

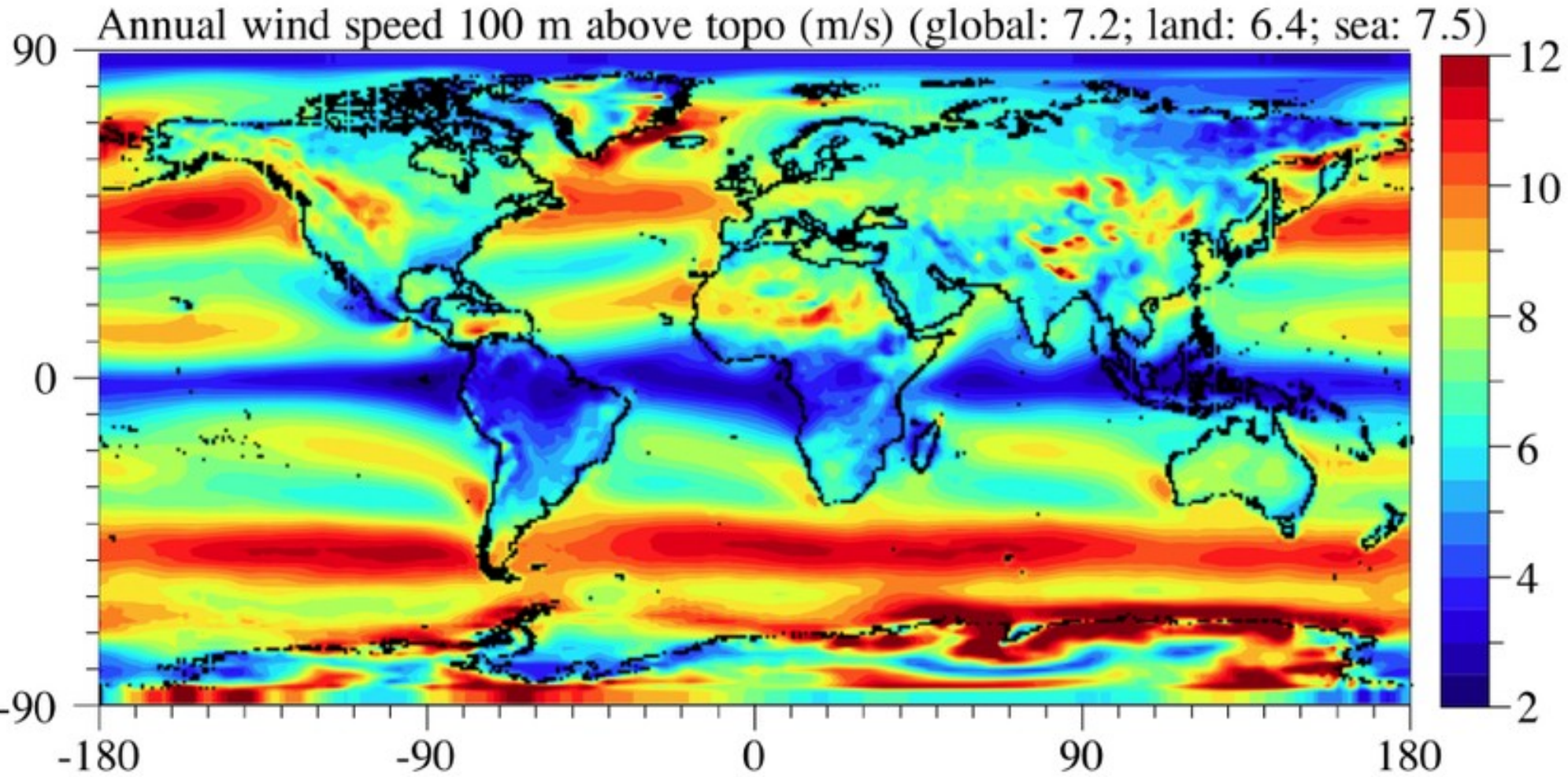


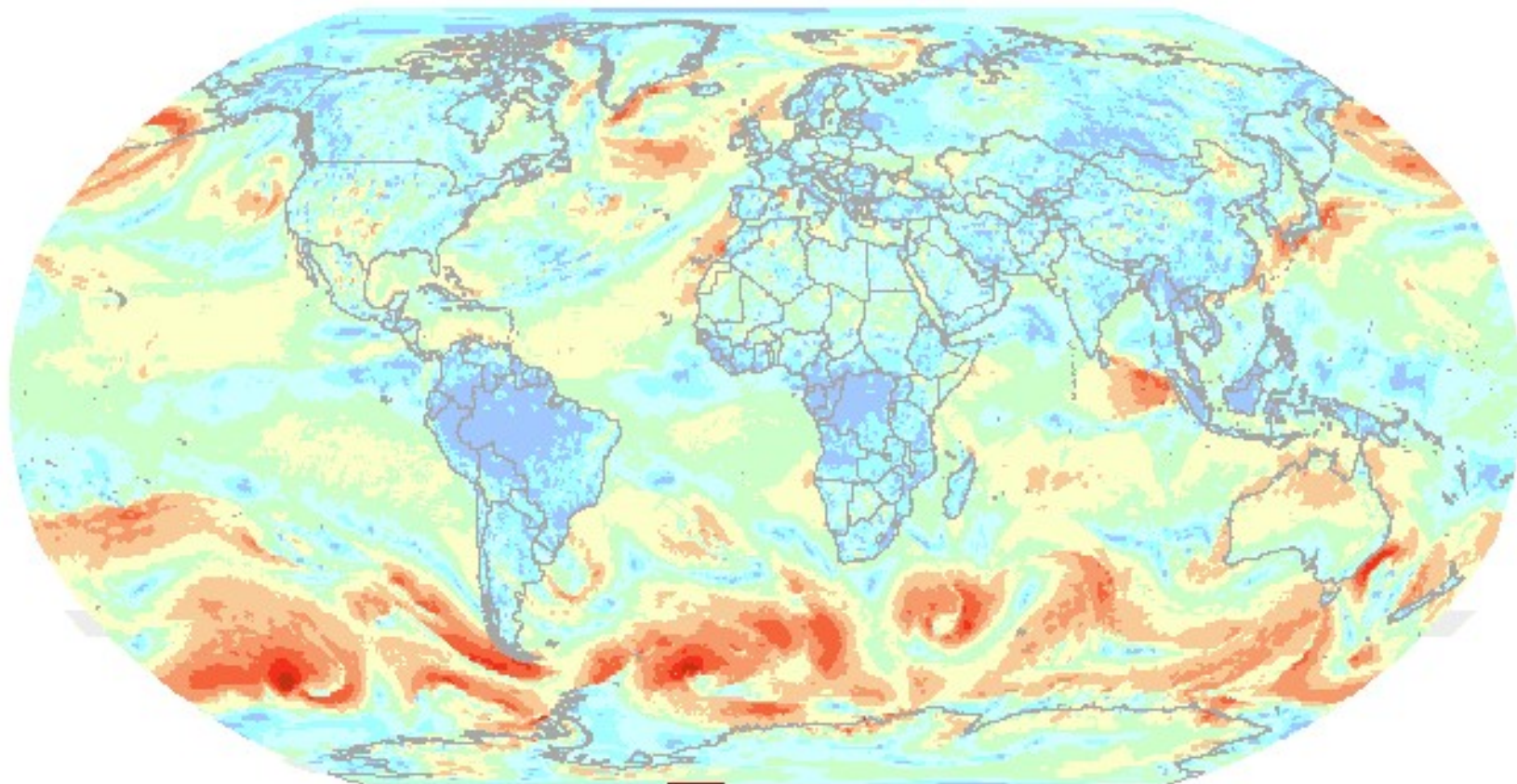
# **El Sistema Climático**

**Maestría en Geociencias**

**2023**

# Dinámica de la atmósfera y los océanos

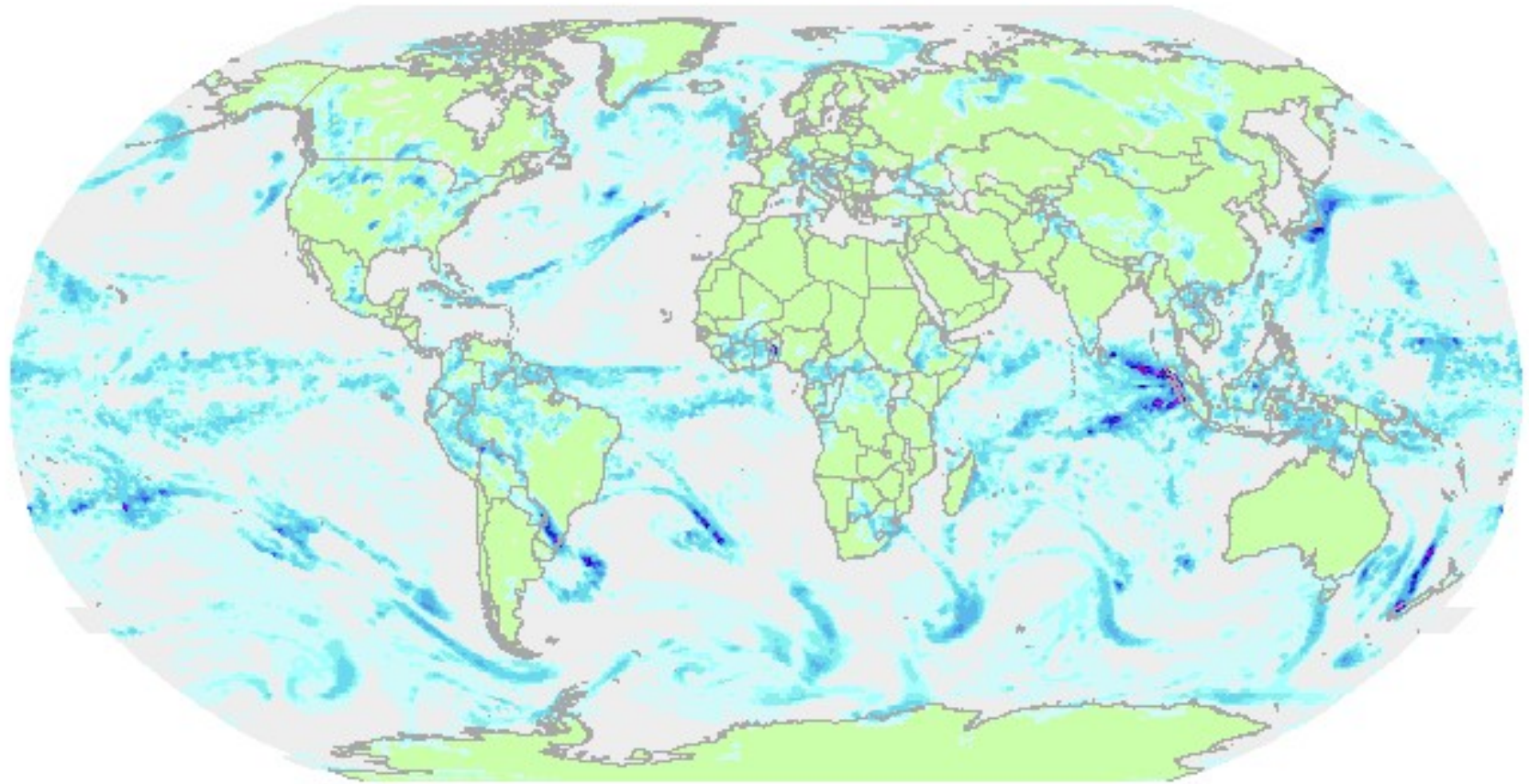




