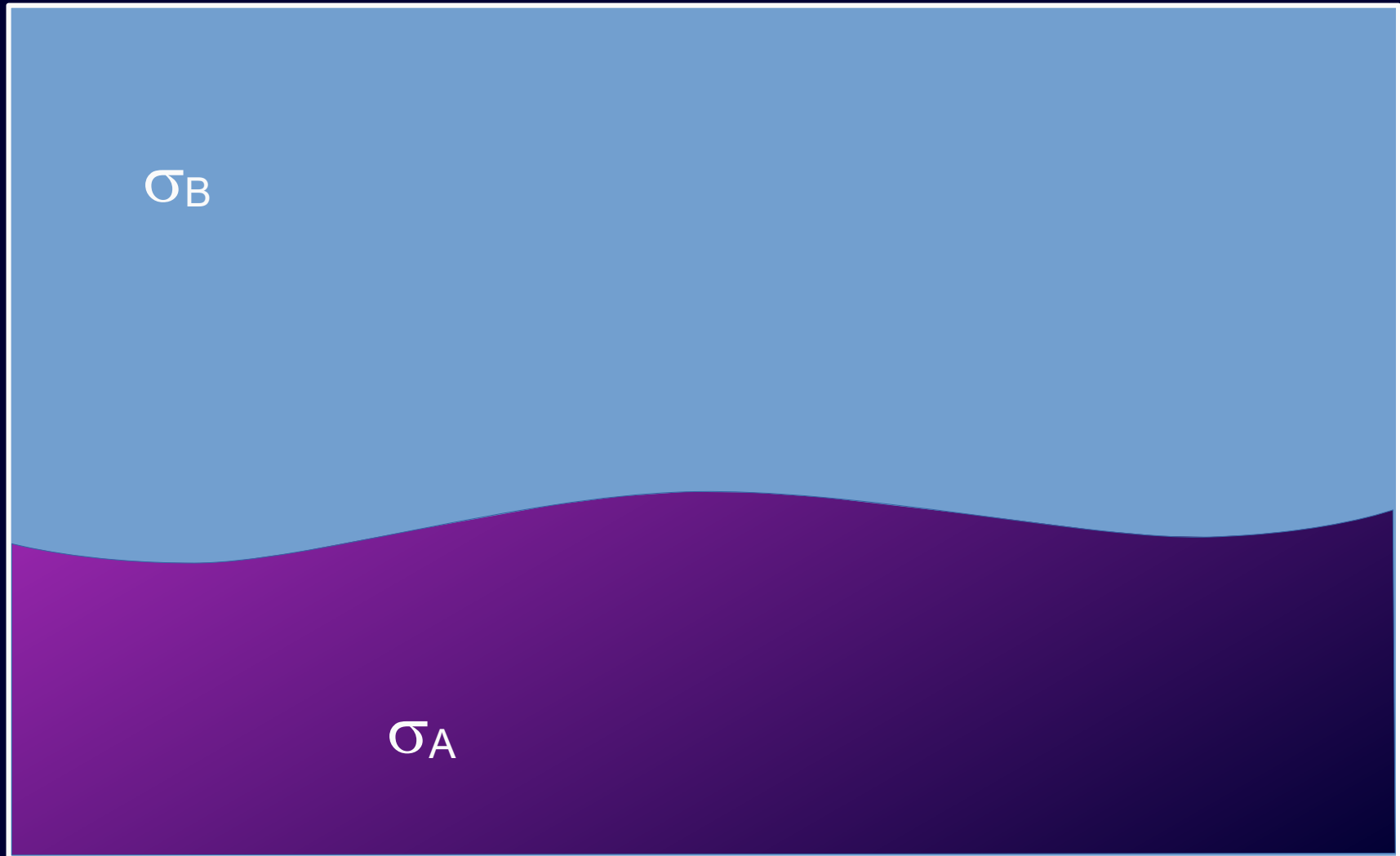


Création d'une plongée liée à la densité, stade 4



Création d'une plongée liée à la densité, stade 5

$$\sigma_A > \sigma_B$$



Plongée d'eaux profondes

Cela se produit dans des zones particulières, avec une importance très variable

Cela est dû aux actions de différentes causes souvent conjointes :

- + Refroidissement de surface
- + Évaporation
- + Formation de glace de mer

Un exemple de formation d'eau dense :
La formation hivernale d'eau profonde méditerranéenne
dans le Golfe du Lion

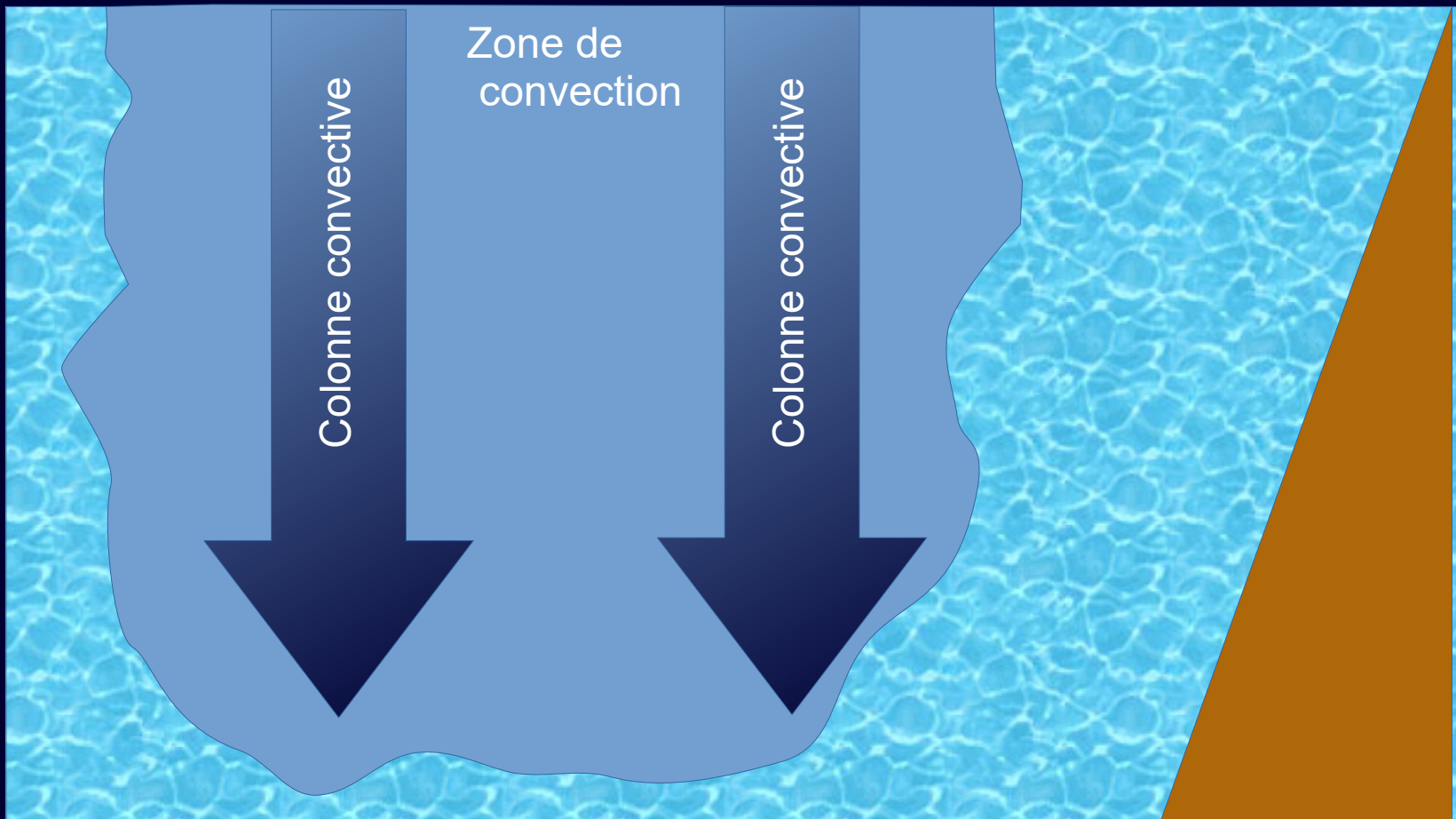
Exemple du Golfe du Lion

Vents forts (mistral, tramontane)
Froid et sec

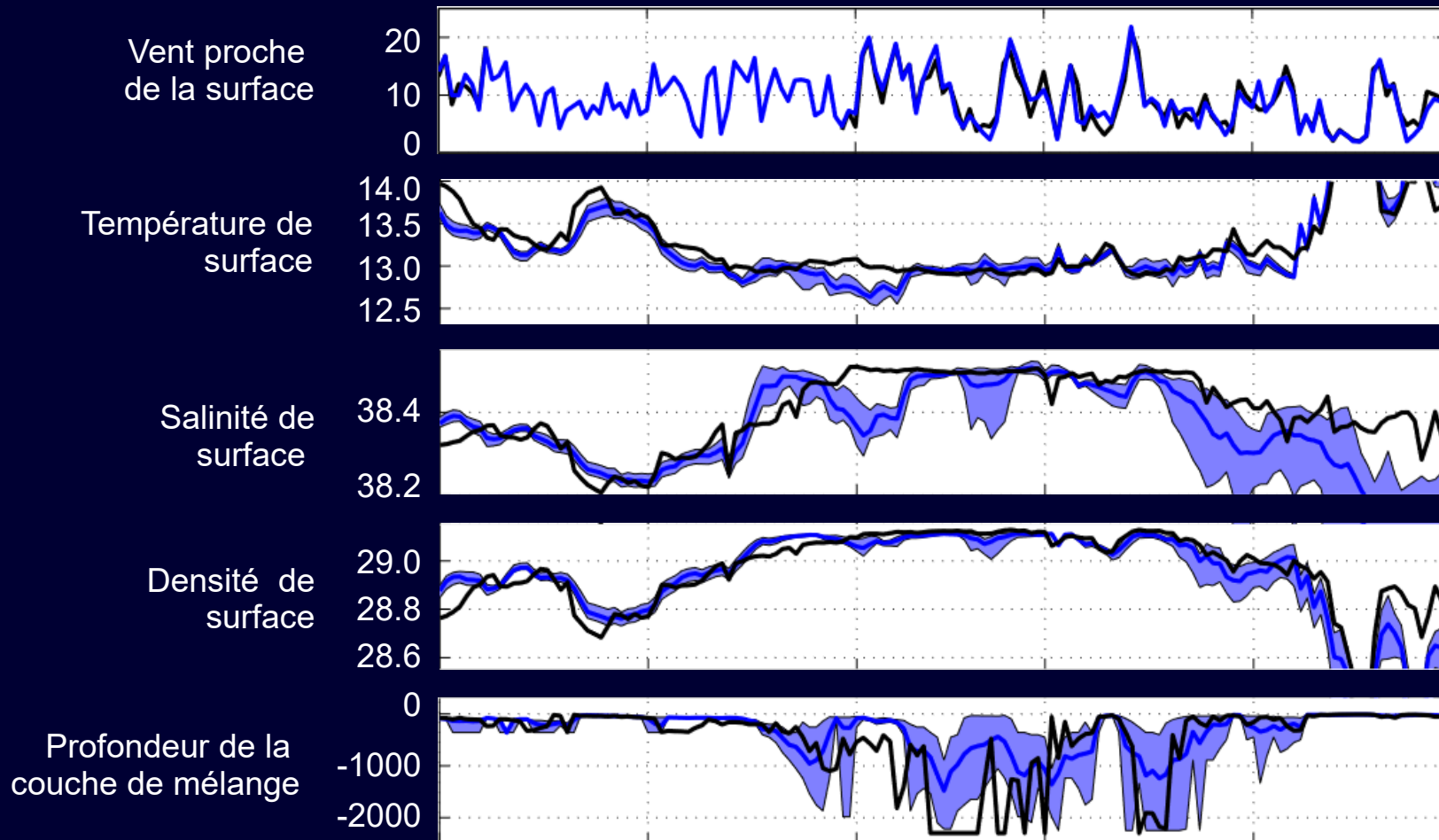
Situation hivernale

$T^{\circ} \text{ air} < T^{\circ} \text{ eau}$

**Refroidissement
évaporation**

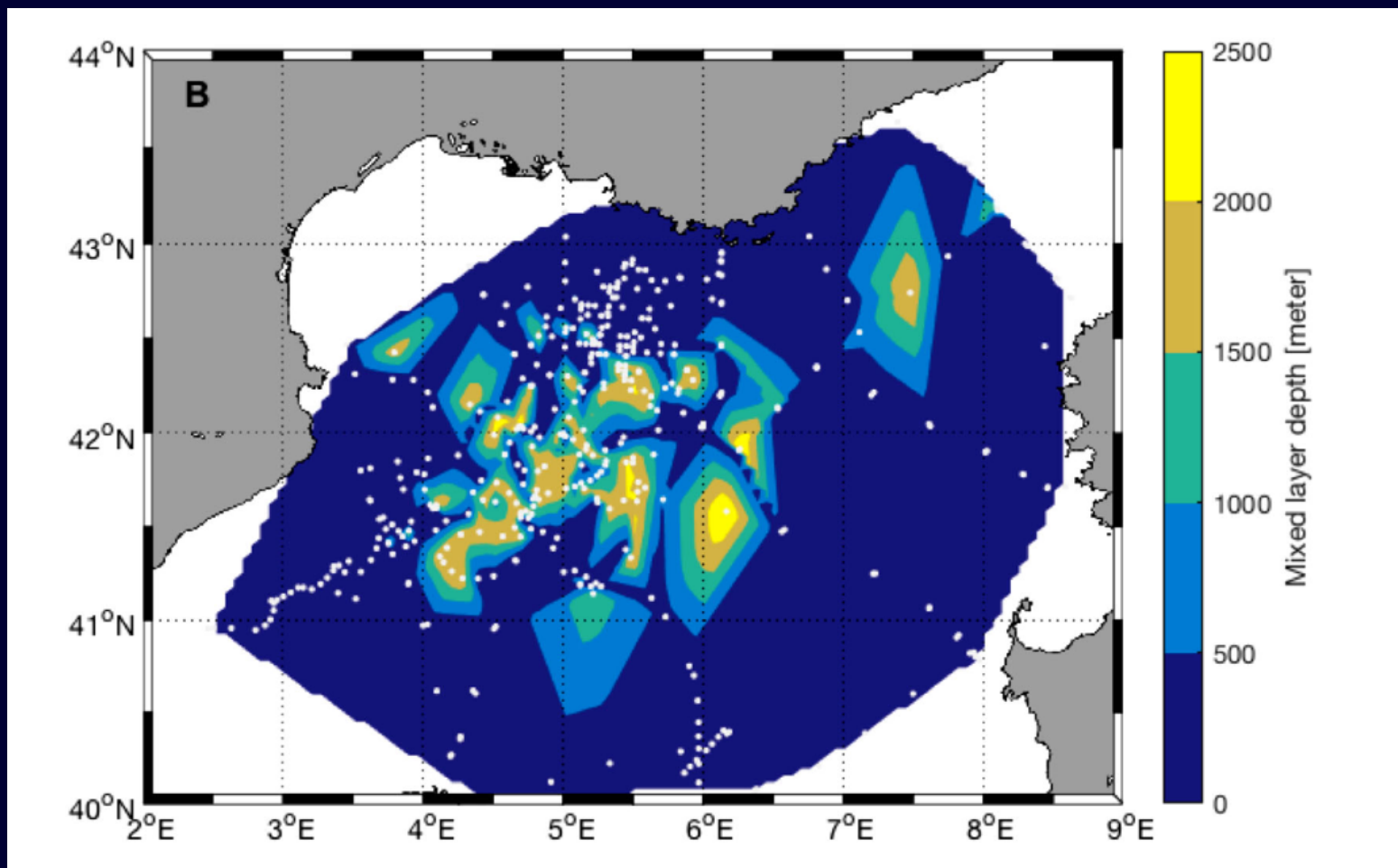


Exemple du golfe du Lion



Séries chronologiques quotidiennes à la bouée LION entre le 1er décembre 2012 et 30 Avril 2013. En noir les données si disponible et bleu interpolations par modèle. Les lignes en gras représentent la moyenne de l'ensemble et les enveloppes couvrent les valeurs minimales et maximales.

Exemple du golfe du Lion



Profondeur de la couche de mélange (ML) observées par les flotteurs Argo.

Un exemple de formation d'eau dense en Antarctique, zone de la Terre Adélie

Formation d'eau dense par effets du froid, de l'évaporation et de la « fabrication de la glace de mer ».

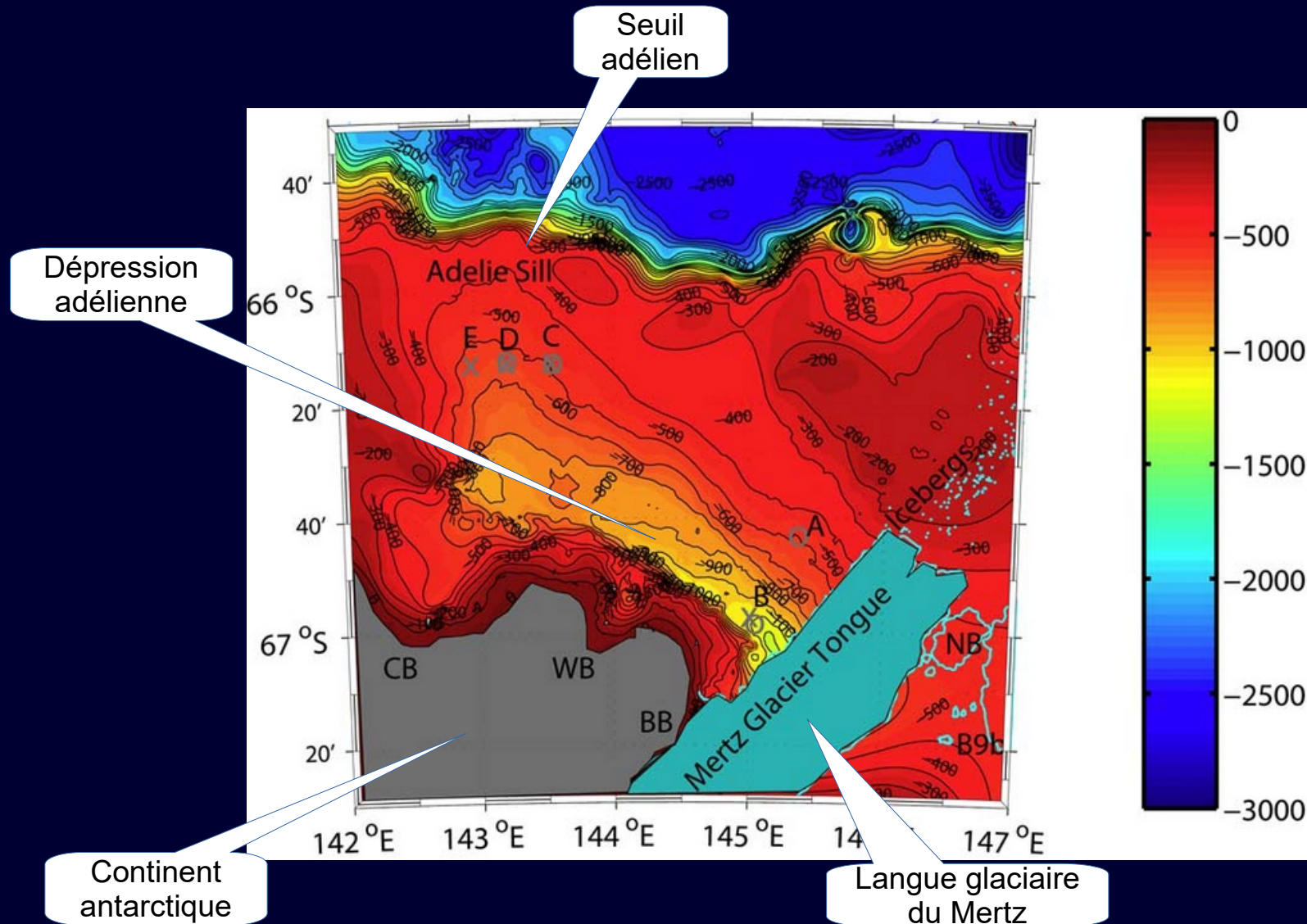
Formation de glace, salinité, densité : petit film



Une brinicle, surnommée le doigt glacé de la mort, est un mot anglais composé de la contraction de « brine » (saumure) et « icicle » (stalactite de glace). C'est une stalactite de glace qui se forme dans l'eau de mer lorsqu'un flux d'eau salée (saumure) extrêmement froid se déverse des banquises.

