

# Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

## Partie 2 · Dynamique de l'atmosphère

*2.1. Portrait de l'atmosphère*

*2.2. Les échanges thermiques surface-atmosphère*

*2.3. La convection atmosphérique*

*2.4. La force de Coriolis*

*2.5. La circulation générale de l'atmosphère*

*2.6. Phénomènes saisonniers*

# Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

## Partie 2 · Dynamique de l'atmosphère

### **2.1. Portrait de l'atmosphère**

2.2. *Les échanges thermiques surface-atmosphère*

2.3. *La convection atmosphérique*

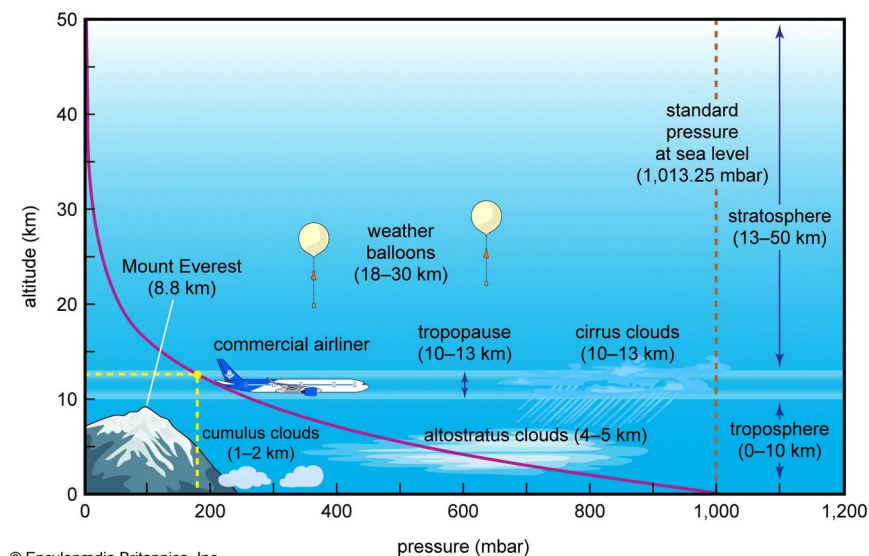
2.4. *La force de Coriolis*

2.5. *La circulation générale de l'atmosphère*

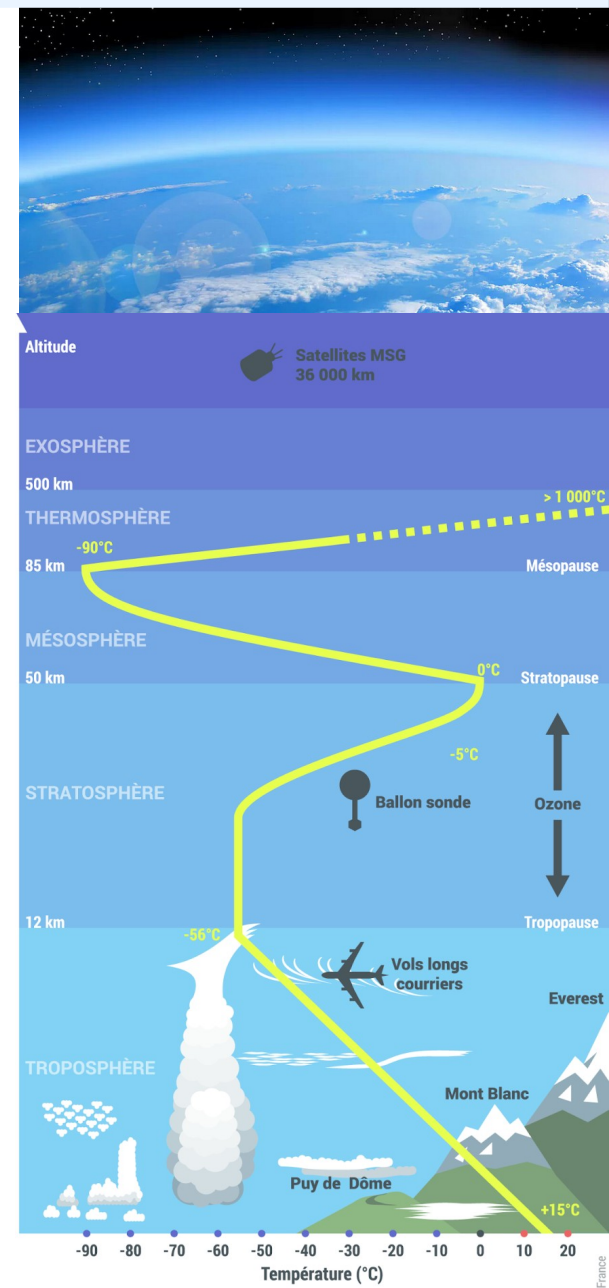
2.6. *Phénomènes saisonniers*

**Atmosphère = fine couche de gaz retenue par la gravité qui entoure la Terre solide et liquide**

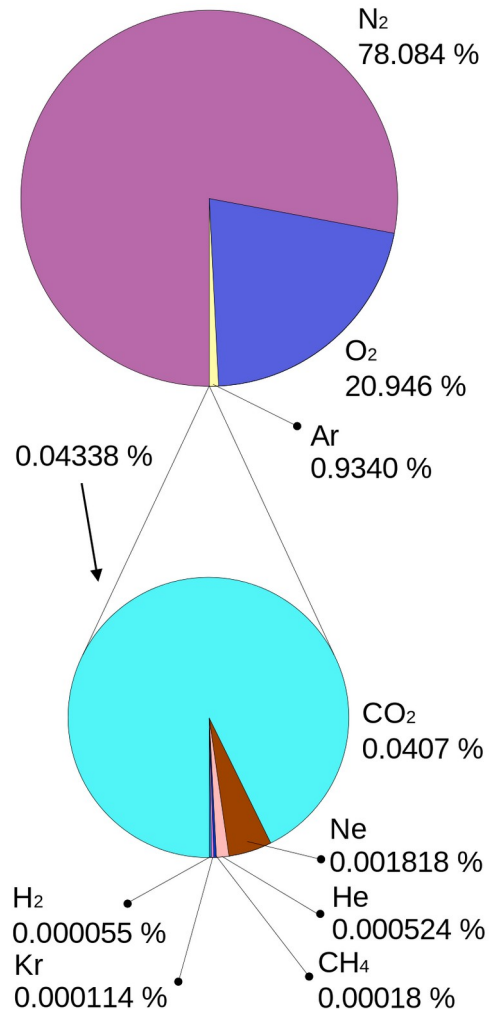
- **Épaisseur** :  $\approx 150$  km (vs.  $R_{\text{Terre}} \approx 6400$  km)
- **Masse** : Environ  $5,25 \times 10^{18}$  kg  
90 % de la masse confinée entre 0-20 km
- Stratification verticale en température
- Diminution exponentielle de la pression avec l'altitude



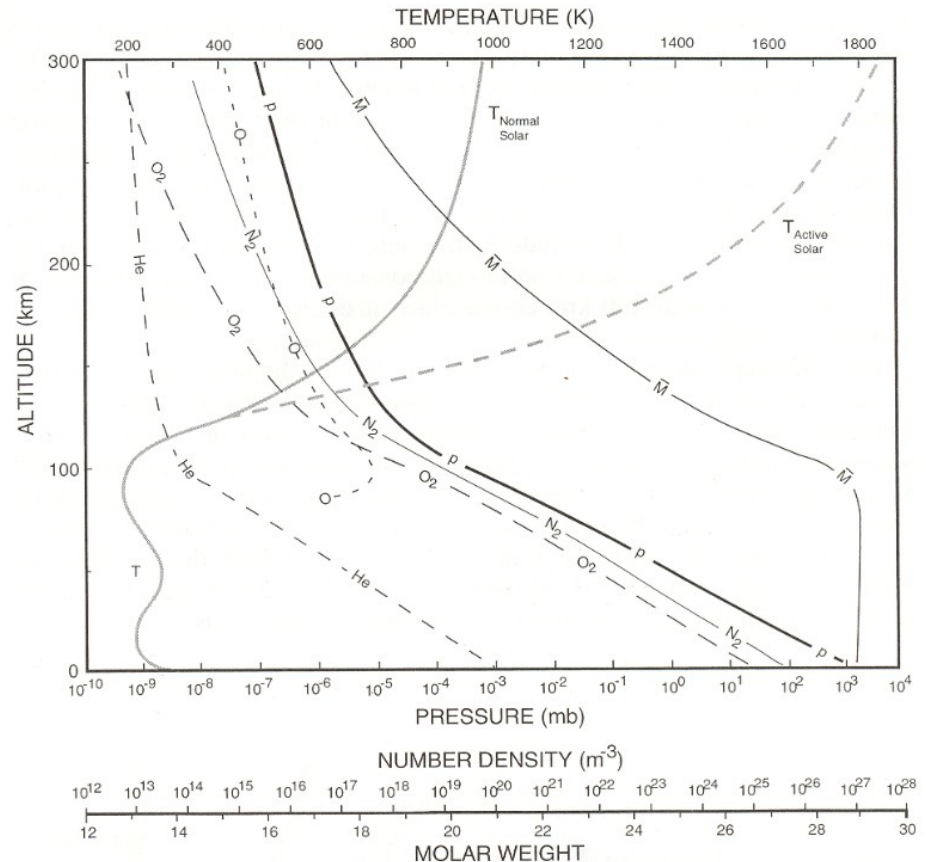
© Encyclopædia Britannica, Inc.

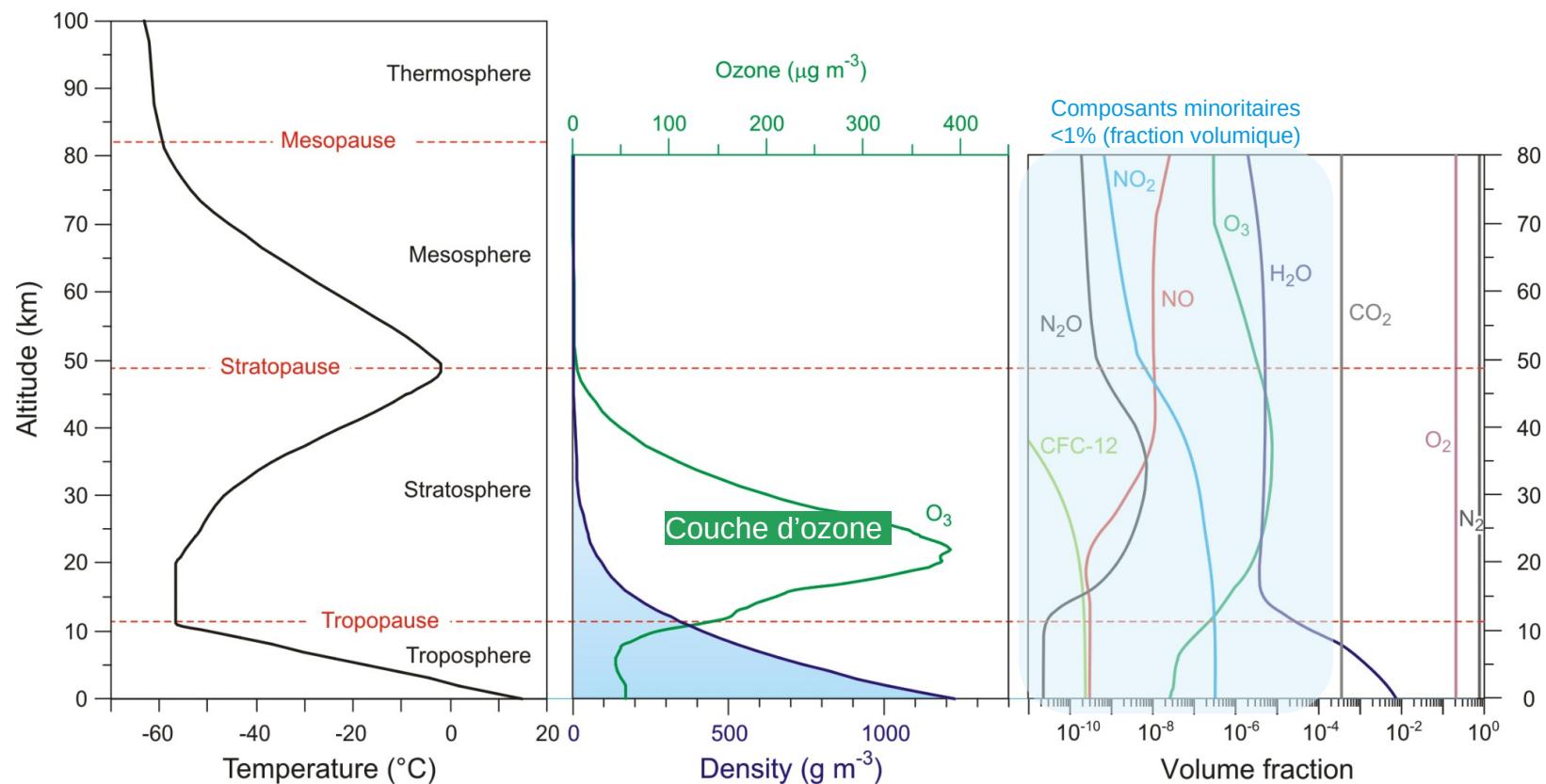


## Composition chimique

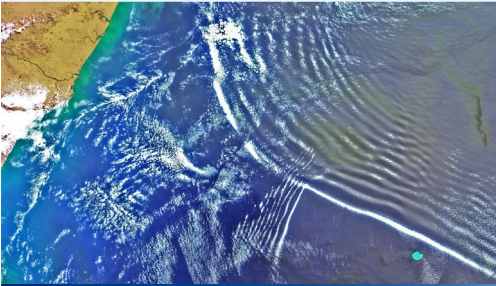
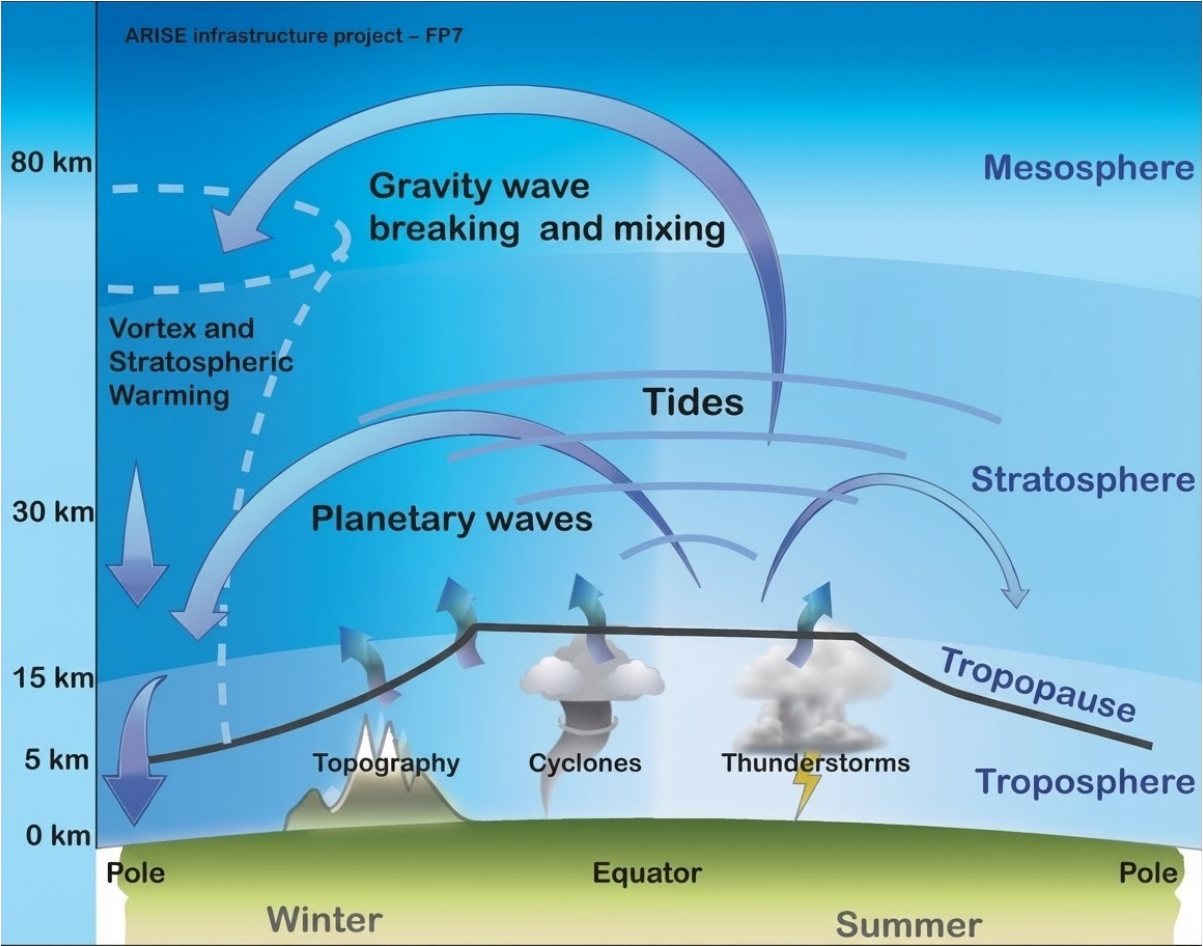


La composition majoritaires (N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>) est homogène jusqu'à 100 km. Par-contre, il existe d'importantes variations des composants mineurs (H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, ...) dans cette plage d'altitude.

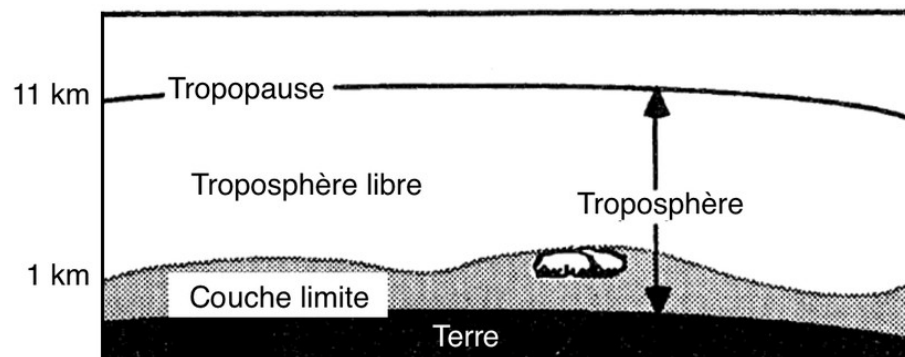




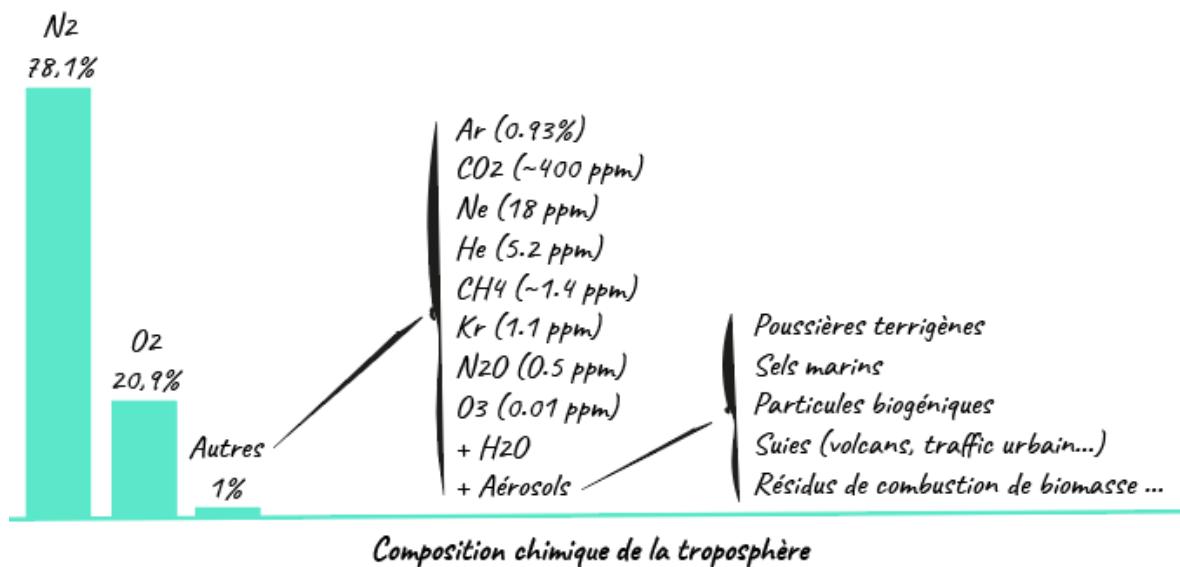




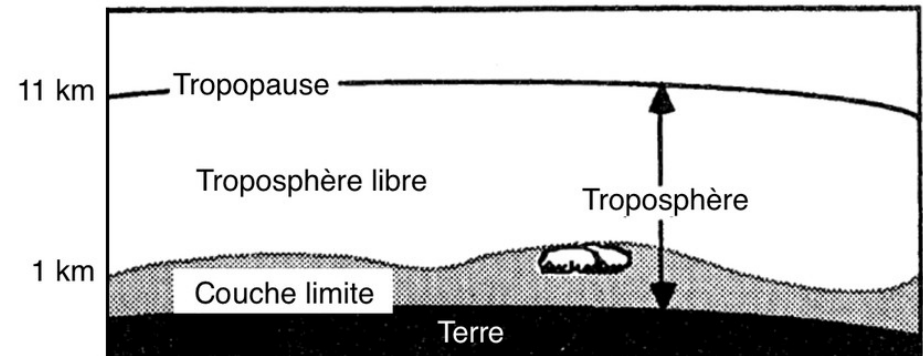
- Couche au contact du sol
- 10-18 km d'altitude
- 80% masse atmosphérique



