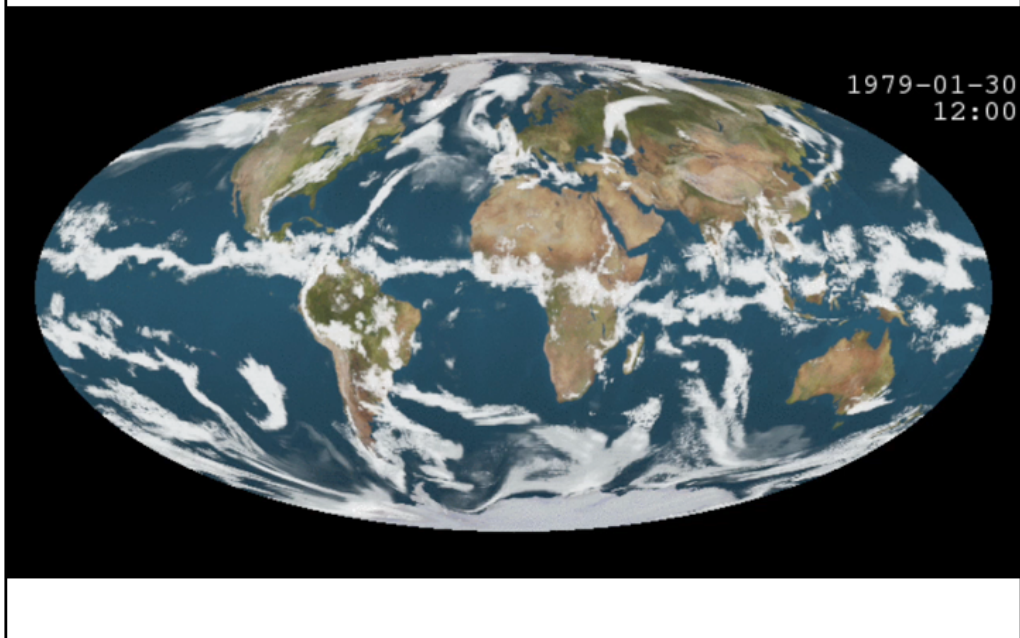


Précipitations simulées – hiver Hem. Nord



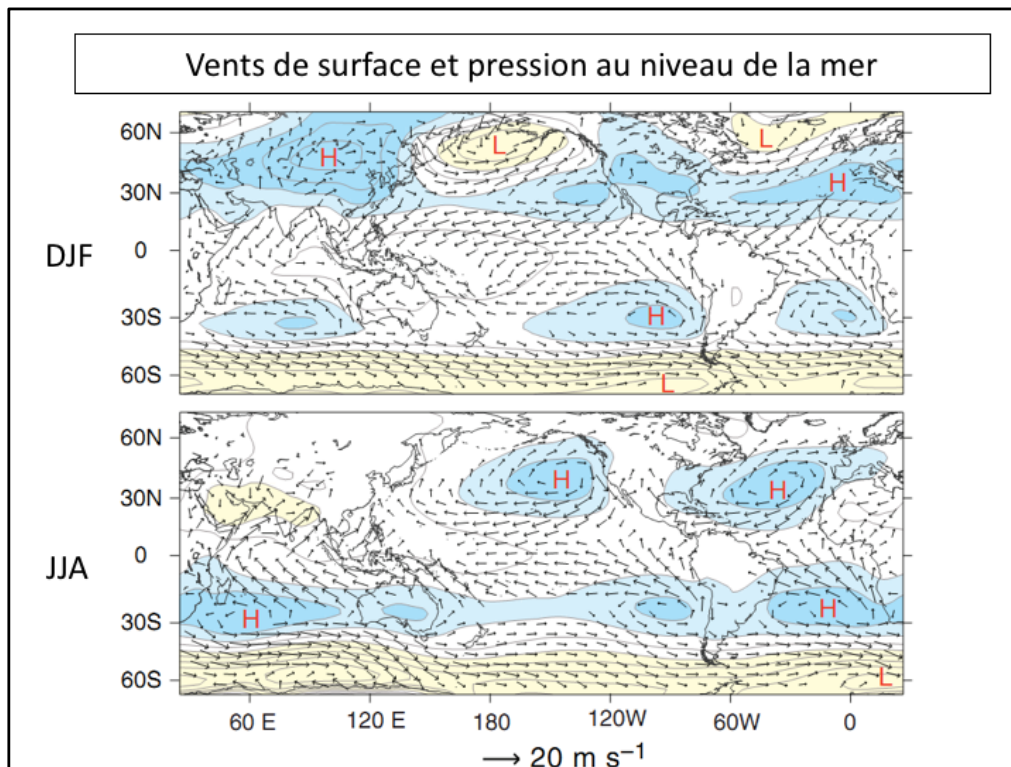
Caractéristiques de la circulation générale, vues à travers l'évolution des précipitations (en général liées à de l'air ascendant).

On distingue 2 régions très différentes:

➤ Tropiques:

Grandes régions sèches/subsidentes (déserts, Est des océans tropicaux) ou humides/ascendantes (Amazone, Zone de Convergence sur les océans, Indonésie...), stables dans le temps. Ces régions évoluent lentement avec la saison ou des phénomènes comme El Niño.

➤ Les latitudes moyennes sont dominées par des mouvements tourbillonnaires *transitoires*. Ces perturbations ont une échelle de ~1000 km (on en distingue 5-6 dans chaque hémisphère à un instant donné), et se déplacent vers l'est avec une période de qq jours. On voit un mouvement en spirale autour du centre de ces perturbations.



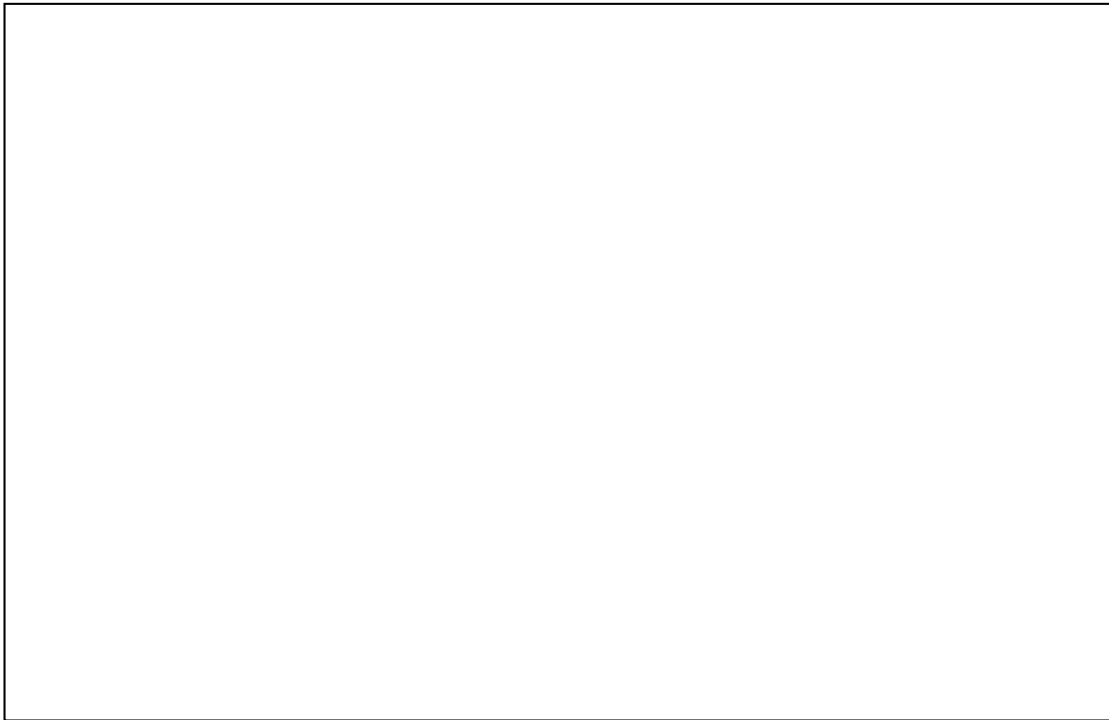
Champs moyens de pression au niveau de la mer et de vent en surface.

Pression:

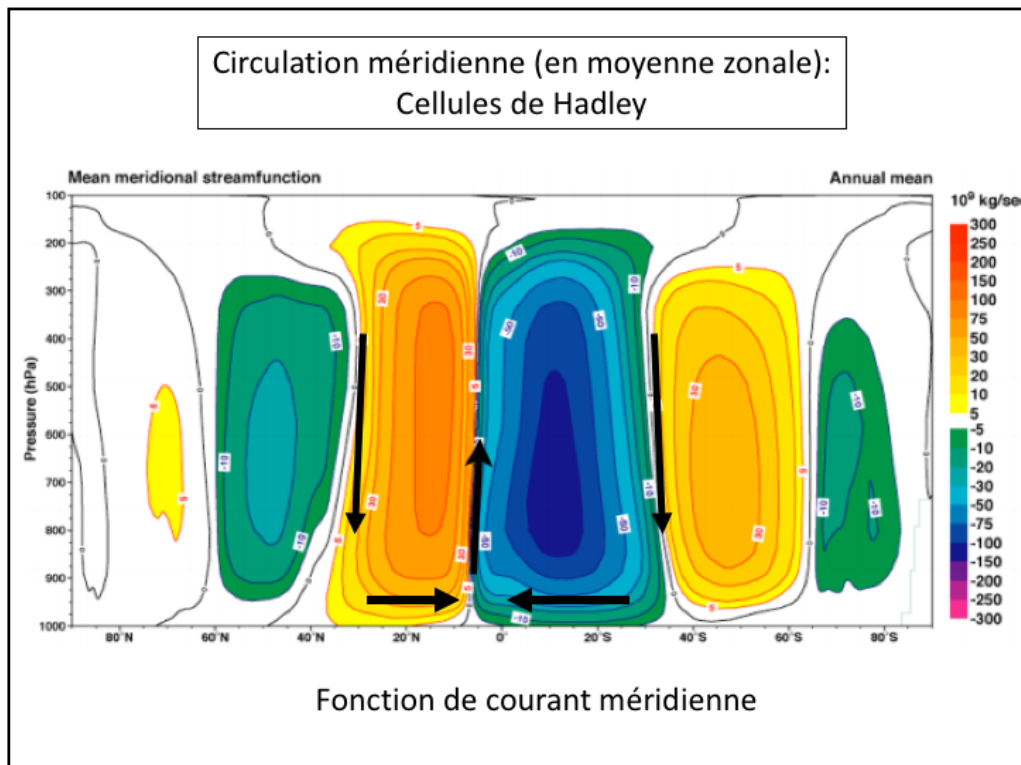
- alternance méridienne (moyenne équateur, hautes pressions sub-tropiques, basses pressions hautes latitudes).
- Hémisphère Nord: contraste continents – océans inversé été / hiver (régions relativement chaudes = tendance basse pression en surface).