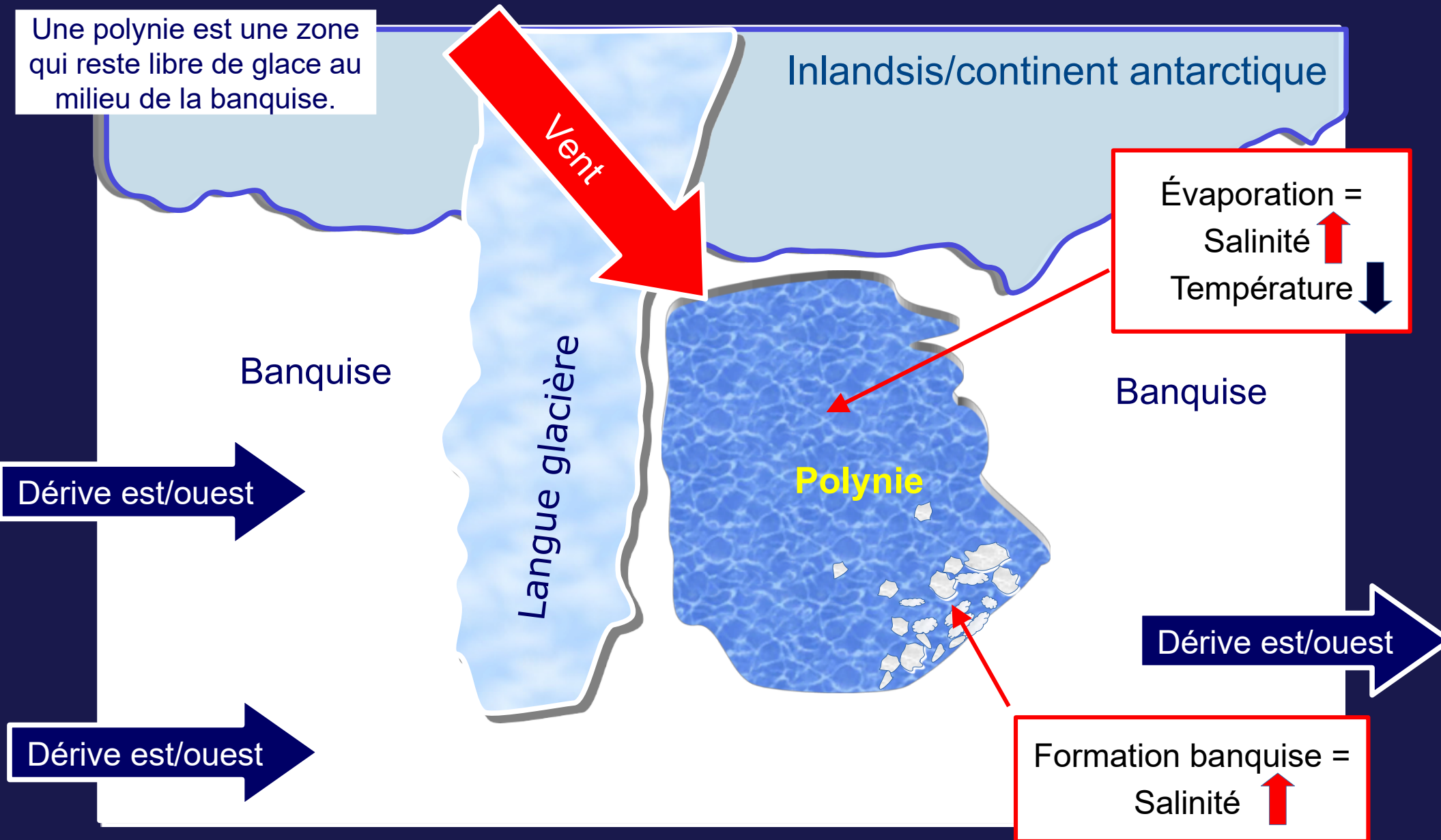
<https://www.dailymotion.com/video/xmjlio>

Le système du glacier de Mertz en Terre Adélie



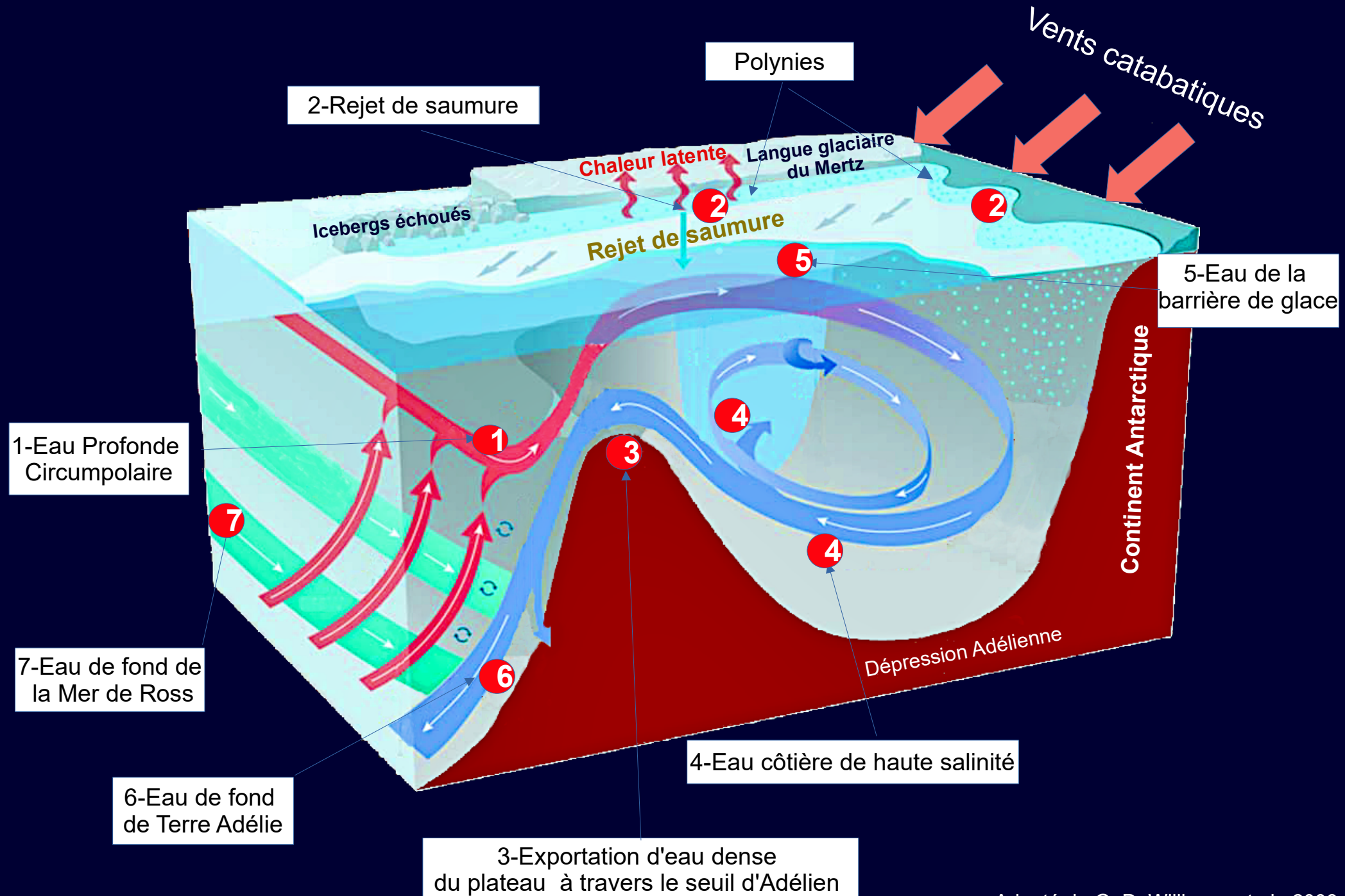
Rôle des polynies dans l'hydrologie de l'océan

Une polynie est une zone qui reste libre de glace au milieu de la banquise.

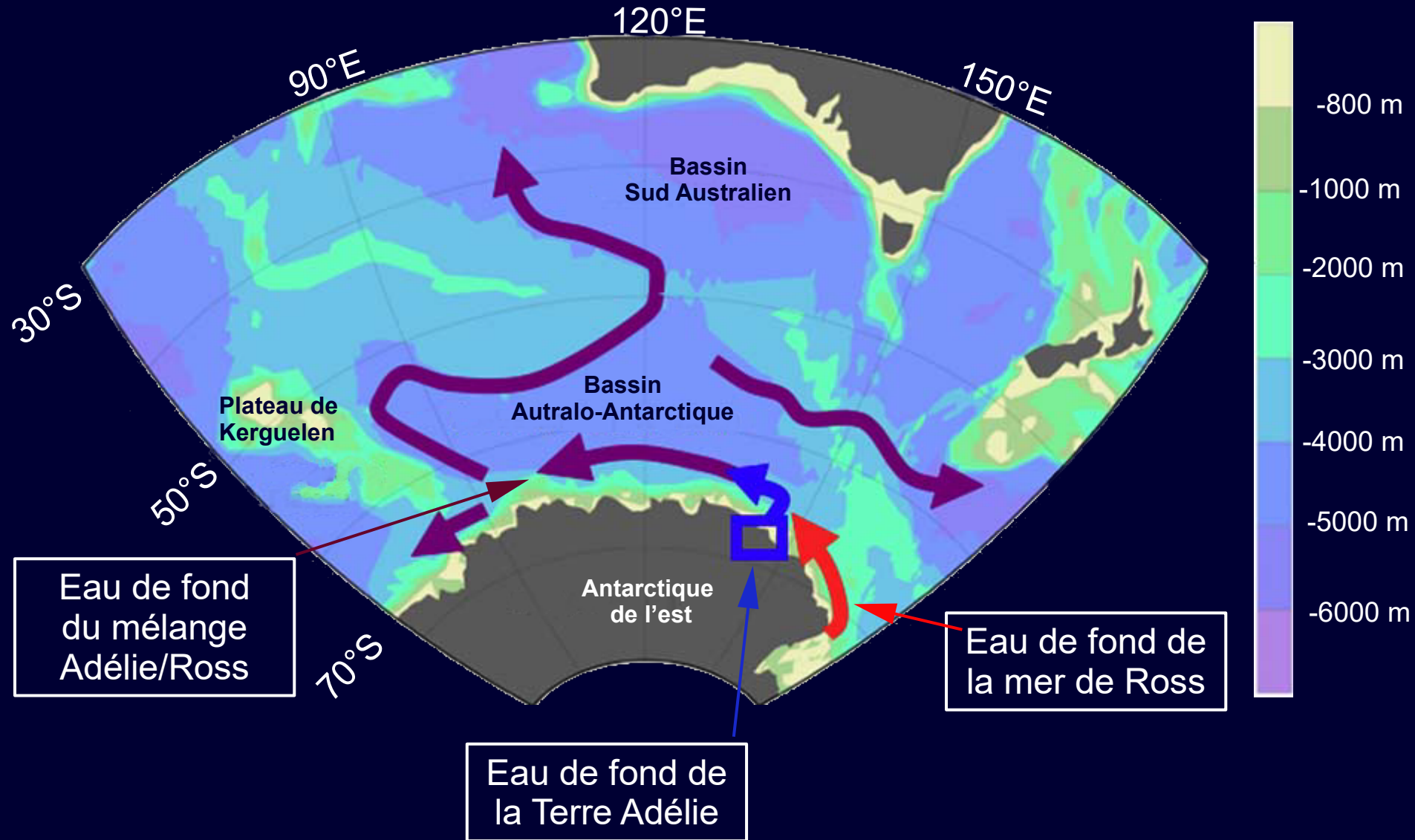


Les polynies : une action importante sur la physique et la biologie de l'océan antarctique côtier par formation d'eau « dense » et démarrage précoce des cycles biologiques du plancton.

Formation d'eau dense en Terre Adélie

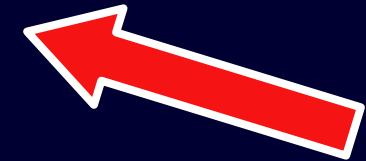
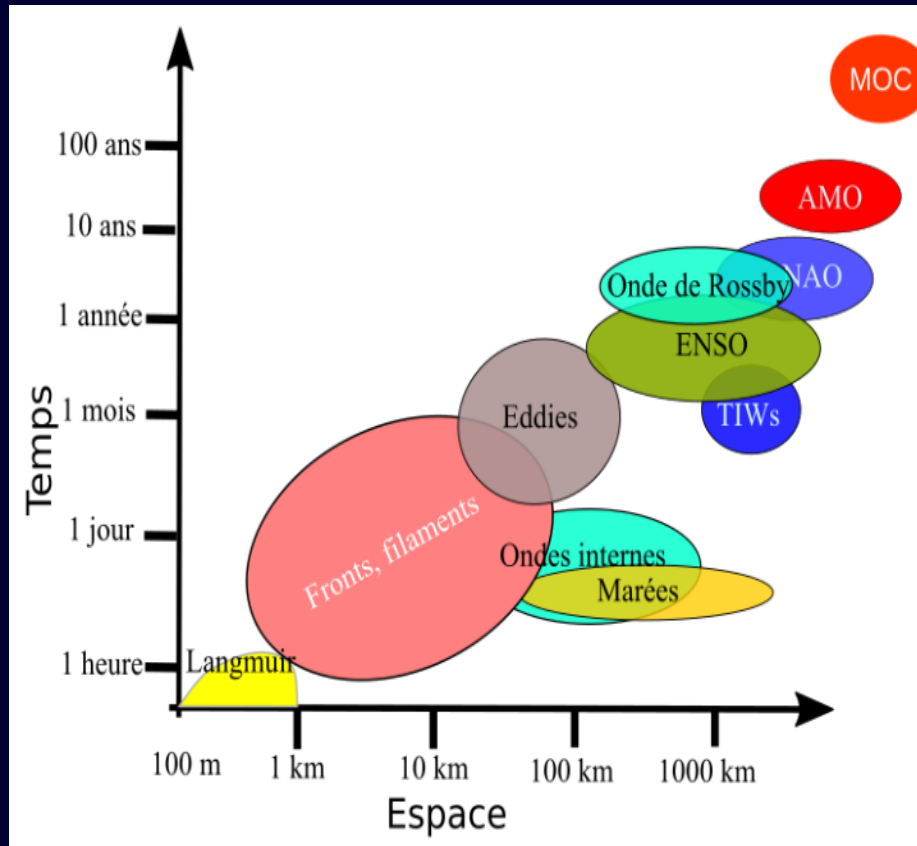


Circulation de l'eau de fond de Terre Adélie et Mer de Ross



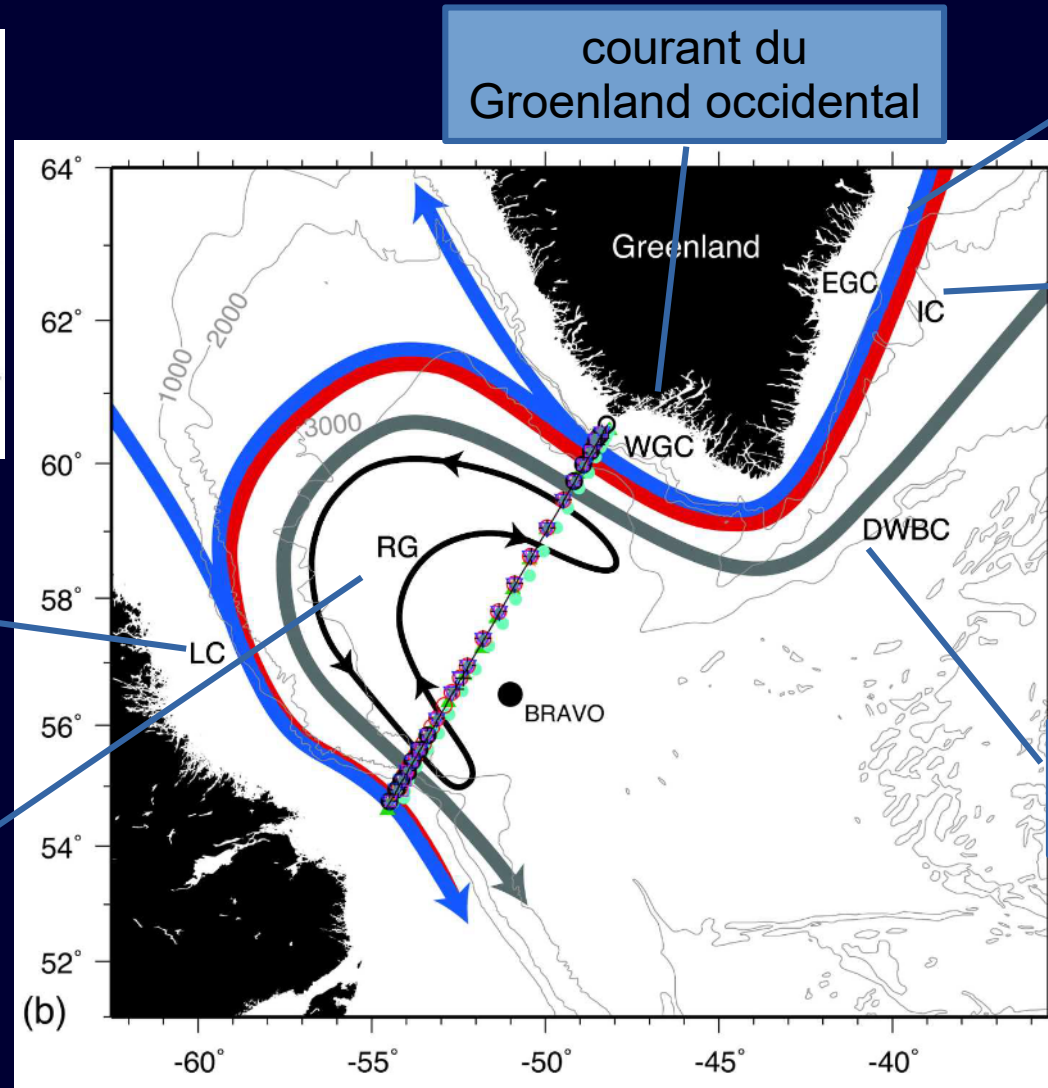
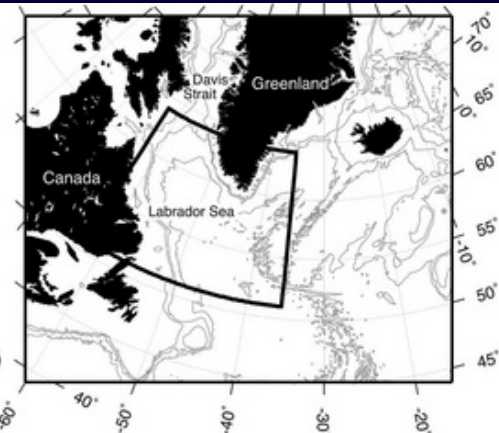
Circulation méridienne de retournement (MOC)

La circulation méridienne de retournement (Meridional Overturning Circulation, MOC)



- AMO : Oscillation atlantique multidécennale
- ENSO : Oscillation El Nino
- MOC : Circulation méridienne de retournement
- NAO : Oscillation Nord-Atlantique
- TIWs : Vagues d'instabilité tropical