*La composition chimique de la Troposphère varie au cours du temps  
(volcanisme, modification de la végétation, activités humaines...)*

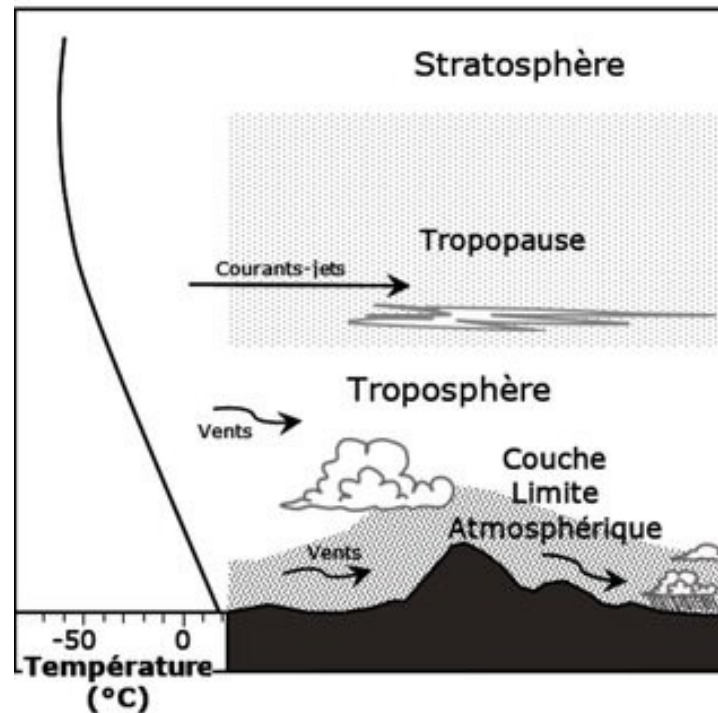


- Couche au contact du sol
- 10-18 km d'altitude
- 80% masse atmosphérique



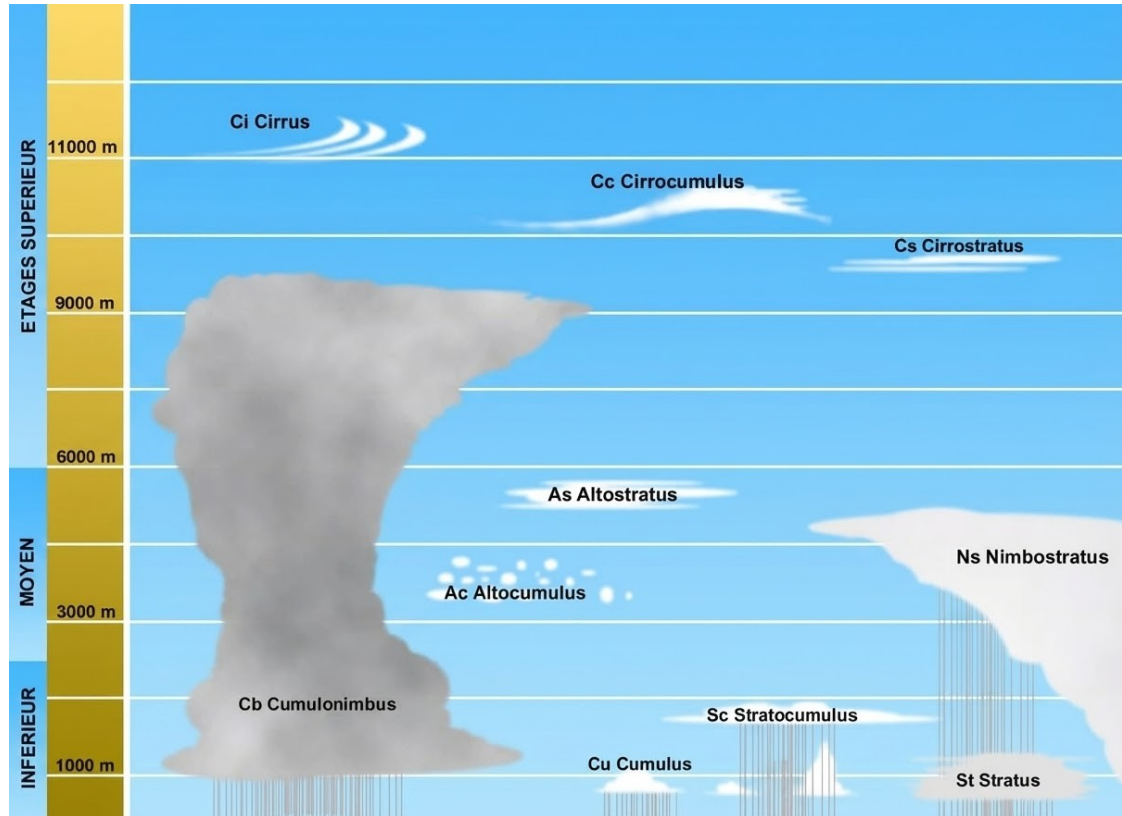
Gradient normal  
de température : -  
 $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$

*Très variable*





Une dynamique contrôlée par les interactions  
avec la surface et le cycle de l'eau



# Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

## Partie 2 · Dynamique de l'atmosphère

*2.1. Portrait de l'atmosphère*

**2.2. Les échanges thermiques surface-atmosphère**

*2.3. La convection atmosphérique*

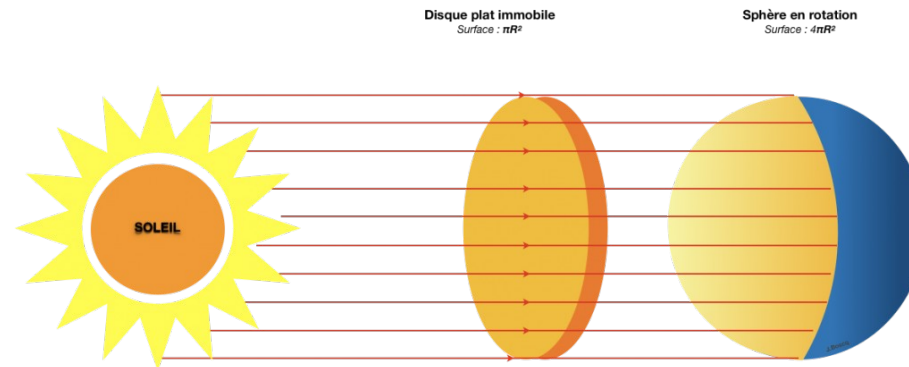
*2.4. La force de Coriolis*

*2.5. La circulation générale de l'atmosphère*

*2.6. Phénomènes saisonniers*

La constante solaire ( $1361 \text{ W/m}^2$ ) correspond à l'énergie reçue par unité de surface perpendiculaire aux rayons du Soleil, et non par une surface courbe.

La Terre intercepte donc le flux solaire sur sa section efficace  $\pi R^2$ , puis cette énergie est redistribuée sur l'ensemble de la surface terrestre avant de pénétrer dans l'atmosphère.



Constante solaire :  $C = 1361 \text{ W m}^{-2}$

Surface du disque :  $S_{\text{disque}} = \pi R^2$

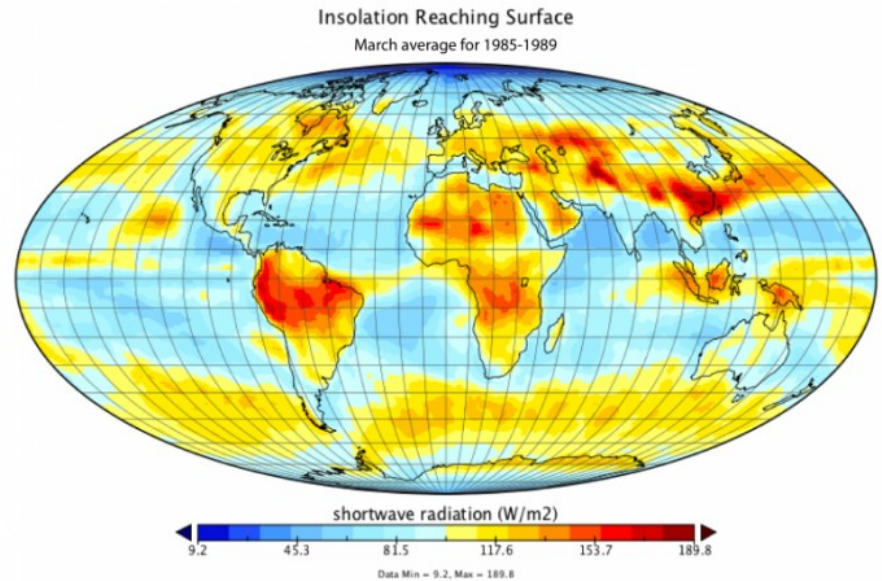
Surface de la sphère :  $S_{\text{sphère}} = 4\pi R^2$

Puissance totale reçue par la Terre :  $P = C \times S_{\text{disque}} = C \times \pi R^2 \simeq 1.7 \times 10^{17} \text{ W}$

Flux moyen reçu à la surface de la Terre :  $F_{\text{moyen}} = \frac{P}{S_{\text{sphère}}} = \frac{C \times \pi R^2}{4\pi R^2} = \frac{C}{4} \simeq 340 \text{ W m}^{-2}$   
(avant d'entrer dans l'atmosphère)



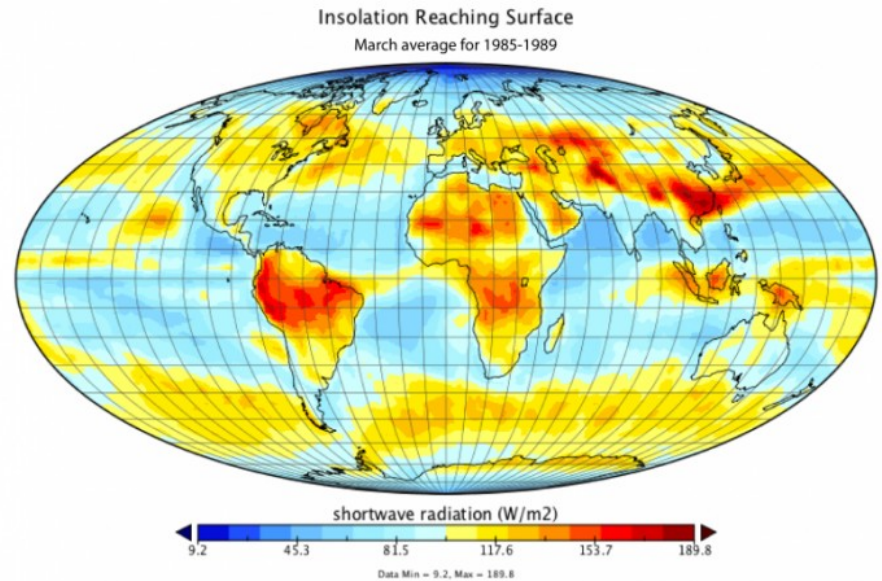
*Cartographie du flux solaire atteignant la surface  
(climatologie pour le mois de mars)*







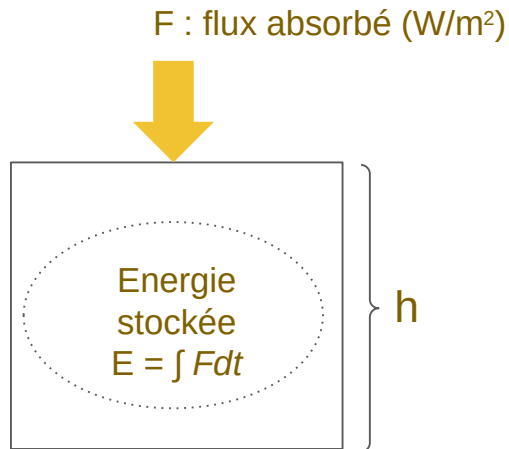
*Cartographie du flux solaire atteignant la surface  
(climatologie pour le mois de mars)*



**Que devient l'énergie solaire absorbée par la surface ?**  
**Comment est-elle utilisée par le système climatique ?**

## 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)

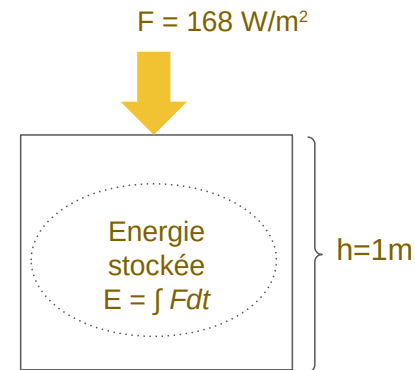
**Plus  $C_v$  ou  $h$  sont grands, plus le réchauffement est faible pour un même flux.**



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

**Exercice :** Estimez la variation de température provoquée par l'exposition à un flux solaire  $F = 168 \text{ W/m}^2$  pendant 10h pour les matériaux suivants. Vous prendrez  $h=1\text{m}$ .

| Matériaux    | Capacité thermique volumique ( $\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ ) |
|--------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| Terre sèche  | $1.35 \times 10^6$                                                                  |
| Terre humide | $1.90 - 2.50 \times 10^6$                                                           |
| Béton        | $2.40 - 2.60 \times 10^6$                                                           |
| Eau          | $4.20 \times 10^6$                                                                  |

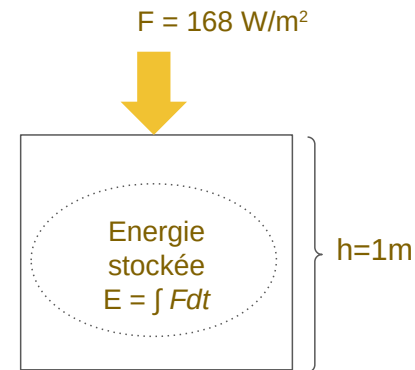


$$\Delta T = \frac{E}{C_v h} = \frac{\int F \delta t}{C_v h}$$

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

**Exercice :** Estimez la variation de température provoquée par l'exposition à un flux solaire  $F = 168 \text{ W/m}^2$  pendant 10h pour les matériaux suivants. Vous prendrez  $h=1\text{m}$ .

| Matériaux    | Capacité thermique volumique ( $\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ ) |
|--------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| Terre sèche  | $1.35 \times 10^6$                                                                  |
| Terre humide | $1.90 - 2.50 \times 10^6$                                                           |
| Béton        | $2.40 - 2.60 \times 10^6$                                                           |
| Eau          | $4.20 \times 10^6$                                                                  |



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

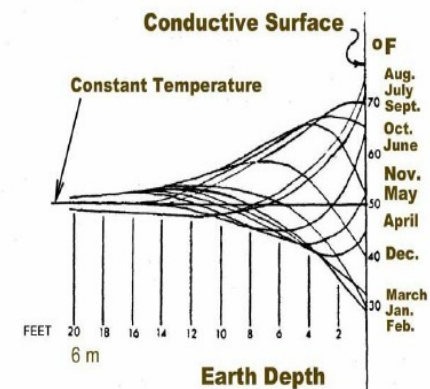
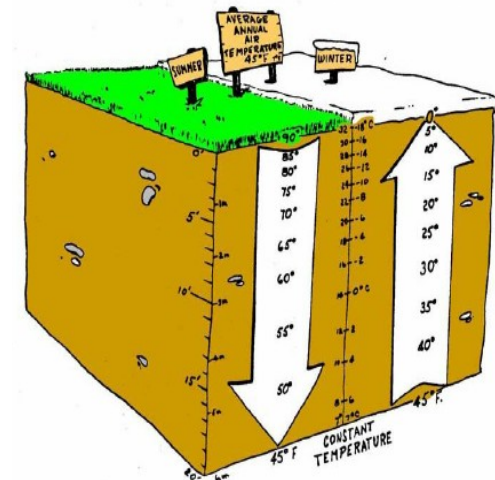
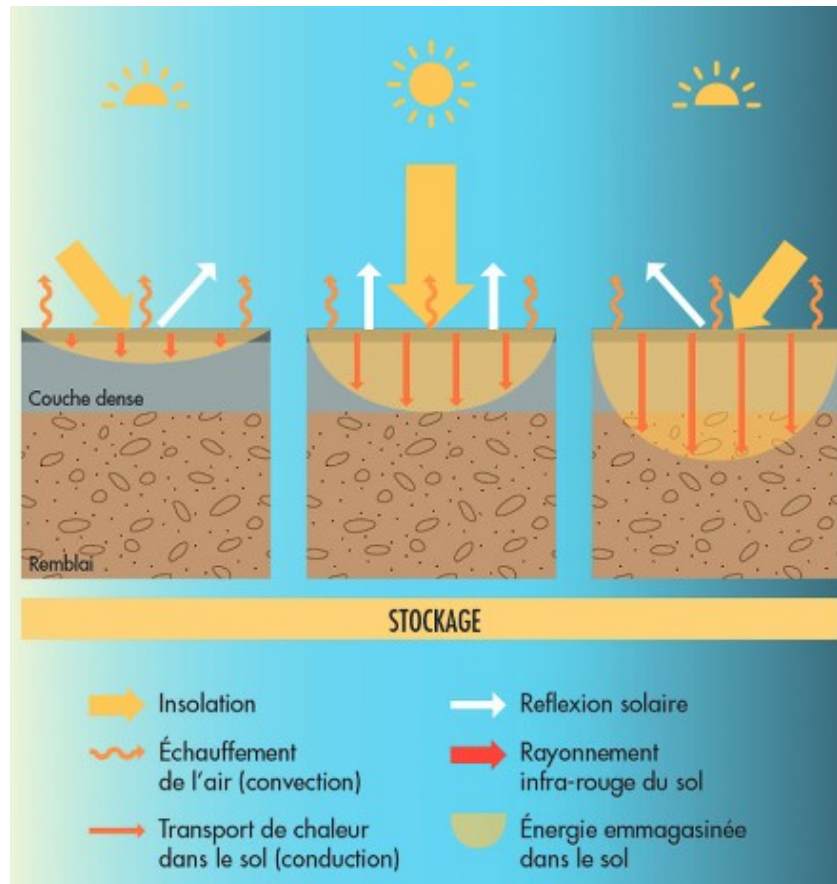
**Solution**

:

- Energie absorbée par unité de surface :  $E = 168 \times 36000 = 6\,048\,000 \text{ J/m}^2$
- Terre sèche  $\Delta T = 4.5 \text{ K}$
- Terre humide  $\Delta T = 2.7 \text{ K}$
- Béton  $\Delta T = 2.4 \text{ K}$
- Eau  $\Delta T = 1.4 \text{ K}$

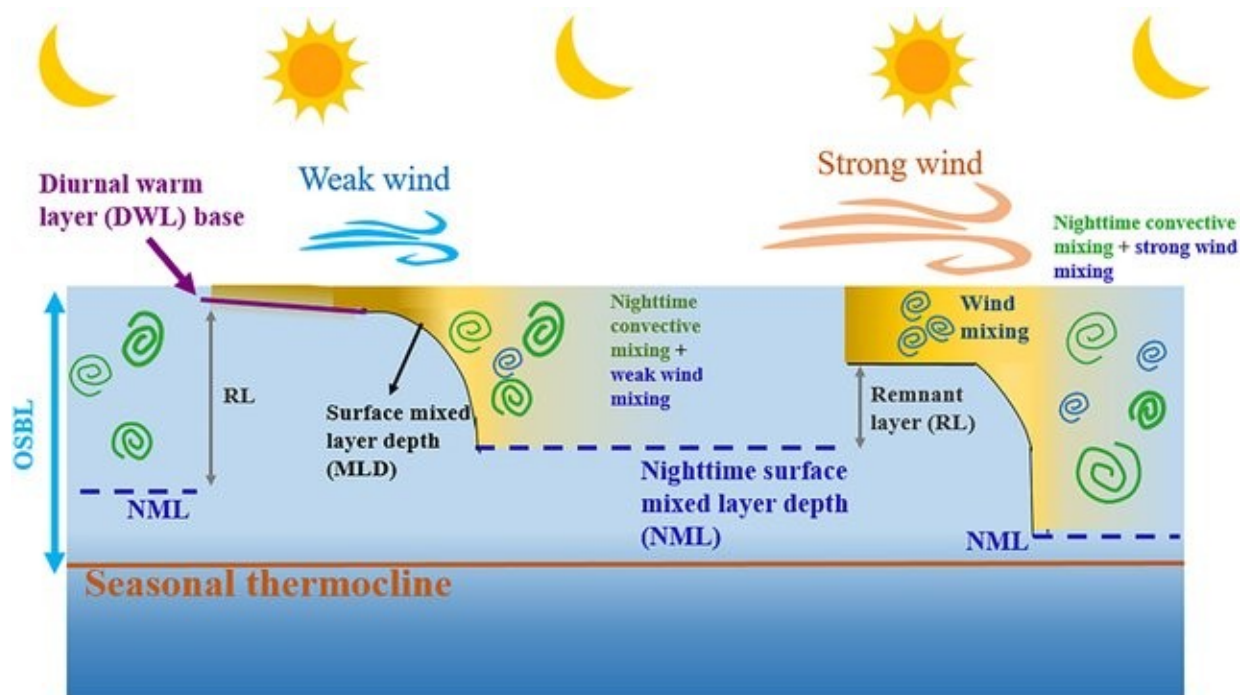
## Propagation de l'énergie stockée dans le sol : la conduction

L'énergie accumulée dans le sol pendant la journée se propage dans les couches sous-jacentes par conduction thermique.