Vents:

- vents d'ouest aux moyennes latitudes, alizés (vents d'est) dans les tropiques.
- Rotation autour des centres de basses / hautes pressions : hémisphère nord basses pressions à gauche
- Mousson saisonnière dans certains continents tropicaux (inversion des vents N/S entre été et hiver).



Coupe latitude-pression de la température (haut) et des vents zonaux (= de l'ouest vers l'est), climat
On retrouve près de la surface les alizés tropicaux et vents d'ouest aux latitudes moyennes, et surto



Coupe latitude-pression de la circulation méridienne (vers le nord et verticale), sous forme de *fonction de courant*: la direction de l'écoulement est parallèle aux isolignes (voire flèches); l'intensité est donnée par l'échelle qui indique un *débit* (en kg d'air par seconde): on a par exemple $25 \cdot 10^9$ kg/s entre les lignes 75 et 100.

On voit notamment les *cellules de Hadley* dans les tropiques : ascendance près de l'équateur (légèrement au nord en moyenne) et subsidence dans les sub-tropiques (30°).

Les cellules de Hadley ont un cycle saisonnier, l'ascendance se déplaçant sur les continents d'été, et la subsidence dans l'hémisphère d'hiver.

Aux moyennes latitudes, la circulation est au contraire complètement dominée par les perturbations transitoires, et on peut ignorer les (faibles) cellules résiduelles.

Force de pression horizontale
 (accélération)

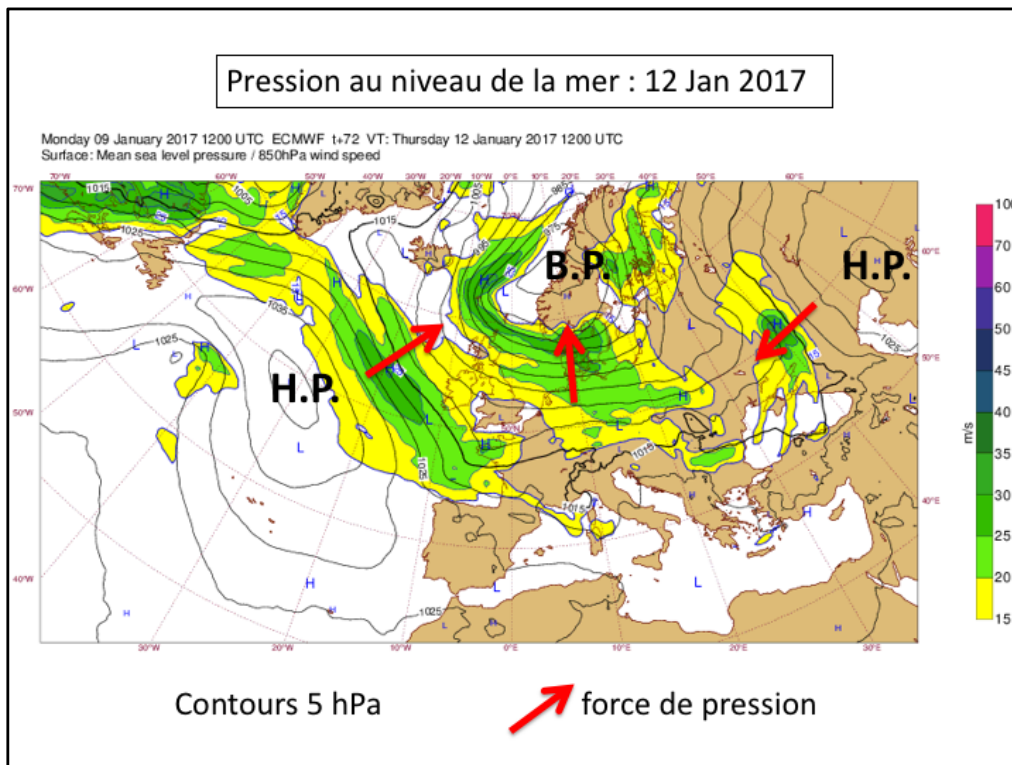
$$F_p^x = -\frac{1}{\rho} \frac{P(x) - P(x + \delta x)}{\delta x}$$

$$\vec{F}_p = -\frac{1}{\rho} \overrightarrow{\text{grad}}_z P$$

- Des hautes vers les basses pressions
- Proportionnelle aux variations de pression (gradient)

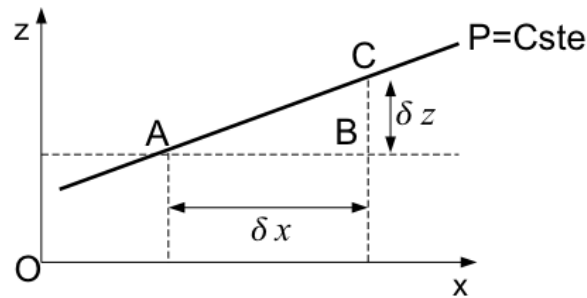
Schéma montrant le calcul de l'accélération due à la résultante des forces de pression, appelée par la suite « force de pression ».

Des forces de pression s'exercent sur chaque face de la parcelle de fluide, et c'est la différence de pression de part et d'autre qui va donner une force nette. En divisant par la masse de la parcelle, on obtient une accélération opposée au gradient de pression : des hautes vers les basses valeurs de p .



Exemple de forces de pression (rouge) sur une carte de pression au niveau de la mer. Les forces de pression horizontales sont perpendiculaires aux isobares, dirigées vers les basses pressions. Leur valeur augmente quand les isobares sont rapprochées (gradient plus fort).

Expression en pente de la surface isobare



$$F_p^x = -\frac{1}{\rho} \frac{P_B - P_A}{\delta x} = -\frac{1}{\rho} \frac{P_B - P_C}{\delta z} \frac{\delta z}{\delta x} = g \text{ (eq. hydrost.)}$$

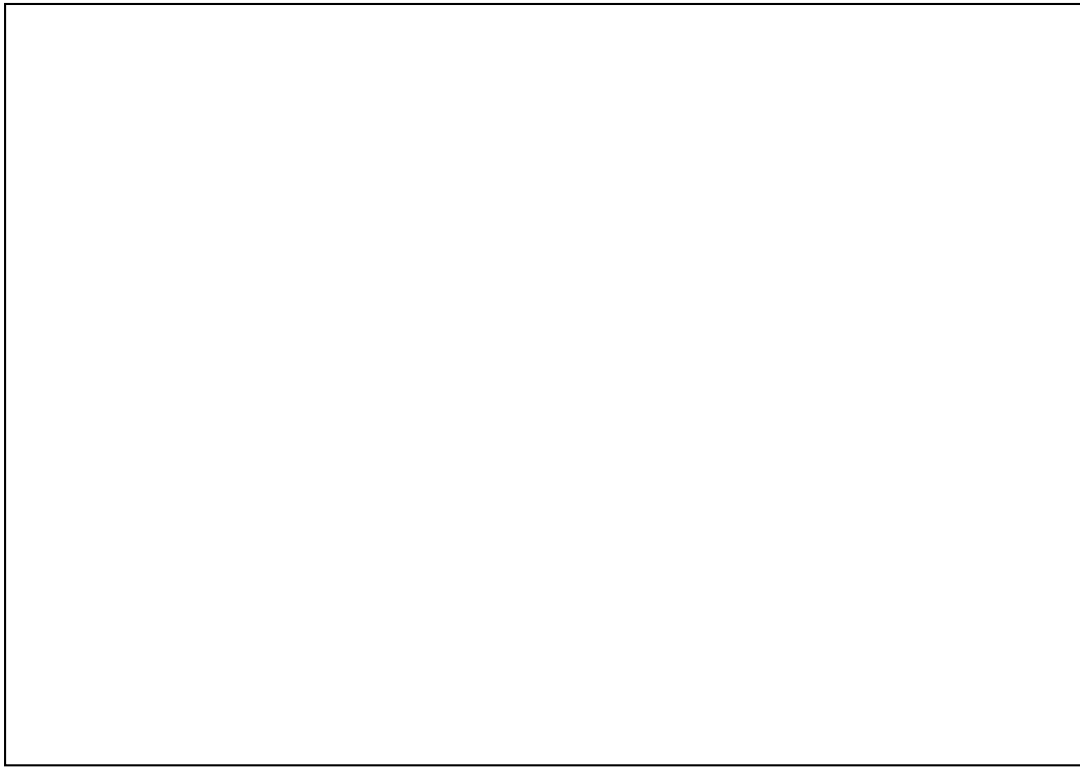
$$\vec{F}_p = -g \overrightarrow{\text{grad}}_P Z$$

- Équilibre hydrostatique : la pression augmente vers le bas
- Force de pression horizontale \propto pente de la surface isobare
- La densité disparaît de l'expression