Surface wind (bft) GFS

Mo 08-05-2023 00:00 UTC (12+60)

©weatheronline.co.uk



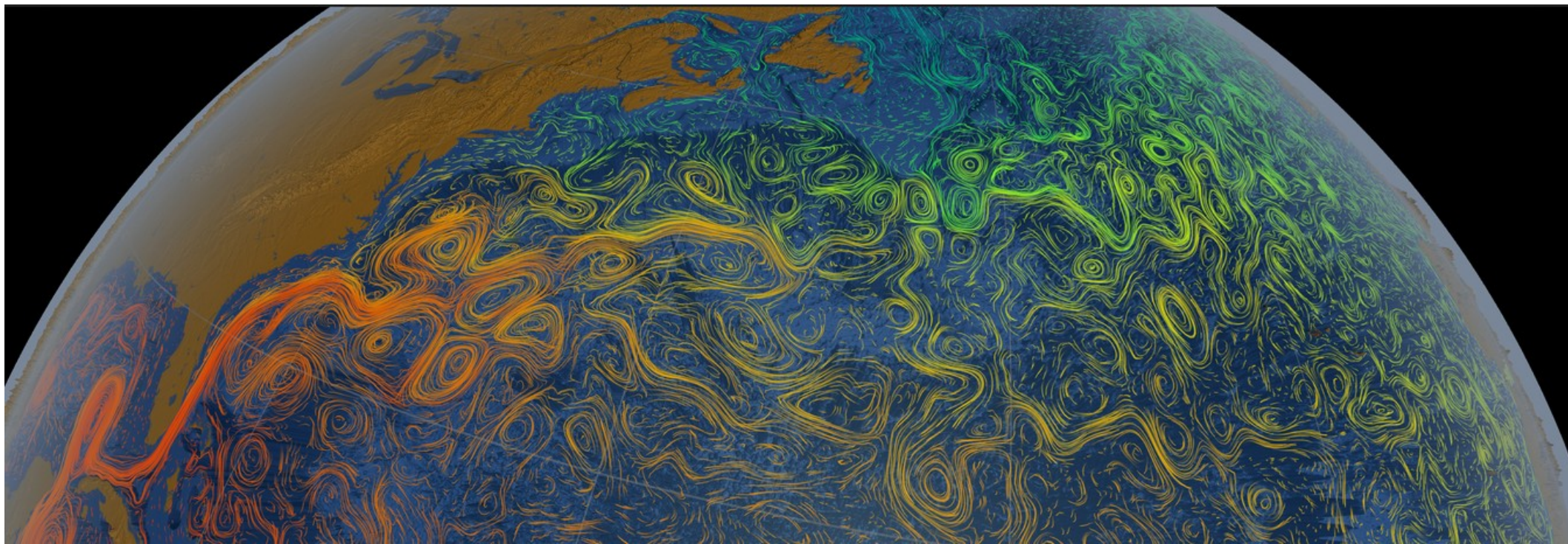
Precipitation [mm] GFS

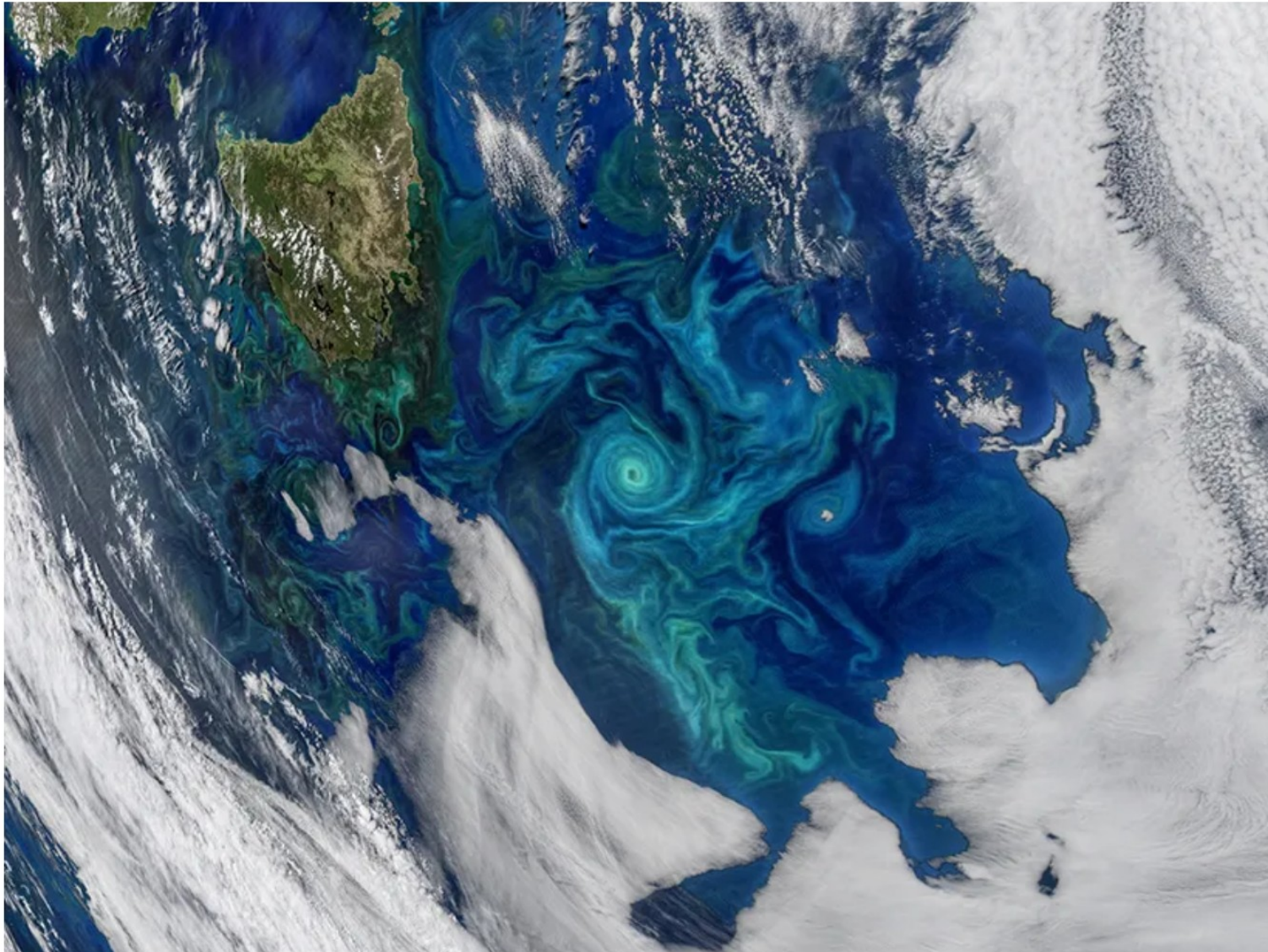


Mo 08-05-2023 21:00 UTC (12+60)