### Propagation de l'énergie stockée dans l'océan superficiel : **convection** et **mélange turbulent**

En raison de la forte capacité thermique de l'eau, **une grande quantité d'énergie est stockée dans la couche de surface sans provoquer une élévation rapide de la température**. 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**.



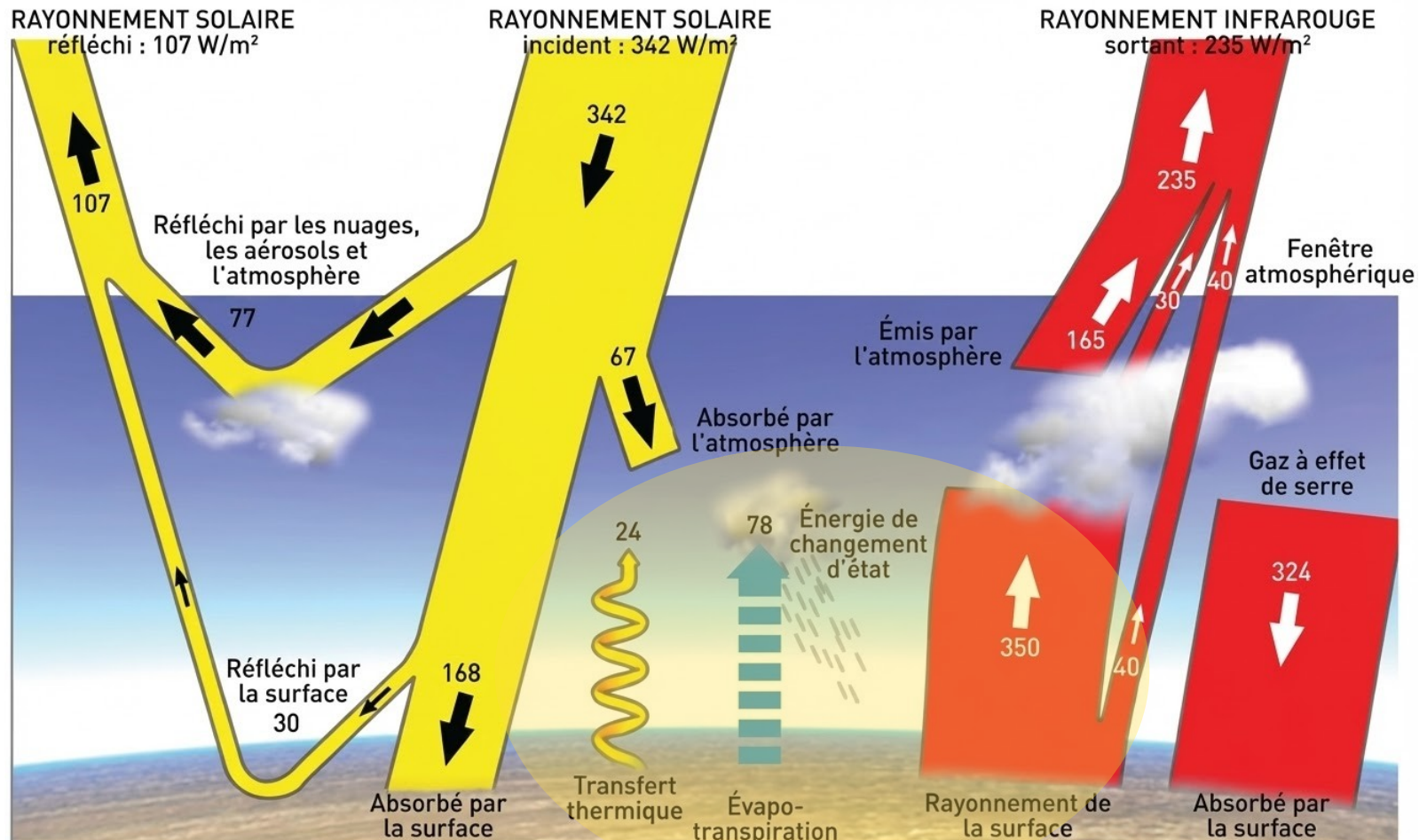


### Transferts d'énergie à l'atmosphère

Une partie de l'**énergie thermique** stockée dans le sol / les océans est à nouveau **transférée à l'atmosphère** via : 1) le **rayonnement infrarouge**, 2) des échanges de **chaleur sensible** (transfert thermique direct entre la surface et l'air au contact) et 3) des échanges de **chaleur latente** (énergie de changement d'état de l'eau en phase liquide/gazeuse).



## Comment ces transferts d'énergie mettent-ils l'atmosphère en mouvement ?



# Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

## Partie 2 · Dynamique de l'atmosphère

*2.1. Portrait de l'atmosphère*

*2.2. Les échanges thermiques surface-atmosphère*

**2.3. La convection atmosphérique**

*2.4. La force de Coriolis*

*2.5. La circulation générale de l'atmosphère*

*2.6. Phénomènes saisonniers*

Que se passe-t-il lorsque l'air  
est chauffé par la surface  
sous-jacente ?

## Loi des gaz parfaits

L'air peut être assimilé à un gaz parfait :  $PV = nRT$

$R$ : constante des gaz parfaits

Pour l'air sec, la relation peut aussi s'écrire :

$\rho$  : densité de l'air sec

$R_s$  : constante de l'air sec (R/M)

$$\rho = \frac{P}{R_s T}$$

Cette relation relie la dynamique (pression), la thermodynamique (température) et la structure verticale (densité).

## Equilibre hydrostatique

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

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

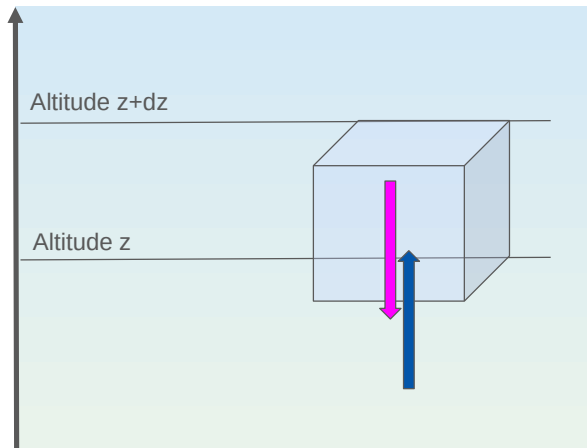
Cela signifie que :

- la **pression diminue avec l'altitude**,
- le **poids de l'air** est exactement compensé par la **force de pression verticale**,
- les parcelles d'air restent immobiles.

Dans cette situation, une parcelle d'air a la **même densité** que l'air environnant à la même altitude.

## Mouvements **verticaux**

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



**Bilan des forces verticales s'exerçant sur la parcelle d'air :**

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

avec  $dm = \rho dV$  la masse de la parcelle

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

**Soit :**

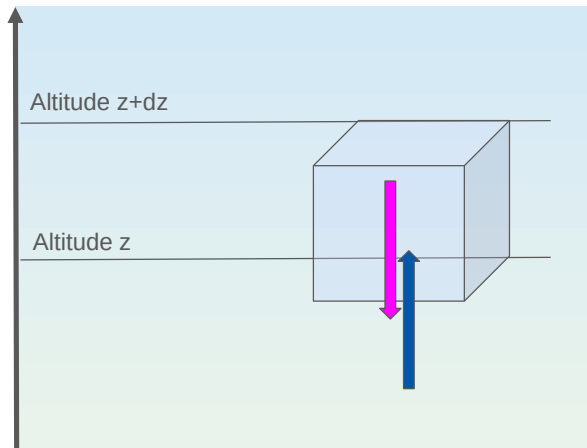
$$\sum F_v = -\rho g dV + \left( -\frac{dP}{dz} dz dS \right)$$

$$\sum F_v = \left( -\rho g - \frac{dP}{dz} \right) dV$$



## Mouvements **verticaux**

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



On applique le Principe Fondamental de la Dynamique selon l'axe vertical.

$$(\mathbf{dm})\mathbf{a}_z = \Sigma \mathbf{F}_v$$

avec  $a_z$  : accélération verticale et  $dm = \rho dV$  masse de la parcelle

$$(\rho dV)a_z = \left( -\rho g - \frac{dP}{dz} \right) dV$$

Equation du mouvement vertical

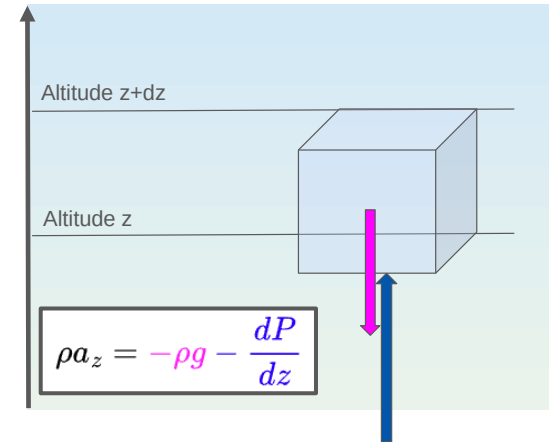
$$\rho a_z = -\rho g - \frac{dP}{dz}$$

Cas de l'équilibre hydrostatique

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

## Exercice 1 : L'équilibre hydrostatique ( $a_z = 0$ )

1. On suppose l'air sec assimilable à un gaz parfait. Montrer que :  $P = \rho R^* T$  où  $R^* = R/M_s$  est la constante spécifique de l'air sec ( $R$ : constante des gaz parfaits et  $M$ : masse molaire de l'air sec)
2. Exprimez  $dP/dz$  en condition d'équilibre hydrostatique
3. Exprimez  $dP/dz$  en fonction de  $P$ ,  $R^*$ ,  $T$  et  $g$
4. Exprimez  $P(z)$  dans le cas isotherme



## Exercice 2 : Mouvements verticaux

On considère une parcelle d'air sec de densité  $\rho$  et pression  $P$  chauffée par la surface sous-jacente. L'air environnant a une densité  $\rho_e$  et une pression  $P_e$ .

1. Exprimez le gradient vertical de pression de l'air environnant ( $dP_e/dz$ ) en condition d'équilibre hydrostatique.
2. On suppose qu'il y a continuité du champ de pression :  $P(z) = P_e(z)$  et  $P(z+dz) = P_e(z+dz)$ . Ecrivez le bilan des forces verticales s'appliquant à la parcelle.
3. Montrez que l'accélération verticale vérifie :  $a_z = g \frac{\rho_e - \rho}{\rho}$   
Interprétez le signe de l'expression.

## Exercice 2 : Mouvements verticaux (question 3)

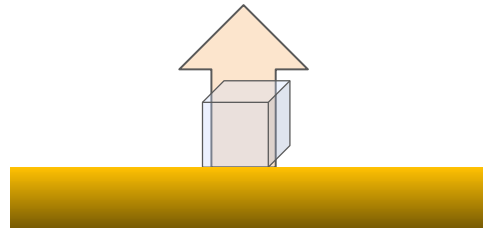
La parcelle d'air est chauffée au contact du sol. Sa **température augmente**.  
La **pression** est **quasi-constante** car la parcelle reste initialement entourée par l'air ambiant.

La loi des gaz parfaits nous donne :  $P = \text{const. et } T \uparrow \Rightarrow \downarrow \rho$

La densité de l'air chaud diminue. Il y a rupture de l'équilibre hydrostatique.

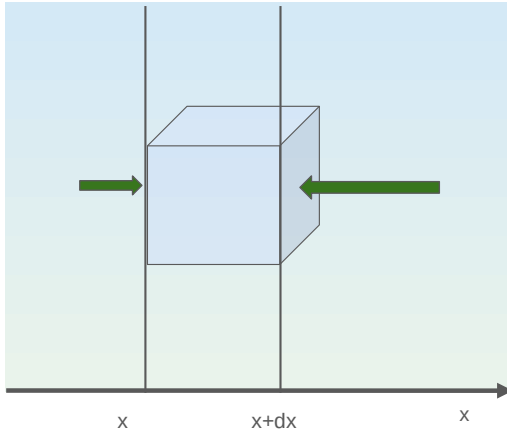
$$\Rightarrow a_z = g \frac{\rho_e - \rho}{\rho} > 0$$

$\Rightarrow$  L'air chaud monte : il se crée un **courant ascendant**.



## Mouvements **horizontaux**

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



En effectuant un bilan des forces selon l'axe  $x$  et en appliquant le principe fondamental de la dynamique, on peut établir que :

$$\text{Gradient de pression horizontal} \left\{ -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx} = a_x \right\} \text{ Accélération horizontale}$$

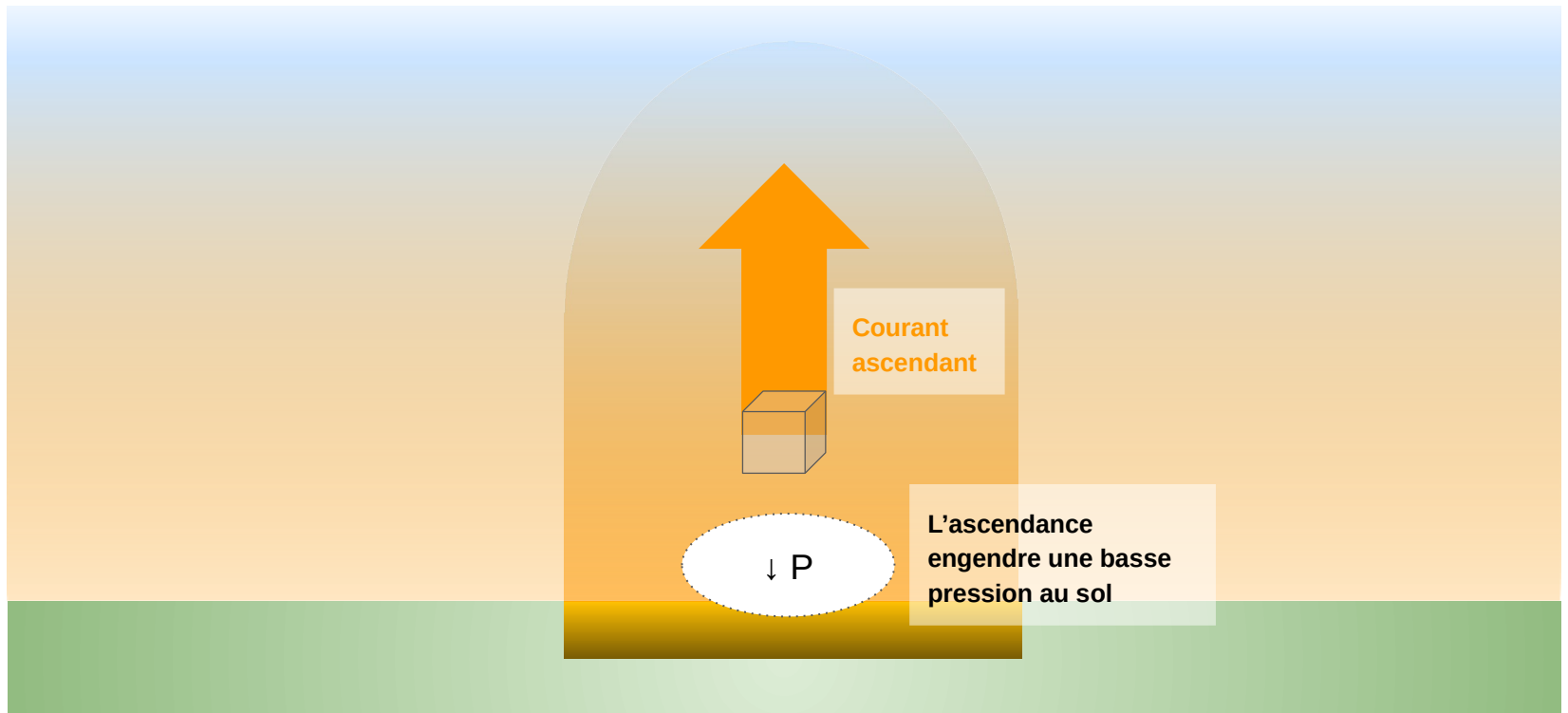
*idem selon l'axe  $y$*

Si la pression augmente selon  $x$ , la parcelle se déplace en sens inverse et réciproquement.