Formation d'eaux denses au sud du Groenland



courant du Groenland occidental

courant du Groenland oriental

courant d'Irminger

courant du Labrador

gyre cyclonique

courant profond ouest

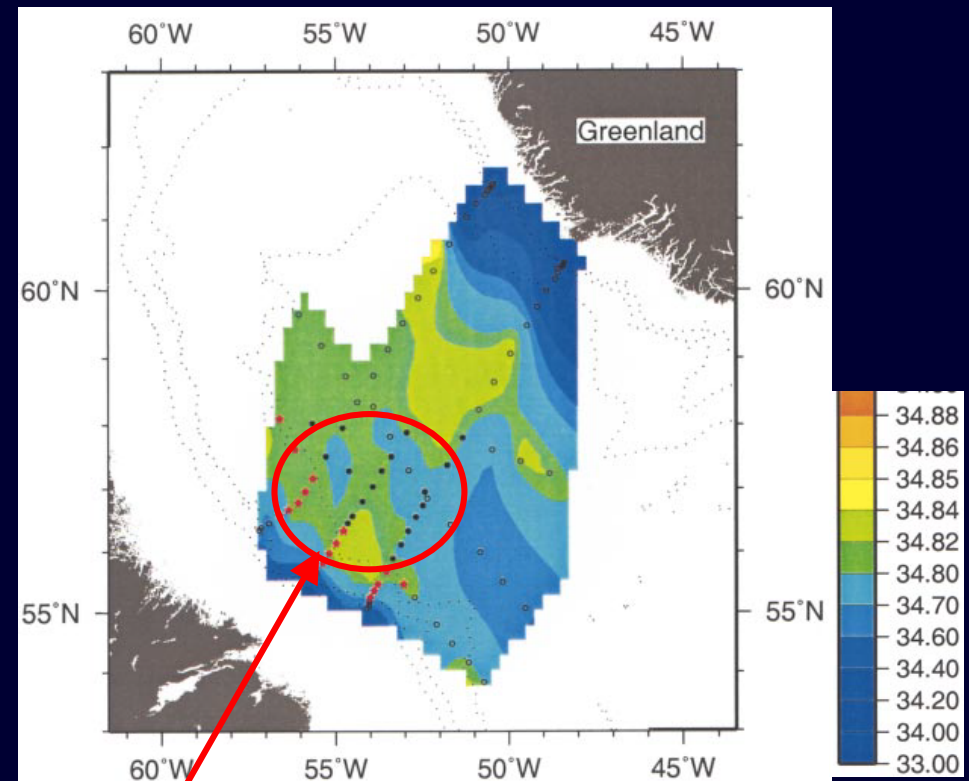
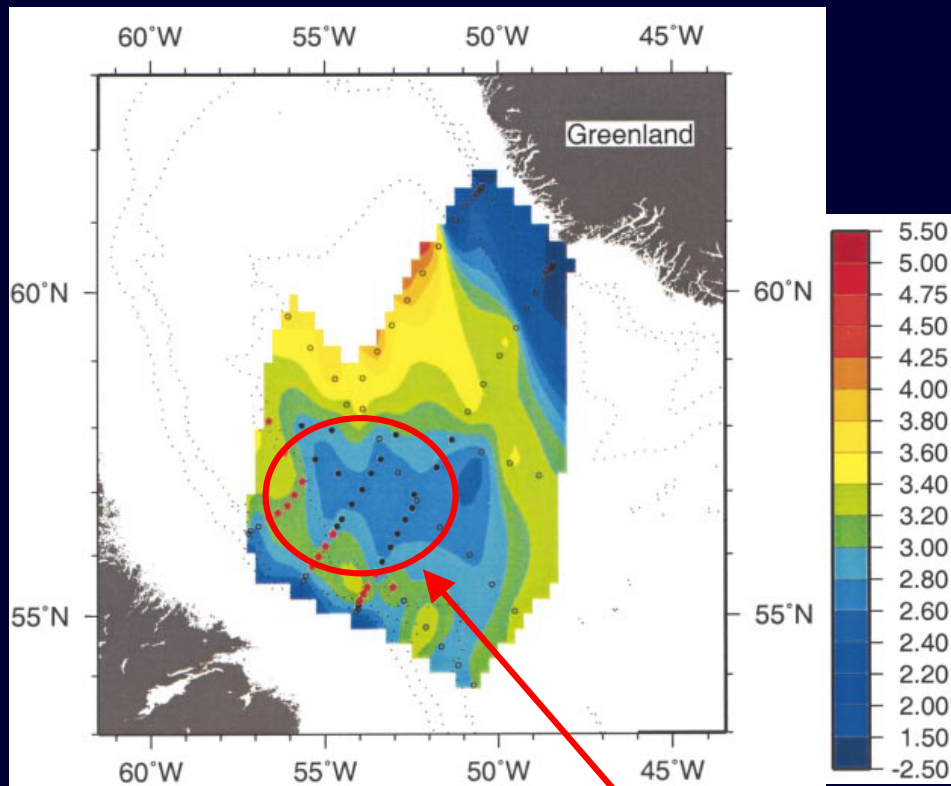
Pickart, R. S. & Torres, D. J. Hydrography of the Labrador Sea during Active Convection. *Journal of Physical Oceanography* 32, (2002).
Pickart, R. S. & Spall, M. A. Impact of Labrador Sea Convection on the North Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Journal of Physical Oceanography* 37, (2007).

Formation d'eaux denses au sud du Groenland

Distributions des propriétés des couches de mélange.

Température potentielle

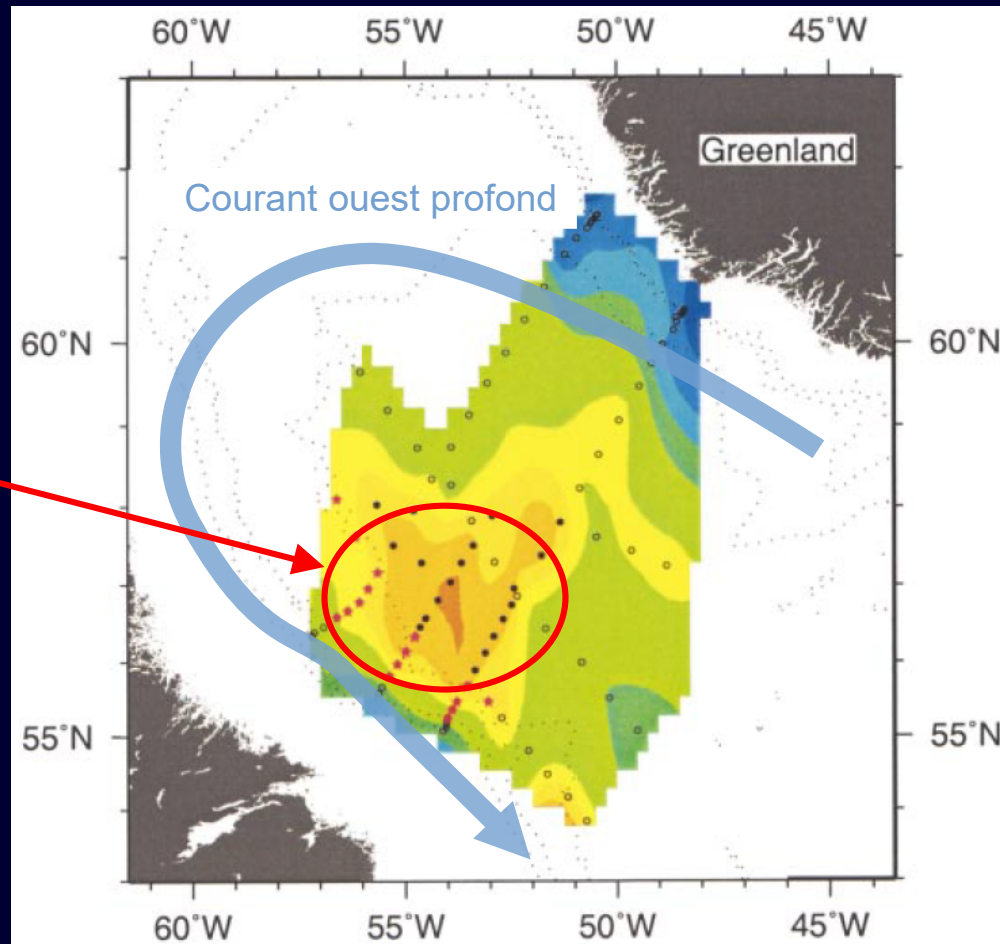
Salinité



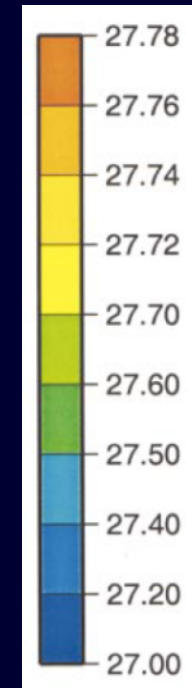
Eaux froides et salées

Formation d'eaux denses au sud du Groenland

Densité de la couche de mélange



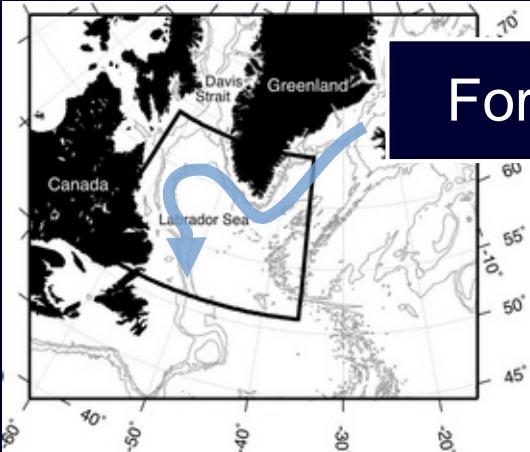
$\sigma\theta$



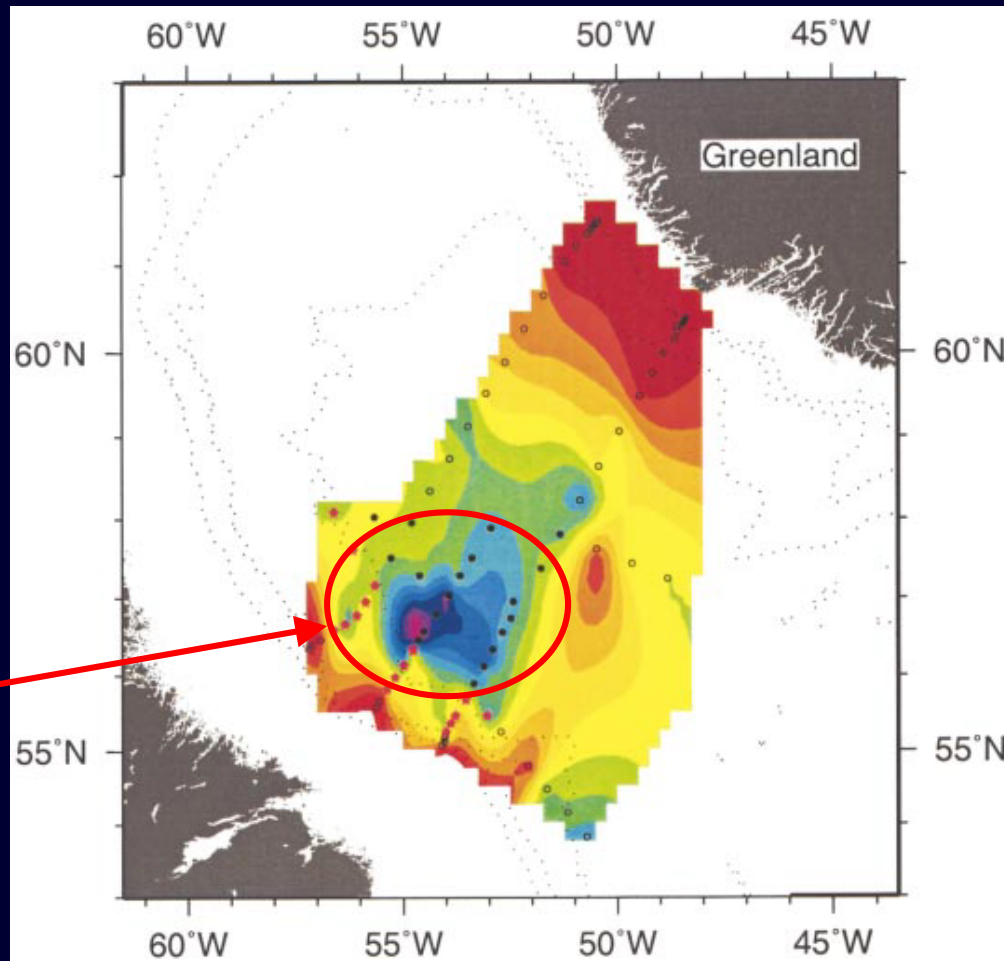
Forte salinité
Eaux froide
=
Forte densité

Sigma-thêta ($\sigma\theta$) de la couche de mélange

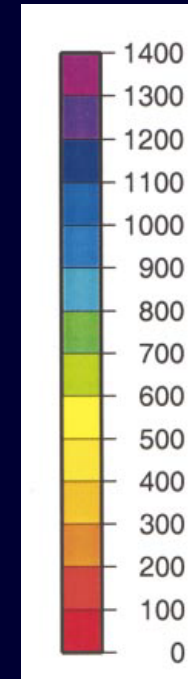
Formation d'eaux denses au sud du Groenland



Profondeur de la couche de mélange



Profondeur



Forte densité
=
plongée
des eaux

Formation d'eaux denses en mer de Norvège et du Groenland

La source arctique est l'Eau Profonde du Bassin Eurasien, modifié par les eaux denses formées sur le plateau continental arctique en hiver.

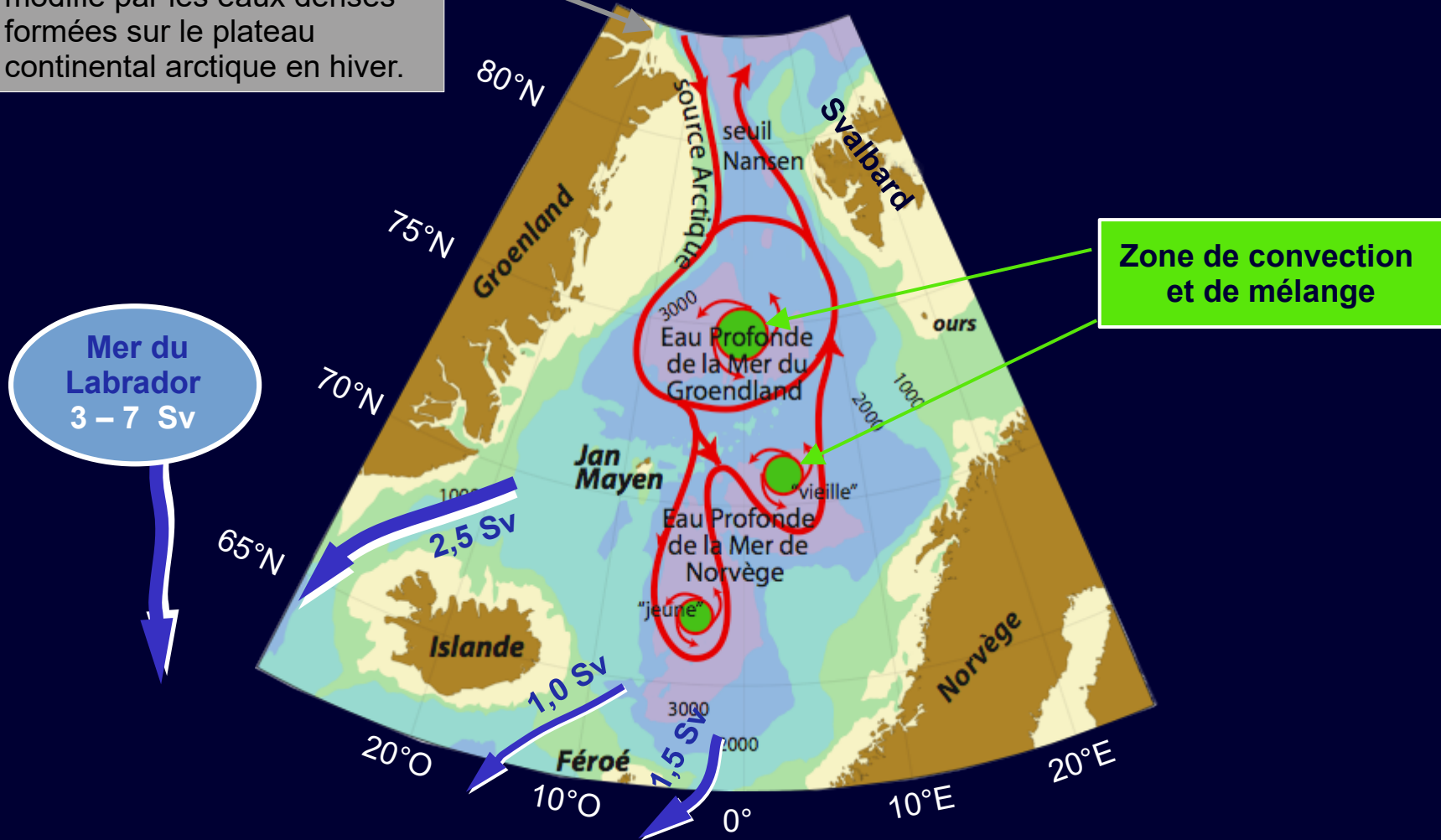
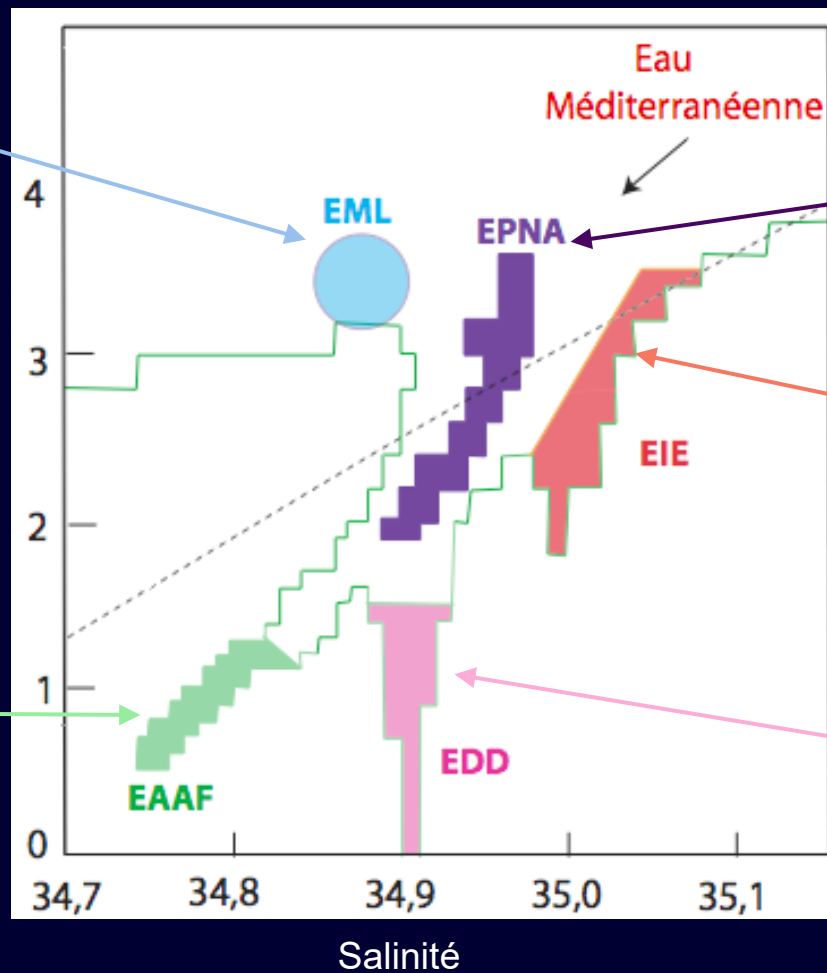


Diagramme θ -S des principales masses d'eau intervenant pour la formation de l'Eau Profonde Nord Atlantique

Eau de la Mer du Labrador

Eau Antarctique de Fond (altérée)

Océan mondial
température moyenne 4°C
salinité moyenne 34,78

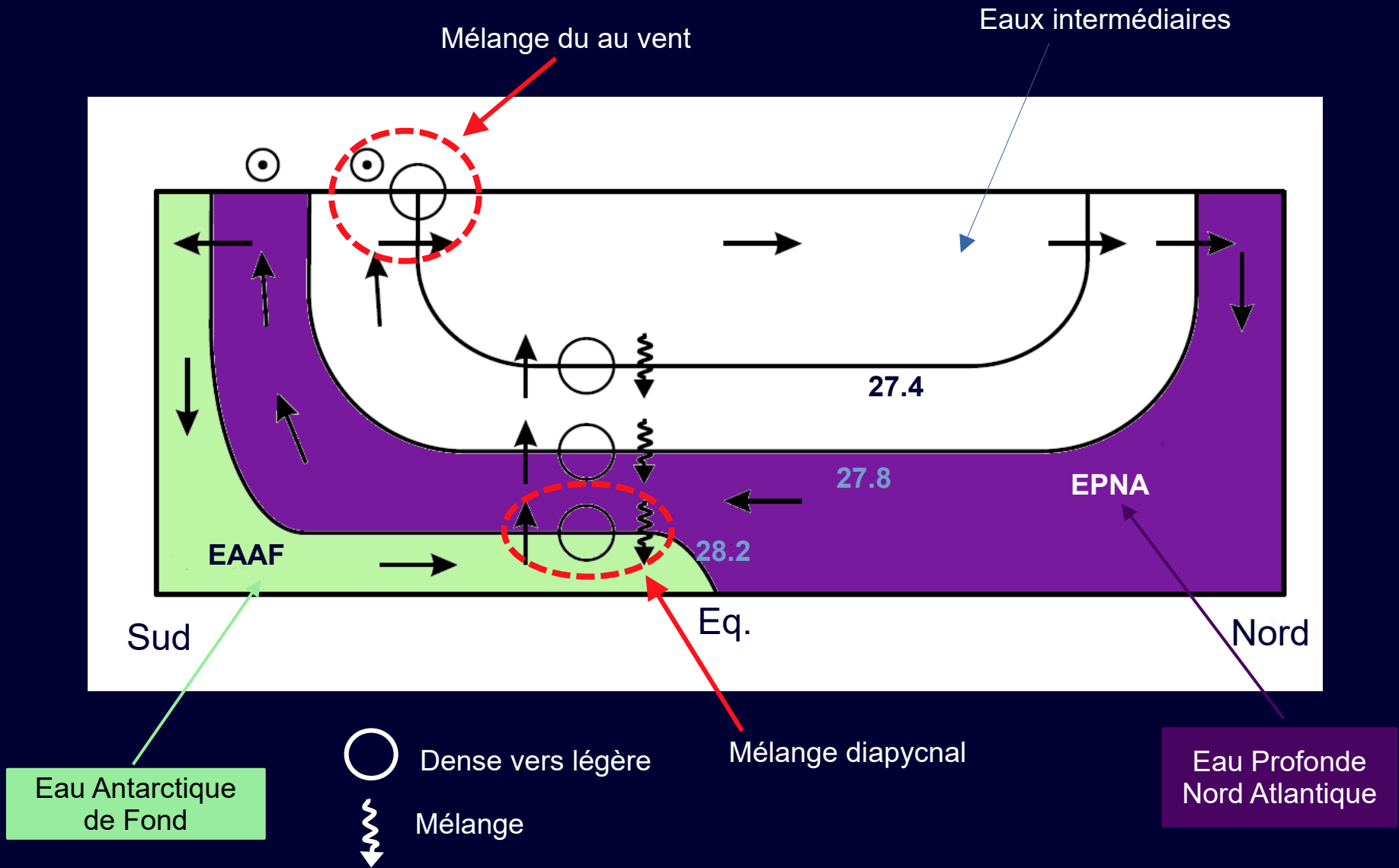


Eau Profonde Nord Atlantique

Eau de la Mer de Norvège (sortant entre l'Islande et l'Écosse)