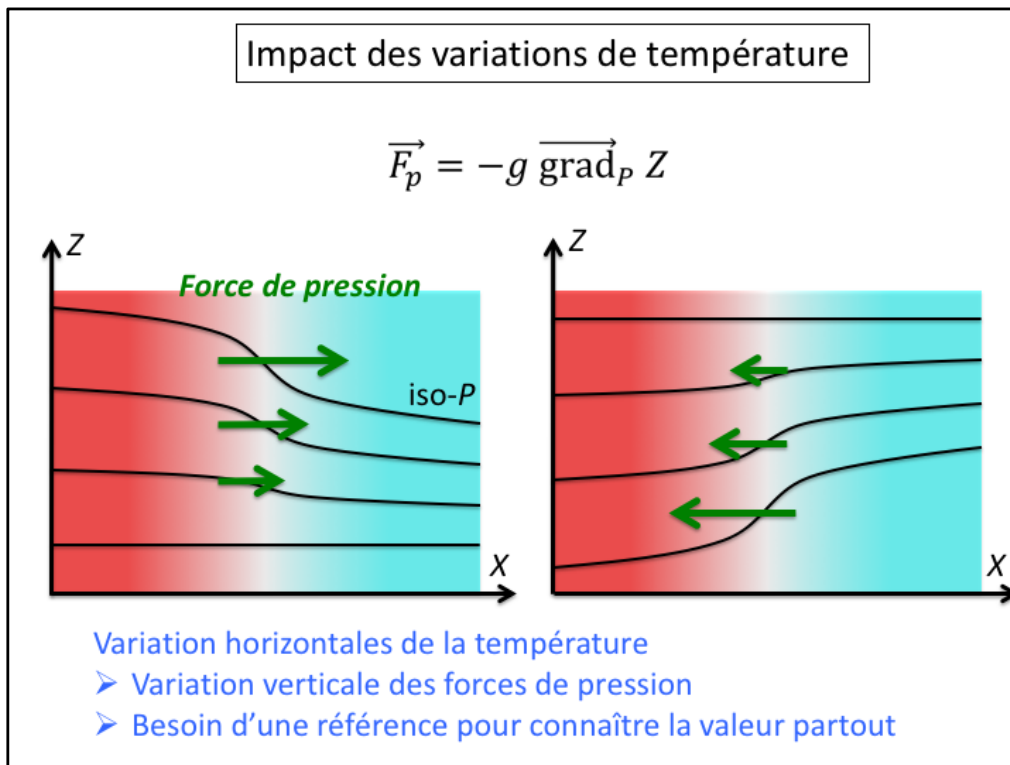
Schéma montrant l'équivalence entre force de pression *horizontale* et pente de la surface isobare quand on est à l'équilibre hydrostatique.

Comme la pression augmente toujours vers le bas, la pression au point B est supérieure à celle de C, donc de A. On a donc une correspondance altitude élevée de la surface iso-P / pression élevée (en comparant avec d'autres points à la même altitude).

Dans l'atmosphère, on préfère souvent loin de la surface exprimer la force de pression horizontale comme opposée à la pente des iso-P (vers les altitudes basses).



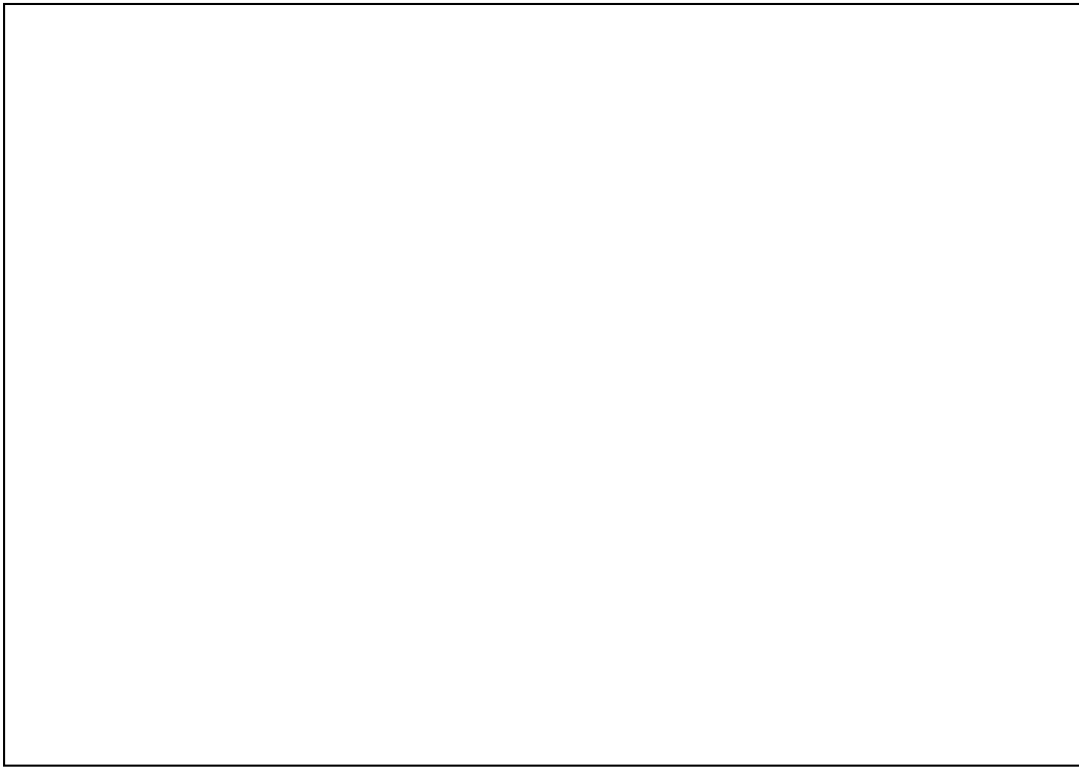
Exemple de forces de pression (rouge) sur une carte d'altitude à 500 hPa. Les lignes bleues sont des



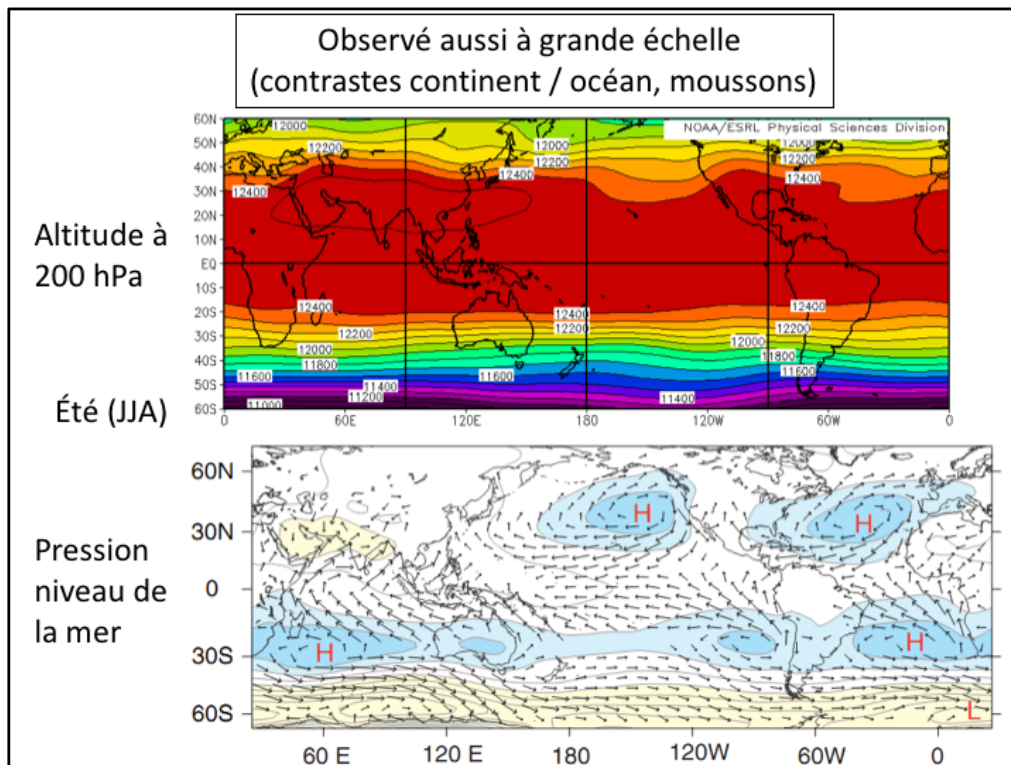
Ces schémas montrent comment des variations de température sur l'horizontale affectent les forces de pression horizontales (flèches vertes). On montre sur une coupe verticale (z =altitude) des lignes de pression constante. Comme la pression augmente vers le bas, les isobares plus hautes sont à une pression plus faible. On compare une colonne d'air plus chaude (rouge) à une plus froide dans 2 cas.

Entre 2 niveaux de pression, on a la même masse (équilibre hydrostatique). De l'air plus chaud est moins dense, donc il en faut une épaisseur plus grande (voir équation, $Z_2 - Z_1$ augmente avec T).

On voit qu'à chaque fois, l'altitude des niveaux de pression augmente plus vite dans l'air chaud quand z augmente (ou p diminue). Les forces de pression allant des altitudes élevées vers les basses, elles sont dans les 2 cas de plus en plus dirigées vers l'air froid (ou de moins en moins vers l'air chaud !) quand on monte. Par contre, on a besoin d'un niveau de référence (différent dans les 2 schémas) pour avoir la valeur de ces forces et pas seulement leur variation verticale.



Les variations horizontales de température entraînent typiquement des anomalies de pression rep
La circulation associée, où le vent horizontal à différentes altitudes va vers les basses pressions, est
Ce type de structure se retrouve à petite échelle (brises de mer, de montagne...) sur des hauteurs c

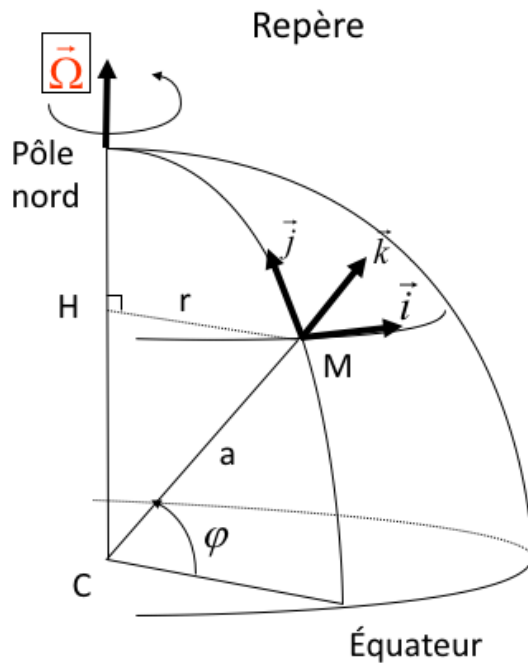


Cartes pour l'été (Juin-Août) de la pression moyenne au niveau de la mer (bas) et de l'altitude à 250 hPa (haut).