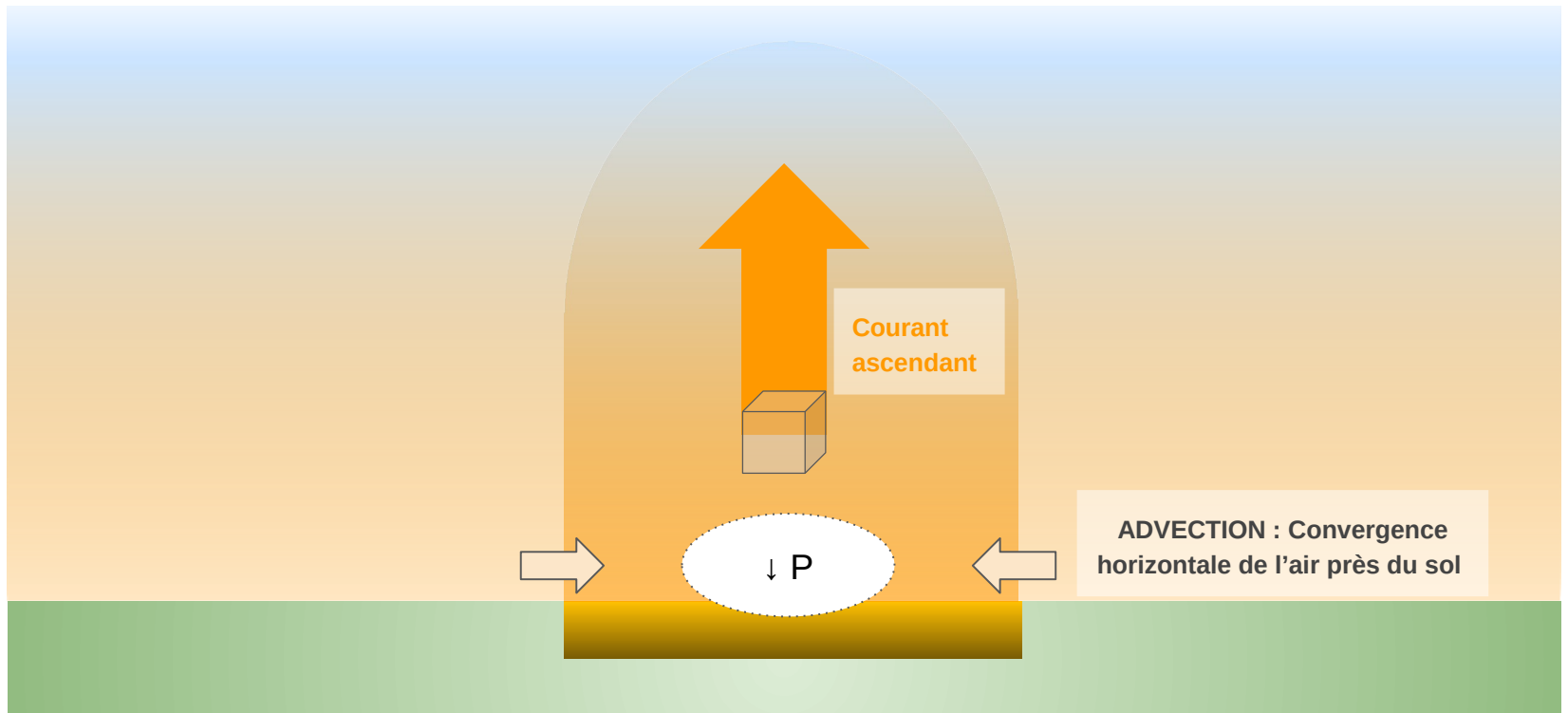
$$\frac{dP}{dx} > 0 \Leftrightarrow a_x < 0$$

$$\frac{dP}{dx} < 0 \Leftrightarrow a_x > 0$$

**L'air se met en mouvement pour réduire les gradients de pression et se déplace systématiquement des hautes pressions vers les basses pressions**



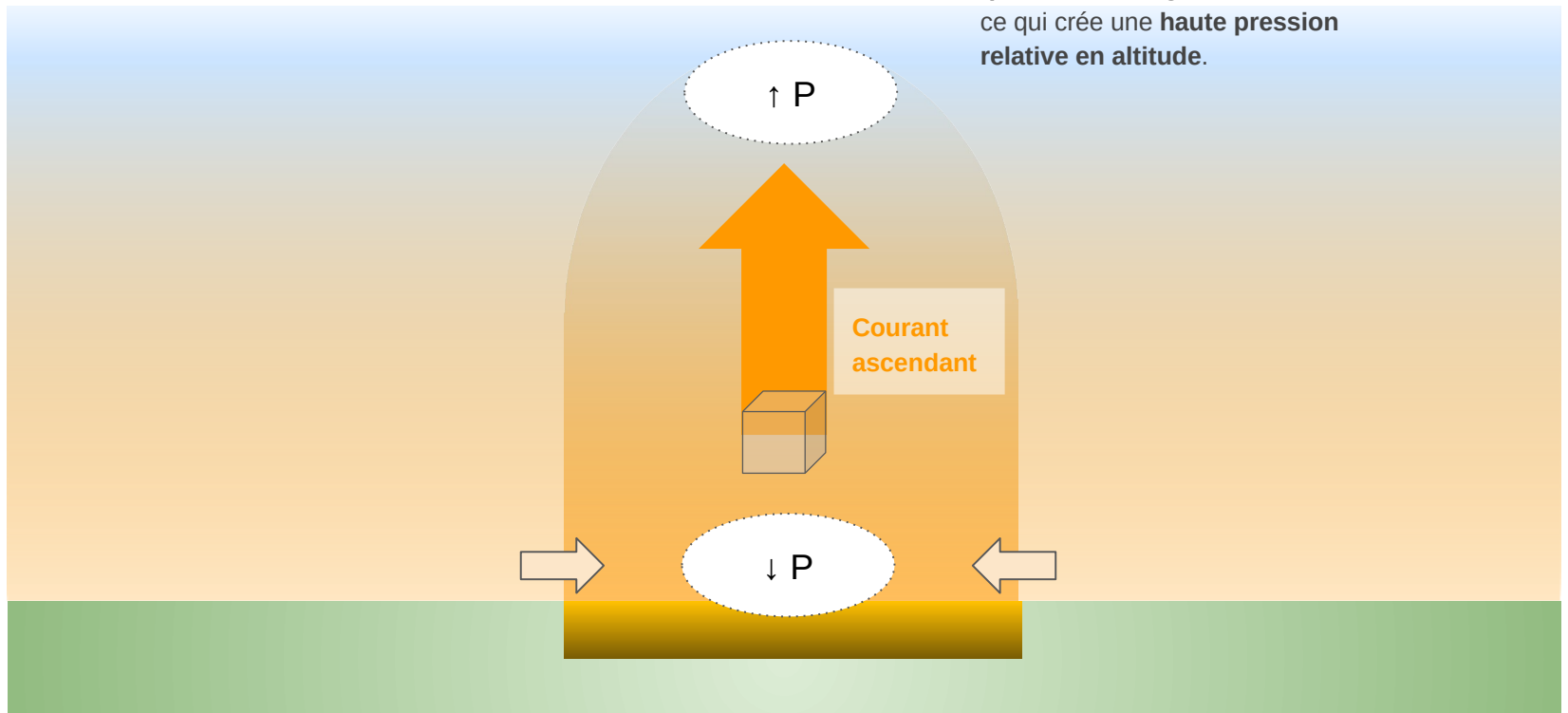
# La convection atmosphérique



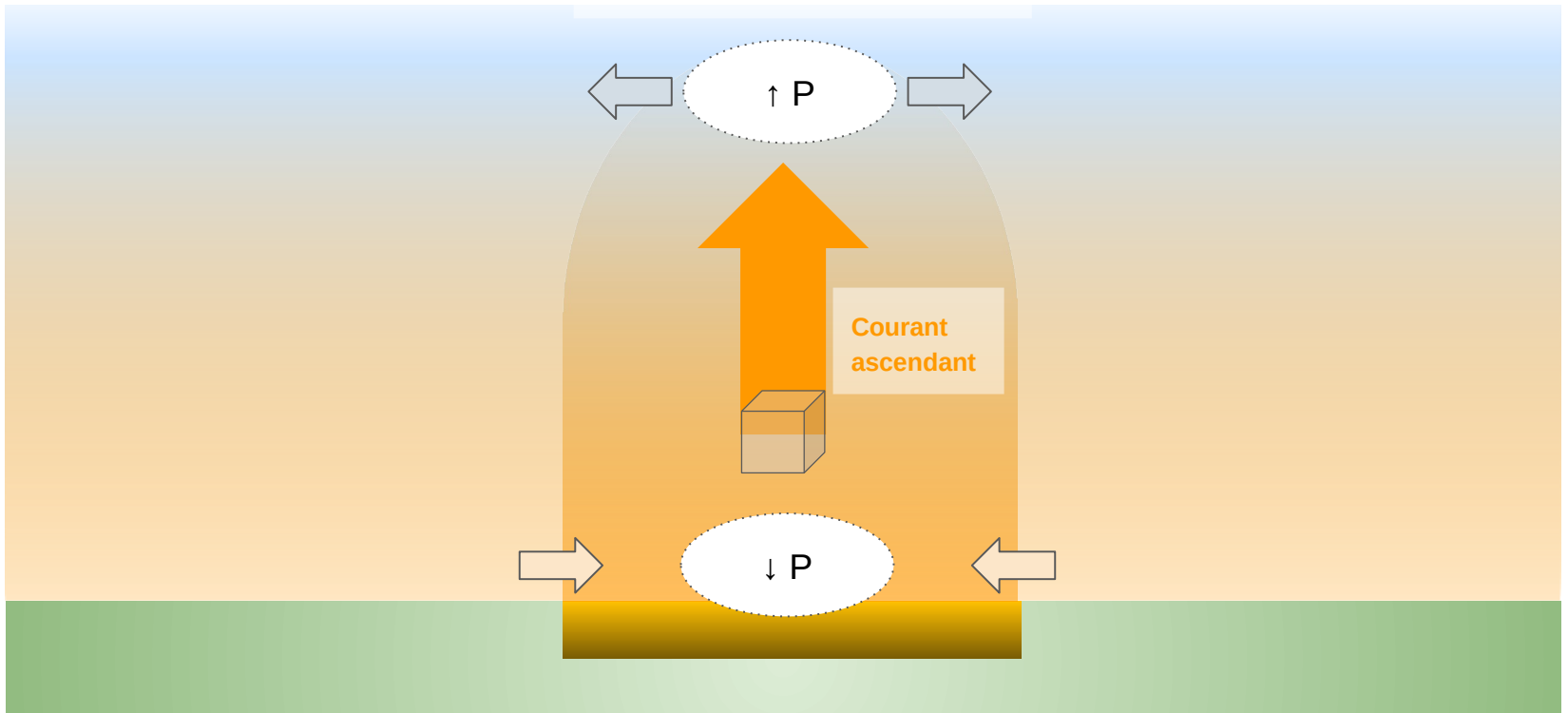


# La convection atmosphérique

En altitude, l'air ascendant s'accumule temporairement. La pression y devient **plus élevée que dans les régions voisines**, ce qui crée une **haute pression relative en altitude**.



**ADVECTION : Divergence  
horizontale de l'air en altitude**



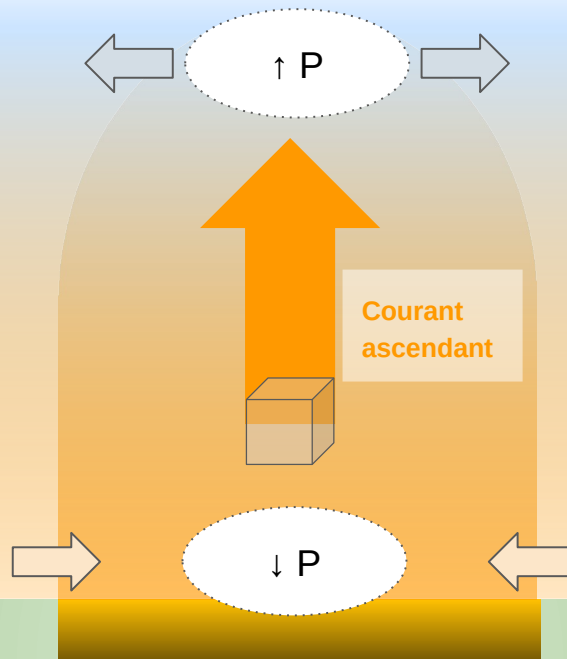
# La convection atmosphérique

Loin de la source de chaleur, l'air se **refroidit** (échanges thermiques, détente).

Selon la loi des gaz parfaits, la baisse de T entraîne une **augmentation de p.**

$$a_z = g \frac{\rho_e - \rho}{\rho} < 0$$

Refroidissement  
en altitude



# La convection atmosphérique

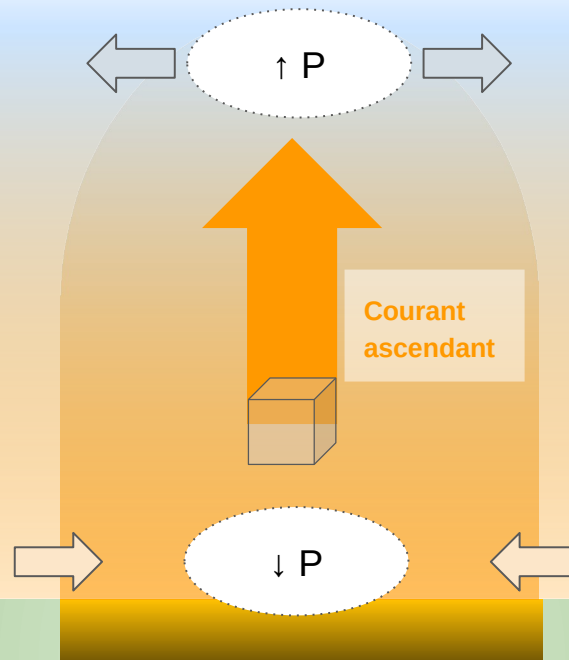
Loin de la source de chaleur, l'air se **refroidit** (échanges thermiques, détente).

Selon la loi des gaz parfaits, la baisse de T entraîne une **augmentation de p**.

$$a_z = g \frac{\rho_e - \rho}{\rho} < 0$$

Refroidissement  
en altitude

Courant  
descendant

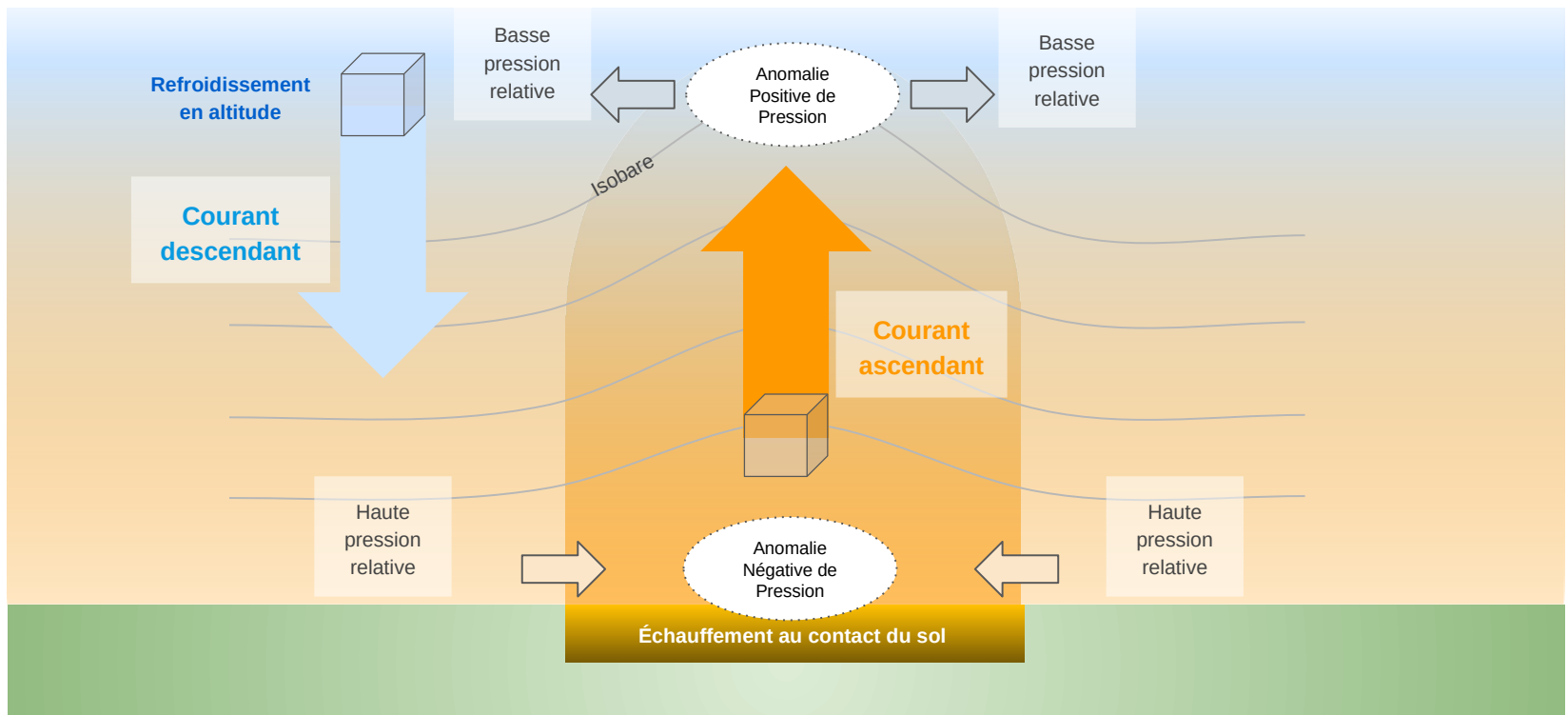


# La convection atmosphérique

On observe :

- une ascendance dans la région chauffée,
- une divergence en altitude,
- une subsidence en périphérie,
- une convergence près du sol.

L'ensemble de ces mouvements forme une **cellule de convection**.



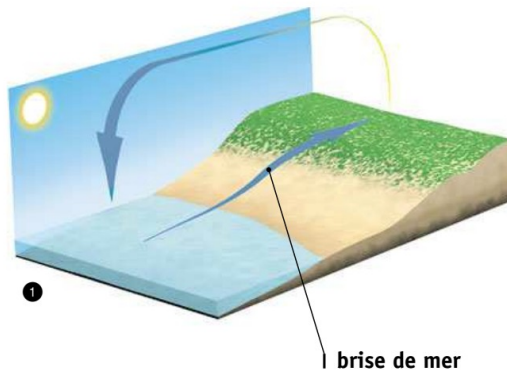
# La convection atmosphérique

## Exemple des brises thermiques

L'échauffement local du sol engendre une dilatation de l'air et la formation d'une zone **basse pression** en surface. Cette zone attire les masses d'air marines. C'est la **brise de mer**.



DAY TIME

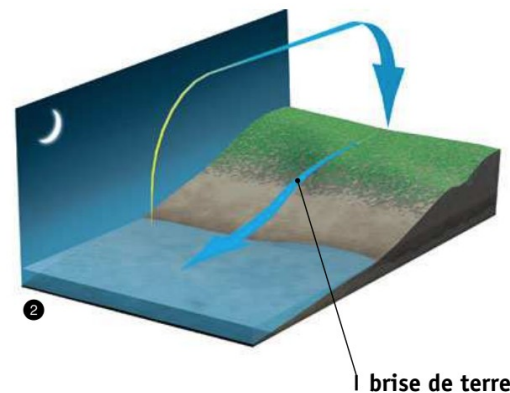


1

La nuit, la surface de l'océan se refroidit moins vite que le sol du continent. Il se forme une zone **haute pression** au-dessus de l'océan. Cette zone attire les masses d'air continentales. C'est la **brise de terre**.



NIGHT TIME



2

Les cellules de convection  
atmosphérique peuvent se produire à  
n'importe quelle échelle dès lors qu'il y a  
échauffement d'une partie des masses  
d'air.

Cependant, il est nécessaire de prendre  
en compte l'action d'une autre force pour  
comprendre totalement le mouvement  
des masses d'air...



# Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

## Partie 2 · Dynamique de l'atmosphère

*2.1. Portrait de l'atmosphère*

*2.2. Les échanges thermiques surface-atmosphère*

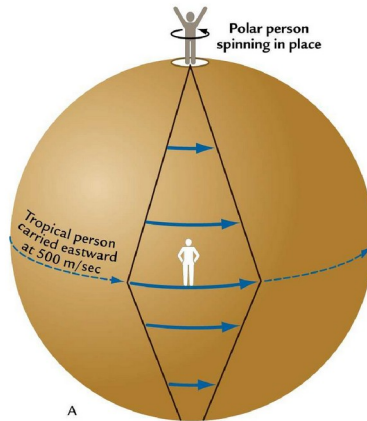
*2.3. La convection atmosphérique*

**2.4. La force de Coriolis**

*2.5. La circulation générale de l'atmosphère*

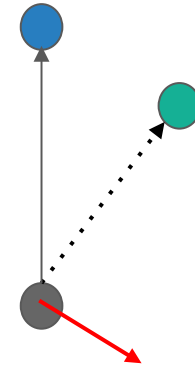
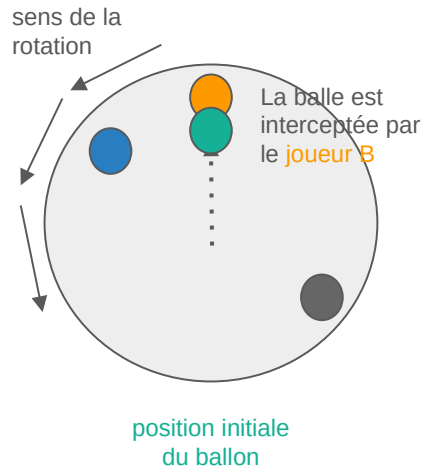
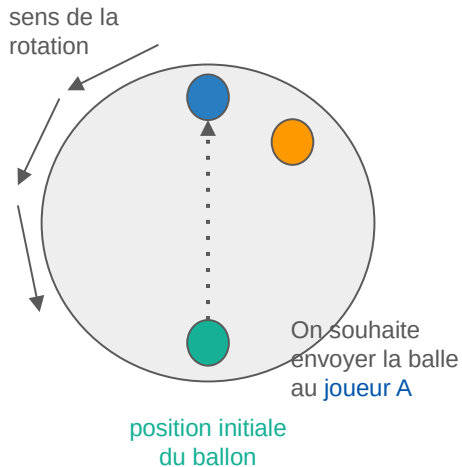
*2.6. Phénomènes saisonniers*

# La force de Coriolis



Le disque tourne à vitesse angulaire constante. Une balle est lancée en ligne droite du centre vers un joueur (A). On observe le mouvement depuis le disque

Dans un référentiel **non tournant** (vu de l'extérieur), la balle suit une **trajectoire rectiligne**. Elle va bien vers le joueur A.

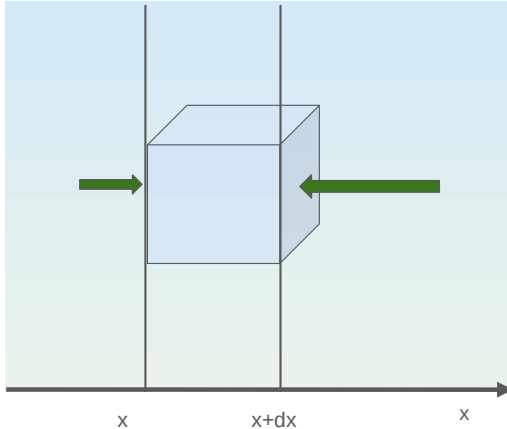


Force liée à la rotation du disque  
**Force de Coriolis**

Depuis le référentiel du disque, le joueur A **se déplace pendant que la balle est en vol** et la trajectoire de la balle **semble incurvée**. La balle est interceptée par le **joueur B**. Cette déviation apparente est expliquée par l'introduction d'une force fictive : la force de Coriolis.

## Mouvements **horizontaux**

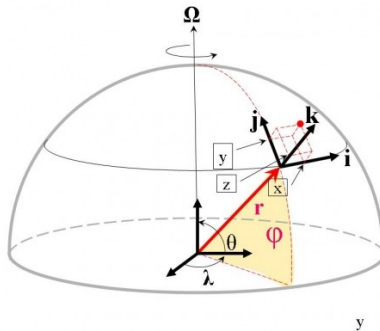
Le mouvement horizontal d'une parcelle d'air résulte du **déséquilibre entre les forces de pression horizontales**.



Equation générale du mouvement horizontal

$$\text{Gradient de pression horizontale} \left\{ -\frac{1}{\rho} \nabla_h \vec{P} = \frac{d\vec{v}}{dt} \right\} \text{Accélération horizontale}$$

si on néglige l'influence de la rotation de la Terre !



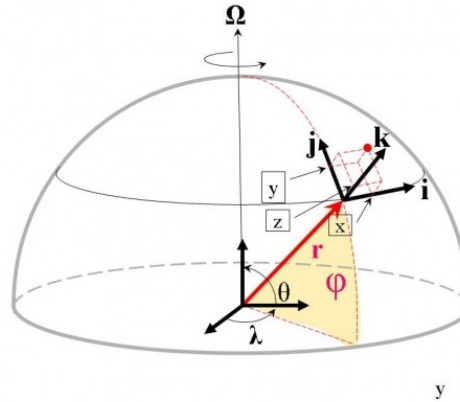
Dans un référentiel en rotation à la vitesse  $\Omega$ ,  
l'équation du mouvement horizontal devient :

$$-\frac{1}{\rho} \nabla_h \vec{P} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} = \frac{d\vec{v}}{dt}$$

Gradient de pression horizontale      Force de Coriolis      Accélération horizontale

## Influence de la force de Coriolis

La Terre tourne. À grande échelle, cette rotation modifie profondément les mouvements horizontaux des masses d'air.



On se place dans un repère local  $x$  (direction Est),  $y$  (direction Nord) et  $z$  (verticale).

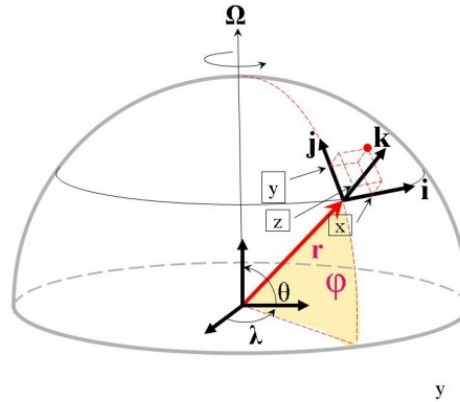
- Vecteur vitesse :  $(v_x, v_y, v_z)$
- Vecteur rotation de la Terre :  $(0, \Omega \cos(\varphi), \Omega \sin(\varphi))$  où  $\varphi$  latitude

Le produit vectoriel s'écrit :

$$\vec{2\Omega} \times \vec{v} = \begin{pmatrix} -2\Omega \sin(\varphi) v_y \\ 2\Omega \sin(\varphi) v_x \\ -2\Omega \cos(\varphi) v_x \end{pmatrix}$$

## Influence de la **force de Coriolis** sur le mouvement horizontal d'une parcelle d'air

La Terre tourne. À grande échelle, cette rotation modifie profondément la les mouvements horizontaux des masses d'air.



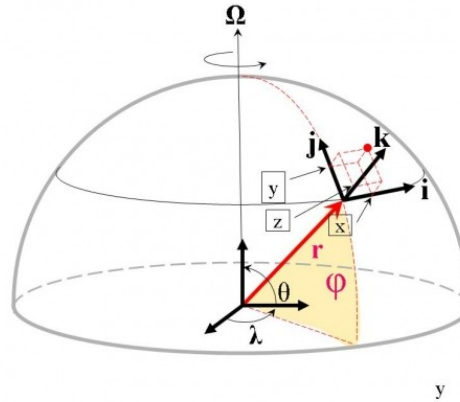
Le mouvement horizontal d'une parcelle d'air  
est donc décrit par les équations :

$$\frac{-1}{\rho} \frac{dP}{dx} + 2\Omega \sin(\varphi) v_y = a_x$$

$$\frac{-1}{\rho} \frac{dP}{dy} - 2\Omega \sin(\varphi) v_x = a_y$$

## Influence de la **force de Coriolis** sur le mouvement horizontal d'une parcelle d'air

La Terre tourne. À grande échelle, cette rotation modifie profondément la les mouvements horizontaux des masses d'air.



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

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

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

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

Dans l'hémisphère Nord :

$$0 < \varphi < 90^\circ \Rightarrow f = 2\Omega \sin(\varphi) > 0$$



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

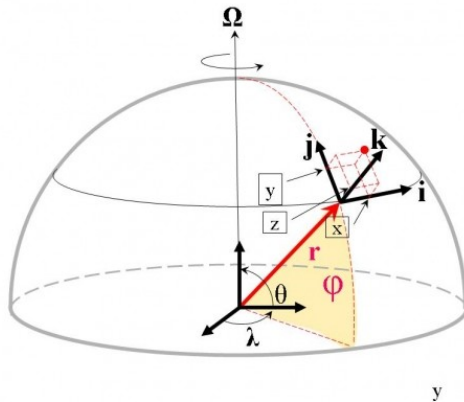
Si  $v_y > 0$  (mouvement vers le Nord)  
→ accélération vers l'Est

si  $v_y < 0$  (mouvement vers le Sud)  
→ accélération vers l'Ouest

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

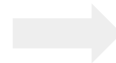
Si  $v_x > 0$  (mouvement vers l'Est)  
→ accélération vers le Sud

Si  $v_x < 0$  (mouvement vers l'Ouest)  
→ accélération vers le Nord

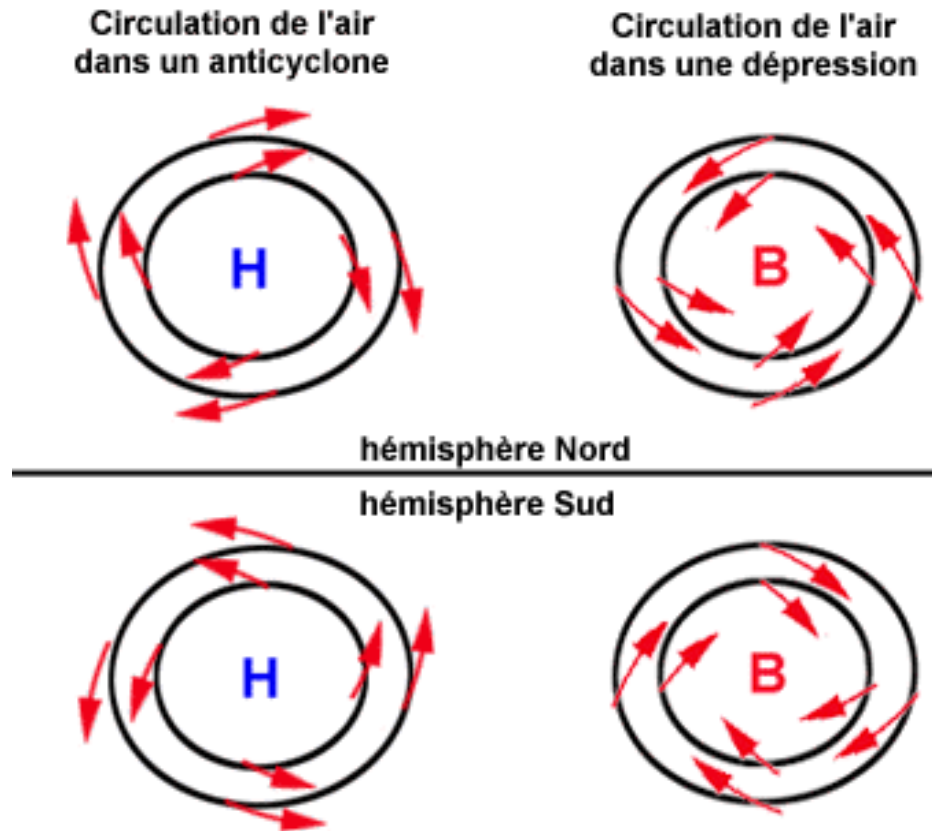


Dans l'hémisphère Sud :

$$-90^\circ < \varphi < 0^\circ \Rightarrow f = 2\Omega \sin(\varphi) < 0$$

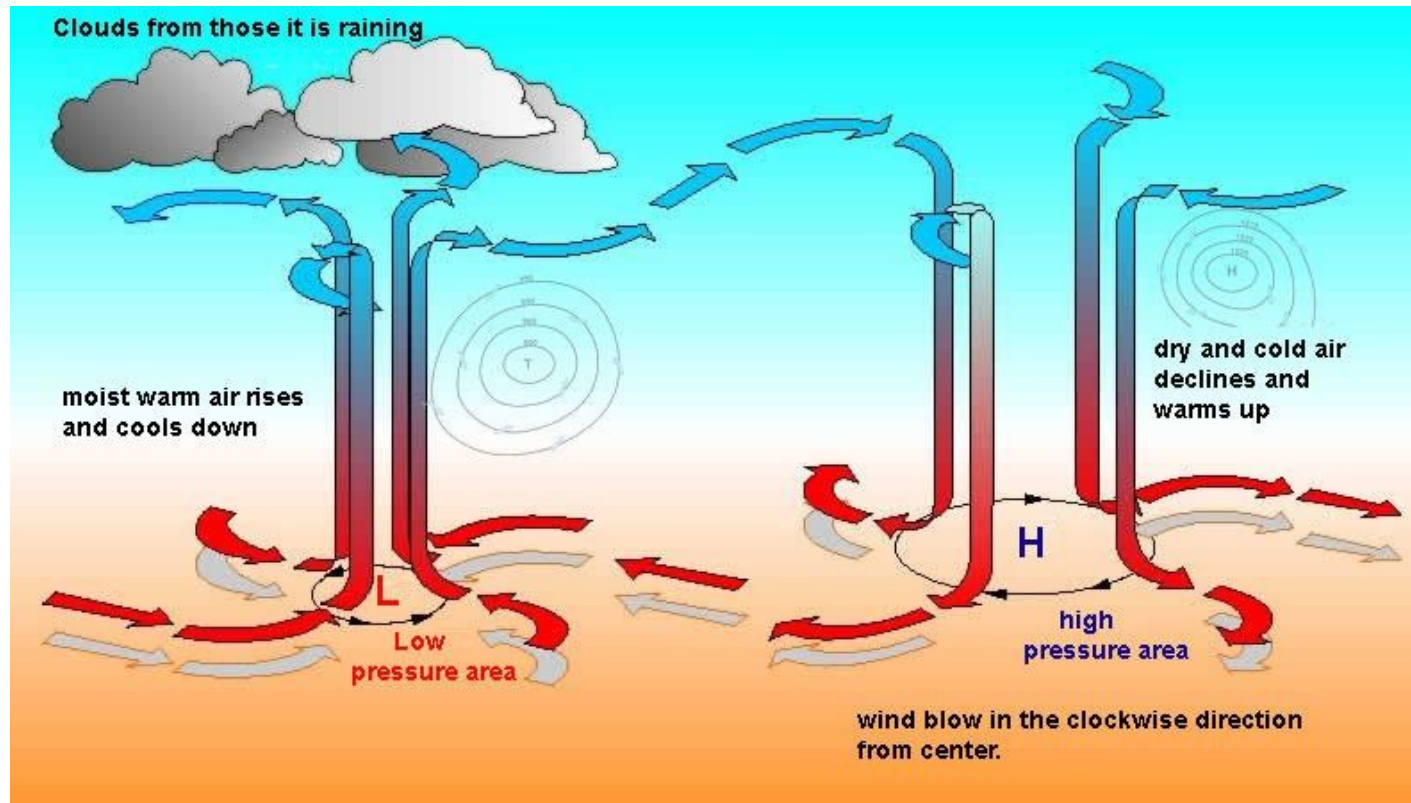


C'est l'opposé !



La force de Coriolis dévie les vents de l'hémisphère Nord à droite de leur trajectoire. A l'inverse, la force de Coriolis dévie les vents de l'hémisphère Sud à gauche de leur trajectoire





## Cas particulier : Le vent géostrophique

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

$$\begin{aligned}-\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx} + f v_y &= a_x \\ -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dy} - f v_x &= a_y \\ f &= 2\Omega \sin(\varphi)\end{aligned}$$

Lorsque l'accélération horizontale est nulle ( $a_x = 0$  et  $a_y = 0$ ),  
on obtient :

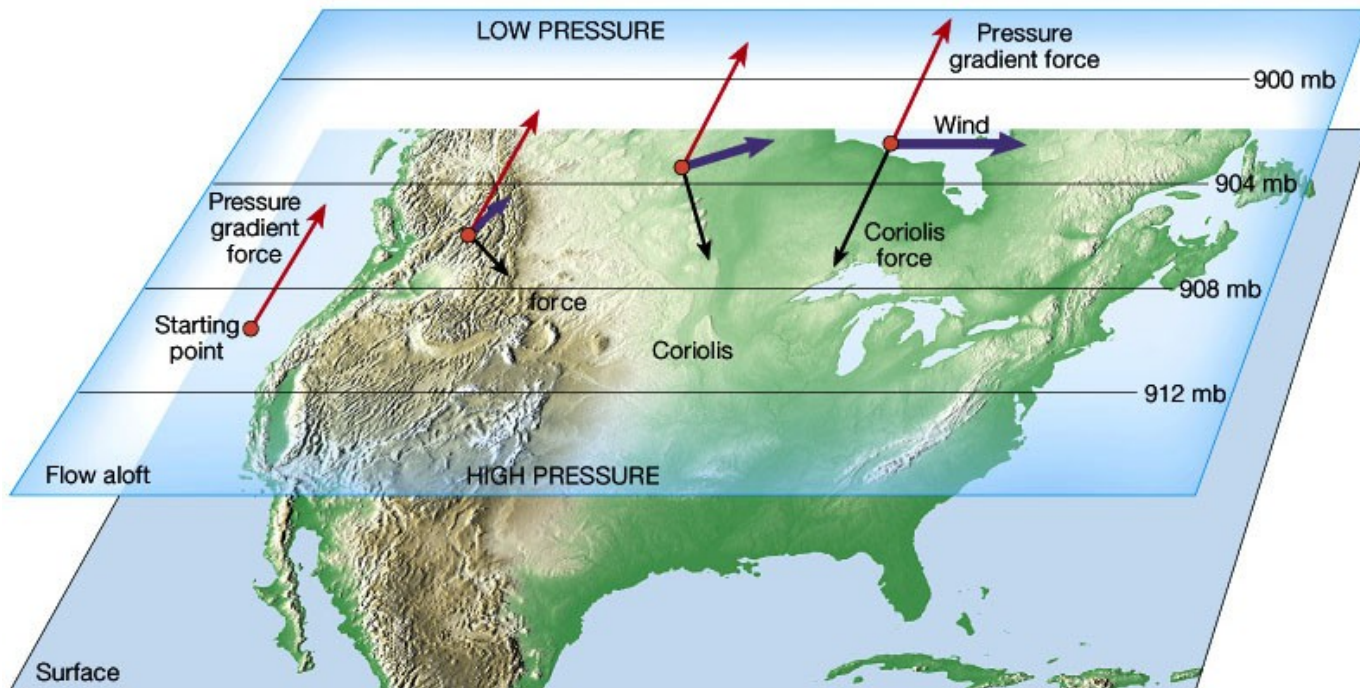
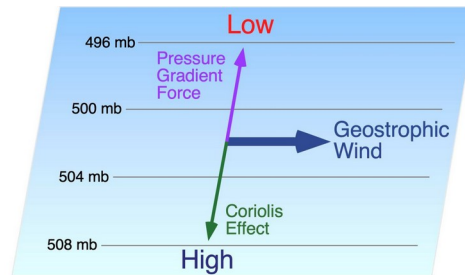
$$\begin{aligned}f v_y &= \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx} \\ f v_x &= -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dy}\end{aligned}$$

Ces équations nous donne l'expression d'un vent horizontal  
stationnaire ( $v_x, v_y$ ) aussi appelé vent géostrophique.

# La force de Coriolis

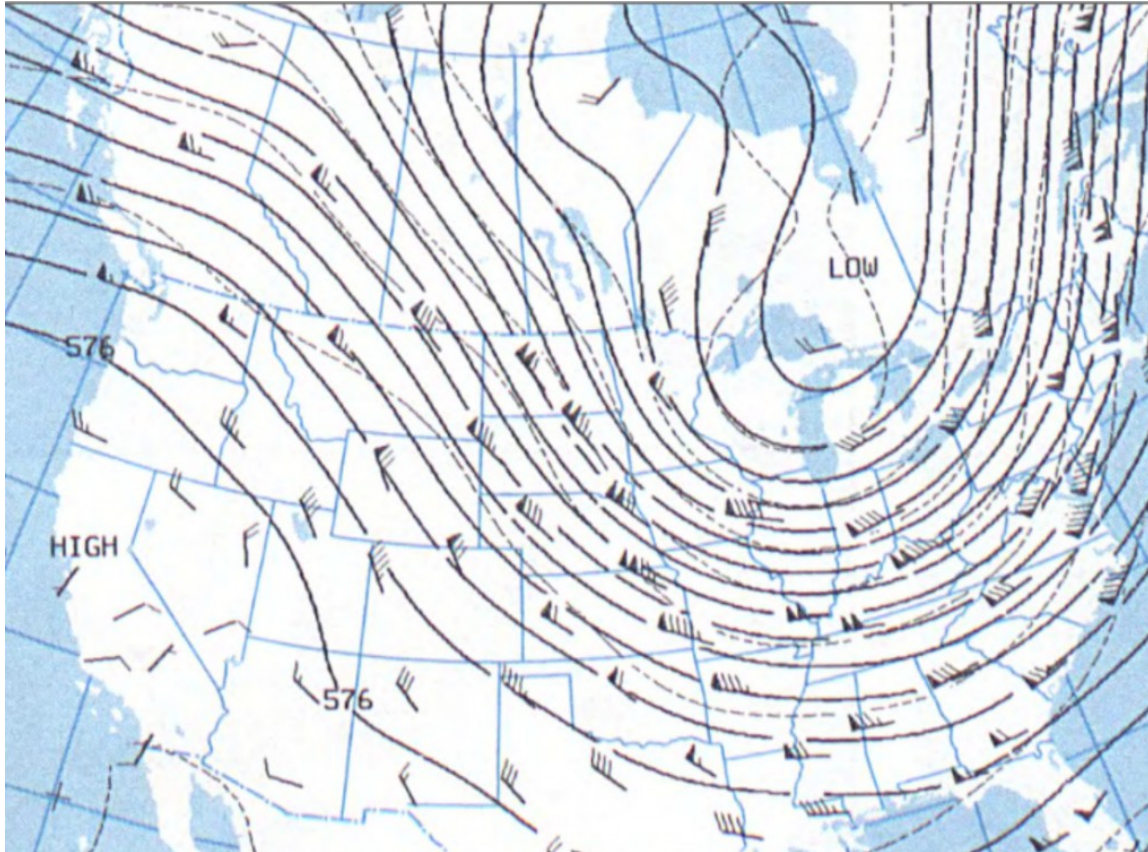
## Cas particulier : Le vent géostrophique

Le vent géostrophique souffle parallèle aux isobares.



## Cas particulier : Le vent géostrophique

Le vent géostrophique souffle parallèle aux isobares.



C'est le régime dominant de la météorologie synoptique  
(échelle spatiale > 1 000 km) des moyennes latitudes.

## Exercice 3 : Calcul du vent géostrophique

On considère un champ de pression horizontal idéalisé au-dessus de l'Atlantique Nord à la surface isobare de 500 hPa. Entre deux points A et B distants de 200 km selon un axe ouest–est, la pression mesurée est :

- $P_A = 500$  hPa
- $P_B = 498$  hPa

La densité moyenne de l'air à ce niveau est  $\rho = 0.7$  kg/m<sup>3</sup>

La latitude est 45°N

On rappelle :

- Paramètre de Coriolis :  $f = 2\Omega \sin\varphi$
- $\Omega = 7.29 \times 10^{-5}$  s<sup>-1</sup>
- Accélération de la pesanteur :  $g = 9.81$  m/s<sup>2</sup>

De plus : 
$$fv_y = \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx}$$

- Calculer la différence de pression  $\Delta P = P_B - P_A$
- En déduire le gradient horizontal de pression  $\frac{dP}{dx}$  en Pa/m
- Calculer la valeur du paramètre de Coriolis  $f$  à 45°N
- Calculer la vitesse du vent géostrophique  $v_y$  entre les points A et B.
- Le vent géostrophique souffle-t-il vers le nord ou vers le sud dans cette configuration ? Justifier.
- Représenter par un petit schéma le gradient de pression et le vent associé.





# Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

## Partie 2 · Dynamique de l'atmosphère

*2.1. Portrait de l'atmosphère*

*2.2. Les échanges thermiques surface-atmosphère*

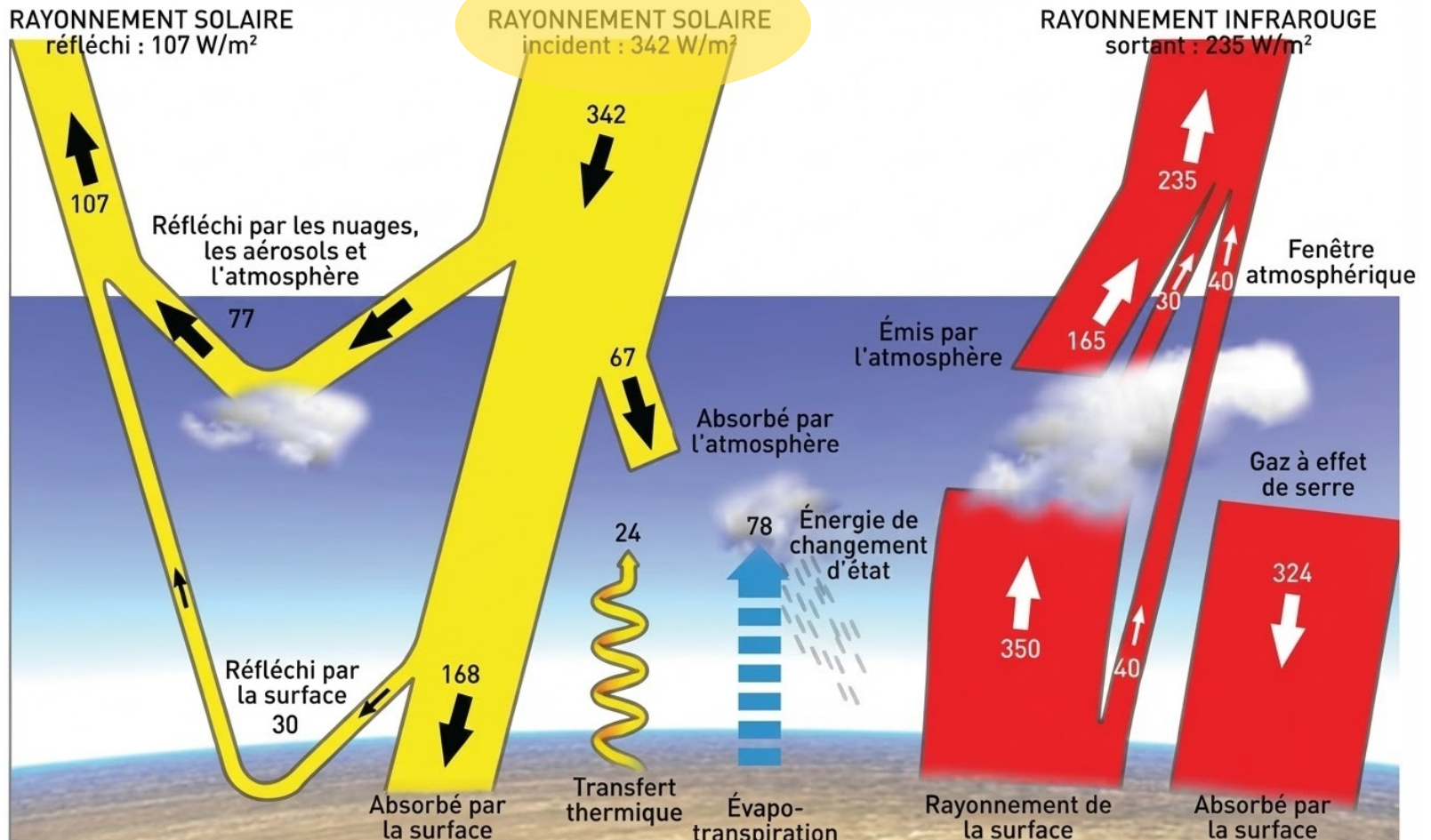
*2.3. La convection atmosphérique*

*2.4. La force de Coriolis*

**2.5. La circulation générale de l'atmosphère**

*2.6. Phénomènes saisonniers*

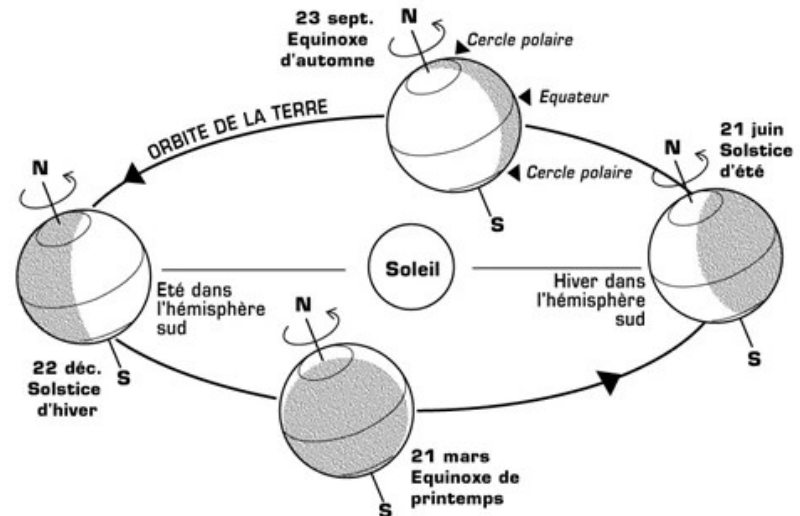
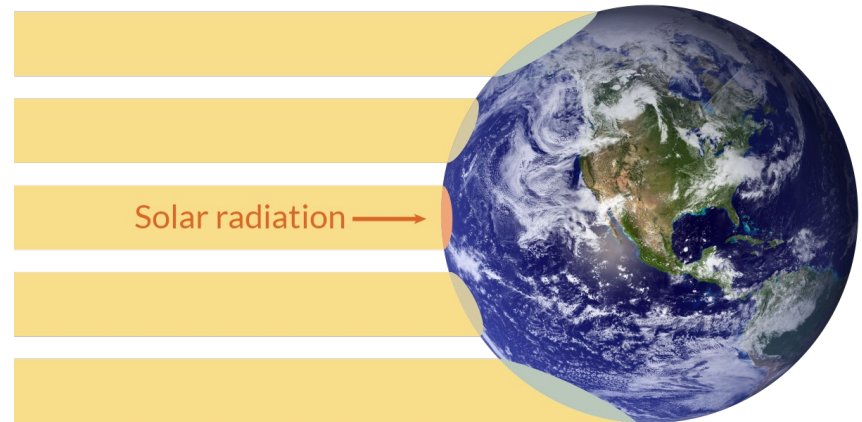
## Valeur moyenne calculée à partir de la constante solaire



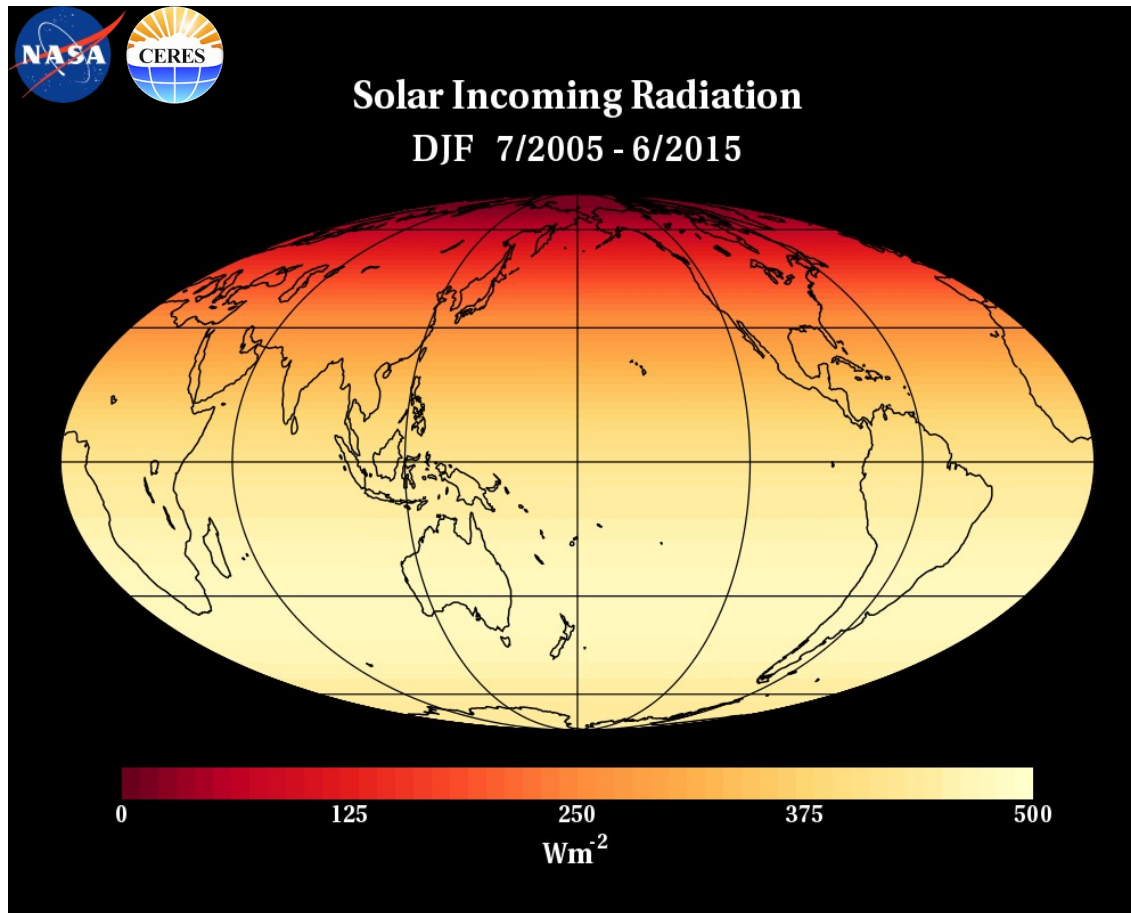


La Terre reçoit l'énergie solaire de manière inégale selon la latitude et les saisons.

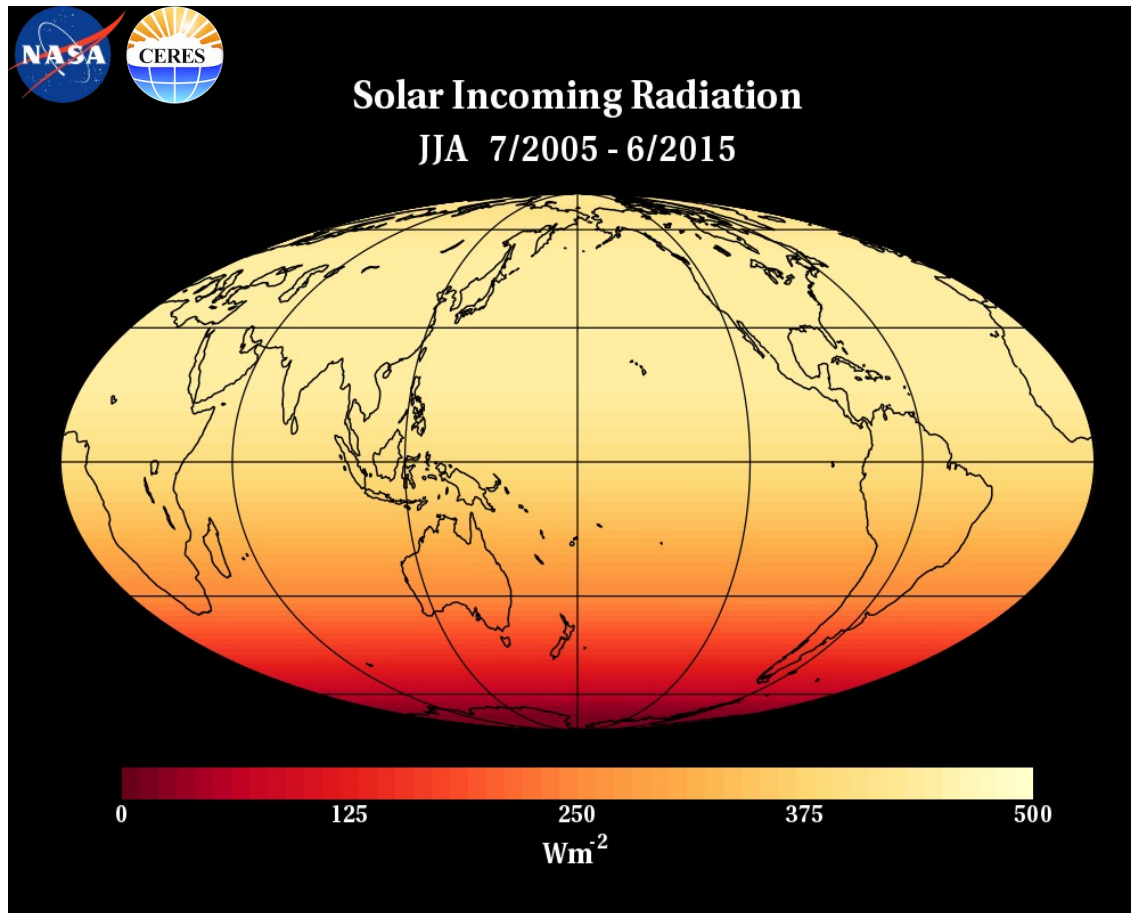
- L'**angle d'incidence** solaire varie selon la latitude : aux hautes latitudes, l'énergie reçue est plus faible car répartie sur une surface plus grande.
- L'**inclinaison de l'axe terrestre** ( $23,5^\circ$ ) provoque les saisons, modifiant la durée du jour et l'angle solaire au cours de l'année.
- L'**équateur reçoit un flux solaire moyen plus élevé**, ce qui crée des contrastes thermiques avec les pôles.



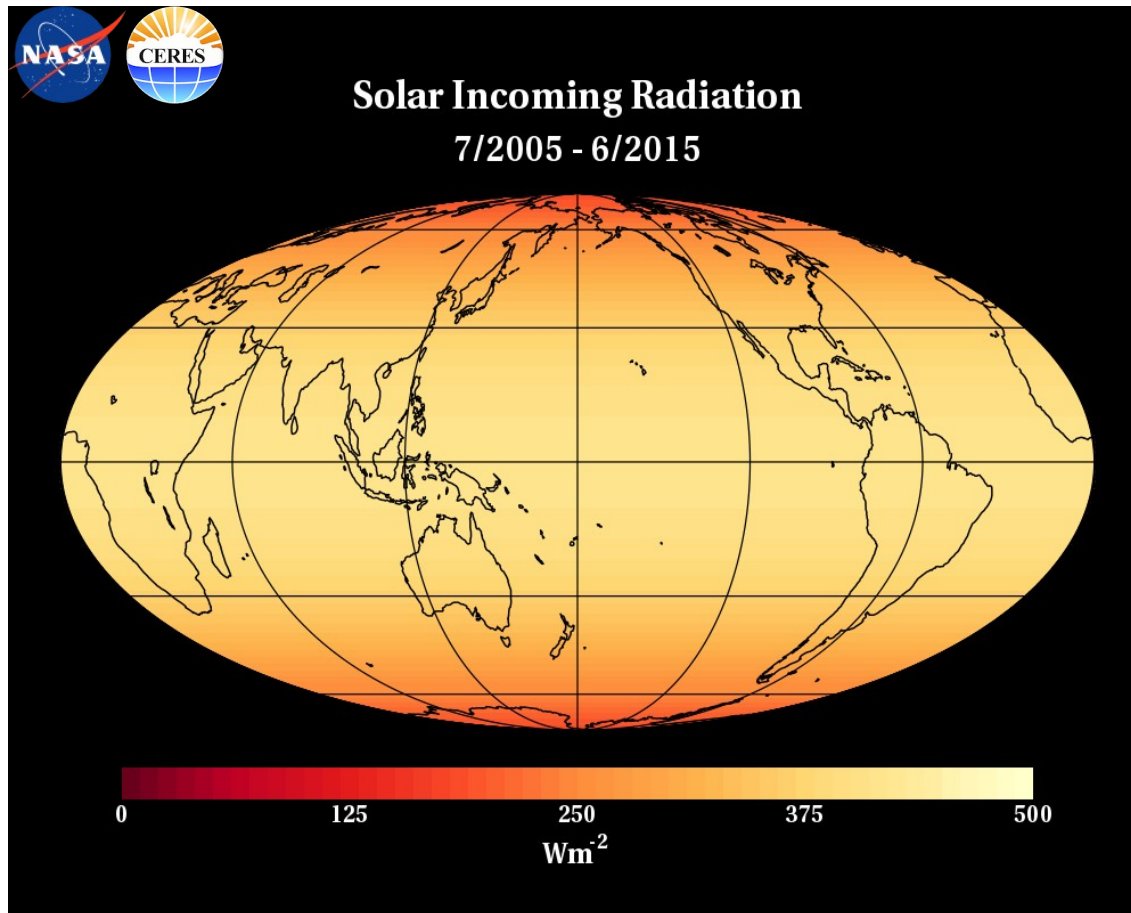
Cartographie du flux solaire incident au sommet de l'atmosphère (*hiver boréal*)



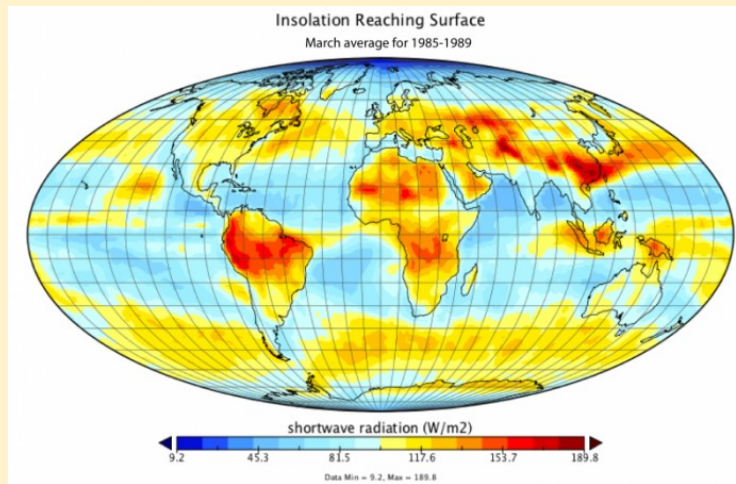
Cartographie du flux solaire incident au sommet de l'atmosphère (*été boréal*)



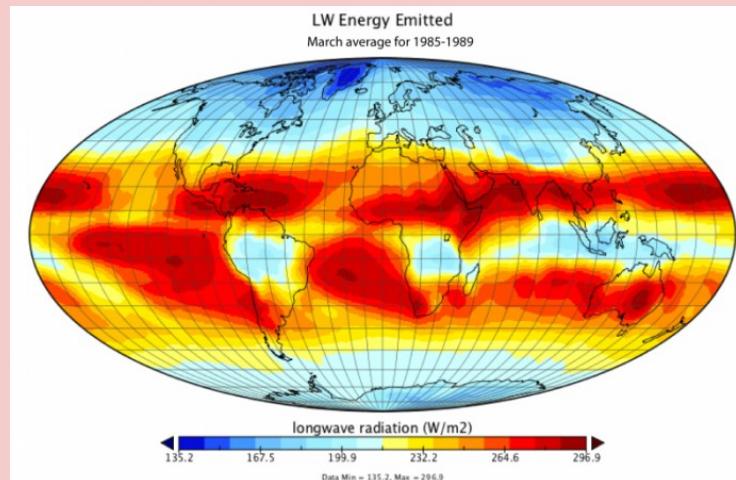
*Cartographie du flux solaire incident au sommet de l'atmosphère (moyenne annuelle)*



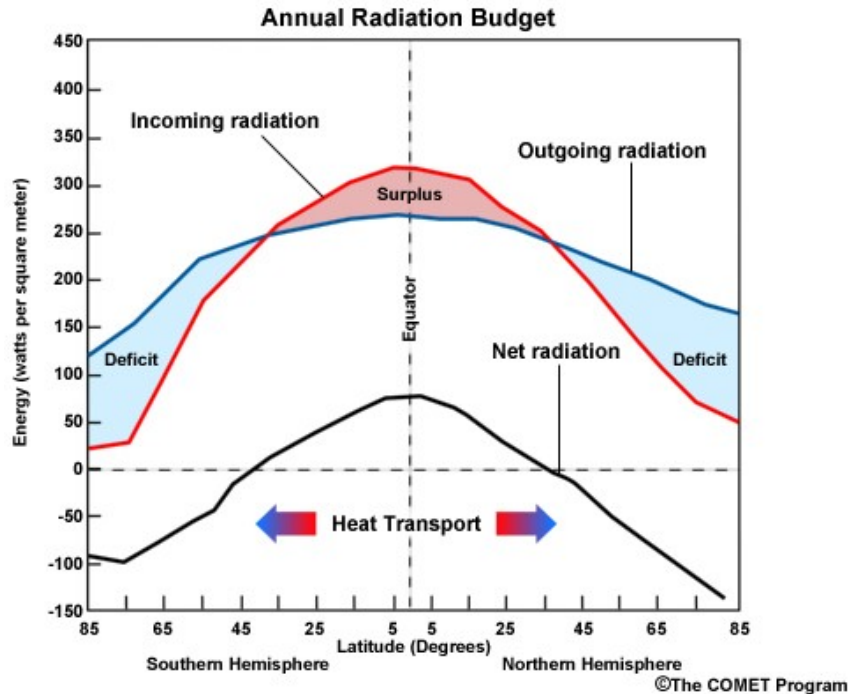
## Flux solaire reçu en surface



## Flux IR émis par la surface



## 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

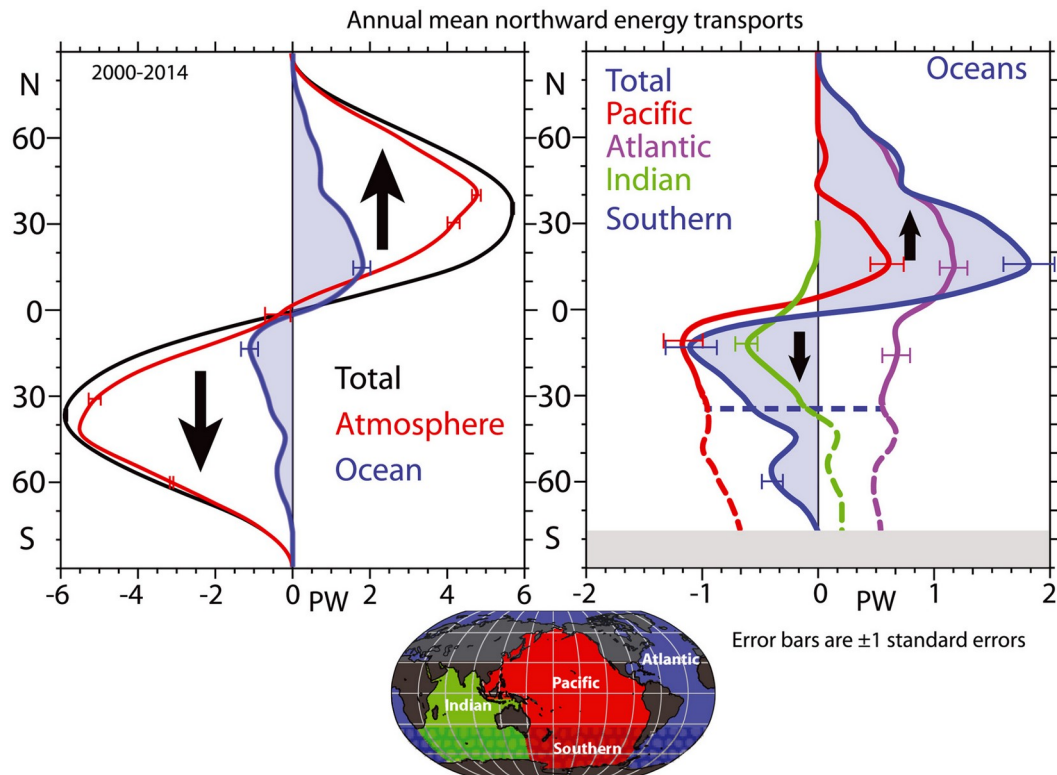
- Entre  $\sim 30^\circ\text{S}$  et  $\sim 30^\circ\text{N}$  : le bilan radiatif est positif → surplus d'énergie.
- Aux moyennes et hautes latitudes : le bilan est négatif → déficit d'énergie.
- Sans transport d'énergie, l'équateur se réchaufferait indéfiniment et les pôles se refroidiraient.

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**.

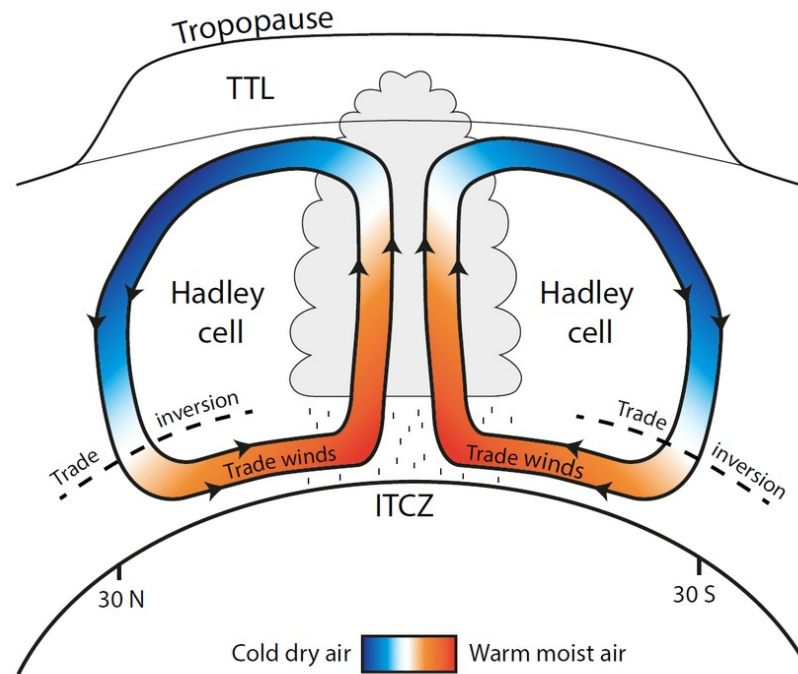
Ce transport est assuré par **l'atmosphère** (vents, cellules de circulation · 60-70%) et **les océans** (courants marins · 30-40%).



## La convection atmosphérique tropicales : les cellules de Hadley

Autour de l'équateur, on observe une **ceinture de basses pressions** : l'air chaud se dilate, devient moins dense et **s'élève**. Cette ascendance rompt localement l'**équilibre hydrostatique**. L'air quittant la surface provoque une **baisse de la pression au sol**.

Cette zone correspond à la **ZCIT** (zone de convergence intertropicale).

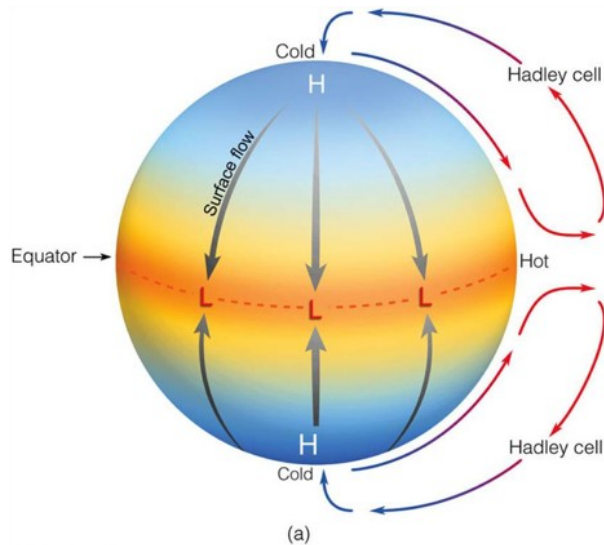




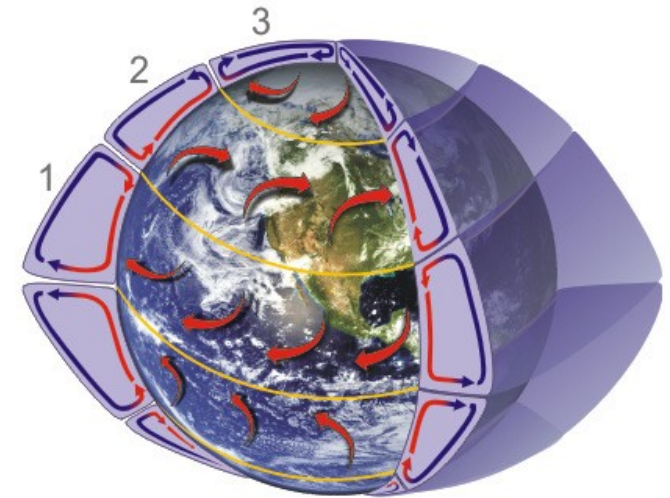
## Trois cellules de convection planétaire

La Terre **tourne** : tout mouvement horizontal est soumis à la **force de Coriolis**.  
Plus la latitude augmente, plus la déviation est forte.

=> L'air ne peut pas maintenir un transport méridien direct sur toute la planète.

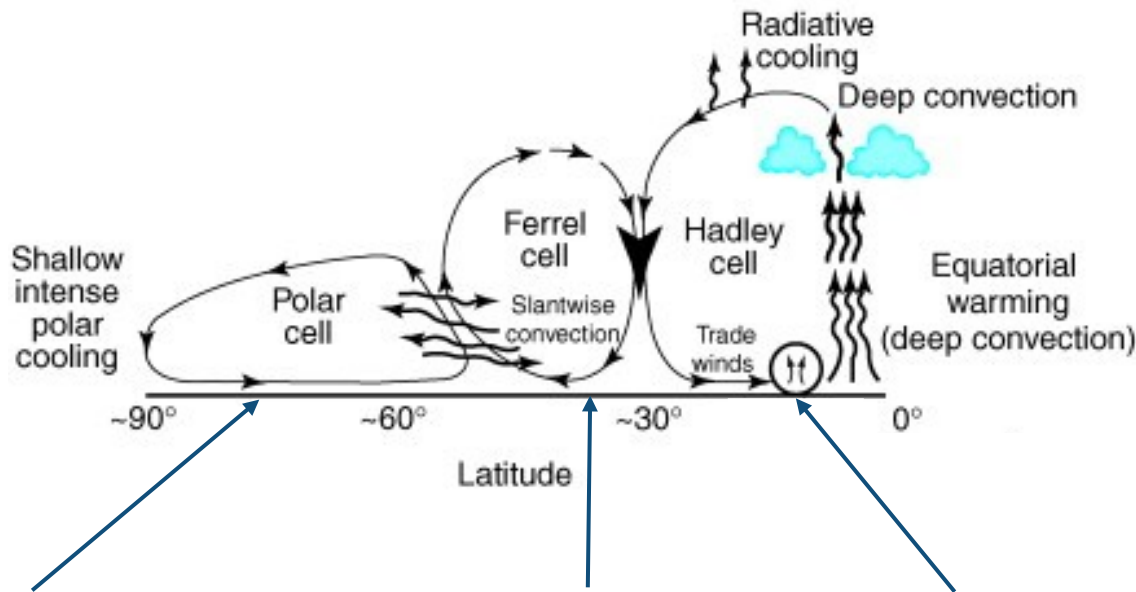


© 2007 Thomson Higher Education



3 cellules de convection planétaire

## Trois cellules de convection planétaire



Aux hautes latitudes :  
air froid, très dense → subsidence,  
ascendance vers ~60° où l'air  
polaire rencontre l'air tempéré.

Cela forme la **cellule polaire**, plus  
faible mais stable.

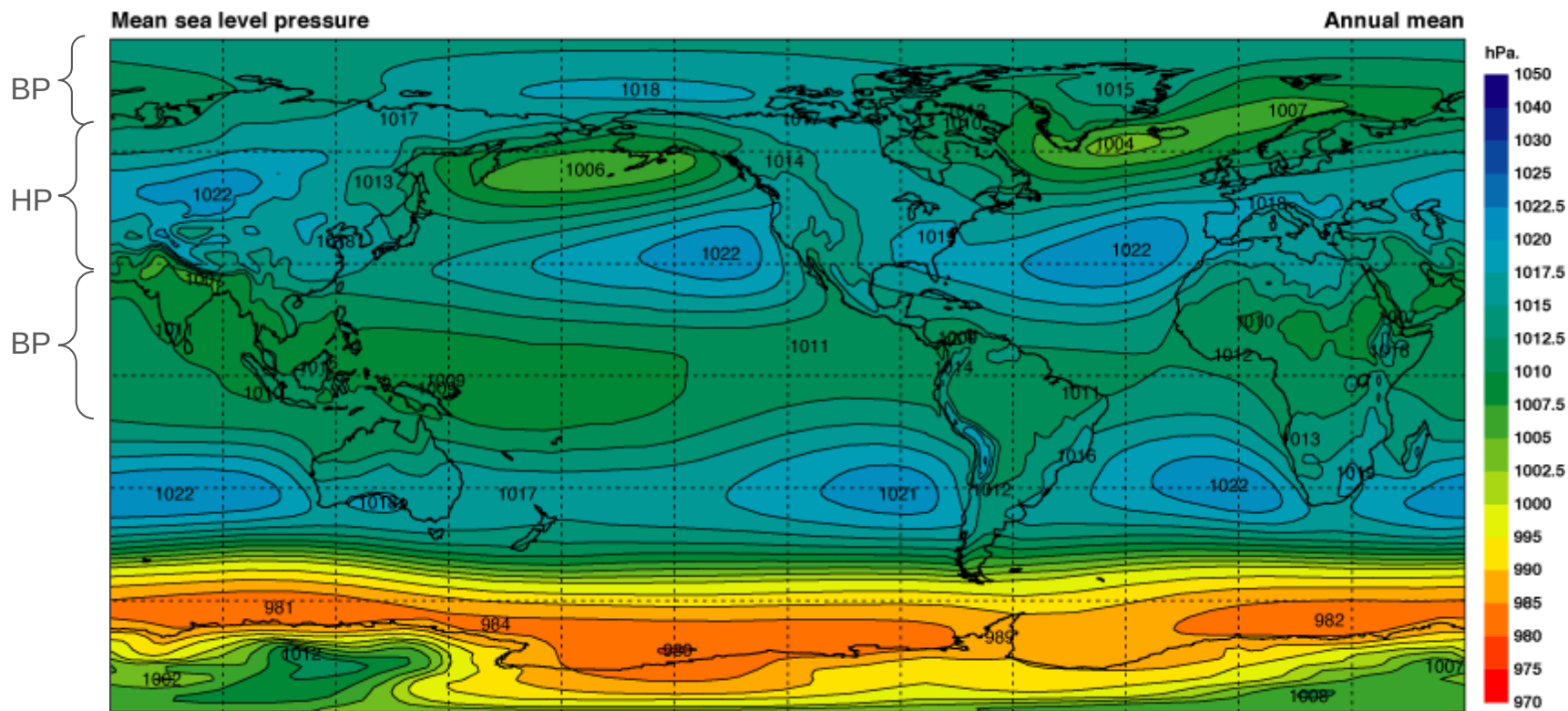
Entre 30° et 60°, la cellule de  
Hadley ne peut plus transporter la  
chaleur, mais le gradient  
thermique persiste. Une circulation  
indirecte se met en place : la  
**cellule de Ferrel**, entretenue par  
les dépressions et anticyclones.

⚠ Ce n'est pas une convection  
thermique classique, mais une  
circulation dynamique.

La circulation équatoriale reste  
possible **sur une distance  
limitée**. C'est la **cellule de Hadley**  
(ascendance à l'équateur,  
divergence en altitude, subsidence  
vers ~30° de latitude).

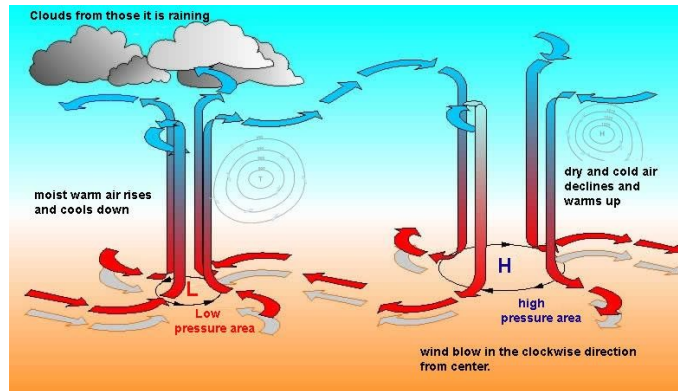
## Pression atmosphérique moyenne annuelle au niveau de la mer

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).

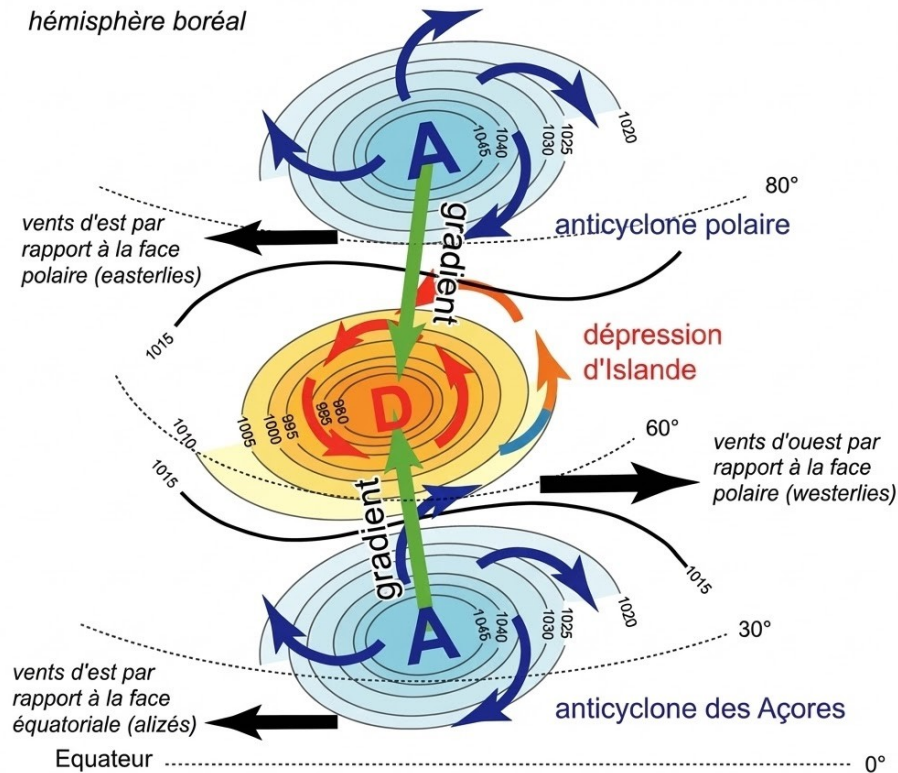


Cette organisation est la trace des grandes **cellules de convection planétaires**.