Eau de la Mer de Norvège (sortant par le détroit du Danemark)

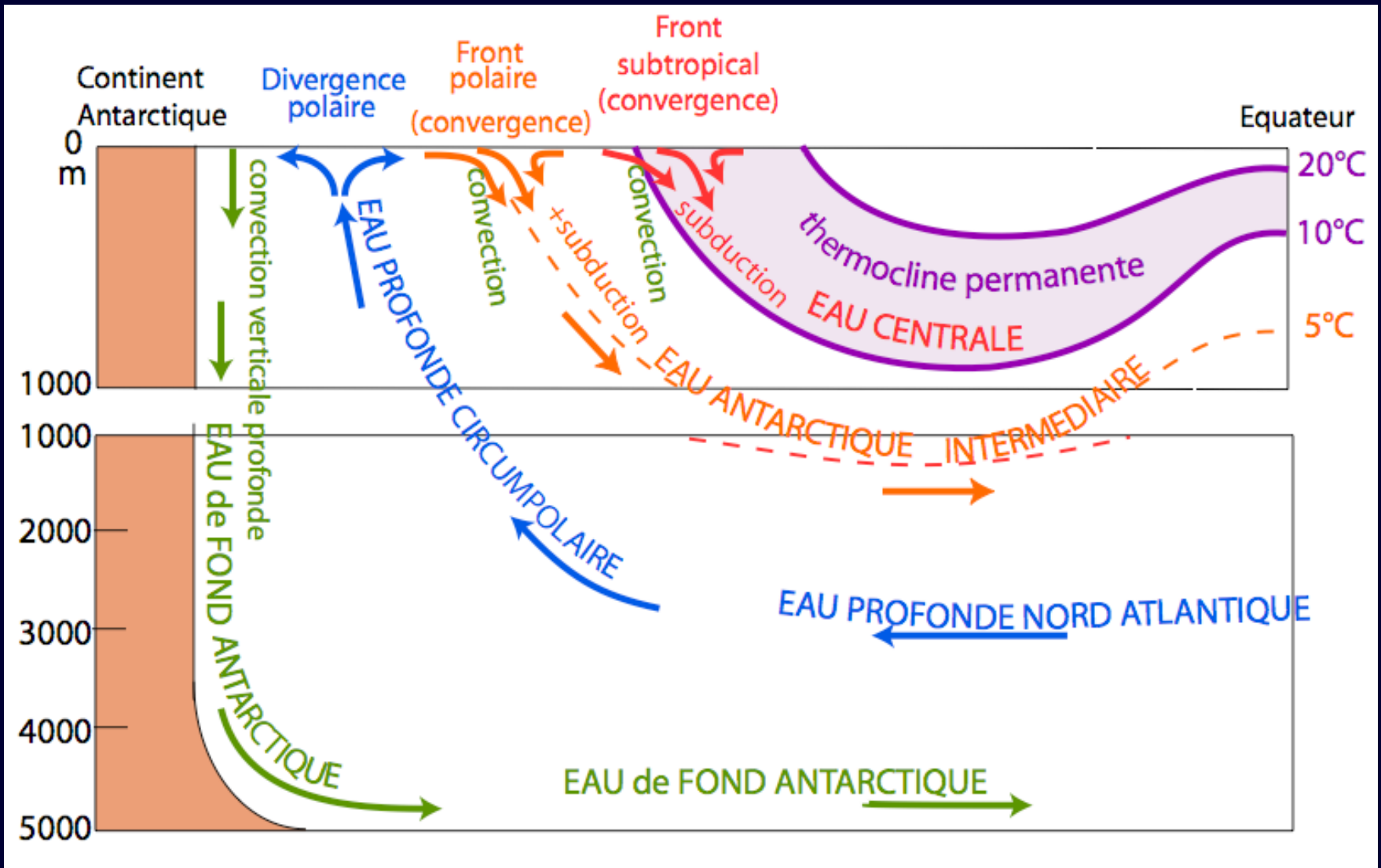
Schéma de l'AMOC.



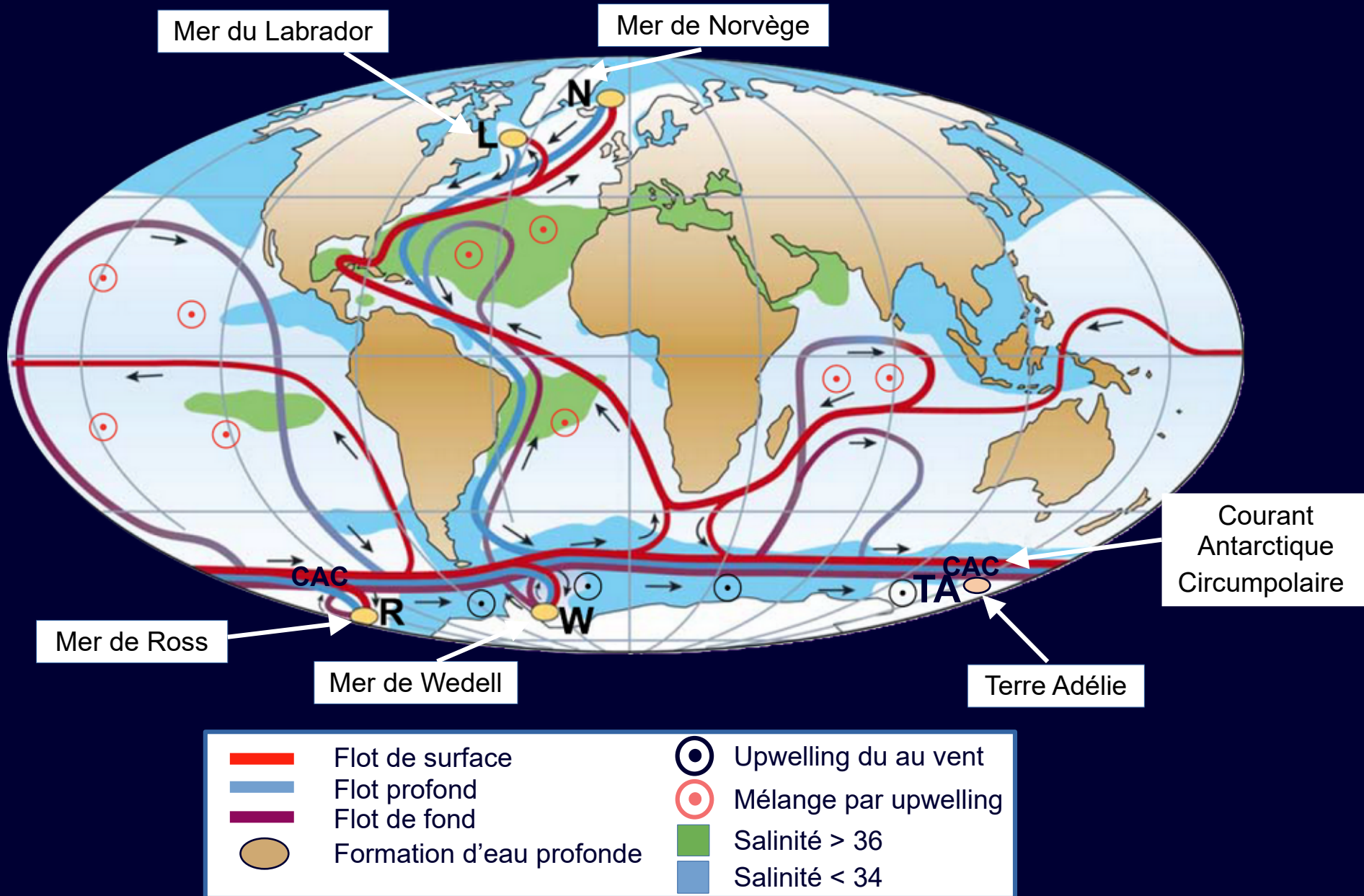
La formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord

- La formation d'eau profonde en Atlantique Nord se produit de manière irrégulière et très localisée, en mer de Norvège, en mer du Labrador et en mer du Groenland.
- La formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord est liée au refroidissement des eaux très salées du le Gulf Stream. Lorsque les eaux du Gulf Stream arrivent en mer de Norvège, elles subissent un brusque refroidissement. Ces eaux étant déjà très denses, à cause de leur salinité élevée (35,25‰), le refroidissement augmente encore la densité. En hiver, la formation de la glace de mer, au Nord de la mer de Norvège, favorise ce phénomène.
- Les eaux qui plongent s'accumulent dans le bassin océanique sous-jacent (bassin de Norvège). Celui-ci se remplit progressivement puis se vide par brusques décharges, lorsque l'eau passe par dessus la ride sous-marine.
- Ce phénomène génère le North Atlantic Deep Water, ou Eau Atlantique Profonde (NADW). Ce phénomène de remplissage/vidange du bassin océanique explique l'irrégularité de la formation du NADW.
- Le NADW forme une langue d'eau, caractérisée par une forte salinité, entre 2.000 et 3.500 mètres de profondeur, dans tout l'océan Atlantique.
- Même si l'effet dominant pour expliquer la salinité de l'Atlantique est celui de l'évaporation, cette salinité est aussi liée à la très forte évaporation en Méditerranée. Certains affirment même que s'il n'y avait pas la Méditerranée, la circulation thermohaline serait moins intense.

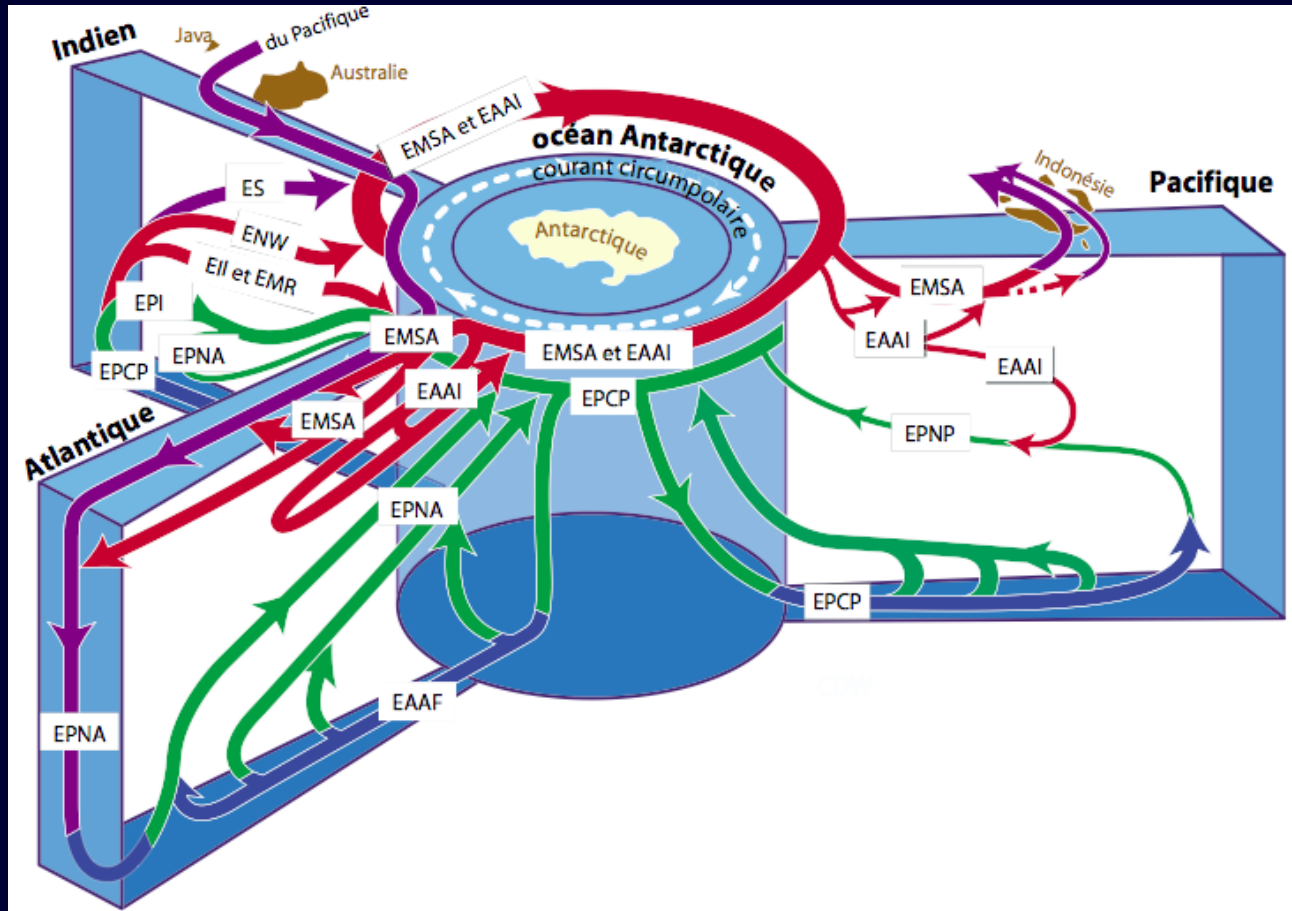
Schéma de l'AMOC, partie australe.



Circulation méridienne de retournement



Circulation méridienne de retournement



Nom des masses d'eaux	Abrév.	Nom des masses d'eaux	Abrév.
Eau de Surface	ES	Eau du NW Indien	ENW
Eau modale Subantarctique	EMSA	Eau Indonésienne Intermédiaire	EII
Eau Antarctique Intermédiaire	EAAI	Eau de la Mer Rouge	EMR
Eaux Profonde Nord-Atlantique	EPNA	Eau Profonde Indienne	EPI
Eaux de Fond Antarctique	EAAF	Eau Profonde Nord Pacifique	EPNP
Eau Profonde CircumPolaire	EPCP		

MOC : bilan global entre les océans terrestres

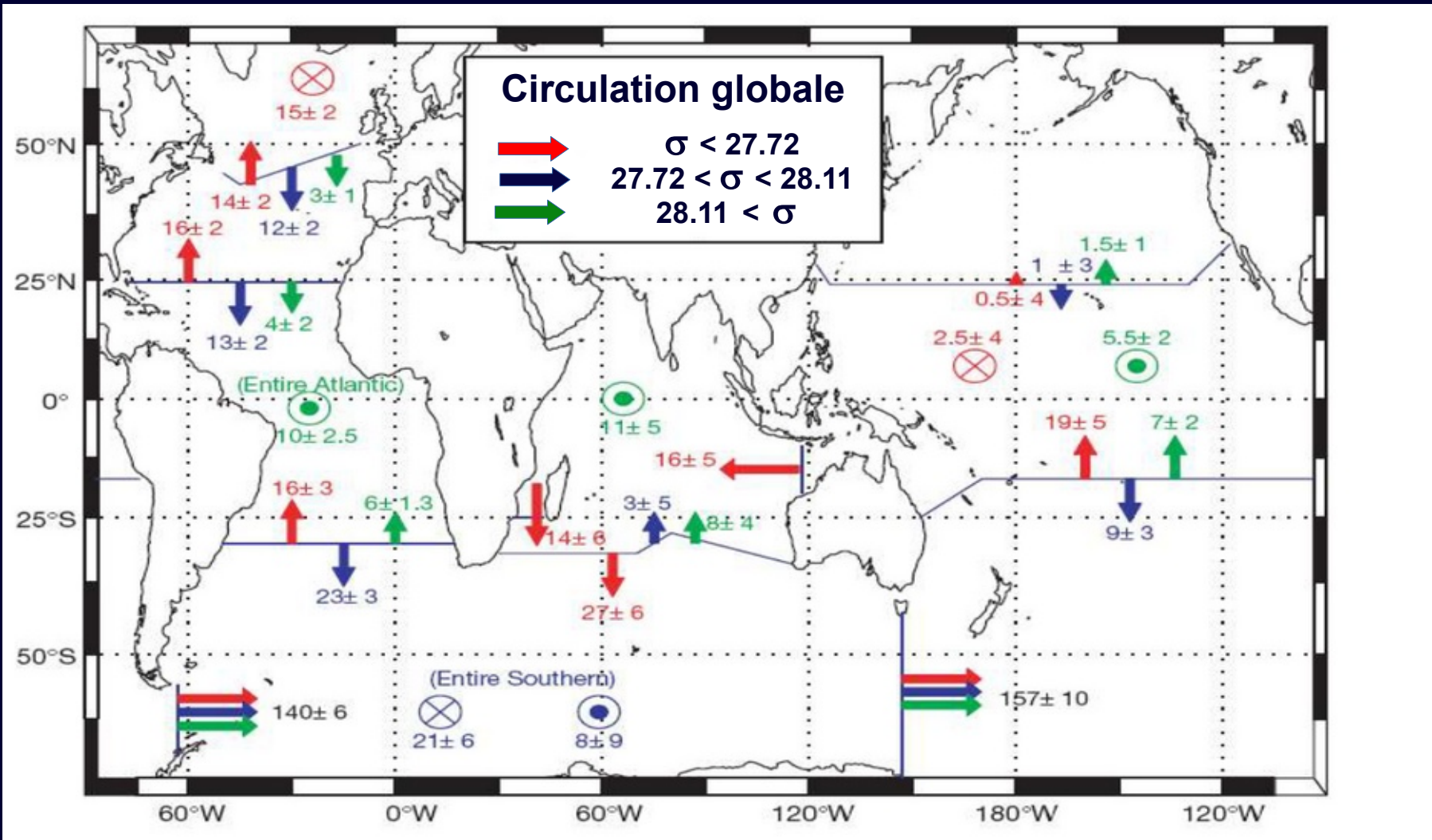
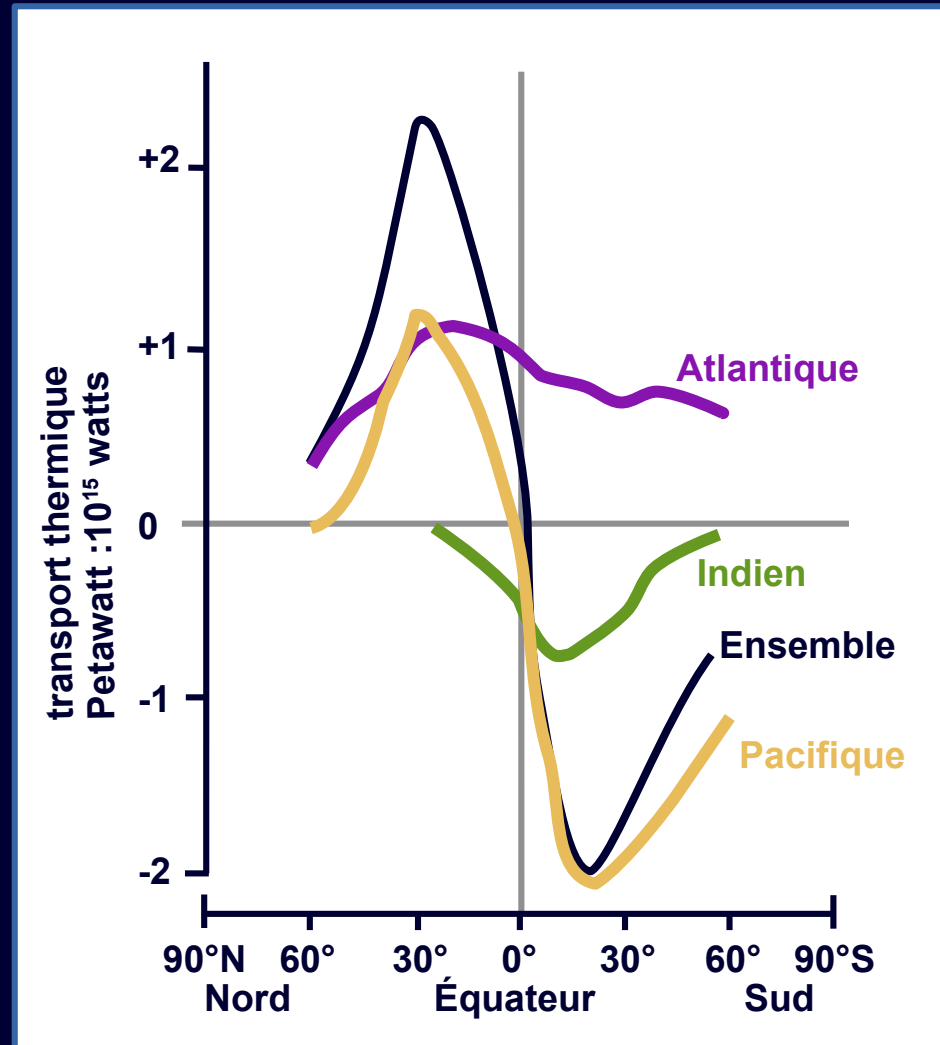


Schéma quantitatif du transport de masses d'eaux à partir des données de la campagne WOCE.