On retrouve dans l'hémisphère nord les structures de dépression et anticyclones thermiques : pressions élevées en surface sur les océans (relativement froids) et basses sur le continents (chauds). Ces contrastes est-ouest s'inversent à la tropopause, où on retrouve des altitudes plus basses à l'est des océans, et maximale au dessus de l'Asie (le point le plus chaud...)

Ces contrastes se superposent aux variations entre altitudes élevées dans les tropiques, et basses aux pôles.

Rôle de la rotation de la Terre



Vitesse, accélération

- *Relatives:*
Par rapport à la surface.
Composantes (u, v, w)
- *D'entraînement:*
D'un point immobile / surface

$$\vec{v}_e = \Omega r \vec{i}$$

$$\vec{a}_e = -\Omega^2 \overline{HM}$$

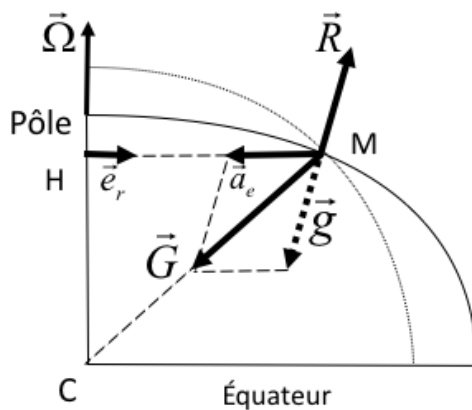
Gauche: repère $(M, \vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ pour les mouvements d'un point M par rapport à la surface : vecteurs unitaires

Pour le mouvement du point, on distingue vitesse et accélération d'*entraînement* (d'un point immobile / surface)

La vitesse et accélération *relative* sont celles par rapport à la surface (donc la vitesse du vent ou d'un objet en mouvement)

Pour l'accélération, on aura en plus l'*accélération de Coriolis* dans le cas où la vitesse relative est non nulle

Équilibre d'un point posé sur le sol



Relation fondamentale:

$$m\vec{G} + \vec{R} = m\vec{a}_e$$

$$\vec{a}_e = -\Omega^2\overline{HM}$$

On définit une *pesanteur* (gravité apparente):

$$\vec{g} = \vec{G} + \Omega^2\overline{HM}$$

alors

$$m\vec{g} + \vec{R} = \vec{0}$$

Équilibre d'un point posé sur le sol (donc vitesse et accélération d'entraînement uniquement):
 Les forces subies sont l'attraction de la Terre $m\vec{G}$ + la réaction du sol \vec{R} , perpendiculaire à la surface.
 Ceci exclut que la Terre soit sphérique, sinon on aurait \vec{R} et \vec{G} colinéaires... La Terre est donc en fai

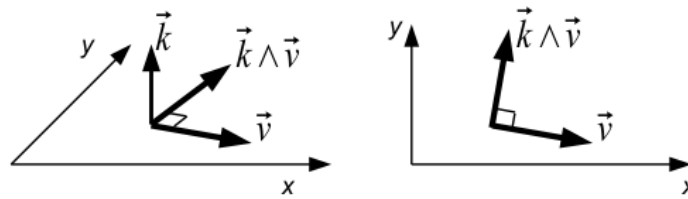
Comme \vec{a}_e ne dépend que de la position, on peut définir la pesanteur $\vec{g} = \vec{G} - \vec{a}_e$ qui est elle oppos.
 Dans la suite, on utilisera \vec{g} et on ignore l'accélération d'entraînement.

Force de Coriolis

Force apparente due à la rotation de la Terre, quand vitesse relative non nulle.

$$\vec{F}_C = -f \vec{k} \times \vec{v}, \quad f = 2\Omega \sin\varphi$$

- Ω vitesse angulaire de rotation ($2\pi/\text{jour}$),
- φ latitude
- f « facteur de Coriolis »



- Orthogonale au vent (à droite dans l'hémisphère nord):
➤ Peut changer la direction du vent / courant, pas sa norme

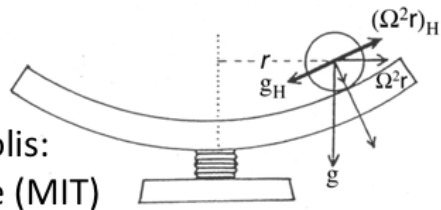
L'accélération de Coriolis apparaît quand on a un mouvement *relatif* dans un référentiel *tournant* (par exemple un mouvement par rapport à la surface de la Terre...)

On définit la *force de Coriolis* comme l'opposée de cette accélération; tout se passe alors comme si on avait cette « force » supplémentaire qui va modifier l'accélération relative.

Les seules composantes non négligeables de la Force de Coriolis sont sa composante horizontale, appliquée à la vitesse relative horizontale. On arrive alors à la formulation donnée.

La force de Coriolis est orthogonale au vent ou au courant, elle a donc modifier la direction mais jamais l'intensité. Sa valeur vaut 0 à l'équateur, et augmente vers les pôles.

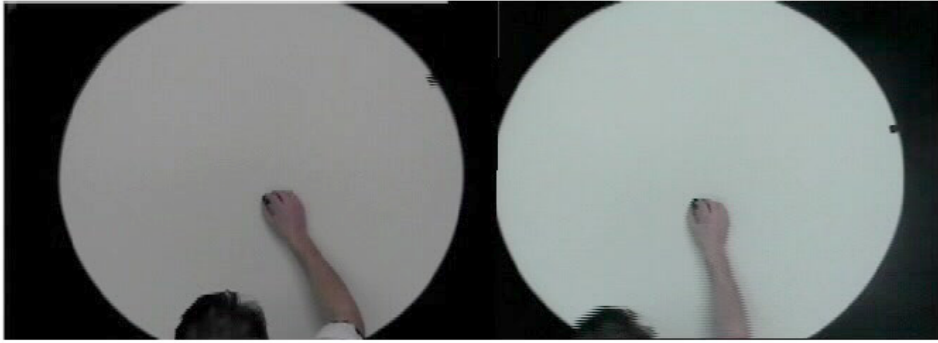
Exemple de la force de Coriolis:
Table parabolique tournante (MIT)



Un mobile fait des aller-retour en glissant sur la table tournante

Caméra fixe
(attachée au plafond)

Camera tournant
Avec la table

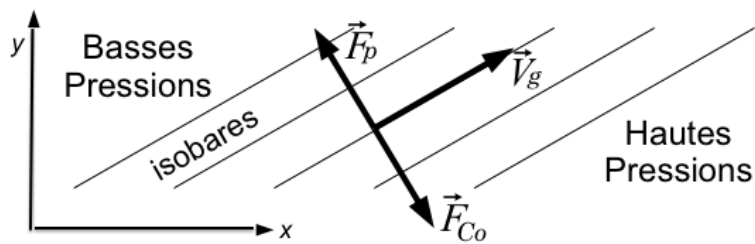


Équilibre géostrophique

Équilibre entre forces de pression et de Coriolis

Vent géostrophique : satisfait exactement cet équilibre

$$\vec{v}_g = \frac{g}{f} \vec{k} \times \text{grad}_p Z = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \text{grad}_z p$$

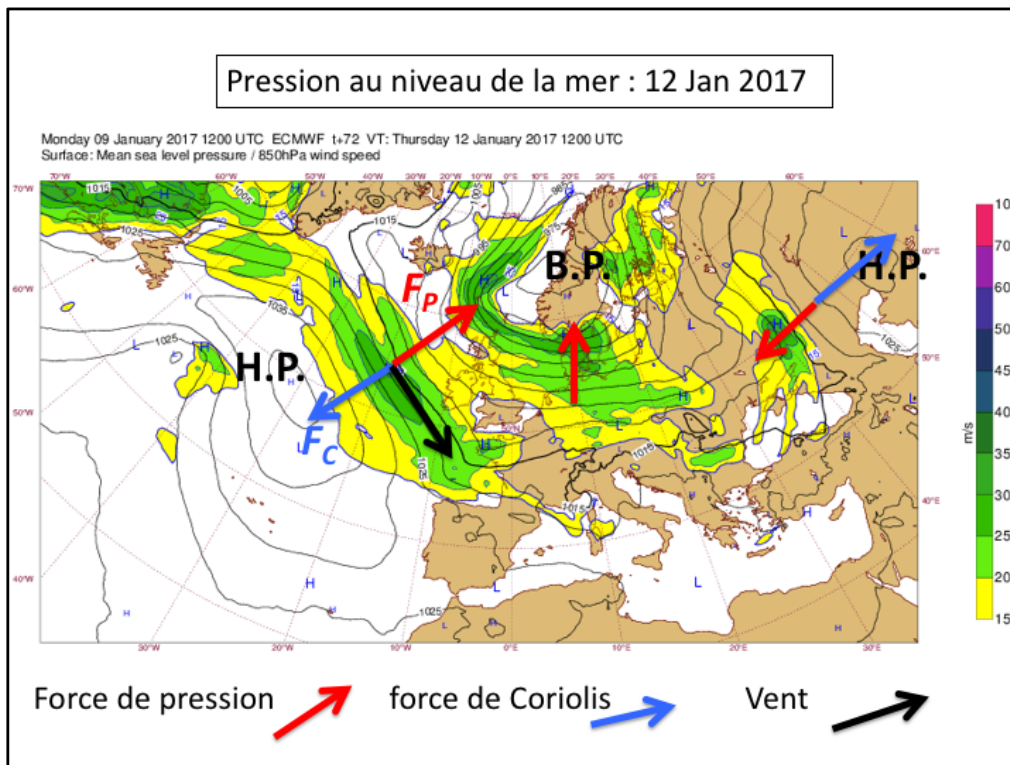


- Vent géostrophique parallèle aux isobares
- Basses pressions / altitudes à gauche (hémisphère nord)
- Vitesse \propto Force de pression

L' *équilibre géostrophique* est un équilibre des forces sur l'horizontale entre forces de pression et de Coriolis. Il suppose donc que l'accélération relative est faible (négligeable).