©weatheronline.co.uk

[https://www.weatheronline.co.uk/cgi-bin/expertcharts?  
LANG=en&MENU=0000000000&CONT=glob&MODELL=gfs&MODELLTYP=1&  
BASE=-&VAR=prec&HH=6&ARCHIV=0&ZOOM=0&PERIOD=&WMO=](https://www.weatheronline.co.uk/cgi-bin/expertcharts?LANG=en&MENU=0000000000&CONT=glob&MODELL=gfs&MODELLTYP=1&BASE=-&VAR=prec&HH=6&ARCHIV=0&ZOOM=0&PERIOD=&WMO=)

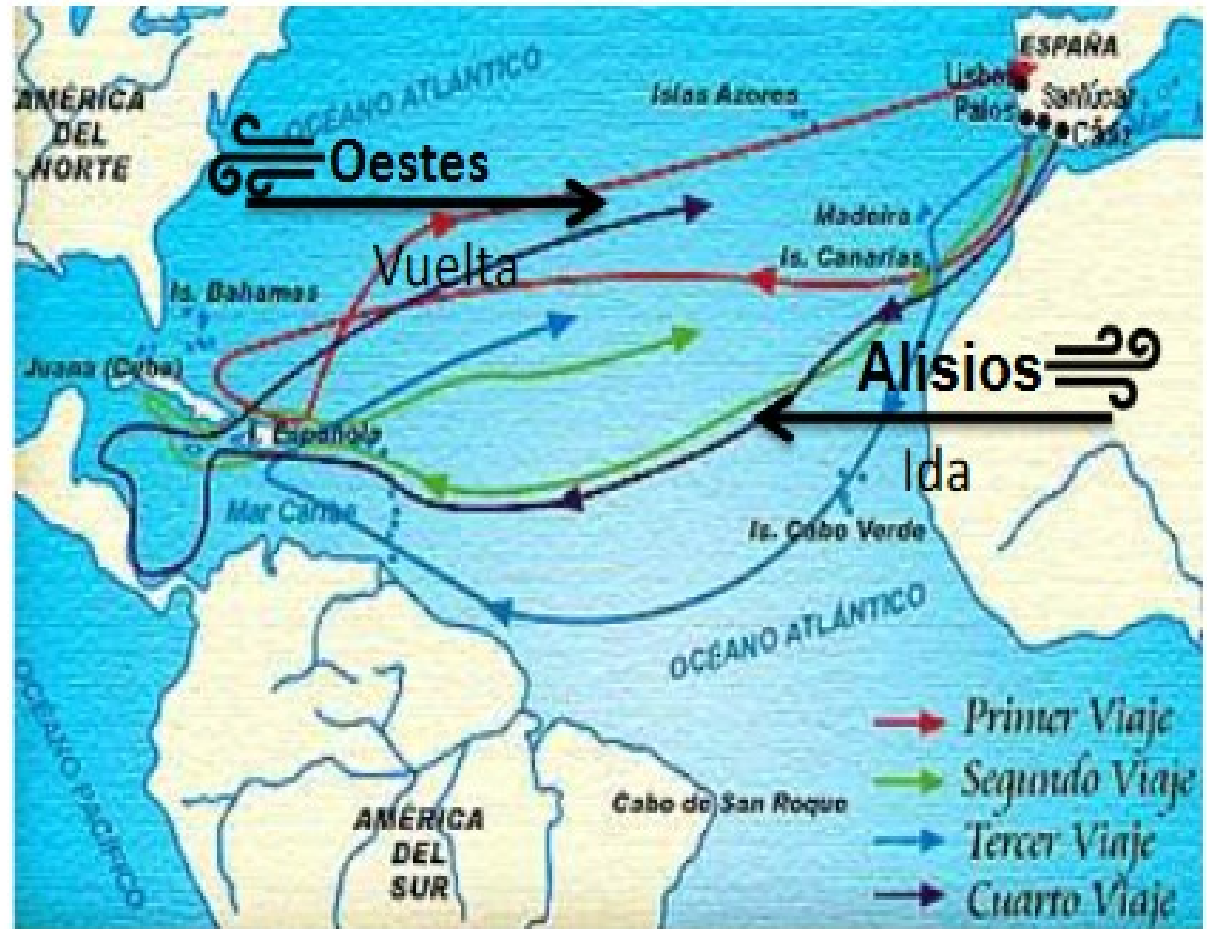




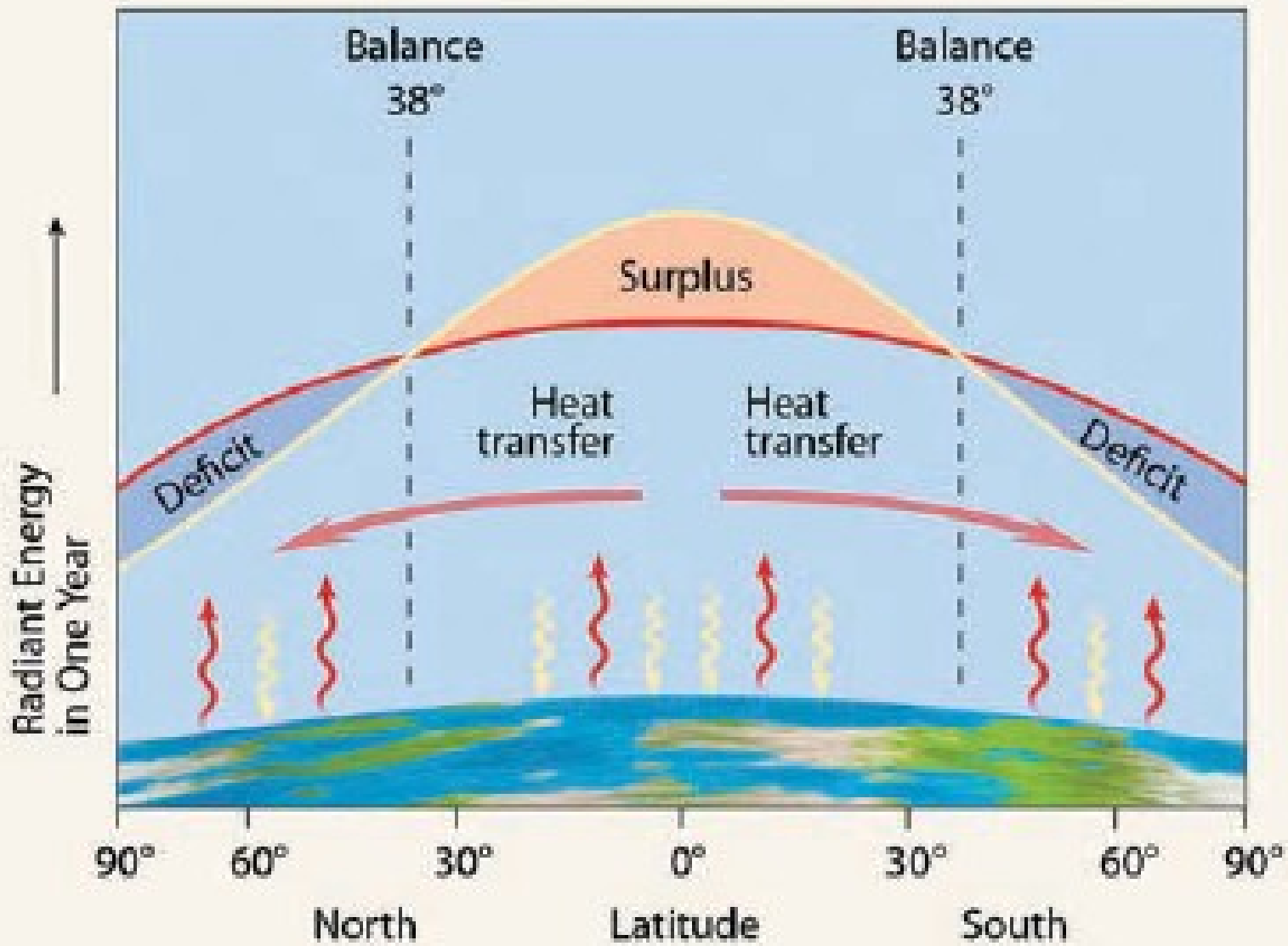
Phytoplankton bloom in the Tasman Sea captured by the NASA Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) instrument on the Aqua satellite on 21 November 2017. White patches are clouds. Advances in remote and in situ sensing, as well as methods for modeling and simulation, are driving an era of progress in ocean biogeochemistry research. Credit: NASA/Ocean Biology Processing Group, Goddard Space Flight Center

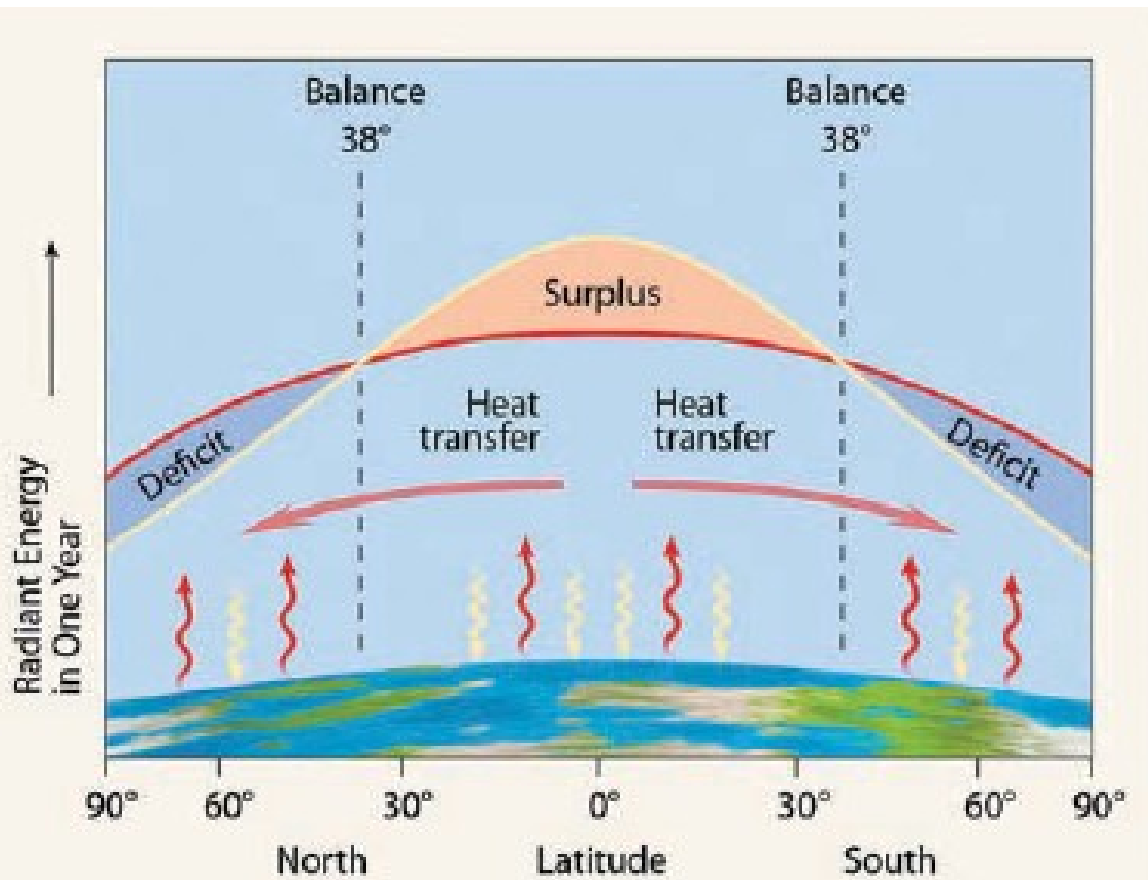






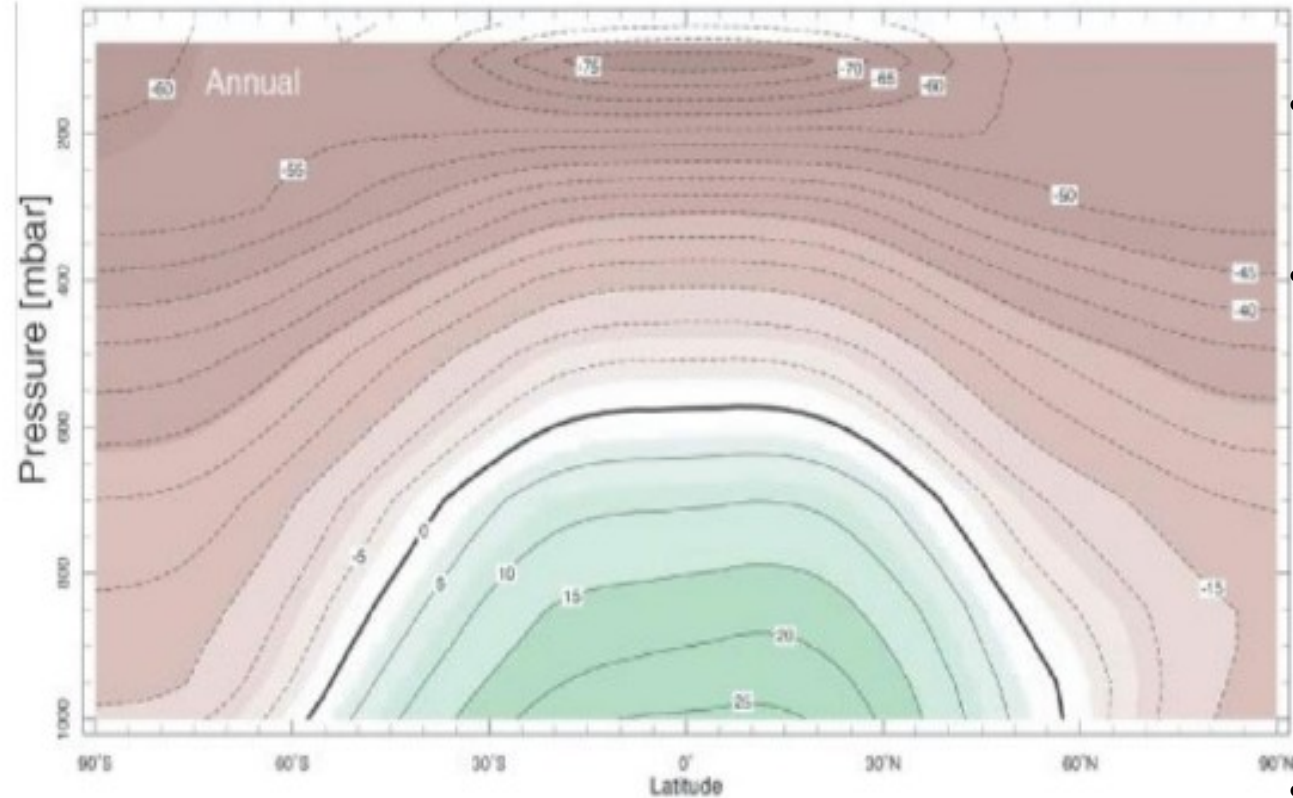
¿Por qué existen vientos del oeste en algunas latitudes y del este en otras?





- A nivel global existe un balance de energía en el tope de la atmósfera. Sin embargo, tal balance no se cumple a nivel latitudinal.
- En promedio anual, las latitudes tropicales reciben más energía en forma de radiación solar que la que pierden en forma de radiación de onda larga. Lo opuesto ocurre en latitudes altas.
- Sin embargo, no se observa la existencia de un calentamiento progresivo de los trópicos, ni un enfriamiento gradual de los polos.
- Esto es así gracias a la existencia de una circulación general de la atmósfera (CGA) que se encarga de transportar el exceso de calor de los trópicos hacia el polo.

# Circulación general de la atmósfera: Temperatura media zonal



Temperatura promedio anual zonal de la atmósfera.

- Transporta calor de los trópicos hacia los polos.
- Transporta vapor de agua (definiendo las regiones de precipitación y creando diferentes zonas climáticas)
- Factores de los que depende la circulación:
  - Calentamiento diferencial entre los polos y el ecuador
  - Rotación del planeta
  - Topografía
  - Dinámica de movimiento de los fluidos geofísicos.
- El principal motor de la circulación general de la atmósfera es el calentamiento diferencial existente entre los polos y el ecuador.



# Sistema de coordenadas

Posición del punto P sobre la Tierra se puede definir por

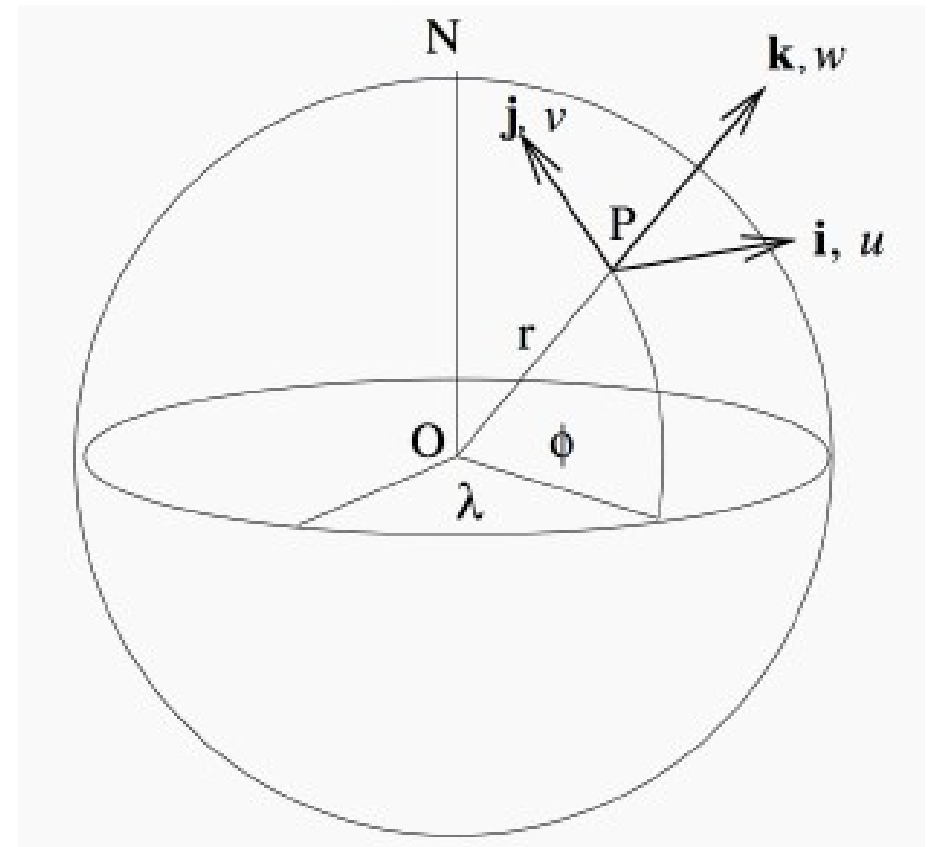
- la latitud  $\Phi$
- la longitud  $\lambda$
- la distancia al centro de la Tierra que se considera  $r = \text{Radio terrestre}$ .

Otro sistema de coordenadas, que gira con la Tierra es  $(x,y,z)$  ubicado en P

Velocidad en P:  $(u,v,w)$  según  $(i,j,k)$  donde

- u es la velocidad zonal
- v es la velocidad meridional
- w es la velocidad vertical

El sistema de coordenadas que usamos para medir la velocidad del aire se encuentra fijo a la Tierra y por lo tanto rota a una velocidad angular  $\Omega = 2\pi/1\text{dia} = 7.26 \times 10^{-5} \text{ 1/s}$ . Así, aparecerán fuerzas aparentes además de las fuerzas reales.

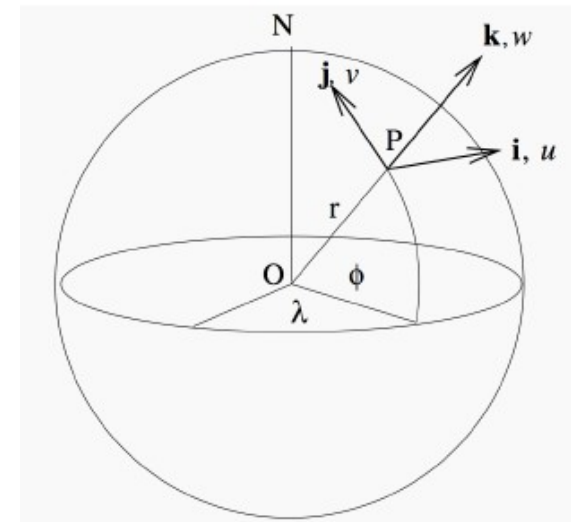


# CONSIDERACIONES SOBRE EL COMPORTAMIENTO DE LA ATMÓSFERA

# Ecuaciones de conservación

- Conservación de momento (3 D)
  - $m \cdot a = \text{Fuerza neta}$
- Conservación de masa/volumen
- Conservación de energía y salinidad (para el océano)

Las ecuaciones se escriben en el sistema de coordenadas (i,j,k)

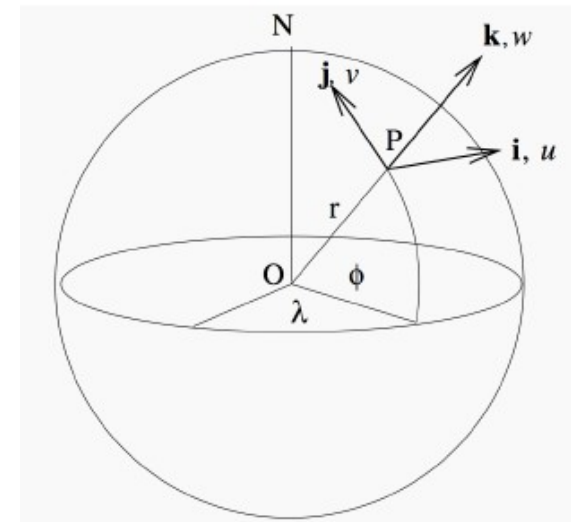




# Ecuaciones de conservación

- Conservación de momento (3 D)
  - $m \cdot a = \text{Fuerza neta}$
- Conservación de masa/volumen
- Conservación de energía y salinidad (para el océano)

Las ecuaciones se escriben en el sistema de coordenadas (i,j,k)

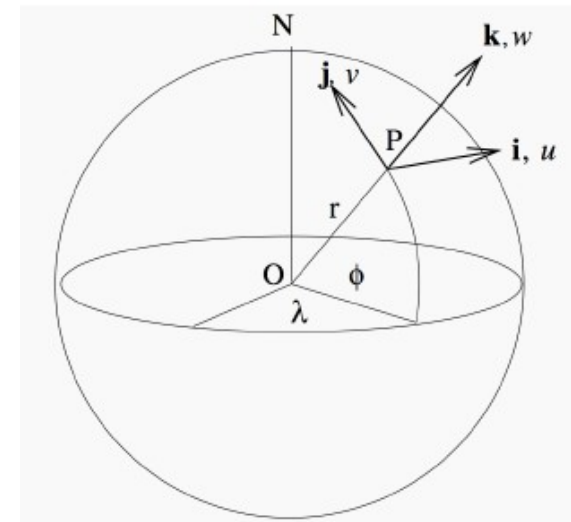


# Ecuaciones de conservación

- Conservación de momento (3 D)
  - $m \cdot a = \text{Fuerza neta}$
- Conservación de masa/volumen
- Conservación de energía y salinidad (para el océano)

Las ecuaciones se escriben en el sistema de coordenadas (i,j,k)

FC, FR – actúan en dirección horizontal  
FGP – actúa en dirección horizontal y vertical  
P - actúa en dirección vertical



# Fuerza Gradiente de presión (FGP)

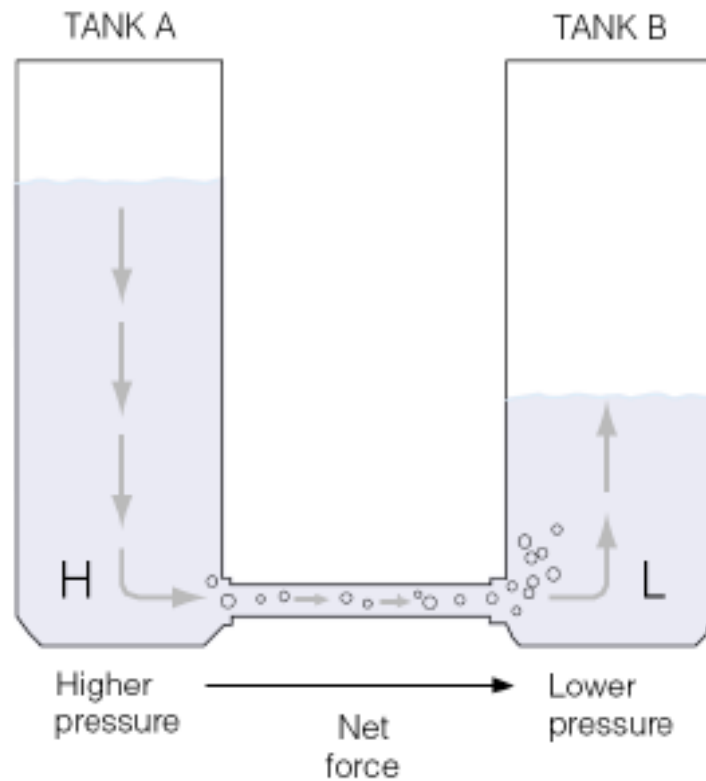


FIGURE 6.9

The higher water level creates higher fluid pressure at the bottom of tank A and a net force directed toward the lower fluid pressure at the bottom of tank B. This net force causes water to move from higher pressure toward lower pressure.