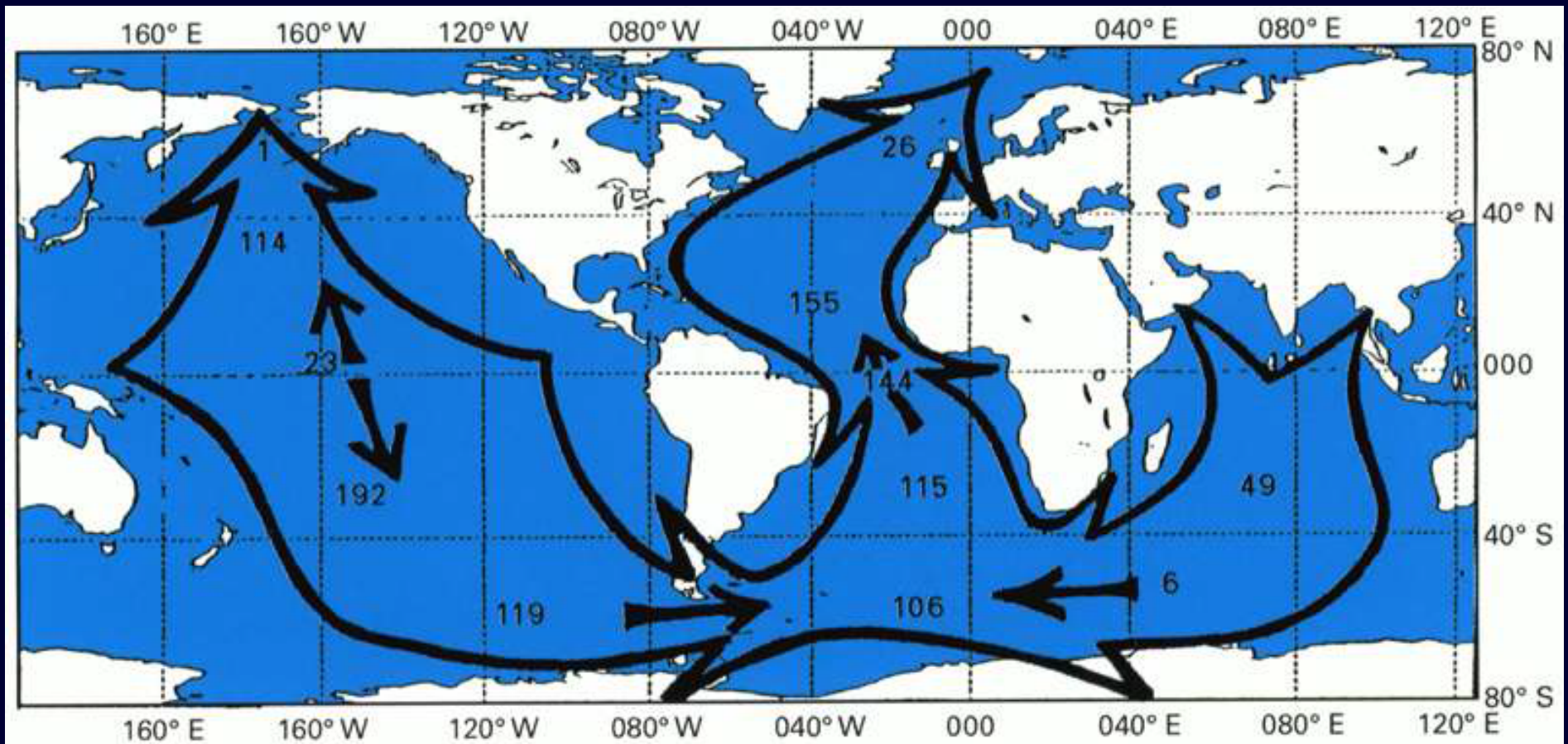
Flux en Sv par couche de densité (en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$). La couleur des flèches ascendantes ou descendantes indique la couche d'où provient l'eau.

Transport thermique méridien moyen



Le transport thermique méridien total des trois océans est divergent à l'équateur. Il est dominé par l'océan Pacifique. Le transport de l'océan Indien est dirigé vers le sud à toutes latitudes. Celui de l'océan Atlantique est toujours dirigé vers le nord. Le transport thermique total des trois océans passe par un maximum, voisin de deux petawatts, dans les tropiques entre 25° et 30° de latitude, aussi bien dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud

Transport thermique océanique mondial



Le transport thermique océanique mondial. Schéma adapté d'une étude de STOMMEL en 1980. Les chiffres indiquent le transport thermique en 10^{13} watts, soit 0,01 petawatt. On remarque que l'Atlantique est alimenté en chaleur par les deux autres océans et cette chaleur se concentre dans l'Atlantique nord.

Une délicate question d'actualité !

The screenshot shows the franceinfo website interface. At the top, there are navigation tabs for 'vidéos', 'radio', 'it', 'magazines', and 'DIRECT TV'. The main header features the 'SCIENCE&VIE' logo. Below this, a red navigation bar contains categories: 'MA VILLE', 'SPORT', 'FAITS DIVERS', 'ACTU', and 'LOISIRS'. A search bar is present with the text 'Rechercher une ville, un pays...'. The main content area displays a large article titled 'Effondr... baisse d... Europe' with a sub-headline 'Changement climatique : ralentiss... du Gulf Stream' and a date of '23/03/2021'. A 'METEO FRANCE' logo is visible on the right side of the article. A 'Midi Libre' logo is also present in the top left of the article area.

The movie poster for 'The Day After Tomorrow' features a dramatic scene of a city, likely New York City, being inundated by massive, turbulent waves. The text at the top of the poster reads 'OÙ SEREZ-VOUS LE JOUR D'APRÈS ?'. The title 'THE DAY AFTER TOMORROW' is prominently displayed in the center. Below the title, it states 'PAR LE RÉALISATEUR DE "INDEPENDENCE DAY"'. At the bottom, the release information reads 'SORTIE MONDIALE LE 28 MAI'. The poster also includes the names of the director, Roland Emmerich, and the main cast members: Jake Gyllenhaal, Ian Holm, Emily Procter, Sela Ward, and Harald Kröner. The production credits at the very bottom list Twentieth Century Fox, production companies, and other key personnel.

Une délicate question d'actualité : vision 1

ARTICLE

<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>

Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation

L. Caesar^{1,2*}, S. Rahmstorf^{1,2*}, A. Robinson^{1,3,4,5}, G. Feulner¹ & V. Saba⁶

The Atlantic meridional overturning circulation (AMOC)—a system of ocean currents in the North Atlantic—has a

...

Nous apportons ici la preuve d'un affaiblissement de l'AMOC d'environ 3 ± 1 sverdrups (environ 15 %) depuis le milieu du vingtième siècle. Cet affaiblissement est révélé par une « empreinte digitale » spatiale et saisonnière caractéristique de la température de surface de la mer, consistant en un schéma de refroidissement dans l'océan Atlantique subpolaire et de réchauffement dans la région du Gulf Stream, et est calibré grâce à un ensemble de simulations de modèles du projet CMIP5.

...

Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G. & Saba, V. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556, 191–196 (2018).

Une délicate question d'actualité : vision 2

Ocean Sci., 17, 285–299, 2021

<https://doi.org/10.5194/os-17-285-2021>

© Author(s) 2021. This work is distributed under the Creative Commons Attribution 4.0 License.



A 30-year reconstruction of the Atlantic meridional overturning circulation shows no decline

Emma L. Worthington¹, Ben I. Moat², David A. Smeed², Jennifer V. Mecking², Robert Marsh¹, and Gerard D. McCarthy³

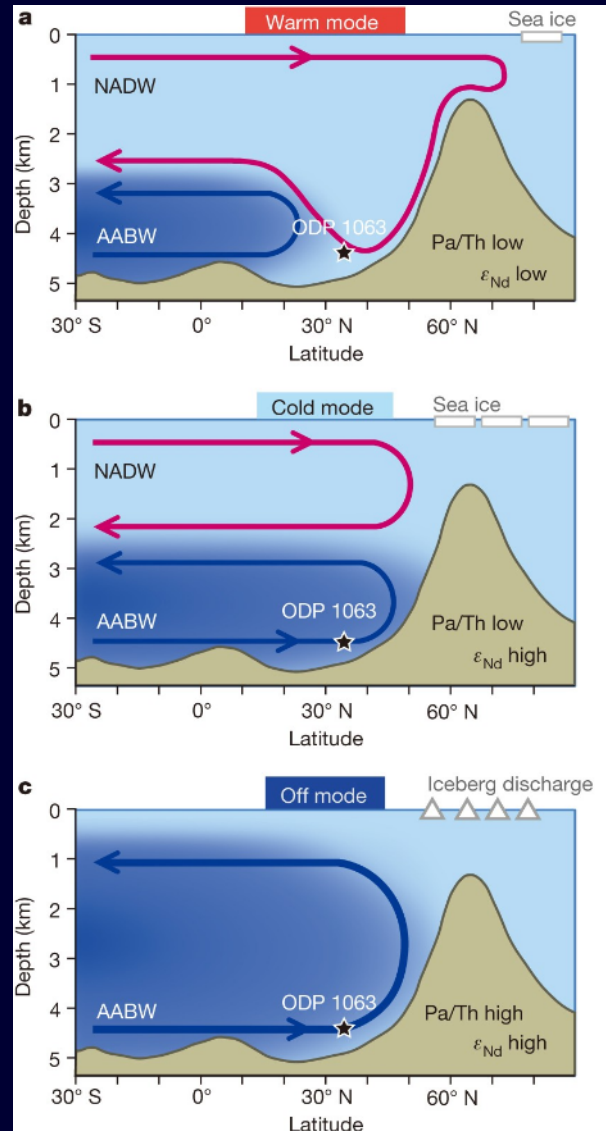
¹University of Southampton, European Way, Southampton, SO14 3ZH, UK

²National Oceanography Centre, European Way, Southampton, SO14 3ZH, UK

³ICARUS, Department of Geography, Maynooth University, Maynooth, Co. Kildare, Ireland

Notre modèle n'a pas révélé de déclin de l'AMOC indiquant un changement climatique anthropique (Stocker et al., 2013) ni le déclin à long terme signalé dans les reconstructions de l'AMOC basées sur la température de surface de la mer (Caesar et al., 2018).

Dans le passé, différents scenarii

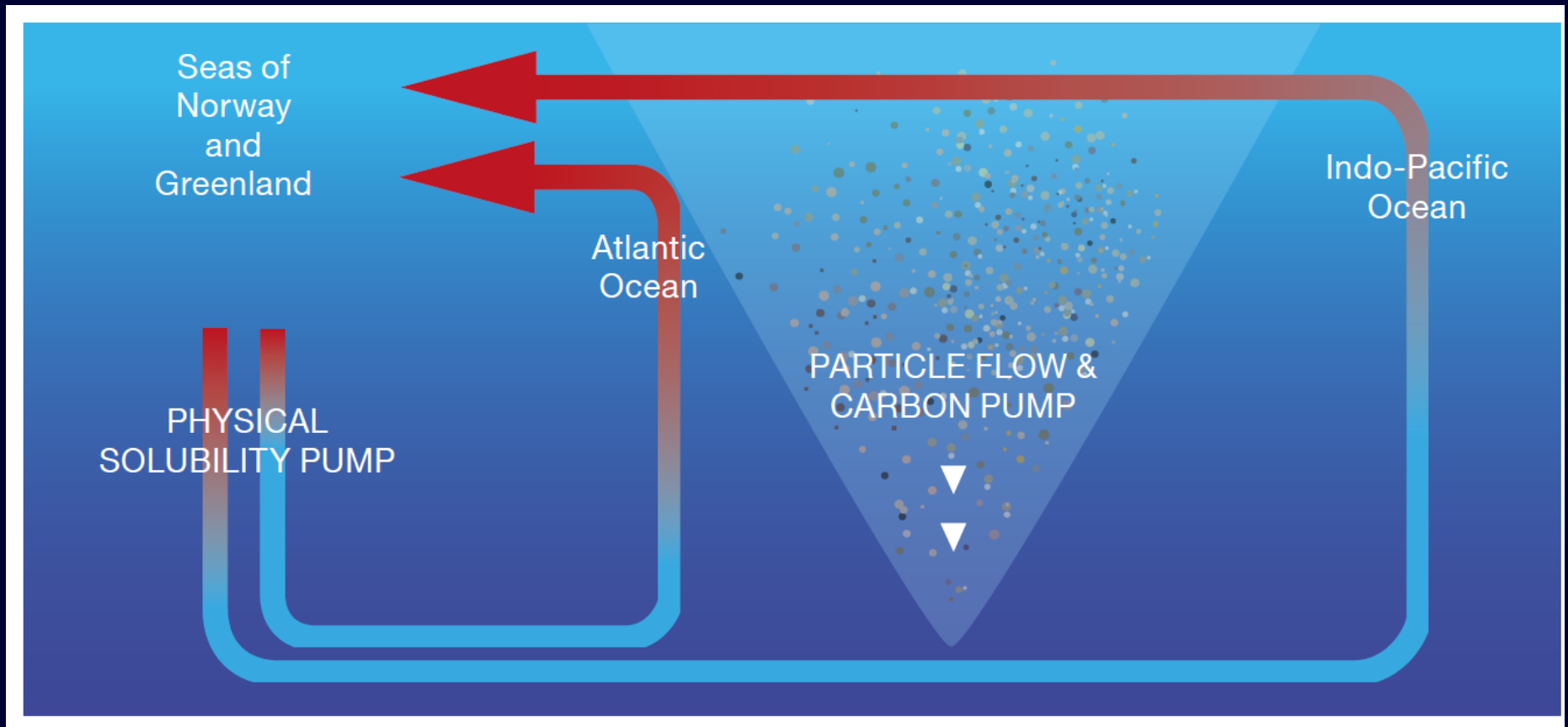


Banquise réduite

Banquise abondante

Événement de Heinrich
décharges d'icebergs

Circulation thermohaline à grande échelle et CO₂

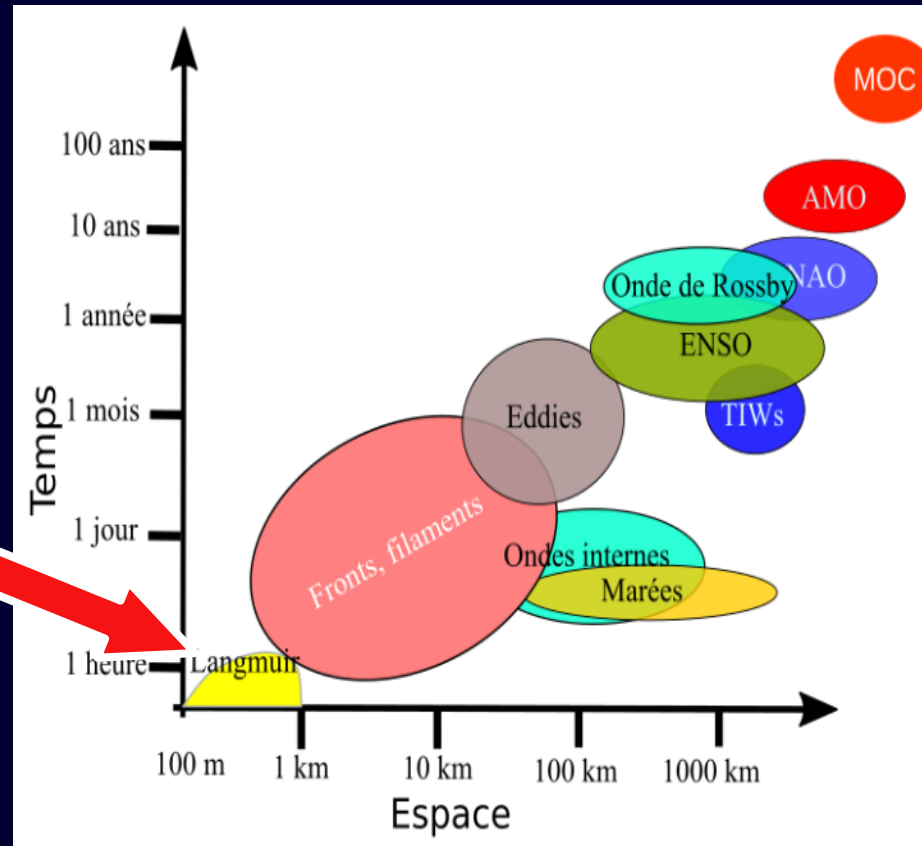


Les flèches indiquent une circulation thermohaline à grande échelle, montrant la descente des eaux froides riches en CO₂ dans les mers polaires, leur déplacement au fond de l'océan et leur retour à la surface pour boucler le circuit : c'est la pompe de solubilité. Cette pompe avec la pompe biologique sont responsables du stockage du CO₂ dans les grands fonds océaniques.