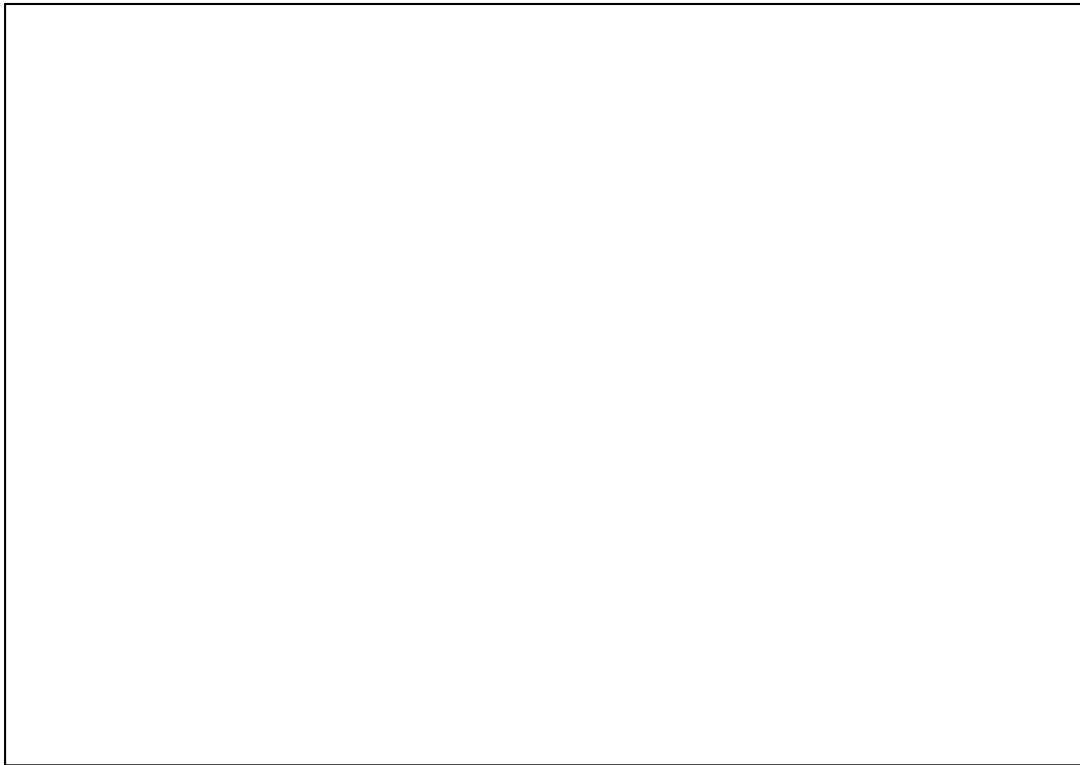
En écrivant $\vec{F}_p + \vec{F}_c = \vec{0}$, on obtient les formules données (suivant l'expression choisie pour les forces de pression). Le vent (ou courant) qui réalise exactement cet équilibre est appelé *vent géostrophique*.

Sur une carte horizontale, le vent géostrophique est parallèle aux lignes de pression constante (ou aux isohypses); les basses pressions étant à gauche dans l'hémisphère nord, à droite dans l'hémisphère sud.



Exemple de direction (et vitesse) du vent donnée par l'équilibre géostrophique sur une carte de pression au niveau de la mer :

- Forces de pression (rouge) vers les basses pressions
- Force de Coriolis (bleu), opposée aux forces de pression
- Vent (noir). La force de Coriolis est orthogonale au vent et à sa droite. Le vent géostrophique est // aux isobares, sa vitesse (en couleurs) est plus forte quand les isobares sont plus rapprochées.



Exemple de direction (et vitesse) du vent donnée par l'équilibre géostrophique sur une carte d'altitu

- Forces de pression (rouge) vers les basses altitudes
- Force de Coriolis (bleu), opposée aux forces de pression
- Vent (noir). La force de Coriolis est orthogonale au vent et à sa droite. Le vent est // aux isohypsi

Validité de l'équilibre géostrophique

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + f\vec{k} \times \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \overrightarrow{\text{grad } p}$$

Accél. Relative	Coriolis	Pression
U^2/L	fU	$\delta P/\rho L$

Échelles caractéristiques :

Vitesse U	anomalie pression $\delta P/\rho$
Longueur L	factor de Coriolis f

Rapport (accélération)/(Coriolis) : *nombre de Rossby* $Ro = U/fL$

➤ Équilibre géostrophique si $Ro \ll 1$

L'équilibre géostrophique est valide quand on peut négliger l'accélération relative par rapport à l'accélération de Coriolis (ou aux forces de pression).

On réalise une *analyse en ordre de grandeur* en définissant des valeurs typiques de la vitesse du vent U , de l'échelle horizontale L , et du facteur de Coriolis f .

Le rapport entre accélération relative et de Coriolis vaut alors le *nombre de Rossby* U/fL . Ce nombre sans dimension peut s'interpréter comme le rapport entre période de rotation de la Terre (donnée par $1/f$) et période du mouvement relatif (donnée par L/U): L'équilibre géostrophique est donc valide pour des mouvements *lents* par rapport à la rotation de la Terre.

Validité de l'équilibre géostrophique

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + f\vec{k} \times \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \overrightarrow{\text{grad } p}$$

Accél. relative	Coriolis	Pression
U^2/L	fU	$\delta P/\rho L$
10^{-4}	10^{-3}	10^{-3}

Perturbation latitudes moyennes : $Ro = 0.1$

$U = 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	$f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (45° lat)
$L = 1000 \text{ km}$	$\delta P/\rho = 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (or $\delta P = 10 \text{ hPa}$)

➤ Aux latitudes moyennes, équilibre géostrophique pour $L > 1000 \text{ km}$

Pour des mouvements dans l'atmosphère ($U=10 \text{ m/s}$) aux moyennes latitudes ($f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$), à une échelle $L=1000 \text{ km}$ typique des perturbations, le nombre de Rossby vaut 0.1: l'équilibre géostrophique est donc bien satisfait.

Les accélérations dues à Coriolis et aux forces de pression sont d'ordre $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$

À une échelle petite ($L < 10 \text{ km}$), on aurait $Ro \gg 1$ et on peut négliger Coriolis.

Validité de l'équilibre géostrophique

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + f\vec{k} \times \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \overrightarrow{\text{grad } p}$$

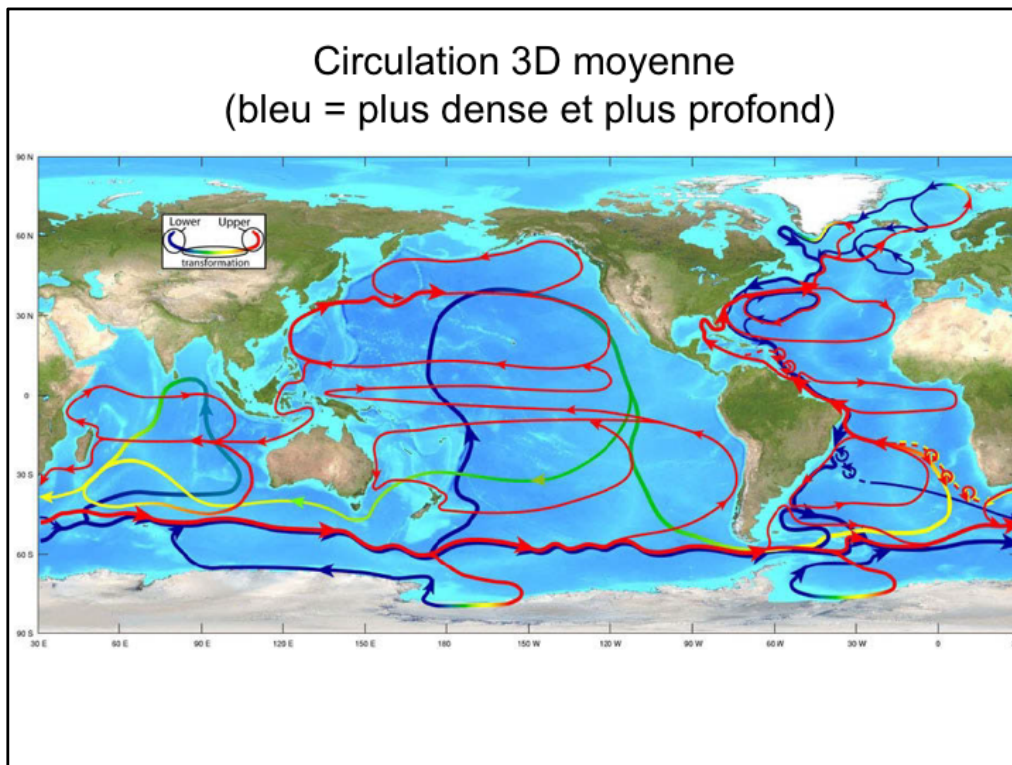
Accél. relative	Coriolis	Pression
U^2/L	fU	$\delta P/\rho L$
10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}

Tropiques, échelle synoptique ($L=1000$ km) : $Ro = 1$

$U = 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	$f = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (5° lat)
$L = 1000 \text{ km}$	$\delta P/\rho = 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (or $\delta P = 1 \text{ hPa}$)

- Faibles anomalies de pression dans les tropiques
- Équilibre géost. seulement à l'échelle planétaire $L = 10\,000$ km

Dans les tropiques, f est plus faible (10^{-5} s^{-1}) donc le terme de Coriolis aussi. Les forces de pression doivent alors être aussi un ordre de grandeur plus faible, ce qui explique qu'à grande échelle dans les tropiques on ait très peu de variations de pression – et donc de température – horizontales, contrairement aux latitudes moyennes.