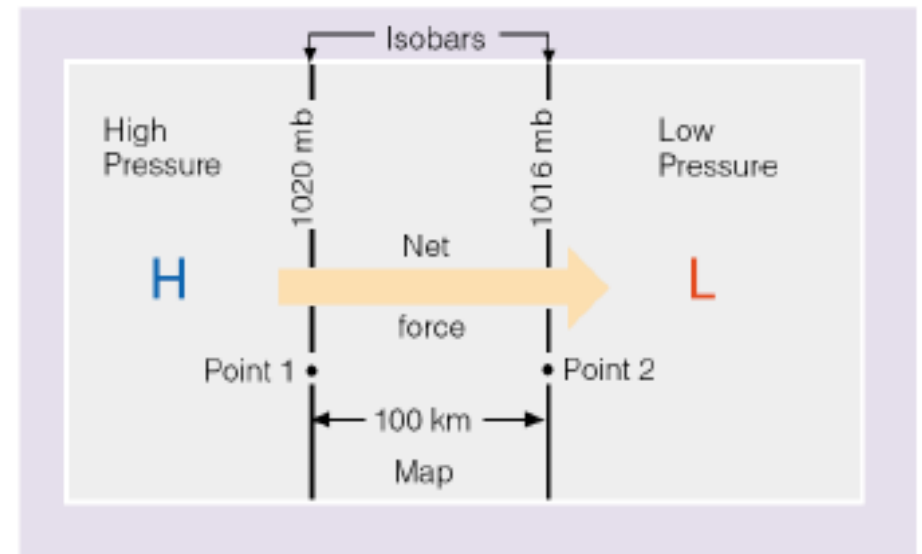


FIGURE 6.10

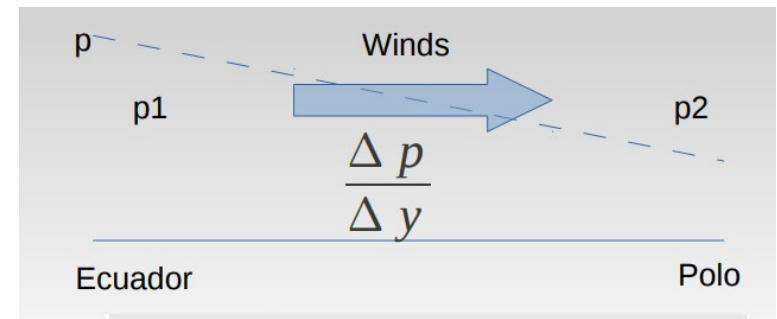
The pressure gradient between point 1 and point 2 is 4 mb per 100 km. The net force directed from higher toward lower pressure is the *pressure gradient force*.

$$\text{FGP} = \text{Diferencia de Presión} / \text{Distancia}$$

# Fuerza Gradiente de presión (FGP)

Se origina como consecuencia de la diferencia de presiones existente entre dos puntos.

- Proporcional al gradiente de presión
- Inversamente proporcional a la densidad
- Cuando mas apretadas están las isobaras  
→ mayor es grad P → mayor es el FGP  
→ mayor es la intensidad del viento
- Si grad P =cte con la altura → FGP aumenta con la altura porque la densidad disminuye.

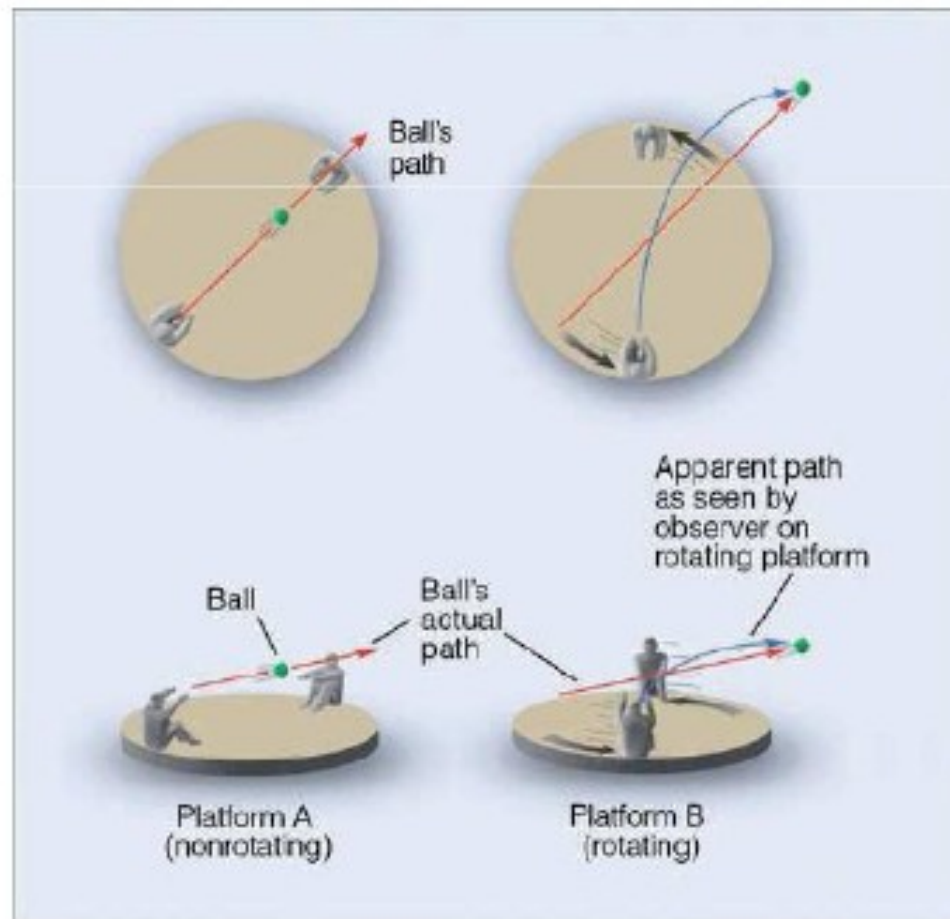


En la dirección meridional permite comenzar a entender el movimiento de la atmósfera

$$\vec{F}_{FGP} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P = -\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial z} \right)$$

# CORIOLIS

- Coriolis: es una fuerza aparente que existe debido a la rotación de la Tierra.



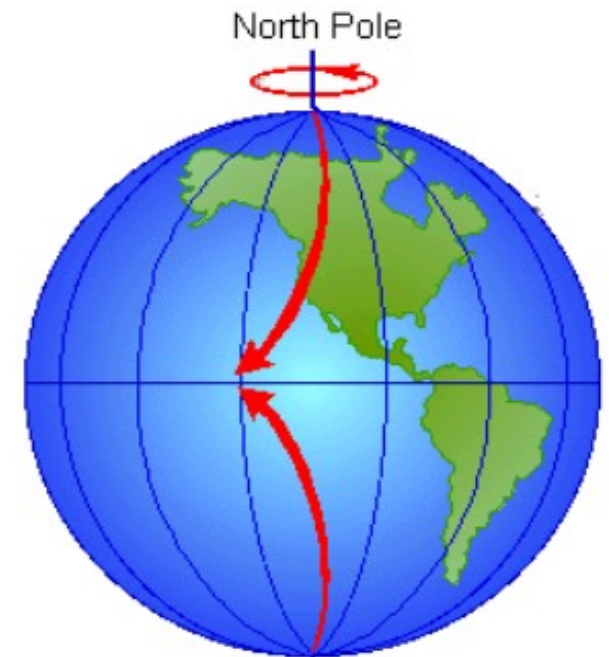
# CORIOLIS

- **Fuerza de Coriolis ( $F_{co}$ ):** aparece en las parcelas de aire en movimiento en la atmósfera como consecuencia de la rotación del planeta.
  - Proporcional a la velocidad de rotación de la Tierra y a la velocidad de las parcelas de aire
  - Actúa sobre cuerpos en movimiento
  - Desvía las parcelas de aire hacia la derecha (izquierda) con respecto a su dirección de desplazamiento en el hemisferio norte (sur).
  - El efecto de la fuerza de Coriolis varía según la escala espacial y temporal de movimiento, no en todos los fenómenos atmosféricos adquiere importancia.

La fuerza de Coriolis es importante en la dirección horizontal (x e y)

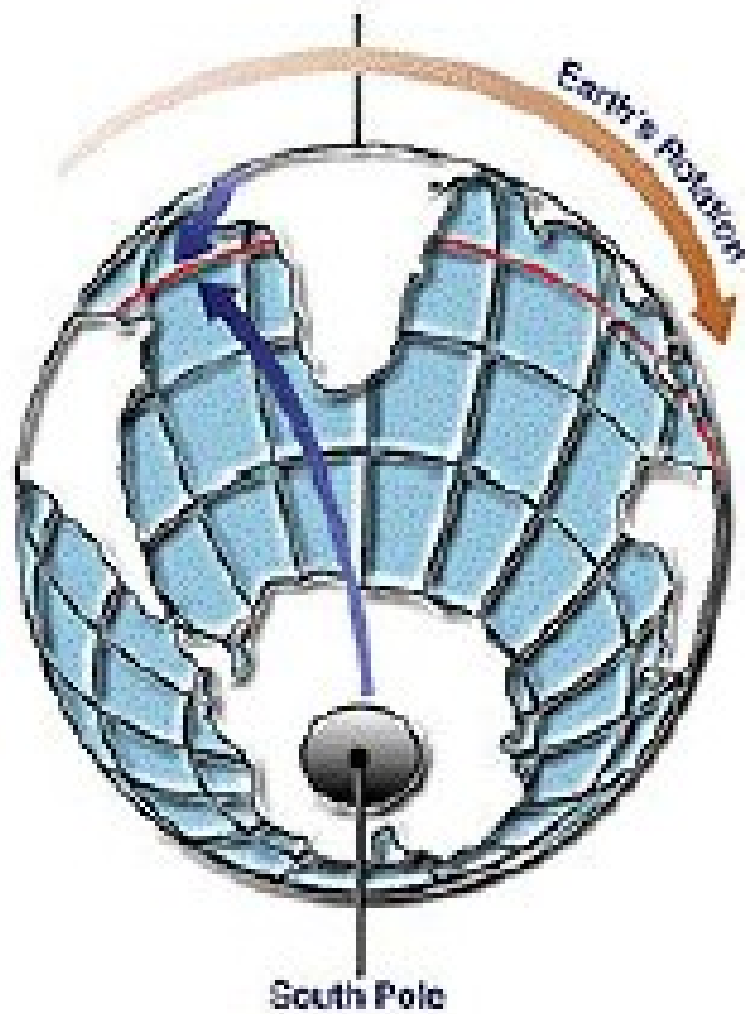
$f = 2 \cdot \vec{\Omega} \cdot \sin \phi$ , es el parámetro de Coriolis

$$\text{Fuerza de Coriolis} = FC = fv \hat{i} - fu \hat{j}$$



# CORIOLIS





*Southern Hemisphere*



*Northern Hemisphere*



# CORIOLIS

- Causa que el viento se desvíe hacia la derecha de su trayectoria en el Hemisferio Norte
- Causa que el viento se desvíe hacia la izquierda de su trayectoria en el Hemisferio Sur
- Coriolis aumenta con la velocidad del objeto
- Coriolis aumenta con la latitud
- Actúa perpendicular a la dirección de movimiento, influenciando sólo la dirección del mismo pero nunca la magnitud de su velocidad

