

Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 3 - Dynamique de l'océan

3.1. Portrait de l'océan

3.2. La circulation thermohaline

3.3. Convection thermique et turbulences

3.4. Courants zonaux et méridionaux

3.5. Transport d'Ekman, gyres et upwellings

3.6. Océans et changement climatique

Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 3 · Dynamique de l'océan

3.1. Portrait de l'océan

3.2. La circulation thermohaline

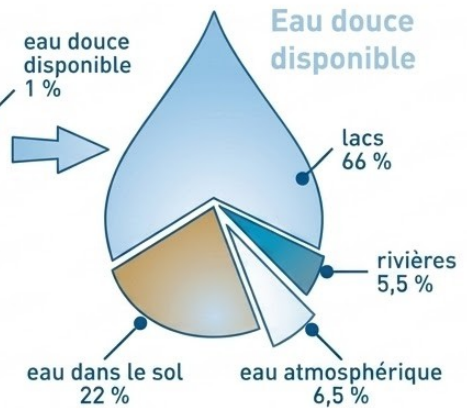
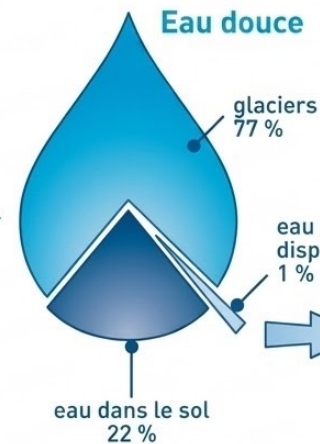
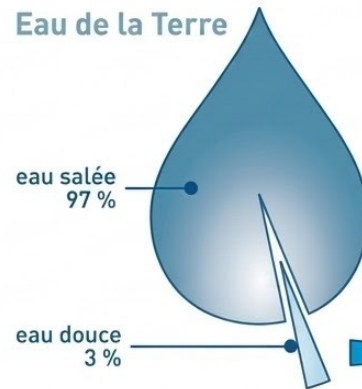
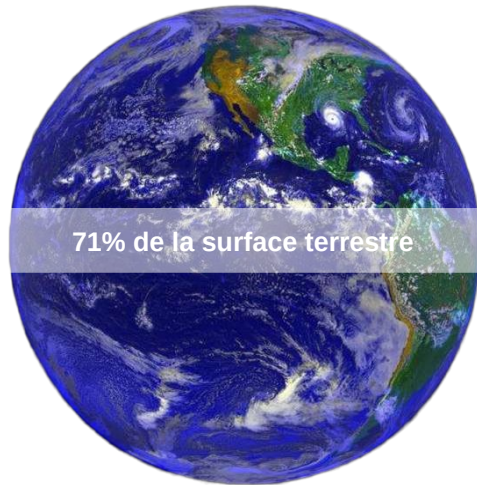
3.3. Convection thermique et turbulences

3.4. Courants zonaux et méridionaux

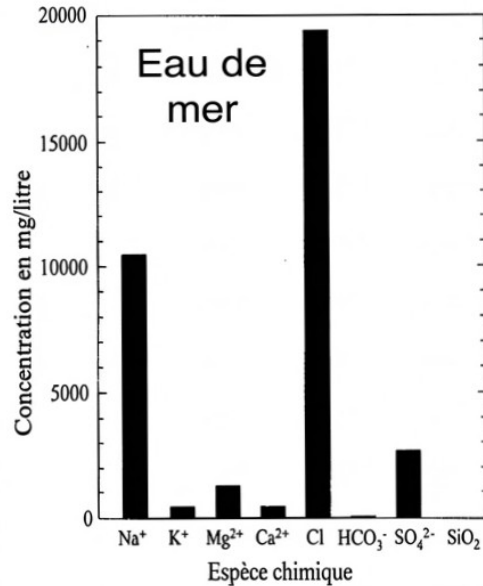
3.5. Transport d'Ekman, gyres et upwellings

3.6. Océans et changement climatique

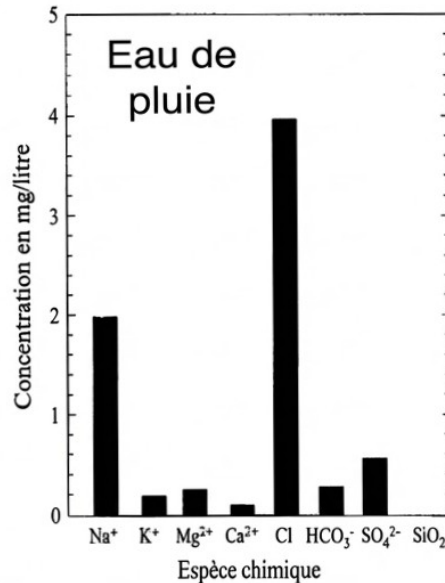
L'hydrosphère désigne l'ensemble des **eaux présentes sur Terre**, sous toutes leurs formes.



Salinité : concentration de sel dissous dans l'eau

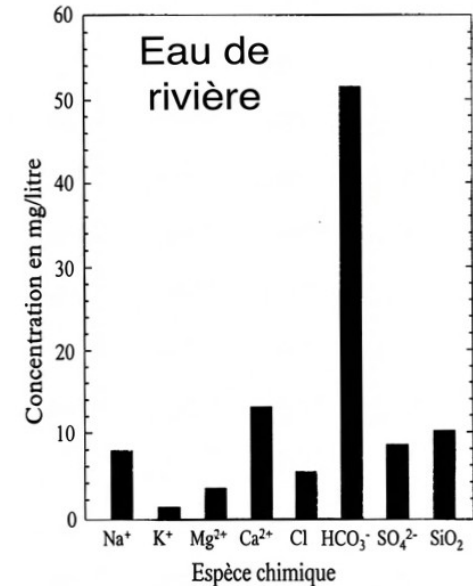


Salinité élevée : NaCl $\sim 35 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$



Eau quasi pure

Très faible salinité : NaCl $\sim 0,006 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$
Na⁺ et Cl⁻ provenant des aérosols marins



Salinité faible : NaCl $\sim 0,01 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$

Composition dominée par :
HCO₃⁻, Ca²⁺, SiO₂

Signature du **bassin versant**

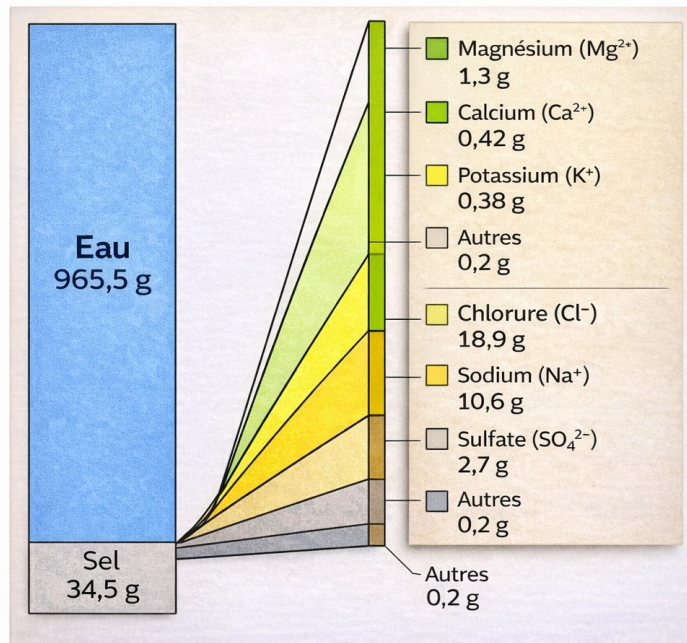
Résultat de l'**altération chimique**
des roches

Unité : 35 g/L ou 35 PSU pour Practical
Salinity Unit ou encore 3,5 %

Les océans couvrent environ **71 % de la surface terrestre**. Ils contiennent environ **97 % de l'eau de la planète** et jouent un rôle fondamental dans la régulation du climat.

Salinité moyenne : $35 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$

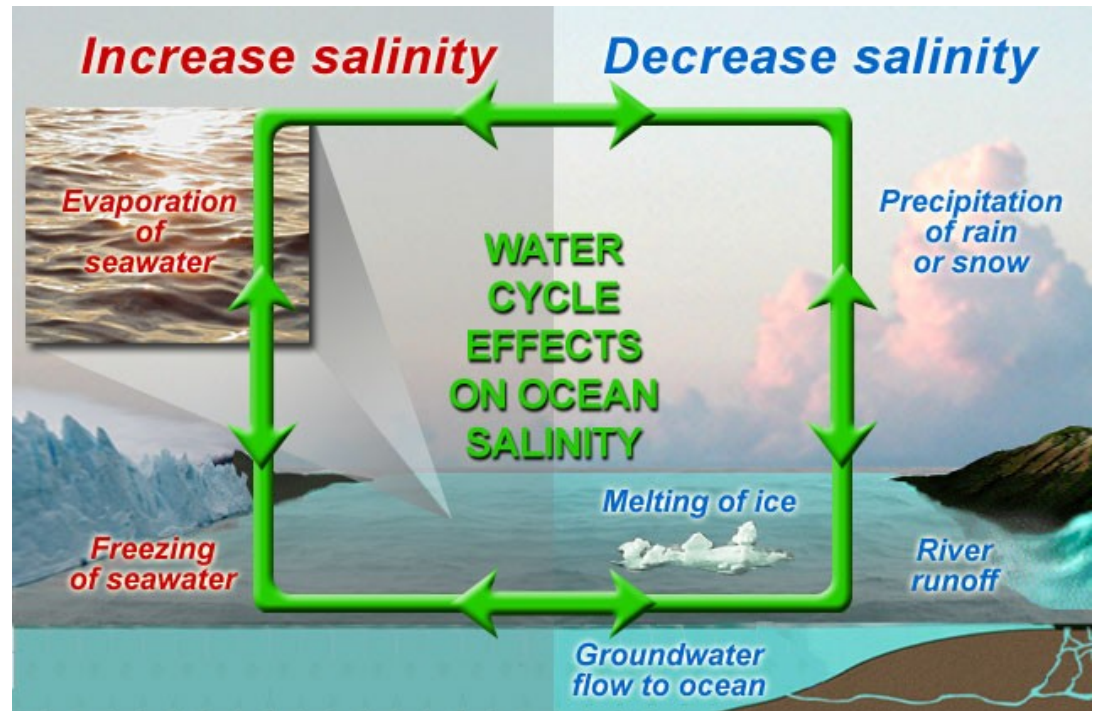
Composition d'un kilogramme moyen d'eau de mer



Si tout l'océan s'évaporait, une couche de **60 m de sel** recouvrirait les fonds marins. Elle se composerait en majorité de **Halite** (NaCl) et contiendrait des traces de Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) et d'Anhydrite (CaSO_4).



La **salinité des océans** oscille entre 1,0 % et 4,1 %.
Elle varie en fonction du **cycle de l'eau**.



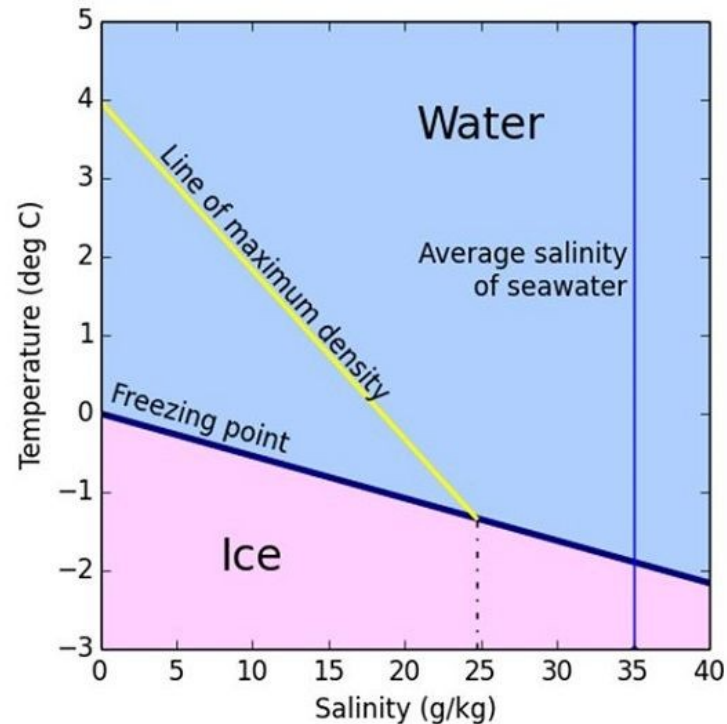
La **salinité des océans** varie également en fonction de la **température de l'eau**.

2. La température



Une eau plus chaude peut maintenir une plus grande quantité de sels dissous en solution qu'une eau froide.

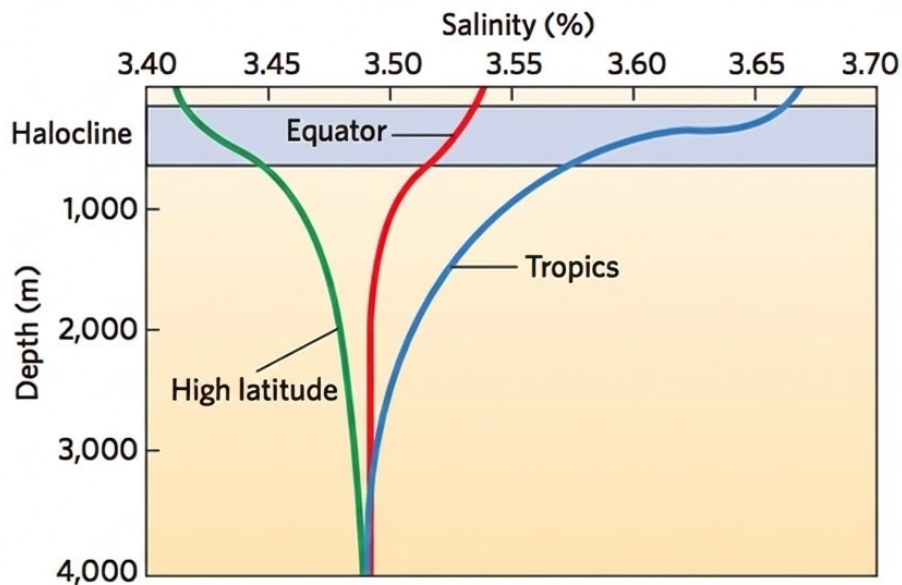
Réciproquement, la **salinité** modifie les propriétés thermodynamiques de l'eau.



Plus la salinité est élevée, plus la température de congélation diminue.

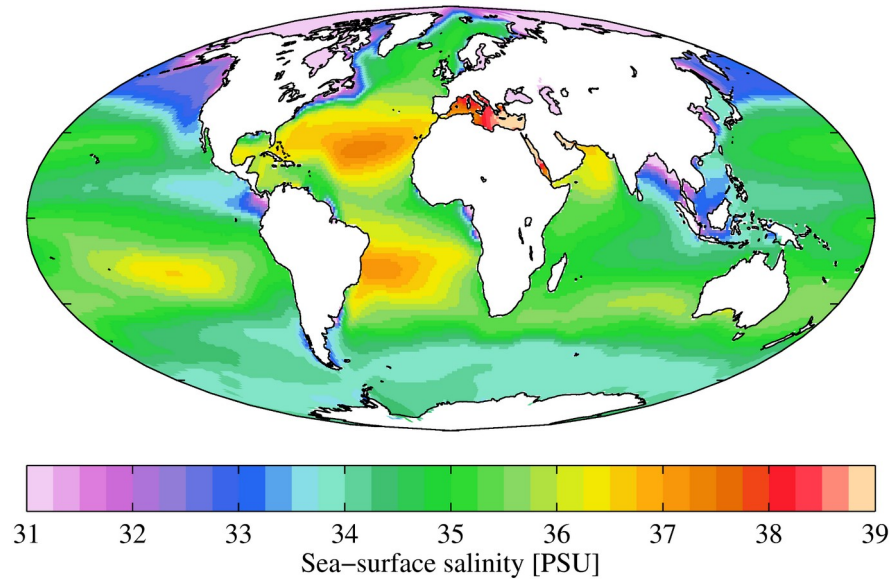
La **distribution verticale de la salinité** est contrôlée par les **processus de surface**.

- Les variations de salinité se concentrent dans la couche supérieure (0-1000 m)
 - **Echanges atmosphériques** (évaporation, précipitations)
 - **Apports d'eau douce** continentale
- En profondeur, la salinité des masses d'eau est plus homogène.

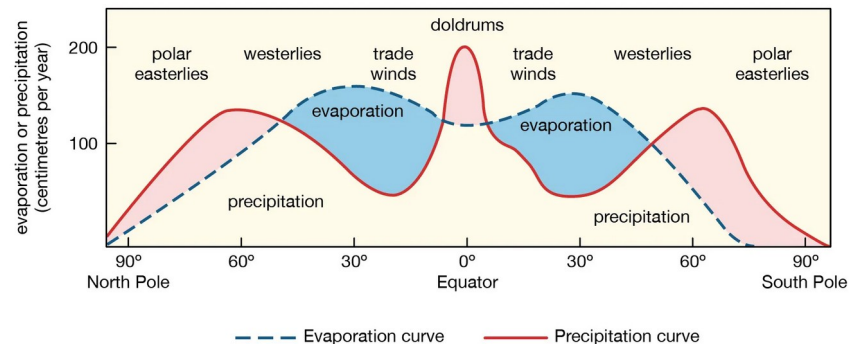


Halocline : zone où le gradient vertical de salinité est maximal

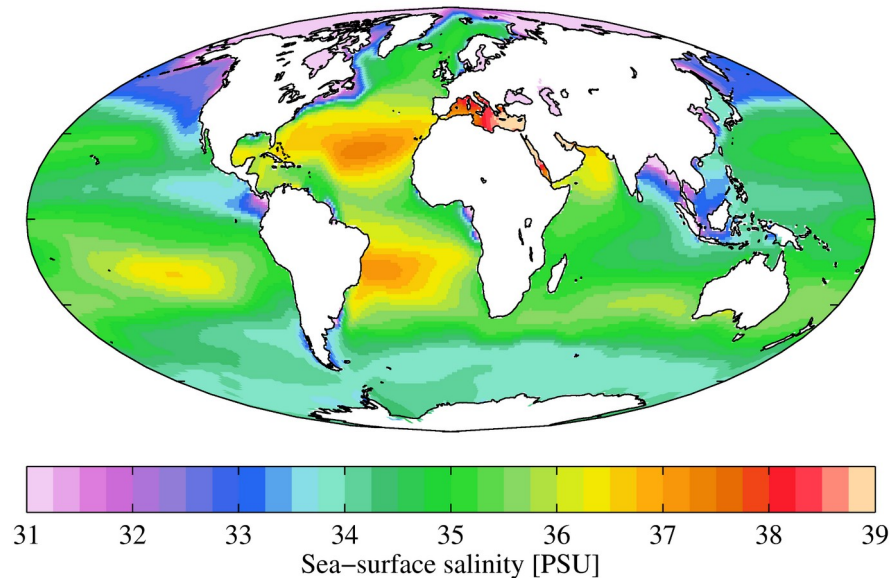
La salinité des eaux océaniques résulte de l'interaction entre les variations de température, l'évaporation, les précipitations et apports d'eau douce via les estuaires.



Latitudinal variation in precipitation and evaporation



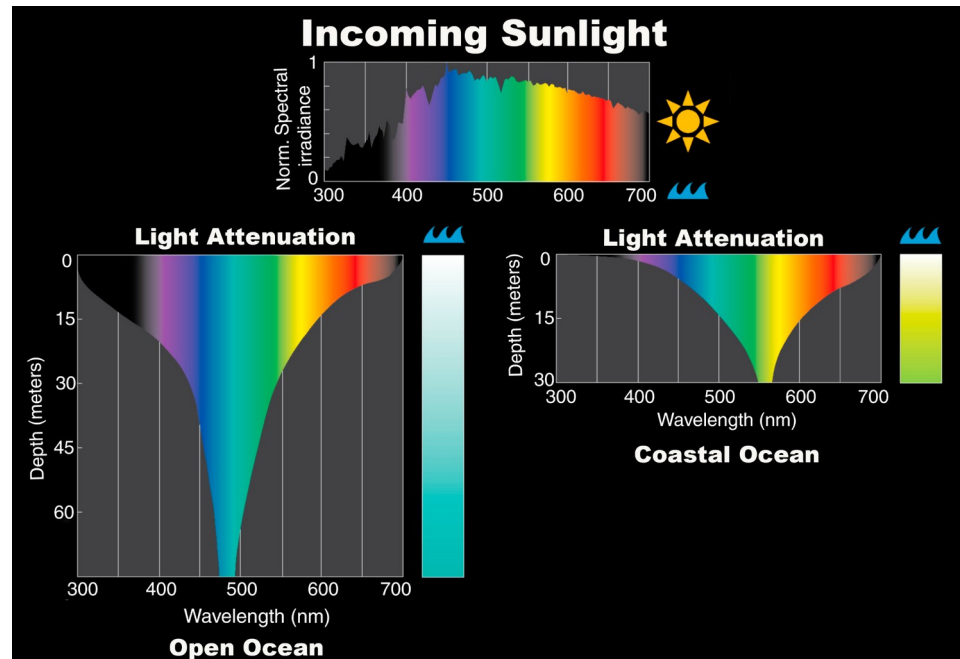
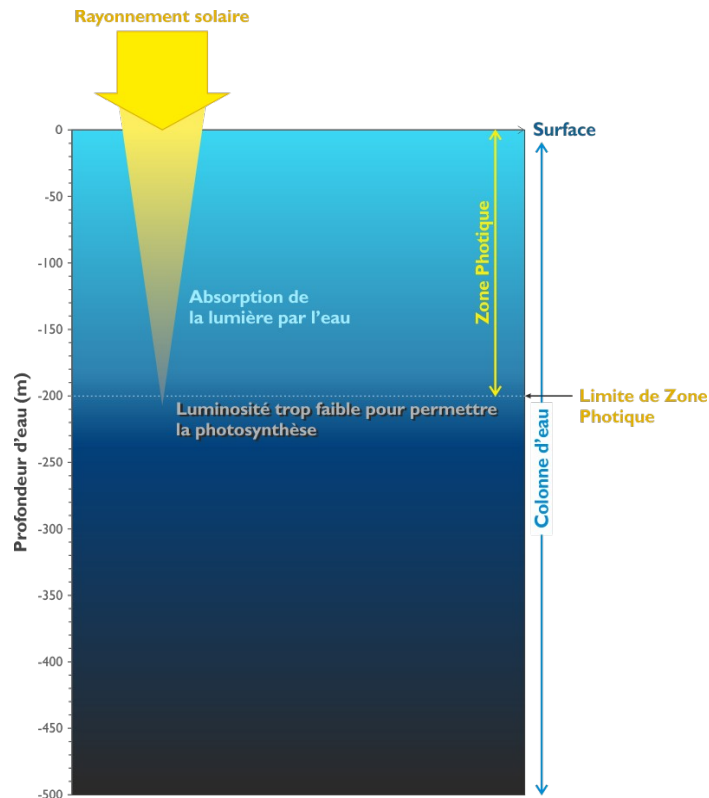
La salinité des eaux océaniques résulte de l'interaction entre les variations de température, l'évaporation, les précipitations et apports d'eau douce via les estuaires.



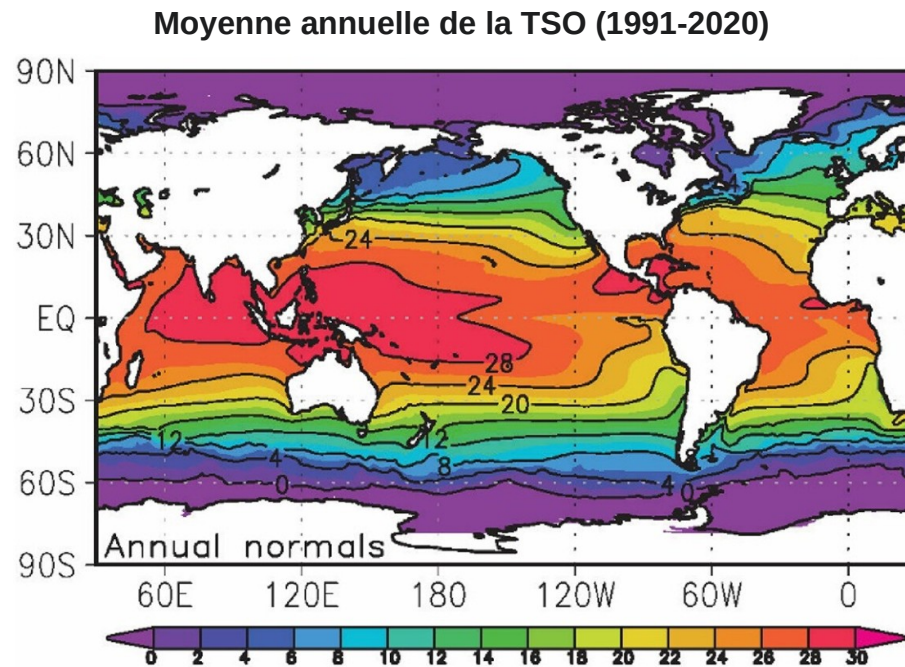
Salinités élevées (≥ 36 PSU) : Régions subtropicales (l'évaporation excède les précipitations)

Salinités faibles (≤ 34 PSU) : Zones équatoriales (fortes précipitations), **hautes latitudes** (influence de la fonte des glaces), **zones côtières** proches des estuaires.

L'eau absorbe le rayonnement solaire. Les IR sont stoppés dans les premiers millimètres, tandis que la lumière visible (bleu/vert) pénètre plus profondément (jusqu'à une centaine de mètres), chauffant la couche de surface qui émet à son tour un rayonnement IR.



La **température moyenne de la surface des océans** est de **17 °C** mais elle présente de forts contrastes spatiaux.



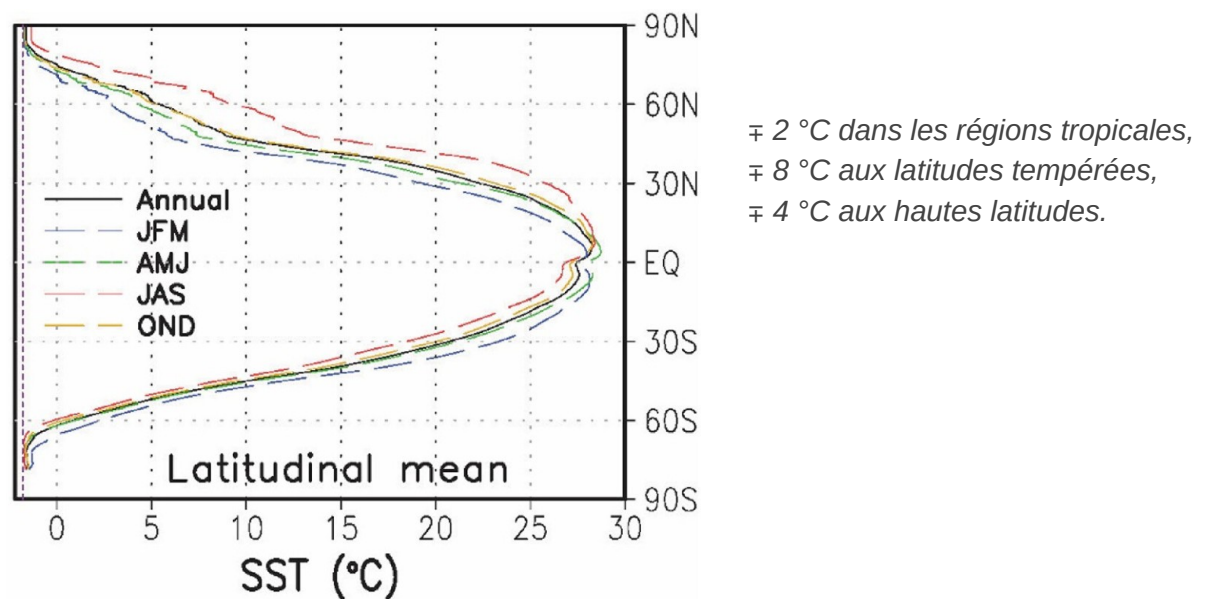
Gradient latitudinal de la TSO corrélé aux variations de l'intensité du rayonnement solaire incident

<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.8350>

La **température de surface de l'océan** varie au cours de l'année en réponse aux **variations saisonnières du rayonnement solaire**.

Moyennes latitudinales de la TSO (1991-2020)

Valeurs annuelles et saisonnières

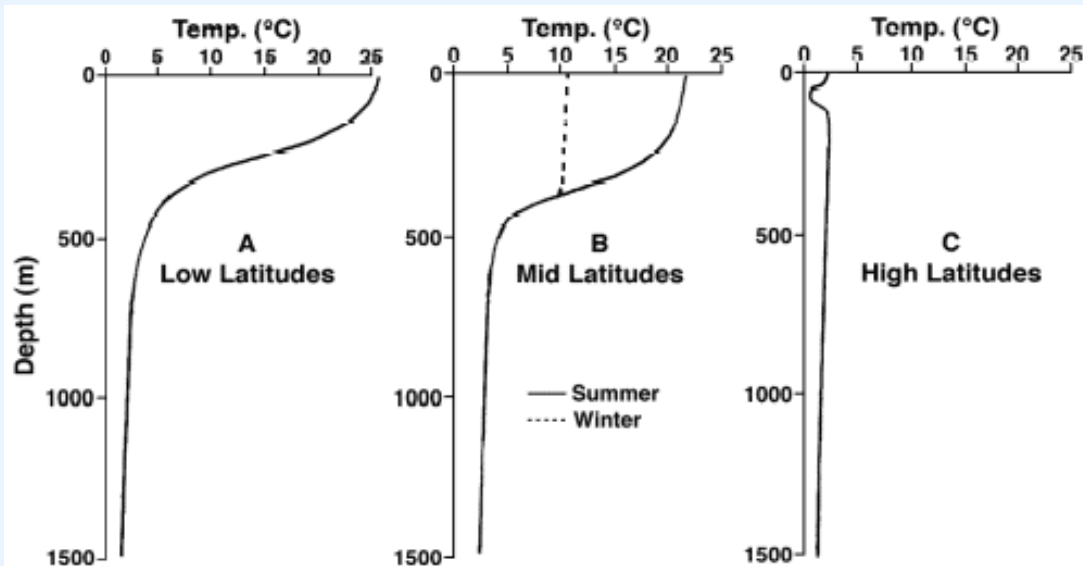


Ces variations restent relativement limitées à l'échelle saisonnière et interannuelle en raison de la **forte capacité thermique de l'eau** ($C_p \approx 4000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$).

L'océan absorbe ou restitue de grandes quantités de chaleur sans variation rapide de température.

La température de l'eau de mer **diminue avec la profondeur** dans l'ensemble des bassins océaniques. La structure verticale de la température dépend toutefois fortement de la latitude, en lien avec l'intensité du rayonnement solaire, le brassage vertical et la saisonnalité.