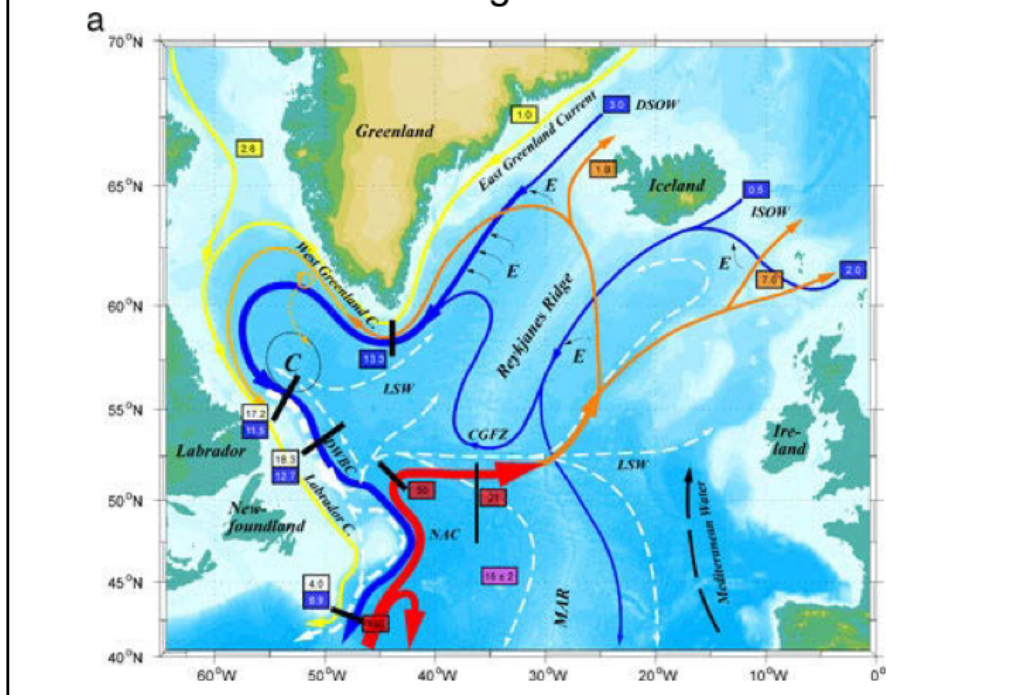


Représentation des courants *moyens* à grande échelle : courants de surface moins denses (rouge) et plus denses / profonds (beus). Manquent les nombreux tourbillons transitoires (durée de vie : qq semaines voire plus) et structures de petite échelle. Le passage rouge-vert-bleu indique une formation d'eau profonde, en général par refroidissement (et apport de sel) en surface. Le passage inverse se fait par mélange (très lent) avec des eaux moins denses.

On distingue en surface :

- « gyres » : circulations horizontales circulaires à l'échelle du bassin. On distingue gyres subtropicaux et subpolaires. On a une asymétrie entre un courant moyen faible, et un courant de retour étroit et intense toujours au bord ouest (Gulf Stream...)
- Dans l'océan Austral, pas de gyre mais un *courant circumpolaire* intense et profond dirigé vers l'est.
- Près de l'équateur, système complexe de courants et contre-courants, étroits en latitude.

Échelle régionale...



À échelle régionale, on peut retrouver des structures plus complexes, très contraintes par la topographie des côtes et du fond.

Nombre de Rossby dans l'océan très petit

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + f\vec{k} \times \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \text{grad } p$$

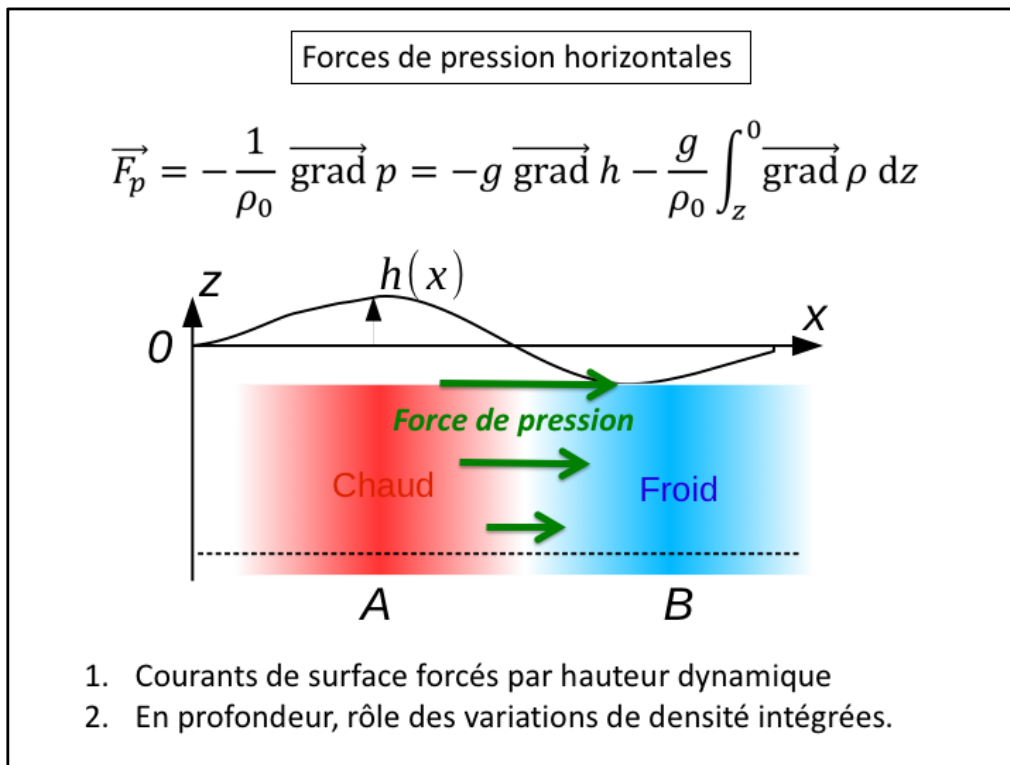
Accél. relative Coriolis Pression
 U^2/L fU $\delta P/\rho L$

Tourbillon: $Ro = U/fL = 0.1$

$$U = 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad f = 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ (45° lat)}$$
$$L = 100 \text{ km}$$

Gyre: $Ro = U/fL = 0.001$

$$U = 1-10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1} \quad f = 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ (45° lat)}$$
$$L = 1-10 \text{ 000 km}$$

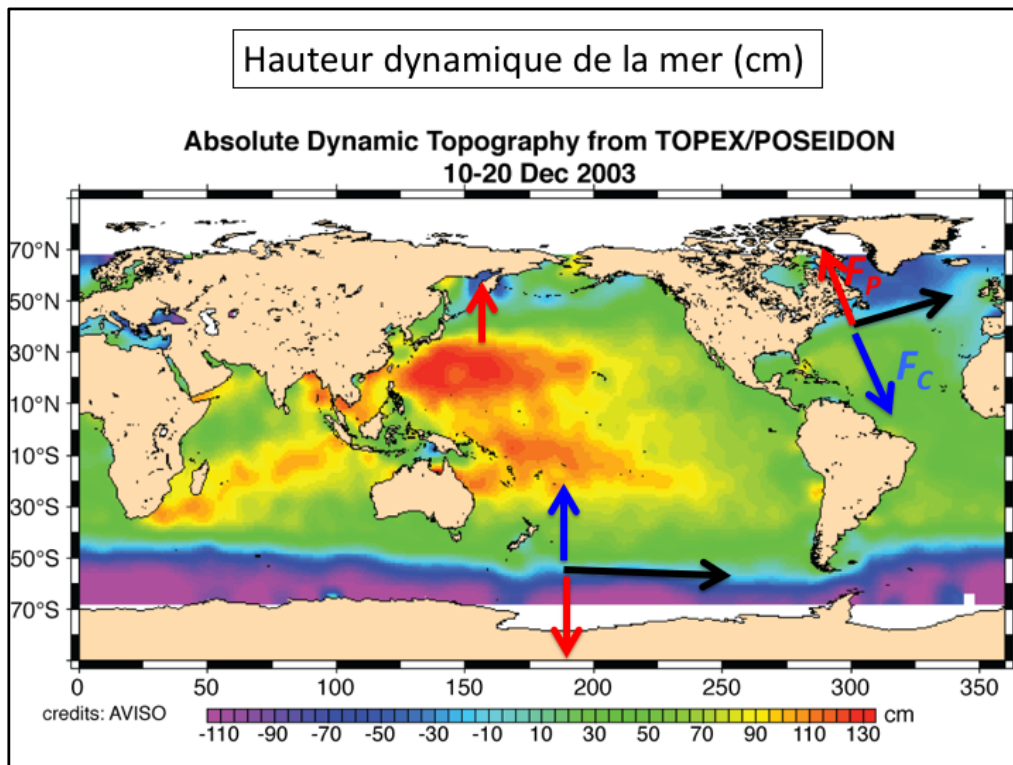


Comme pour l'atmosphère, dans l'océan la pression à une profondeur z est proportionnelle au poids de la colonne d'eau au dessus.

Les variations de la pression à une même profondeur, et donc les forces de pression horizontales (en vert) peuvent avoir 2 origines, résumées par le schéma :

- gradients de la hauteur de la colonne (donc de la surface de l'océan): on ajoute une hauteur h à la densité moyenne ρ_0 . LA force de pression en surface est alors proportionnelle à la pente de la surface.
- gradients de densité de l'eau (température ou salinité). Ces changements sont relativement faibles, donc se font sentir sur des profondeurs importantes

Sur le schéma, on a une compensation progressive de ces 2 effets en profondeur, ce qui est assez typique.



Équilibre géostrophique dans l'océan : carte de hauteur dynamique h (la pression à $z=0$ vaut $\rho \cdot g \cdot h$).

Les flèches noires indiquent la direction du courant (\perp à $h=cste$), les flèches rouges les forces de pression et bleues de Coriolis pour l'Atlantique Nord et le courant circumpolaire. Attention, inversion du signe de Coriolis dans l'hémisphère sud, donc les pressions (hauteurs) basses sont à droite du courant !