La circulation océanique générale : film de Météo-France

Dynamique de l'océan à d'autres échelles de temps et d'espace

Les échelles de temps et d'espace dans l'océan

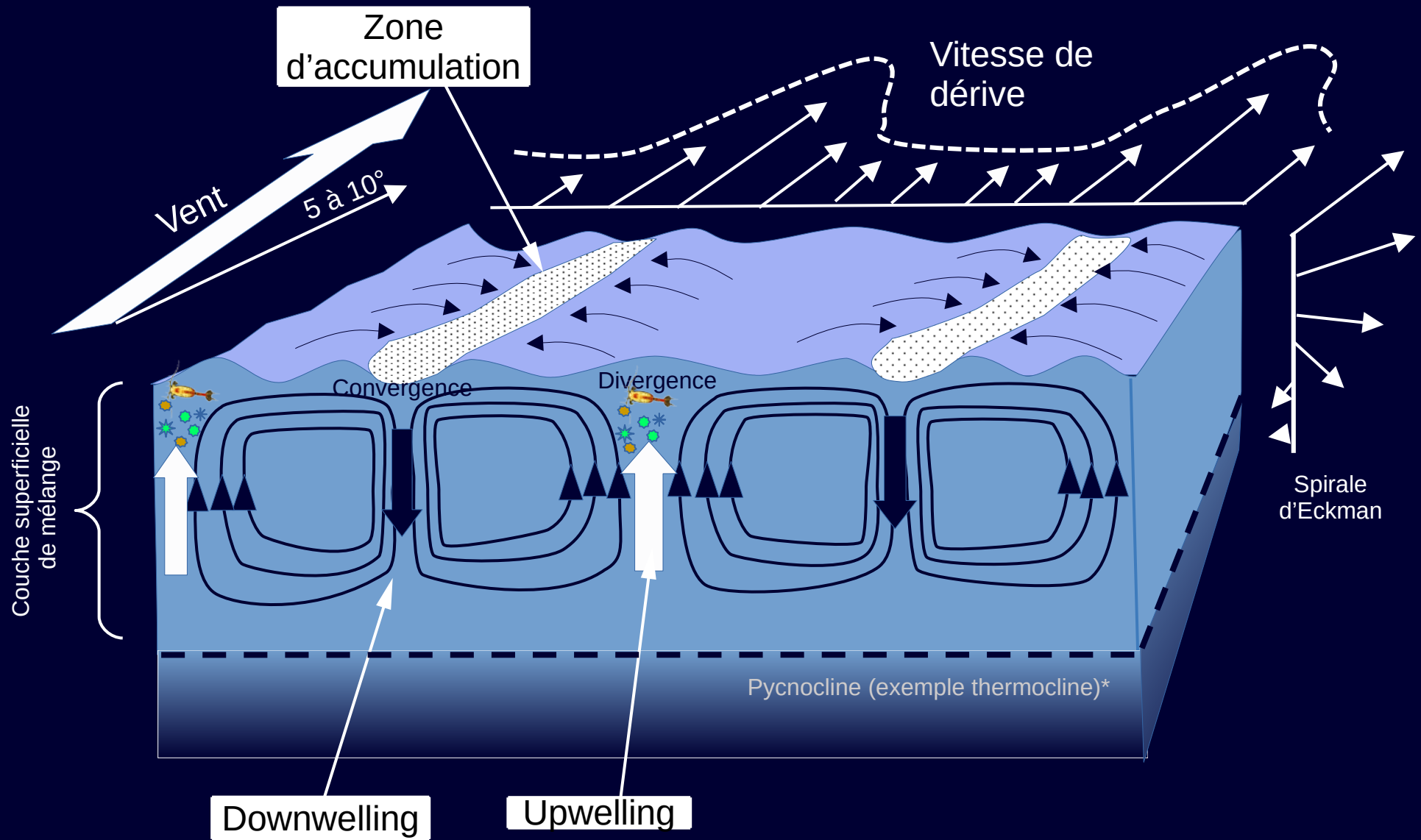


- AMO : Oscillation atlantique multidécennale
- ENSO : Oscillation El Nino
- MOC : Circulation méridienne de retournement
- NAO : Oscillation Nord-Atlantique
- TIWs : Vagues d'instabilité tropical

Circulation de Langmuir



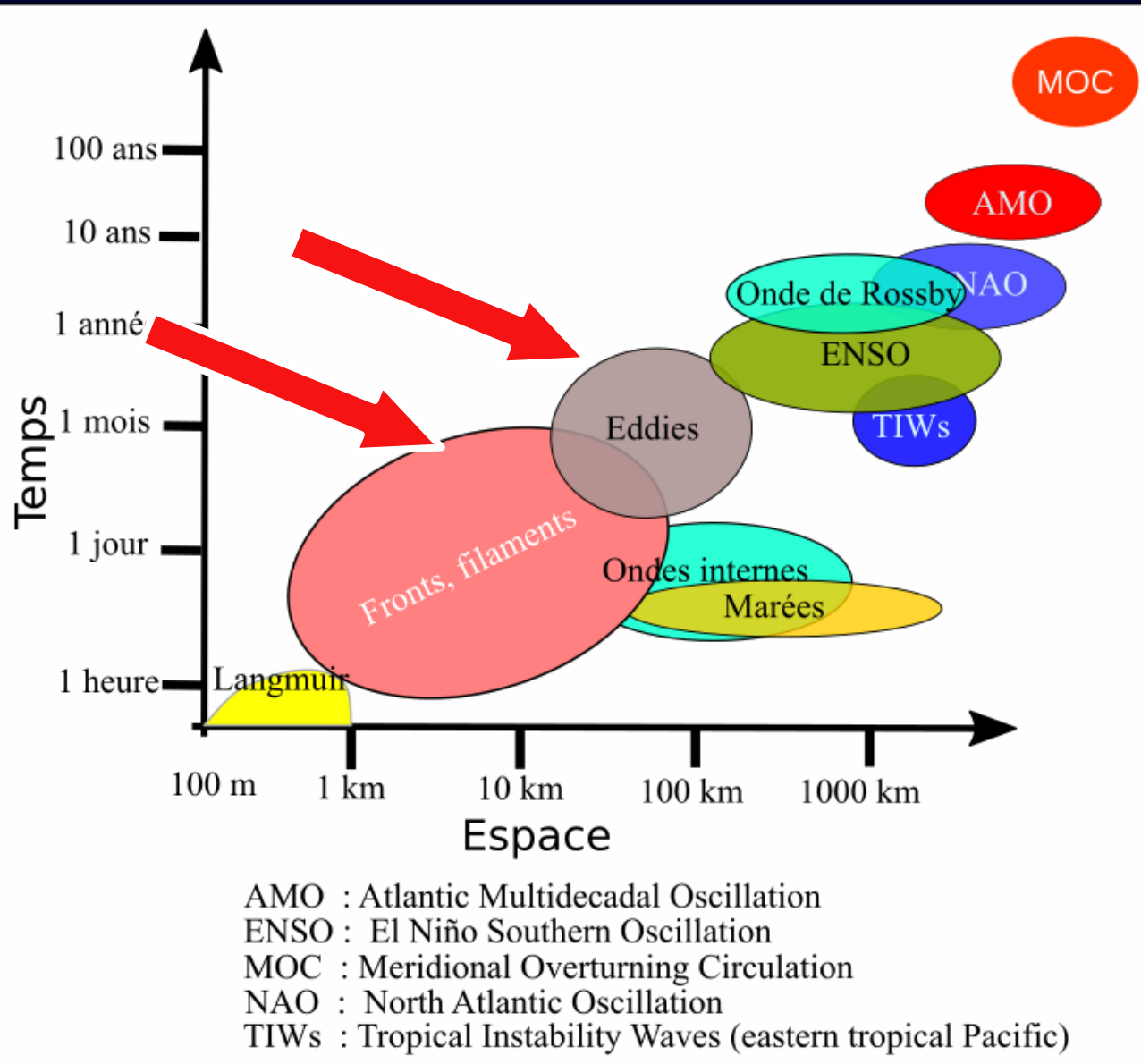
Circulation de Langmuir



Les circulations de Langmuir sont un mécanisme de mélange vertical, entraîné par le vent et les vagues et importantes dans l'établissement de la couche de mélange.

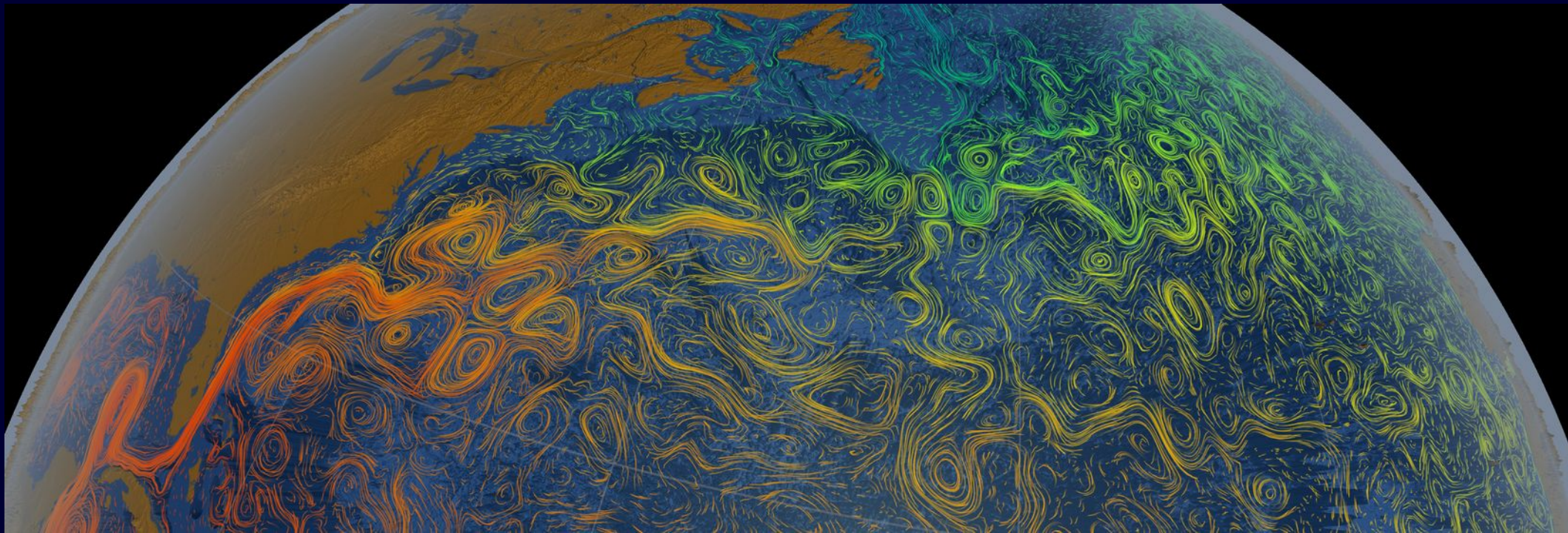
*Pycnocline couche où le gradient de densité est fort. La thermocline couche à fort gradient thermique.

Circulation à mésoéchelle



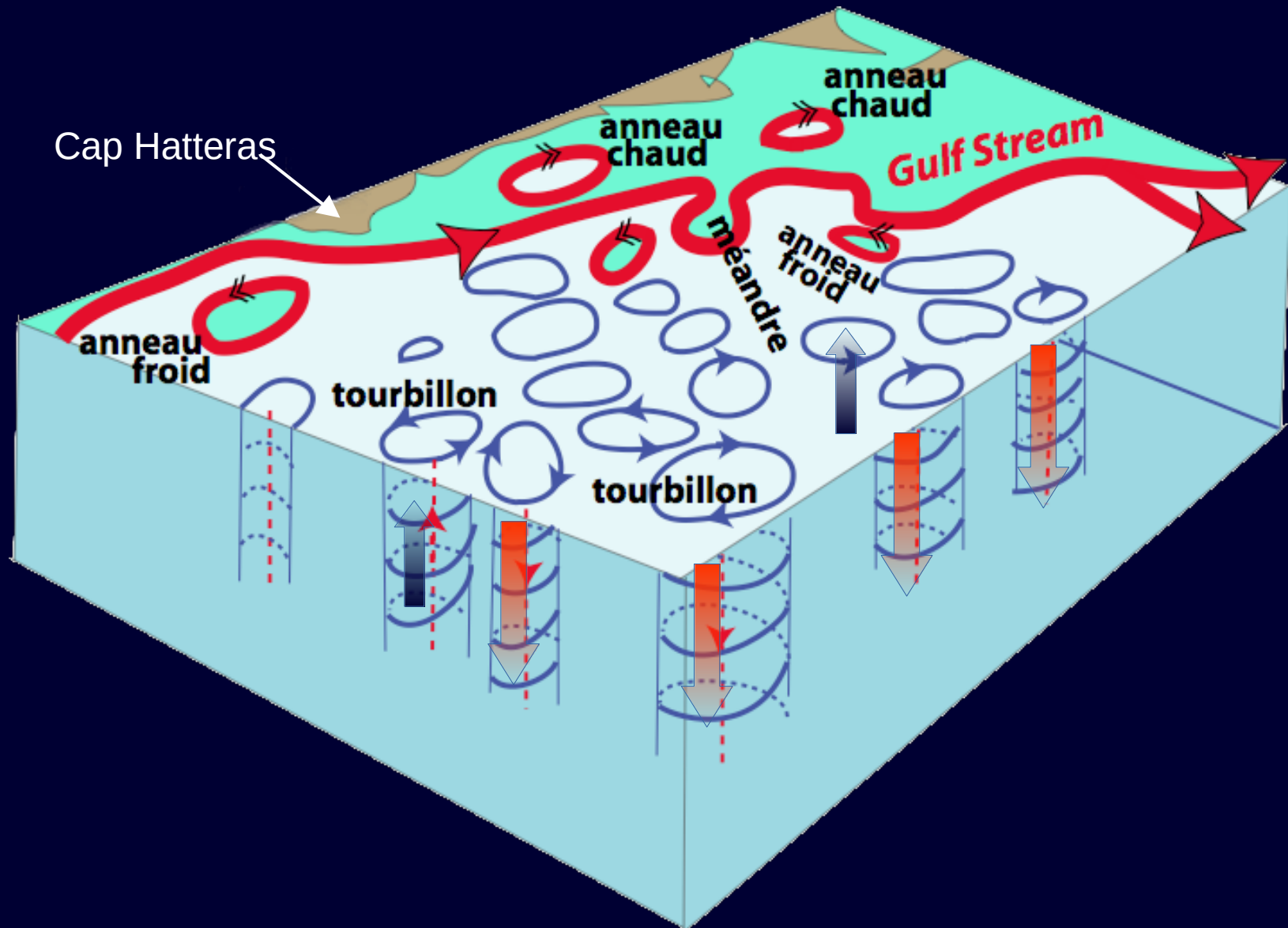
AMO : Oscillation atlantique multidécennale
ENSO : Oscillation El Nino
MOC : Circulation méridienne de retournement
NAO : Oscillation Nord-Atlantique
TIWs : Vagues d'instabilité tropical

Circulation à mésoéchelle

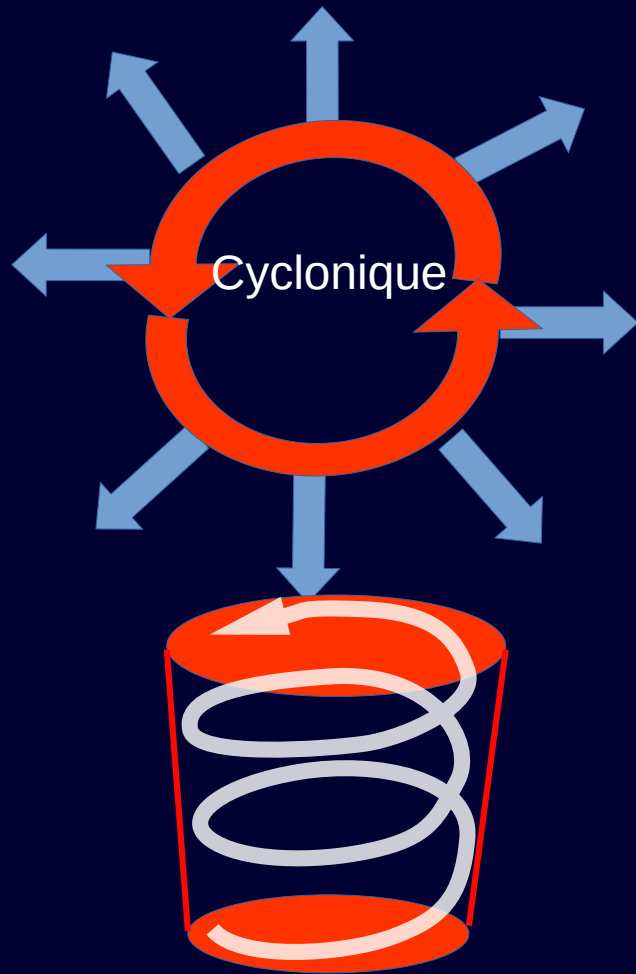


<https://svs.gsfc.nasa.gov/3913>

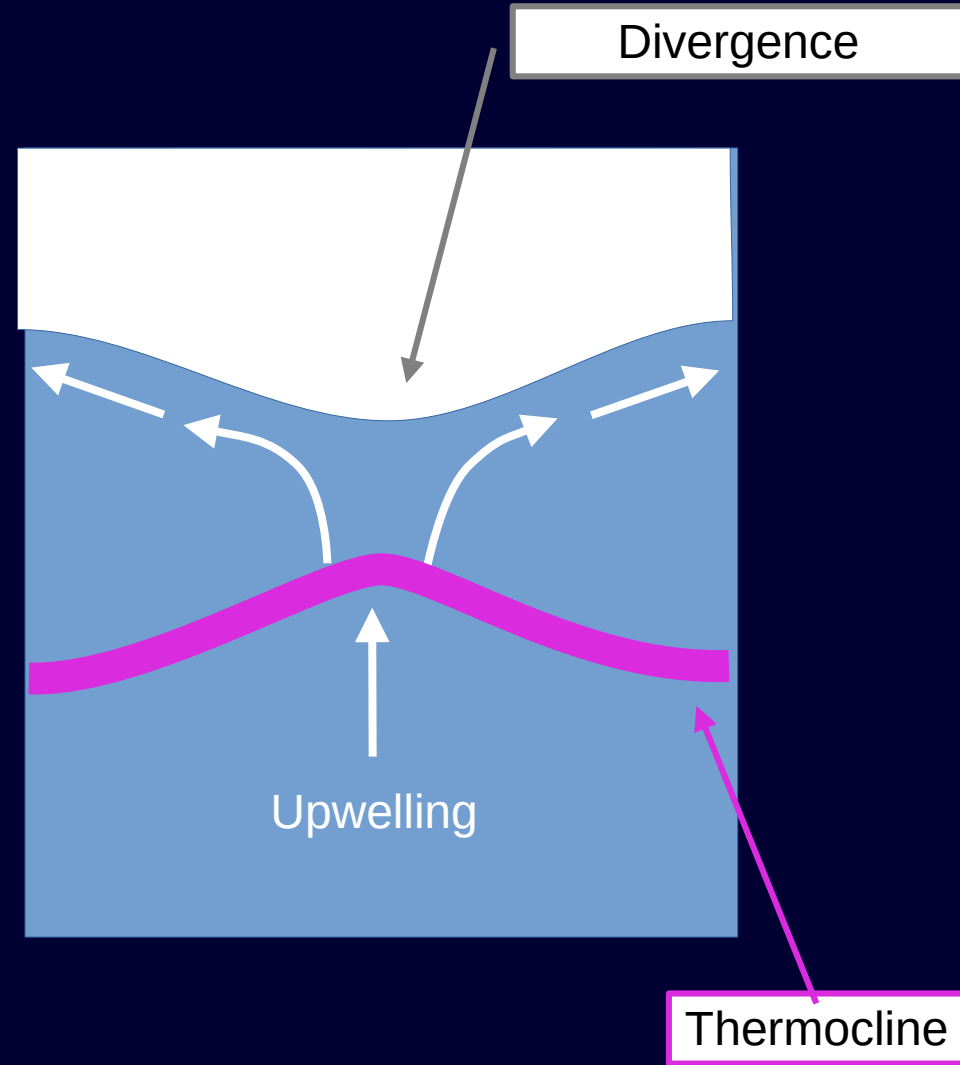
Méandres, anneaux et tourbillons du Gulf Stream



Tourbillon cyclonique dans l'hémisphère nord

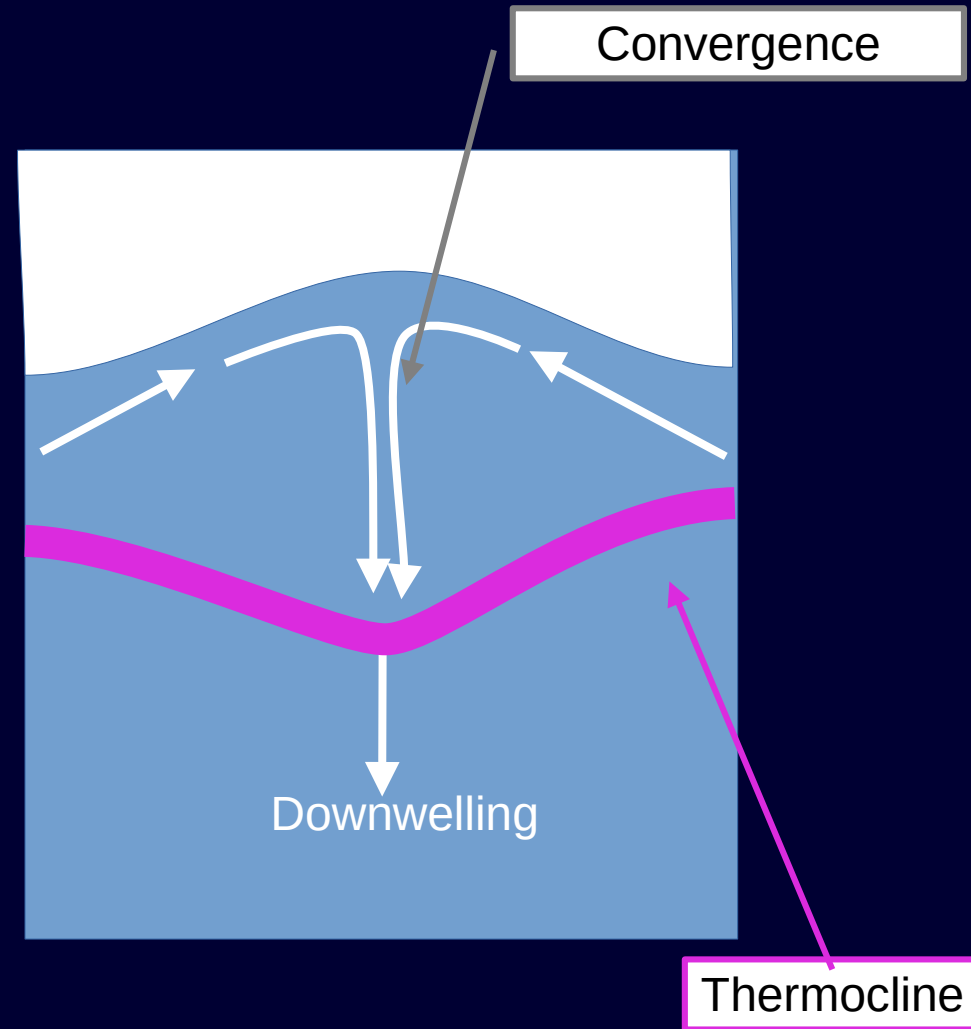
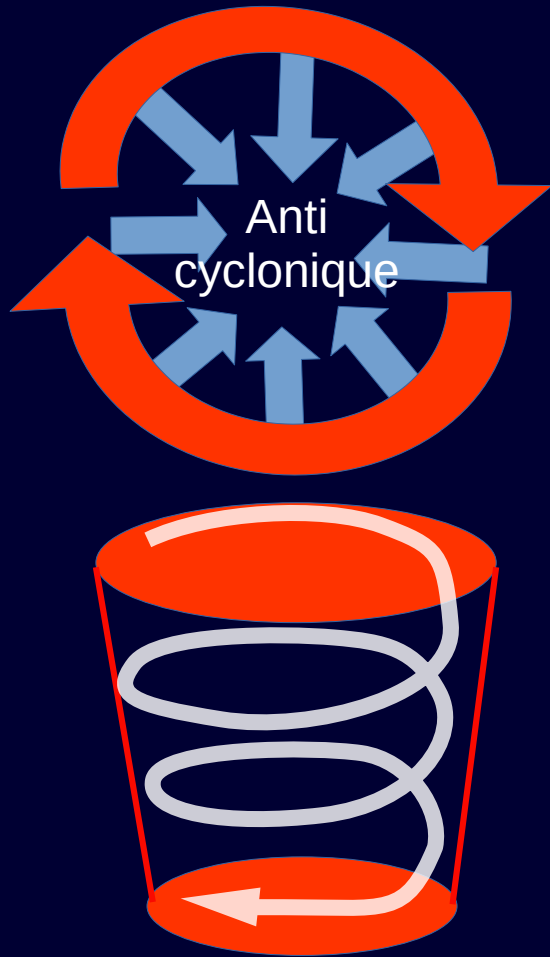


Tourbillon cyclonique

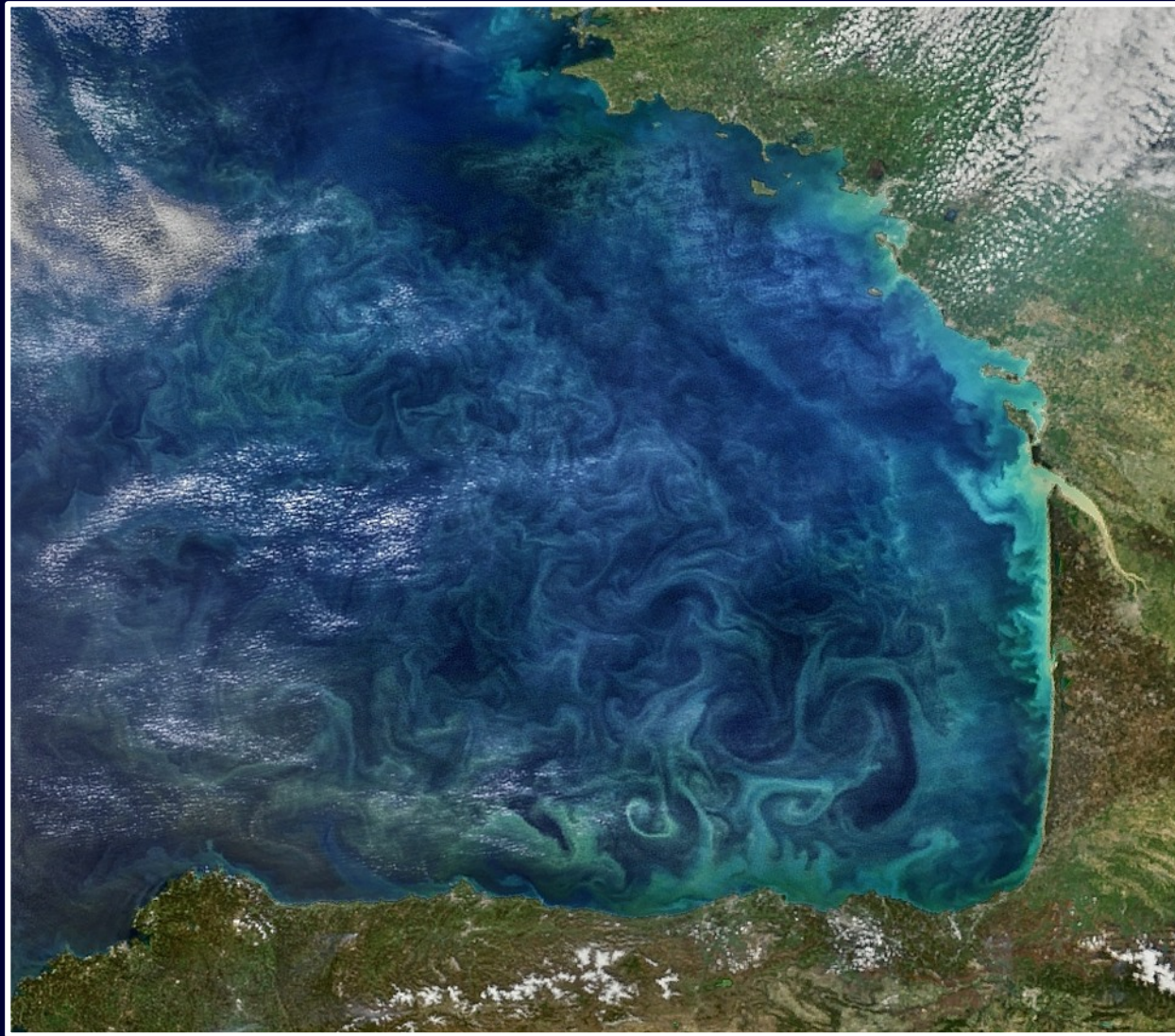


Tourbillon anticyclonique dans l'hémisphère nord

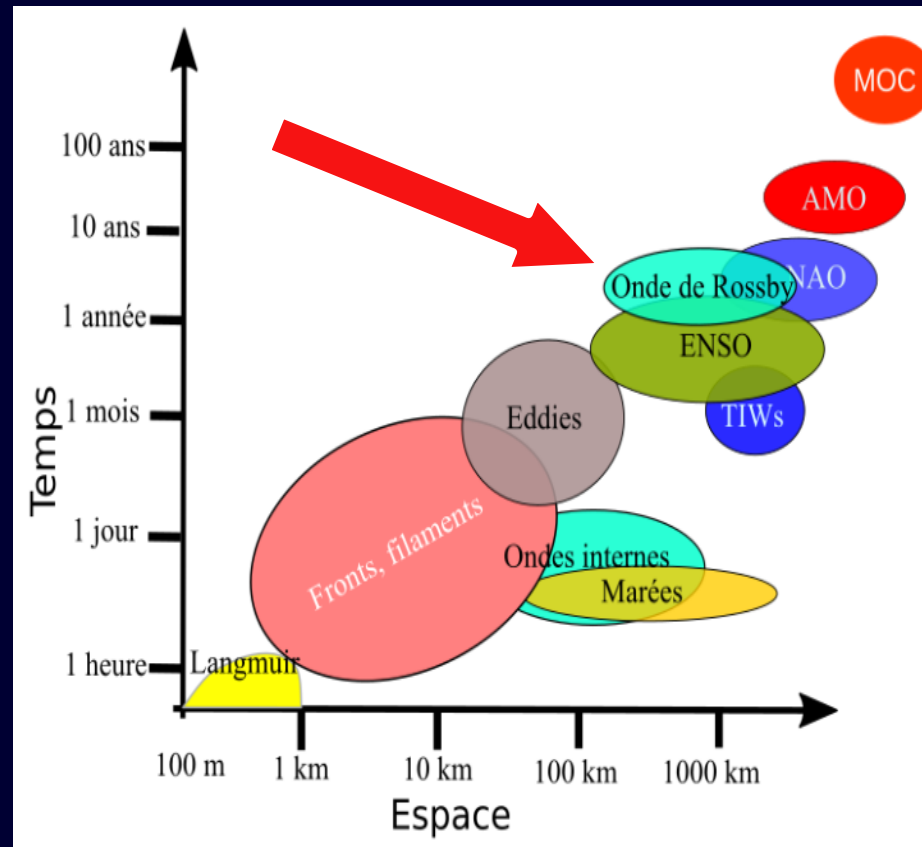
Tourbillon anticyclonique



Golfe de Gascogne, mésoéchelle



Les échelles de temps et d'espace dans l'océan



- AMO : Oscillation atlantique multidécennale
- ENSO : Oscillation El Nino
- MOC : Circulation méridienne de retournement
- NAO : Oscillation Nord-Atlantique
- TIWs : Vagues d'instabilité tropical

Ondes de Rossby

Des ondes "planétaires" traversent les océans le long des parallèles, d'est en ouest (ondes de Rossby), ou inversement (ondes de Kelvin).

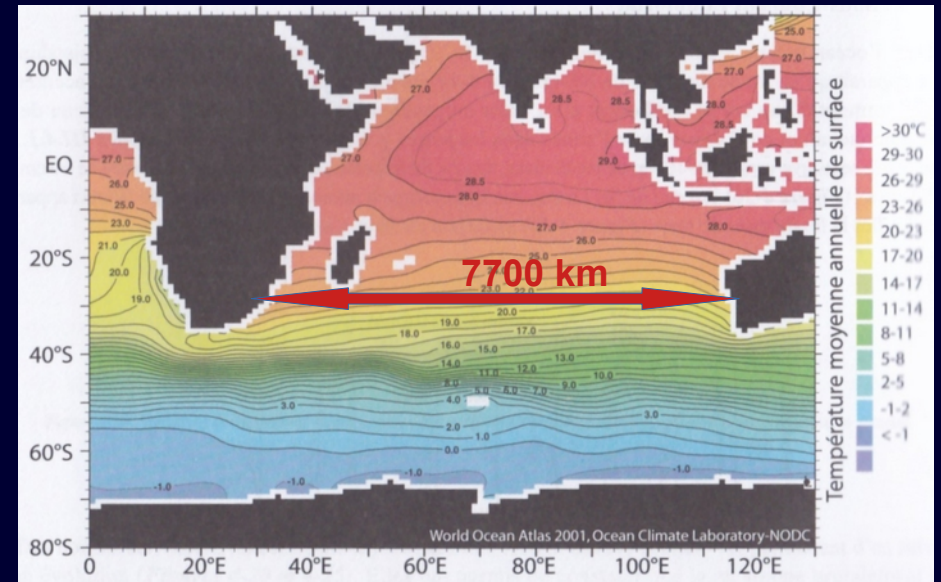
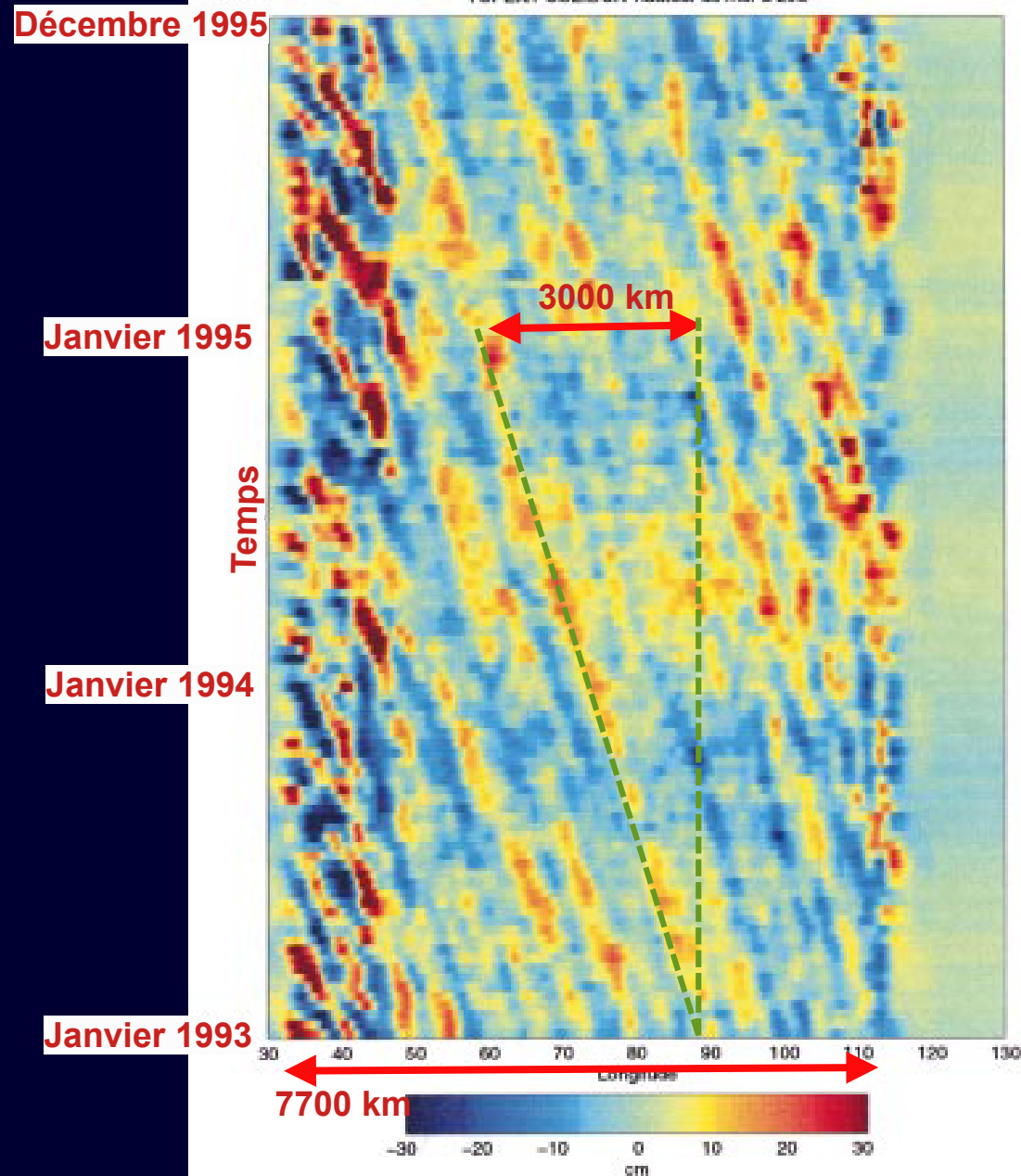
Interagissant avec la circulation océanique générale, elles transportant chaleur et énergie d'une rive à l'autre, provoquent ainsi une intensification de courants comme le Gulf Stream ou le Kuroshio. De plus, elles peuvent se réfléchir sur les continents et repartir dans l'autre sens, ou bien longer les côtes.

Les ondes de Rossby se propagent vers l'ouest avec des périodes longues et à des vitesses qui dépendent de la latitude ; rapides à l'équateur et plus lentes lorsque l'on s'en éloigne. Elles constituent la principale réponse de l'océan aux perturbations de grande échelle (supérieure à 400-500km). Ces perturbations sont créées par des variations de vent, par des ondes se propageant le long des frontières Est (ondes de Kelvin) ou encore par des tourbillons.

Les ondes de Kelvin se propagent principalement vers l'est en restant piégées le long d'une frontière, qui peut être une côte ou l'équateur, qui leur sert de guide. Leur amplitude est maximale à la frontière. À l'équateur, elles jouent un rôle très important dans le développement du phénomène El Niño.

Les ondes de Rossby, prédites par la théorie depuis plus de 50 ans, n'ont pu être observées qu'avec l'arrivée des satellites altimétriques.

Ondes de Rossby



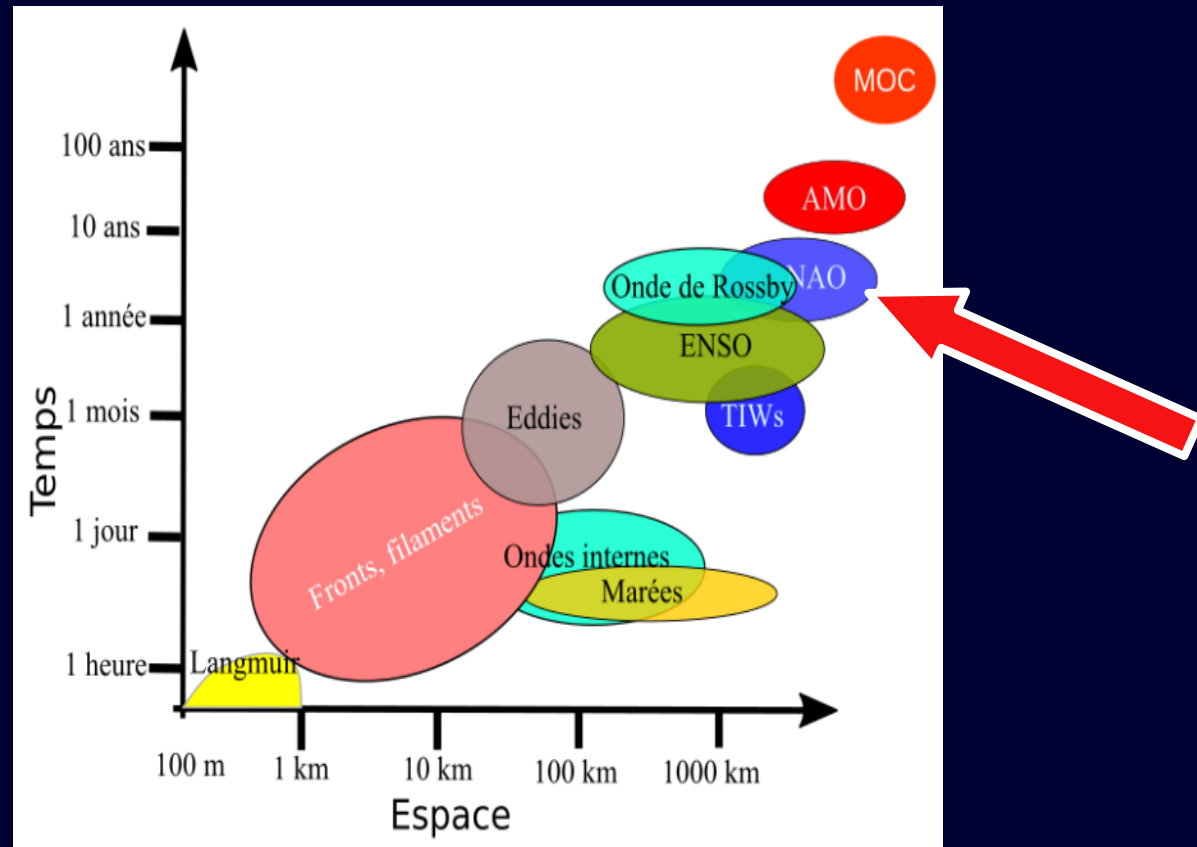
Ondes de Rossby.

Évolution temporelle du niveau de la mer à une latitude de 29°S dans l'océan Indien. L'abscisse est en degré de longitude, des côtes d'Afrique (30°E) aux côtes de l'Australie (130°E), l'ordonnée en années, de décembre 1992 à décembre 1995.

Les couleurs marquent l'élévation du niveau de la mer.

Interactions Océan/atmosphère à longues échelles des temps

Les échelles de temps et d'espace dans l'océan



AMO : Oscillation atlantique multidécennale

ENSO : Oscillation El Nino

MOC : Circulation méridienne de retournement

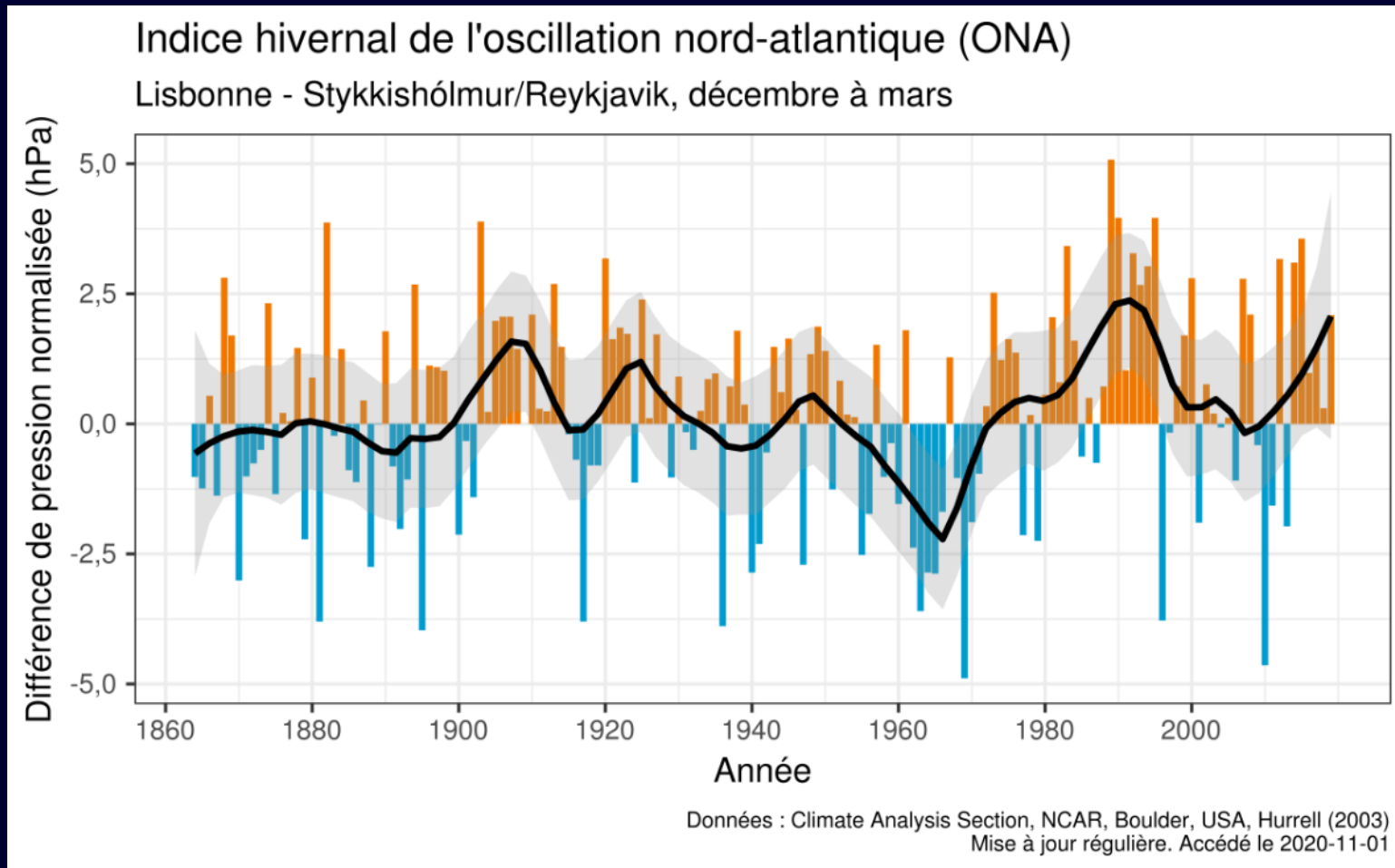
NAO : Oscillation Nord-Atlantique

TIWs : Vagues d'instabilité tropical

NAO : Oscillation Nord-Atlantique

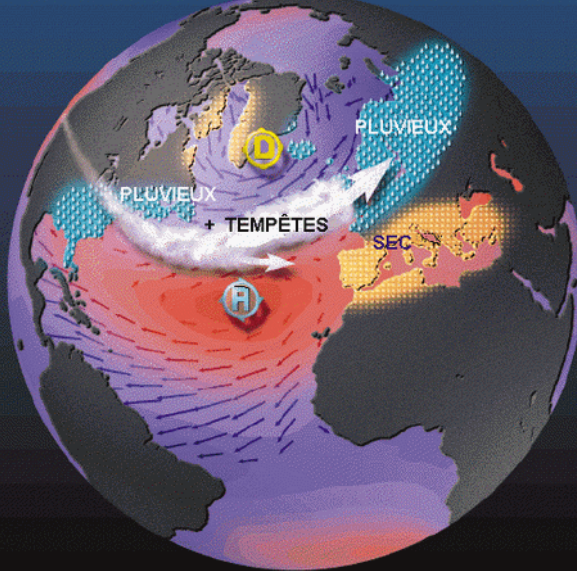
NAO : Oscillation Nord-Atlantique

L'oscillation nord-atlantique (plus connue sous le sigle anglais NAO) désigne un phénomène touchant le système climatique du nord de l'océan Atlantique. La « NAO » décrit les variations du régime océan-atmosphère sur la région et se mesure généralement comme la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande.

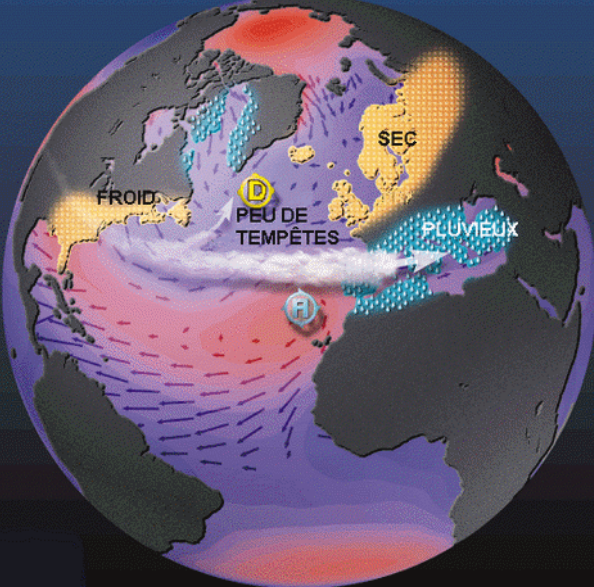


NAO : Oscillation Nord-Atlantique

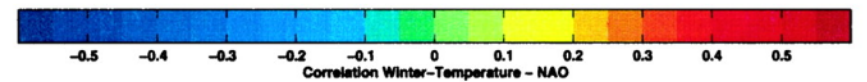
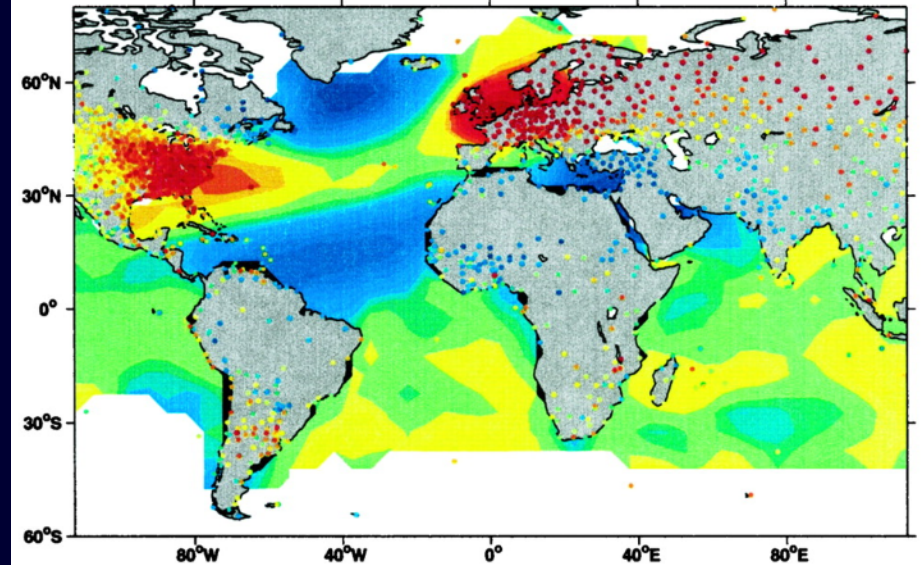
OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE POSITIVE



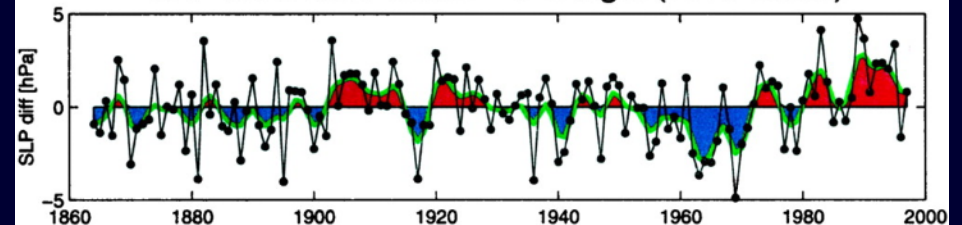
NÉGATIVE



Winter (DJFM) SST and Land Temperature correlated with NAO index



SLP difference Island - Portugal (NAO index)

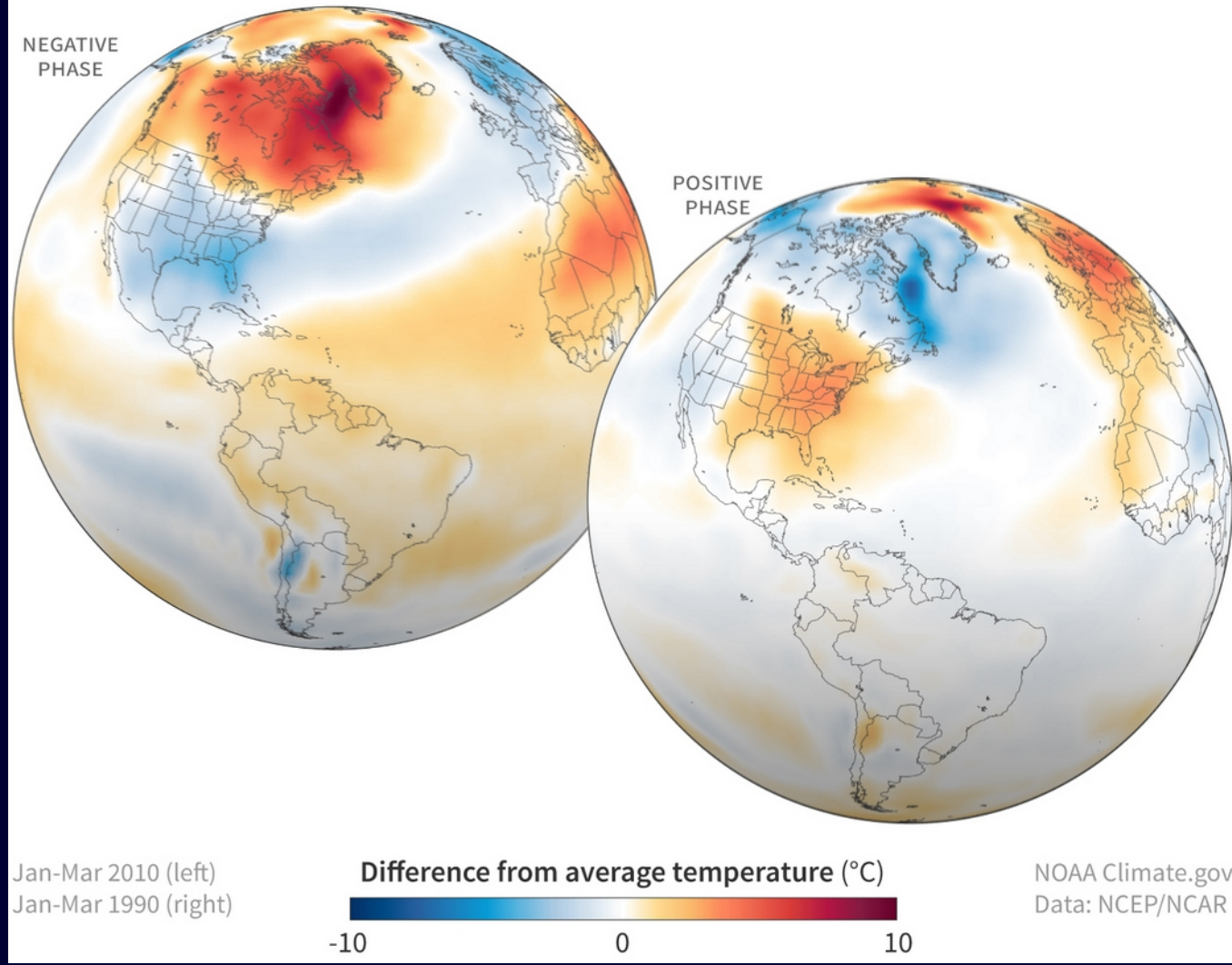


L'indice NAO : la différence entre l'anomalie de pression au niveau de la mer normalisée DJFM à Lisbonne, Portugal et Stykkisholmur, Islande.

Visbeck, M. H., Hurrell, J. W., Polvani, L. & Cullen, H. M. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 98, 12876–12877 (2001).

NAO : Oscillation Nord-Atlantique

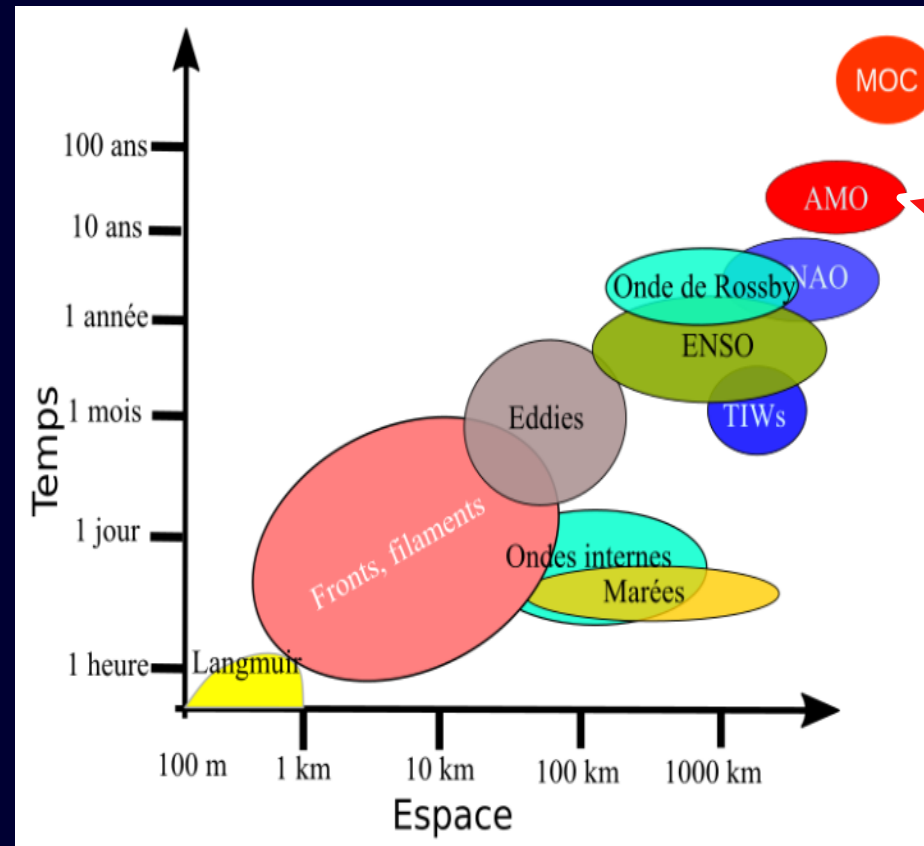
NAO TEMPERATURE PATTERNS



NAO Oscillation Nord-Atlantique et AMOC

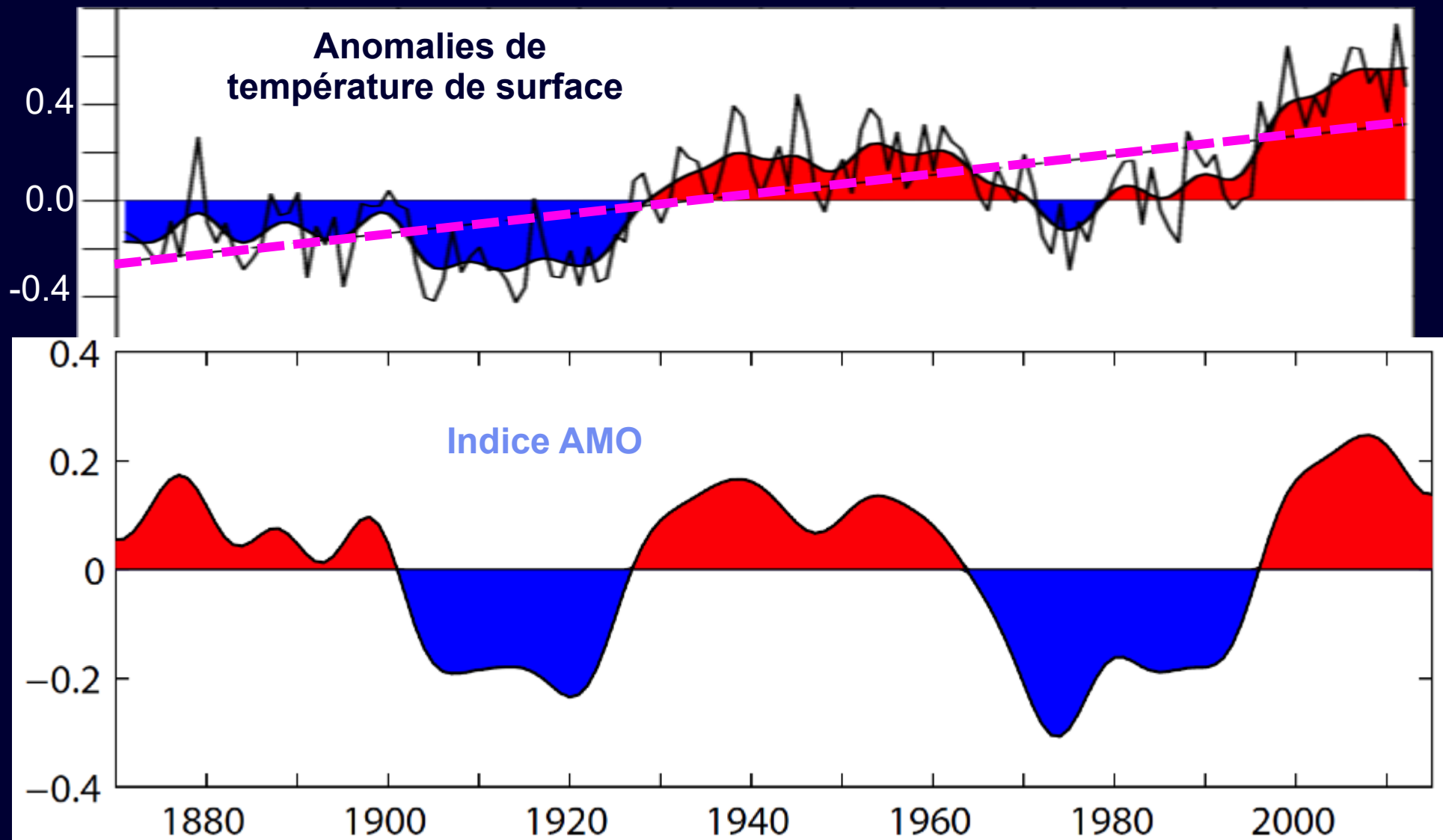
L'intensité de la convection hivernale des eaux des mers du Labrador, du Groenland et de Norvège se caractérise non seulement par une grande variabilité interannuelle, mais aussi par des variations inter-décennales qui **semblent être synchronisées avec les variations de la NAO**. Ces changements affectent à leur tour la force et le caractère de la circulation thermohaline atlantique (THC) et le flux horizontal de l'océan supérieur, modifiant ainsi le transport de chaleur océanique vers le pôle et la distribution de la température de surface de la mer (SST).

Oscillation atlantique multidécennale



- AMO : Oscillation atlantique multidécennale
- ENSO : Oscillation El Nino
- MOC : Circulation méridienne de retournement
- NAO : Oscillation Nord-Atlantique
- TIWs : Vagues d'instabilité tropical

Oscillation atlantique multidécennale



L'oscillation multidécennale atlantique (AMO) : variabilité naturelle se produisant dans l'océan Atlantique Nord avec une période estimée de 60 à 80 ans. (les anomalies moyennes des températures de surface de la mer (SST) dans le bassin de l'Atlantique Nord).

«Autovariation » du système planétaire

La notion de forçage externe est relative à un système clos que l'on définit pour notre planète comme l'ensemble atmosphère, hydrosphère (principalement l'océan), cryosphère, lithosphère et biosphère.

Le **système planétaire peut évoluer de manière autonome**, même sans forçages extérieurs ont cessé, car la disparité des éléments qui le constituent, ainsi que leurs différents temps de réponse, font qu'un état d'équilibre statistique moyen unique ne sera jamais atteint.

C'est ce qui est appelé l'« autovariation » du système planétaire.

Ce concept rejoint celui du « **chaos** » en physique, découvert dans les années 1970 par un météorologue américain, Edward Lorenz, qui stipule que certains **systèmes physiques interactifs non linéaires**, même simples, **ne convergent pas vers un état d'équilibre unique** mais admettent plusieurs états (appelés « **attracteurs** ») vers lesquels le système physique peut converger.

Il est impossible de prédire, à partir d'une situation donnée (définie par des « conditions initiales » même très précises), vers lequel de ces états le système va évoluer. On a alors un système susceptible d'osciller naturellement entre plusieurs états possibles. C'est ce qui explique **l'autovariation du système climatique**, composé de plusieurs milieux qui peuvent interagir de façon très complexe.