Profils verticaux typiques de température aux basses, moyennes et hautes latitudes

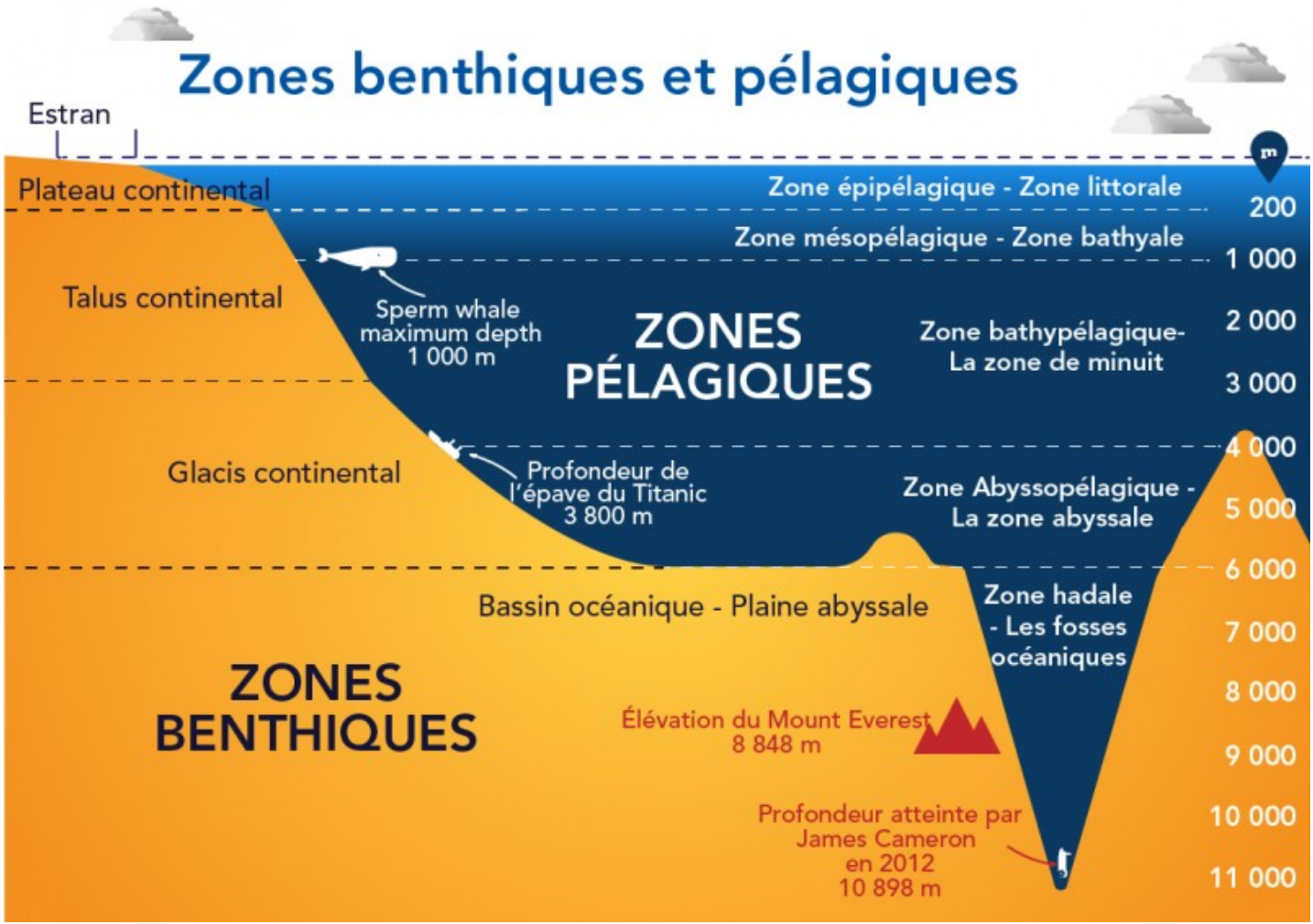


Régions tropicales : Températures de surface élevées tout au long de l'année. Présence d'une thermocline permanente, généralement située entre 200 et 400 m. Variabilité saisonnière faible, traduisant une stratification stable.

Moyennes latitudes

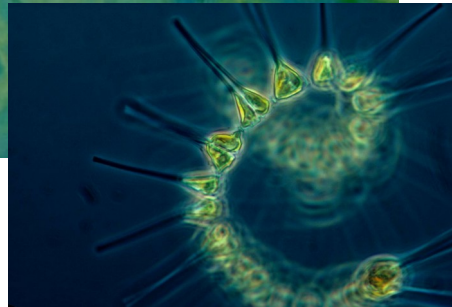
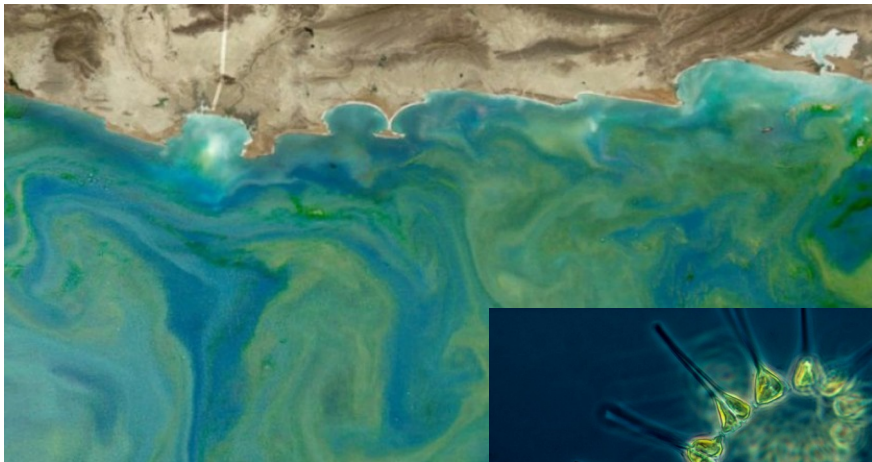
Été : thermocline saisonnière développée
Hiver : refroidissement de surface, approfondissement de la couche de mélange et atténuation de la thermocline.

Hautes latitudes : Températures de surface faibles toute l'année. Profils de température relativement homogènes avec la profondeur. La convection hivernale peut favoriser la formation d'eaux profondes.



Zone épipélagique

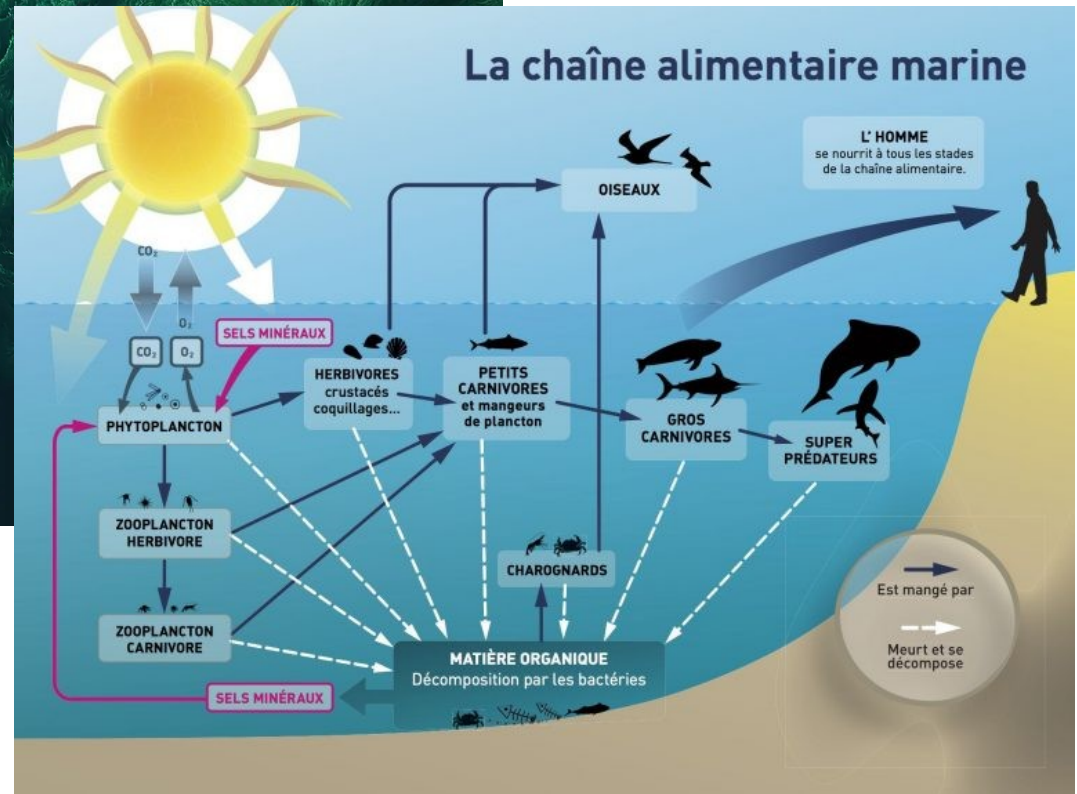
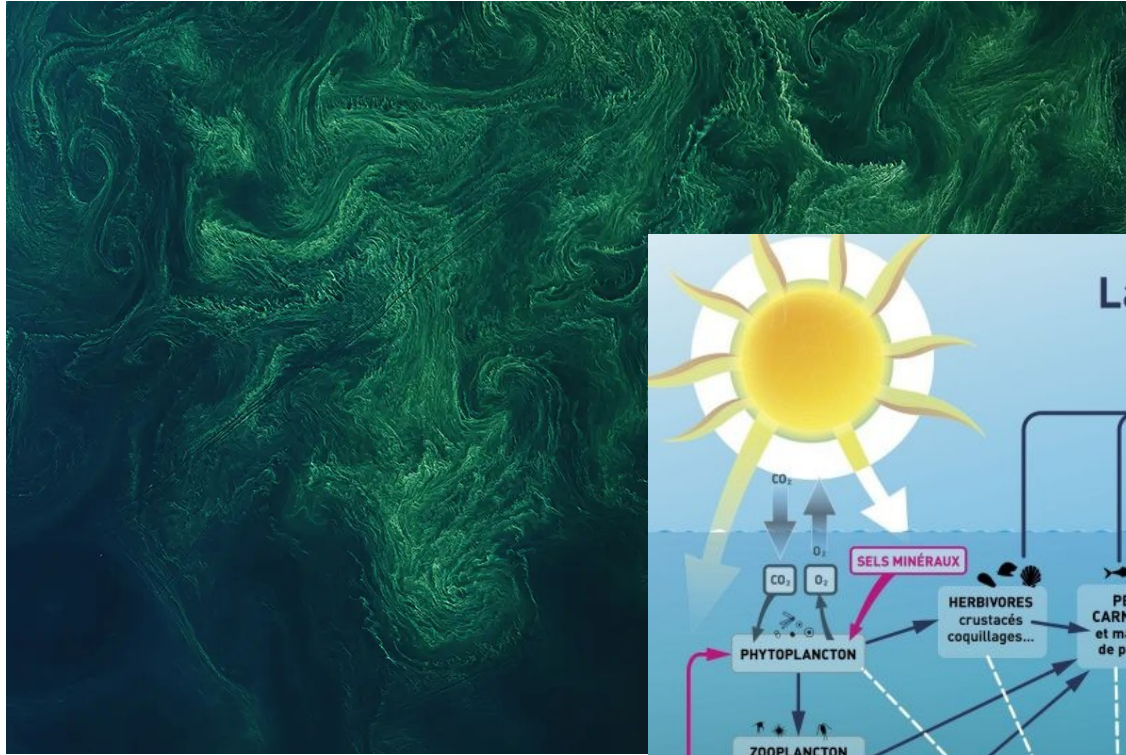
- Couche superficielle de l'océan, de **0 à ~200 m**
- Zone **éclairée** (zone euphotique) où la lumière permet la photosynthèse
- Forte interaction avec l'atmosphère (échanges de CO₂, O₂, chaleur)

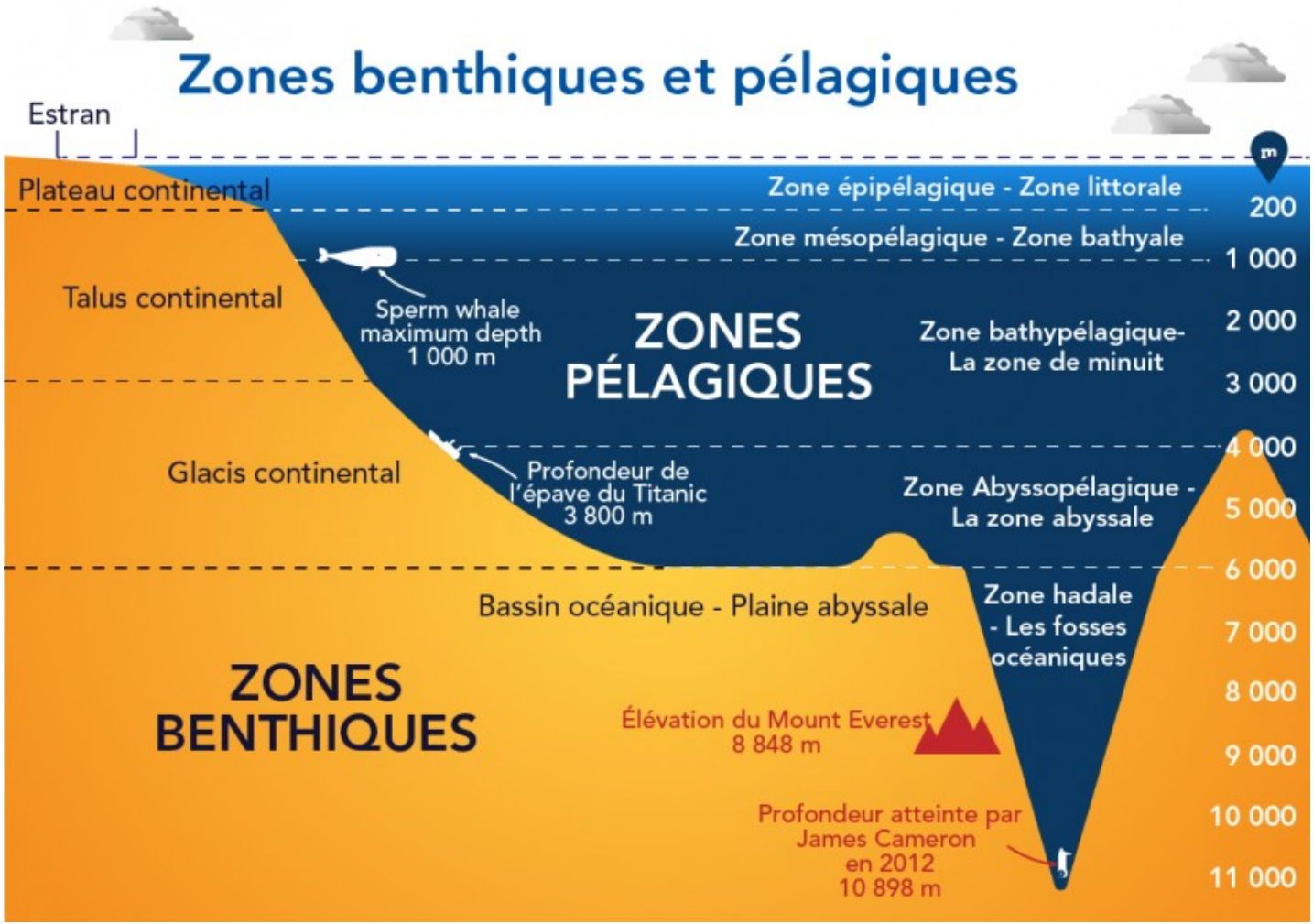


Organismes photosynthétiques

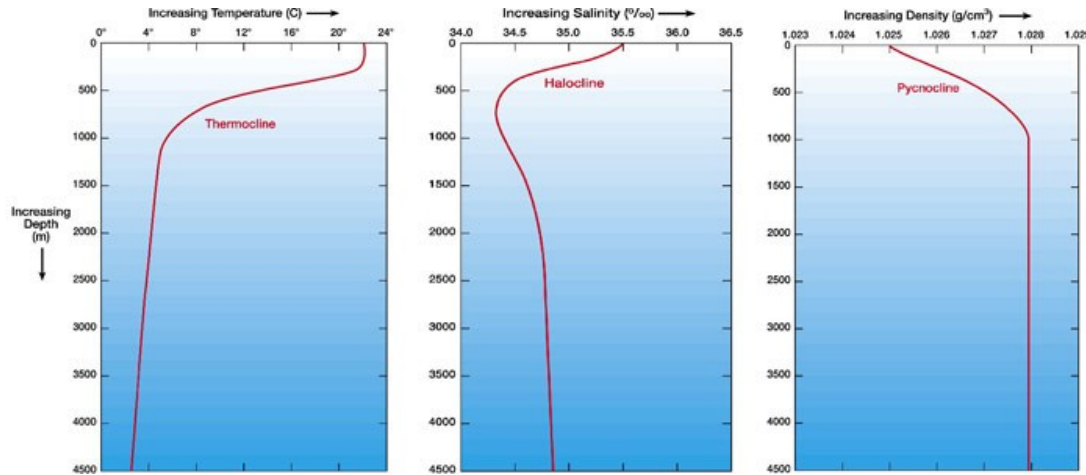
- **Phytoplancton** : microalgues flottantes (diatomées, dinoflagellés, cyanobactéries)
- **Macroalgues** : algues fixées sur les fonds côtiers
- **Herbiers marins** : plantes à fleurs (posidonies, zostères)

La majorité de la production primaire océanique est assurée par le **phytoplancton**, malgré sa taille microscopique.





L'océan présente une structure verticale stratifiée en densité.



Thermocline : Zone de **fort gradient de température**, marquant la transition entre les eaux de surface et les eaux profondes.

Halocline : Zone de **fort gradient de salinité**, généralement située dans les couches supérieures de l'océan.

Pycnocline : Zone de **fort gradient de densité**, résultant de la combinaison des variations de température et de salinité.

Dans les couches superficielles, la densité est principalement contrôlée par la température et la salinité.

Dans l'océan profond, l'effet de la pression devient prédominant et contribue à l'augmentation progressive de la densité avec la profondeur.

La densité de l'eau de mer dépend de trois variables physiques fondamentales : la **température**, la **salinité** et la **pression**.

Soit : $\rho = \rho(T, S, P)$

Effets des paramètres physiques

Contraction thermique : $\downarrow$ Température $\Rightarrow \uparrow$ Densité

Apport de sels dissous : $\uparrow$ Salinité $\Rightarrow \uparrow$ Densité

Compression de l'eau : $\uparrow$ Pression $\Rightarrow \uparrow$ Densité

Température et salinité contrôlent principalement la densité dans les couches supérieures. La pression devient déterminante dans l'océan profond.

Linéarisation de l'équation d'état

Pour de faibles variations autour d'un état de référence, la variation de densité peut s'écrire :

$$d\rho = \alpha dT + \beta dS + \kappa dP$$

$\alpha < 0$: coefficient de dilatation thermique

$\beta > 0$: coefficient halin

$\kappa > 0$: coefficient de compressibilité

**Equation d'état linéarisée de l'eau de mer
autour de l'état de référence (ρ_0, T_0, S_0)**

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0) + 1 - \beta(S - S_0))$$

Domaine de validité

Cette approximation repose sur les hypothèses suivantes :

- les variations de température et de salinité sont **faibles** par rapport à cet état de référence

$$|T - T_0| \lesssim 5 \text{ à } 10^\circ C$$

$$|S - S_0| \lesssim 1 \text{ à } 2 \text{ PSU}$$

- la pression est considérée constante (ou avec des variations négligeables)



Cette relation n'est plus valide lorsque les variations de T et S sont trop grandes.

Cette approximation n'est pas adaptée à l'océan profond, où la compressibilité devient déterminante.

Exercice : Densité de l'eau de mer et stratification

Objectif : quantifier l'effet de la température et de la salinité sur la densité

Soit deux masses d'eau :

- Eau A : $T = 20^{\circ}\text{C}$ et $S = 36 \text{ PSU}$
- Eau B : $T = 5^{\circ}\text{C}$ et $S = 34 \text{ PSU}$

- Calculer la densité de chaque masse d'eau.
- Laquelle est la plus dense ?
- En déduire laquelle a tendance à plonger.

Données :

On rappelle l'équation d'état linéarisée

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0))$$

On considère l'état de référence $(T_0, S_0) = (15^{\circ}\text{C}, 35 \text{ PSU})$

$$\rho_0 = 1025 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$$

$$\alpha = 2,0 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$$

$$\beta = 7,6 \times 10^{-4} \text{ PSU}^{-1}$$

Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 3 · Dynamique de l'océan

3.1. Portrait de l'océan

3.2. La circulation thermohaline

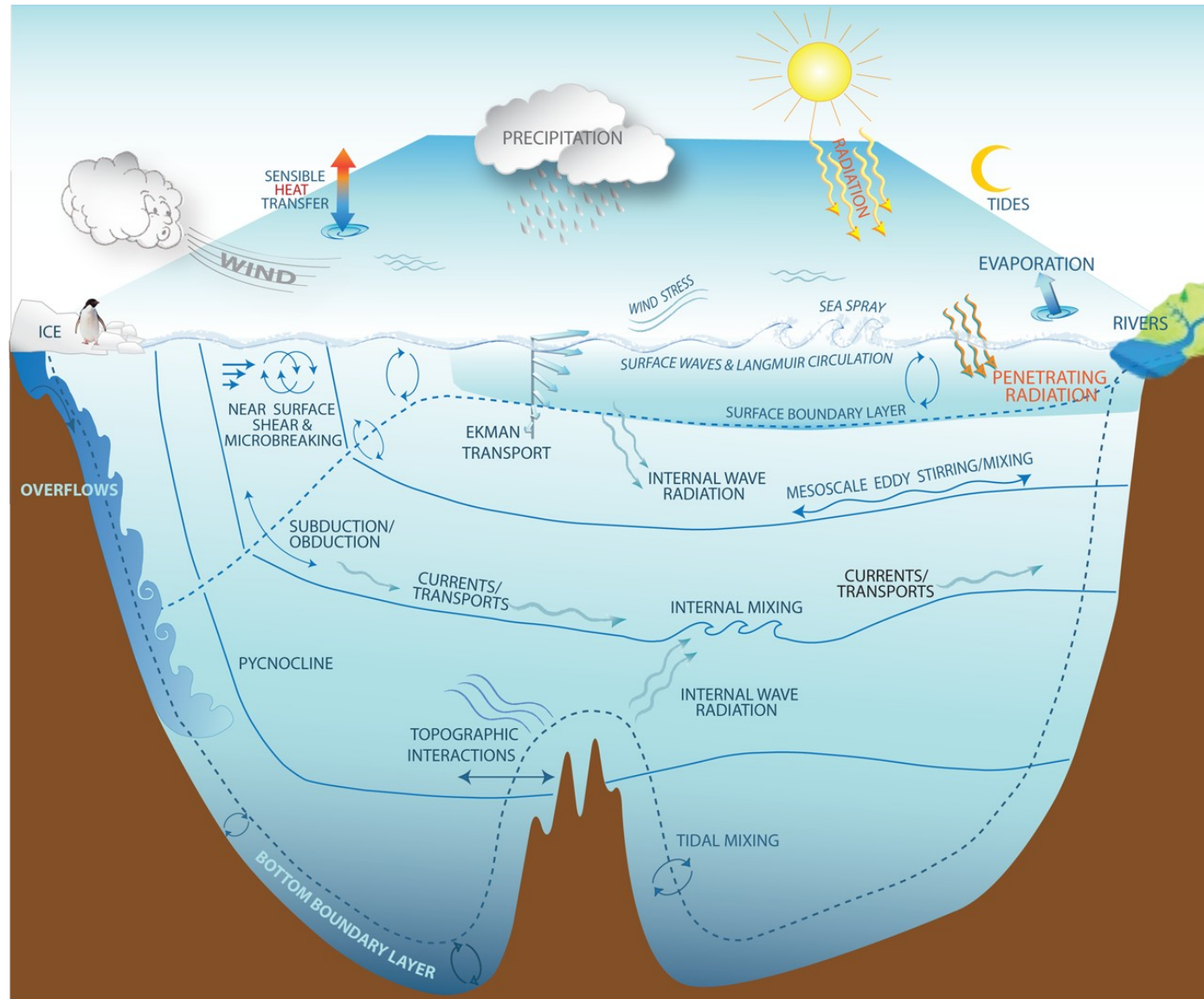
3.3. Convection thermique et turbulences

3.4. Courants zonaux et méridionaux

3.5. Transport d'Ekman, gyres et upwellings

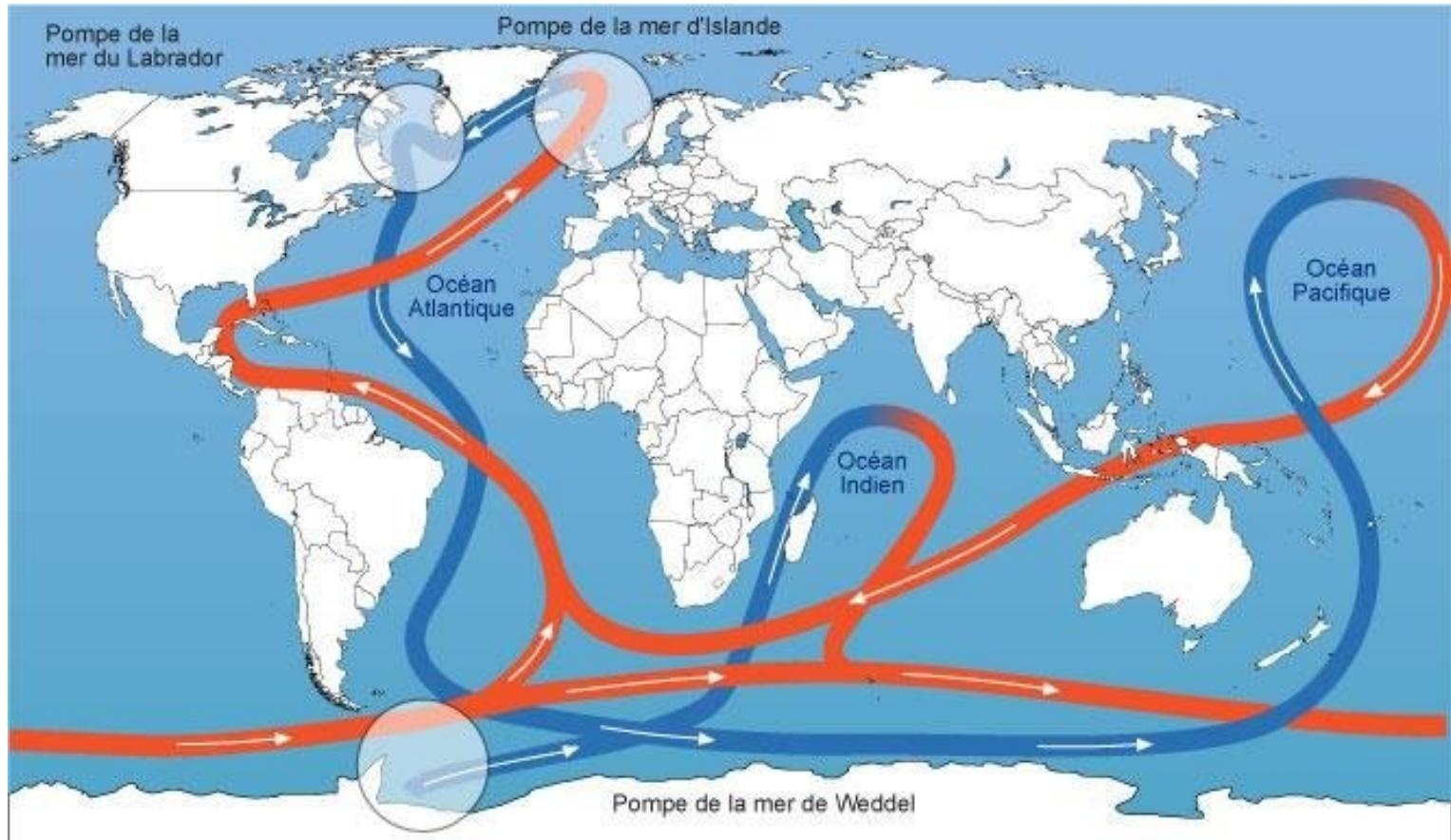
3.6. Océans et changement climatique

L'océan : un fluide en mouvement

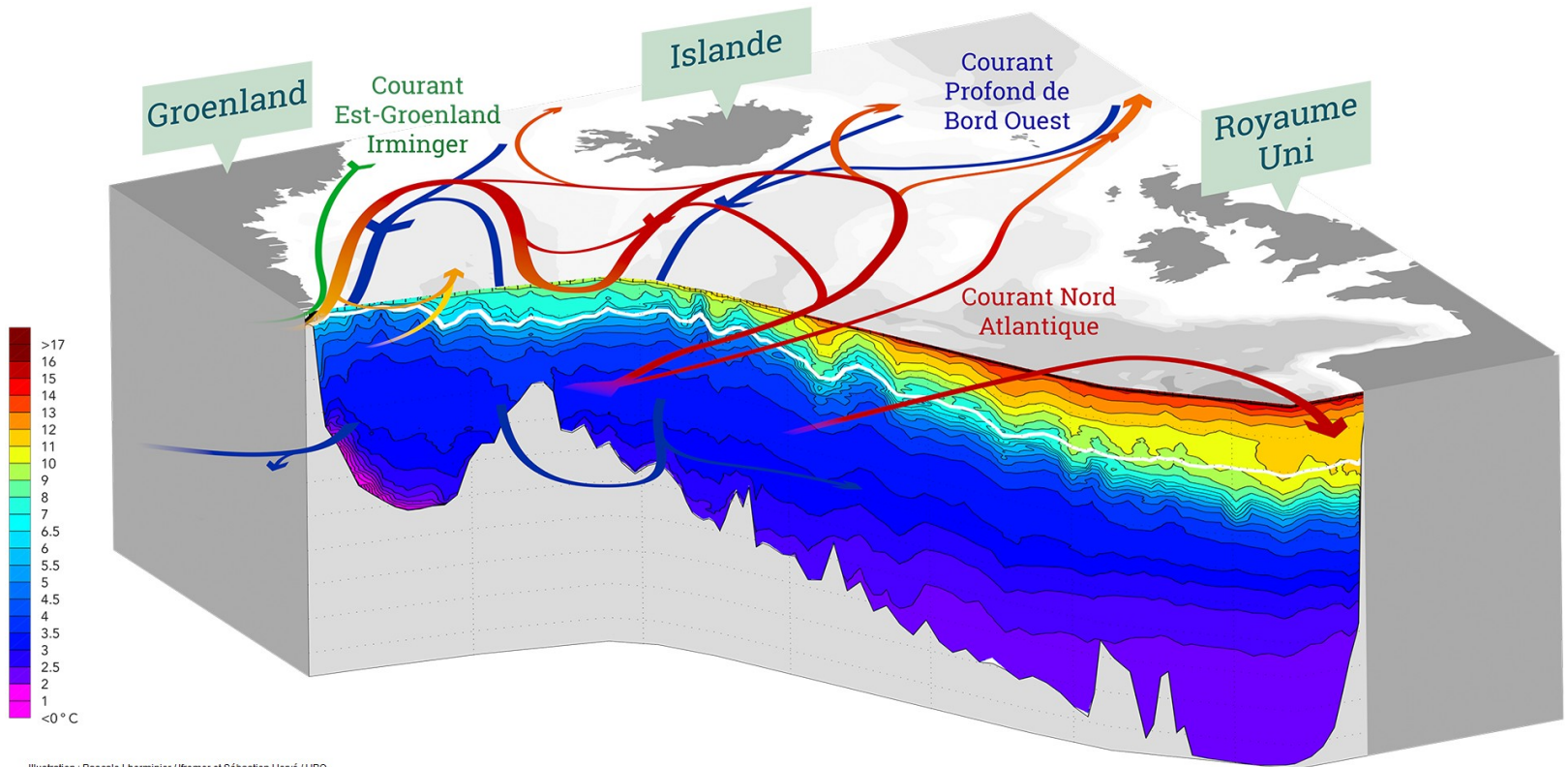


La circulation thermohaline

La **circulation thermohaline** correspond à la circulation océanique de grande échelle, forcée par les **variations de densité de l'eau de mer**, elles-mêmes contrôlées par la **température** (*thermo*) et la **salinité** (*haline*)

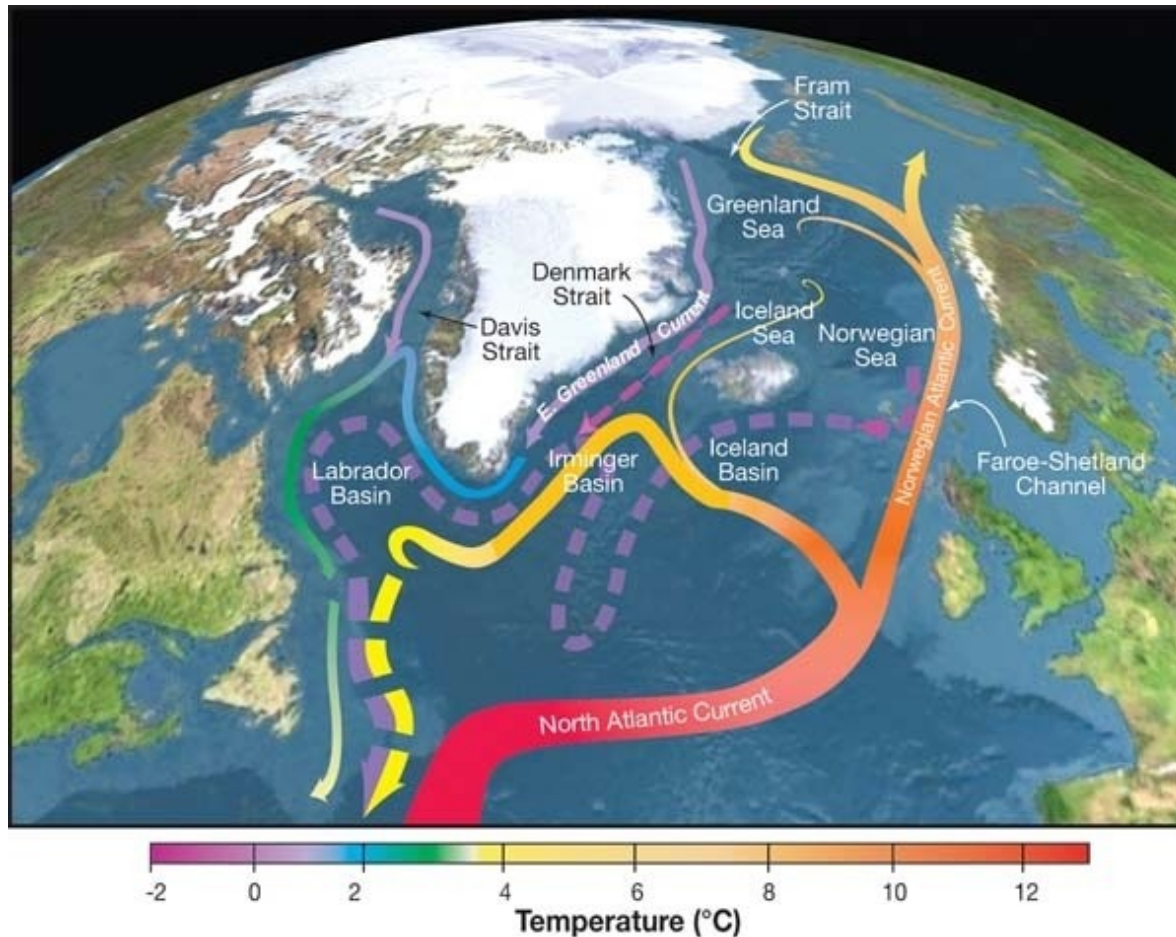


La **circulation thermohaline** correspond à la circulation océanique de grande échelle, forcée par les **variations de densité de l'eau de mer**, elles-mêmes contrôlées par la **température** (*thermo*) et la **salinité** (*haline*)