Transport d'Ekman

$$\vec{V}_E = -\frac{1}{f} \vec{k} \wedge \vec{\tau}$$

- Courants forcés *directement* par le vent dans la couche de surface
- Équilibre tension de vent / force de Coriolis
- Transport intégré à droite de vent (hémisphère nord)

Une autre force qui s'applique en surface dans l'océan est celle exercée par le vent. On parle ici d'une *contrainte* (force par unité de surface, comme la pression, exprimée en Pa) ou de *tension de vent* (stress en anglais).

L'effet du vent est ressenti directement uniquement dans la couche mélangée de surface.

Comme pour l'équilibre géostrophique, la tension de vent est équilibrée en moyenne par la force de Coriolis.

Si on considère une parcelle de surface horizontale unité, et de profondeur H de la couche de mélange, la tension de vent τ doit être opposée à la force (pas l'accélération ici) de Coriolis *totale* qui s'exerce sur la parcelle: on utilisera donc le courant intégré sur la verticale V_E , exprimé en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (τ est en Pa, soit des $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$)

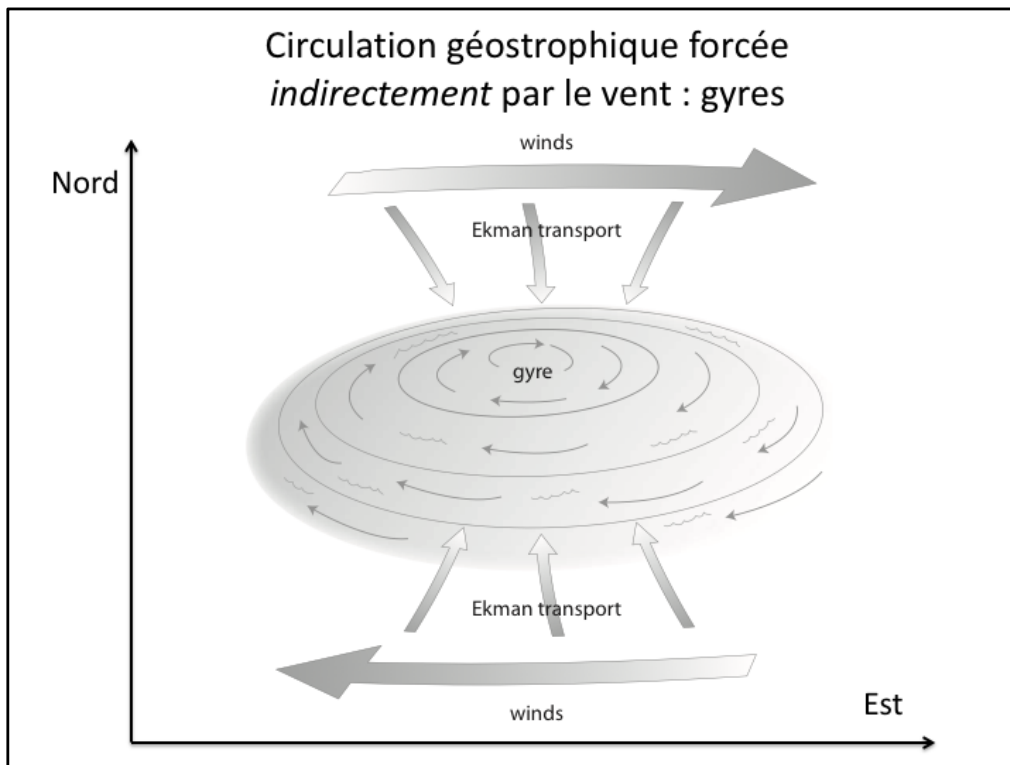
Le *transport d'Ekman* résultant est à droite du vent dans l'hémisphère nord.

Dans l'océan, on sépare habituellement transport d'Ekman et courants géostrophiques, le courant en surface étant la somme des 2.

Les courants d'Ekman sont plus faibles, et sont limités à la couche mélangée de surface. Les courants géostrophiques de surface s'étendent typiquement au moins jusqu'à la thermocline.

Les courants d'Ekman sont surtout importants de façon *indirecte*, en effet

contrairement aux courants géostrophiques ils peuvent être horizontalement convergents ou divergents, et donc entrainer par continuité des vitesses verticales sous la couche de surface, qui vont être importantes dans la ventilation de l'océan.



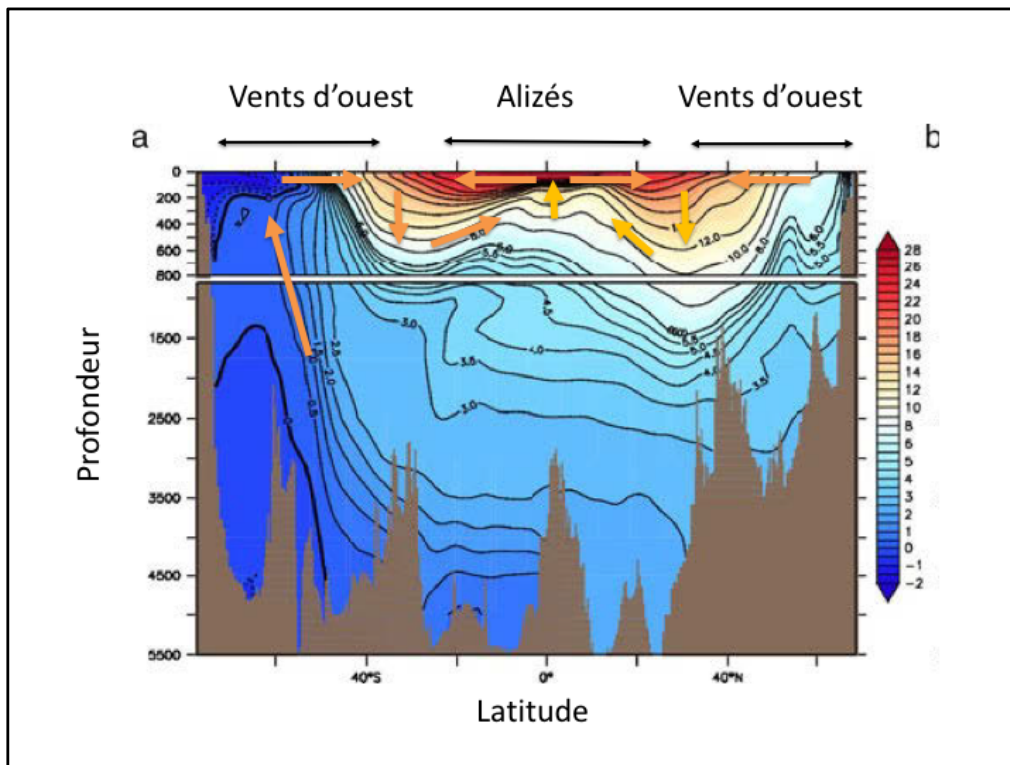
Exemple d'impact indirect des courants d'Ekman : circulation de gyre (schéma).

Les vents d'ouest (latitudes moyennes, 40-50°) entraînent un transport d'Ekman vers l'équateur; les vents d'est (alizés, tropiques) vers le pôle.

On a donc dans les sub-tropiques (autour de 30°) une convergence dans la couche de surface, qui va d'une part faire plonger la thermocline en profondeur, et également entraîner une hauteur dynamique de la mer élevée (voir cartes).

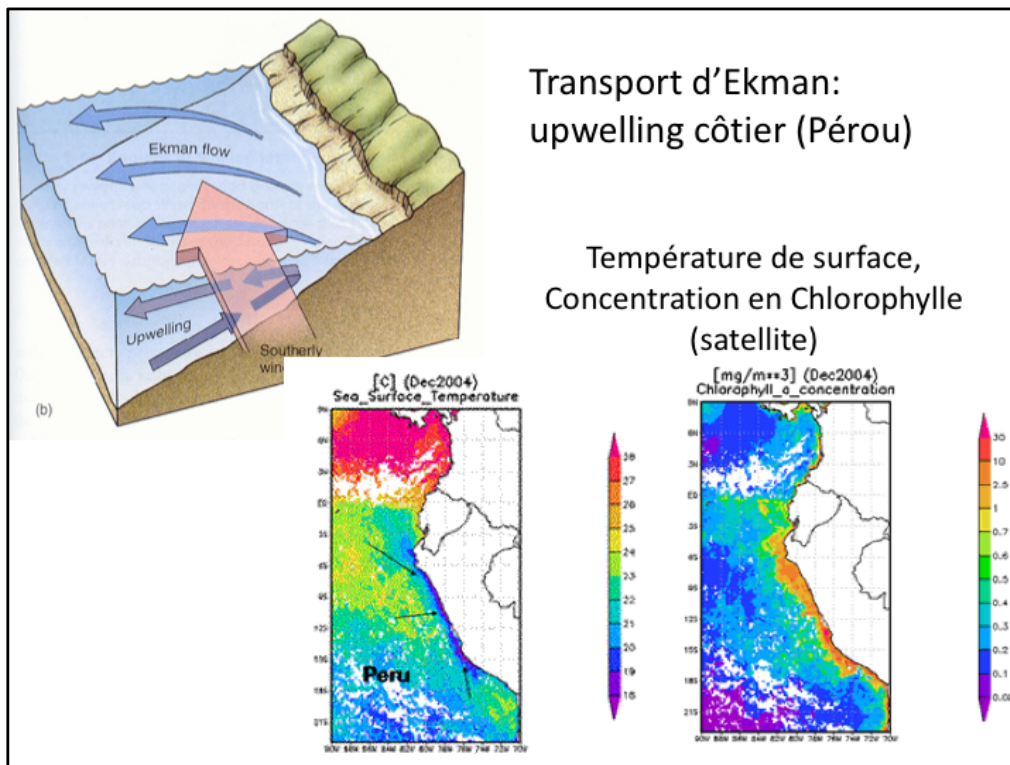
Ces anomalies de hauteur de la surface élevée vers 20-30° vont elles-mêmes être en équilibre avec une circulation de type gyre en équilibre géostrophique, qui pourra s'étendre en profondeur au moins jusqu'à la base de la thermocline.