# ROZAMIENTO

Esta fuerza adquiere importancia cuando el aire se mueve dentro de la capa límite (primeros 1000 ó 1500 m de altura) y está asociada al rozamiento del aire con la topografía. Tiende a reducir la intensidad del viento.

# GRAVEDAD

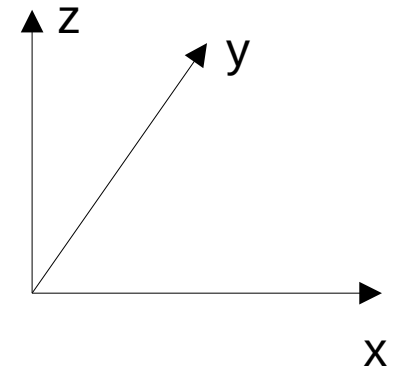
Sólo aparece en la dirección vertical y está asociada al peso de la masa de aire.

# Conservación de cantidad de movimiento (3 D)

$m \cdot a = \text{Fuerza neta}$

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} = - \underbrace{\frac{1}{\rho} \cdot \nabla P}_{\text{fuerza gradiente presiones}} - \underbrace{2\vec{\Omega} \times \vec{U}}_{\text{fuerza Coriolis}} - \underbrace{g\vec{k}}_{\text{fuerza gravedad}} + \underbrace{\vec{F}_r}_{\text{fuerza rozamiento}}$$

$$\vec{U} = (u, v, w)$$

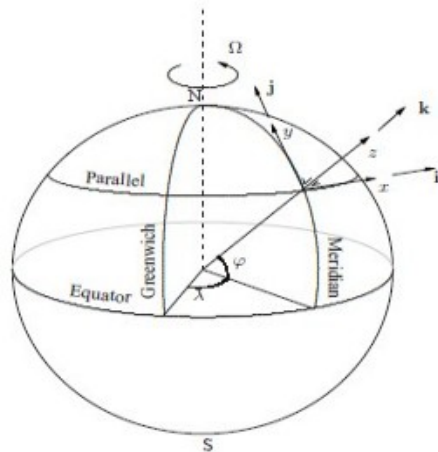


# Conservación de cantidad de movimiento (3D)

$m \cdot a = \text{Fuerza neta}$

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} = - \underbrace{\frac{1}{\rho} \cdot \nabla P}_{\text{fuerza gradiente presiones}} - \underbrace{2\vec{\Omega} \times \vec{U}}_{\text{fuerza Coriolis}} - \underbrace{g\vec{k}}_{\text{fuerza gravedad}} + \underbrace{\vec{F}_r}_{\text{fuerza rozamiento}} \quad \vec{U} = (u, v, w)$$

	Aceler local	Cambio por advección	Coriolis		Viscosidad
Dirección x	$\frac{\partial u}{\partial t}$	$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}$	$-fv$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$	$A_H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$
Dirección y	$\frac{\partial v}{\partial t}$	$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}$	$+fu$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	$A_H \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$
Dirección z			0	$= \frac{-\partial p}{\partial z}$	$-\rho g$ Gravedad



Fuerza gradiente de presión

# Balances

- Existen dos balances fundamentales en la atmósfera y océanos que provienen de la ecuación de conservación de cantidad movimiento
  - Equilibrio hidrostático en la dirección vertical
  - Equilibrio geostrófico en la dirección horizontal
- Estos balances junto a la ecuación de estado permiten aprender mucho sobre la circulación en la atmósfera y océanos.

# Ecuación de estado

- Para la atmósfera
  - Ley de gases ideales:  $p = \rho RT$
- Para el océano <sup>3726008-1</sup>
  - $\rho = \rho_0 (1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0))$
  - $\alpha$  y  $\beta$  son constantes positivas
  - $\rho_0 = 1028 \text{ kg/m}^3$ ,  $T_0 = 10 \text{ C}$ ,  $S_0 = 35$

# Balances

- Existen dos balances fundamentales en la atmósfera y océanos que provienen de la ecuación de conservación de cantidad movimiento
  - Equilibrio hidrostático en la dirección vertical
  - Equilibrio geostrófico en la dirección horizontal
- Estos balances junto a la ecuación de estado permiten aprender mucho sobre la circulación en la atmósfera y océanos.

# Dirección vertical

- Equilibrio hidrostático en la dirección vertical

	Aceler local	Cambio por advección	Coriolis		Viscosidad
Dirección x	$\frac{\partial u}{\partial t}$	$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}$	$-fv$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$	$A_H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$
Dirección y	$\frac{\partial v}{\partial t}$	$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}$	$+fu$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	$A_H \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$
Dirección z				$0 = \frac{-\partial p}{\partial z}$	$-\rho g$ Gravedad

$0 = \frac{-\partial p}{\partial z}$ 

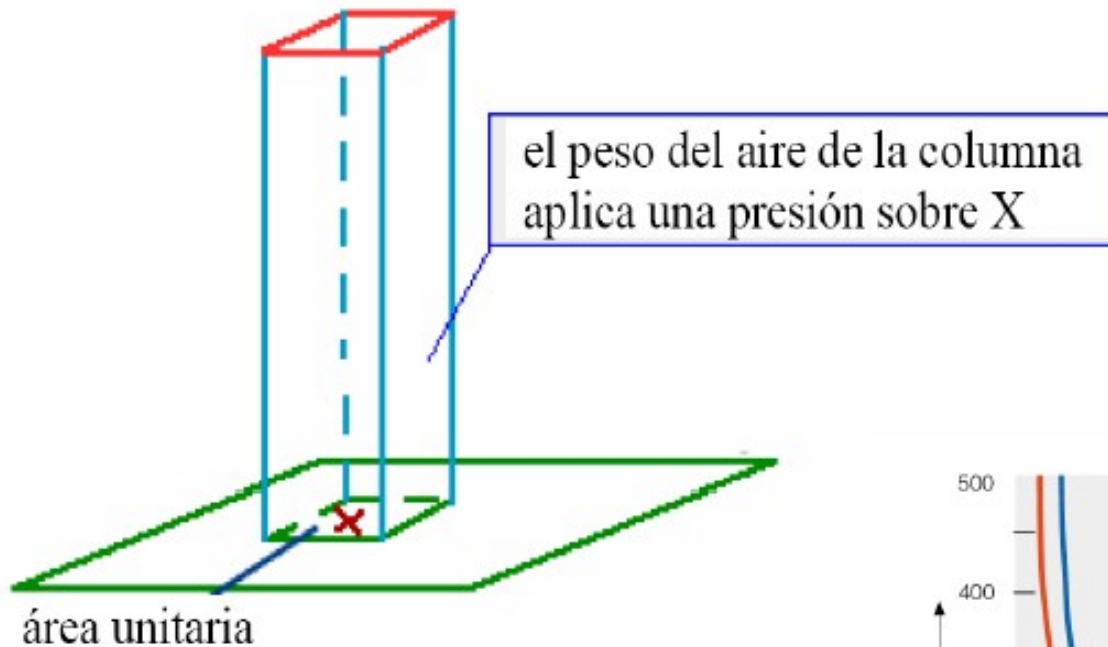
 $-\rho g$  Gravedad

**Fuerza gradiente de presión**

The diagram shows a sphere with a vertical dashed line representing the axis of rotation, labeled with  $\Omega$  and a curved arrow. The North Pole is labeled 'N' and the South Pole 'S'. A horizontal line represents the Equator. A vertical line through the center represents the Greenwich Meridian. A curved line represents a Parallel. A coordinate system is shown with axes x, y, and z. The angle between the vertical axis and the x-axis is labeled  $\lambda$ . The axes are labeled with unit vectors i, j, and k.