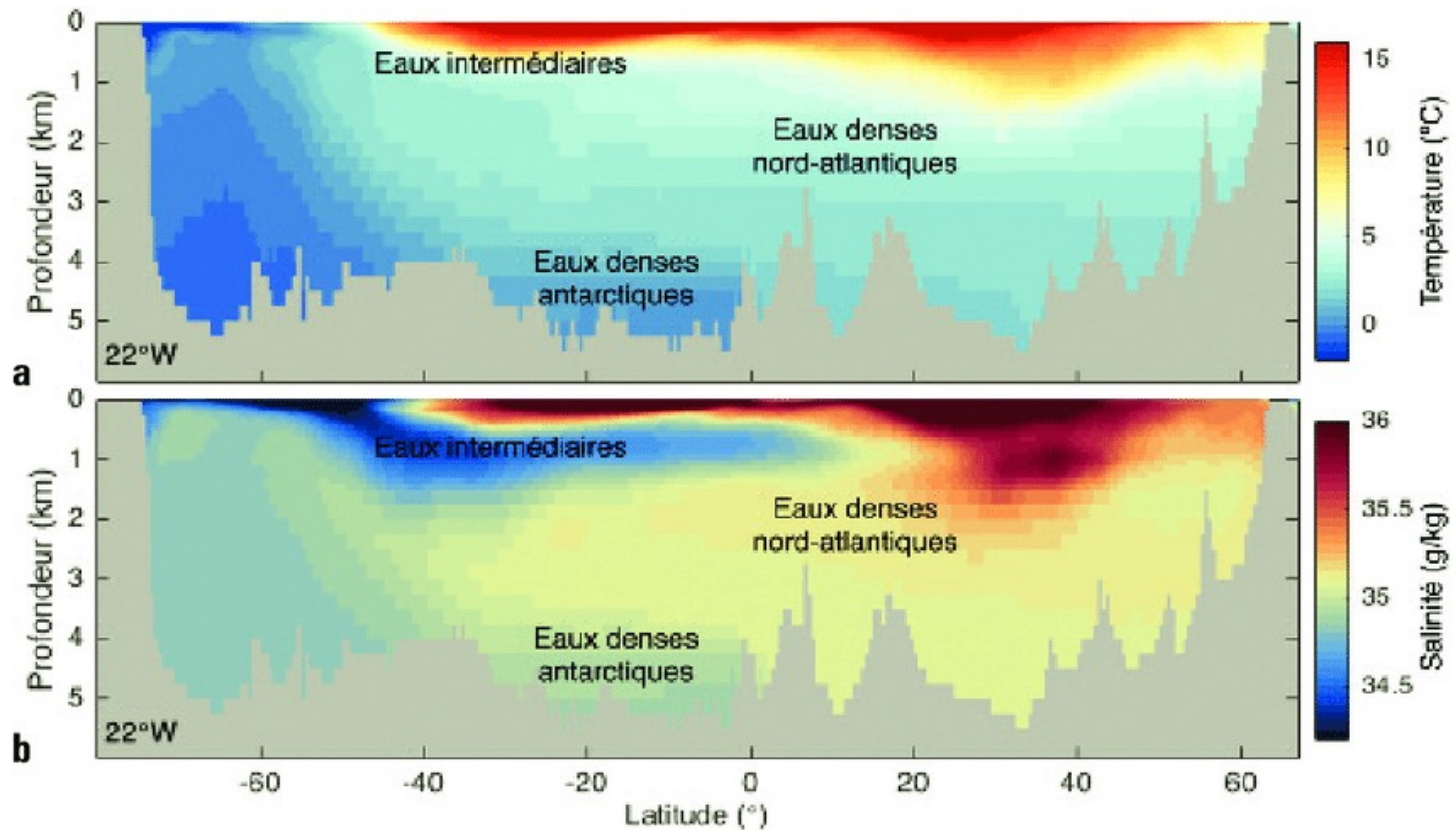


La circulation thermohaline

La **circulation thermohaline** correspond à la circulation océanique de grande échelle, forcée par les **variations de densité de l'eau de mer**, elles-mêmes contrôlées par la **température** (*thermo*) et la **salinité** (*haline*)



La **circulation thermohaline** correspond à la circulation océanique de grande échelle, forcée par les **variations de densité de l'eau de mer**, elles-mêmes contrôlées par la **température** (*thermo*) et la **salinité** (*haline*)

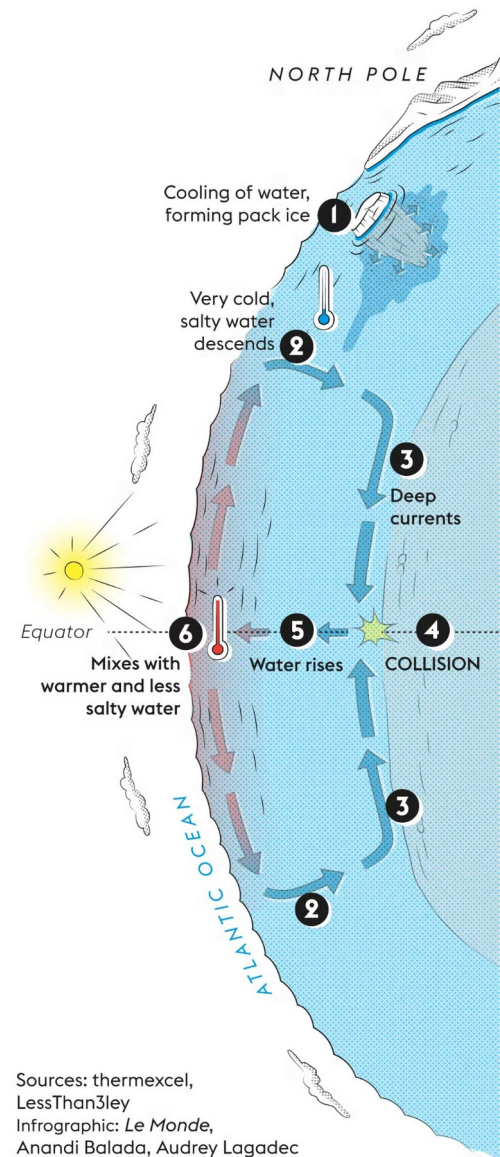
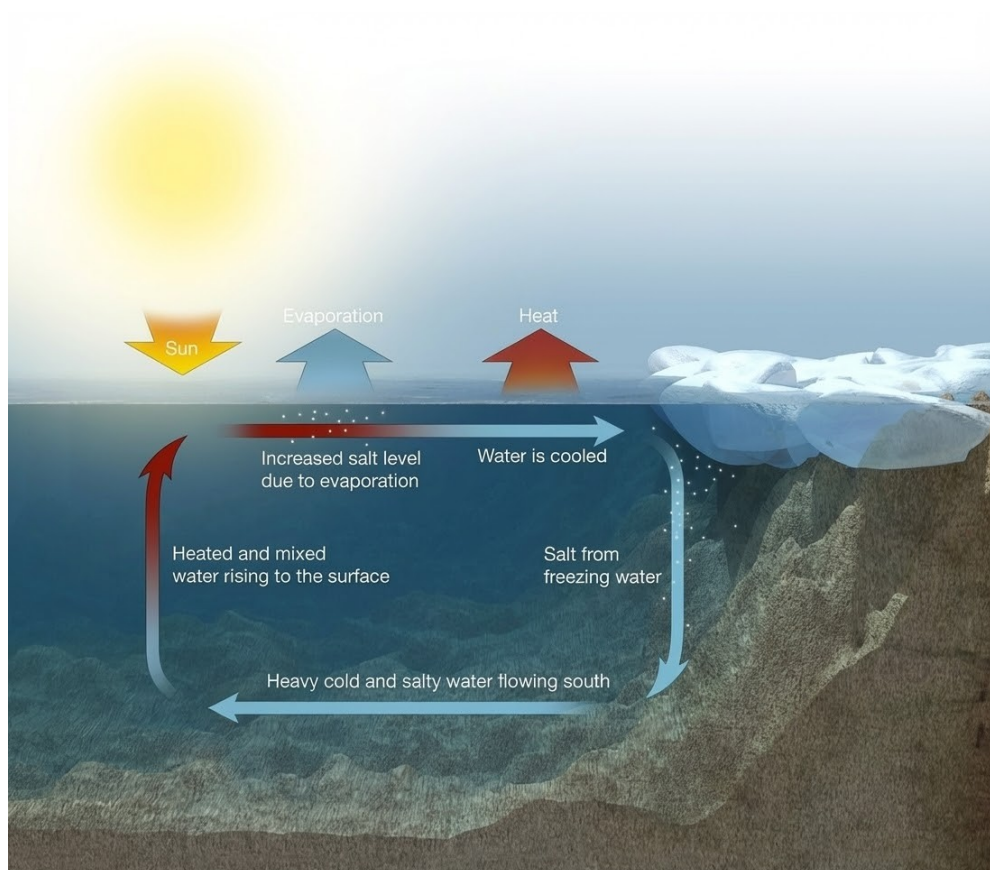


Hautes latitudes

Refroidissement intense des eaux de surface => $\uparrow$ densité

Formation de glace de mer => rejet de saumure dans l'océan => $\uparrow$ salinité

=> Les eaux **froides et salées**, plus denses que les eaux sous-jacentes, **plongent** vers les profondeurs. Elles alimentent les **courants profonds** (ex. eaux profondes nord-atlantiques).



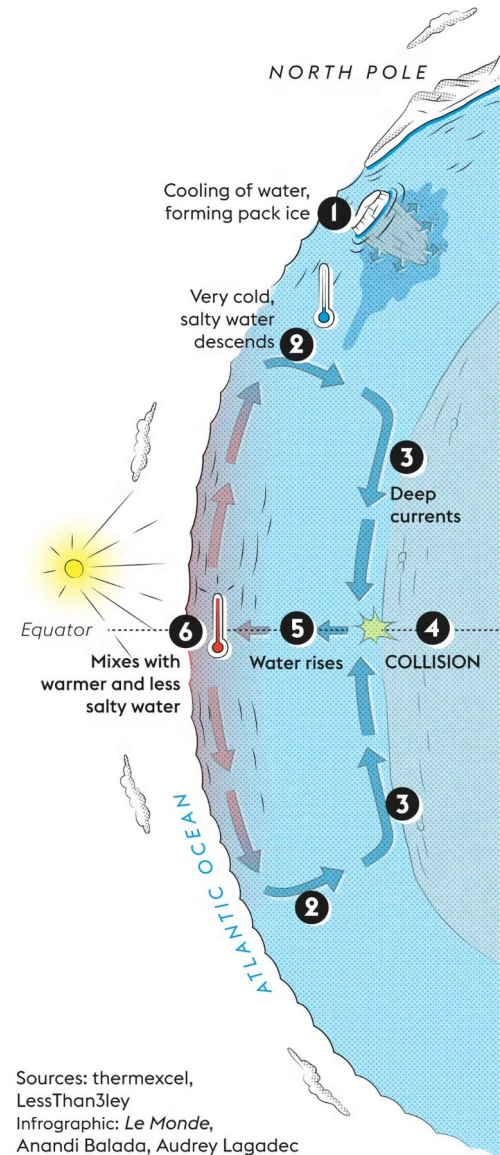
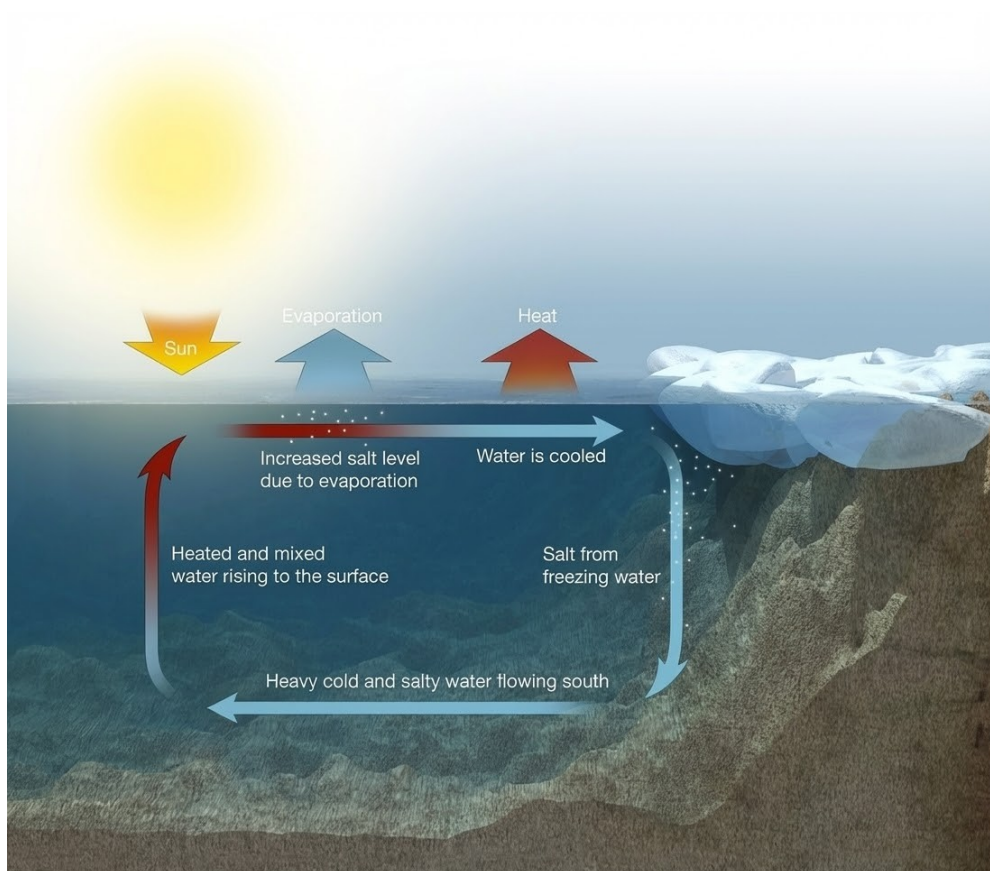
Sources: thermexcel,
LessThan3ley
Infographic: Le Monde,
Anandi Balada, Audrey Lagadec

Océan profond

Les masses d'eau denses s'écoulent lentement à grande profondeur.

Vitesse : 10^{-3} à 10^{-2} m/s => Le temps nécessaire pour parcourir les bassins océaniques est de plusieurs centaines à quelques milliers d'années.

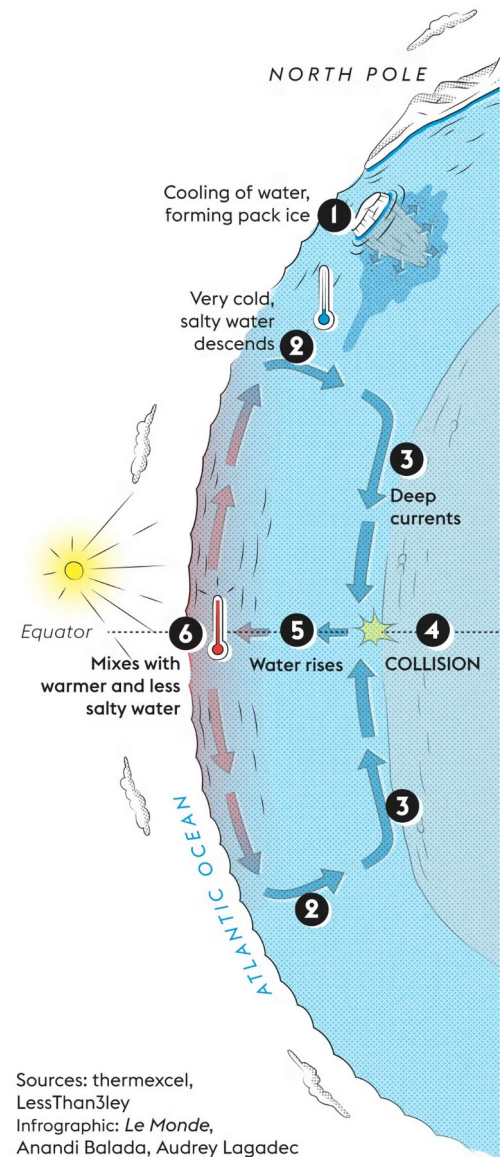
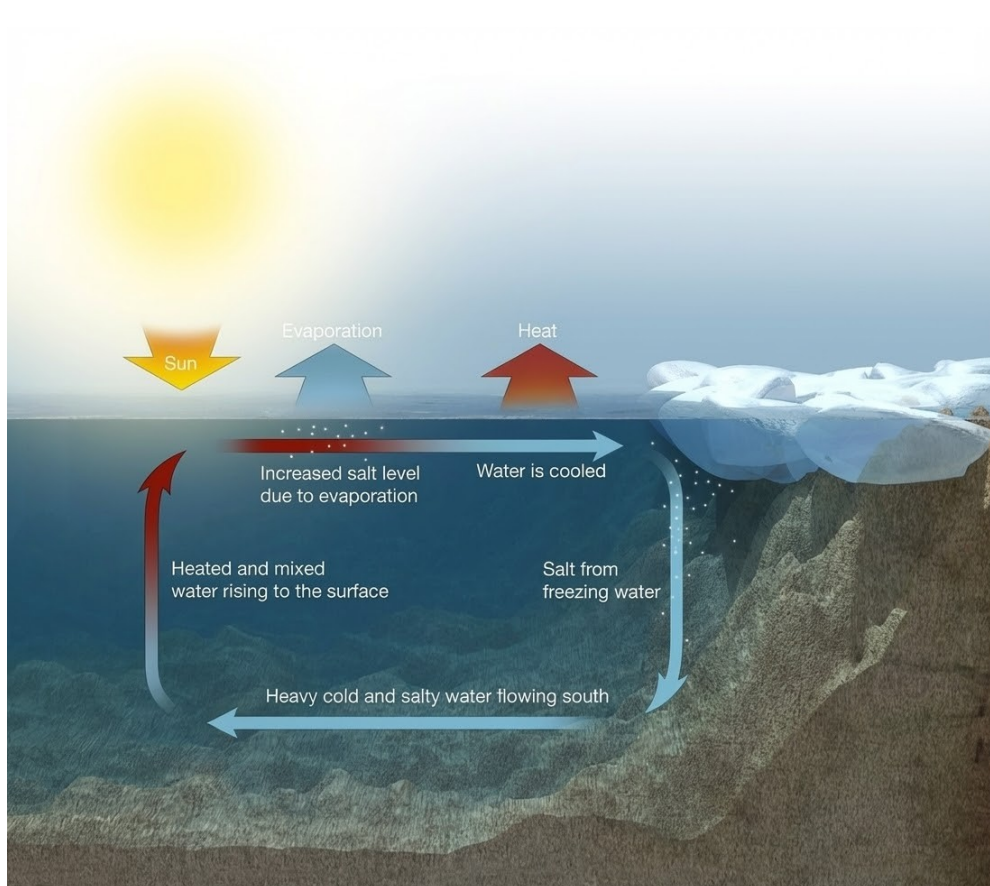
Rôle fondamental pour le transport de chaleur, carbone et oxygène à l'échelle globale.



Sources: thermexcel,
LessThan3ley
Infographic: Le Monde,
Anandi Balada, Audrey Lagadec

Basses latitudes

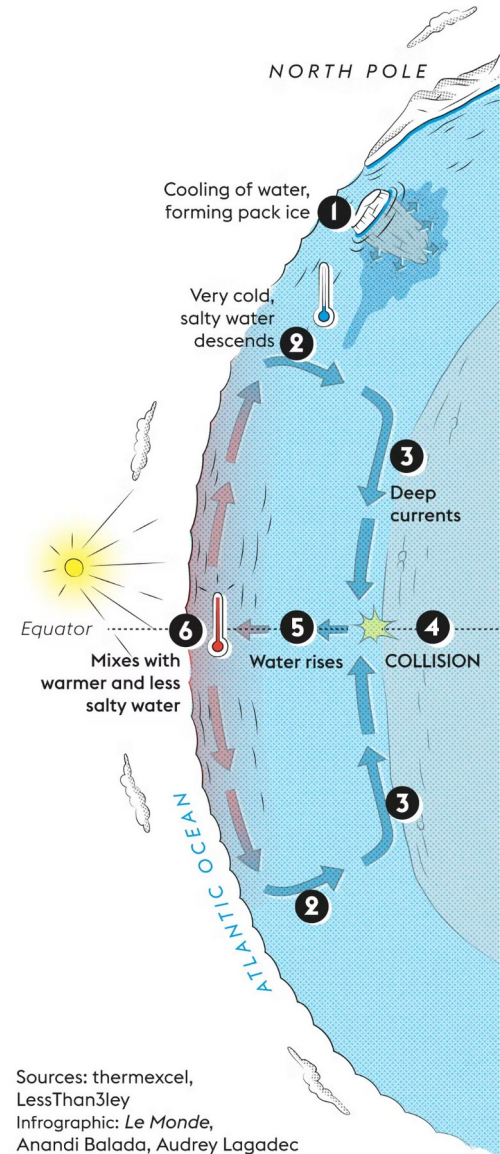
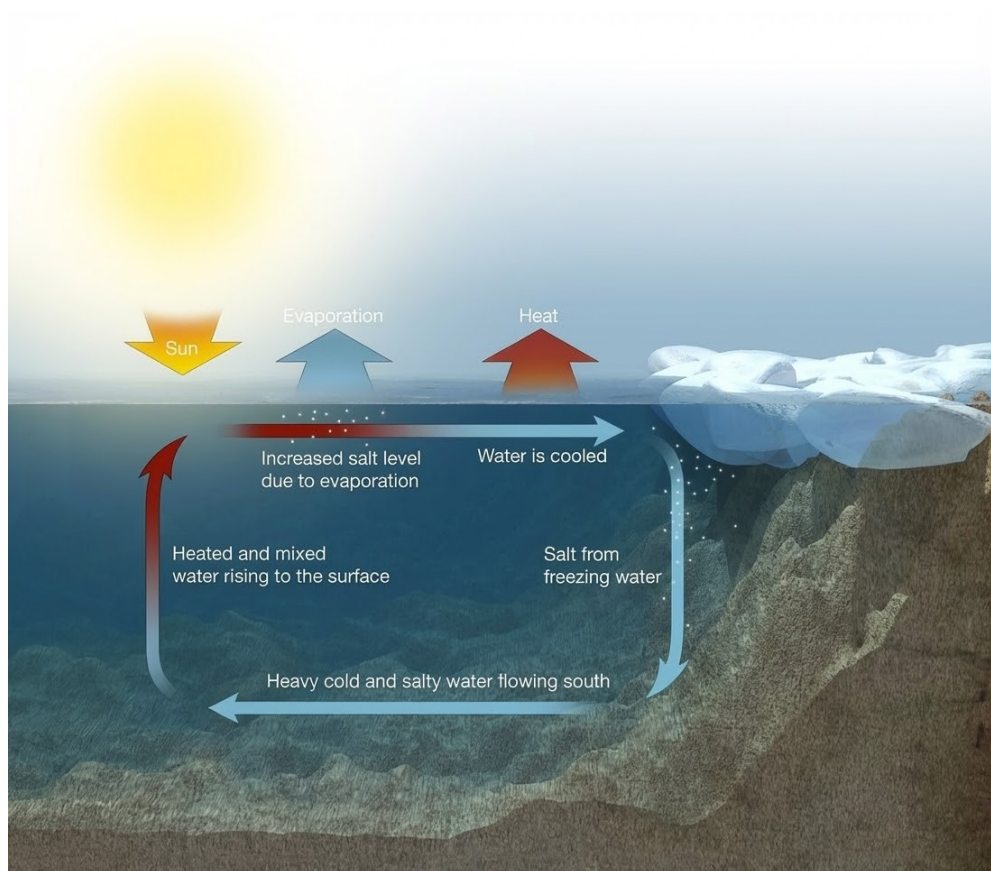
Les eaux profondes finissent par remonter (upwelling). Elles se réchauffent, se mélangent avec des eaux plus légères et rejoignent la surface. Les eaux de surface sont ensuite transportées vers les hautes latitudes, fermant la boucle.



Sources: thermexcel,
LessThan3ley
Infographic: Le Monde,
Anandi Balada, Audrey Lagadec

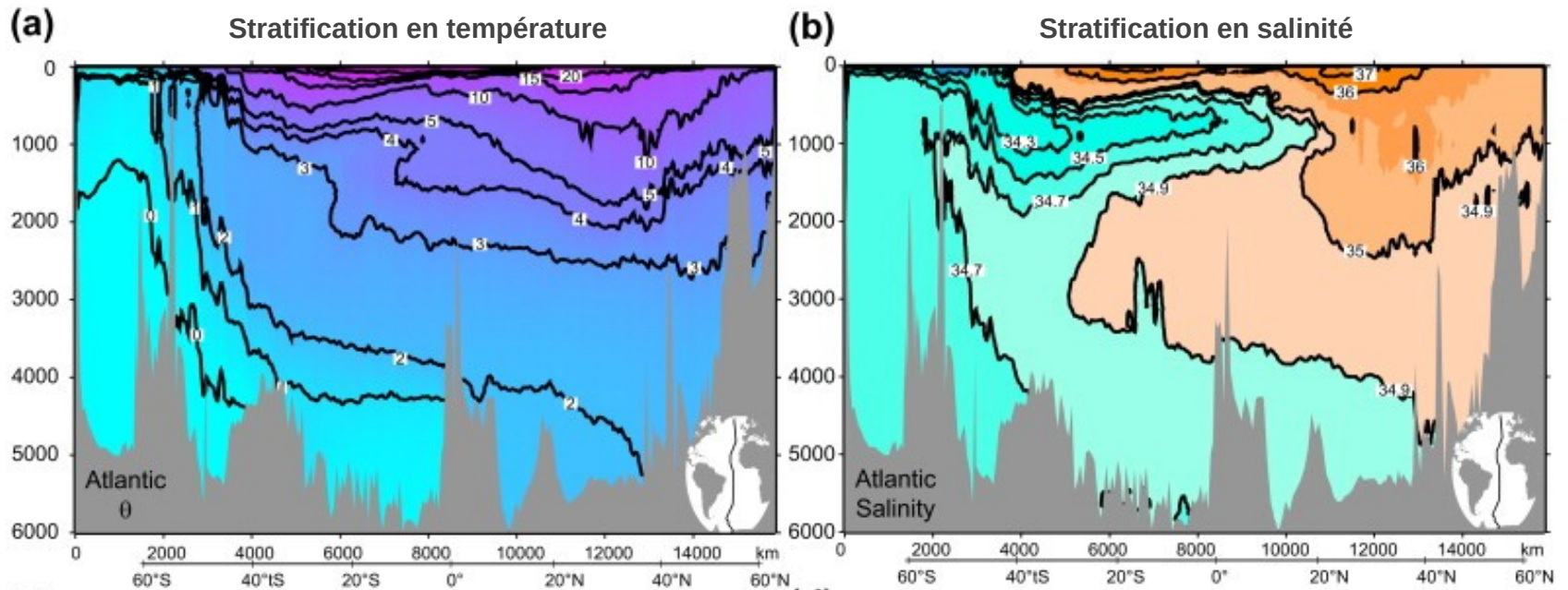
Océan superficiel

Les courants chauds rapides (de l'ordre de quelques cm s^{-1} à m s^{-1}) transportent la chaleur des basses vers les hautes latitudes.

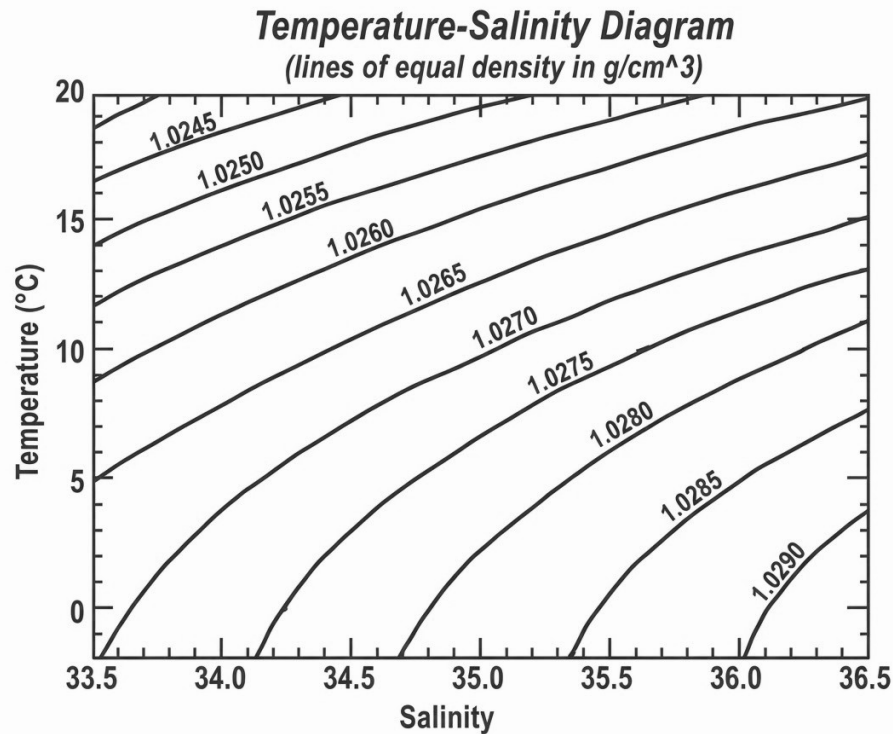


Sources: thermexcel,
LessThan3ley
Infographic: Le Monde,
Anandi Balada, Audrey Lagadec

Observation de la stratification en température (a) et en salinité (b) selon un transect Nord-Sud de l'Océan Atlantique



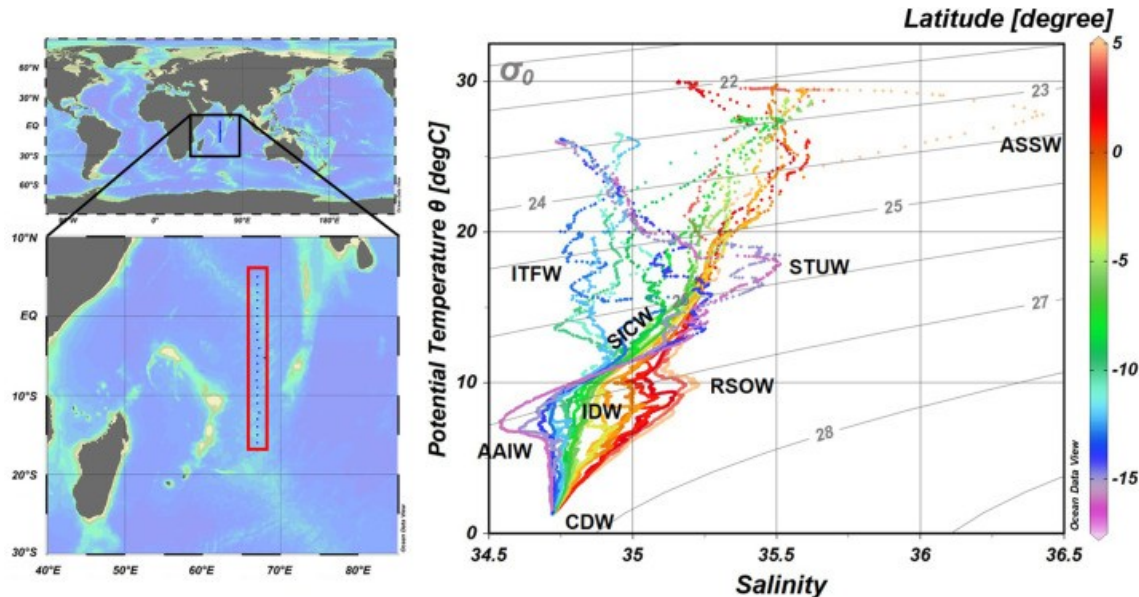
Le diagramme Température–Salinité (T–S) représente la température potentielle en fonction de la salinité. Les courbes superposées correspondent aux isopycnes (lignes d'égale densité).



Une diminution de température ou une augmentation de salinité conduit à des densités plus élevées.

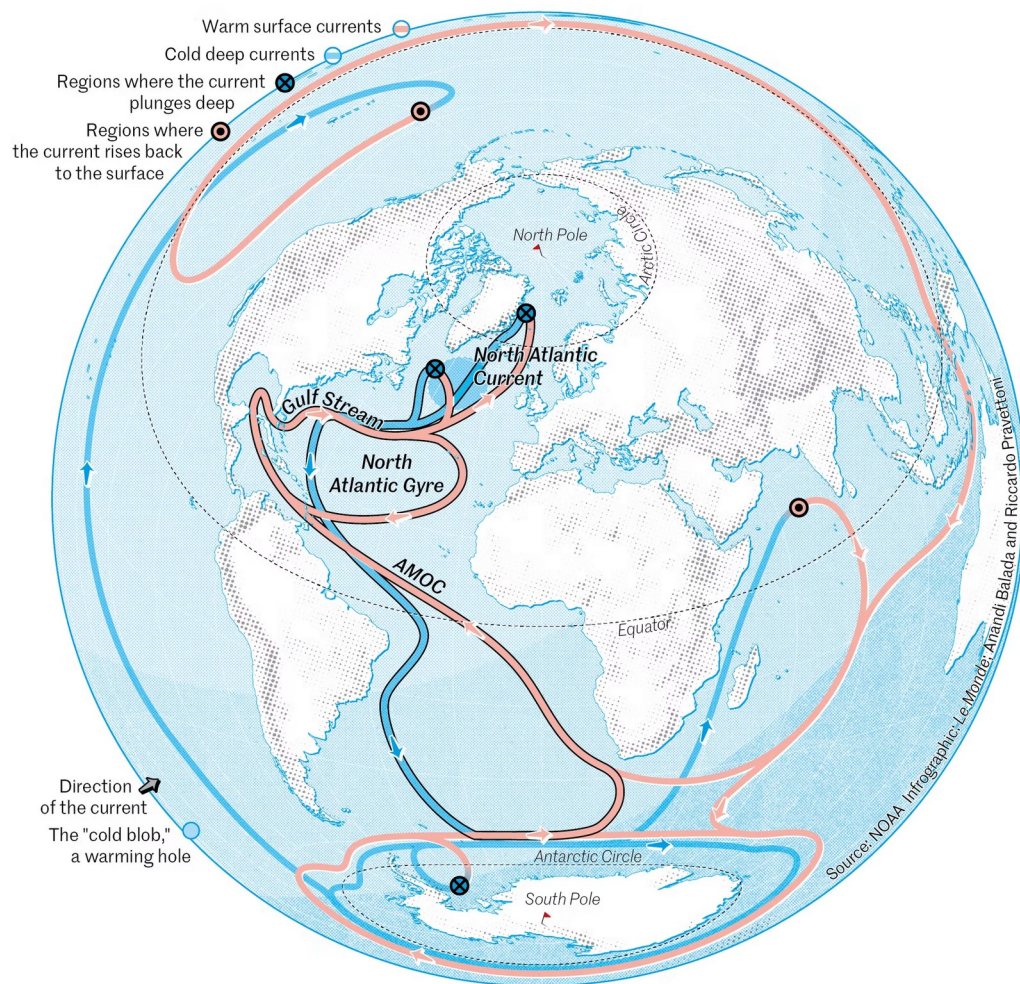
Le diagramme T-S permet d'identifier les masses d'eau et de comprendre leur origine, leur transformation et leur rôle dans la circulation océanique globale.

Chaque masse d'eau possède une signature T–S spécifique, héritée de sa région de formation.

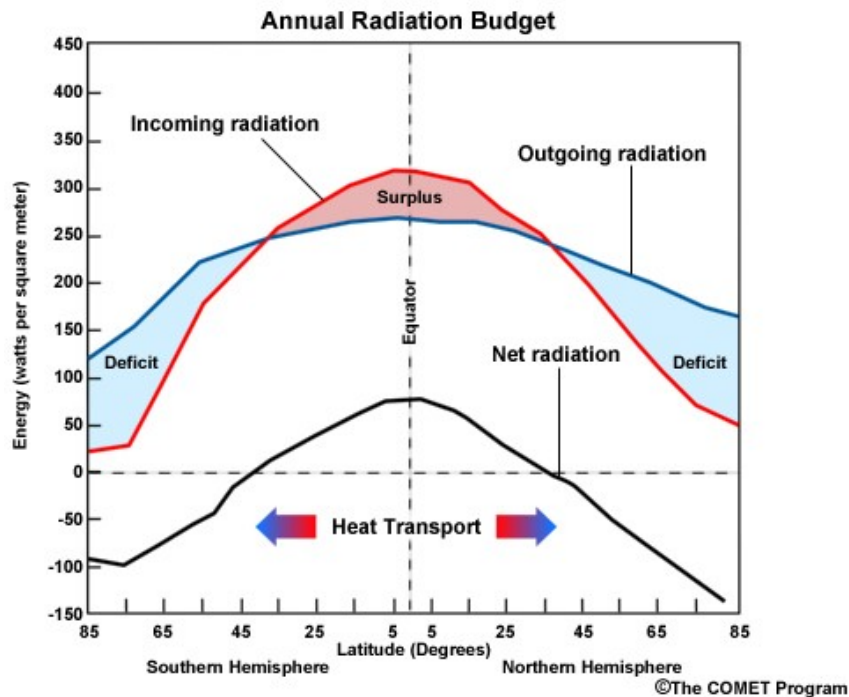


- **ASSW** (*Arabian Sea Surface Water*) : eaux de surface chaudes et salées.
- **ITFW** (*Indonesian Throughflow Water*) : eaux chaudes relativement moins salées issues du Pacifique.
- **STUW** (*Subtropical Underwater*) : eaux subtropicales submergées.
- **RSOW** (*Red Sea Overflow Water*) : eaux chaudes et très salées issues de la mer Rouge.
- **SICW** (*South Indian Central Water*) : eaux centrales de l'océan Indien.
- **AAIW** (*Antarctic Intermediate Water*) : eaux intermédiaires froides et relativement peu salées.
- **CDW** (*Circumpolar Deep Water*) : eaux profondes d'origine circumpolaire.
- **IDW** (*Indian Deep Water*) : eaux profondes de l'océan Indien.

La circulation thermohaline participe à la **redistribution globale de la chaleur** au sein du système climatique et contribue à la régulation du déséquilibre radiatif entre l'équateur et les pôles.



Bilan radiatif annuel en surface moyenné selon la longitude



Rayonnement solaire entrant
maximal à l'équateur

Rayonnement infrarouge sortant
plus homogène avec la latitude.

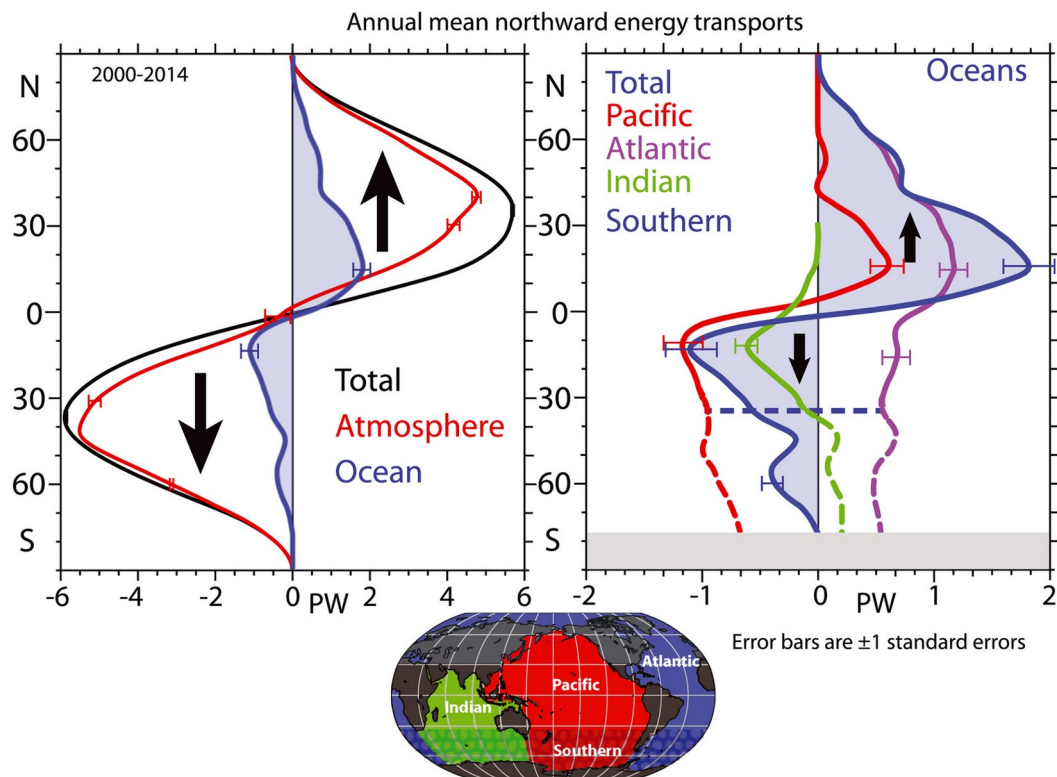
Bilan net

- Entre $\sim 30^\circ\text{S}$ et $\sim 30^\circ\text{N}$: le bilan radiatif est positif $\rightarrow$ surplus d'énergie.
- Aux moyennes et hautes latitudes : le bilan est négatif $\rightarrow$ déficit d'énergie.
- Sans transport d'énergie, l'équateur se réchaufferait indéfiniment et les pôles se refroidiraient.

La surface terrestre et l'atmosphère sont proches d'un **équilibre radiatif global**, mais **pas localement**. Le surplus équatorial doit être **exporté**. Le déficit polaire doit être **compensé**.

Le climat terrestre ne peut être stable sans **redistribution méridienne de chaleur**.

Ce transport est assuré par **l'atmosphère** (vents, cellules de circulation · 60-70%) et **les océans** (courants marins · 30-40%).



Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 3 · Dynamique de l'océan

3.1. Portrait de l'océan

3.2. La circulation thermohaline

3.3. Convection thermique et turbulences

3.4. Courants zonaux et méridionaux

3.5. Transport d'Ekman, gyres et upwellings

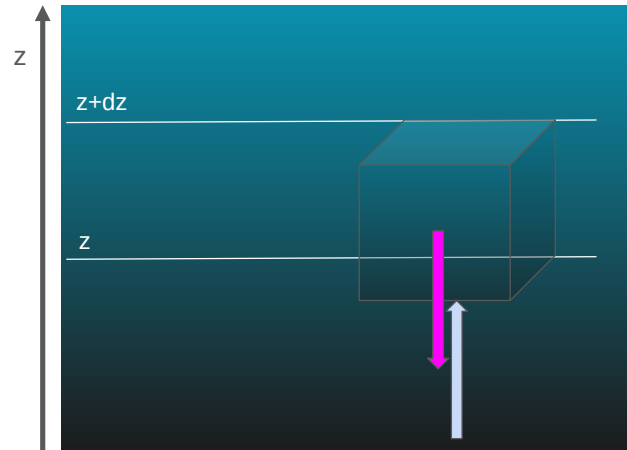
3.6. Océans et changement climatique

Comment se forment les courants de convection dans l'océan ?



Mouvements **verticaux**

Le mouvement vertical d'une parcelle d'eau résulte du **déséquilibre entre la force de gravité et les forces de pression**.



Verticalement, deux forces principales s'exercent sur une parcelle d'eau : le **poids** (gravité), dirigé vers le bas et la **force de pression** exercée par les eaux sus-jacentes et sous-jacentes.

Masse de la parcelle : $dm = \rho dV$

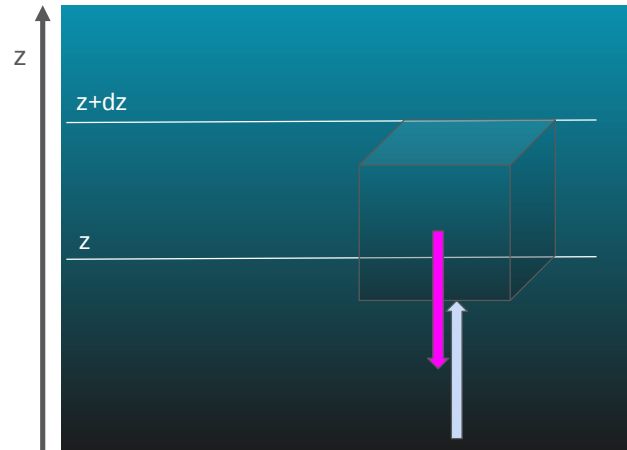
Poids (dirigé vers le bas) : $-(dm)g = -\rho g dV$

Force de pression **surfacique** : $(P(z) - P(z+dz)) dS$
(différence de pression entre le bas et le haut de la parcelle)

$$\sum F_v = -\rho g dV - \frac{dP}{dz} dV$$

Mouvements **verticaux**

Le mouvement vertical d'une parcelle d'eau résulte du **déséquilibre entre la force de gravité et les forces de pression**.



Verticalement, deux forces principales s'exercent sur une parcelle d'eau : le **poinds** (gravité), dirigé vers le bas et la **force de pression** exercée par les eaux sus-jacentes et sous-jacentes.

$$\rho g + \frac{dP}{dz} = -\rho a_z$$

En l'absence de mouvement vertical, l'eau est en **équilibre hydrostatique** :

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g$$

Comme pour
l'atmosphère

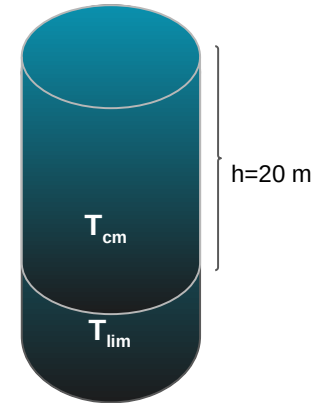
Un refroidissement de surface augmente la densité des eaux superficielles.



Si ces eaux deviennent plus denses que les eaux sous-jacentes, l'équilibre hydrostatique local est rompu et une **convection thermique verticale** s'installe.

Exercice : Refroidissement nocturne de l'océan superficiel

On considère une colonne d'eau océanique, initialement stable et au repos. La couche de surface est une couche de mélange homogène d'épaisseur $h=2$ m et de température uniforme $T_{cm} = 10^\circ\text{C}$. La couche de mélange surmonte une thermocline. La température au sommet de la thermocline est $T_{lim} = 10^\circ\text{C}$ et décroît en dessous.



On suppose une dépendance linéaire de la densité à la température :
avec : $\rho_0 = 1025 \text{ kg/m}^3$ $\alpha = 2.0 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$

$$C_v = 4,18 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$$

La capacité thermique volumique de l'eau de mer est

Refroidissement nocturne : Pendant la nuit ($\Delta t = 10\text{h}$), la surface perd de la chaleur. Le flux de chaleur net émis vers l'atmosphère est supposé constant et égal à $F = -200 \text{ W/m}^2$. On suppose que le refroidissement est uniformément réparti sur toute la couche de mélange et qu'il n'y a pas encore de mélange avec l'eau sous-jacente pendant cette phase.

1. Calculer la variation de température ΔT de la couche de mélange au cours de la nuit. Rappel :
$$\Delta T = \frac{E}{C_v h} = \frac{\int F \delta t}{C_v h}$$
2. En déduire la variation de densité de la couche de mélange au cours de la nuit.
3. Calculer la différence de densité entre la couche de mélange refroidie et l'eau située juste en dessous.

La colonne d'eau devient-elle instable ? Justifier.

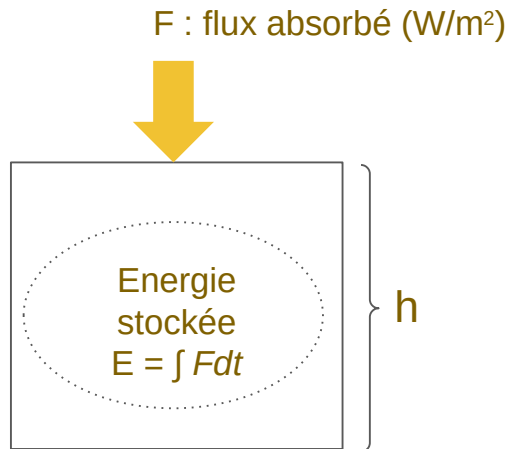
4. En utilisant l'approximation de Boussinesq, on écrit l'accélération verticale liée à la flottabilité :
Calculer a_z et préciser le sens du mouvement (montée ou descente).

$$a_z \approx -g \frac{\Delta \rho}{\rho_0}$$

Donnée : $g = 9.81 \text{ m/s}^2$

Comment l'énergie solaire réchauffe-t-elle les matériaux ?

Lorsque le rayonnement solaire est absorbé par un matériau, son énergie est convertie en agitation moléculaire (énergie interne), ce qui élève sa température.



Il s'agit d'une énergie par unité de surface !

L'augmentation de la température s'écrit :

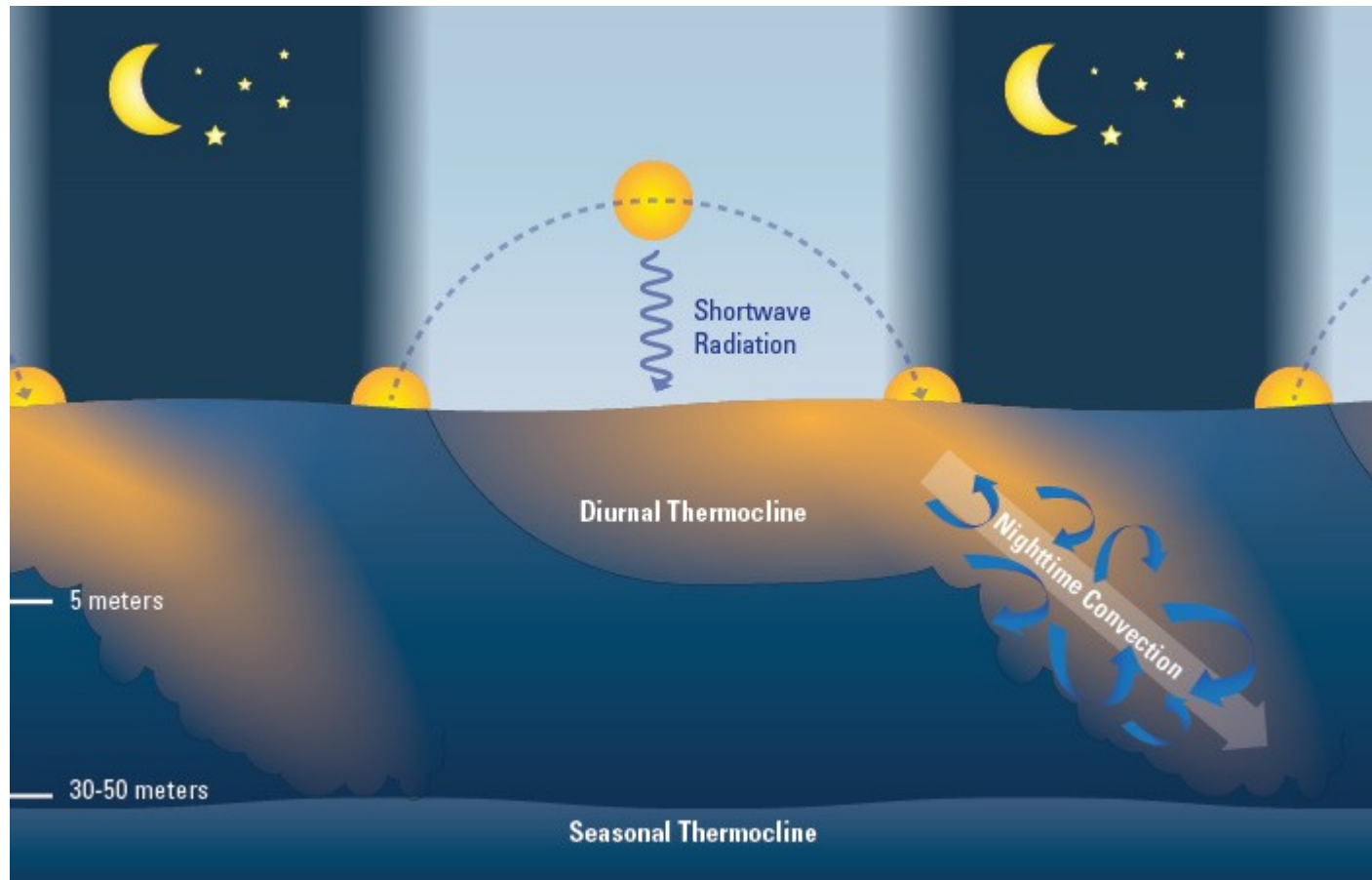
$$\Delta T = \frac{E}{C_v h} = \frac{\int F \delta t}{C_v h}$$

C_v : capacité thermique volumique du matériaux
($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$)

h : épaisseur de la couche chauffée (m)

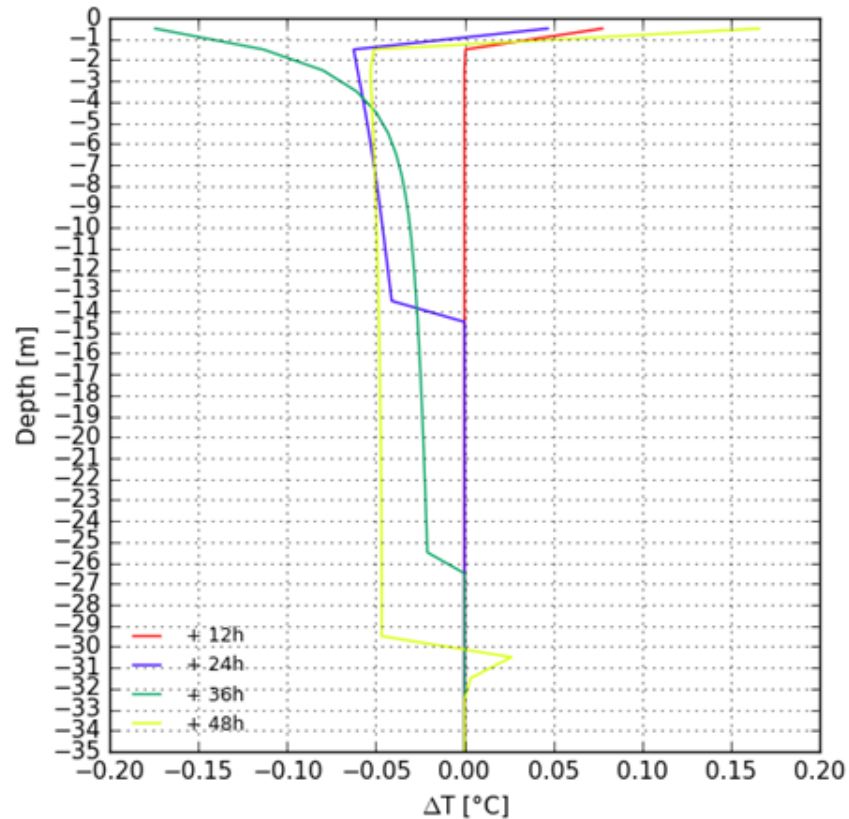
Plus C_v ou h sont grands, plus le réchauffement est faible pour un même flux.

Echelle journalière



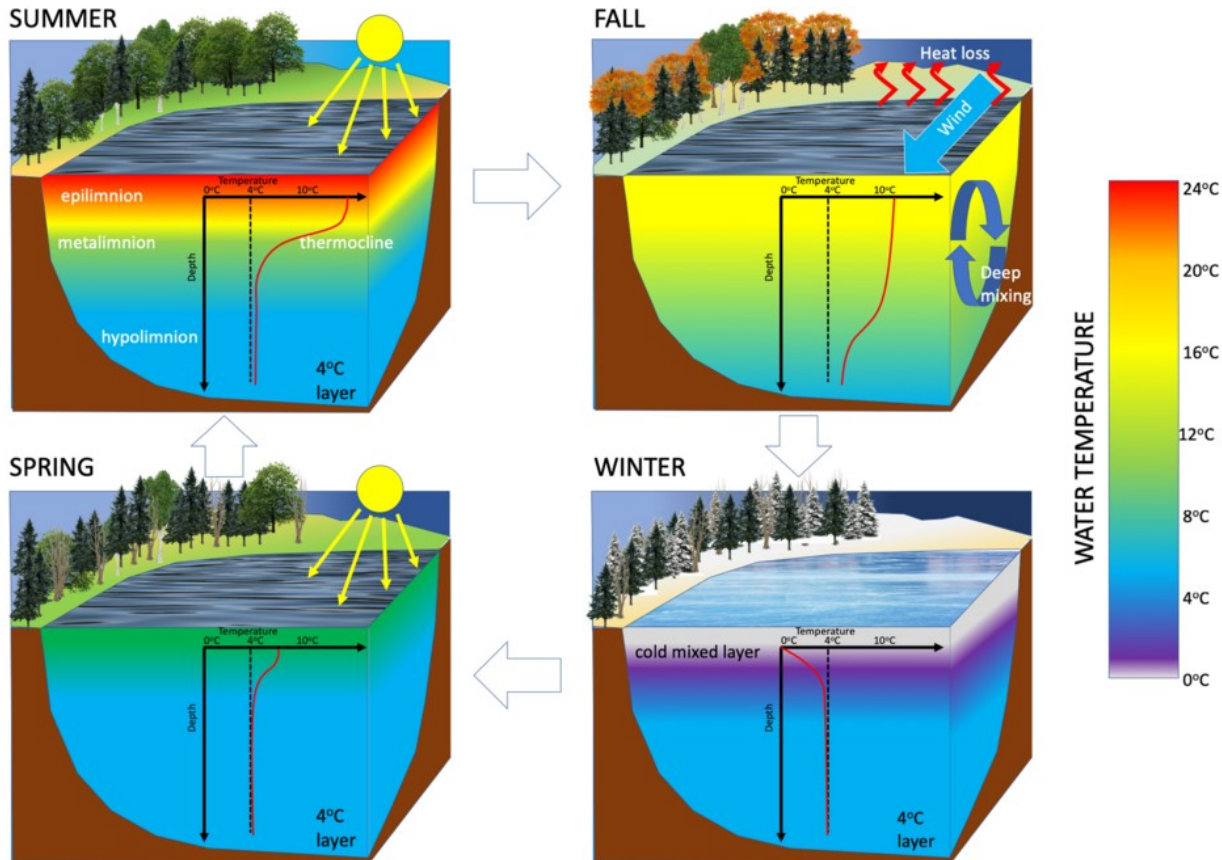
Echelle journalière

Changement de la température d'une colonne d'eau idéalisée en réponse à une variation du rayonnement solaire incident au cours de la journée

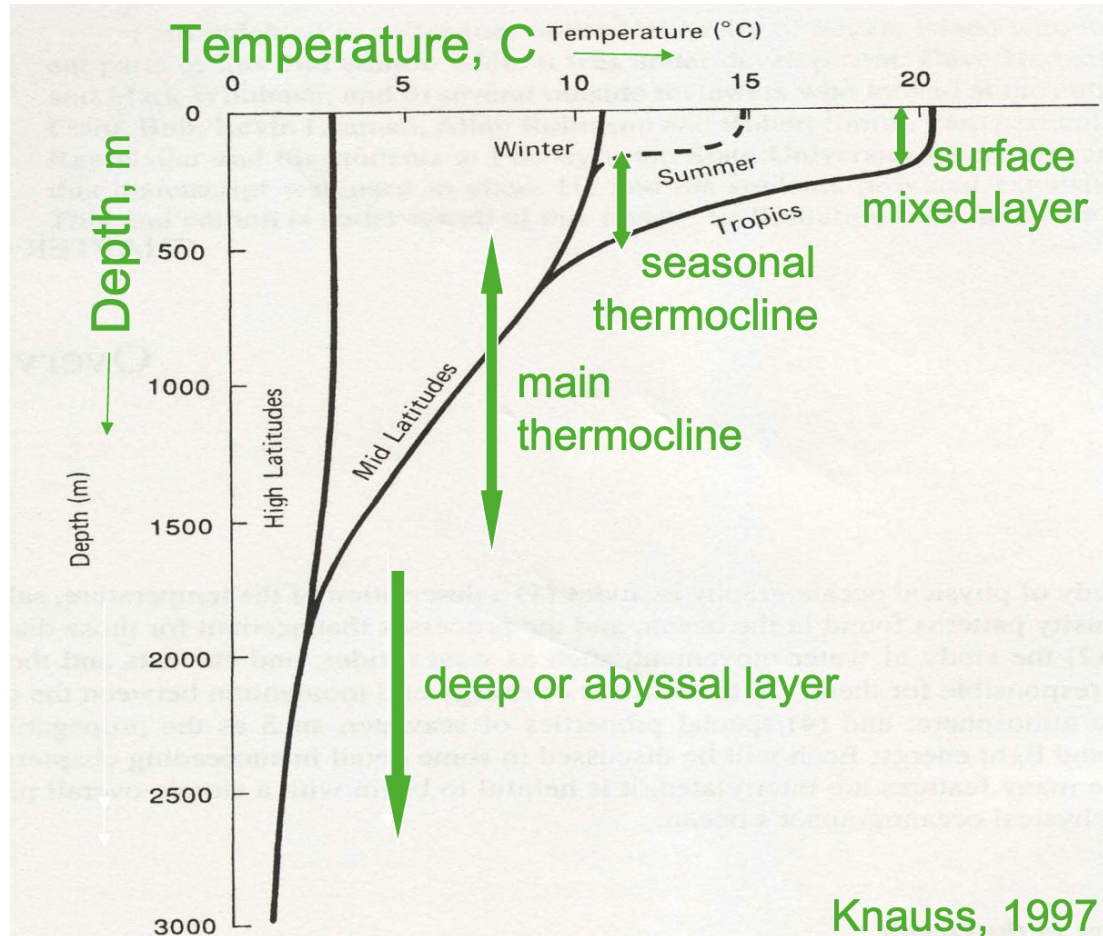


Echelle
saisonnière
aux moyennes
latitudes

Exemple d'un lac en région tempérée



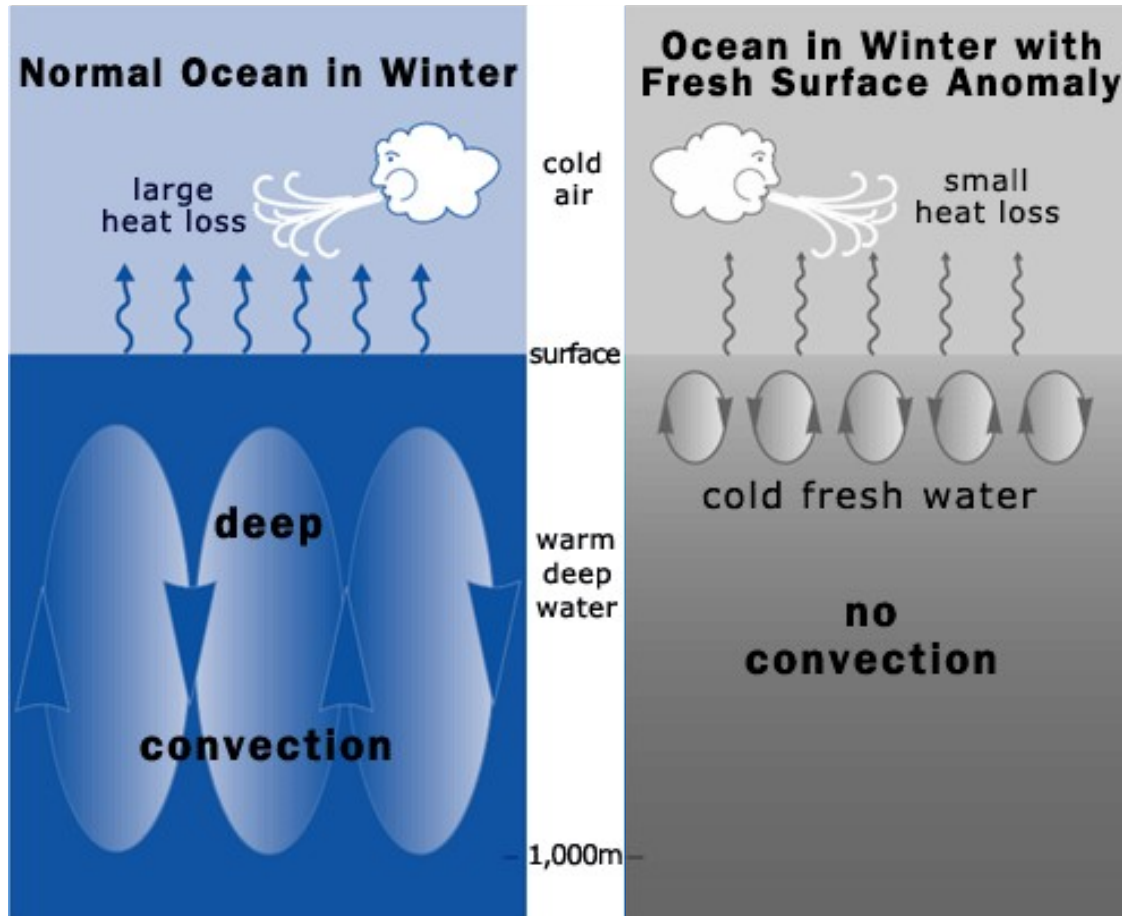
Comparaison de la profondeur de la thermocline à différentes latitudes et variations saisonnières



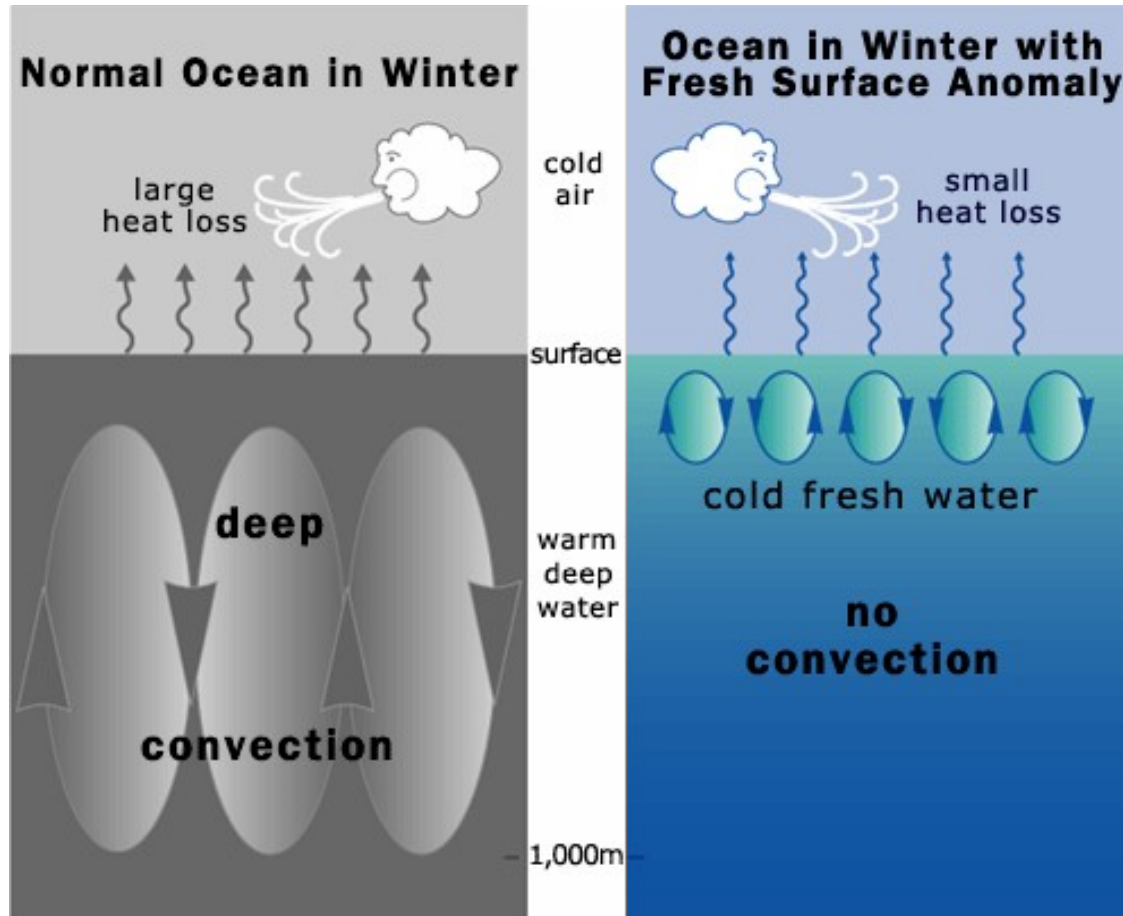
Quelle est l'influence des **apports en eau douce** sur le mouvement vertical des masses d'eau ?



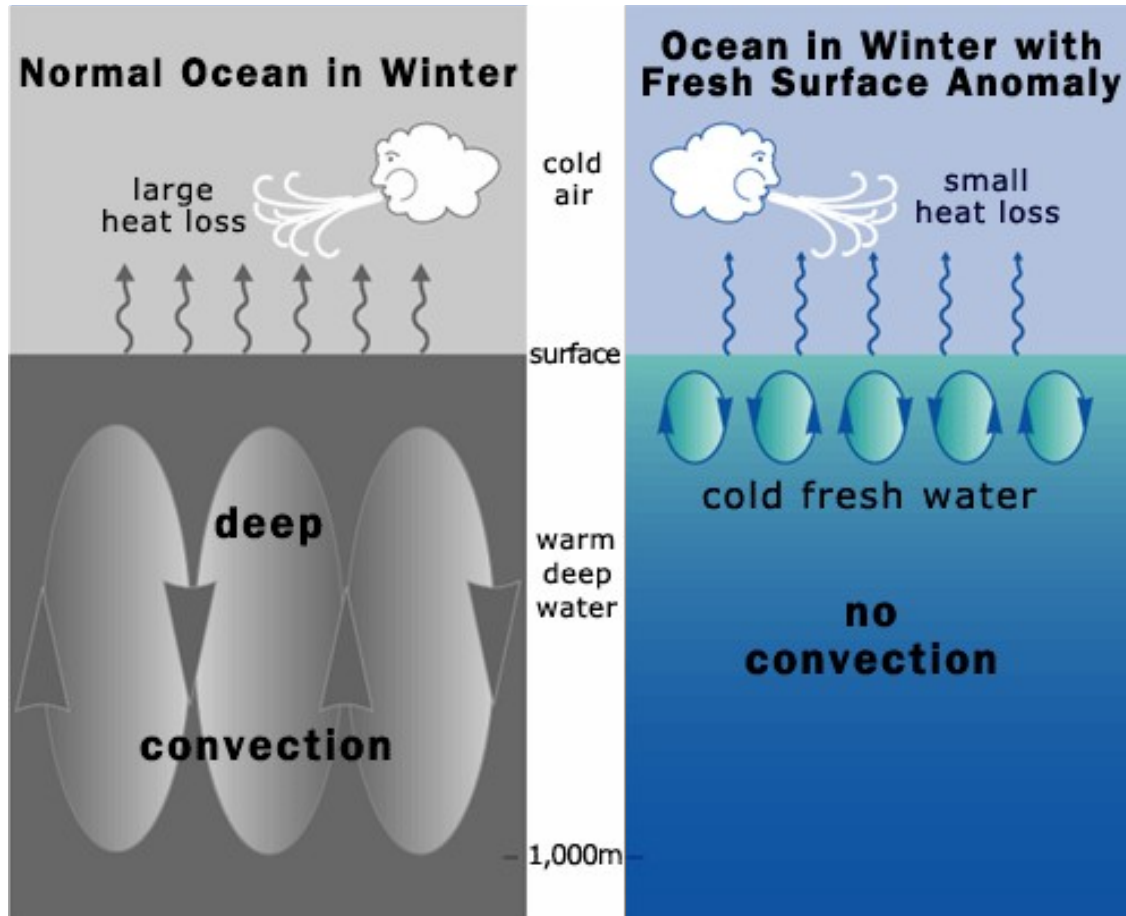
En hiver, les pertes de chaleur à la surface de l'océan refroidissent les eaux superficielles. Ce refroidissement augmente leur densité. Des cellules de convection se développent et mélangent la colonne d'eau sur 100 voire 1000 m.



L'apport d'eau douce (fonte de glace, précipitations) diminue la salinité et donc la densité de l'eau de surface. Malgré le refroidissement, l'eau de surface reste moins dense que l'eau profonde. La stratification est renforcée : la convection est inhibée.



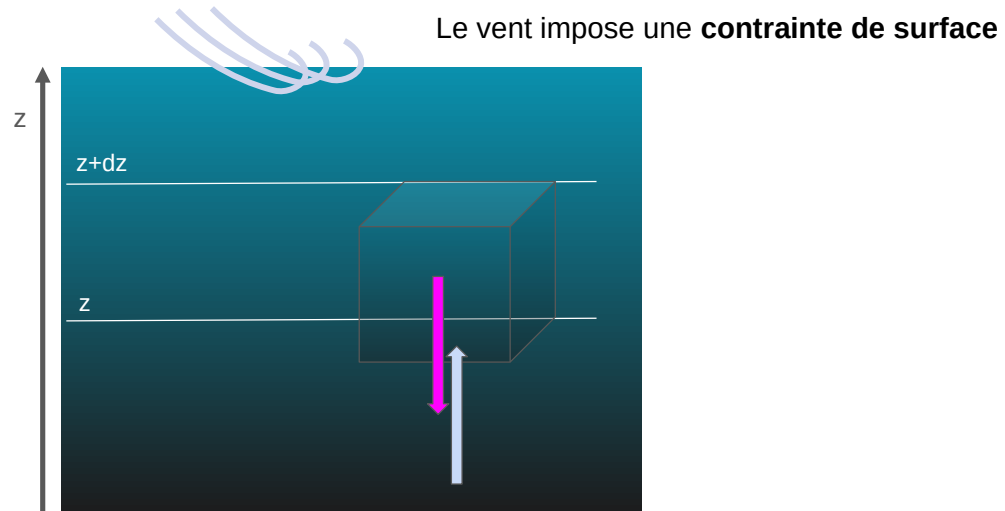
La convection thermique océanique dépend du bilan combiné de température et de salinité : le refroidissement favorise la convection, tandis que l'apport d'eau douce peut la bloquer.



Quelle est l'influence du **vent** sur le mouvement vertical des masses d'eau ?



Vents de surface (forçage mécanique) et mouvements verticaux turbulents

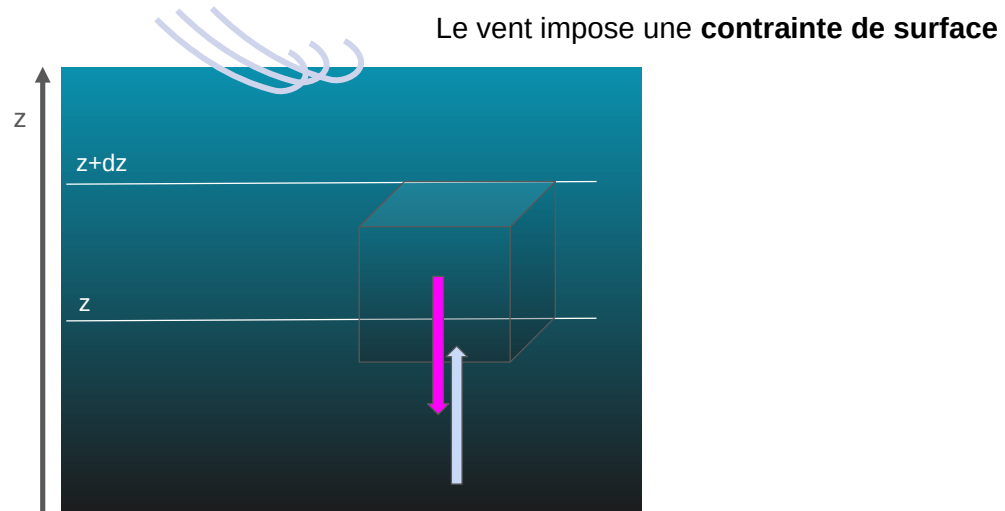


Verticalement, le **poids** et la **force de pression** gouvernent l'équilibre hydrostatique. Le vent ne modifie pas le bilan des forces. Il agit indirectement en générant de la turbulence, qui modifie la structure verticale par mélange.

$$-\frac{dP}{dz} - \rho g + F_{turb}(z) = \rho a_z$$

F_{turb} représente l'effet moyen du mélange turbulent induit par le vent.

Vents de surface (forçage mécanique) et mouvements verticaux turbulents



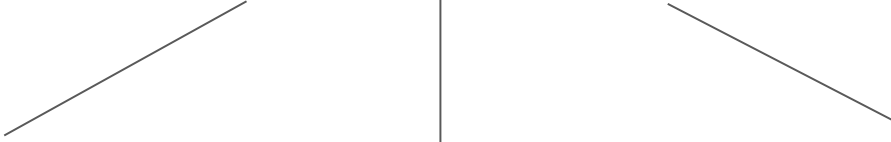
On peut modéliser l'effet de la turbulence induite par le vent comme une diffusion verticale de quantité de mouvement.

$$F_{turb}(z) \sim \frac{d}{dz} \left(\rho \kappa \frac{dv_z}{dz} \right)$$

κ : coefficient de mélange vertical turbulent

v_z : vitesse verticale de la parcelle

Interprétation physique des termes de l'équation du mouvement vertical

$$a_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + g + \frac{d}{dz} \left(\kappa \frac{dv_z}{dz} \right)$$


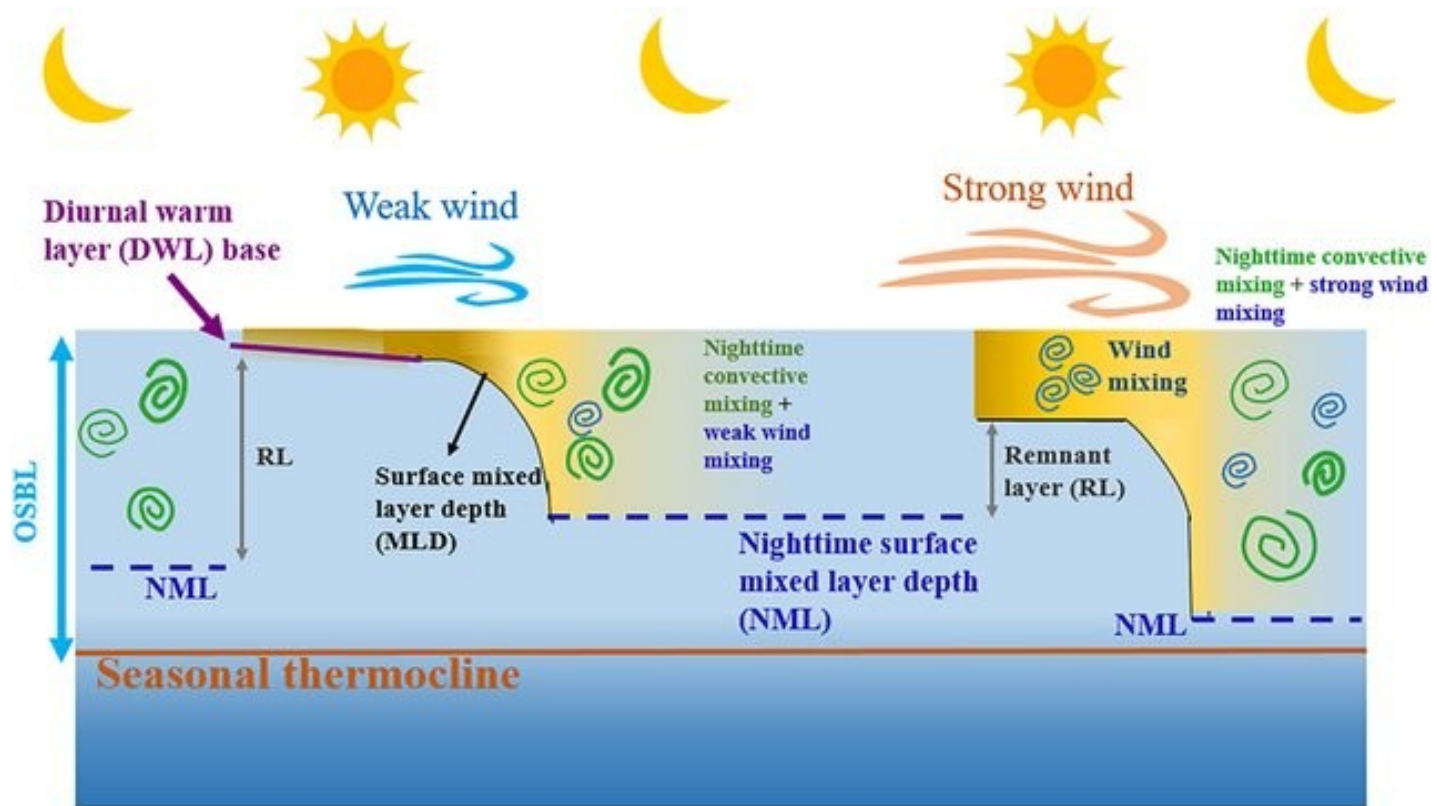
Gradient vertical de pression :
lié au poids des masses d'eau
sus-jacentes.

Gravité : tend à
faire plonger la
parcelle d'eau

Diffusion turbulente verticale
(vent) : agit contre ou avec la
stratification selon les
conditions.

Convection nocturne et vents de surface

Lorsque les pertes de chaleur deviennent suffisantes (refroidissement nocturne, flux turbulents, vents), les eaux de surface se densifient et peuvent devenir plus denses que les eaux sous-jacentes. Cette instabilité déclenche une **convection verticale** et du **mélange turbulent**.



Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 3 - Dynamique de l'océan

3.1. Portrait de l'océan

3.2. La circulation thermohaline

3.3. Convection thermique et turbulences

3.4. Courants zonaux et méridionaux

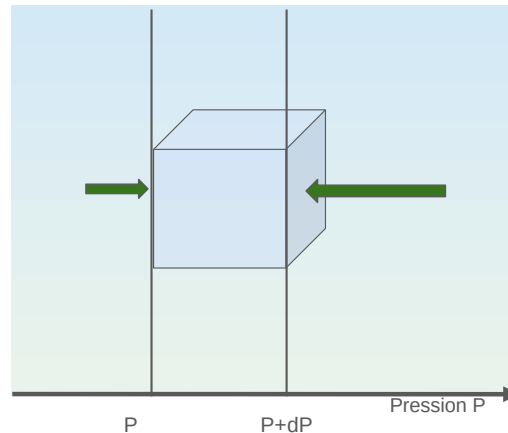
3.5. Transport d'Ekman, gyres et upwellings

3.6. Océans et changement climatique

Rappel

Mouvements **horizontaux**

Le mouvement horizontal d'une parcelle d'air résulte du **déséquilibre entre les forces de pression horizontales**.



Le mouvement horizontal d'une parcelle d'air est décrit par les équations :

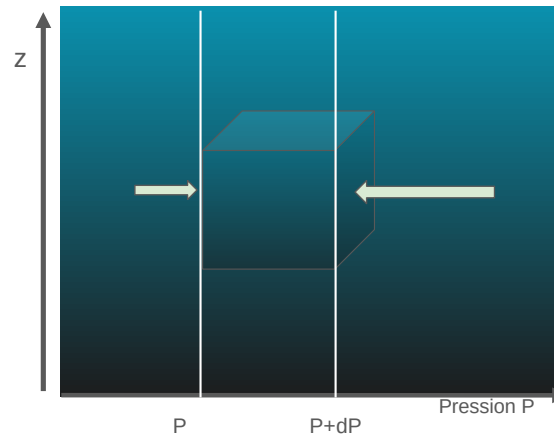
$$-\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx} + f v_y = a_x$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dy} - f v_x = a_y$$

$$f = 2\Omega \sin(\varphi)$$

Mouvements **horizontaux**

Le mouvement horizontal d'une parcelle d'eau résulte du **déséquilibre entre les forces de pression horizontales**.



Le mouvement horizontal d'une parcelle d'eau est décrit par les équations :

$$a_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + f v_y$$

$$a_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - f v_x$$

⏟ ⏟

Gradient de Force de
pression Coriolis
horizontal

$$f = 2\Omega \sin(\varphi)$$

Interprétation physique des termes de l'équation du mouvement vertical

$$a_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + f v_y$$
$$a_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - f v_x$$

Gradient de pression
horizontal : met l'eau en
mouvement des hautes vers
les basses pressions

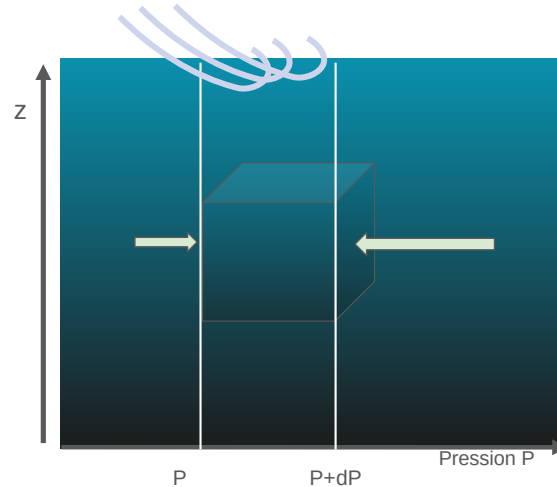
Force de Coriolis
dévie un
mouvement
existant

Quelle est l'influence du **vent** sur les
mouvements horizontaux des masses d'eau ?



Mouvements **horizontaux** dans l'océan superficiel

Le mouvement horizontal d'une parcelle d'eau résulte du **déséquilibre entre les forces de pression horizontales** ou de l'effet du **cisaillement du vent en surface**



Le mouvement horizontal d'une parcelle d'eau est décrit par les équations :

$$a_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + f v_y + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right)$$

$$a_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - f v_x + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right)$$

Gradient de
pression
horizontal

Force de
Coriolis

Cisaillement du vent modélisé par une
viscosité turbulente verticale ν

$$f = 2\Omega \sin(\varphi)$$

Comment agit le cisaillement du vent sur le **mouvement horizontal** ?

$$\begin{aligned} & \cdot \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right) \\ & \cdot \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right) \end{aligned}$$

$$\frac{dv_x}{dz}$$

mesure le **cisaillement vertical de la vitesse horizontale** :

- si v_x varie avec la profondeur $\rightarrow$ il y a cisaillement, les couches d'eau ne vont pas toutes à la même vitesse.
- si v_x est constant $\rightarrow$ pas de cisaillement.

$$\nu$$

représente l'**efficacité du mélange turbulent vertical** :

- plus ν est grand $\rightarrow$ le mélange est intense,
- plus ν est petit $\rightarrow$ les couches sont peu couplées.

$$\nu \frac{dv_x}{dz}$$

représente un **flux vertical de quantité de mouvement** horizontale : si la surface va plus vite que le fond, alors la turbulence transporte de la quantité de mouvement vers le bas.

$$\frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right)$$

représente la **variation verticale de ce flux** : si le flux change avec la profondeur $\rightarrow$ la vitesse locale est modifiée. Ce terme agit comme une **force volumique effective**.

Interprétation physique des termes de l'équation du mouvement vertical

$$a_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + f v_y + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right)$$
$$a_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - f v_x + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right)$$

Gradient de pression
horizontal : met l'eau en
mouvement des hautes vers
les basses pressions

Force de Coriolis
dévie un
mouvement
existant

Cisaillement du vent : diffuse
la quantité de mouvement
horizontale vers la
profondeur

Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 3 · Dynamique de l'océan

3.1. Portrait de l'océan

3.2. La circulation thermohaline

3.3. Convection thermique et turbulences

3.4. Courants zonaux et méridionaux

3.5. Transport d'Ekman, gyres et upwellings

3.6. Océans et climat

Comment agit le cisaillement du vent sur le **mouvement horizontal** ?

Exemple d'un régime stationnaire
+ variations de pression négligeables

$$\cancel{a_x} = -\cancel{\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}} + f v_y + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right)$$
$$\cancel{a_y} = -\cancel{\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}} - f v_x + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right)$$

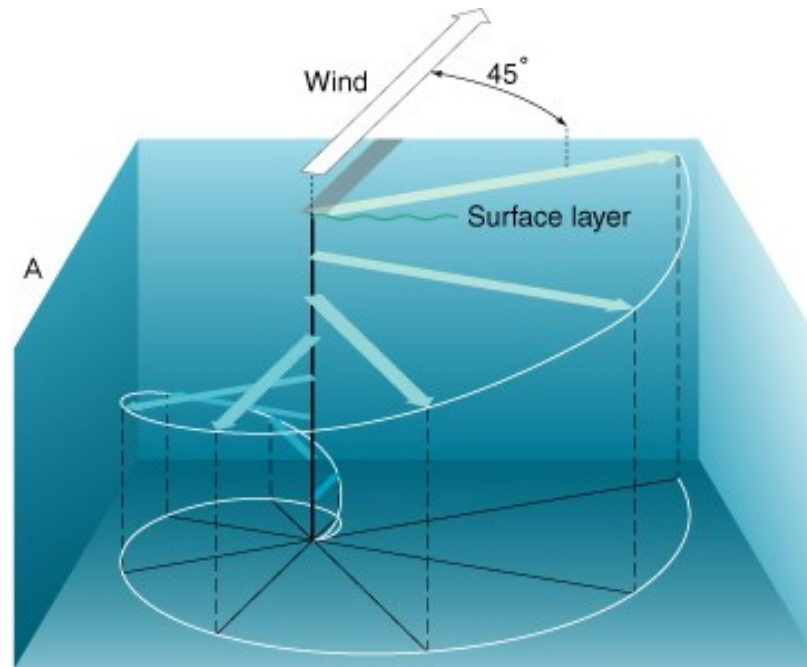
La force de Coriolis et la force effective engendrée
par le cisaillement du vent s'équilibrent tant que
celui-ci se propage sur la verticale.

$$f v_y + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right) = 0$$
$$-f v_x + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right) = 0$$

Comment agit le cisaillement du vent sur le **mouvement horizontal** ?

Exemple d'un régime stationnaire
+ variations de pression négligeables

$$f v_y + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right) = 0$$
$$-f v_x + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right) = 0$$

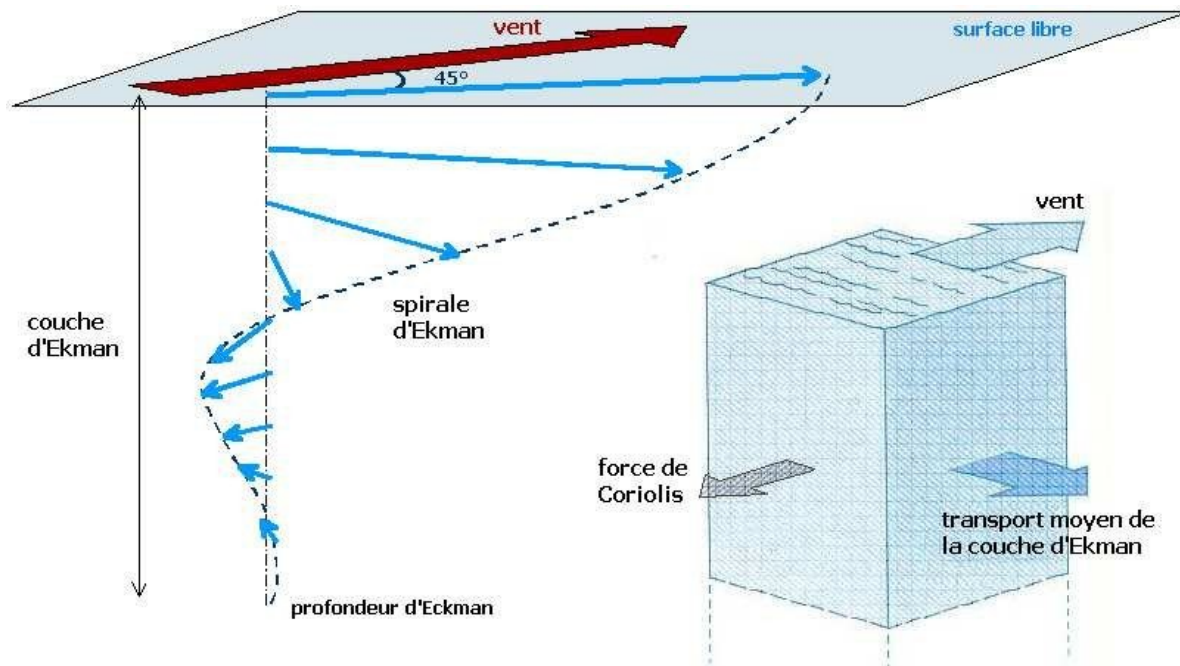


SPIRALE D'EKMAN

Comment agit le cisaillement du vent sur le **mouvement horizontal** ?

Exemple d'un régime stationnaire
+ variations de pression négligeables

$$f v_y + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right) = 0$$
$$-f v_x + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right) = 0$$



SPIRALE D'EKMAN

Comment agit le cisaillement du vent sur le **mouvement horizontal** ?

Exemple d'un régime stationnaire
+ variations de pression négligeables

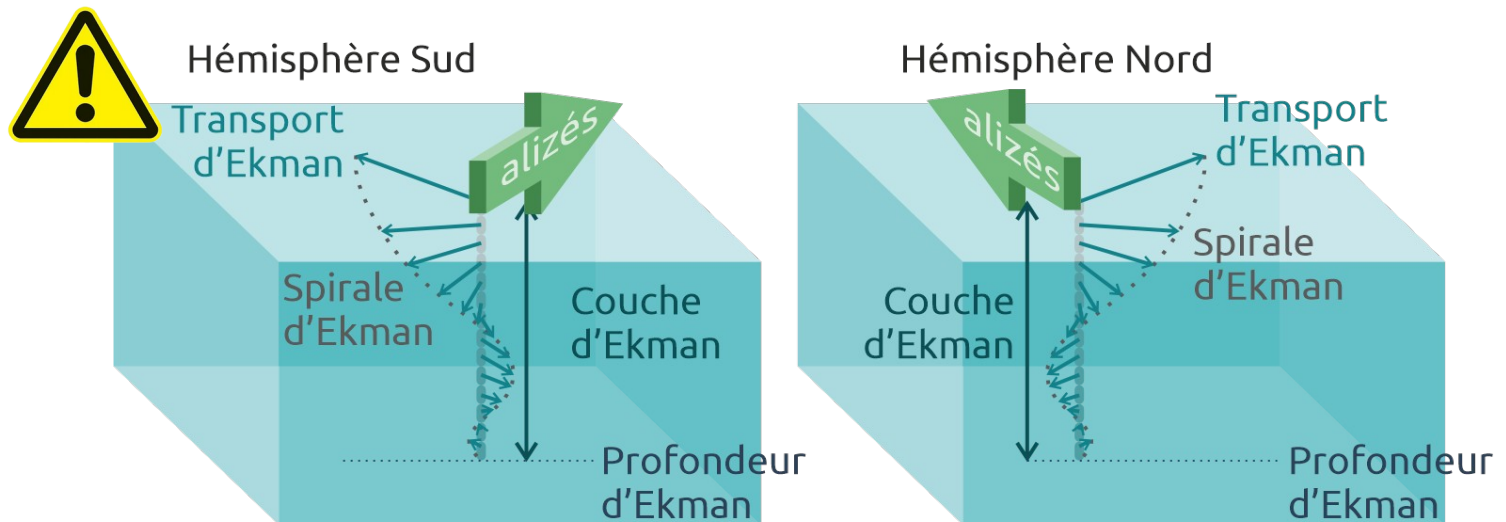
$$f v_y + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right) = 0$$
$$-f v_x + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right) = 0$$



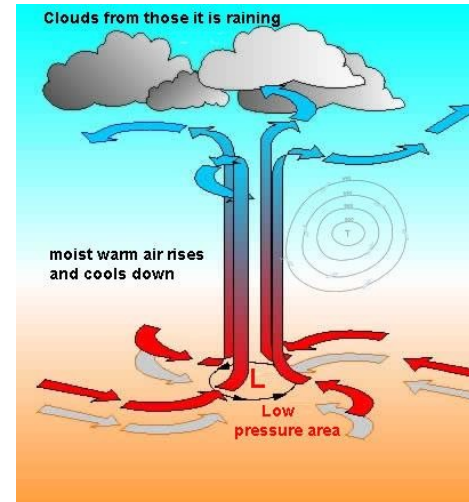
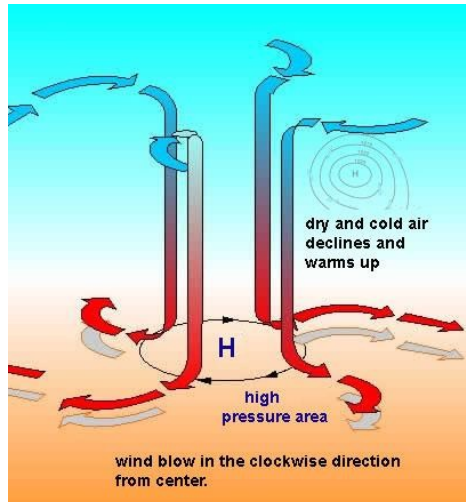
Comment agit le cisaillement du vent sur le **mouvement horizontal** ?

Exemple d'un régime stationnaire
+ variations de pression négligeables

$$f v_y + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_x}{dz} \right) = 0$$
$$-f v_x + \frac{d}{dz} \left(\nu \frac{dv_y}{dz} \right) = 0$$

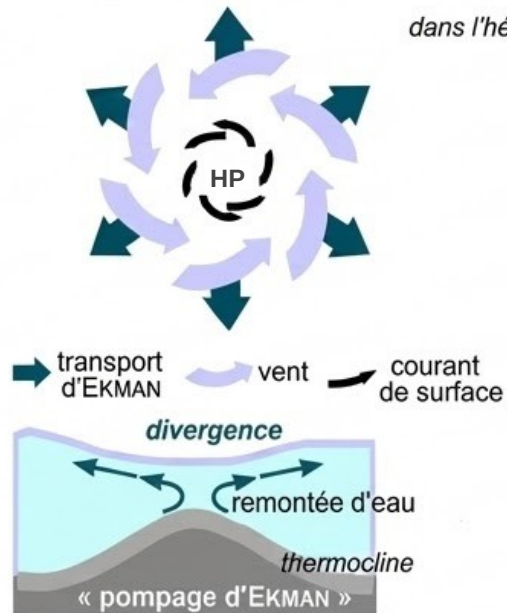


Le transport d'Ekman

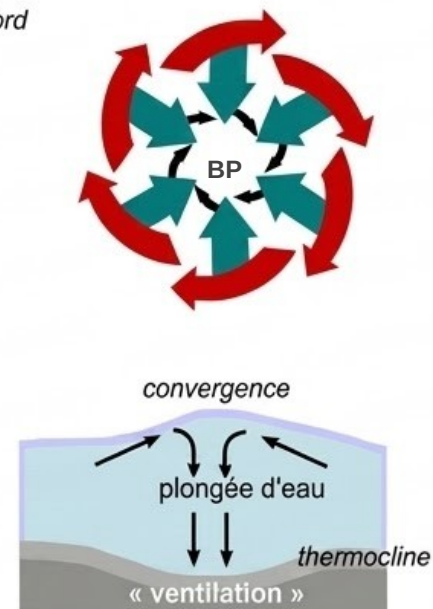


VENT CYCLONIQUE

dans l'hémisphère Nord

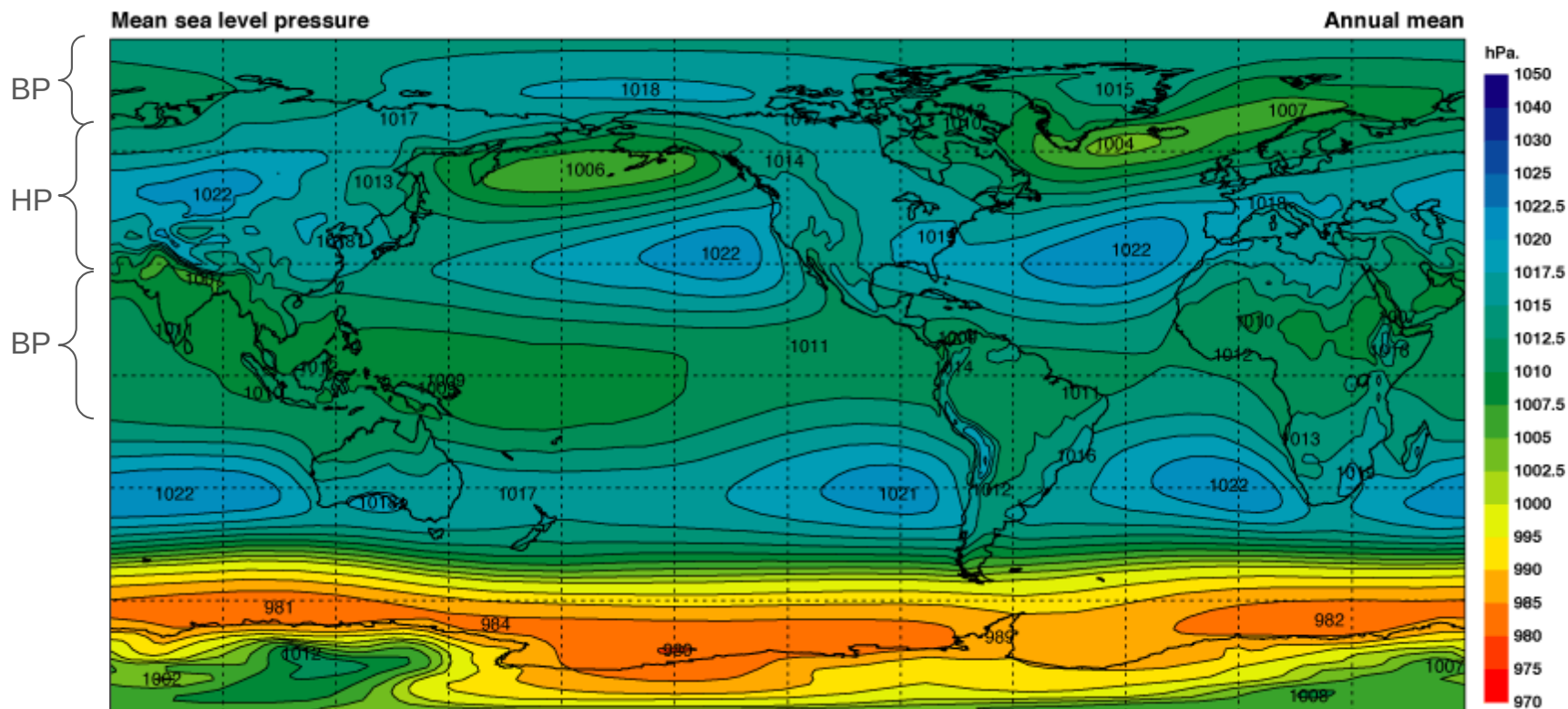


VENT ANTICYCLONIQUE



Pression atmosphérique moyenne annuelle au niveau de la mer

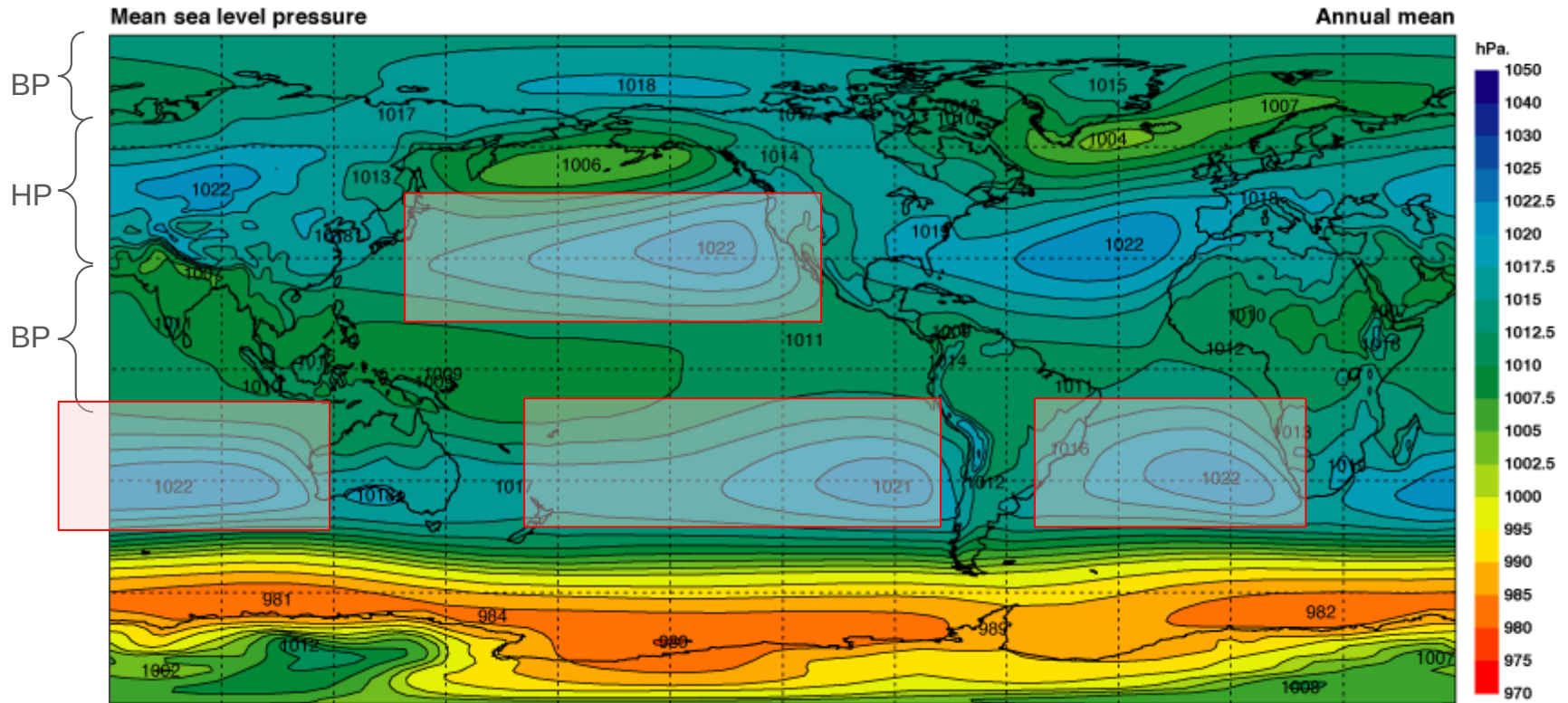
Les couleurs et isobares montrent un champ de pression structuré par latitude.
On observe une alternance de basses pressions (BP) et de hautes pressions (HP).



Cette organisation est la trace des grandes **cellules de convection planétaires**.

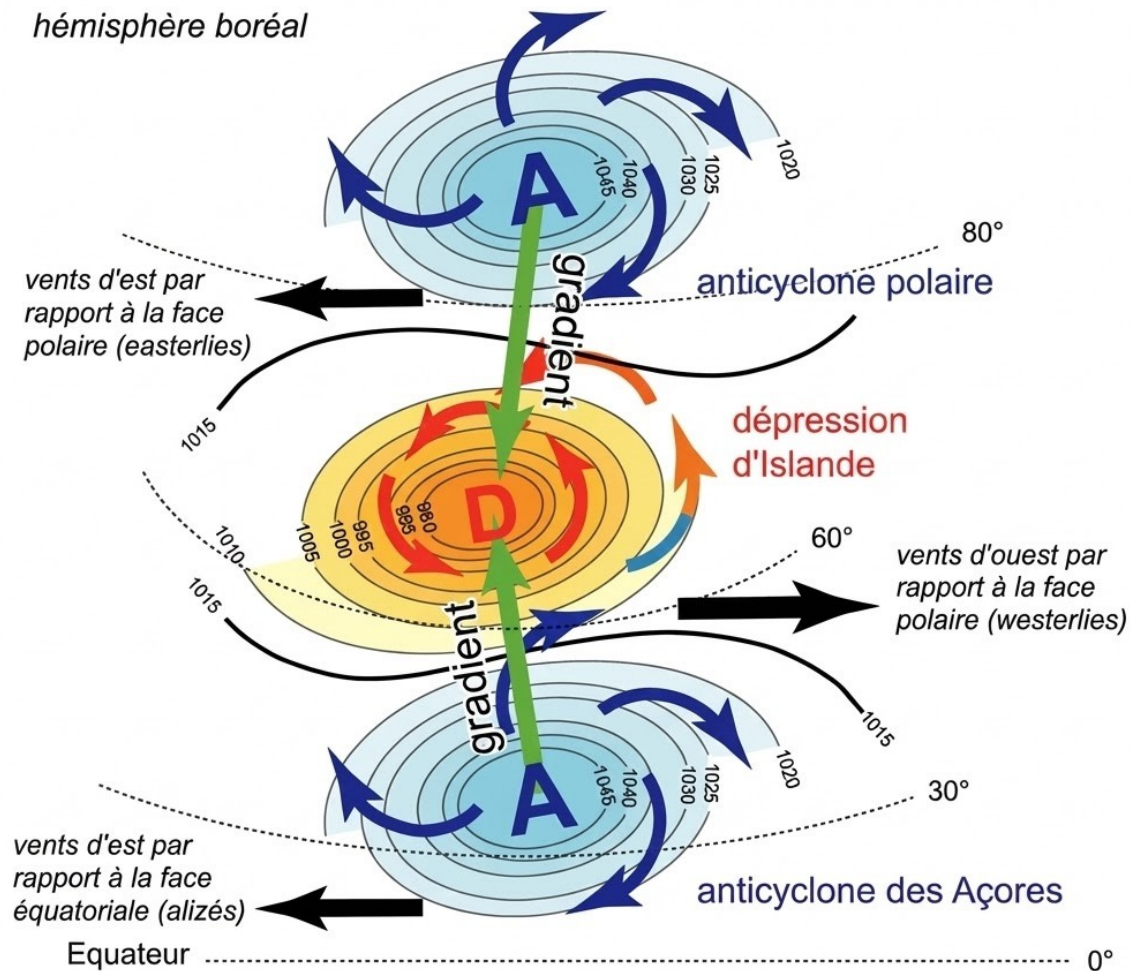
Pression atmosphérique moyenne annuelle au niveau de la mer

Les couleurs et isobares montrent un champ de pression structuré par latitude.
On observe une alternance de basses pressions (BP) et de hautes pressions (HP).

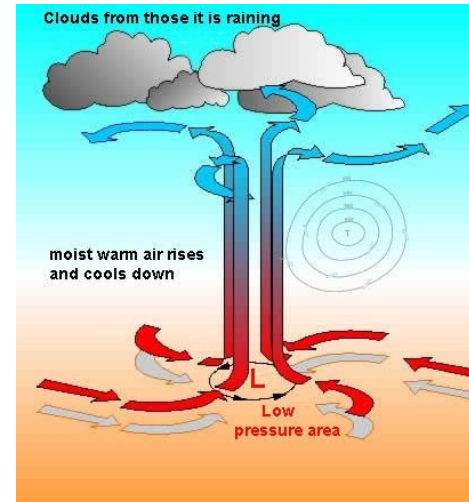
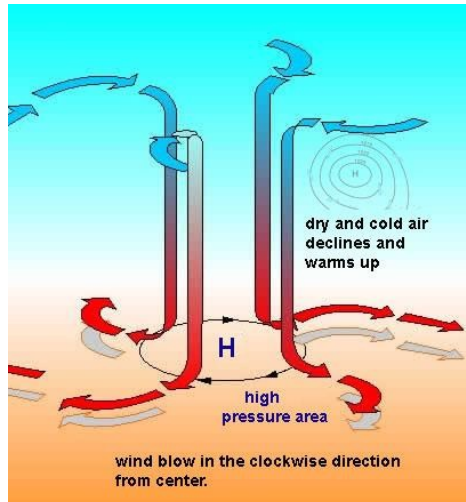


Cette organisation est la trace des grandes **cellules de convection planétaires**.

Anticyclones et dépressions dans l'hémisphère Nord



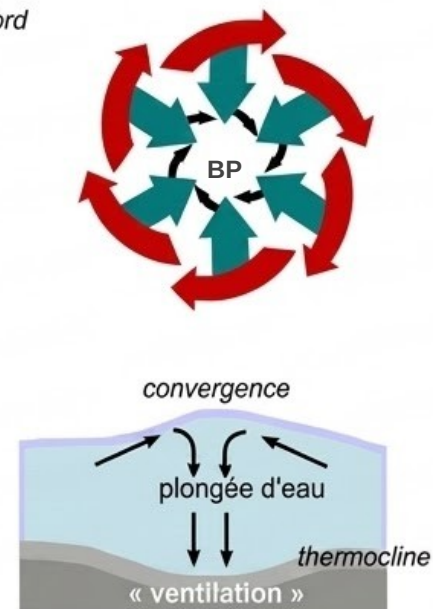
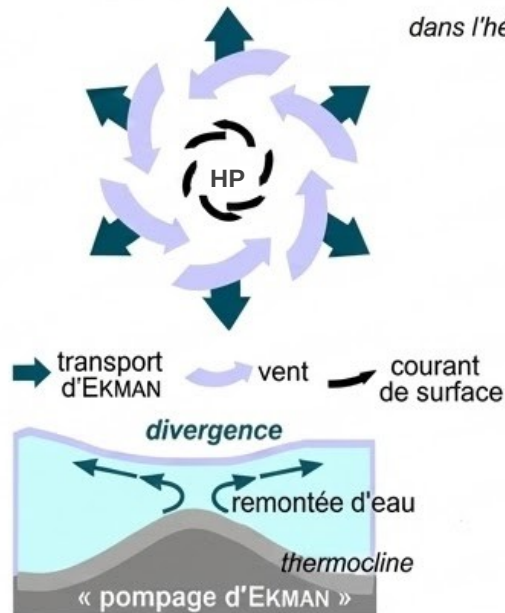
Le transport d'Ekman



VENT CYCLONIQUE

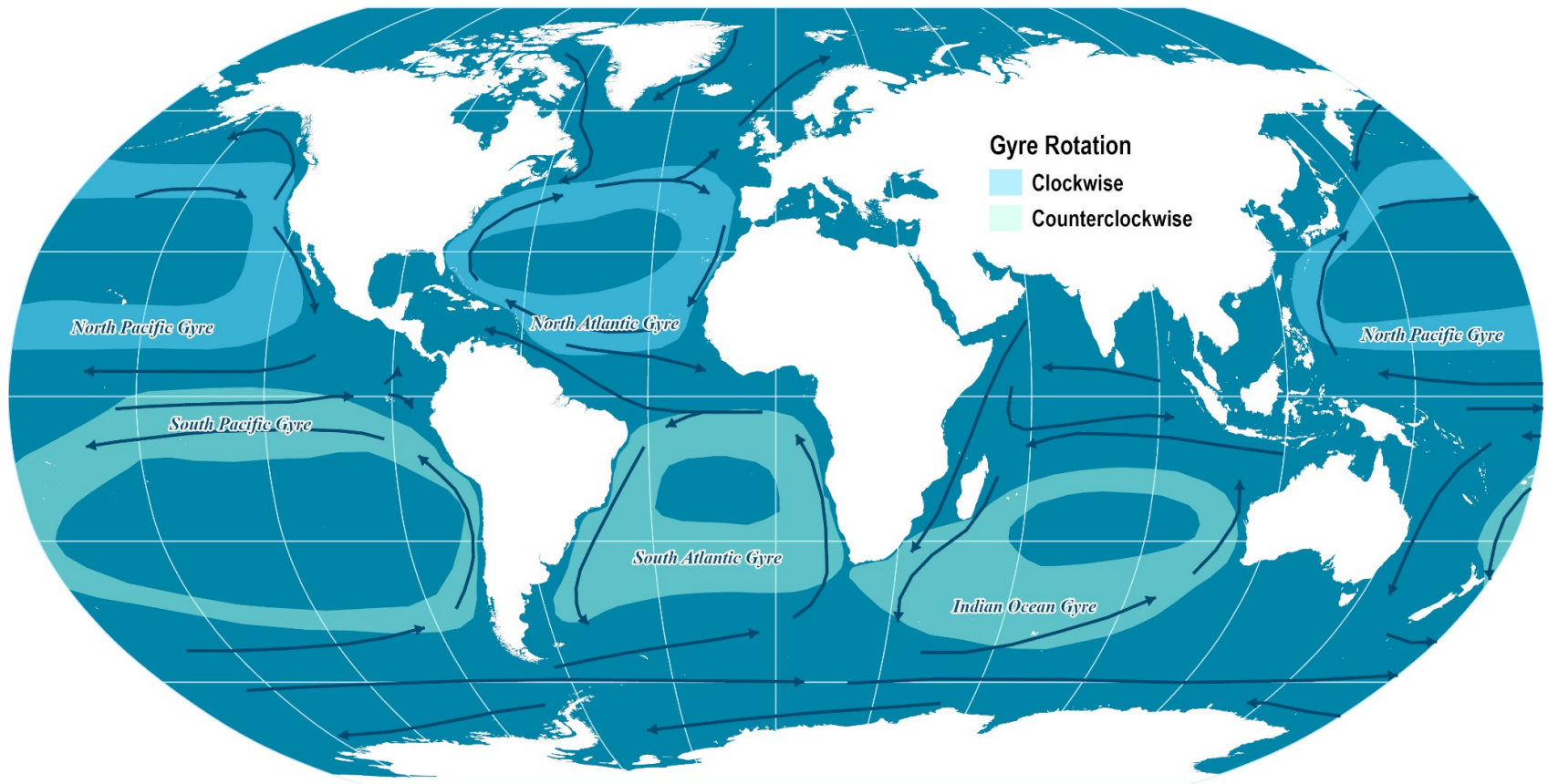
dans l'hémisphère Nord

VENT ANTICYCLONIQUE



Régions subtropicales

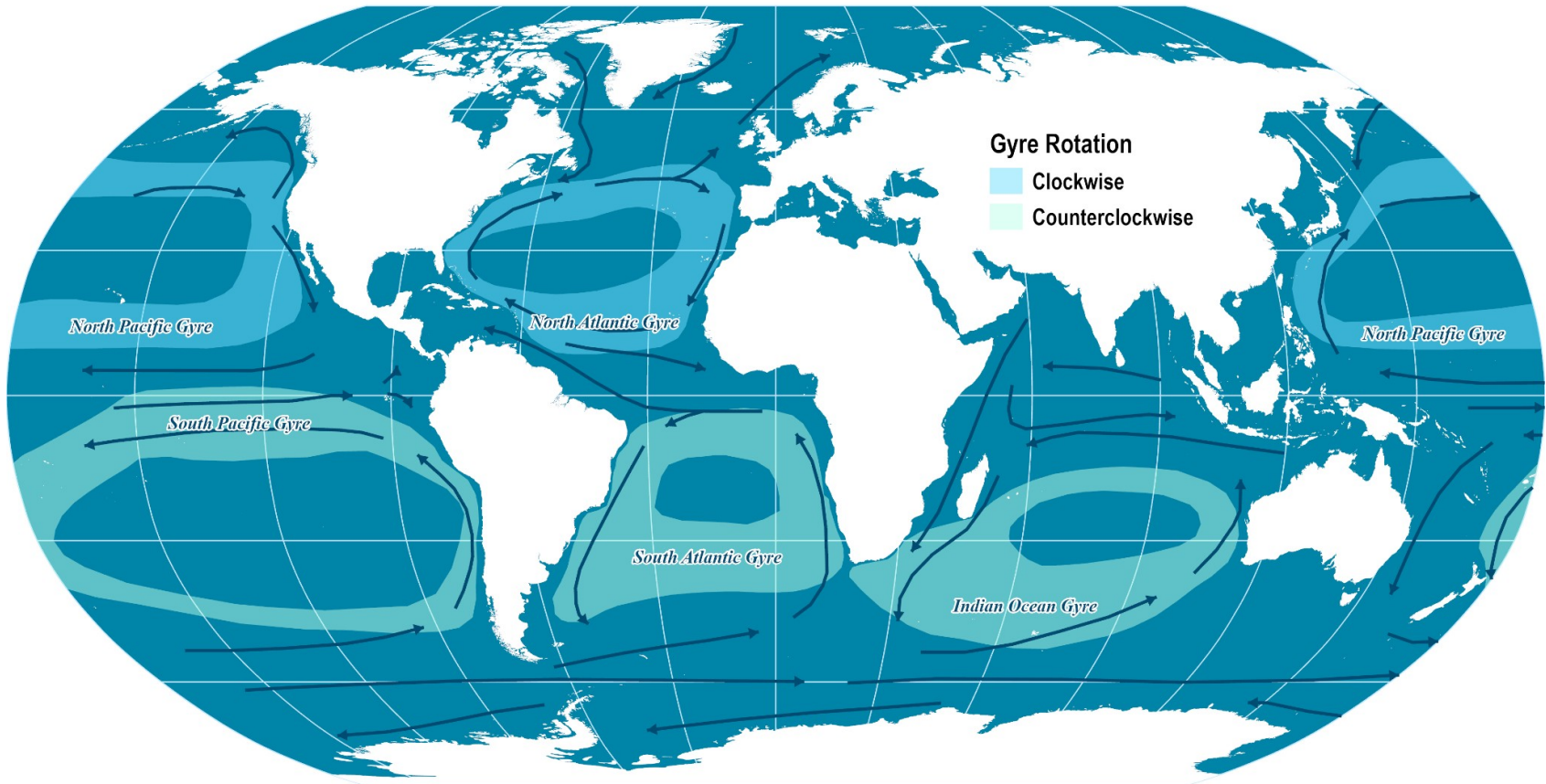
Les gyres océaniques subtropicaux sont de vastes systèmes de circulation horizontale quasi permanente, présents dans tous les grands bassins océaniques aux moyennes latitudes.



Régions subtropicales

Les gyres résultent de la combinaison de trois mécanismes majeurs :

- le **forçage du vent** (alizés et vents d'ouest),
- la **force de Coriolis** liée à la rotation de la Terre,
- l'**équilibre géostrophique** entre gradient de pression et Coriolis.

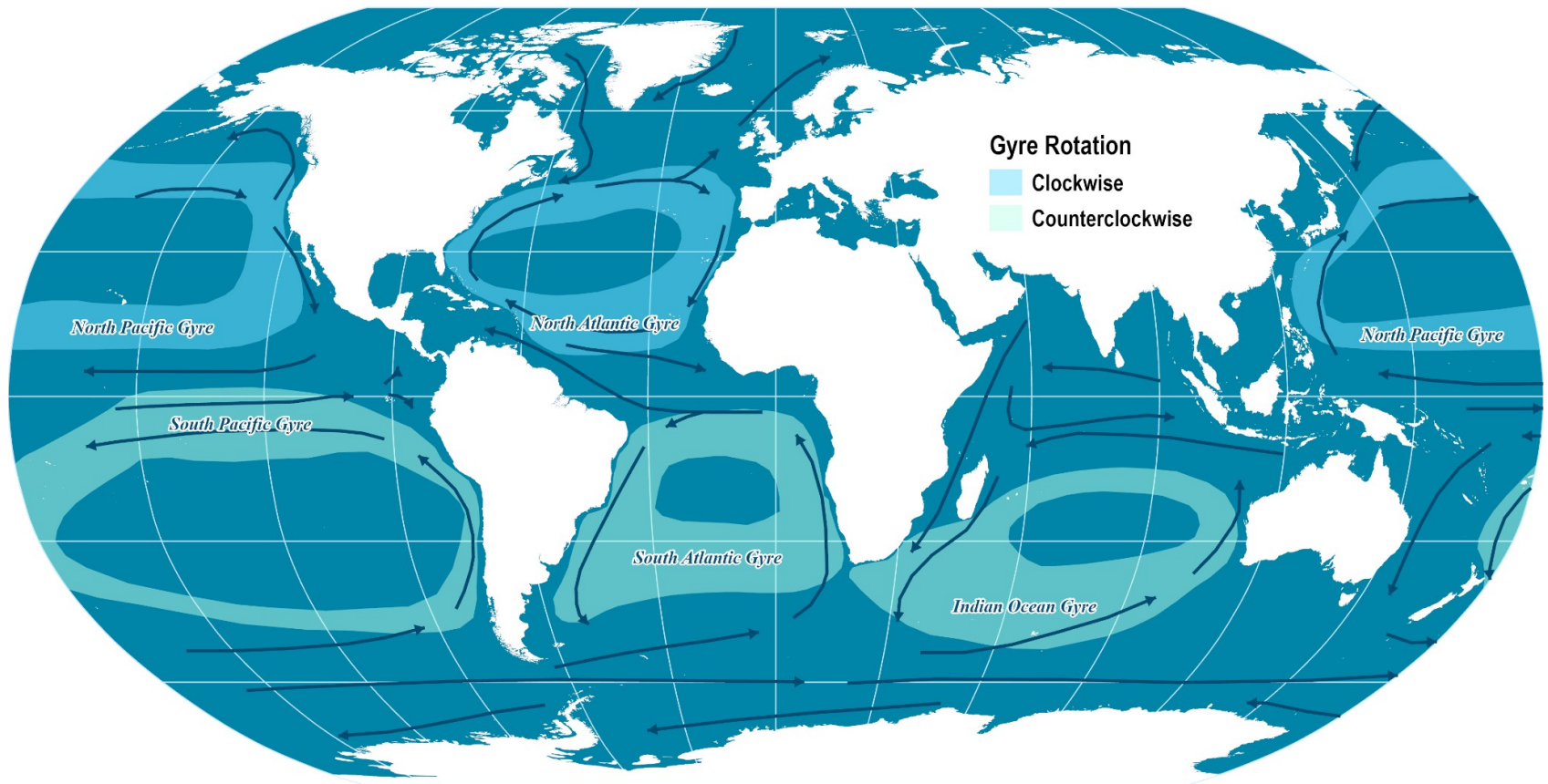


Régions subtropicales

Dans l'hémisphère Nord, les gyres tournent dans le sens horaire.

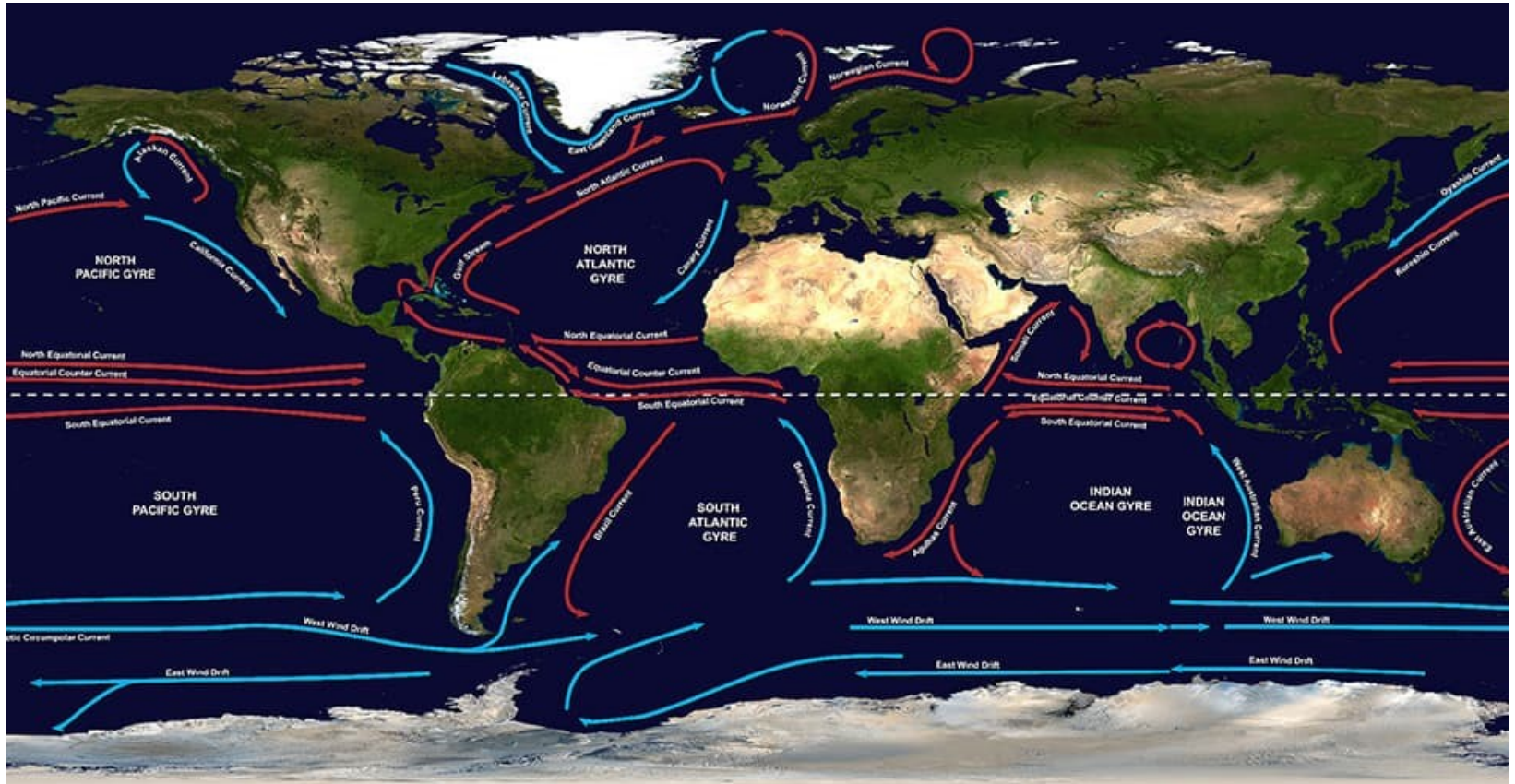
Dans l'hémisphère Sud, les gyres tournent dans le sens antihoraire.

Ce sens de rotation est imposé par la déviation des courants par la force de Coriolis

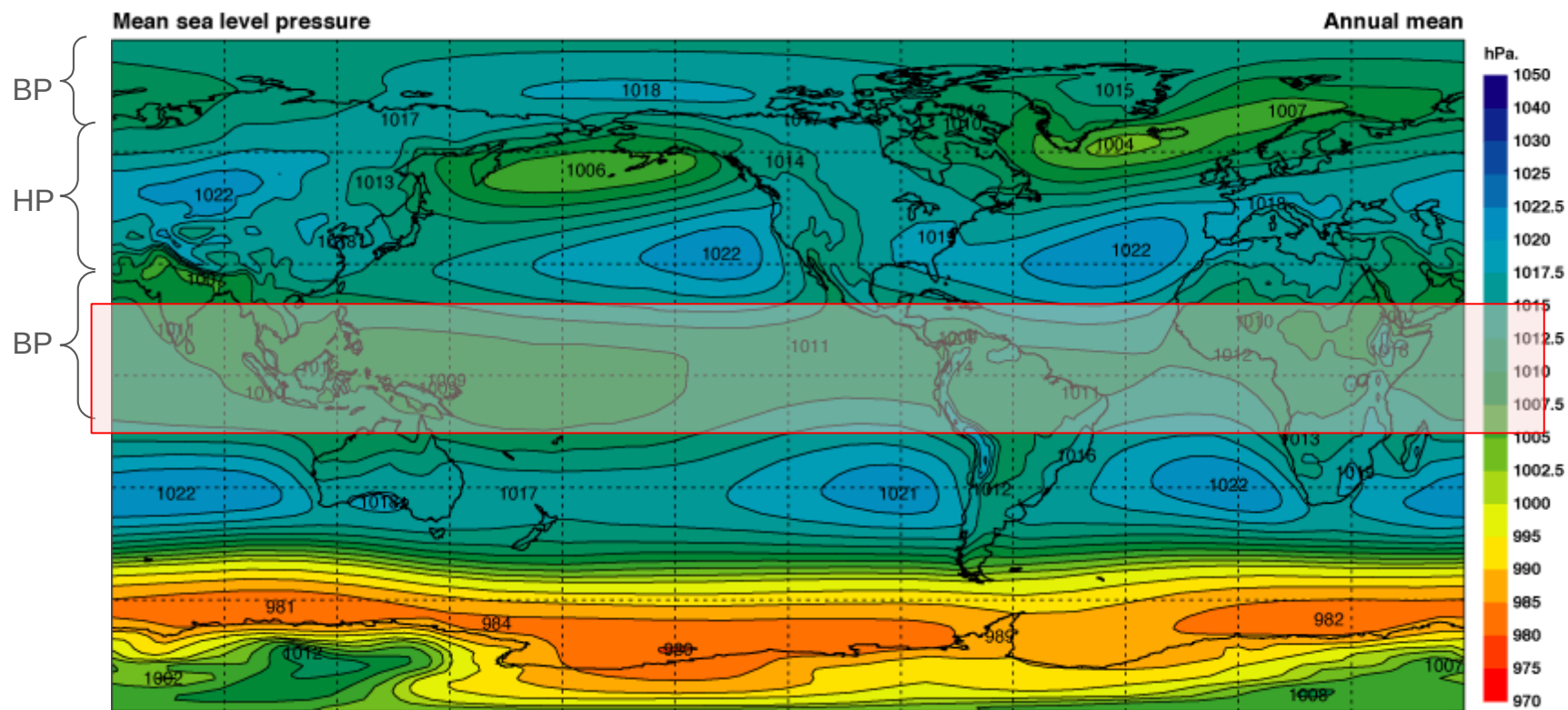


Régions subtropicales

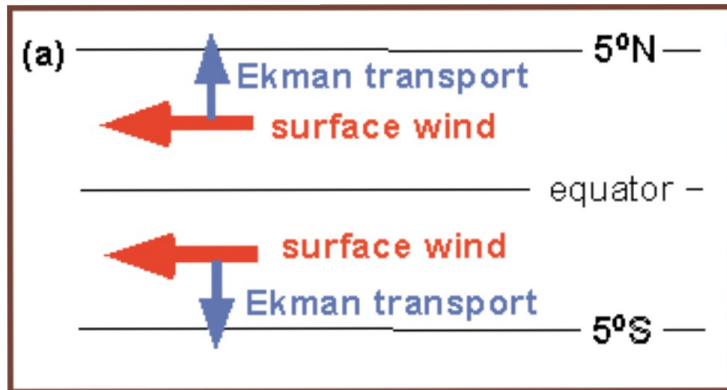
Les gyres assurent le transport horizontal de chaleur et le stockage de chaleur et de traceurs au centre des bassins. Ils constituent un élément clé de la circulation générale de l'océan et du climat.



A l'équateur

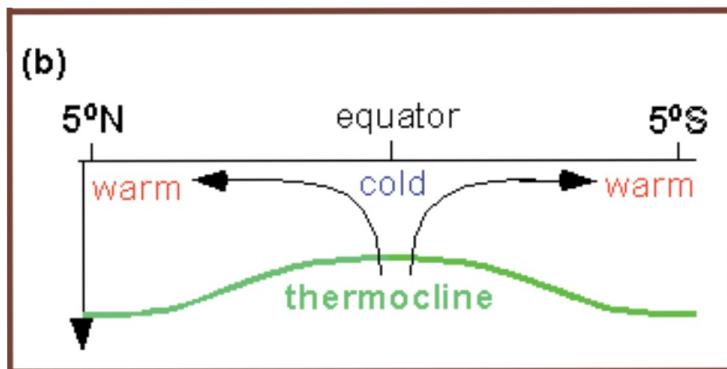


A l'équateur



À l'équateur, les **alizés** soufflent globalement d'est en ouest de part et d'autre de l'équateur.

- Hémisphère Nord : transport d'Ekman dévié vers la droite du vent
- Hémisphère Sud : transport d'Ekman dévié vers la gauche du vent



Cette divergence horizontale de l'eau de surface crée un déficit de masse à l'équateur.

Pour compenser, de l'eau plus profonde est aspirée vers la surface : **upwelling équatorial**.

Au large des côtes

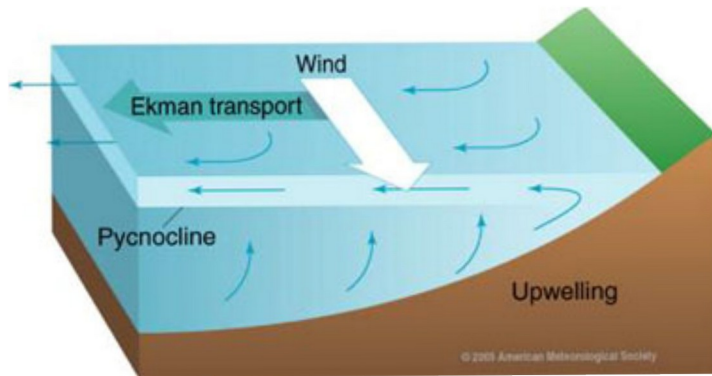


Schéma d'une situation d'upwelling

Lorsqu'un vent souffle parallèlement à la côte, il impose une contrainte de surface à l'océan.

Sous l'effet de la force de Coriolis, le transport d'Ekman dévie le mouvement de l'eau de surface.

Situation d'upwelling

Le transport d'Ekman éloigne les eaux de surface de la côte. Il se crée alors une divergence de surface au voisinage du littoral.

Pour conserver la masse, de l'eau profonde remonte vers la surface le long de la côte.

Cette eau est + froide, dense, riche en nutriments.

Au large des côtes

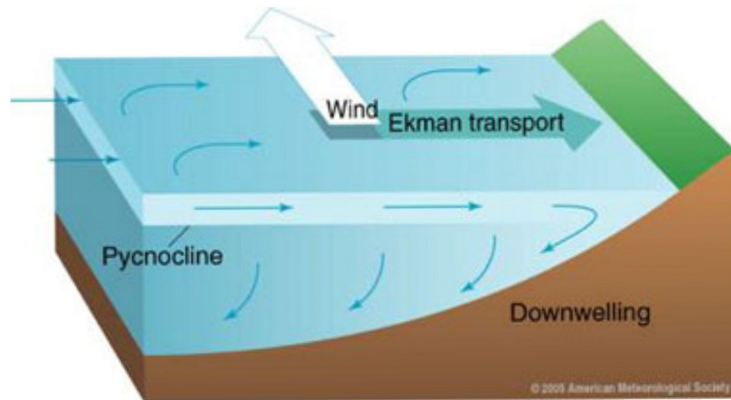


Schéma d'une situation de downwelling

Lorsqu'un vent souffle parallèlement à la côte, il impose une contrainte de surface à l'océan.

Sous l'effet de la force de Coriolis, le transport d'Ekman dévie le mouvement de l'eau de surface.

Situation de downwelling

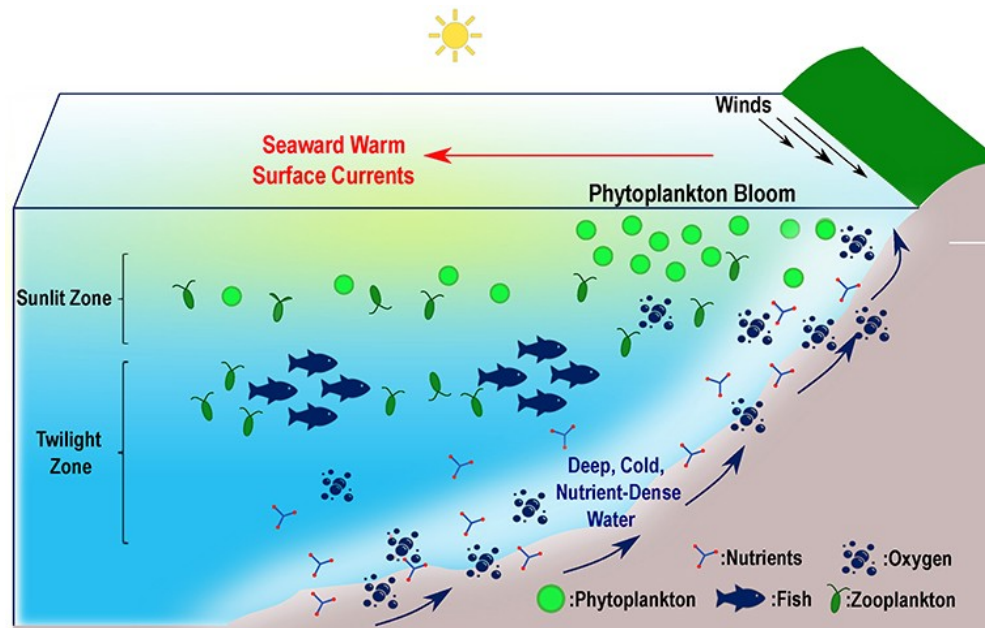
Le transport d'Ekman dirige les eaux de surface vers la côte. Il y a convergence de surface. L'eau est alors forcée à plonger => **downwelling côtier.**

La pycnocline est enfoncée vers le bas, le mélange vertical est limité.

Les Upwellings

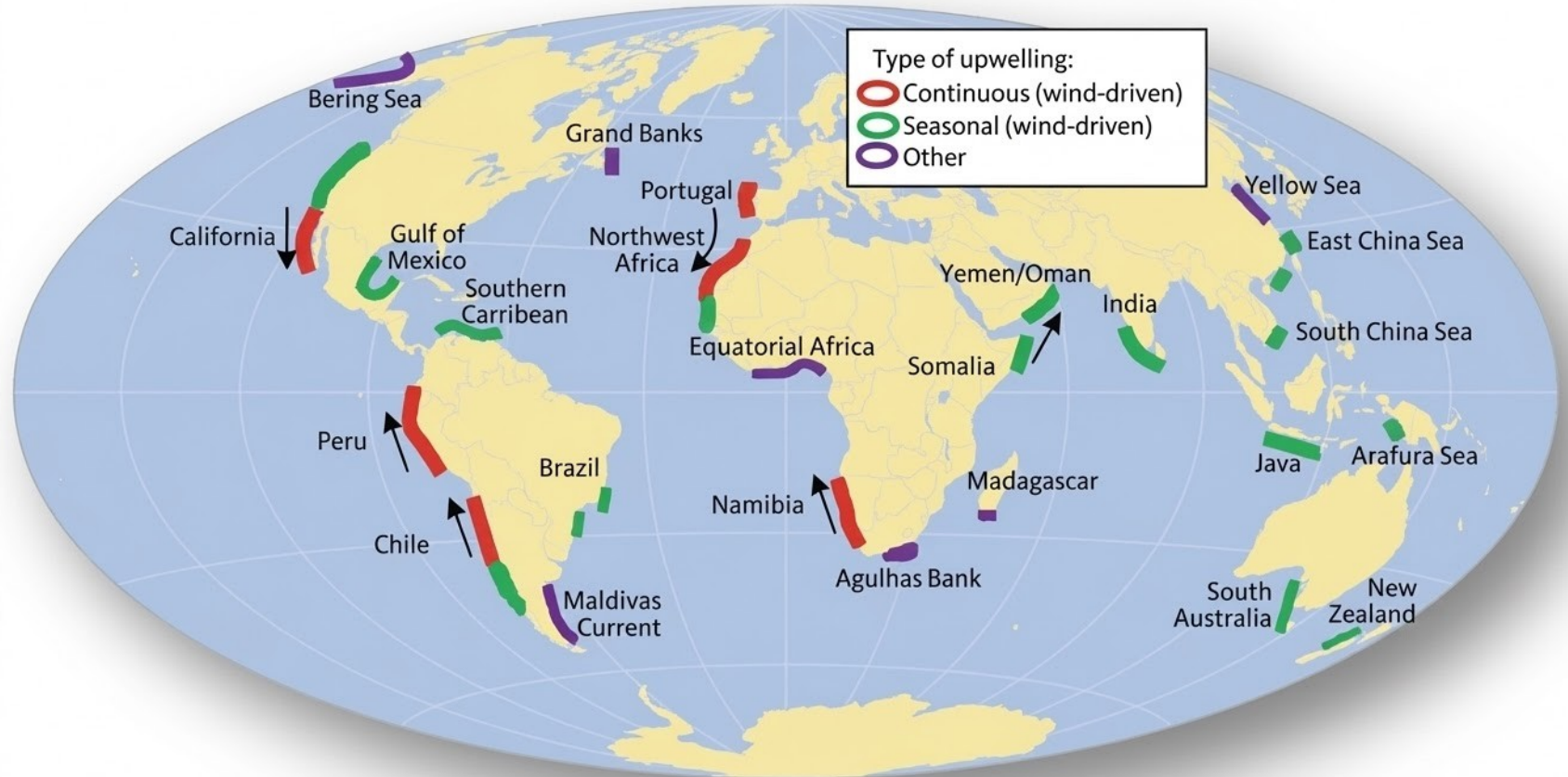
Les eaux profondes sont riches en nutriments (nitrates, phosphates, silicates), accumulés par la reminéralisation de la matière organique en profondeur.

- Prolifération du phytoplancton (blooms phytoplanctoniques).
- Augmentation du zooplancton, puis des poissons et des niveaux trophiques supérieurs.



=> Les zones d'upwelling comptent parmi les régions les + productives de l'océan mondial. Elles sont essentielles pour les pêcheries.

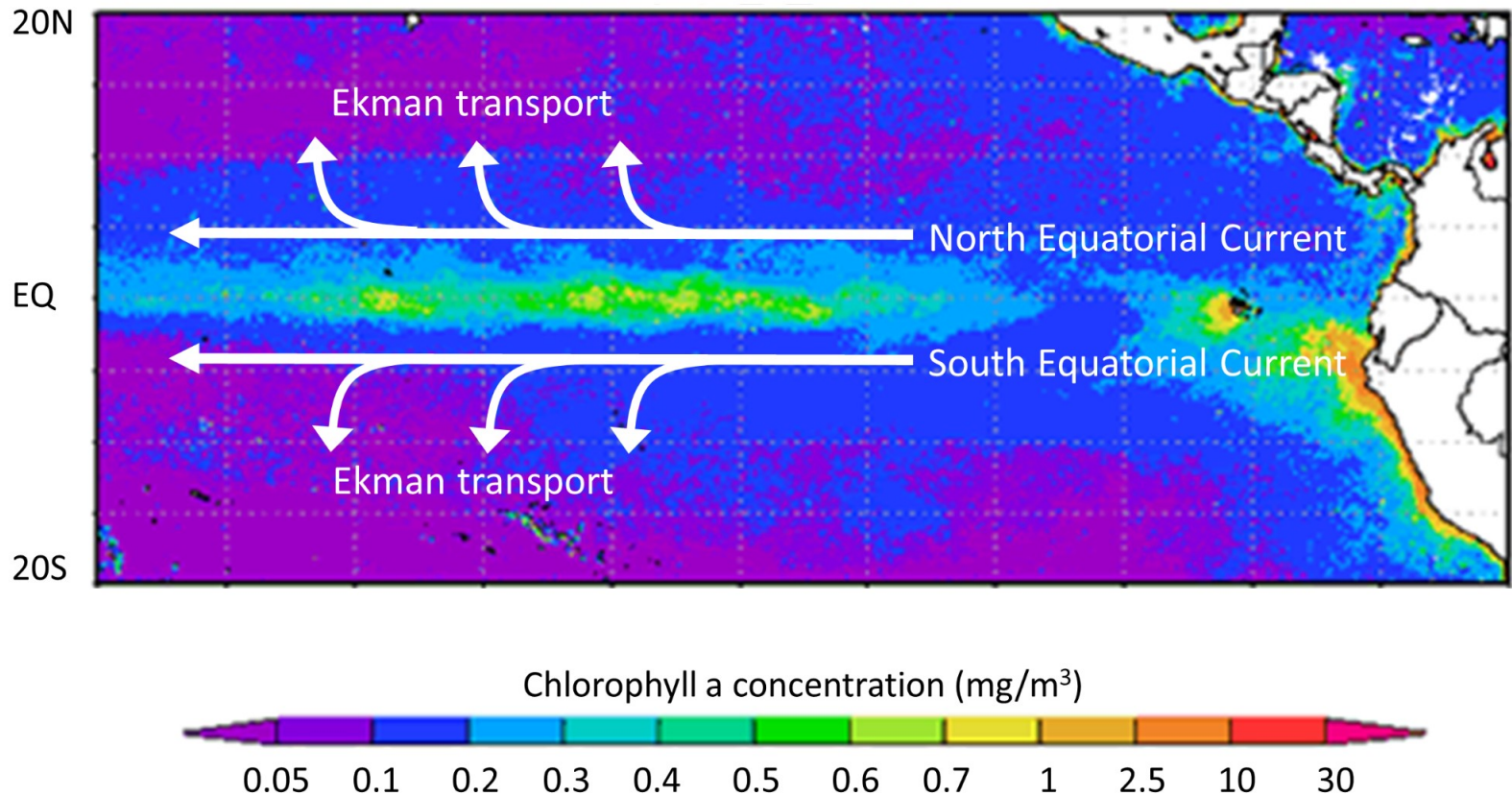
Les Upwellings



Kaempff & Chapman (2016). The Functioning of Coastal Upwelling Systems

DOI: 10.1007/978-3-319-42524-5_2

A l'équateur



Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 3 · Dynamique de l'océan

3.1. Portrait de l'océan

3.2. La circulation thermohaline

3.3. Convection thermique et turbulences

3.4. Courants zonaux et méridionaux

3.5. Transport d'Ekman, gyres et upwellings

3.6. Océans et changement climatique

Les indicateurs du changement climatique

1. Les risques côtiers

Impacts de l'élévation du niveau des mers
Intensification des tempêtes

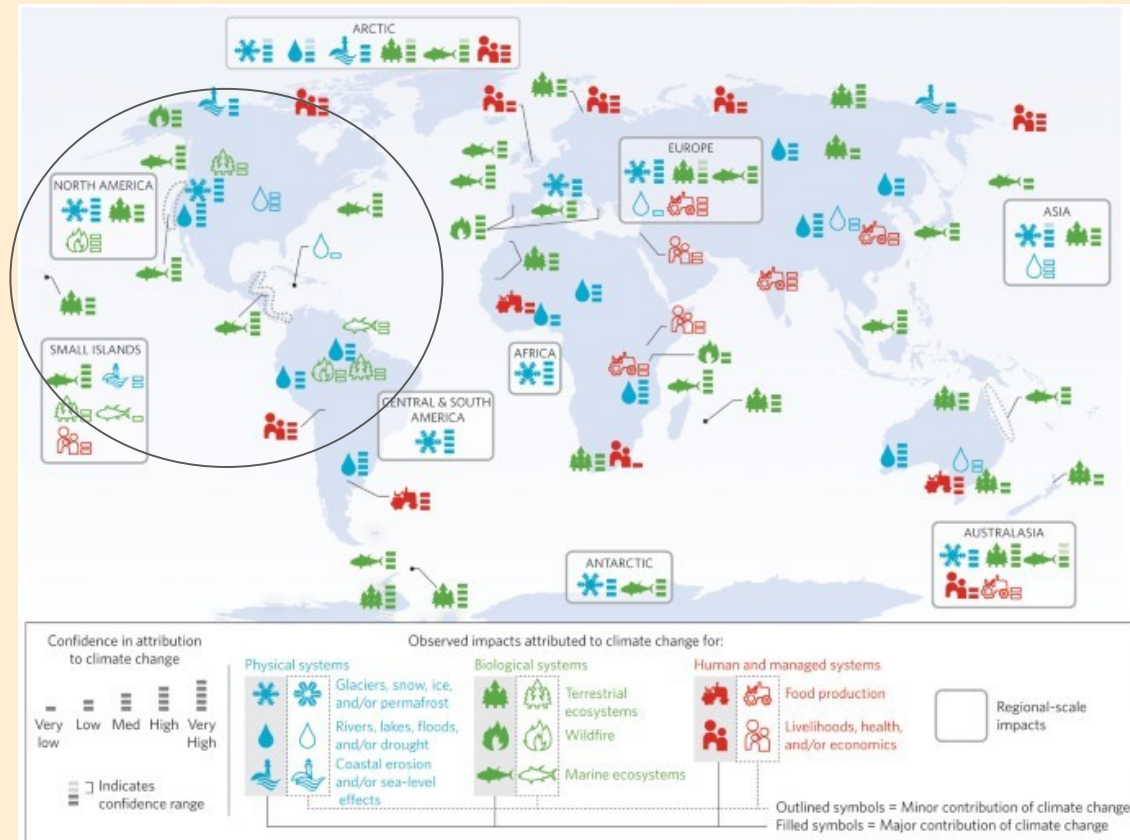
2. Modification du cycle de l'eau

Recul des glaciers, diminution du débit des fleuves, pénuries d'eau

Intensification des sécheresses, des vagues de chaleur et des incendies de forêts (Ouest)

3. Perturbations écologiques

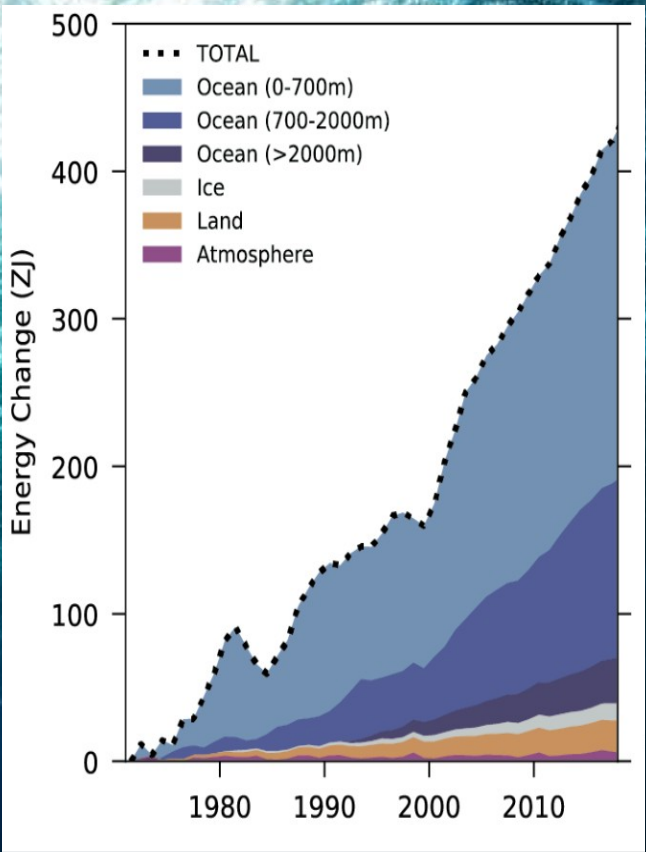
(délalages phénoménologiques, migration) et conséquences



Océans et changement climatique

Les océans absorbent une grande partie de la chaleur produite par l'effet de serre anthropique.

Depuis 1970, plus de 90% de l'excédent de chaleur a été absorbé par les océans ce qui a retardé le réchauffement de l'atmosphère.



La chaleur excédentaire a d'abord été stockée par l'océan superficiel.

Elle se diffuse désormais dans les eaux plus profondes.

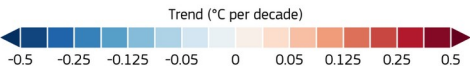
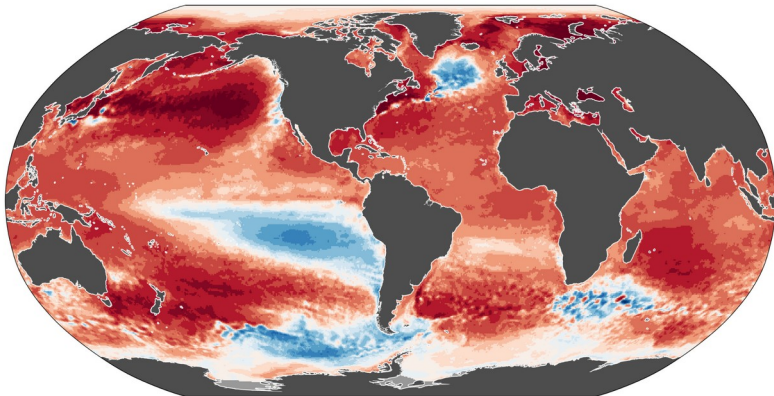
Océans et changement climatique

L'océan connaît des modifications de température de la surface jusque dans l'océan profond.

Ce réchauffement perturbe la circulation thermohaline.

Trend in sea surface temperature for 1993–2023

Data: ESA CCI SST v3.0 • Reference period: 1991–2020 • Credit: C3S/ECMWF



Copernicus Climate Change Service
European State of the Climate | 2023



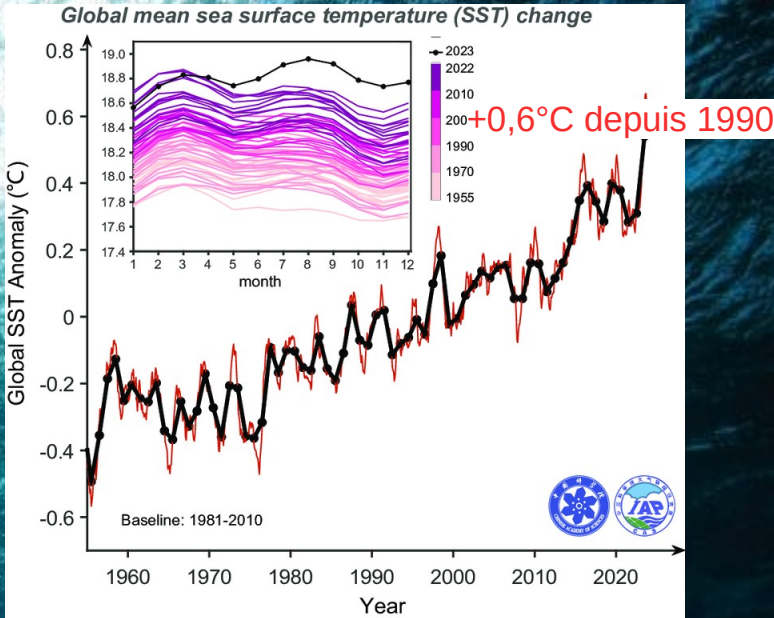
PROGRAMME OF
THE EUROPEAN UNION



SUPPORTED BY

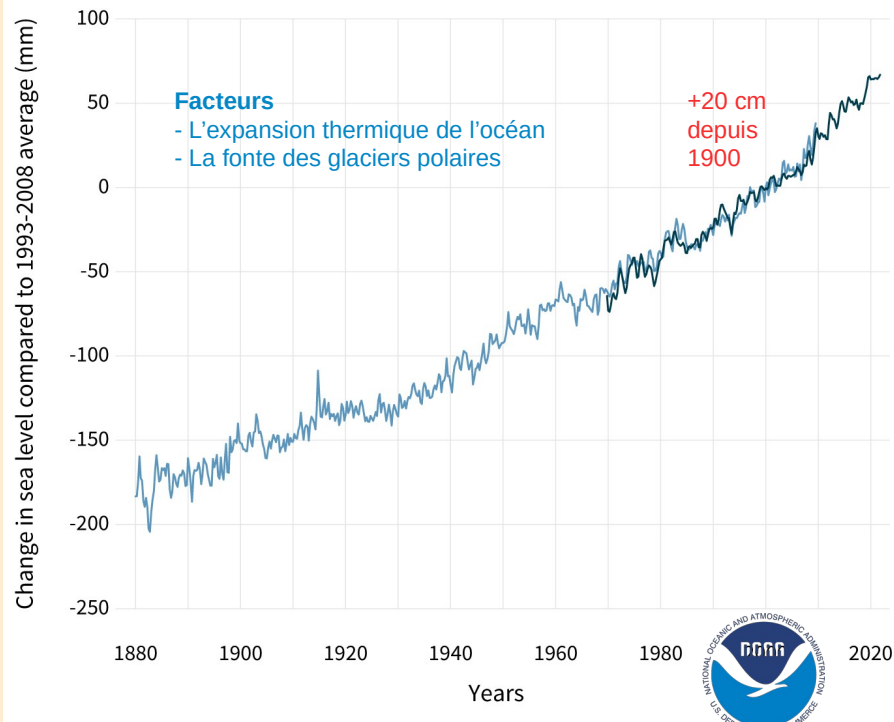


Un réchauffement hétérogène
Ralentissement du Gulf Stream et refroidissement de l'Atlantique Nord
Refroidissement du Pacifique Sud lié à La Niña

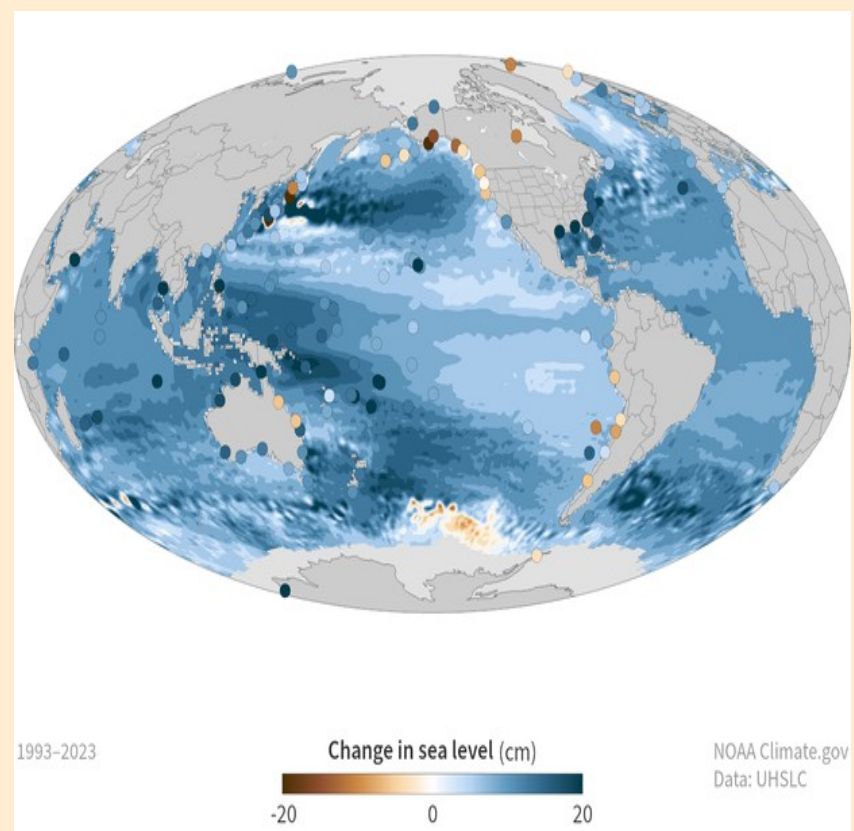


Océans et changement climatique

GLOBAL SEA LEVEL



Evolution du niveau de la mer (1993-2023)



- Elévation de la température hétérogène
- Redistribution de la masse terrestre (ex : fonte des glaciers) et variations de la gravité terrestre

Les risques côtiers

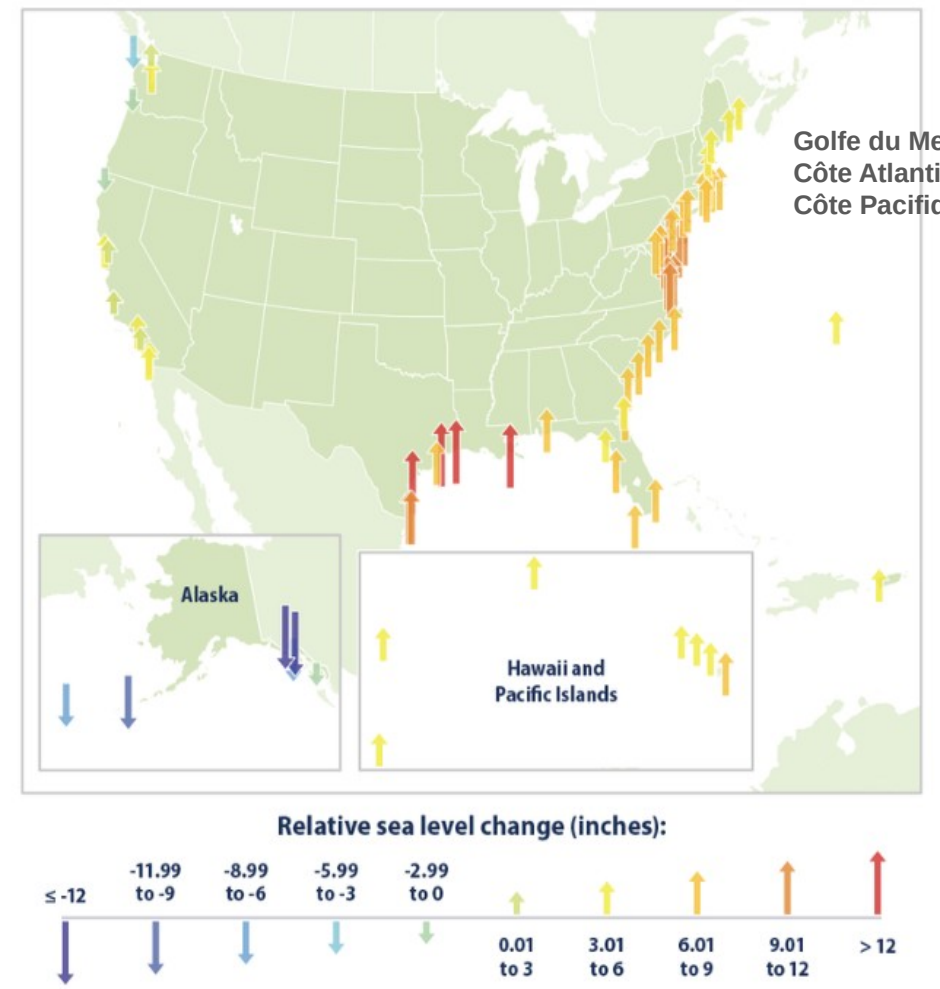
L'élévation du niveau de la mer et ses impacts

L'élévation du niveau de la mer n'est pas uniforme le long des côtes américaines.

Etats de Washington / Alaska : diminution du niveau de la mer relativement au niveau de la surface continentale (subduction plaque Pacifique sous plaque Nord-Américaine - surrection plateau continental)



Evolution du niveau de la mer relative au niveau de la surface continentale entre 1960 et 2023

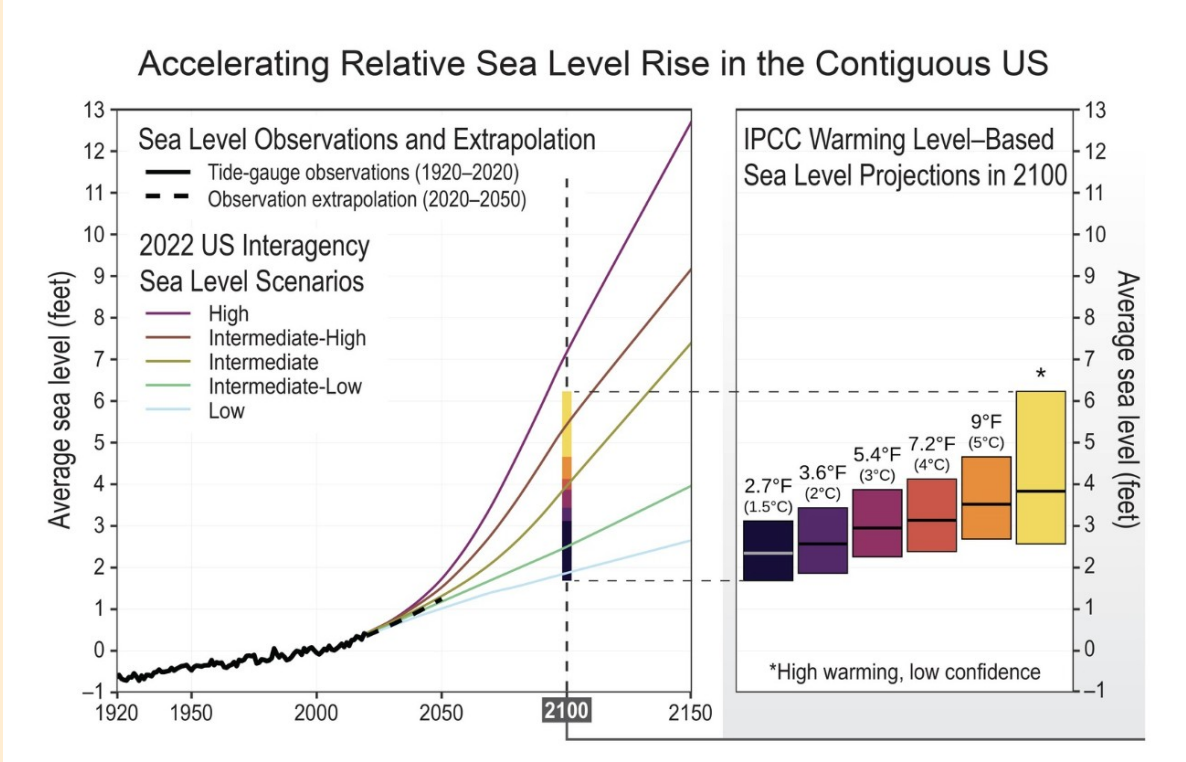


12 inch. = 30 cm / 9 inch. = 22 cm / 6 inch. = 15 cm / 3 inch. = 7,6

Les risques côtiers

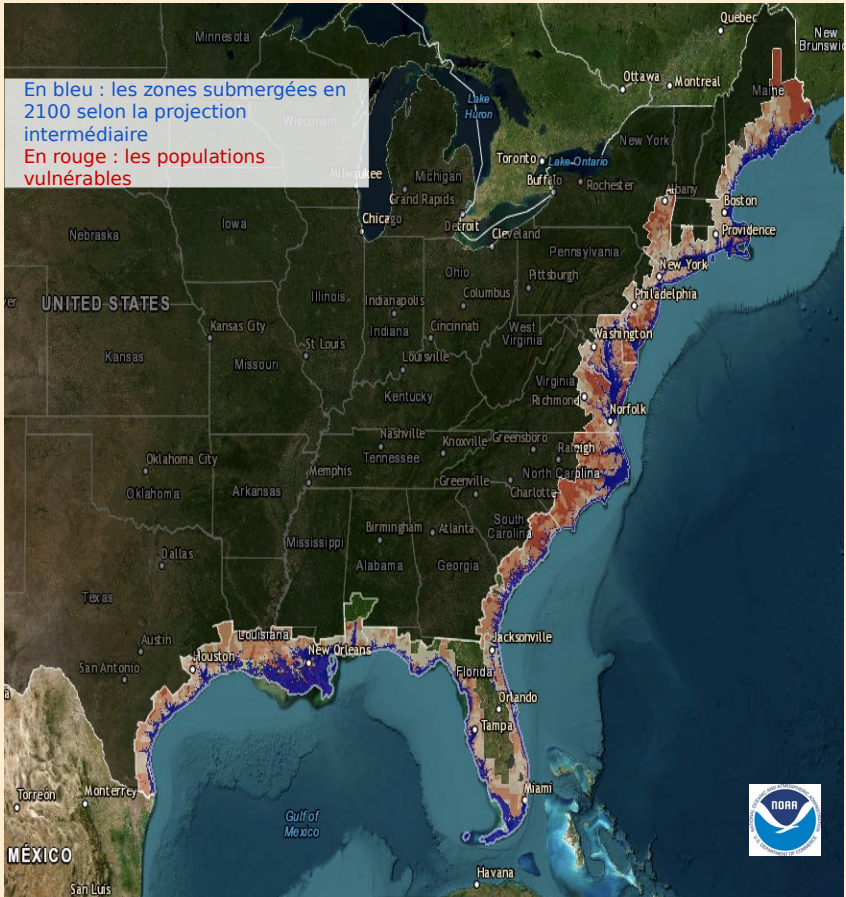
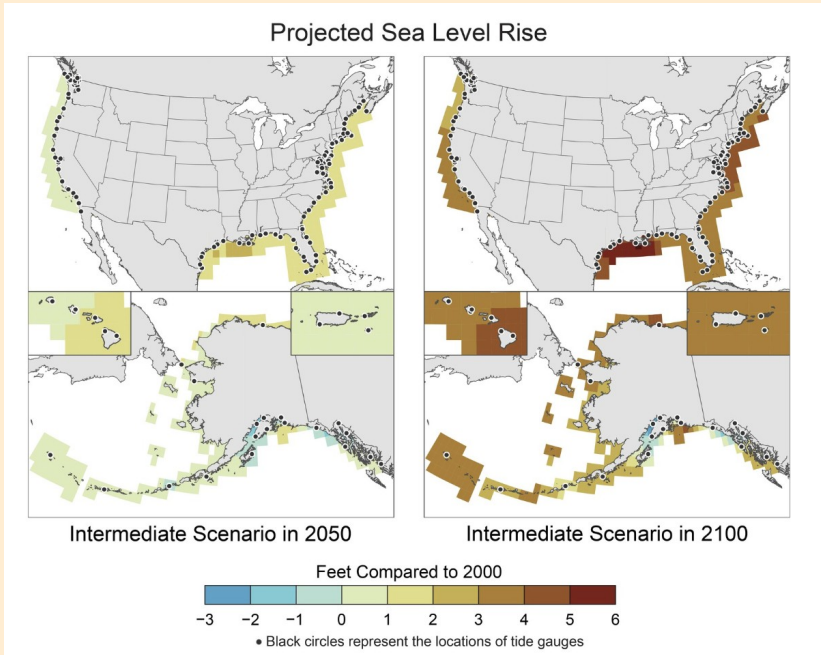
L'élévation du niveau de la mer et ses impacts

Il est *hautement probable* que l'élévation du niveau de la mer se poursuive au cours de ce siècle.



Les risques côtiers

L'élévation du niveau de la mer et ses impacts



Carte réalisée avec le Sea Level Map Viewer - Crédit : NOAA

L'élévation du niveau des mers accroît les risques côtiers.

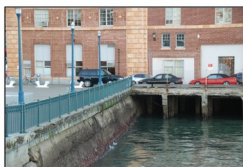
Forêt et champs dévastés par l'intrusion d'eau salée (Caroline du Nord, 2017-18)



Intrusions d'eau salée

Débordements des cours d'eau

Coastal Risks Posed by Sea Level Rise and High Tides

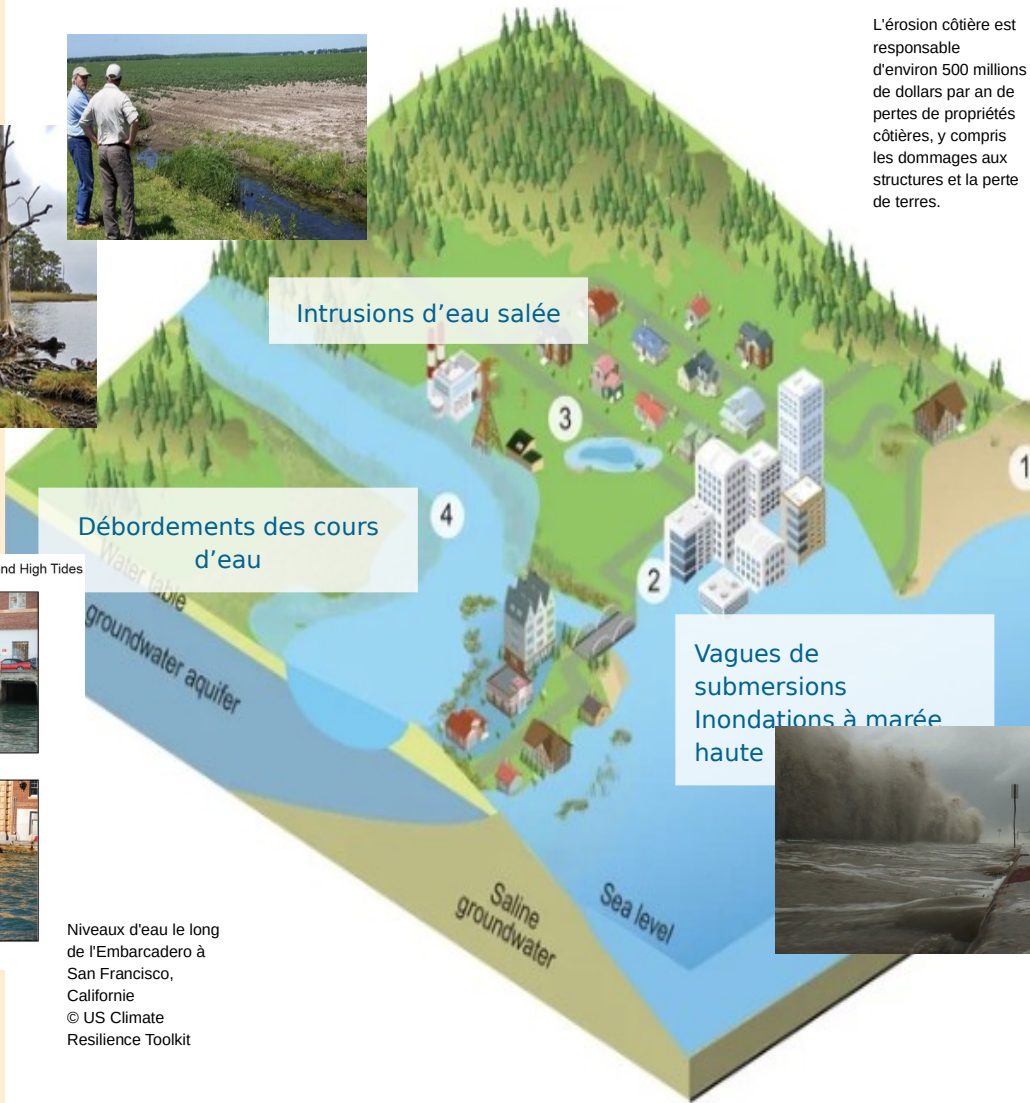


1 February 2011: 16:51



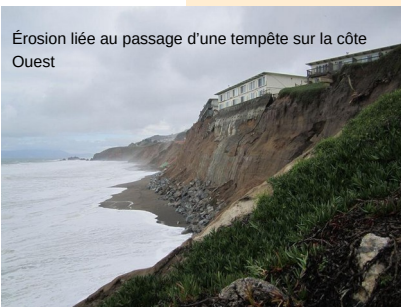
20 January 2011: 11:32

Niveaux d'eau le long de l'Embarcadero à San Francisco, Californie
© US Climate Resilience Toolkit



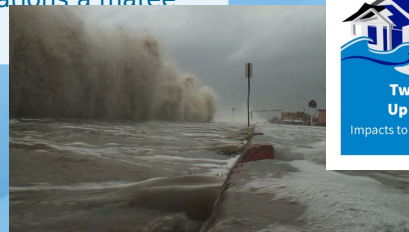
L'érosion côtière est responsable d'environ 500 millions de dollars par an de pertes de propriétés côtières, y compris les dommages aux structures et la perte de terres.

Érosion liée au passage d'une tempête sur la côte Ouest



Erosion du littoral
Effondrement des falaises côtières

Vagues de submersions
Inondations à marée haute



HIGH TIDE FLOODING

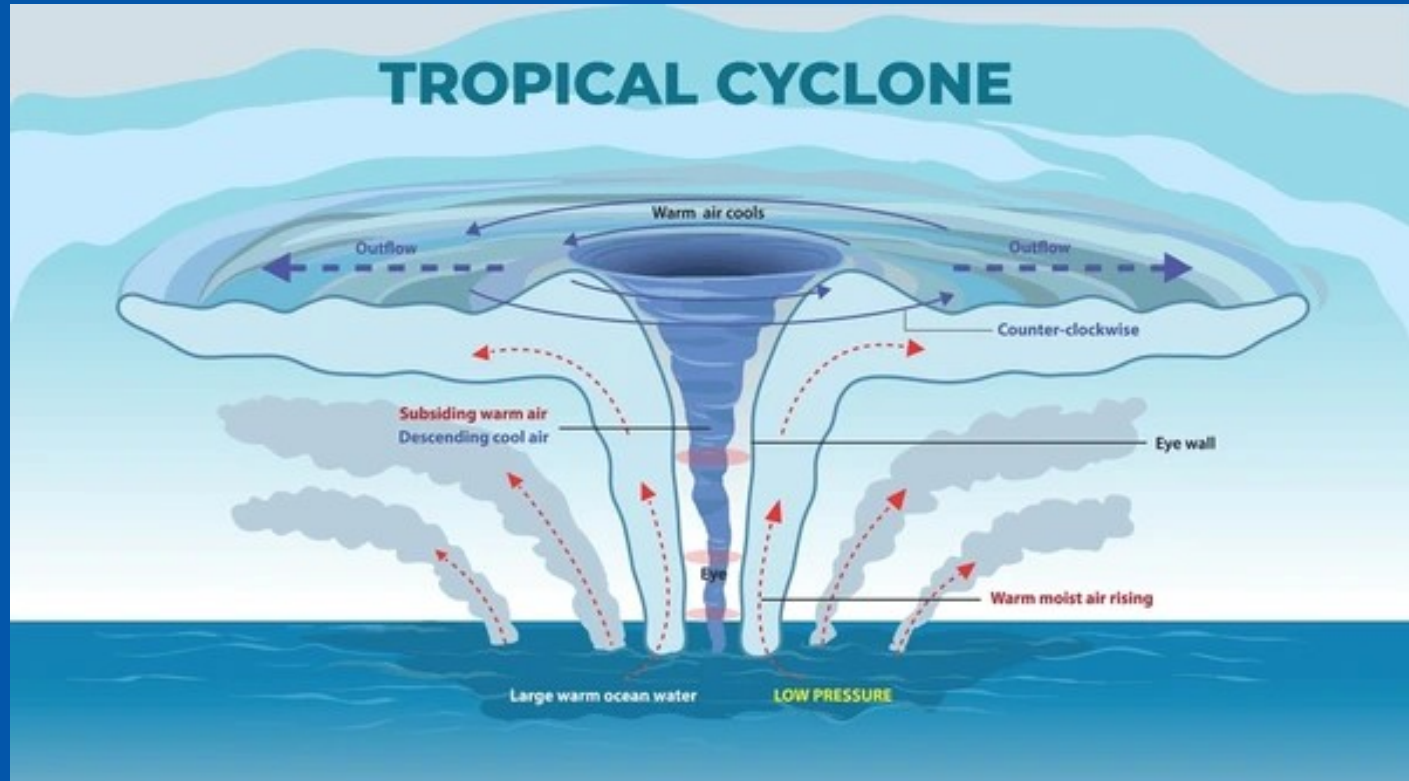
Twice as frequently as in 2000
Up to 75 days per year by 2050
Impacts to homes, businesses, tourism, and livelihoods

Les cyclones tropicaux



Les cyclones tropicaux

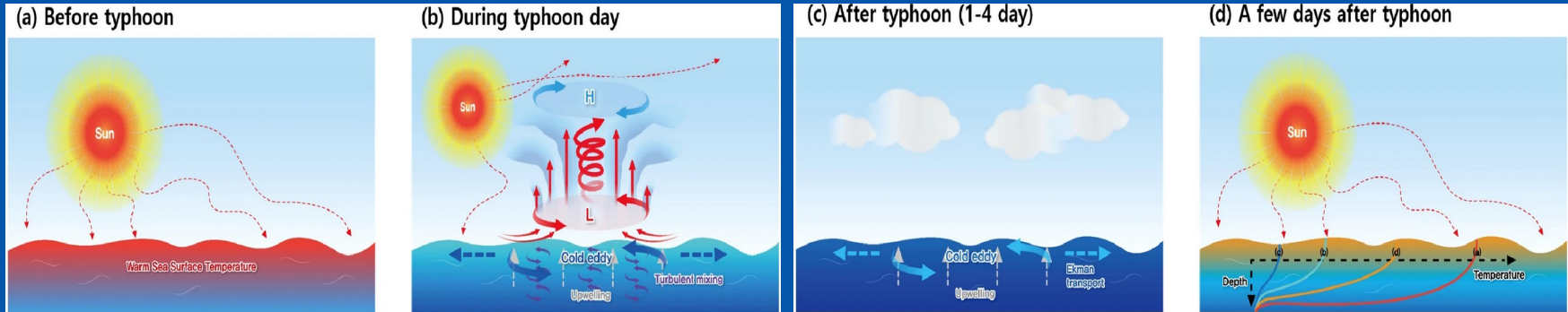
Un cyclone tropical est un **système dépressionnaire intense** qui se forme au-dessus des océans tropicaux chauds, caractérisé par une circulation fermée des vents autour d'un centre de **basse pression**.



Conditions de formation

Température de surface de l'océan $\geq 26-27^{\circ}\text{C}$
Atmosphère instable (air chaud et humide en surface)
Faible cisaillement du vent

Les cyclones tropicaux



Conditions de formation

SST > 26°C

Humidité de l'air élevée

Evaporation de l'eau

Création d'un **système convectif**

Formation de nuages en altitude autour d'un centre dépressionnaire

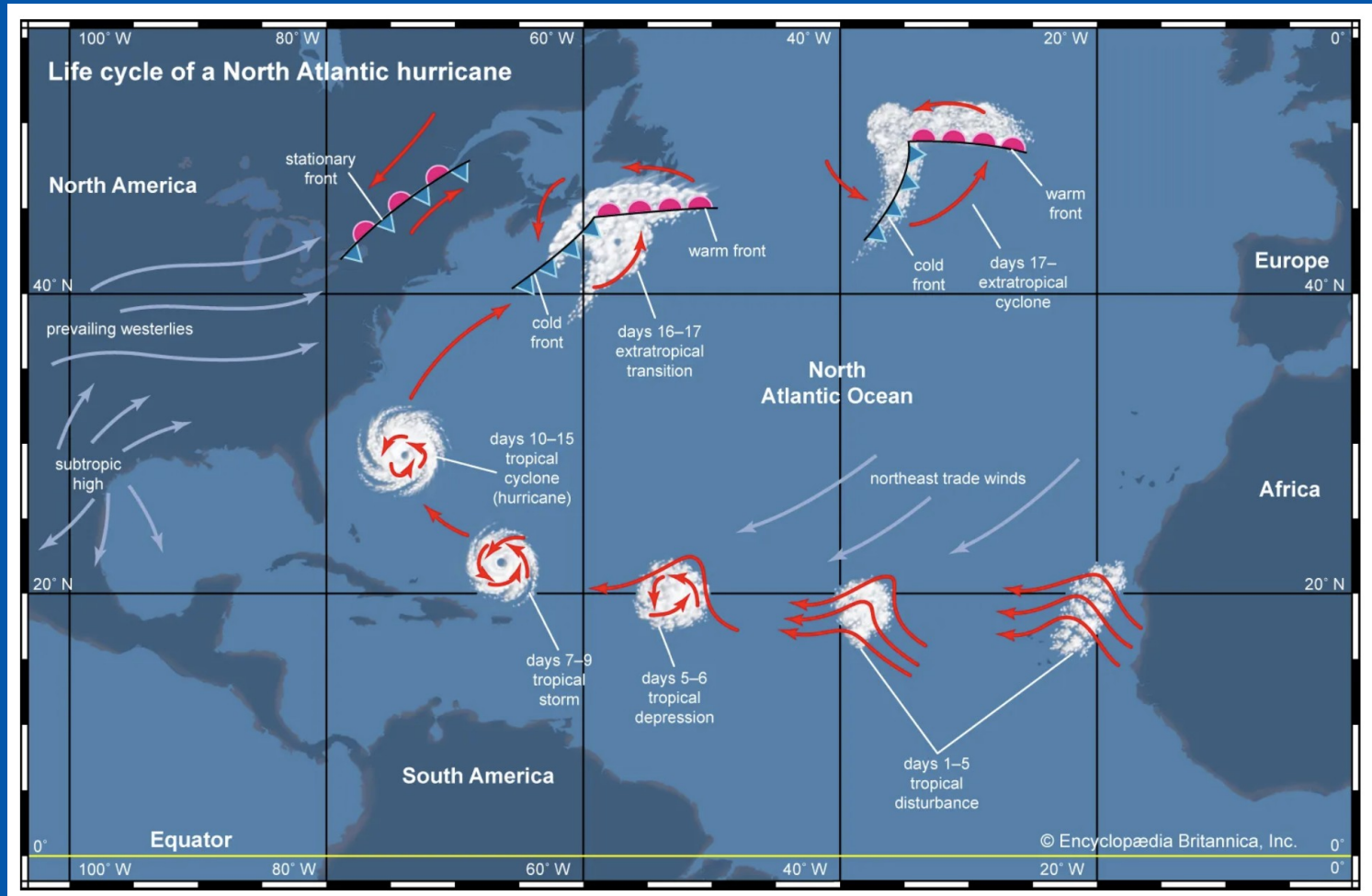
SST diminue

Le cyclone est une **machine thermique** alimentée par l'océan

Il transfère de l'énergie de l'océan vers l'atmosphère

Il contribue au **mélange vertical de l'océan** et au refroidissement de surface

Les cyclones tropicaux



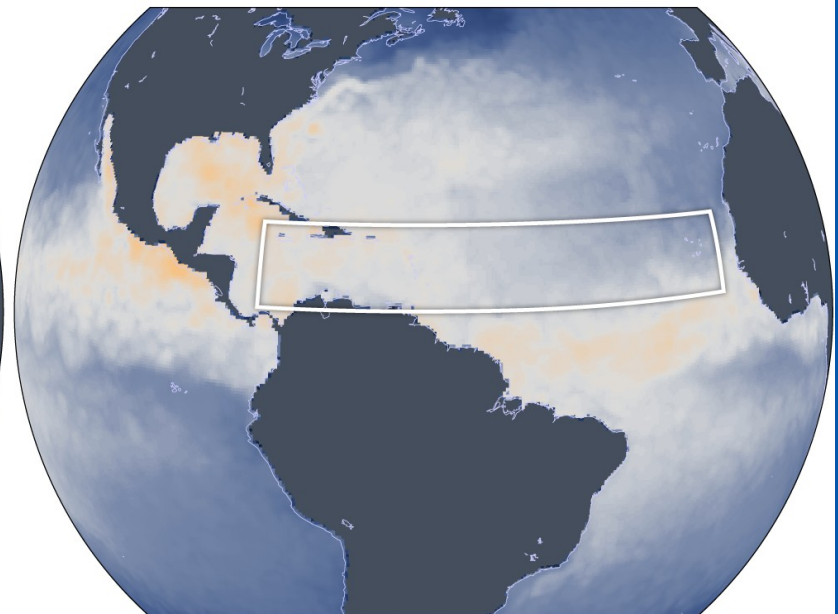
Les cyclones tropicaux

Large area of **hurricane-friendly waters** in the tropical Atlantic in 2024

June 29, 2024



July 1, 2000 (typical year)



sea surface temperature (°F)



NOAA Climate.gov
Data: CDR

Les cyclones tropicaux

Le changement climatique a augmenté la vitesse maximale des vents des ouragans Atlantique, en 2024.

Climate Change Fuels Stronger Storms

Change in peak wind speed and storm category due to climate change-driven ocean warming

Without climate change With climate change



Calculated at the time and location of each storm's peak intensity prior to landfall
Using Climate Shift Index; Ocean data for average sea surface temperatures.
Based on NOAA OISST.

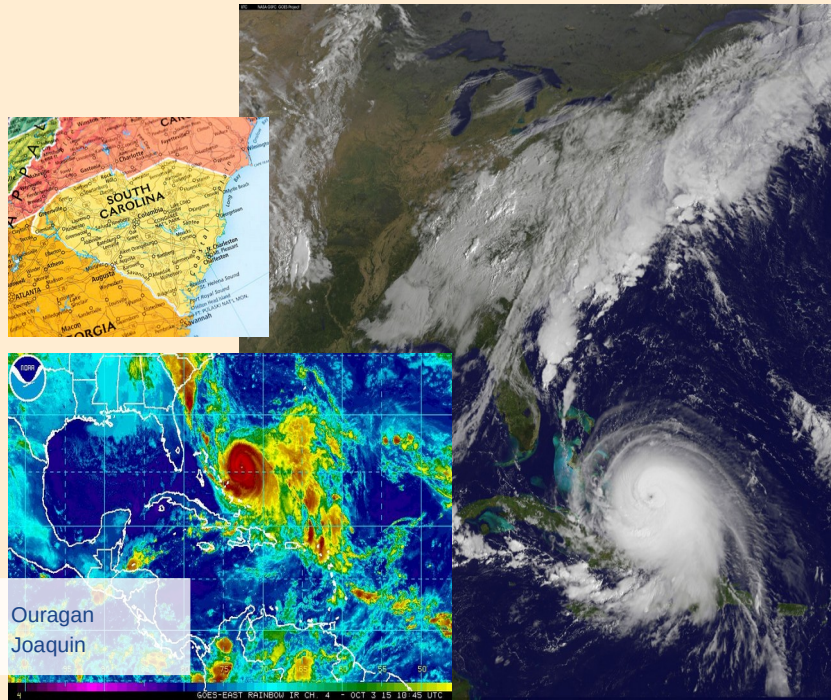
CLIMATE CENTRAL

La combinaison des impacts liés à l'élévation du niveau des mers et à l'intensification des tempêtes a des effets dévastateur.

1-5 octobre 2015

La ville de Charleston connaît des précipitations extrêmes et des inondations à marée haute, liées au passage de l'ouragan Joaquin.

Ces impacts combinés provoquent des ruptures de barrages, des fermetures de ponts et de routes, des coupures d'électricité, des dommages aux habitations et aux entreprises, et une quasi-fermeture de l'économie locale.



Les catastrophes liées à l'eau sont de plus en plus nombreuses et se chiffrent en milliards de dollars.

Water-Related Billion-Dollar Disasters in the United States