Attention, la largeur des flèches sur le schéma ne représentent pas l'intensité des courants ! (les plus rapides sont les courants de bord ouest, qui sont en équilibre géostrophique).



Coupe latitude - profondeur de la température (ici dans l'Atlantique). Les flèches orange indiquent la direction des transports d'Ekman forcés par le vent (en surface), et de la circulation verticale et de retour en profondeur qui compense leur convergence ou divergence.

Dans les régions de convergence en surface ($\pm 30^\circ$, centre des gyres subtropicaux) on aura une vitesse vers le bas et une thermocline profonde, mais aussi une hauteur dynamique de la surface élevée.



Exemple d'impact du transport d'Ekman (2) : upwelling côtier.

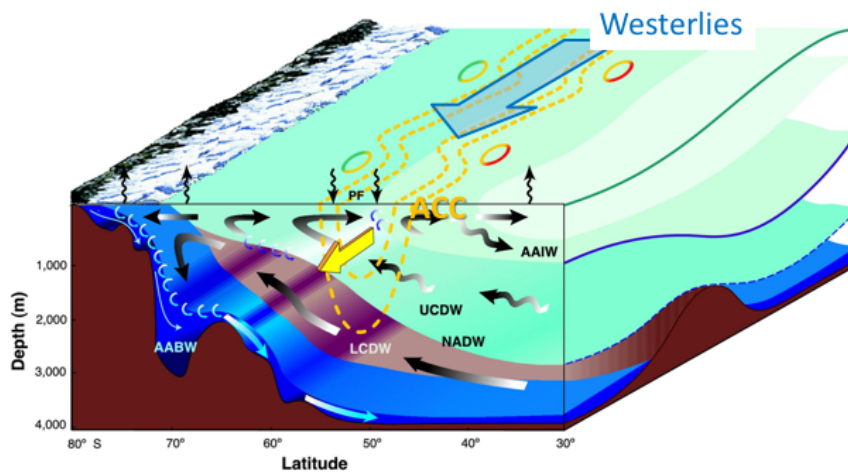
Schéma en haut: le vent // à la côte entraîne un transport d'Ekman vers le large, qui est compensé par une remontée d'eau profonde à la côte.

En bas: cartes de température de surface et de concentration en Chlorophylle au large du Pérou, où on voit la signature de l'upwelling (les eaux de sub-surface sont plus riches en nutriments divers qui n'ont pas été consommés...)

On voit que l'upwelling a lieu à petite échelle (qq 10 km de la côte).

Transport d'Ekman: circulation dans l'Austral

- Transport d'Ekman vers l'équateur en surface
- Ventilation d'eau profonde

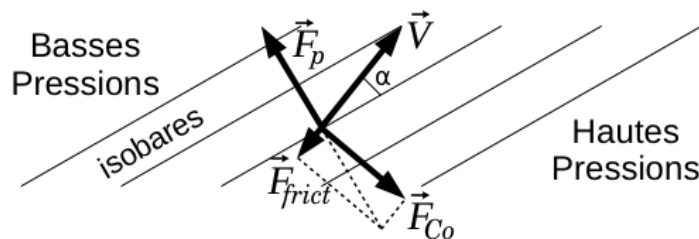


Impact du transport d'Ekman (3) : upwelling dans l'Océan Austral

Les vents d'ouest en surface (flèche bleue) entraînent un transport d'Ekman vers l'équateur en surface (source des eaux Antarctiques intermédiaires AAIW). Il est compensé par une remontée d'eaux profondes au sud du courant circumpolaire (ACC, flèche jaune). C'est le mécanisme principal de ventilation des eaux profondes type Nord-Atlantique (NADW...) qui sont donc « pompées » par l'effet du vent...

Transport d'Ekman dans l'atmosphère

- Contrainte subie en surface opposée à la tension de vent
- Transport dans la couche limite vers les basses pressions



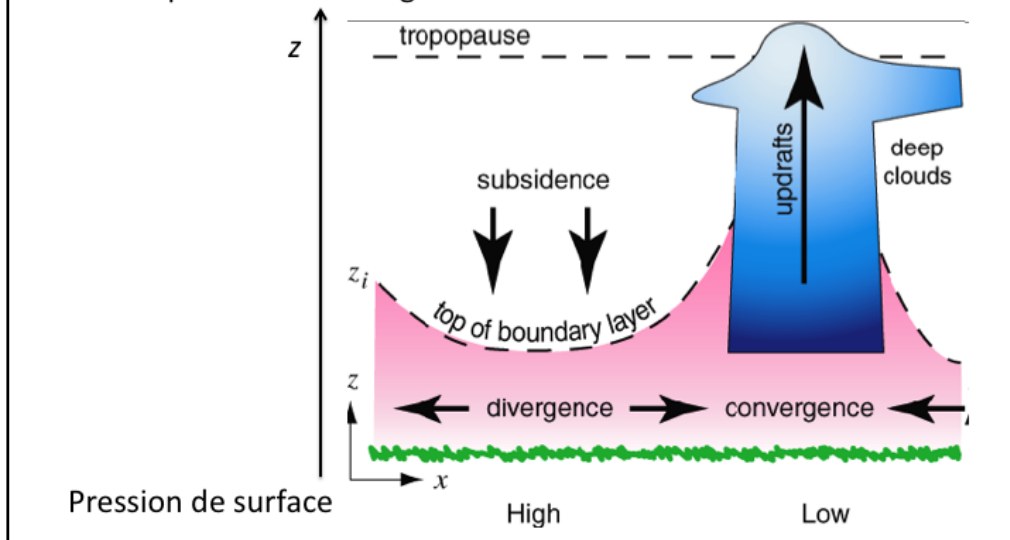
L'atmosphère subit également en surface une force opposée à la tension de vent (action-réaction) ; il y aura donc un transport d'Ekman dans la couche de surface atmosphérique (1-2 km). Ce transport sera lui à *gauche* du vent dans l'hémisphère nord (force opposée, donc direction opposée), et donc dirigé *vers les basses pressions*.

Une autre façon de voir est de considérer un équilibre à 3 forces : pression, friction au sol, Coriolis (schéma), avec Coriolis à droite du vent (hem. Nord) et la friction opposée au vent. Si la somme des 3 forces est nulle, on voit que le vent total doit être non pas // aux isobares, mais incliné vers les basses pressions.

Cette composante du vent vers les basses pressions (qui existe aussi dans l'hémisphère sud !) va permettre au vent d'être accéléré par les forces de pression (puissance positive), ce qui compensera le freinage dû à la friction.

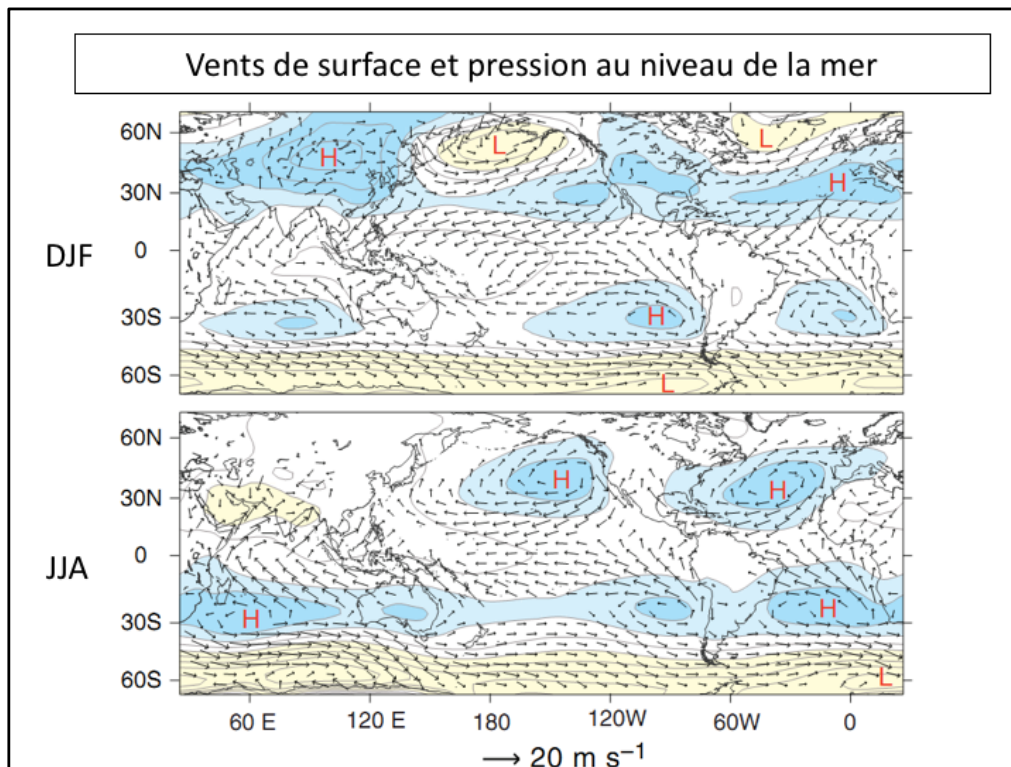
Impact sur l'atmosphère libre : vitesses verticales

- Haute pression : divergence en surface, subsidence au dessus (air sec et stable)
- Basse pression : convergence et ascendance



Une conséquence du vent en surface dirigé en partie vers les basses pressions est qu'on aura une convergence horizontale vers un minimum de pression en surface, et une divergence autour d'une haute pression (schéma).

Par continuité, on aura plutôt une ascendance au dessus des régions de basses pression (donc des pluies, et une ventilation de la couche de surface), et une subsidence au dessus des hautes pressions (qui amène de l'air sec, et piège la pollution en surface).



Sur la carte des vents moyens et des pressions en surface, on peut vérifier que le vent n'est pas exactement parallèle aux isobares mais est légèrement dévié vers les basses pressions.

Ceci entraîne notamment une divergence dans les déserts des subtropiques (qui sont aussi les régions de descente des cellules de Hadley), et une convergence près de l'équateur entre alizés du nord et du sud, appelée Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT).