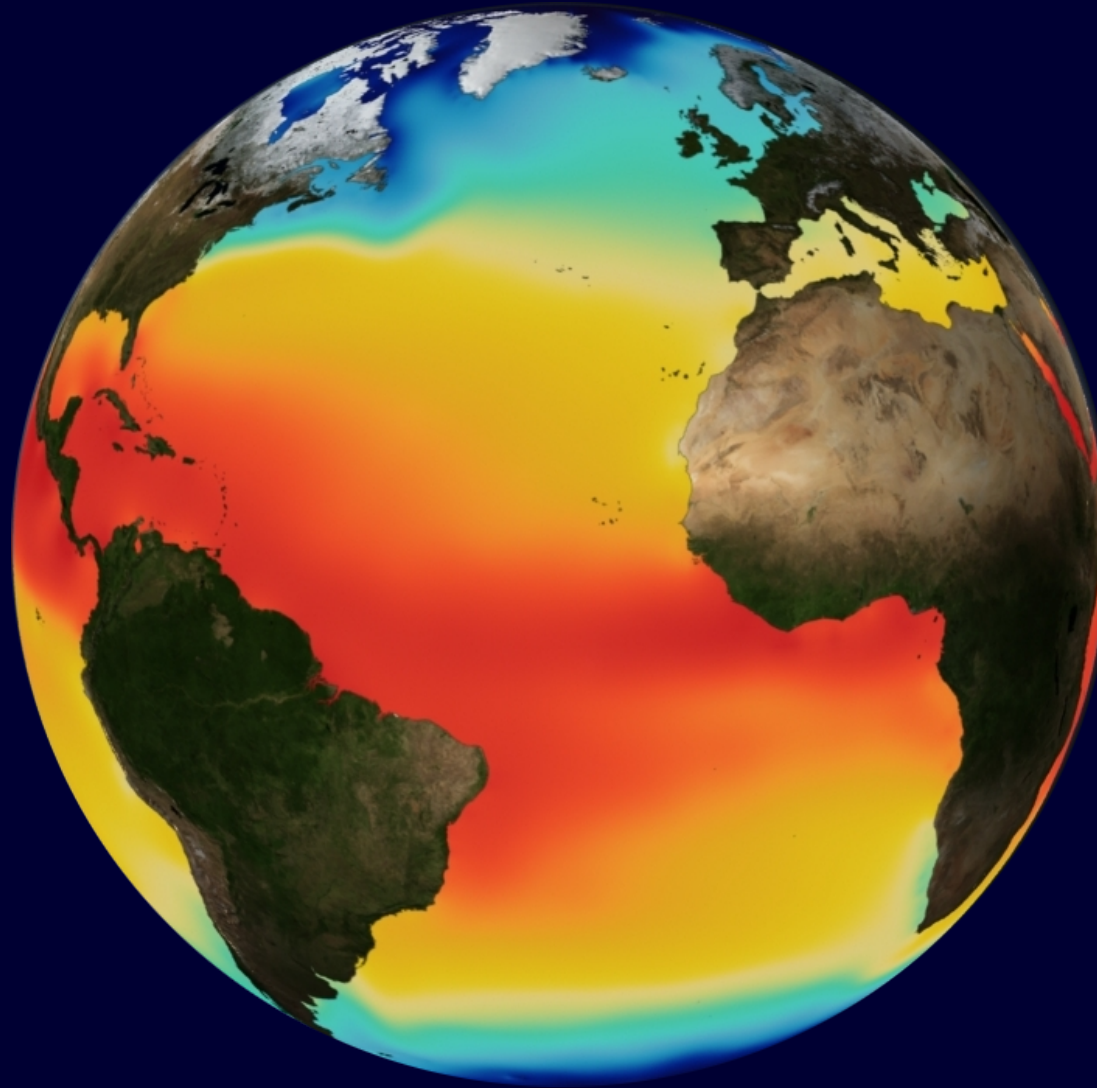


Océan et océanographie



Océan et Océanographie, session 1

L'Océan planétaire, quelques généralités.

Petite digression sur les représentations spatiales.

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

Température. Salinité. Équation d'état de l'eau de mer. Masse volumique.

Densité. Pression.

Mais comment mesure-t-on ces paramètres ?

Notion de masses d'eau.

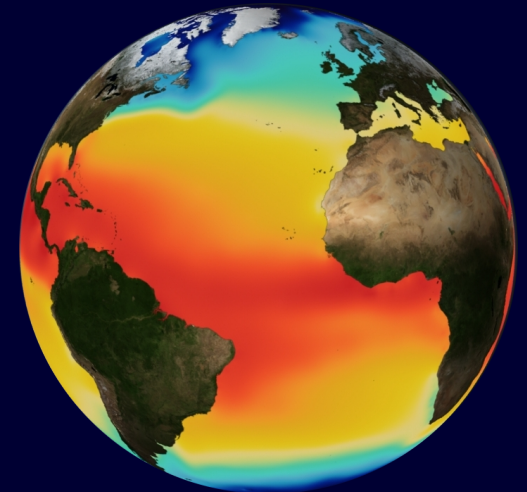
Petite digression au sujet d'une force d'inertie, la force de Coriolis.

Flux de chaleurs : Interaction océan/atmosphère.

La circulation océanique.

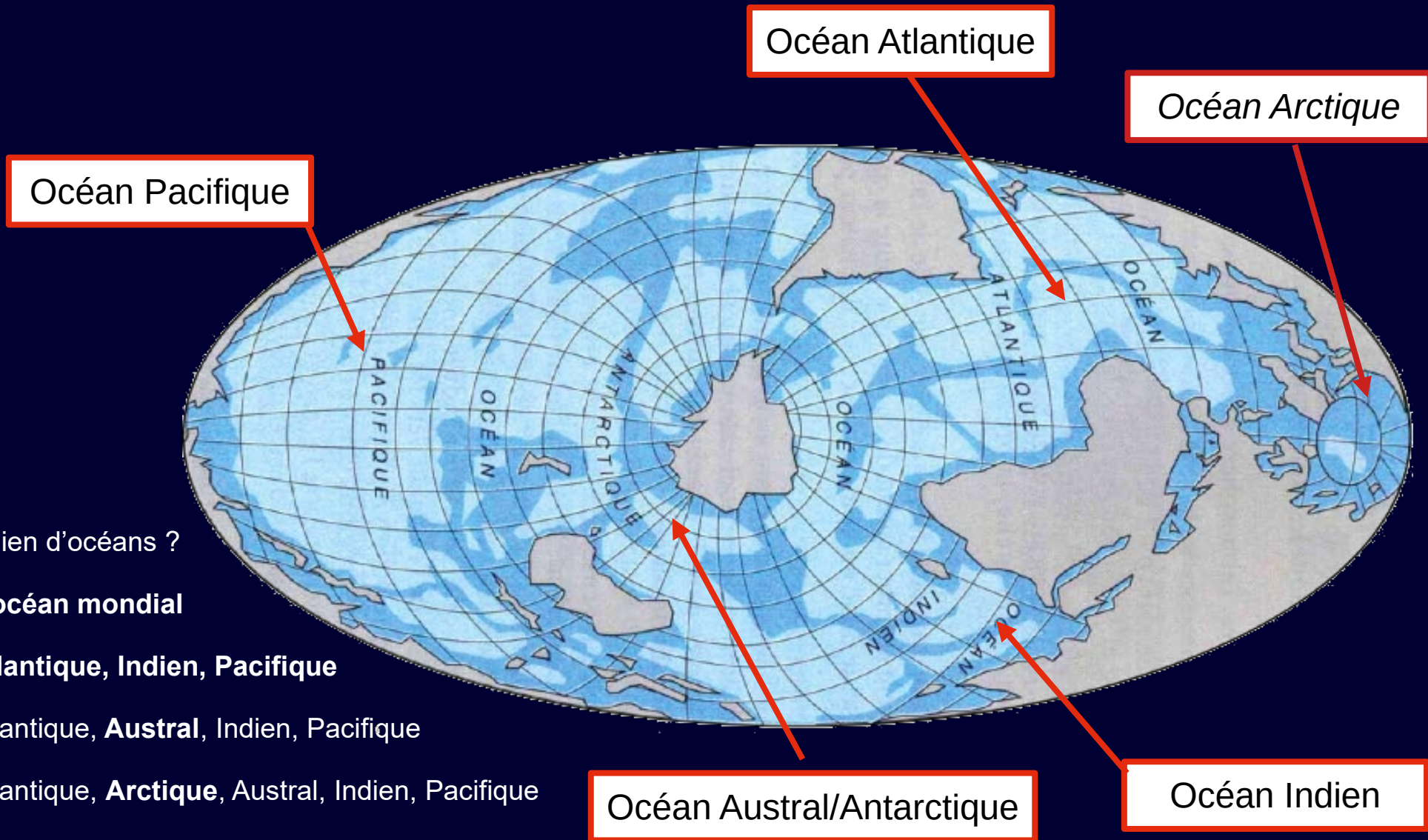
Le couplage océan-atmosphère : mouvements de l'atmosphère.

La circulation océanique de surface.



L'Océan planétaire, quelques généralités

Continuité de l'océan planétaire



Combien d'océans ?

1 : L'océan mondial

3 : Atlantique, Indien, Pacifique

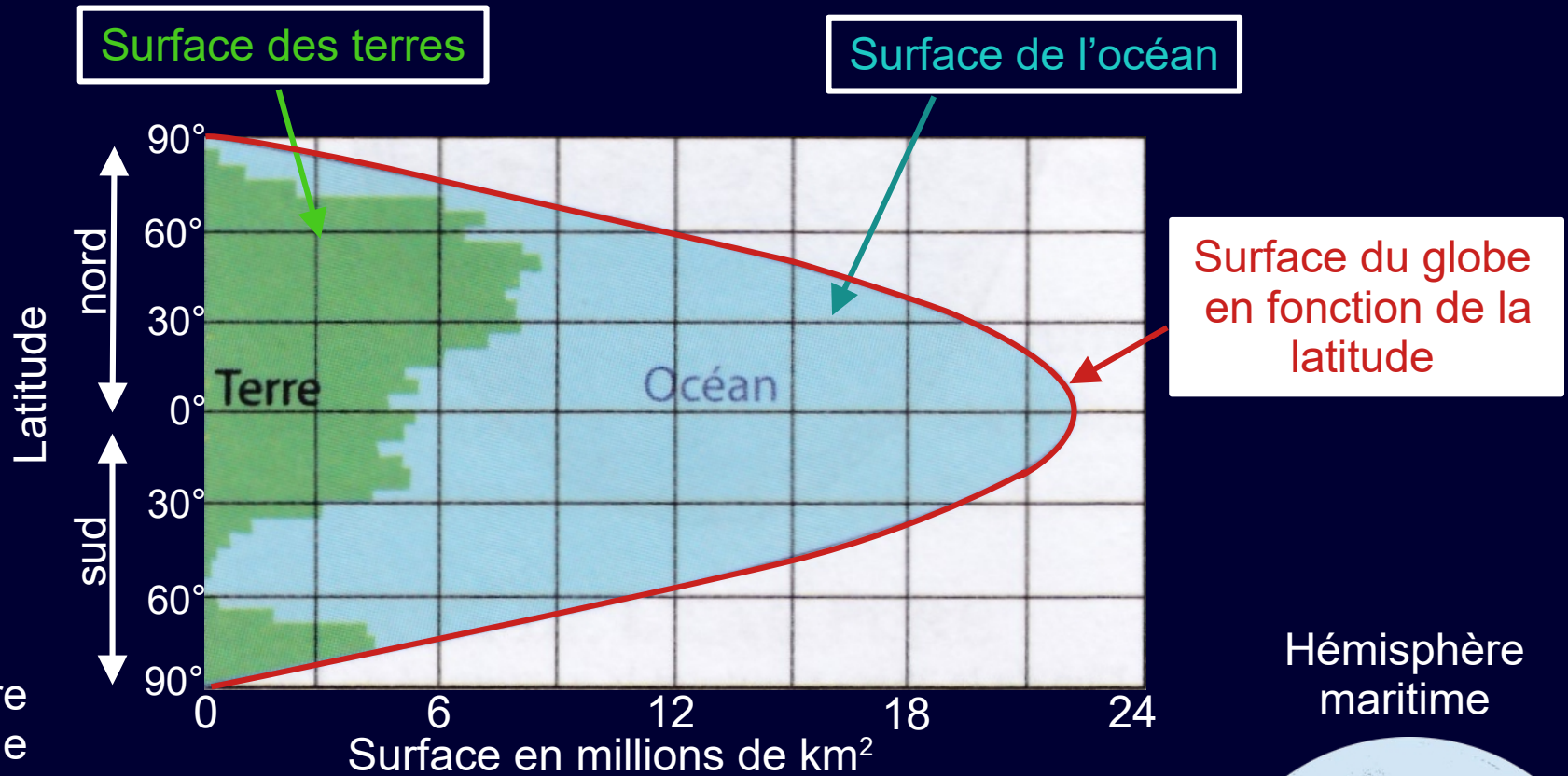
4 : Atlantique, Austral, Indien, Pacifique

5 : Atlantique, Arctique, Austral, Indien, Pacifique

Profondeur > 4000 m en bleu clair

Place des océans sur terre

70% de la surface du globe terrestre. Profondeur moyenne : 3800 m.



Hémisphère continentale



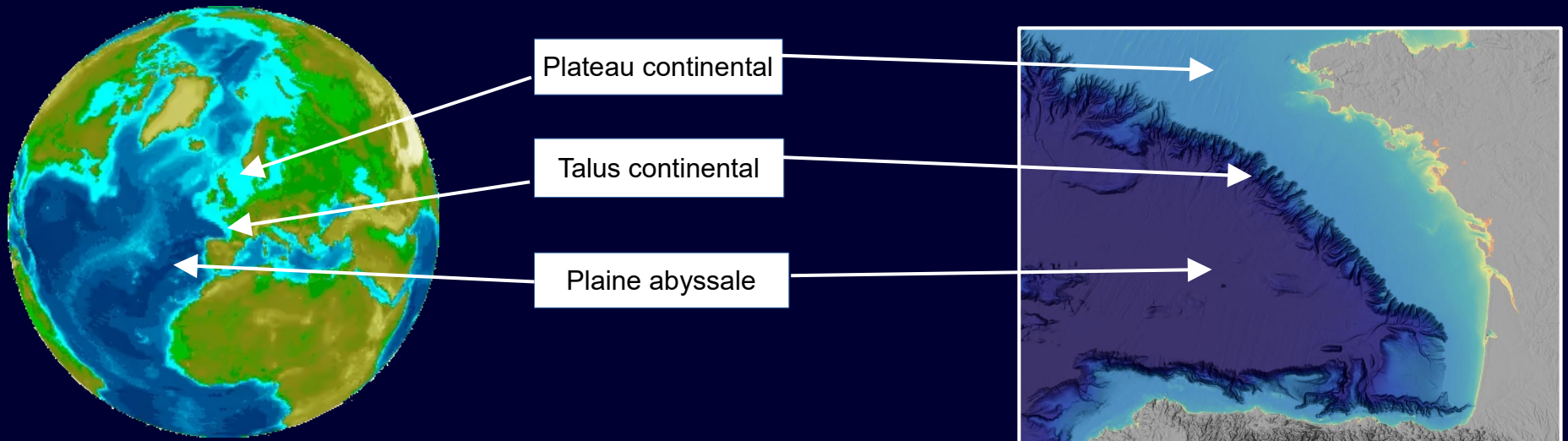
Hémisphère maritime



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.

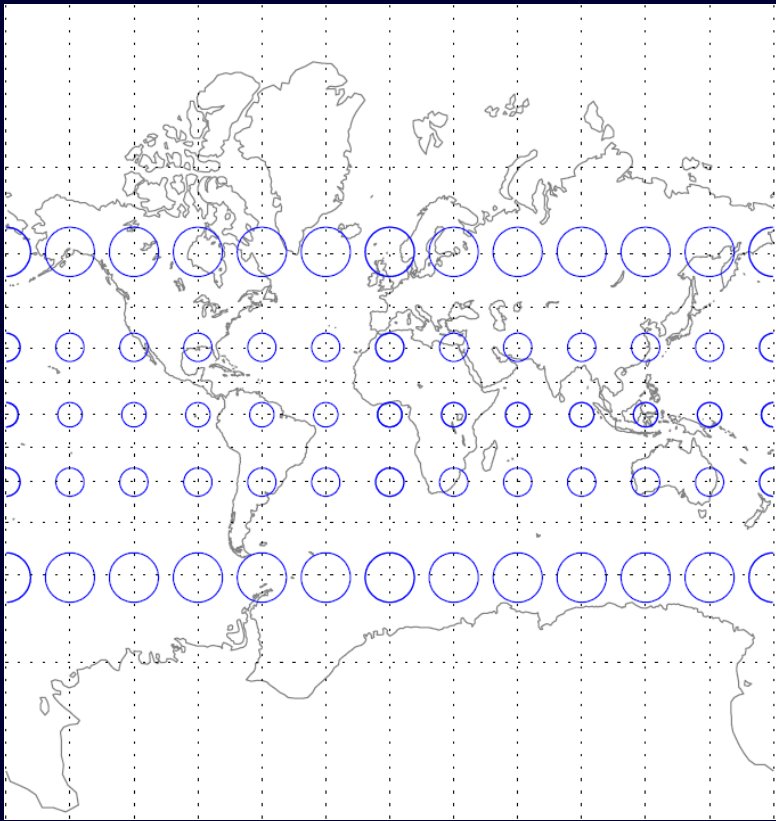
Volume de l'océan : $0,70 \times 4 \times \pi \times (6\,366\,000)^2 \times 3800 = 1,35 \times 10^{18} \text{ m}^3 = 1,35 \times 10^9 \text{ km}^3$

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
		--
	Vapeur d'eau	13000 km ³

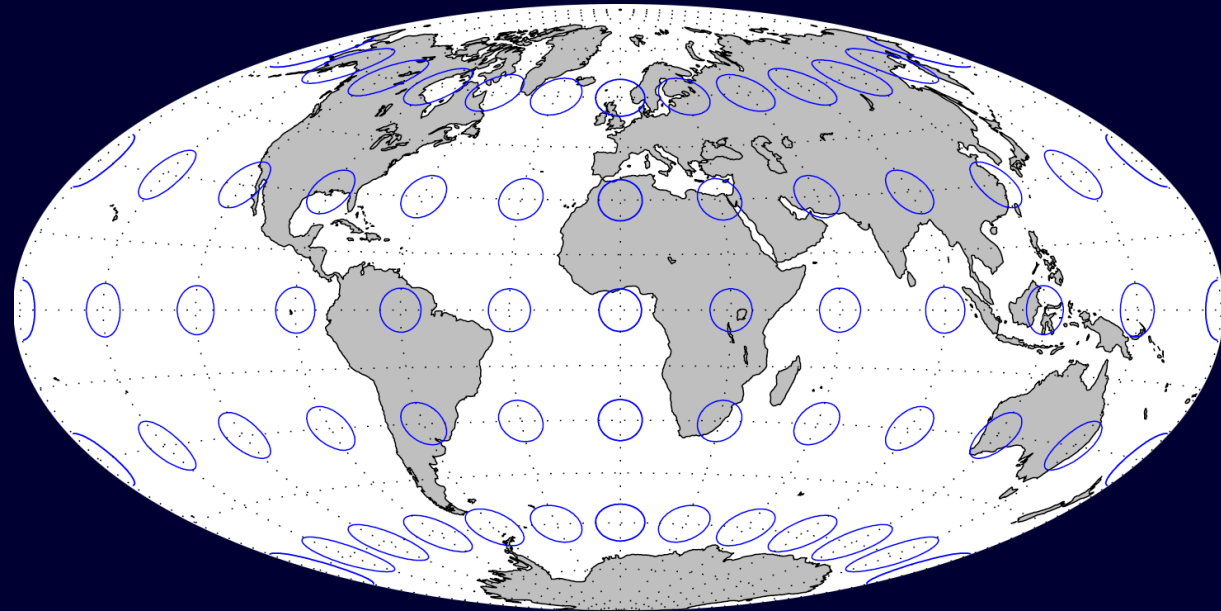
Petites digressions sur les représentations



Les projections cartographiques

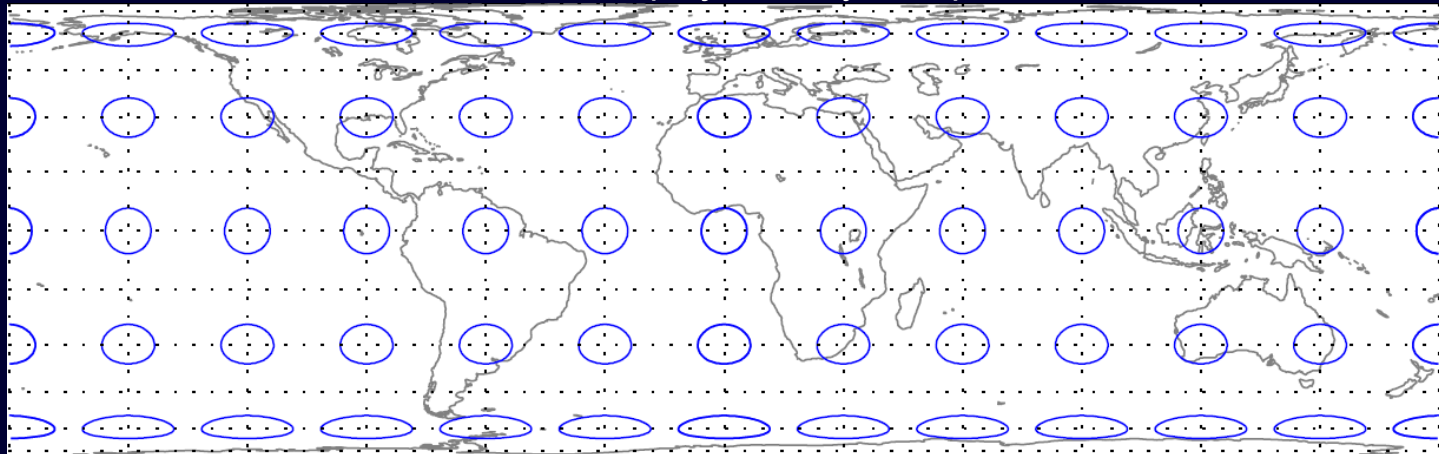


Indicatrices de Tissot de la projection cylindrique de **Mercator**



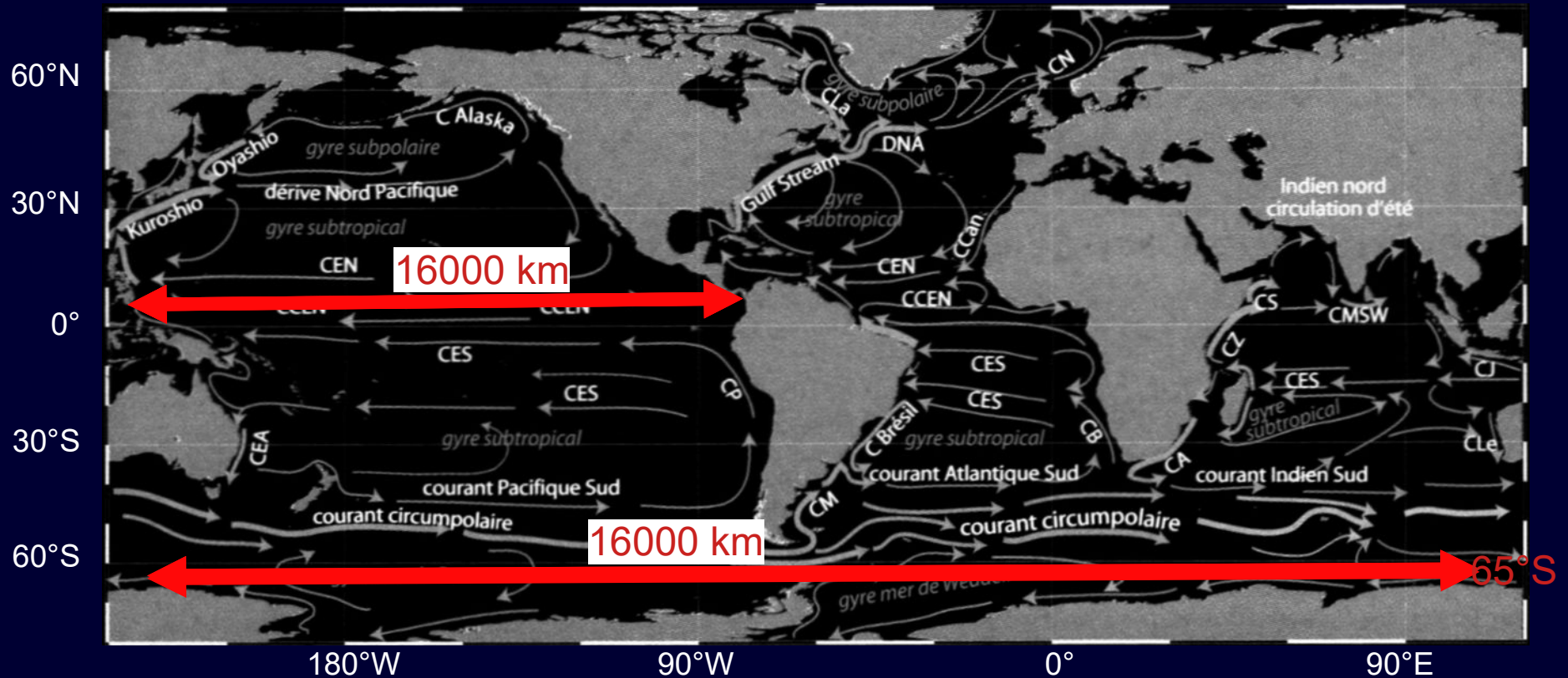
Indicatrices de Tissot de la projection de **Hammer-Aitoff**

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

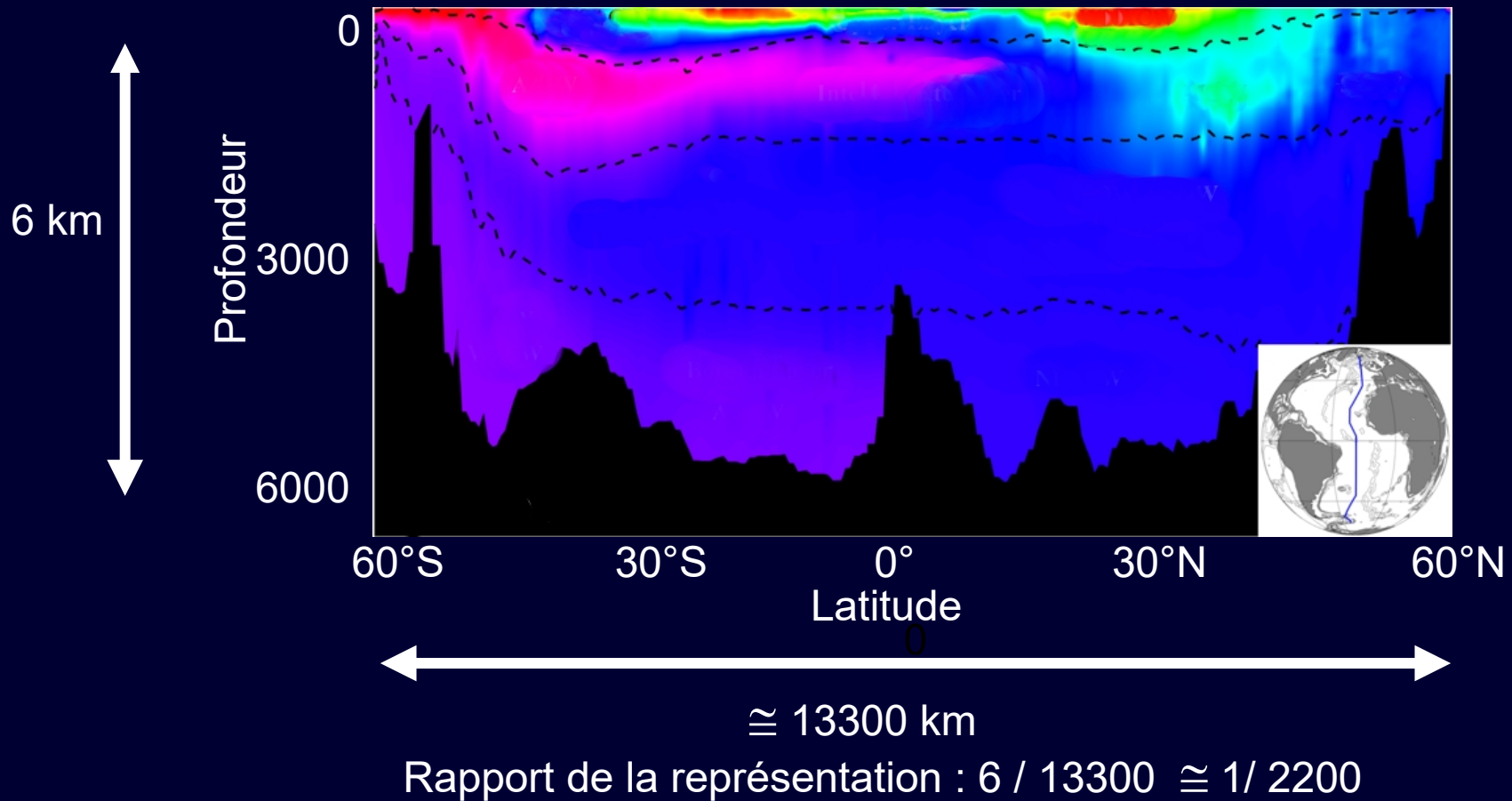


Les projections cartographiques

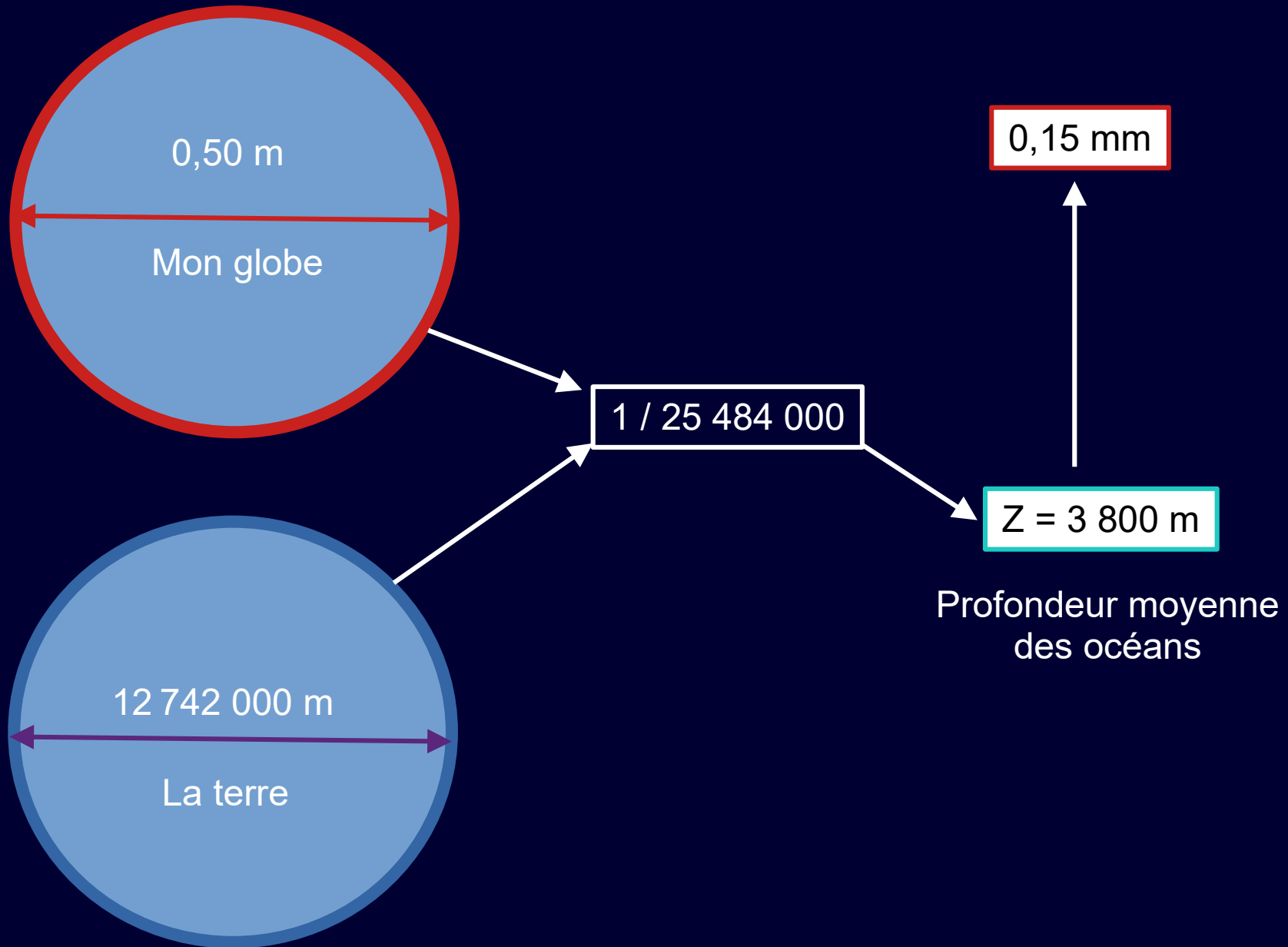
Exemple d'une projection de Mercator



Les échelles horizontales et verticales, anisotropie de la représentation



Profondeur des océans sur mon globe



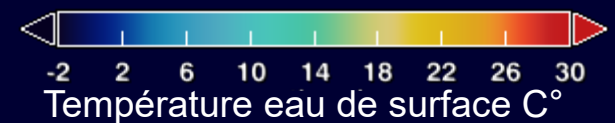
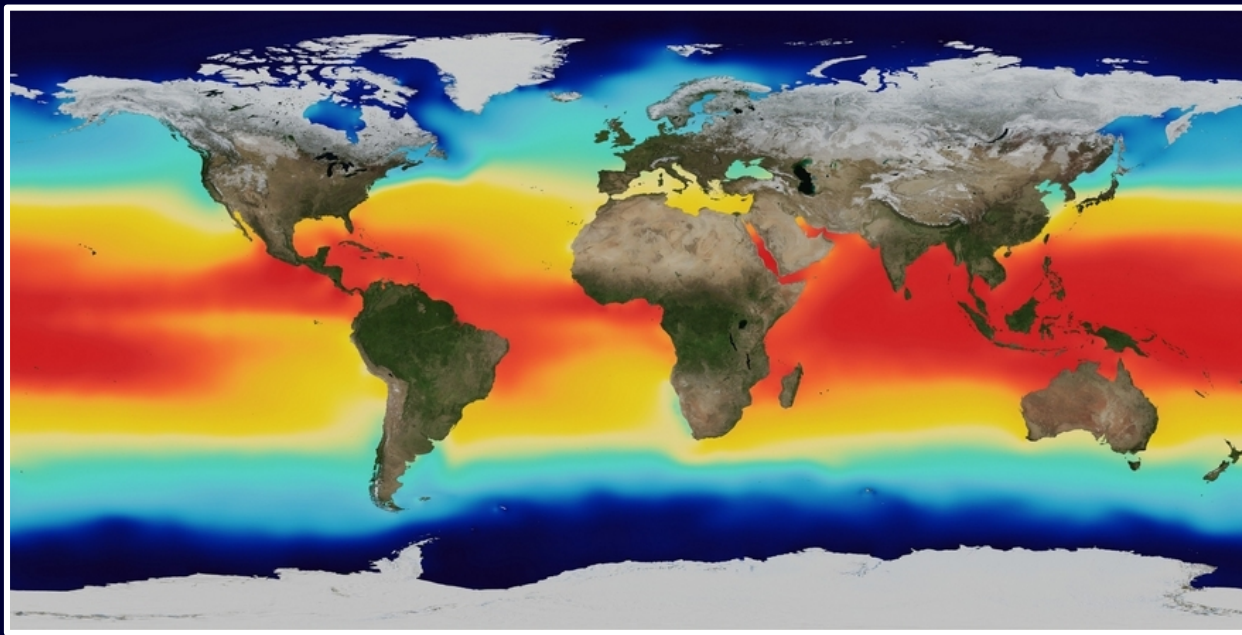
Éléments physiques et chimiques
pour comprendre la dynamique des océans.

Paramètres physiques et chimiques de l'eau de mer essentiels pour comprendre la dynamique des océans

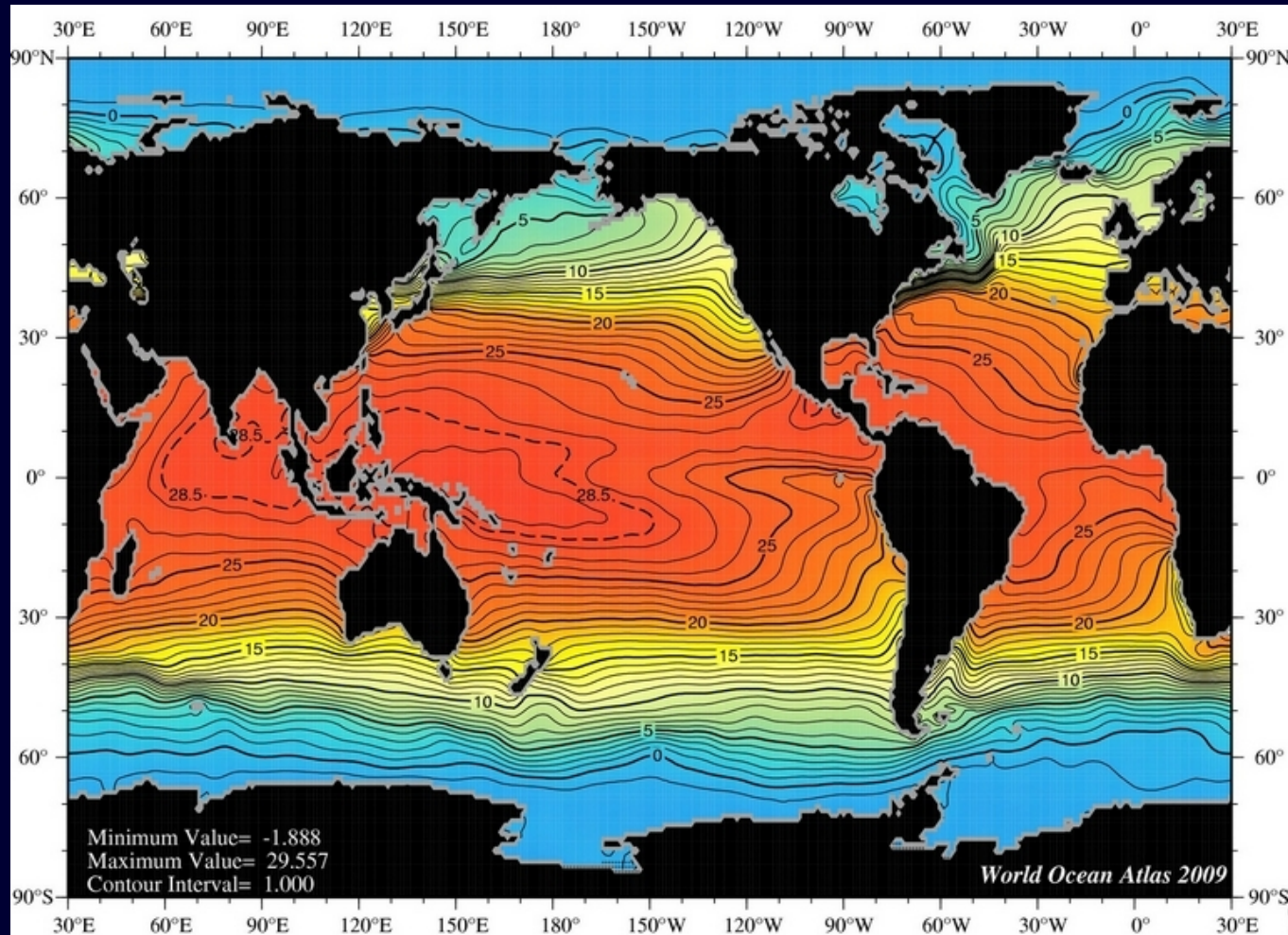
- La température t
- La salinité S
- La pression p
- Masse volumique, ρ (rhô) et la densité, σ (sigma)
 $\rho = f(S, t, p)$ appelée équation d'état de l'eau de mer.

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 .

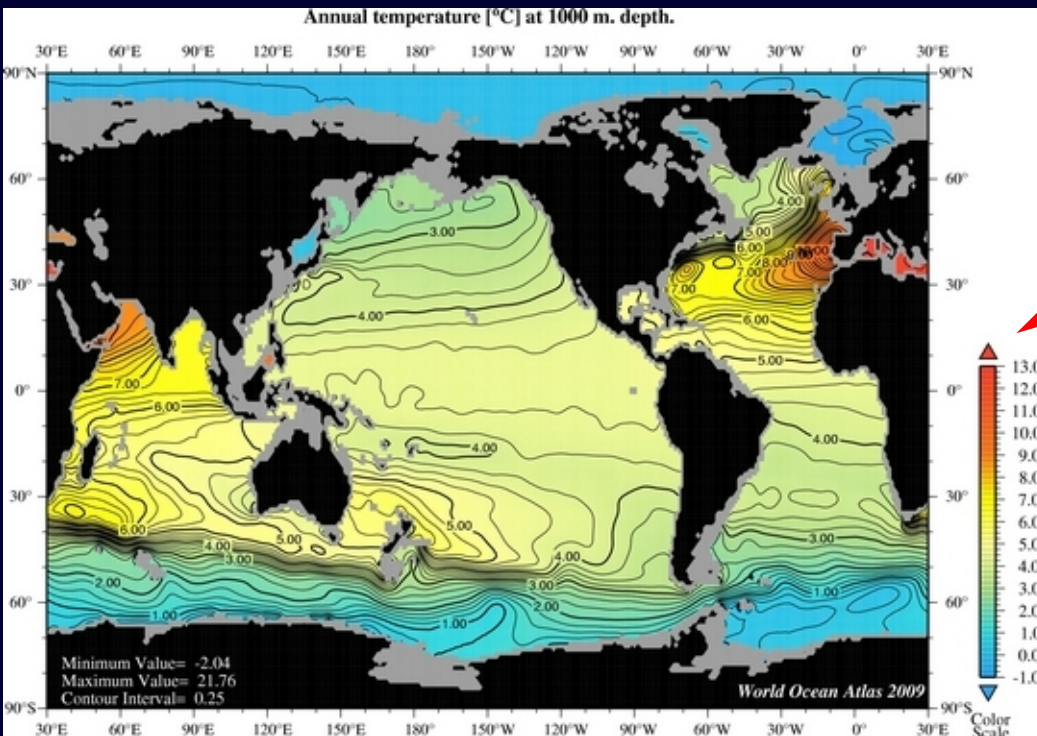


Température annuelle de surface



La température à 1000m et 4000 m de profondeur

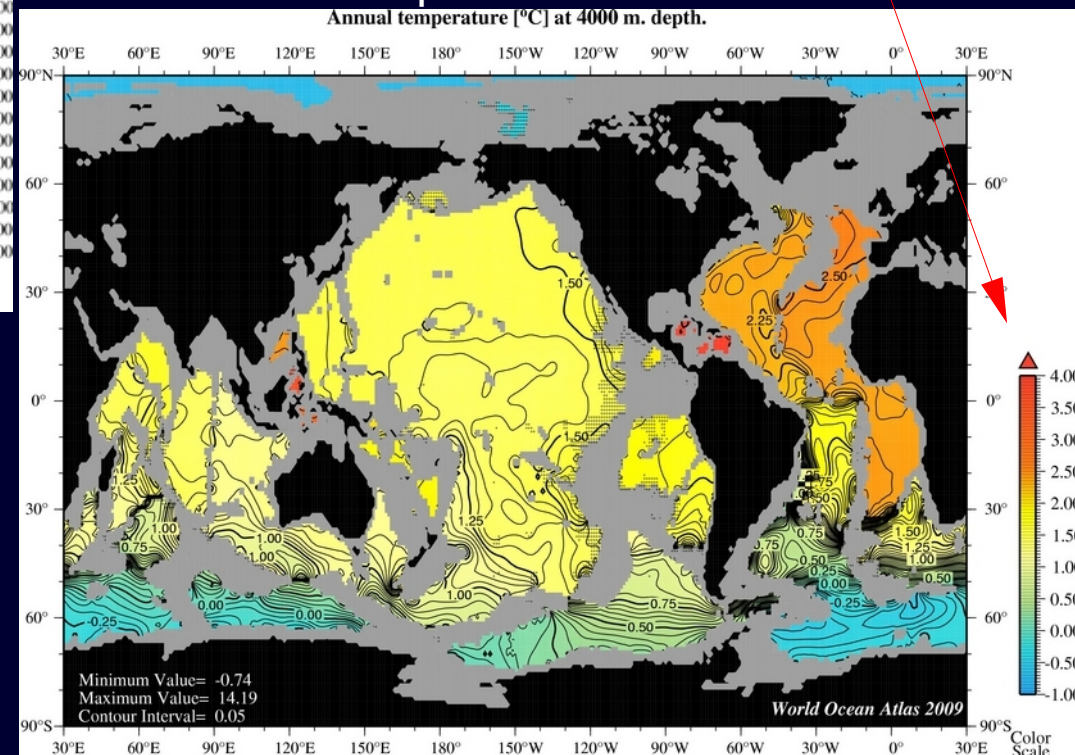
Les eaux tièdes sont confinées sur une faible épaisseur et, à toutes les latitudes, les eaux en profondeur sont froides. Il y a deux exceptions, la Méditerranée où la température des eaux profondes n'est jamais inférieure à 13°C et la Mer Rouge où elle ne descend pas sous 21,5°C.



Température à - 1000 m

Attention :
Échelles
différentes

Température à - 4000 m



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 milliard d'années, l'eau, chargée en espèces dissoutes, remonte petit à petit à la surface du globe.

Durant une période qui s'étend probablement sur quelques centaines de millions d'années et achevée au début de la période archéenne.

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

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

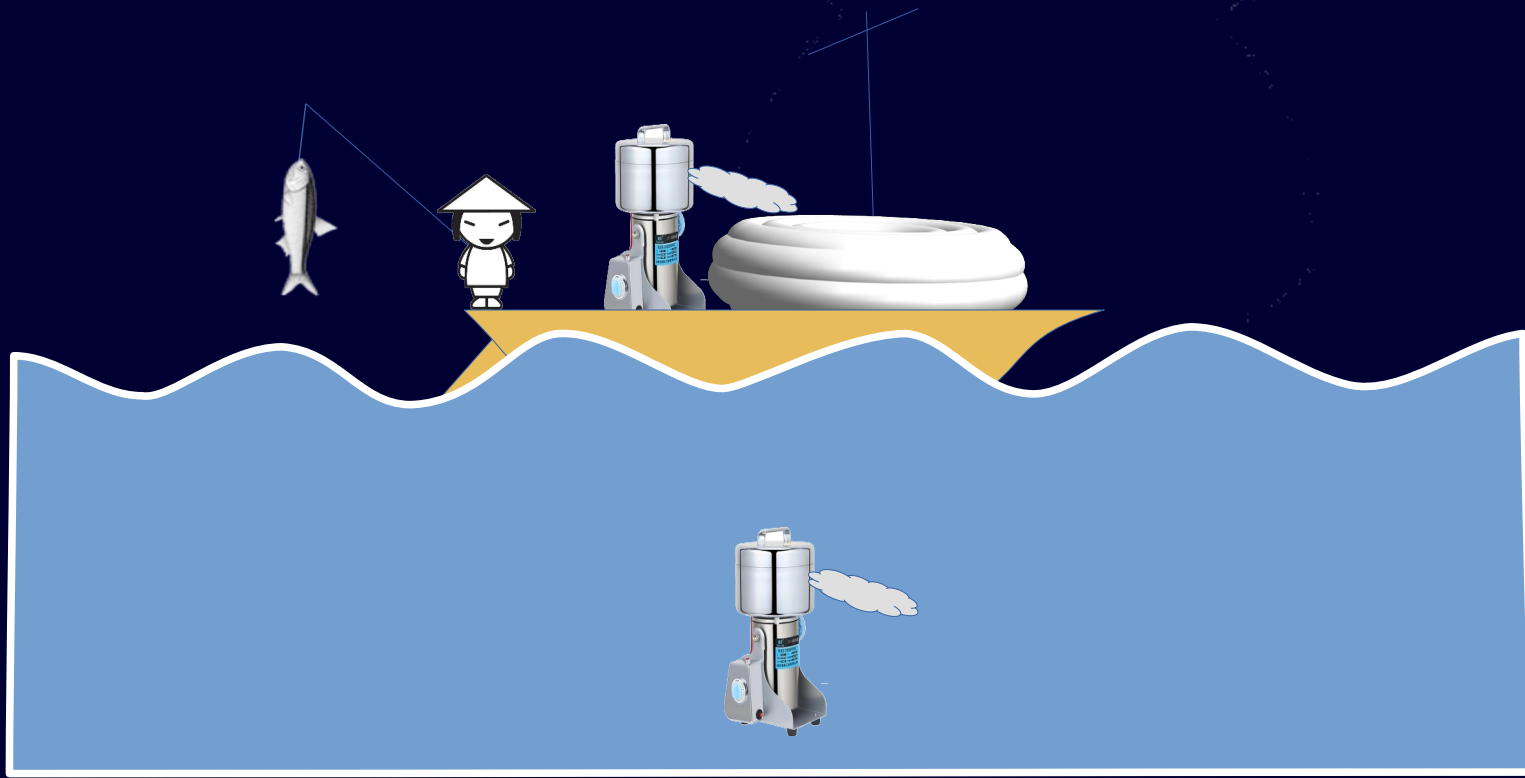
Il se peut que la salinité de cet océan ait évolué ensuite très lentement sous l'effet d'apports et de retraits réguliers de matière ou ait connu des variations brusques liées à des vicissitudes tectoniques entraînant l'isolement et l'assèchement de bassins océaniques.

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

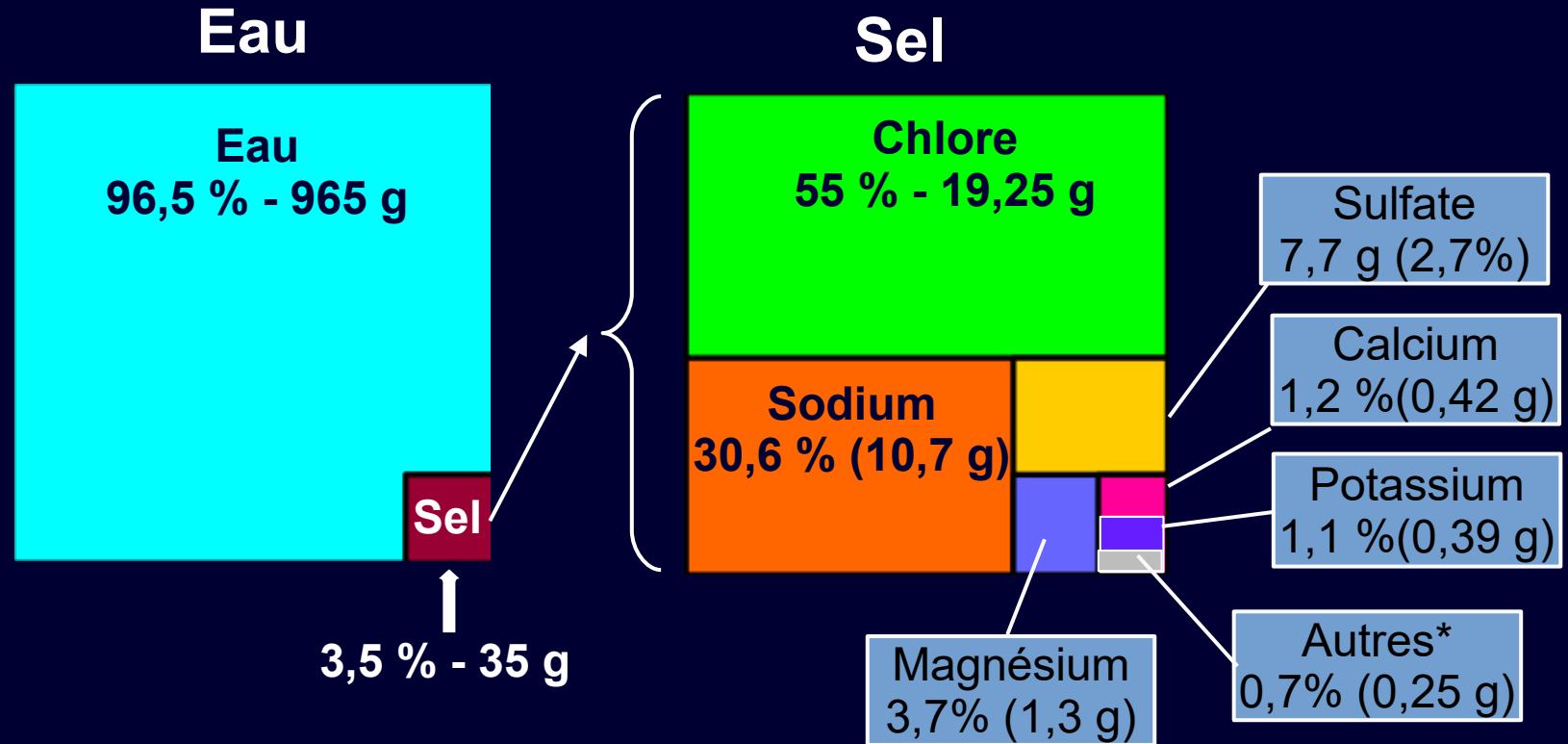
Il y a bien longtemps, vivait sur les bords de la mer Jaune, un homme nommé Wang. Il vivait misérablement du produit de sa pêche. Mais un jour, un bon génie lui fit don d'un moulin à sel magique. Wang l'emmenait sur sa barque, ce qui lui permettait de saler le poisson qu'il pêchait et de le conserver 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



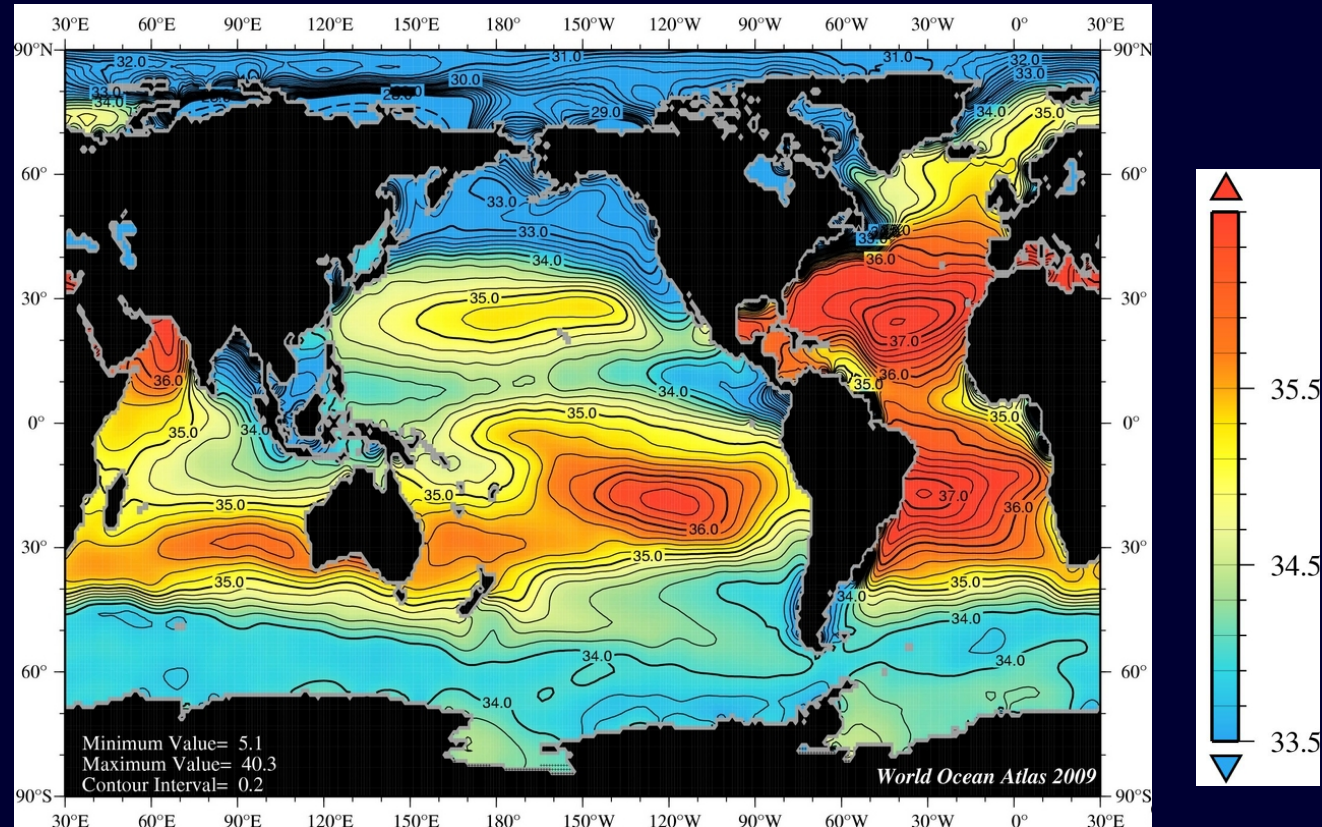
La masse totale des sels dissous dans 1 kg d'eau de mer peut varier d'une eau de mer à une autre (plus de 40 g par kg d'eau de mer, en mer Rouge, moins de 10 g par kg en certaines régions de la mer Baltique).

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

* : Brome, Fluor, Strontium ...

Dessin modifié d'après : Hannes Grobe, AWI, Bremerhaven, Germany Commons. In Wikipedia

Salinité annuelle de surface



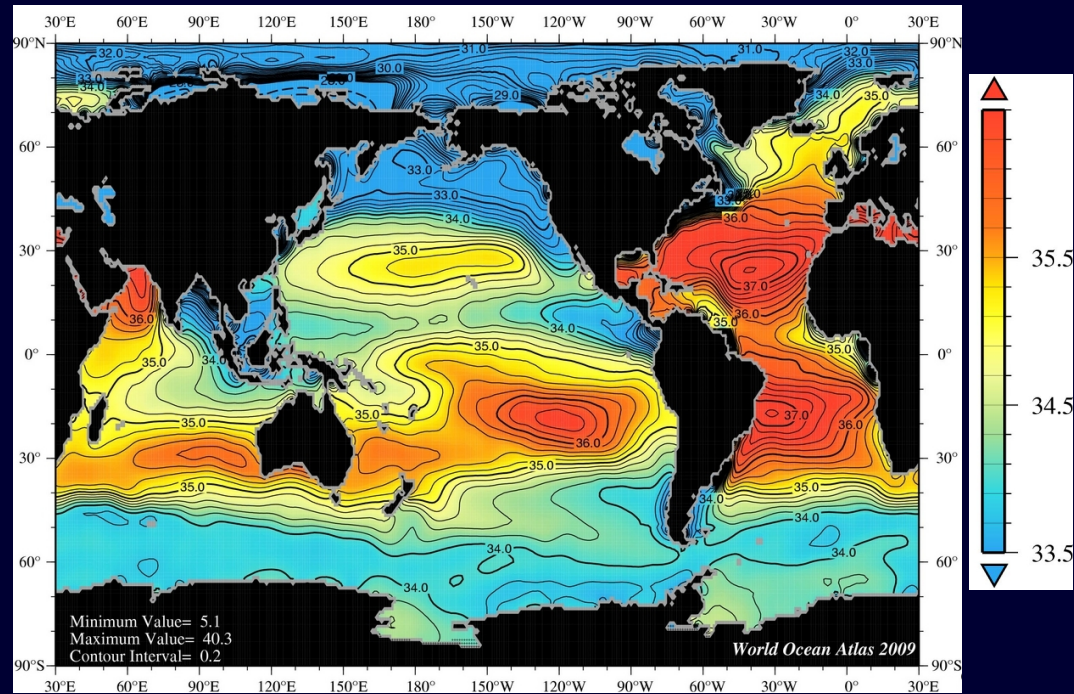
Dans l'océan ouvert les salinités de 33 à 38 avec une **moyenne de 34,78**.

Dans des mers semi-fermées, bassins de dilution ou de concentration, des salinités beaucoup plus extrêmes :

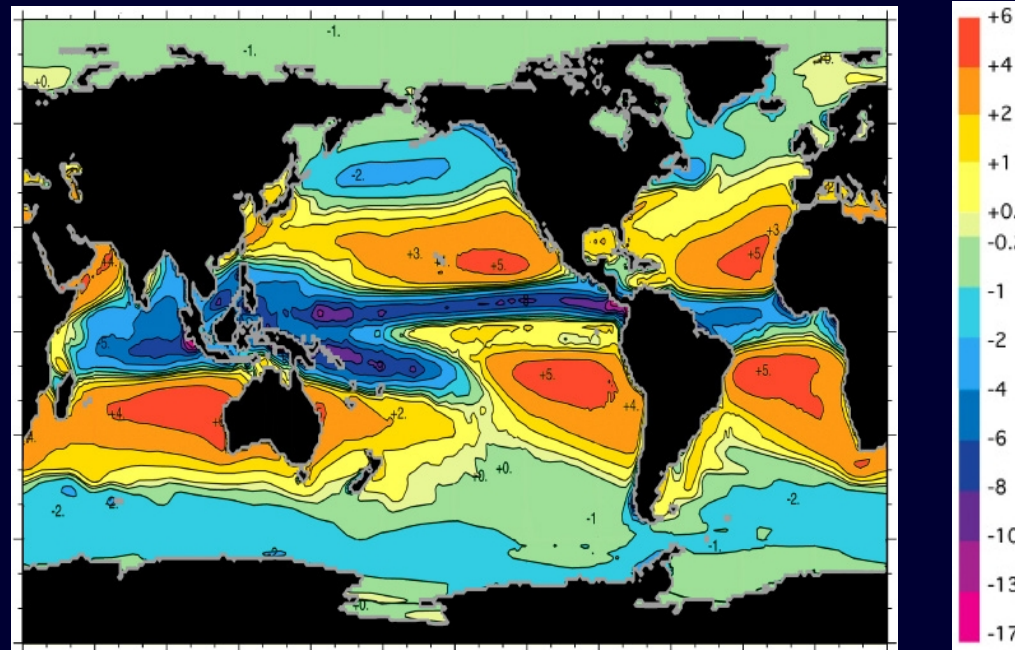
- moins de 10 en Mer Baltique,
- de 18 à 22 en Mer Noire,
- de 37 à 39 en Méditerranée,
- de 40 à 42 en Mer Rouge.

Salinité et évaporation

Salinité



Évaporation – précipitation
en mm^3/an



La pression

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

La pression : force par unité de surface.

La pression hydrostatique régnant à la profondeur z , est due au poids de la colonne d'eau.

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

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

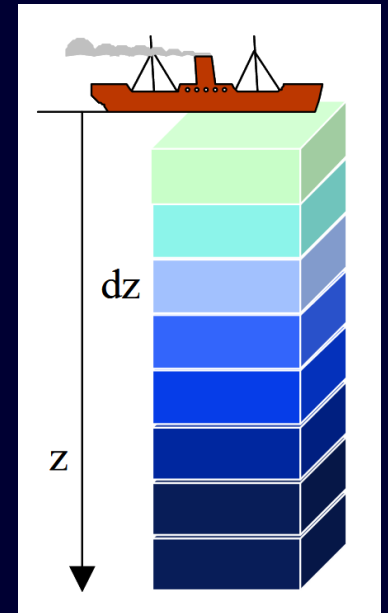
$$1 \text{ bar} = 10 \text{ décibar} = 10^3 \text{ hpa} = 10^5 \text{ pa}$$

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

On approxime souvent :

$$1 \text{ décibar} = 1 \text{ mètre de profondeur}$$

$$1 \text{ bar} = 10 \text{ mètres de profondeur}$$



La **masse volumique** caractérise la masse par unité de volume

La **densité** est le rapport entre la masse volumique et celle de l'eau

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

Masse volumique = f (Salinité, température, pression)

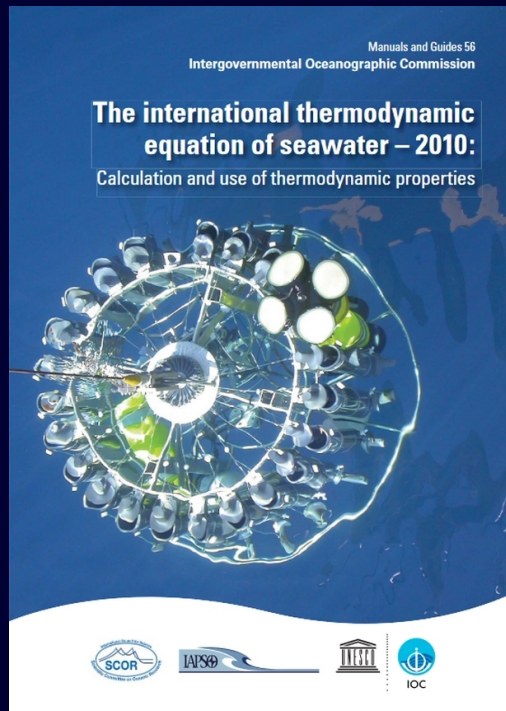
Masse volumique et équation d'état de l'eau de mer

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.

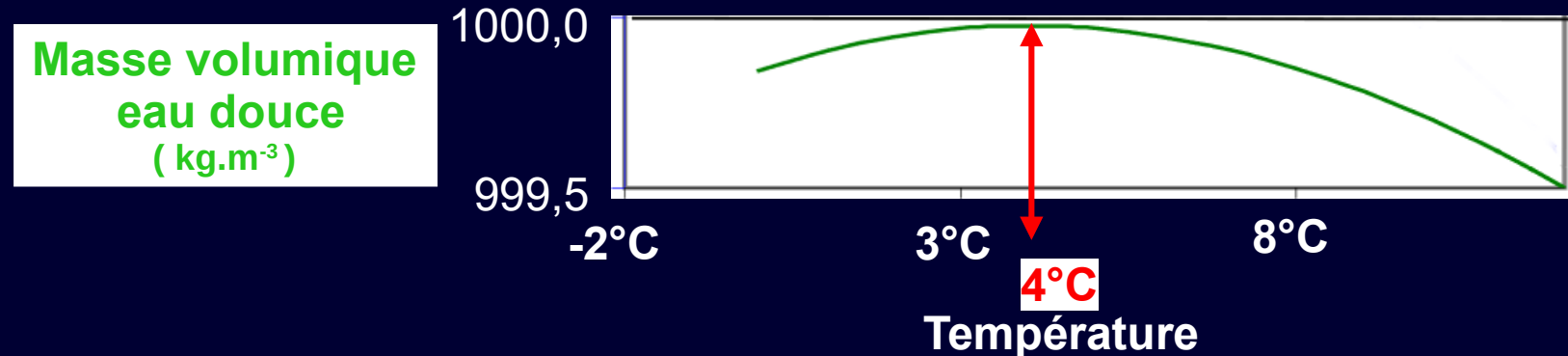
$$\rho = f(S, t, p)$$

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



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 et celle de l'eau. Pour les liquides et les solides, le corps de référence est l'eau pure à 4 °C.

En toute rigueur, **Densité = Masse volumique / 1000 kg.m^{-3}**

Exemple : La masse volumique du plomb est 11300 kg.m^{-3}
Sa densité est de $11,300 / 1000 = 11,3$

Pour préciser l'expression de la densité en océanographie

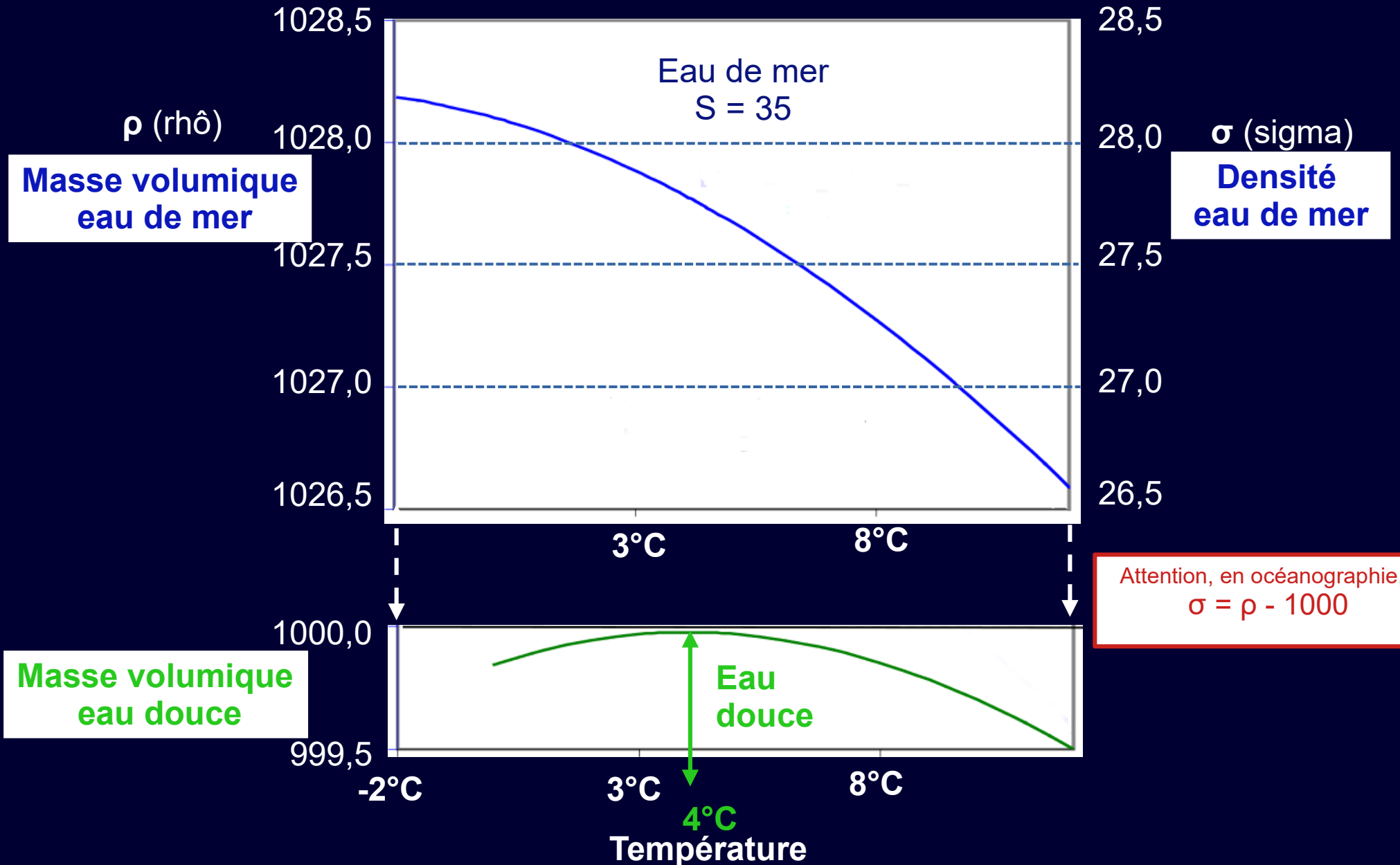
Attention, en océanographie, pour des raisons pratiques :
Densité = masse volumique (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) - 1000

Une eau de salinité 35 à 4 degrés a une masse volumique de 1027,79
A 4°, elle « pèse » 1027,79 kg pour 1 mètre cube (1000 kg d'eau et 27,79 kg de sels).

L'expression de sa densité « classique » est de $1027,79 / 1000 = 1,02779$

En océanographie, on l'exprime par une densité de $1027,79 - 1000 = 27,79$

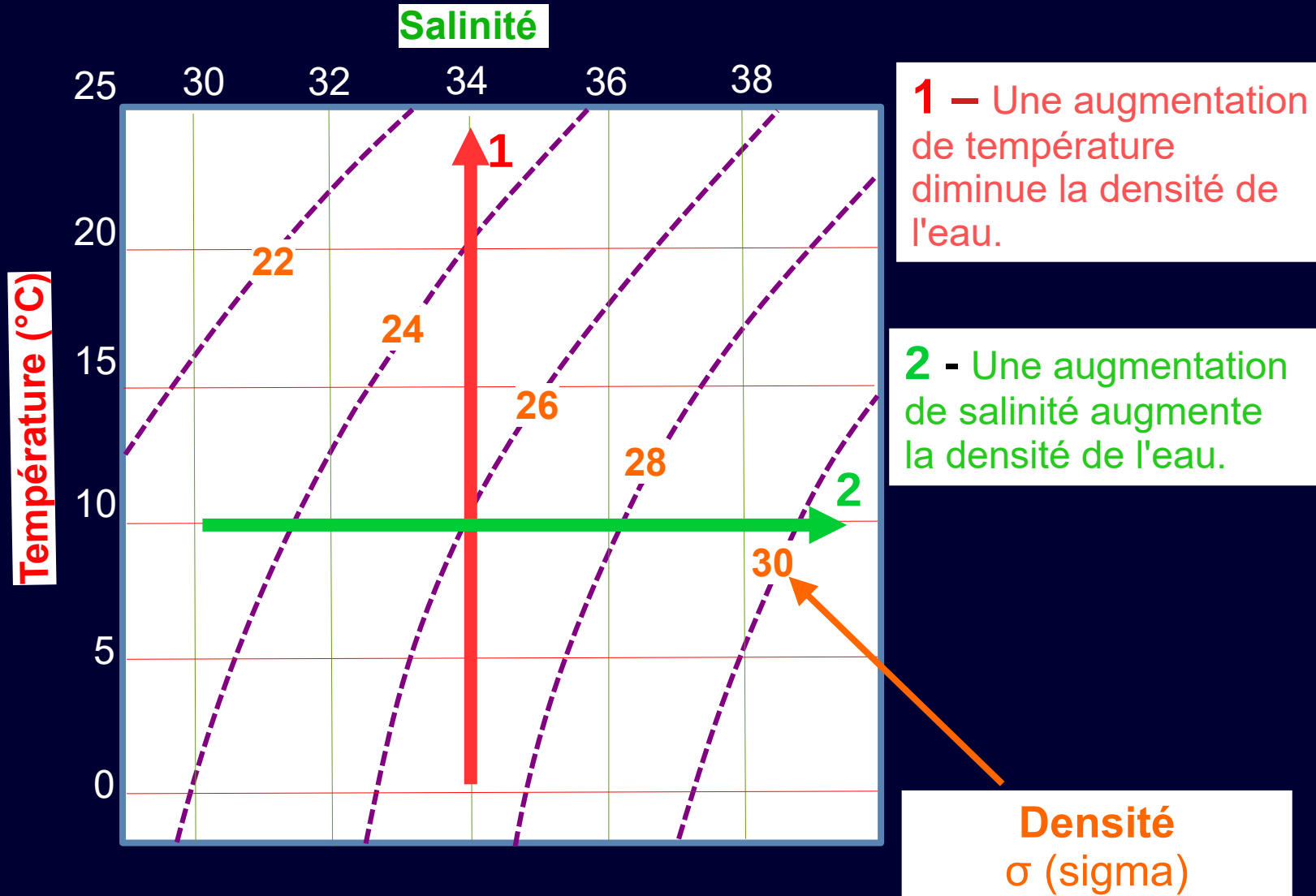
Masse volumique et température



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.

Le diagramme Température/Salinité

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



Quelques propriétés physiques dont il faudra se souvenir

Ou nous reparlons de Masse volumique et pression

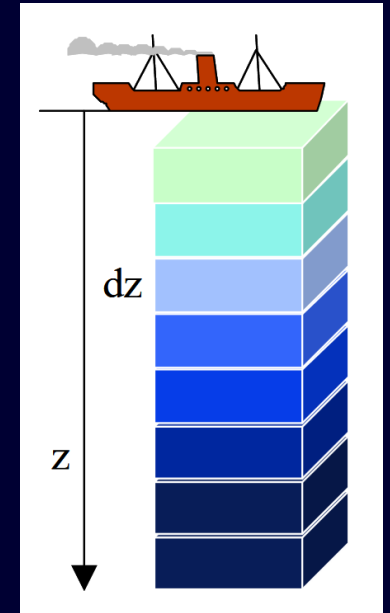
Le domaine des pressions océanographiques s'étend de 0 à 10000 décibars, pression correspondant à peu près à une hauteur d'eau de 10000 m.

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.

La masse volumique augmente avec la pression



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 fréquemment :

$$\rho = f(S, t, 0)$$

Ramenée à la pression de surface

Mais comment mesure-t-on ces paramètres ?

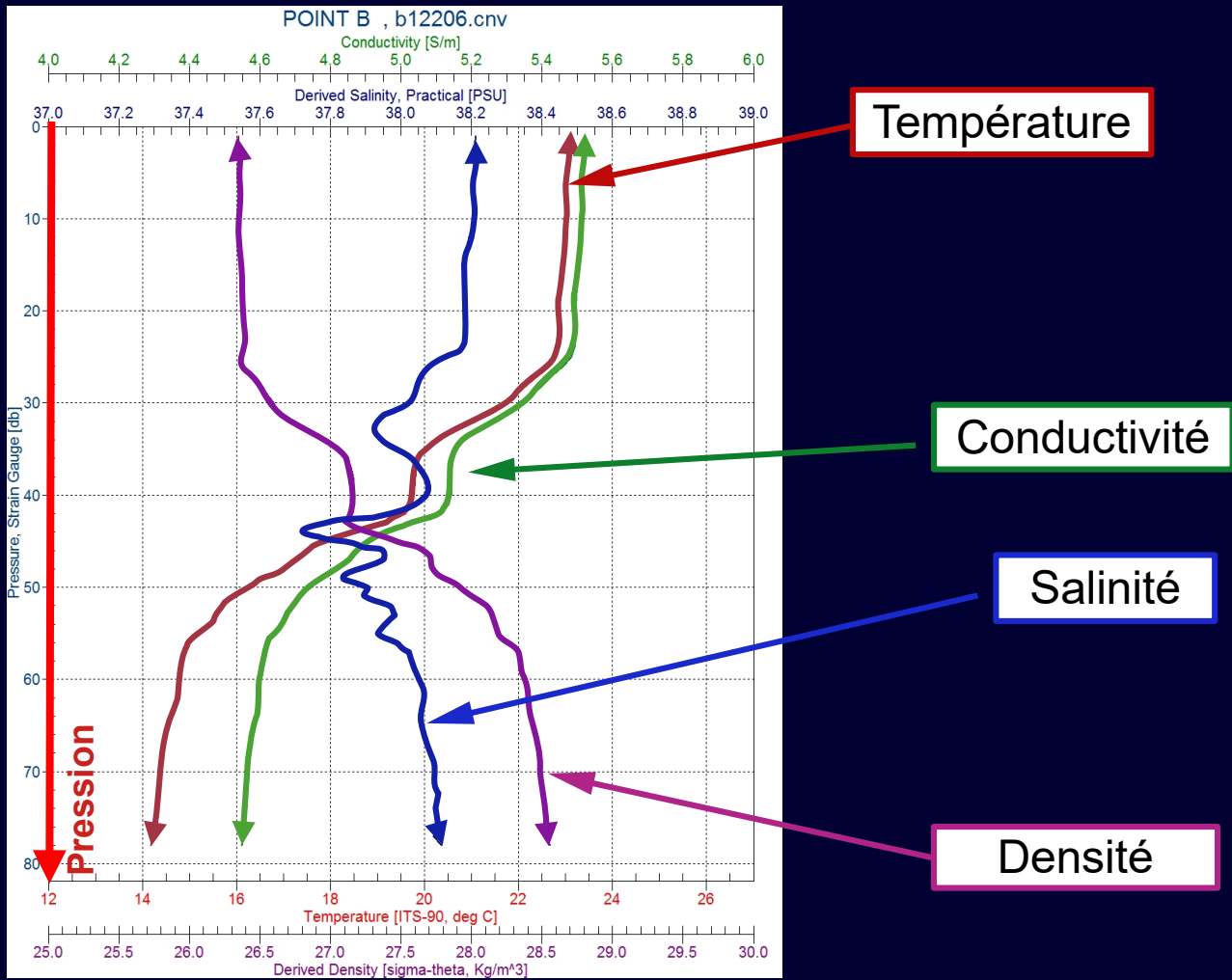
Exemple d'outils de mesure : la sonde CTD.

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



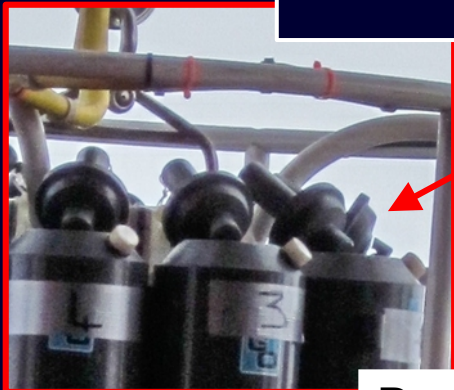
Température et Conductivité mesures *in situ*

$$\text{Salinité} = f(\text{Température}, \text{Conductivité})$$

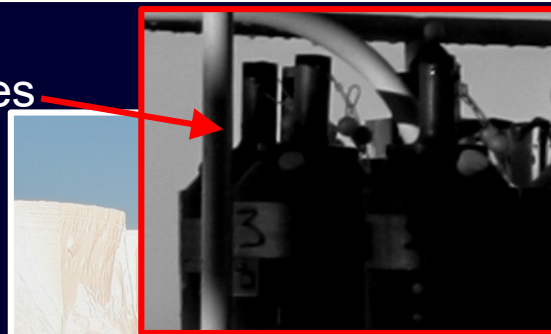
$$\text{Densité} = f(\text{Température}, \text{Salinité})$$

CTD et rosette de bouteilles

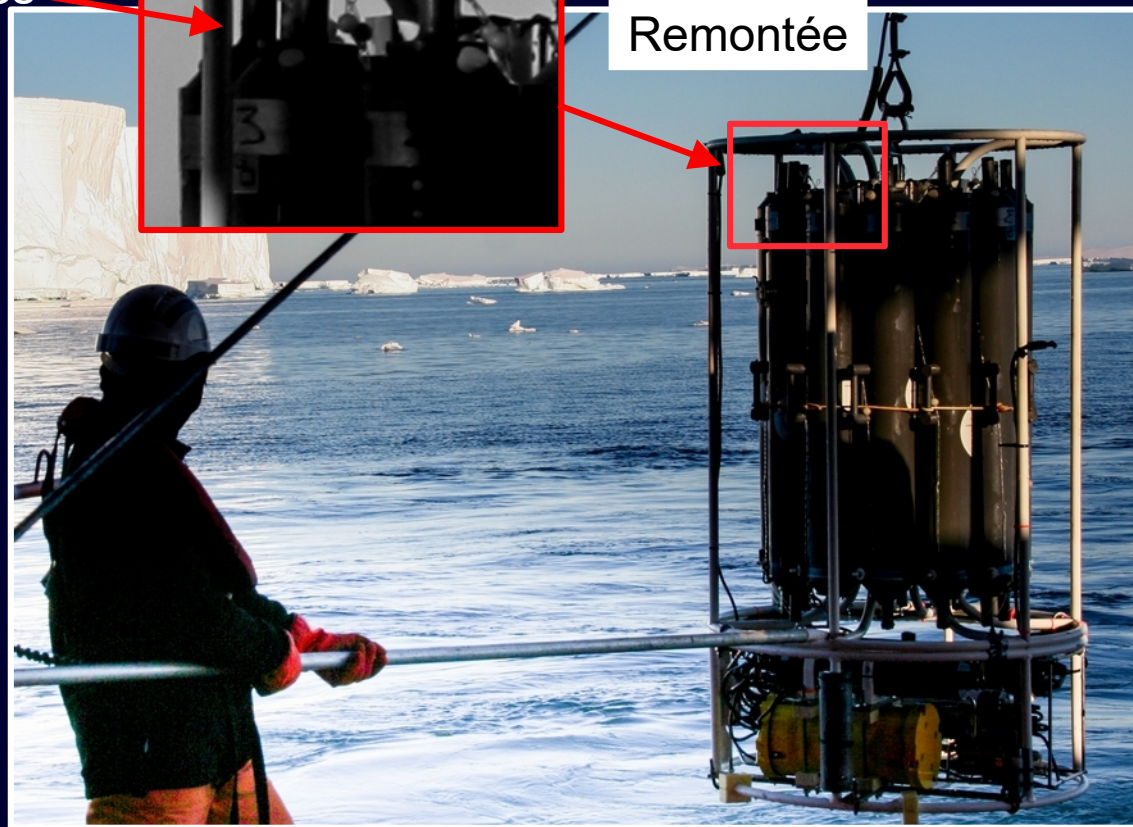
Bouteilles
Ouvertes Fermées



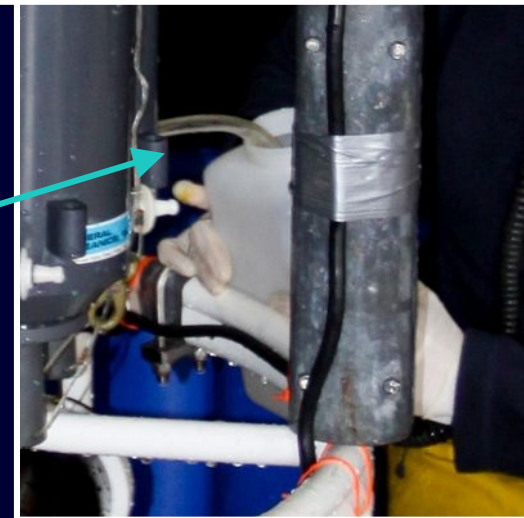
Descente



Remontée



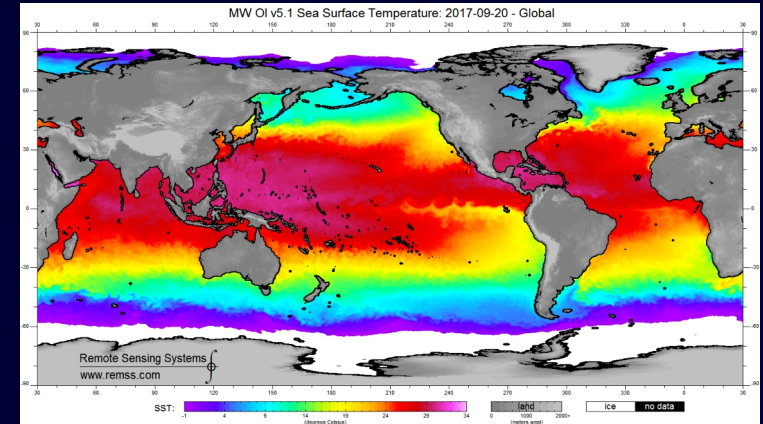
Prélèvements
d'eau pour dosage
de paramètres
chimiques ou
biologiques



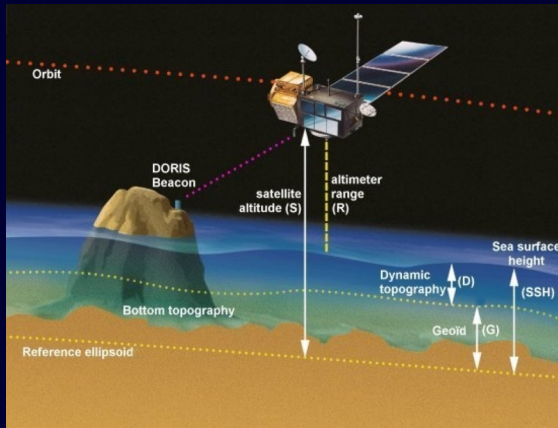
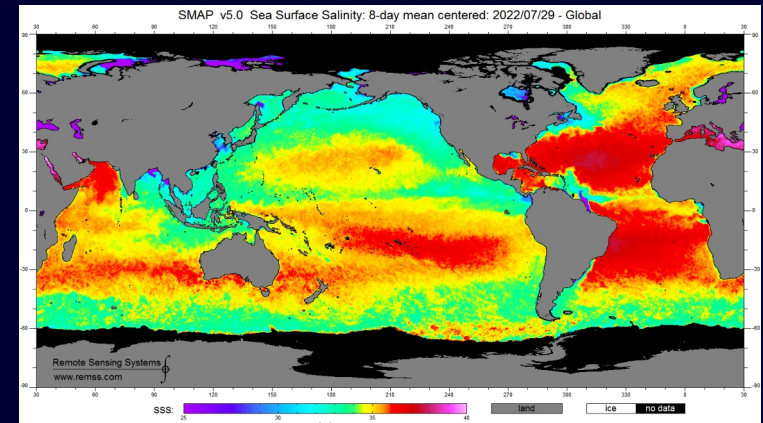
Les satellites



Température

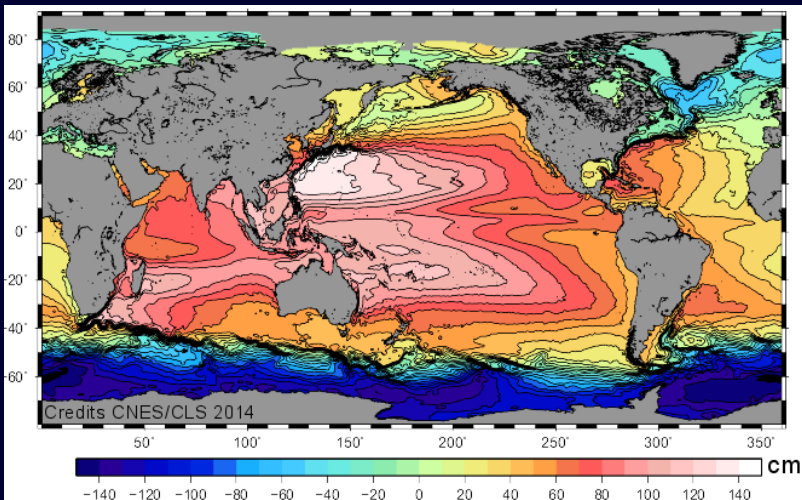
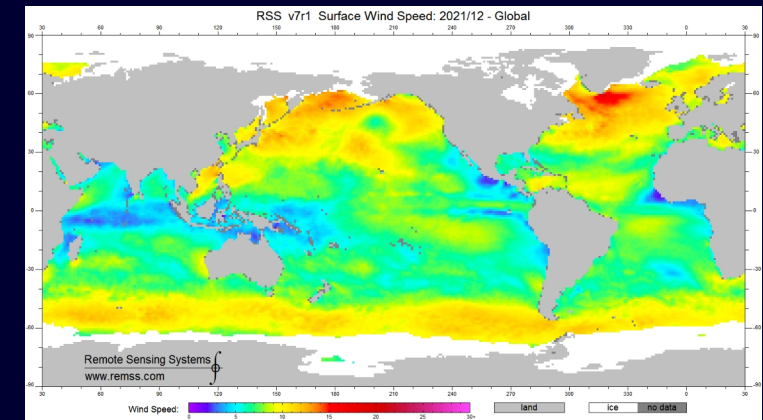


Salinité



Altimétrie

Vent

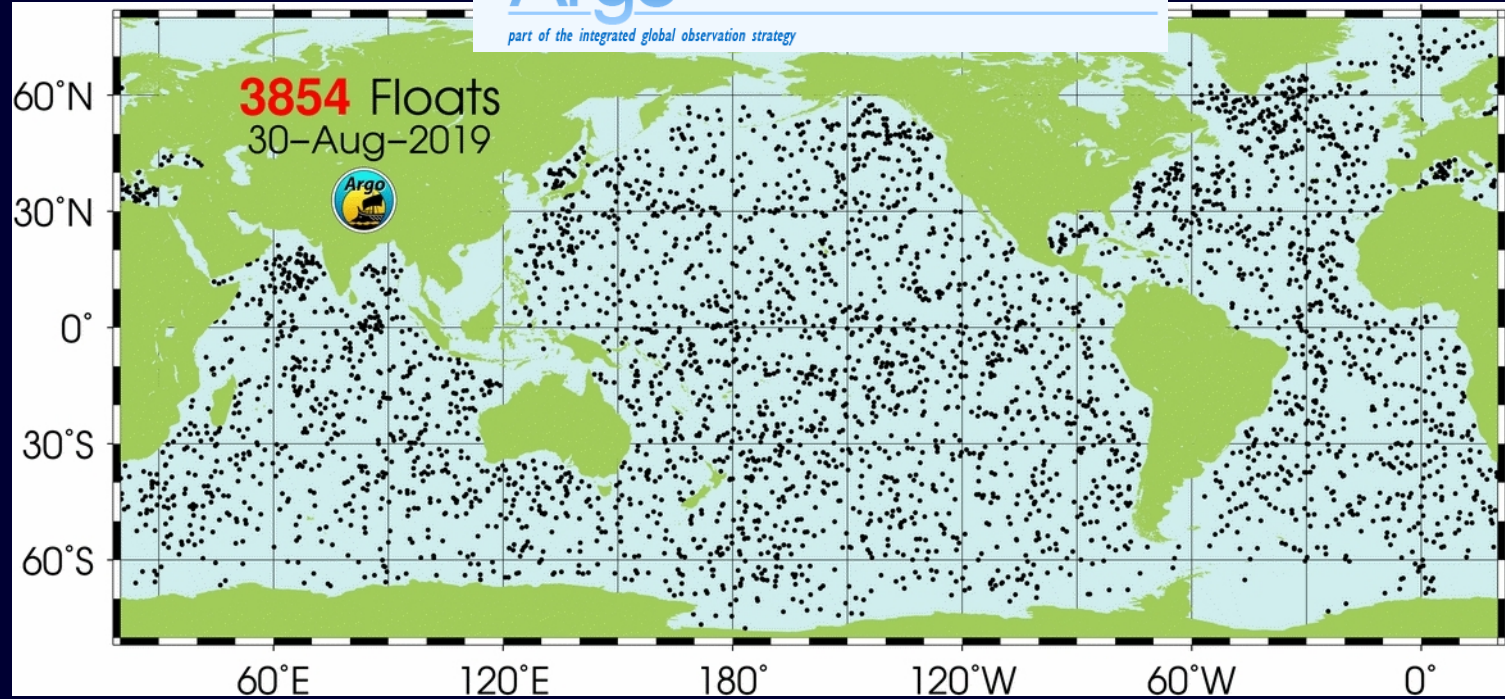


Les flotteurs autonomes

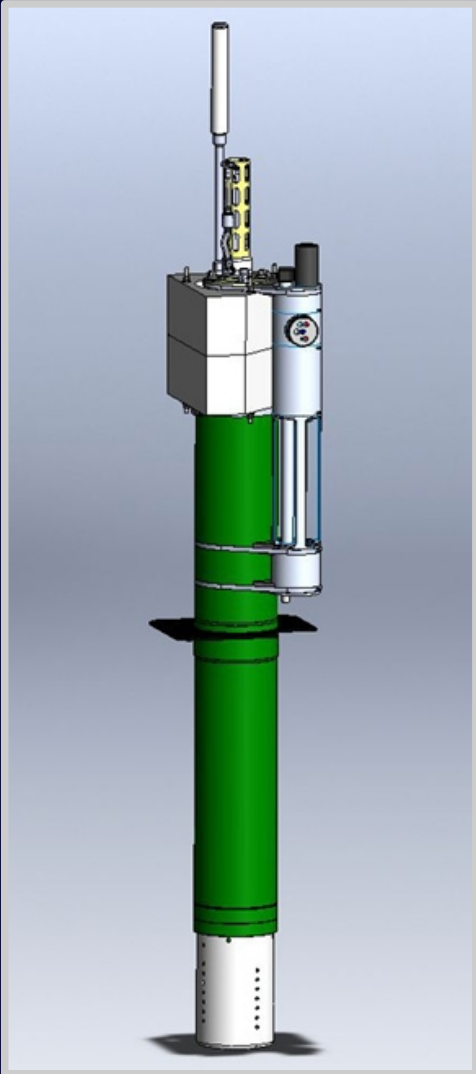


Argo

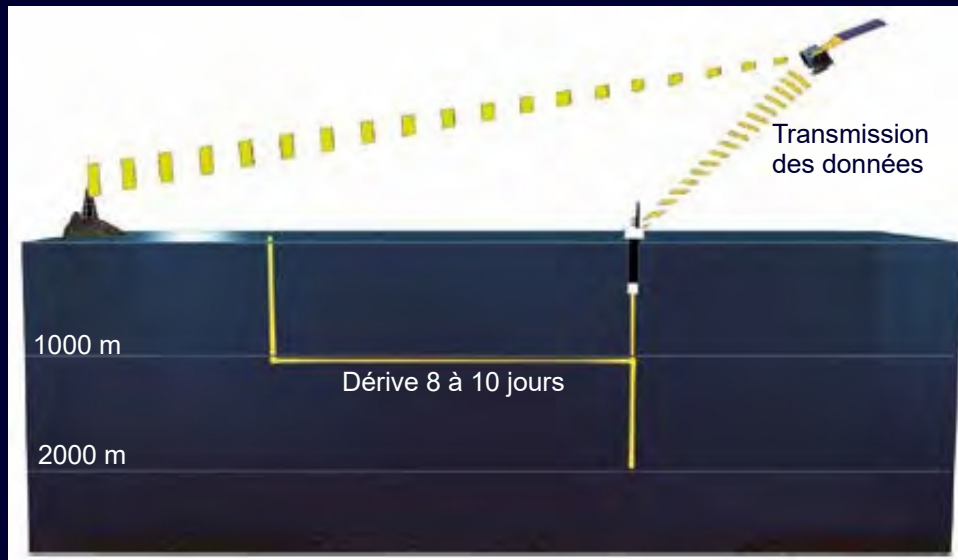
part of the integrated global observation strategy



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

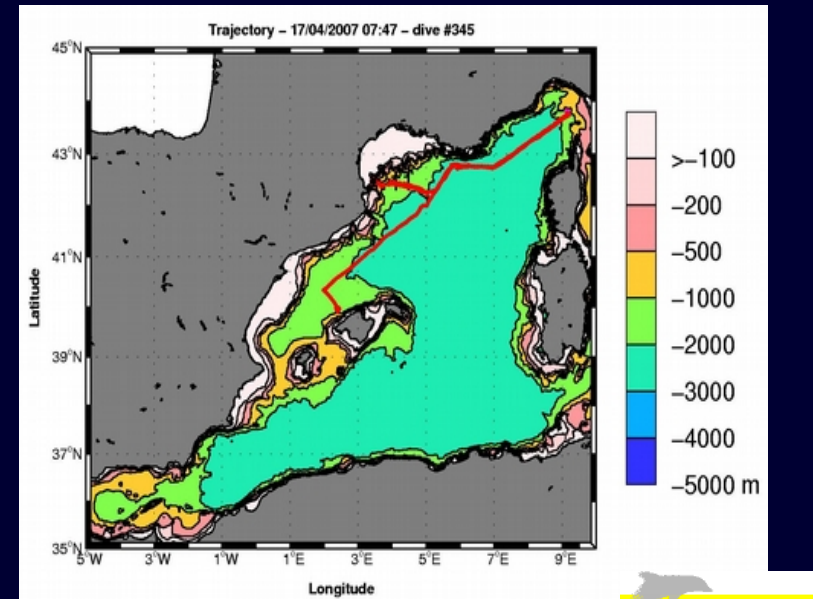
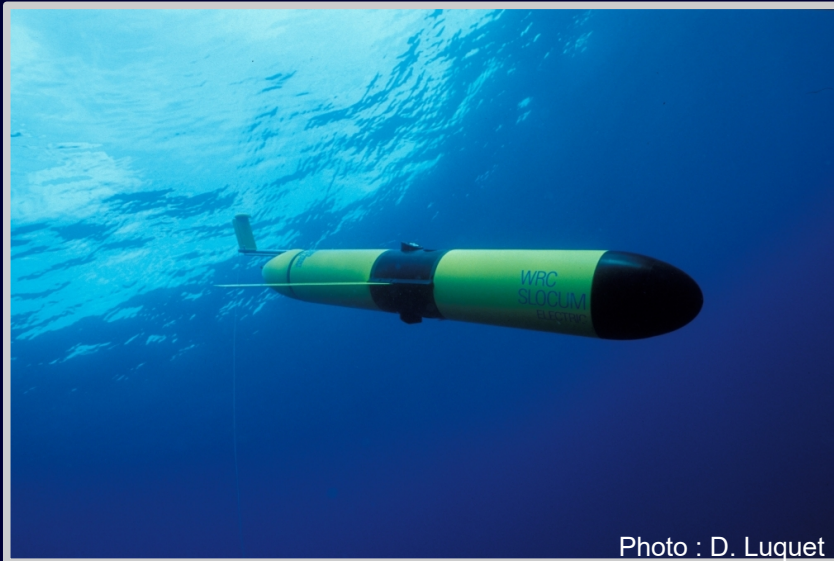


Profileurs Bio-Argo.

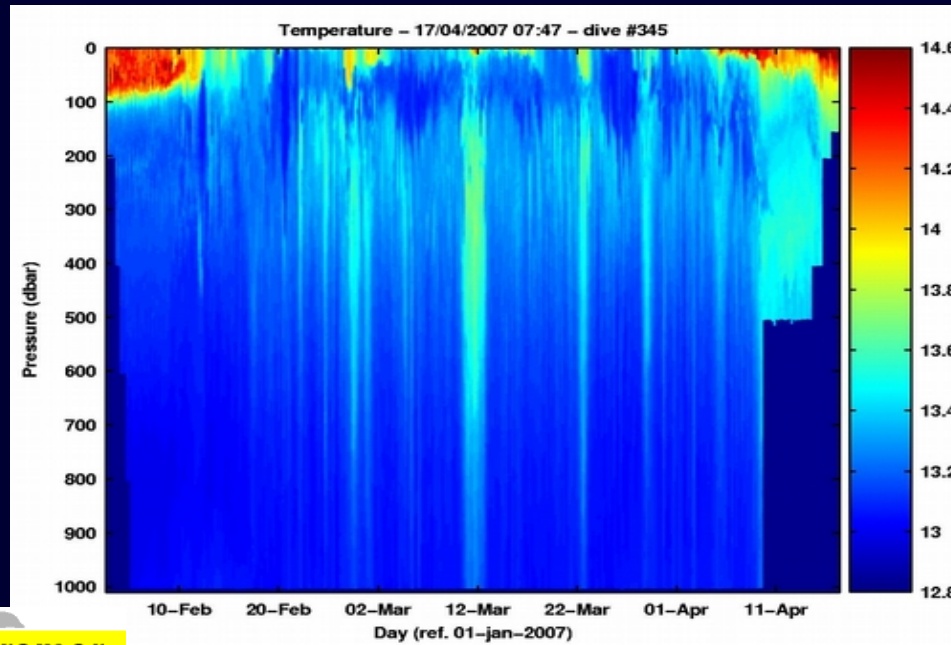


Observing the oceans: the argo revolution. Pierre-Yves Le Traon

Les Planeurs sous-marins autonomes - Gliders



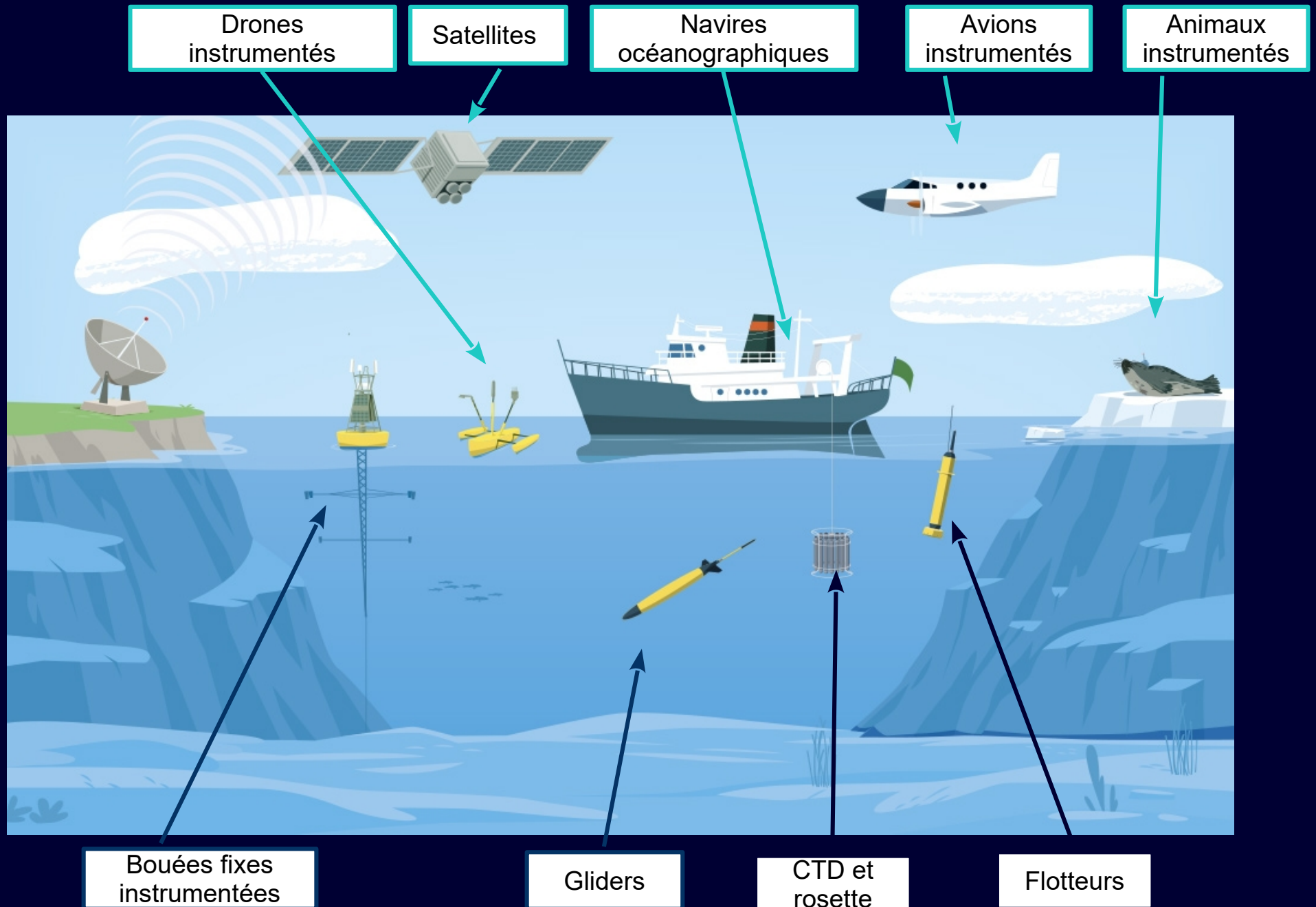
Ifremer



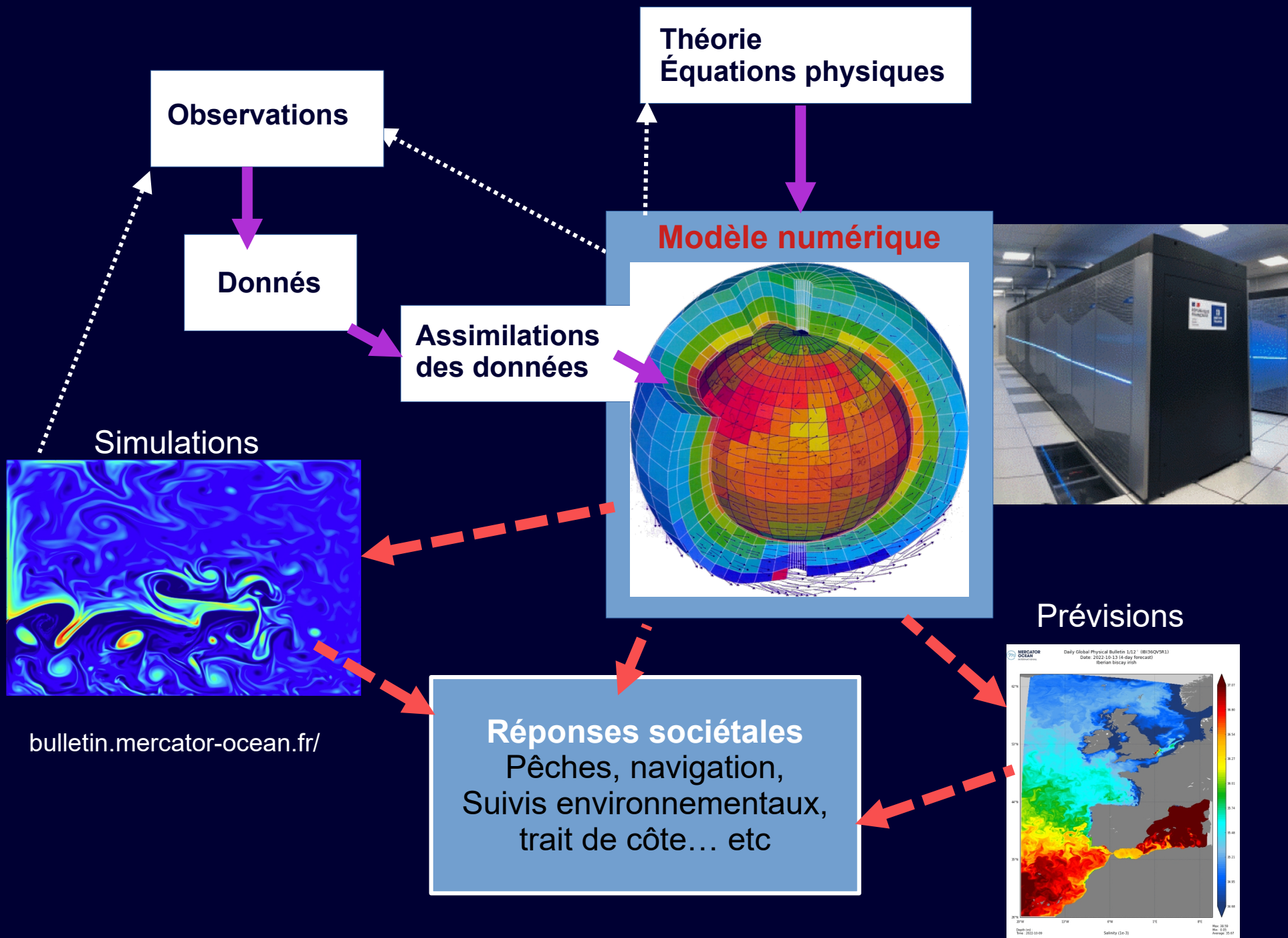
Ifremer



Tout le temps, partout et à toutes les profondeurs ?



Modèles de simulation de l'océan



Au sujet d'une force d'inertie
la force de Coriolis

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 la 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 :

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

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

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

Notion de masses d'eau

Notion de masses d'eau

Une masse d'eau est 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.

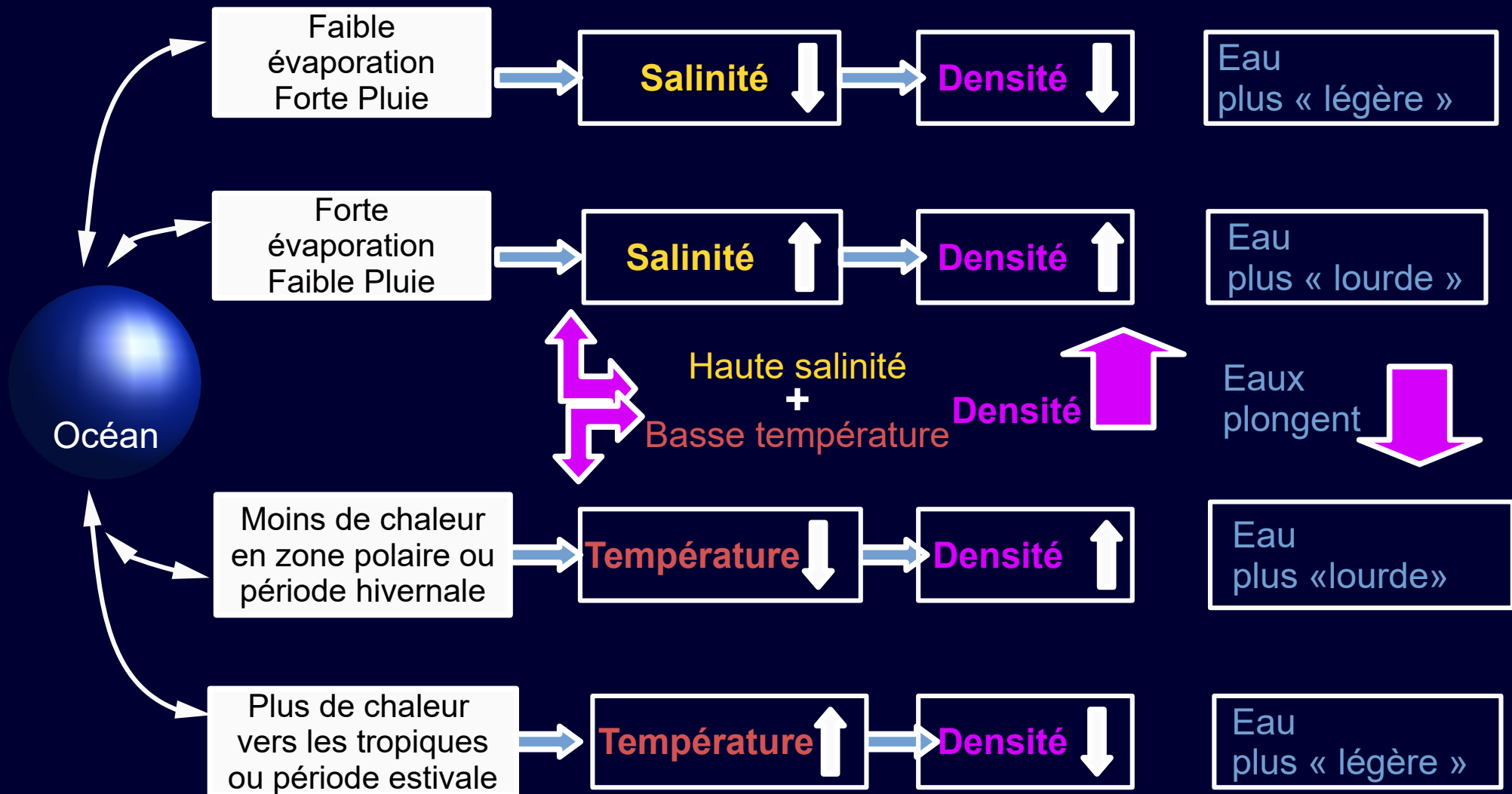
Les caractéristiques d'une masse d'eau comprennent essentiellement la **température**, la **salinité**.

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

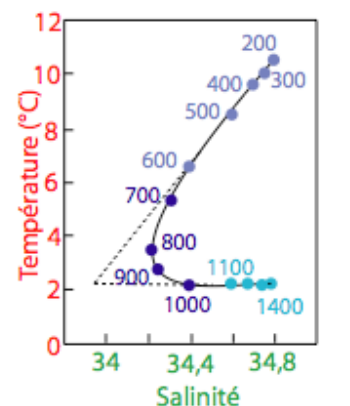
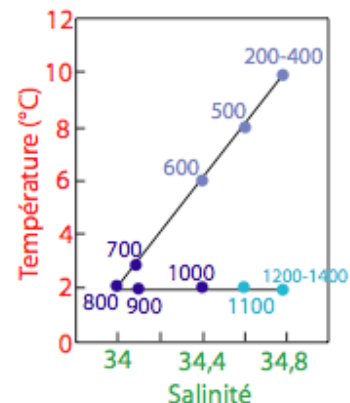
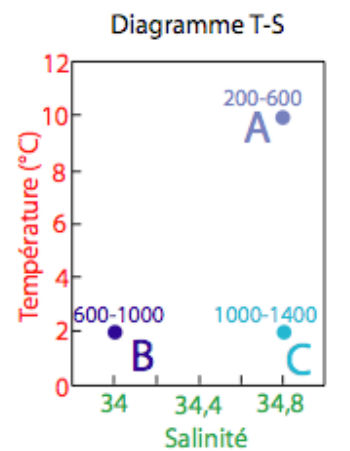
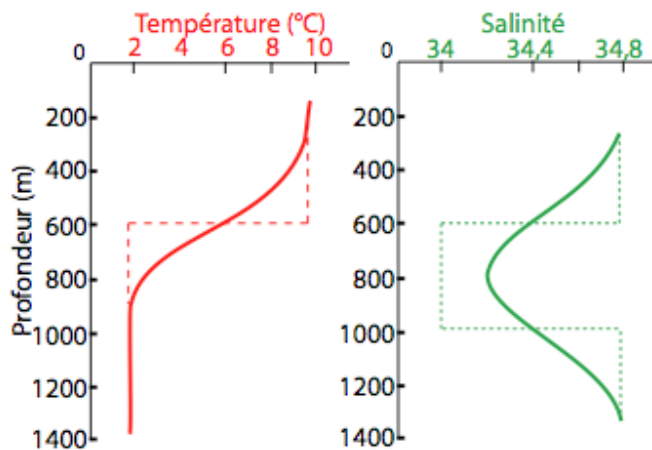
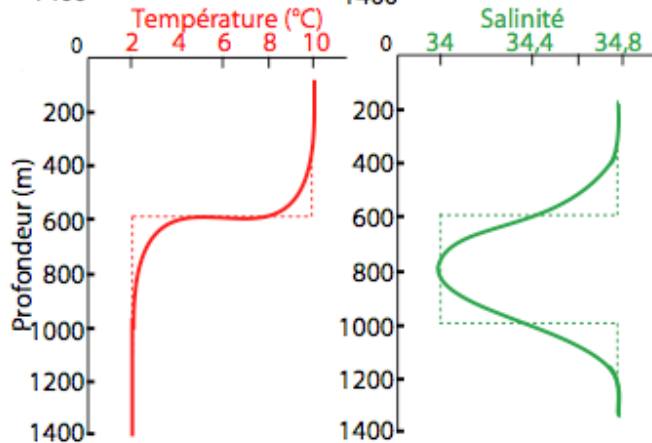
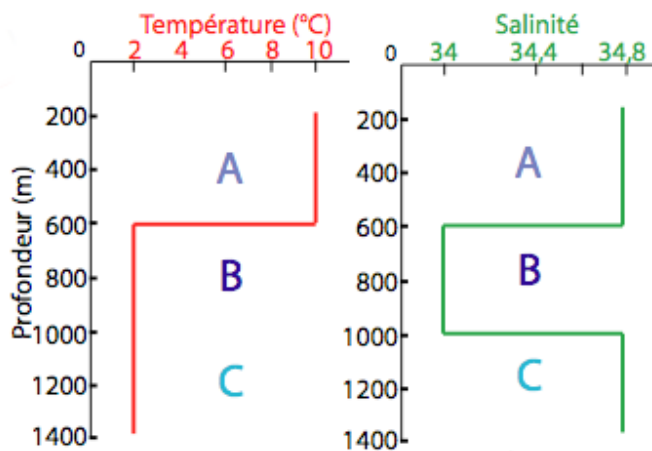
- A $\theta = 10^{\circ}\text{C}$ S = 34,8 $\rho = 1026,8$
- B $\theta = 2^{\circ}\text{C}$ S = 34,0 $\rho = 1027,17$
- C $\theta = 2^{\circ}\text{C}$ S = 34,8 $\rho = 1027,81$

200 m

600 m

1000 m

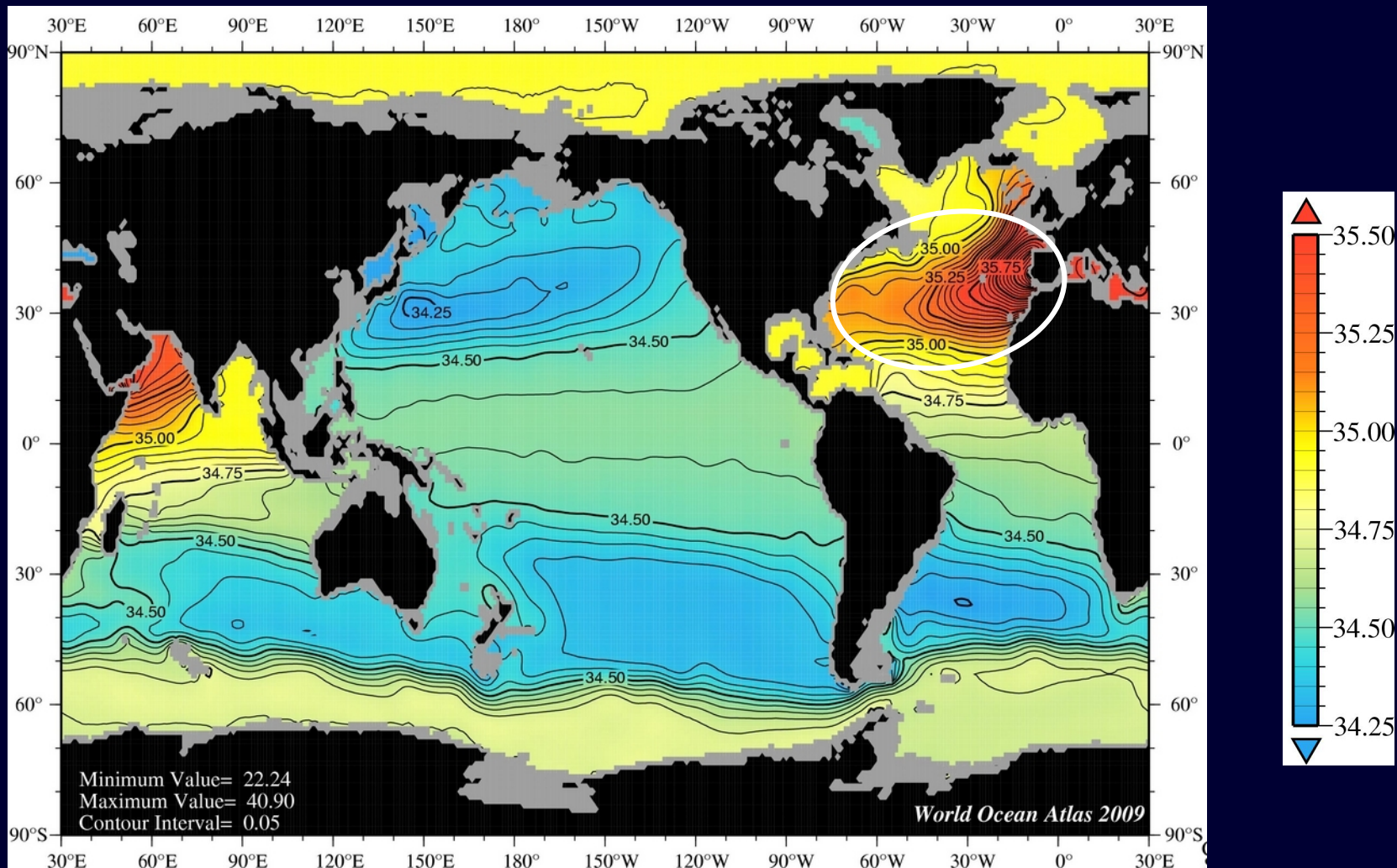
1400 m



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

Un exemple l'eau méditerranéenne

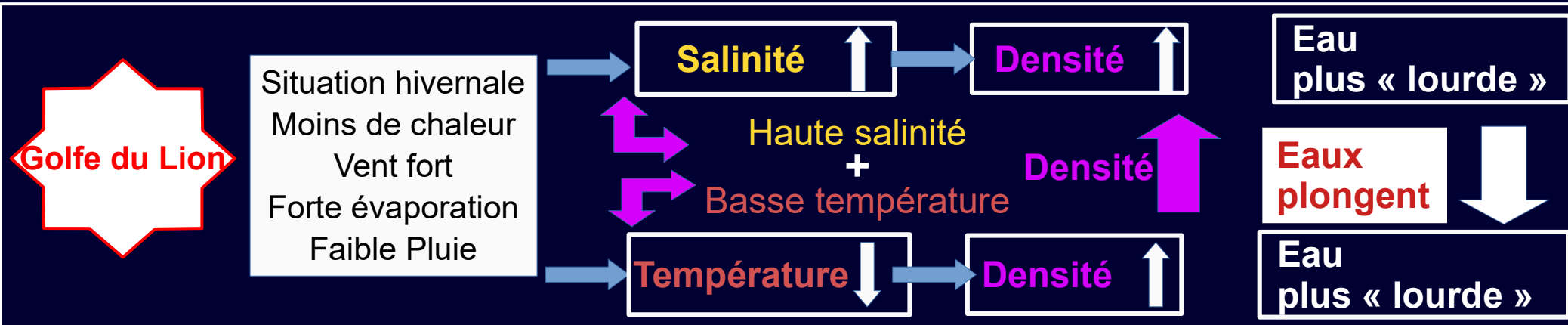
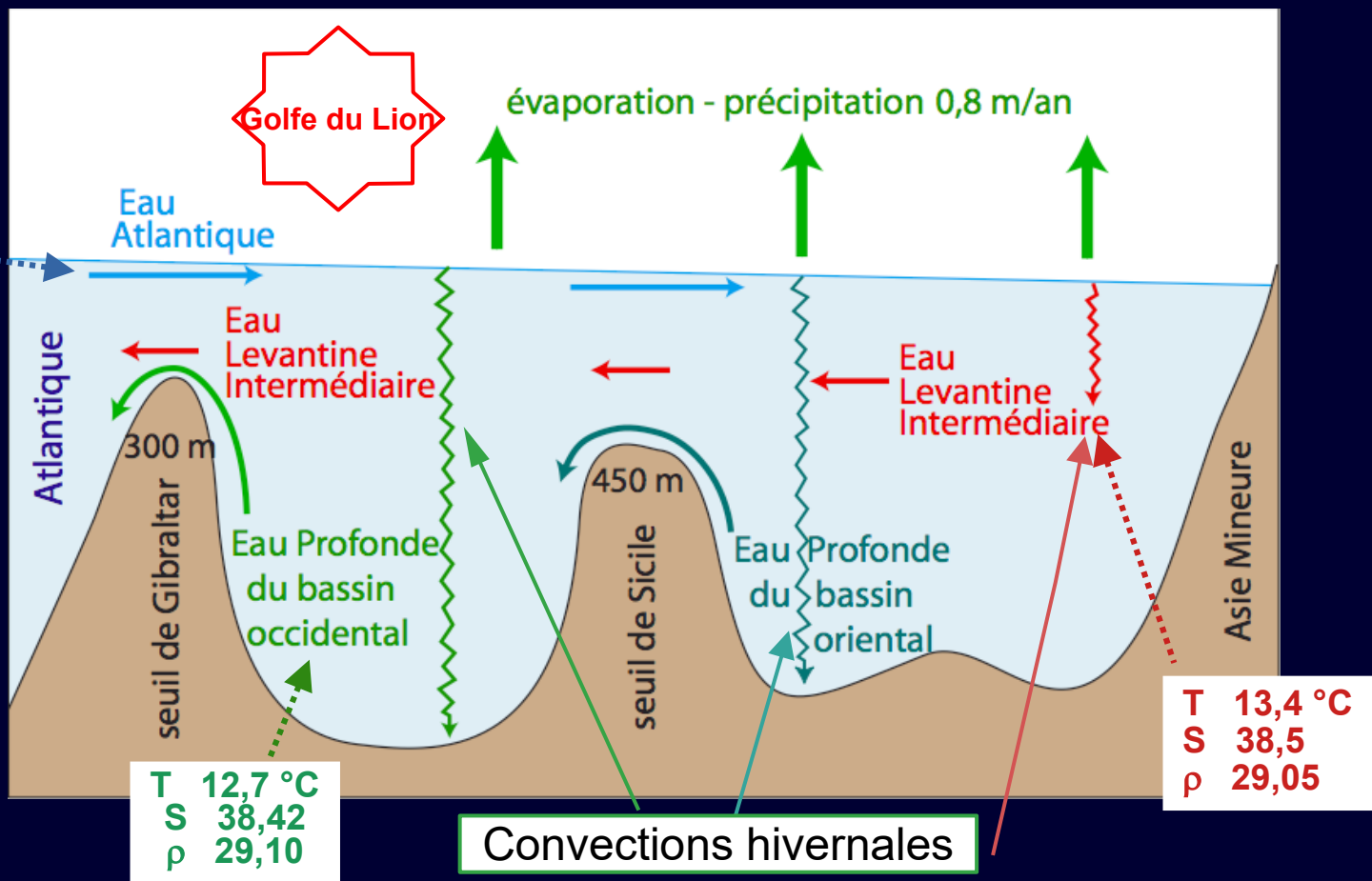
Salinité à - 1000 m



La Méditerranéenne : un bassin de concentration



T 15-22 °C
S 36-36,25
ρ 25-27



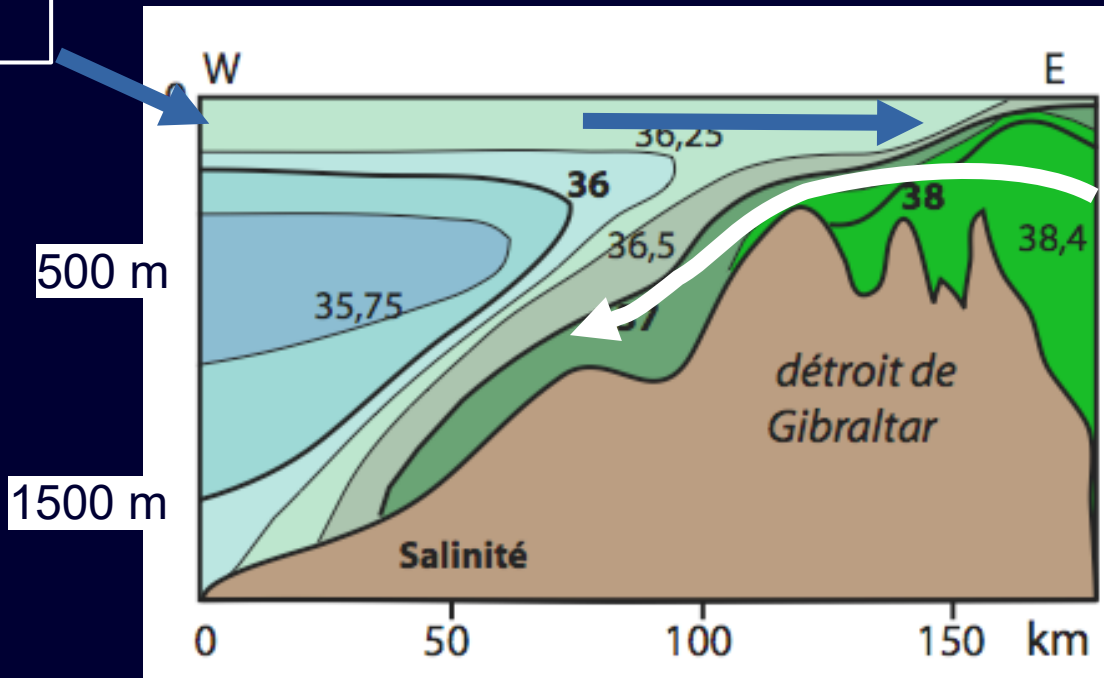
Echanges au niveau du détroit de Gibraltar

Eau atlantique
T 15-22 °C
S 36-36,25
 ρ 25-27

Océan Atlantique

Salinité

Mer Méditerranée



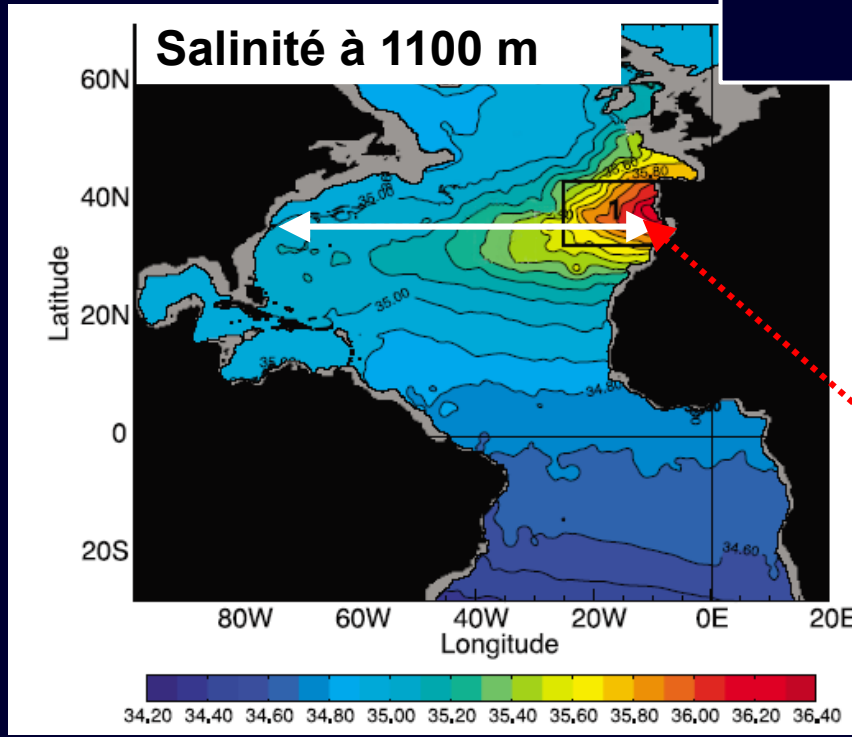
500 m

1500 m

Eau levantine
T 13,4 °C
S 38,5
 ρ 29,05

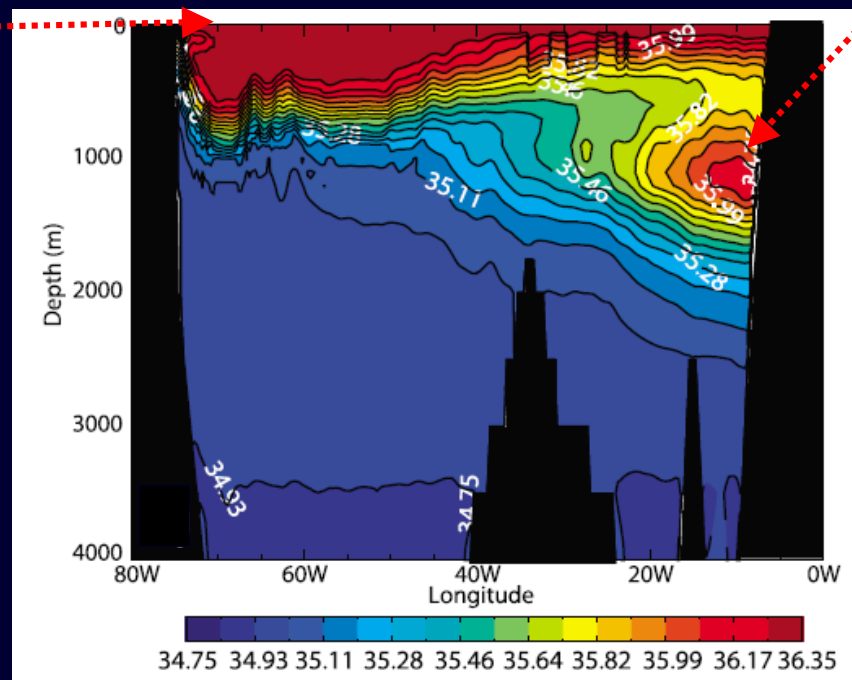
Eau profonde
T 12,7 °C
S 38,42
 ρ 29,10

Eau méditerranéenne en Atlantique



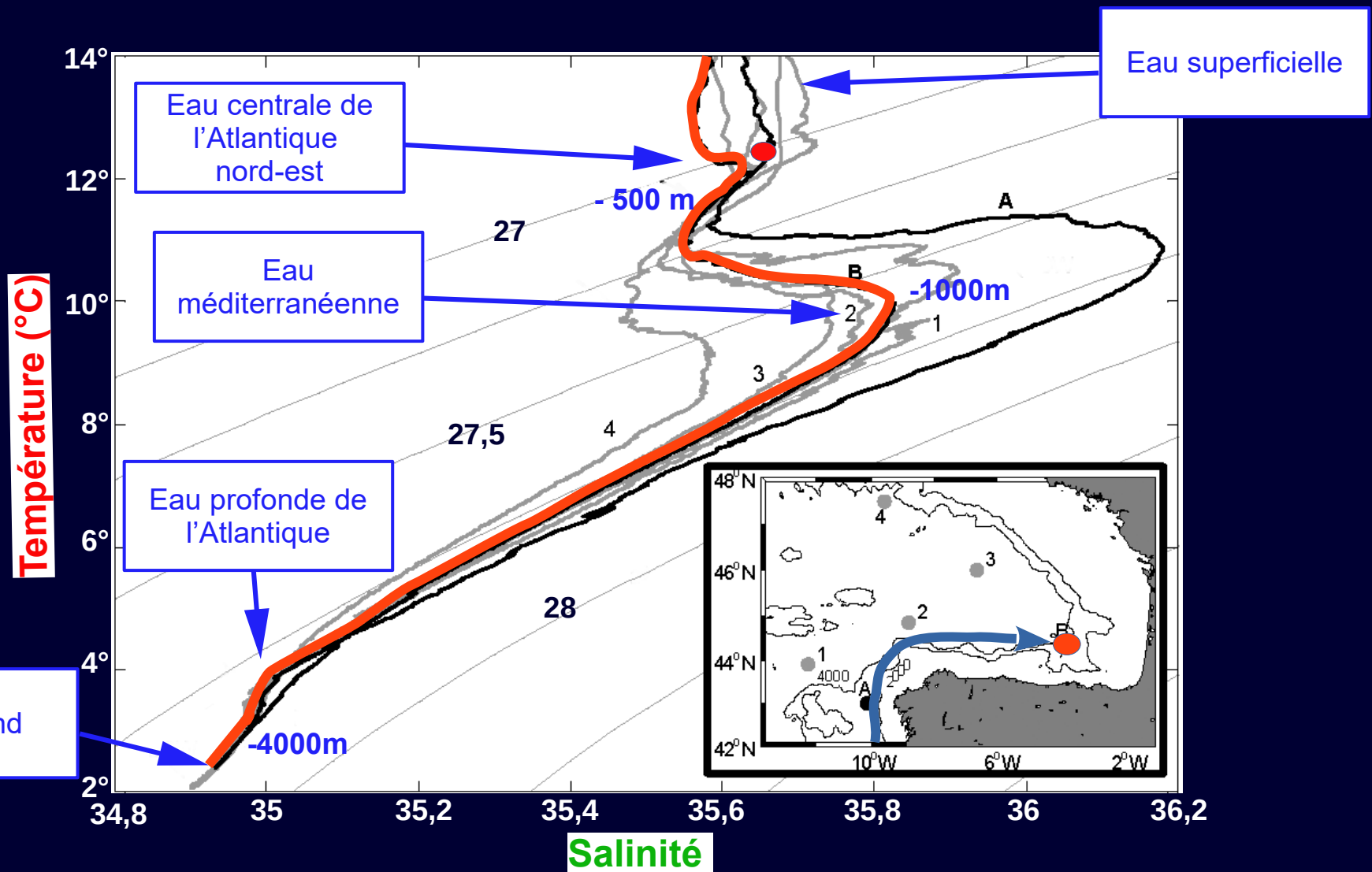
Eau Méditerranéenne
de débordement
MOW :Mediterranean Outflow
Water

Eau
superficielle
du GulfStream



Coupes verticales
de salinité à 36 ° N.

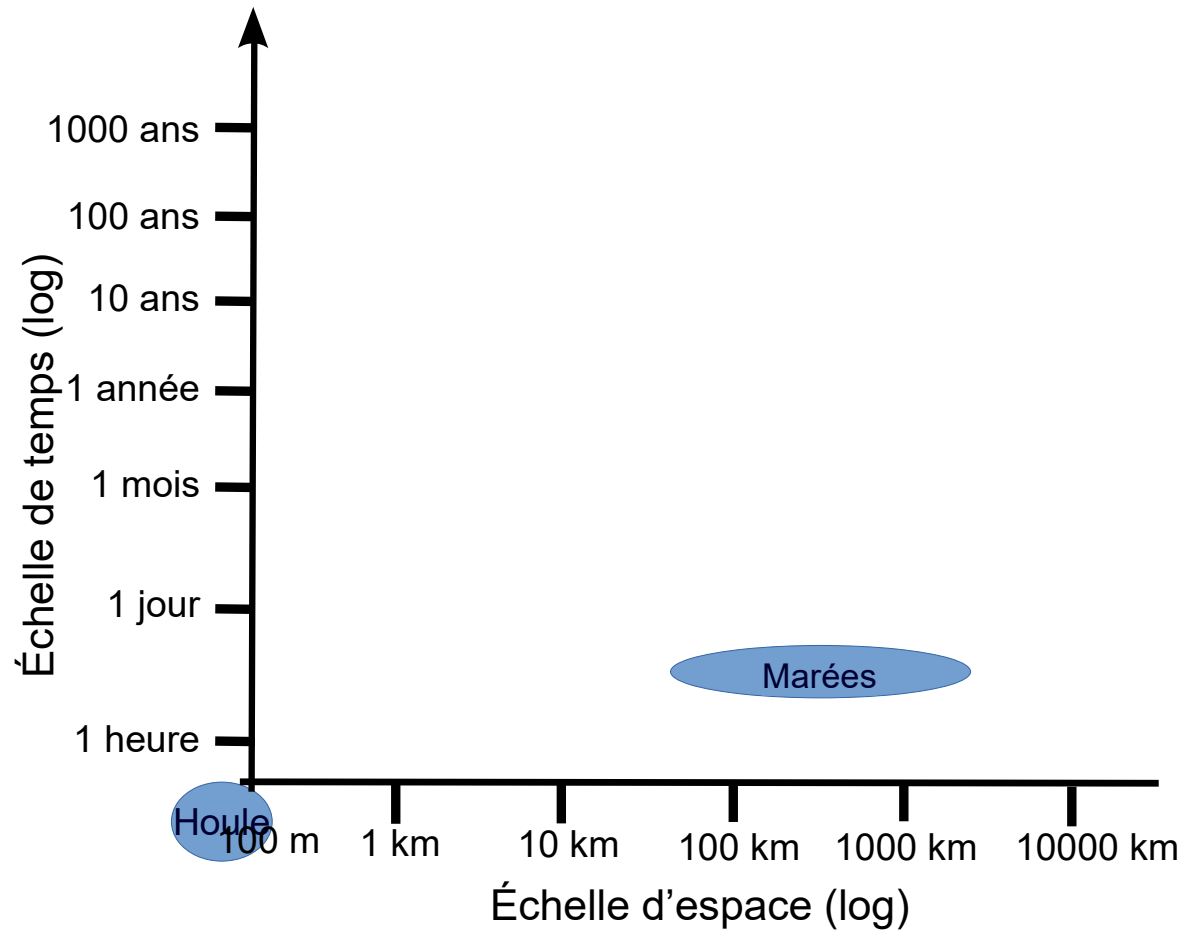
Hydrologie : le Golfe de Gascogne



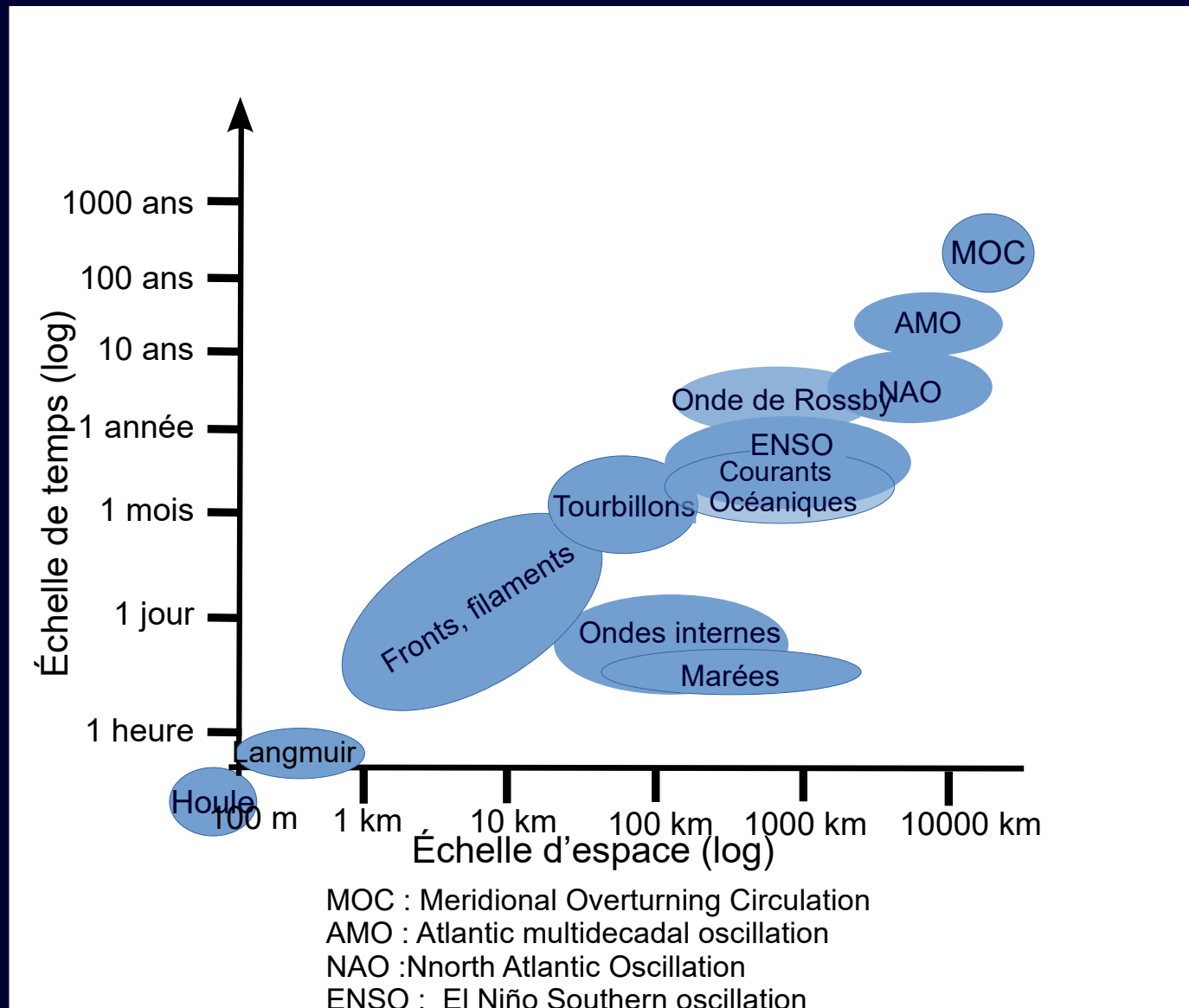
- MOW : Mediterranean Outflow Water
- ENACW : Eastern North Atlantic Central Water
- NADW : North Atlantic Deep Water
- LDW : Lower Deep Water, mixture of 69% NADW and 31% Antarctic Bottom Water (AABW).

Dynamique de l'océan

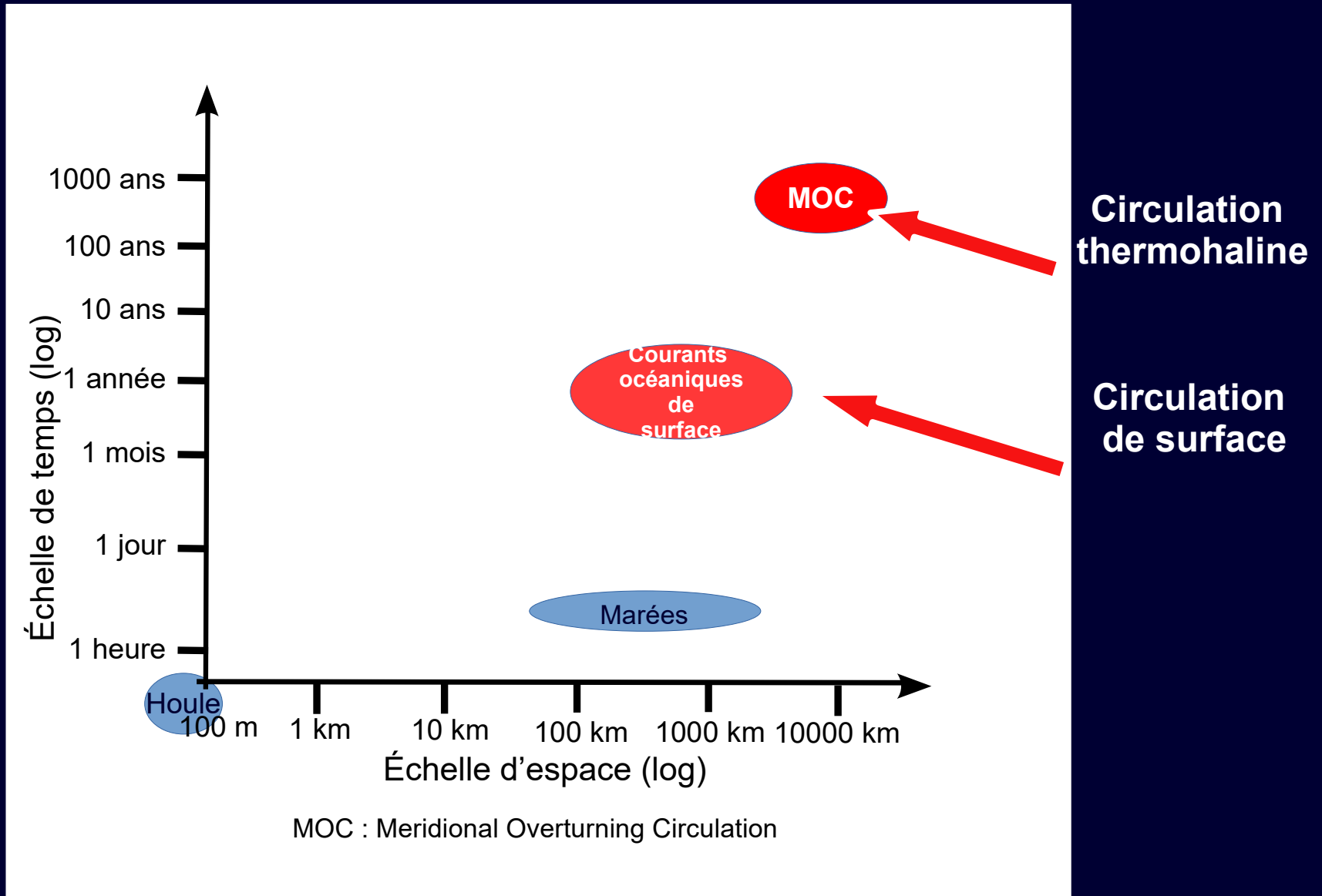
Échelles de temps et d'espace dans la dynamique de l'océan



Échelles de temps et d'espace dans la dynamique de l'océan



La circulation océanique



La circulation océanique

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

1. la circulation de surface.

Elle est essentiellement due à l'effet des vents dominants sur la surface de l'océan.

2. la circulation thermohaline.

Elle est due à la plongée des eaux de surface causée par une augmentation de leurs densités et assure une ventilation des couches profondes de l'océan.

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

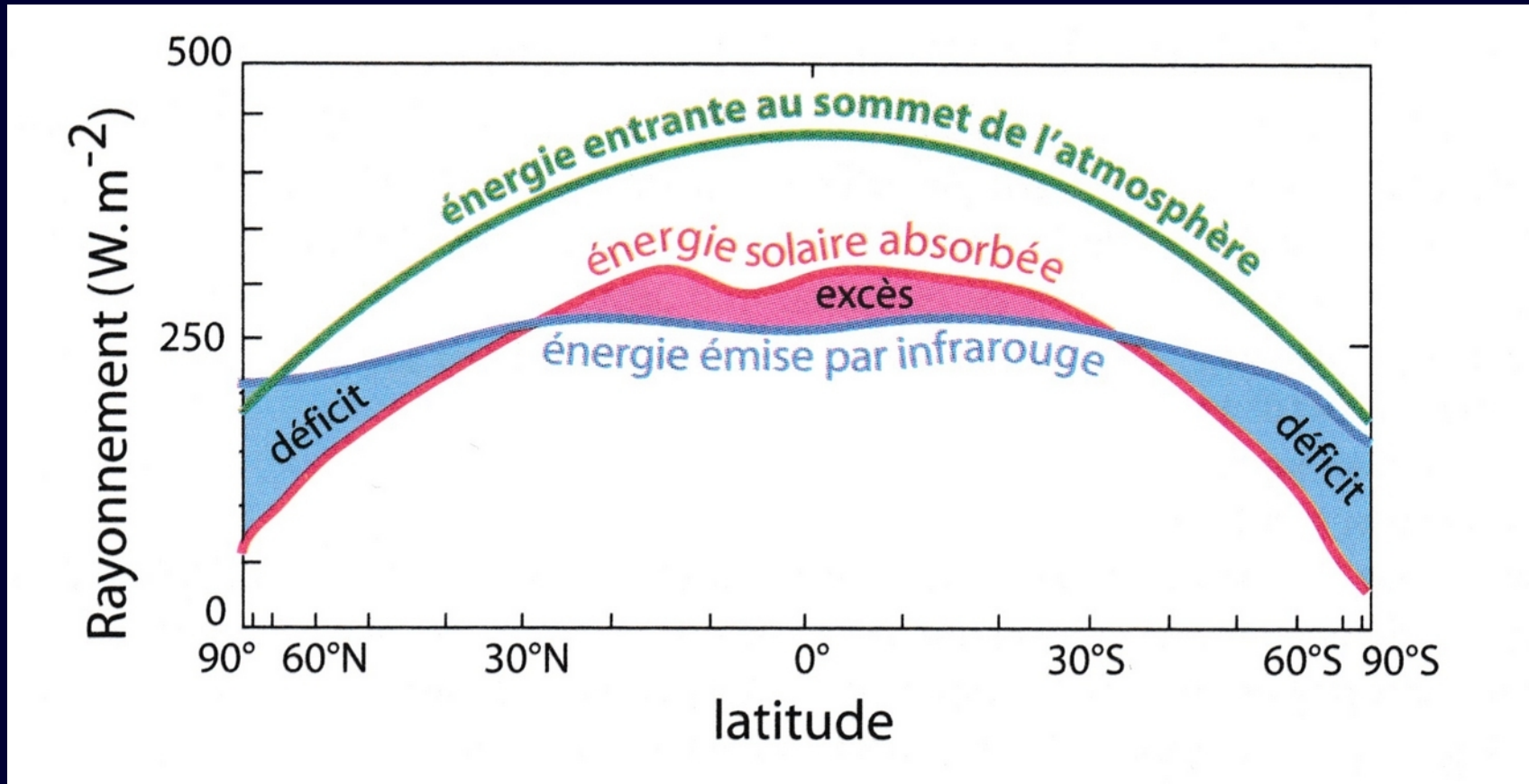
Nous allons donc voir :

- La circulation océanique de surface
- La circulation océanique profonde
- L'interaction circulation de surface/circulation profonde

La circulation océanique de surface

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

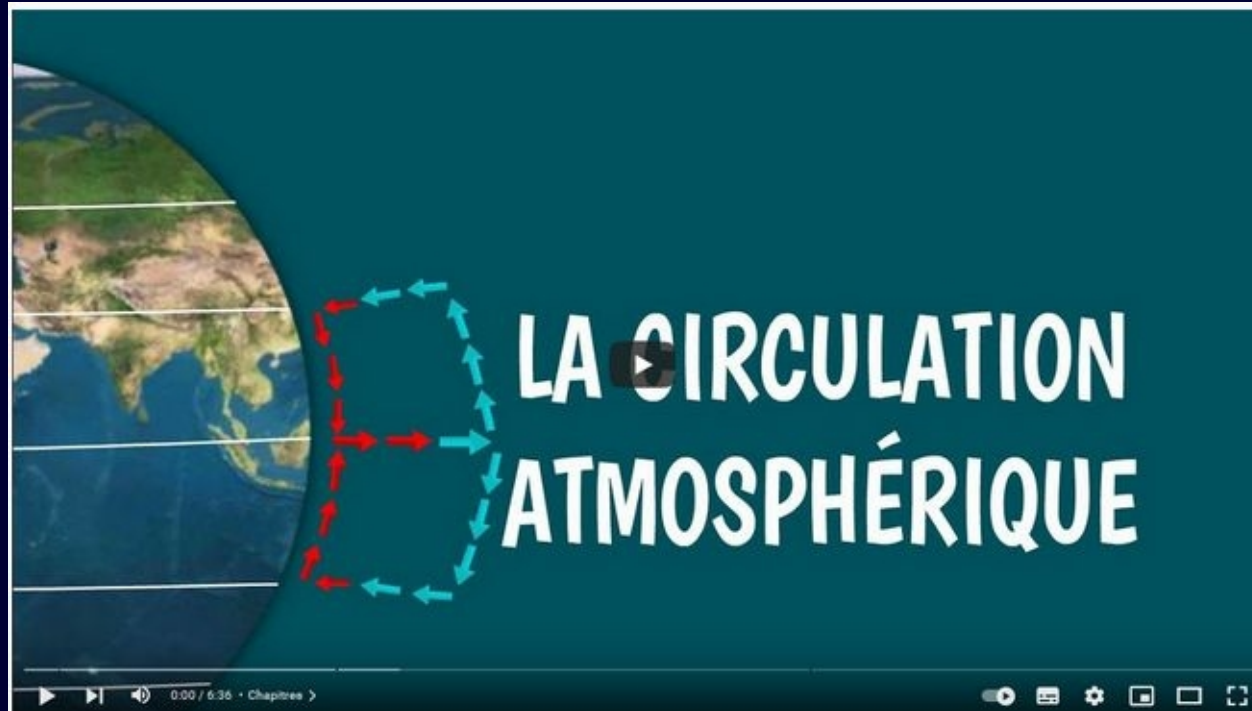
Distribution de l'énergie solaire incidente en fonction de la latitude



Distribution en fonction de la latitude de l'énergie solaire incidente, de l'énergie solaire absorbée et de énergie réémise sous forme d'infrarouge.

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).

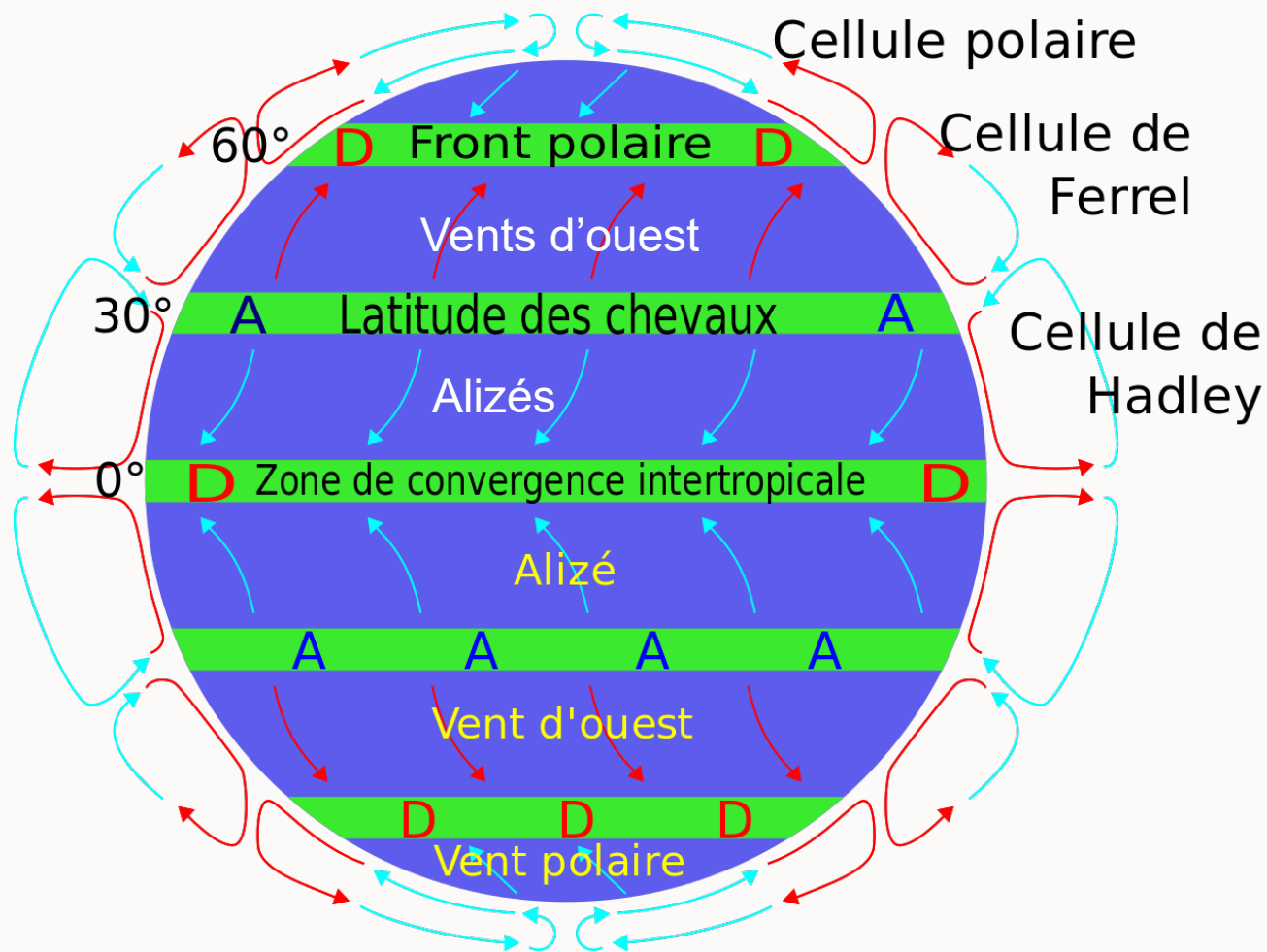
La circulation atmosphérique, petit film



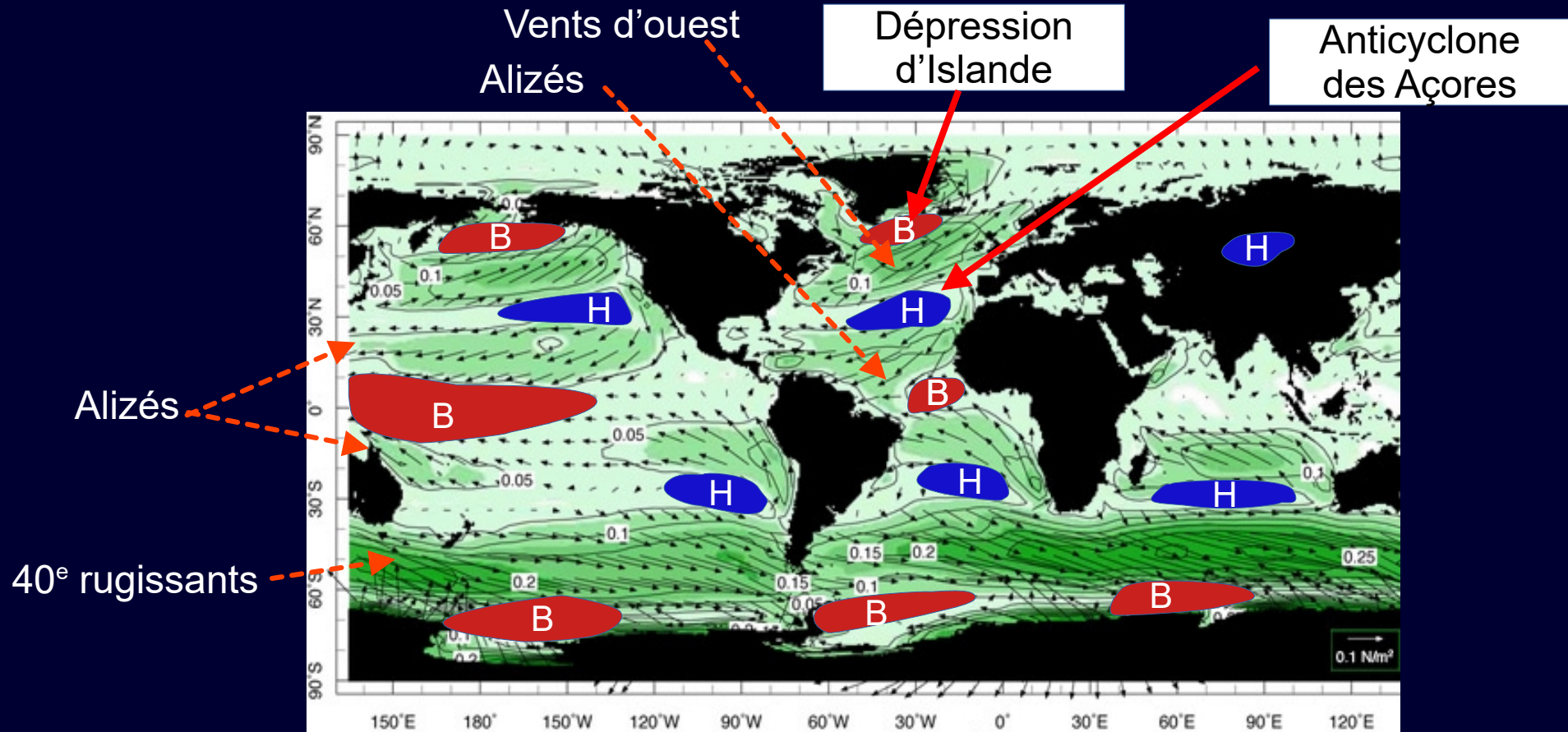
<https://youtu.be/SmANt8gAl7c>

Bright blue, Genève, Suisse

Le couplage océan-atmosphère : mouvements de l'atmosphère



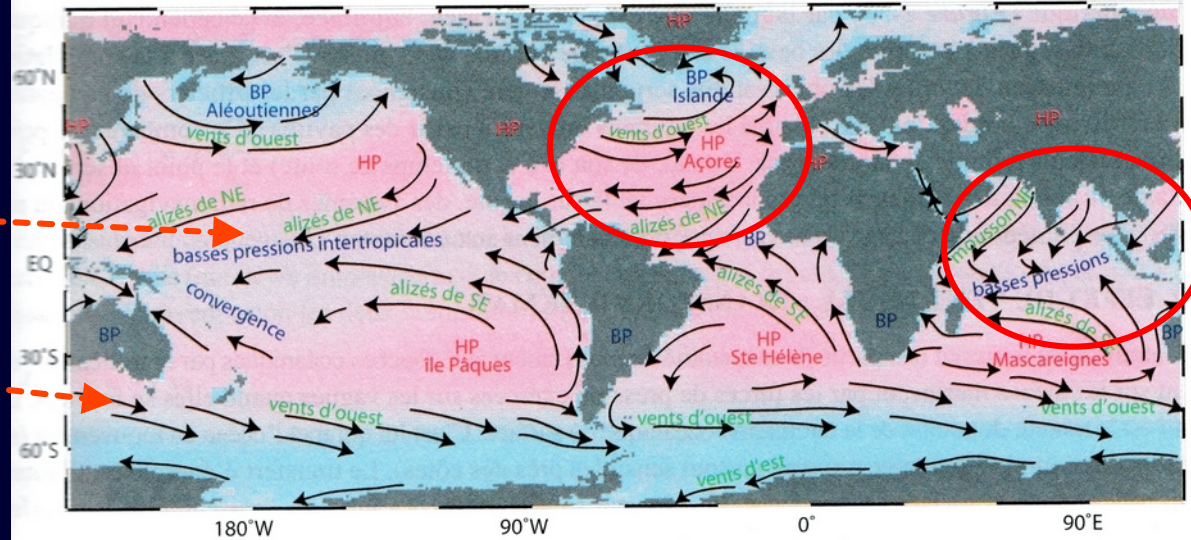
Pression atmosphérique et vents de surface sur l'océan



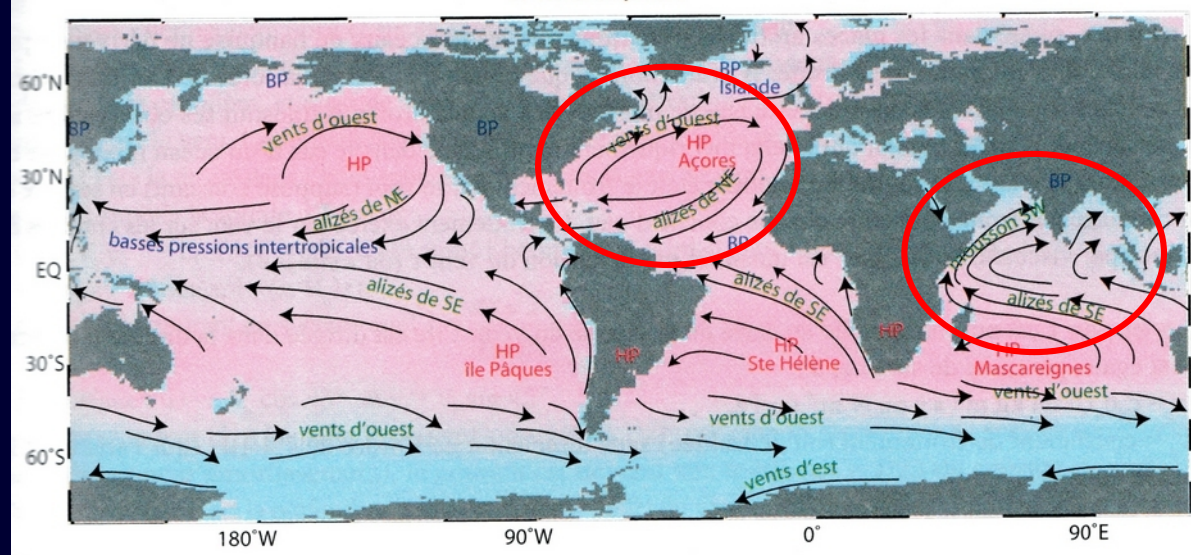
Stress éolien moyen annuel sur l'océan.

Saisonnalité du régimes des vents

a) Vents en janvier



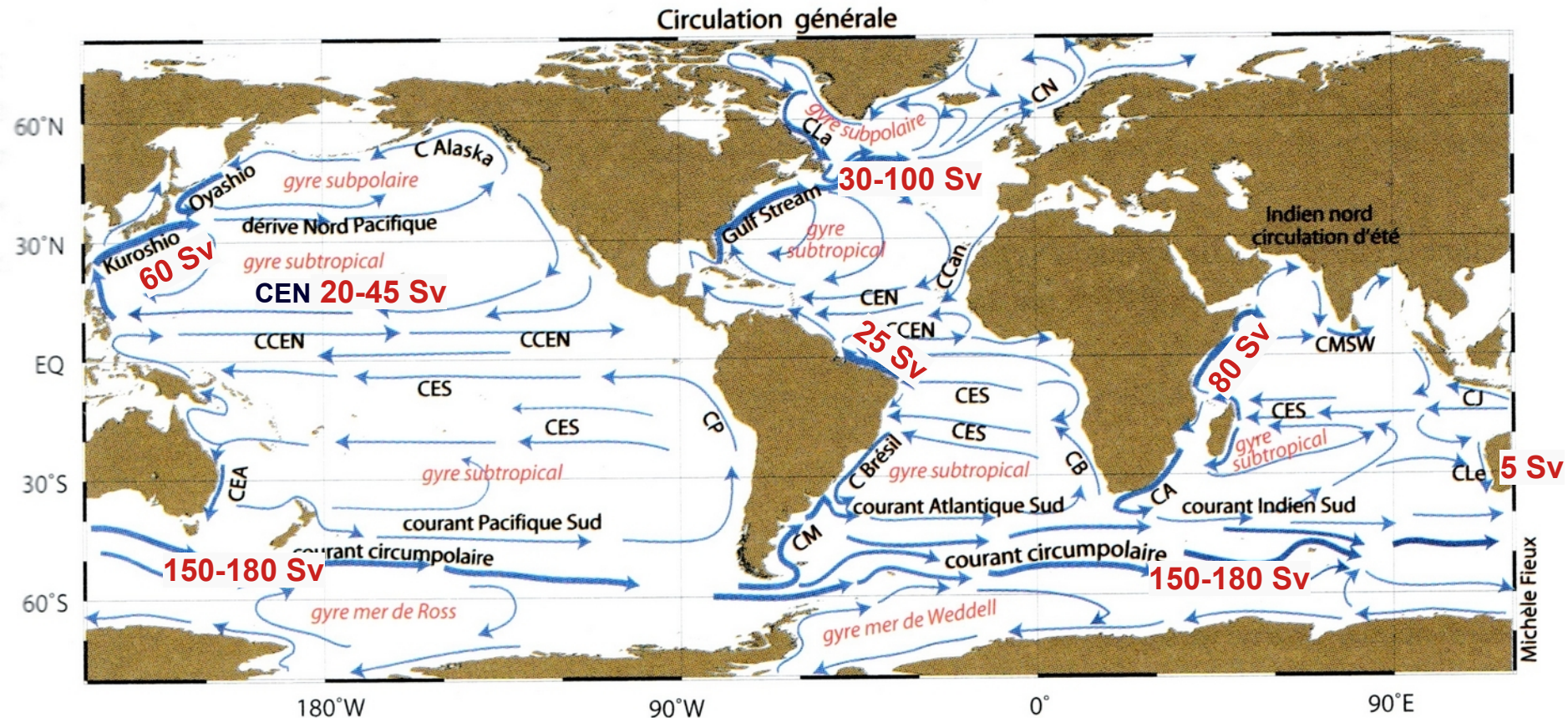
b) Vents en juillet



Alizés

40° rugissants

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

Unité : Sverdrup (Sv), $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3$ par seconde