# Anticyclones et dépressions dans l'hémisphère Nord

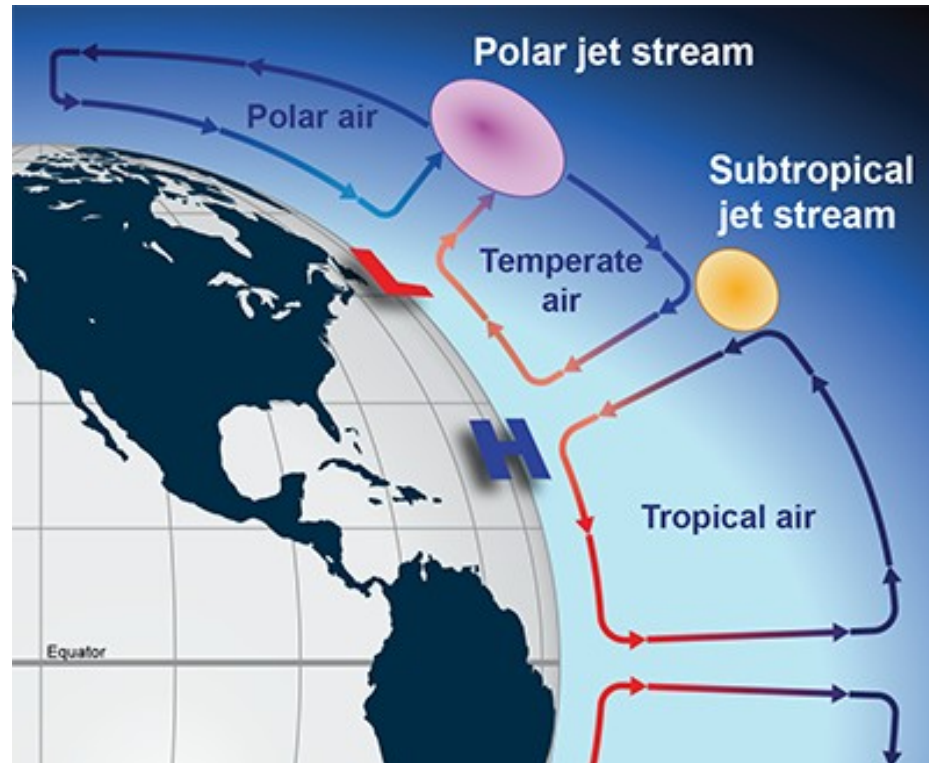


En surface hémisphère boréal



Comme le gradient thermique est maximal aux limites entre masses d'air très différentes (par exemple entre l'air tropical chaud et l'air polaire froid), la vitesse du vent géostrophique devient très forte dans ces régions. Le vent s'y concentre dans une bande étroite en altitude : c'est le courant-jet.

En haute altitude





**WHAT IS THE  
JET STREAM?**

<https://www.youtube.com/watch?v=Lg91eowtfbw>

# Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

## Partie 2 · Dynamique de l'atmosphère

*2.1. Portrait de l'atmosphère*

*2.2. Les échanges thermiques surface-atmosphère*

*2.3. La convection atmosphérique*

*2.4. La force de Coriolis*

*2.5. La circulation générale de l'atmosphère*

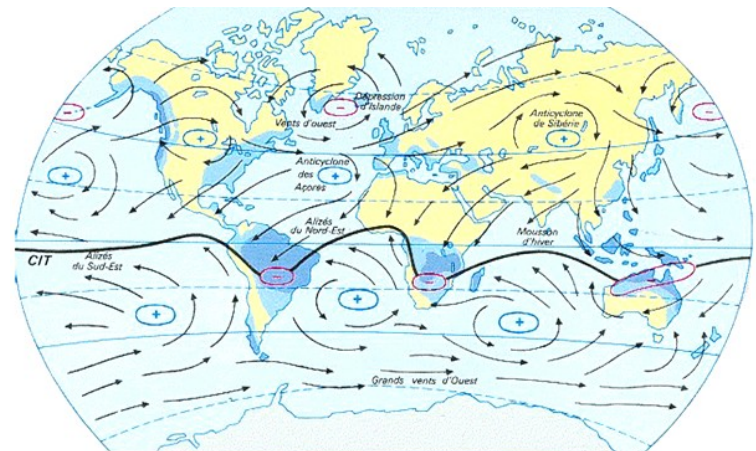
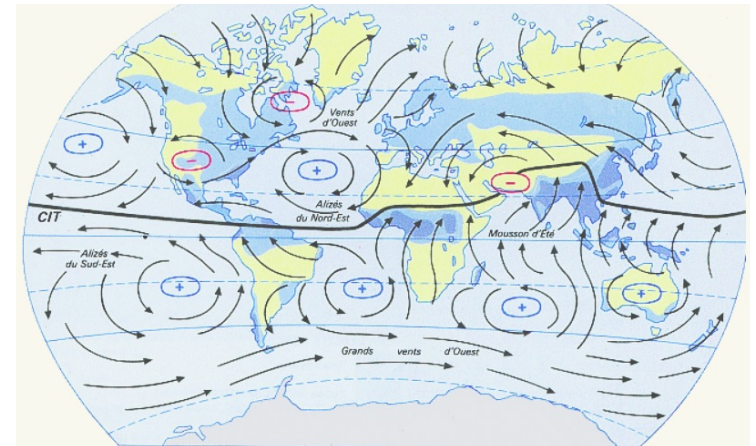
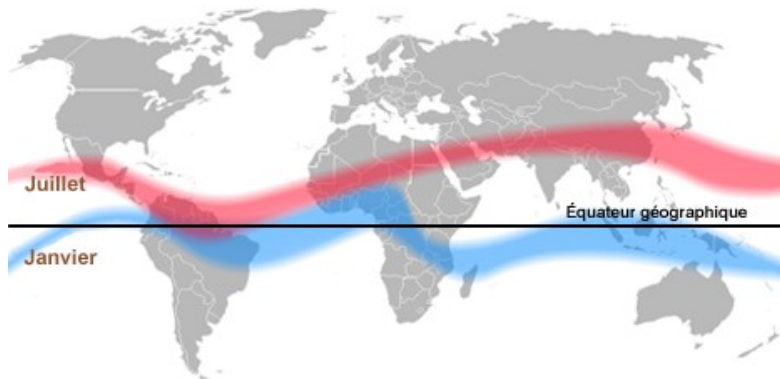
**2.6. Phénomènes saisonniers**



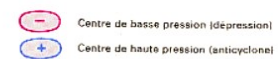
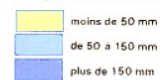
# Variabilité saisonnière des vents de surface

La Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) est la zone de rencontre des Alizés de Nord-Est et de Sud-Est.

Sa position fluctue en fonction de la position du maximum d'énergie solaire reçue par la Terre (plus ou moins au nord ou au sud de l'équateur selon les saisons).



Précipitations sur les continents

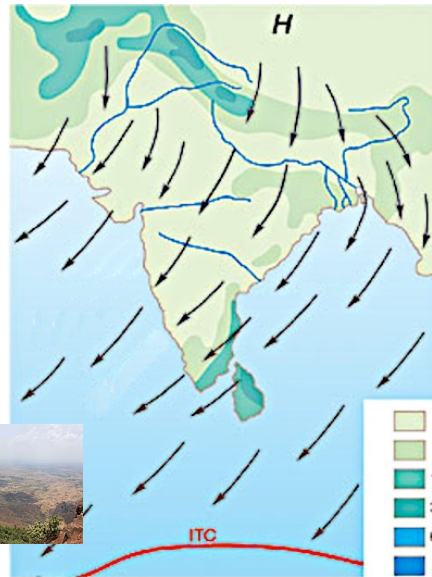




## Exemple de la mousson indienne



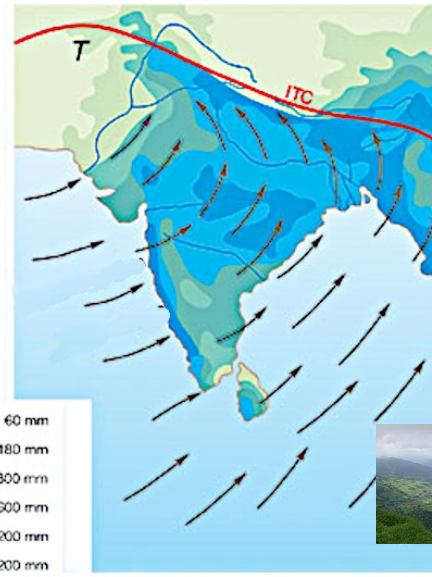
Vents secs du Nord-Ouest  
=> Sécheresses



North-Eastern Monsoon  
(Wintermonsoon)

Total precipitation Dec. → Febr.

ITC = Intra-Tropical Convergence



South-Western Monsoon  
(Summermonsoon)

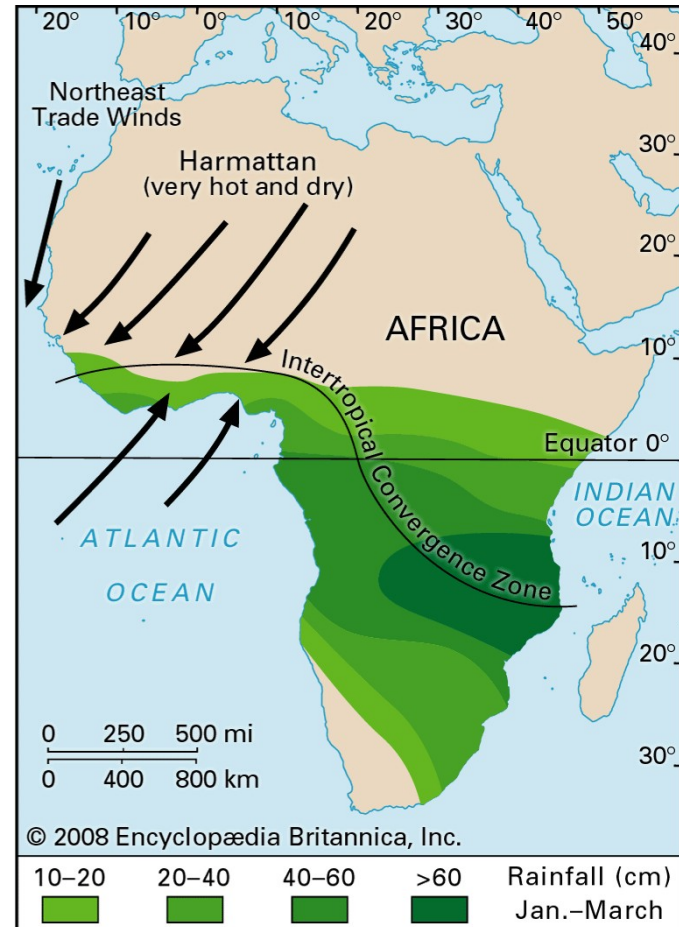
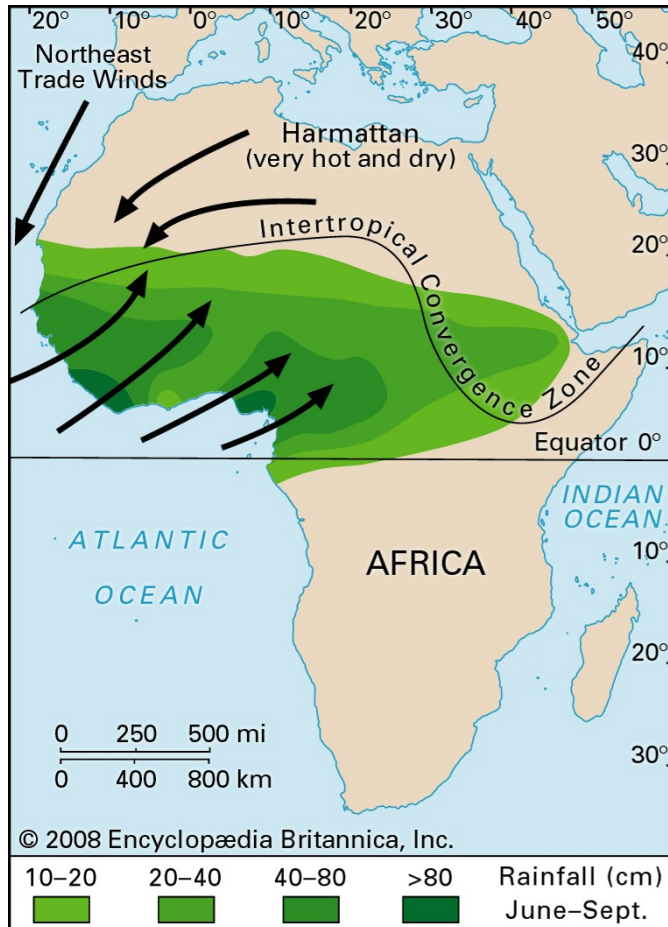
Total precipitation June\_> Sep.



Vents humides du Sud-Est  
=> Inondations

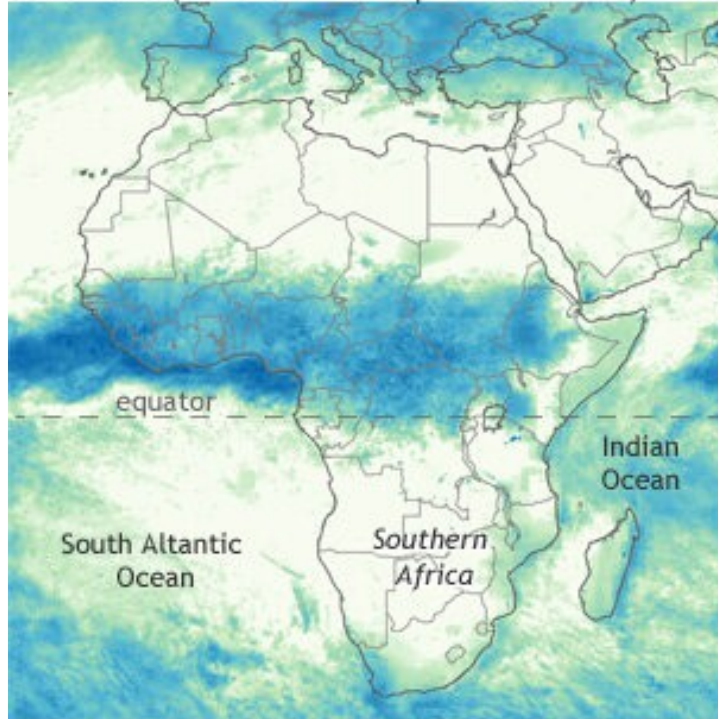


## Exemple de la mousson africaine

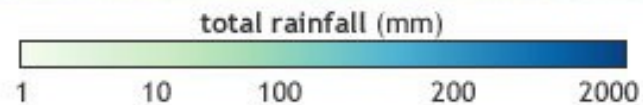
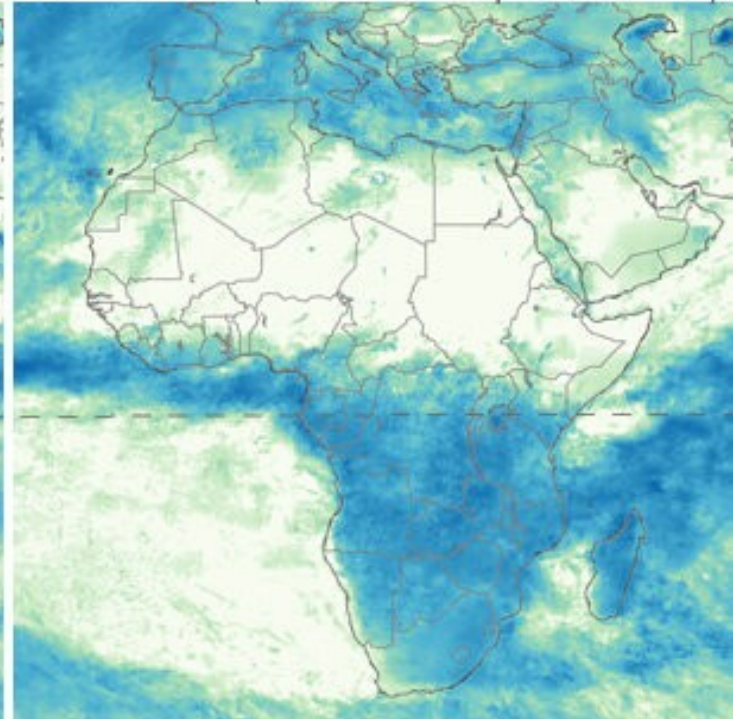


## *Exemple de la mousson africaine*

June 2013 (Northern Hemisphere summer)

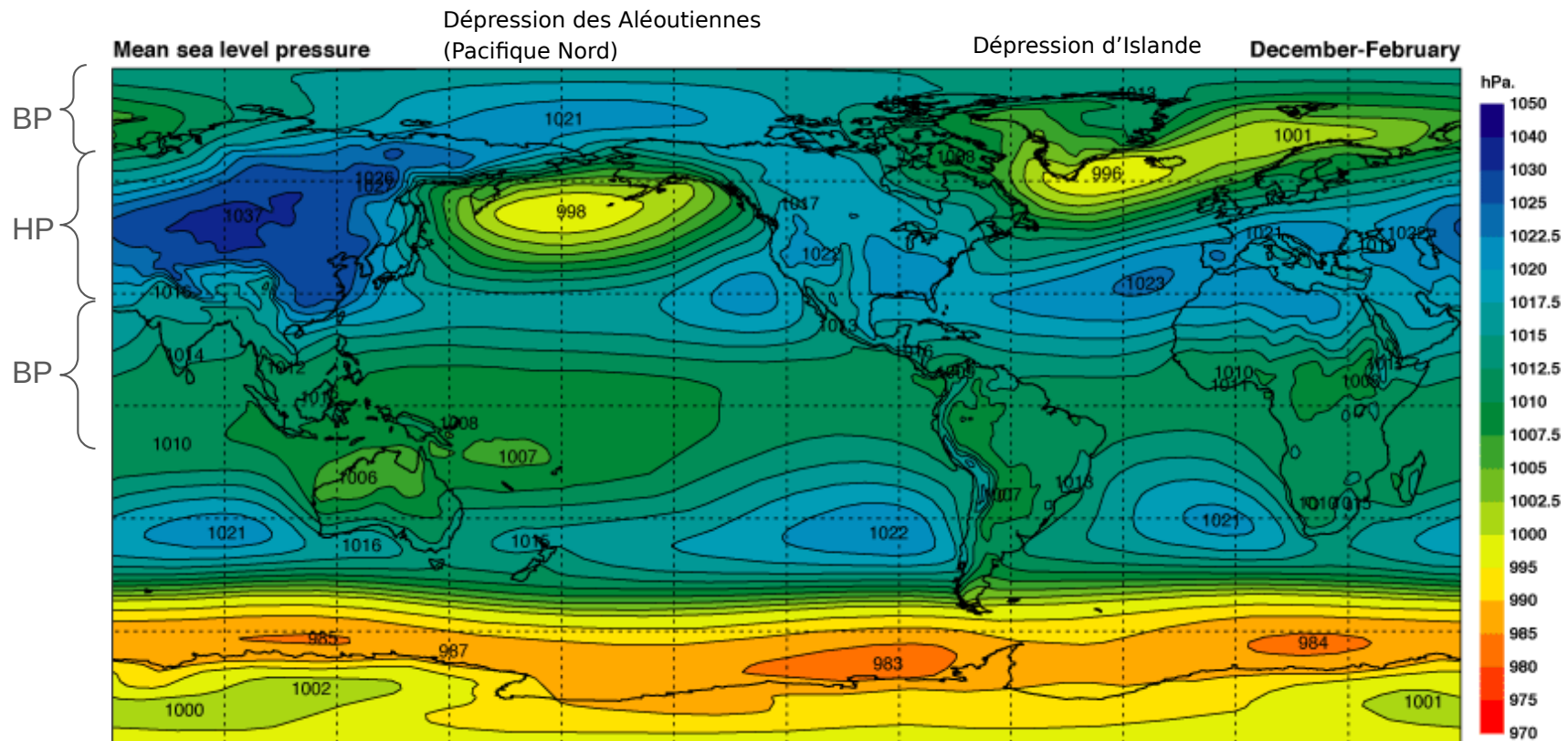


December 2013 (Southern Hemisphere summer)





## Variabilité saisonnière des vents de surface



Les cellules permanentes conservent leur position moyenne mais peuvent varier en intensité au cours des saisons.

Plus les isobares sont rapprochées, plus la vitesse du vent horizontal est élevée.



<https://www.youtube.com/watch?v=KOYJG7j4ly8>