# Dirección vertical



¿Que es la presión atmosférica?

$$P = F / \text{área}$$

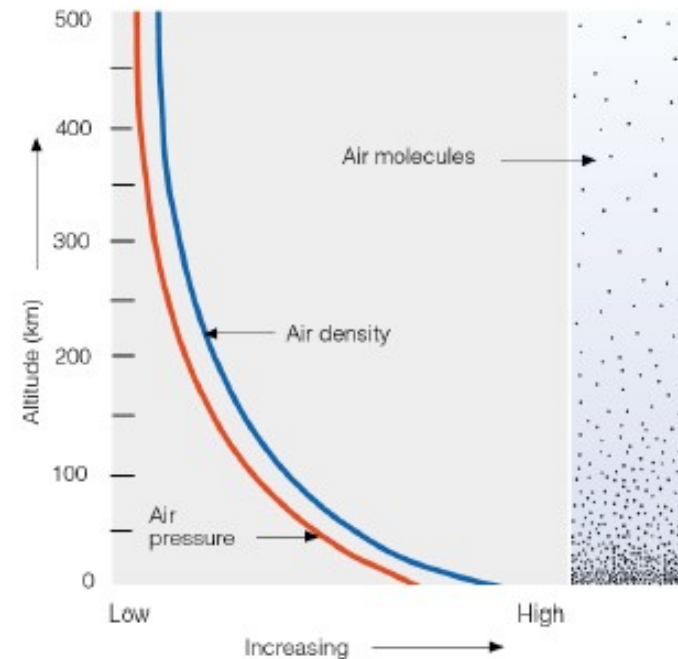


FIGURE 1.5 Both air pressure and air density decrease with increasing altitude.

# Equilibrio hidrostático

- $F_{GP_z} = P$ 
  - $dp/dz = -\rho g$
- Balance entre la fuerza gradiente de presión en la dirección vertical y el peso.
- Lejos de las regiones con convección la atmósfera se encuentra en equilibrio hidrostático

**Dirección horizontal**

# Dirección horizontal

- Equilibrio geostrófico

	Aceler local	Cambio por advección	Coriolis		Viscosidad
Dirección x	$\frac{\partial u}{\partial t}$	$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}$	$-fv$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$	$A_H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$
Dirección y	$\frac{\partial v}{\partial t}$	$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}$	$+fu$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	$A_H \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$
Dirección z			$0$	$= \frac{-\partial p}{\partial z}$	$-\rho g$ Gravedad

Fuerza gradiente de presión

# Equilibrio Geostrófico

- Para escalas grandes (>500 km en atm, >50 km en oceano) fuera del ecuador
- En atmósfera libre → FR despreciable
- Balance entre aceleración de Coriolis y gradiente de presión en la dirección horizontal

De la ecuación:  $a + FC = FGP + FR$

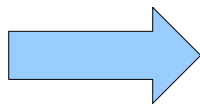
Dirección x	$\frac{\partial u}{\partial t}$	$+u \frac{\partial u}{\partial x}$	$+v \frac{\partial u}{\partial y}$	$+w \frac{\partial u}{\partial z}$	$-fv$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$	$+ A_H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$	$+ A_H \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$	$+ A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$
Dirección y	$\frac{\partial v}{\partial t}$	$+u \frac{\partial v}{\partial x}$	$+v \frac{\partial v}{\partial y}$	$+w \frac{\partial v}{\partial z}$	$+fu$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	$+ A_H \frac{\partial^2 v}{\partial x^2}$	$+ A_H \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}$	$+ A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$

# Equilibrio Geostrófico

- Para escalas grandes (>500 km en atm, >50 km en oceano) fuera del ecuador
- En atmósfera libre → FR despreciable
- Balance entre aceleración de Coriolis y gradiente de presión en la dirección horizontal

De la ecuación:  $\rho * a + FC = FGP + FR$  queda  $FC = FGP$

- Eq. geostrofico:  $FC_x = FGP_x$   $-f v = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$   
 $FC_y = FGP_y$   $f u = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$   
 $f = 2\Omega \sin \phi$



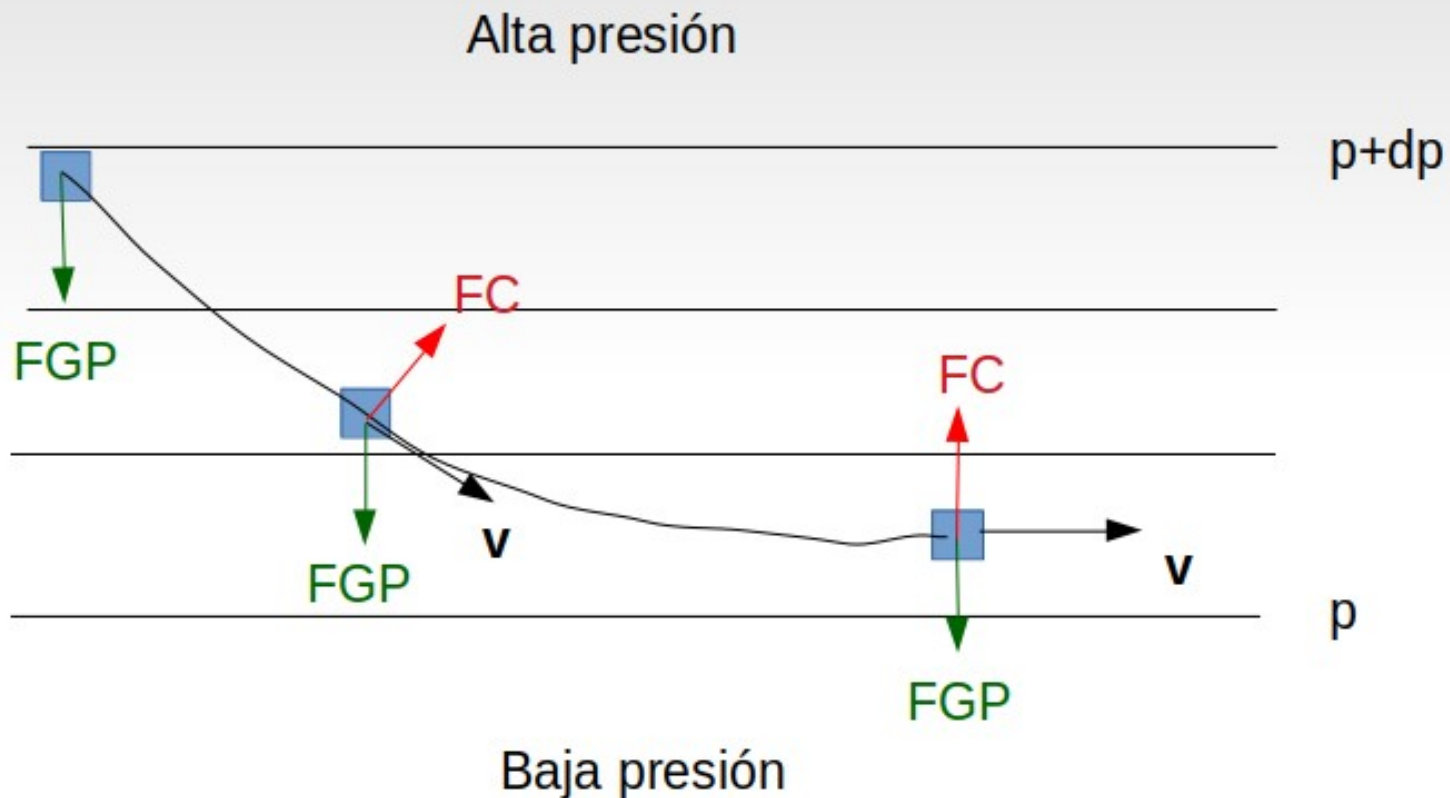
$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}$$
$$u_g = \frac{-1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

**Viento (flujo) geostrófico**

# Equilibrio Geostrófico

Trayectoria de una parcela de aire originalmente en reposo sometida a un gradiente de presión uniforme.

Ejemplo para **hemisferio sur**.

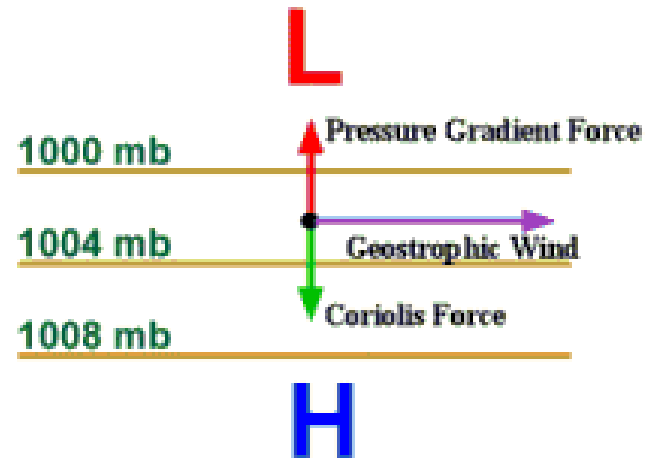


# Equilibrio Geostrófico

- Para escalas grandes (>500 km en atm, >50 km en oceano) fuera del ecuador
- Balance entre aceleración de Coriolis y gradiente de presión en la dirección horizontal

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}$$
$$u_g = \frac{-1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$f = 2 \Omega \sin \theta$$



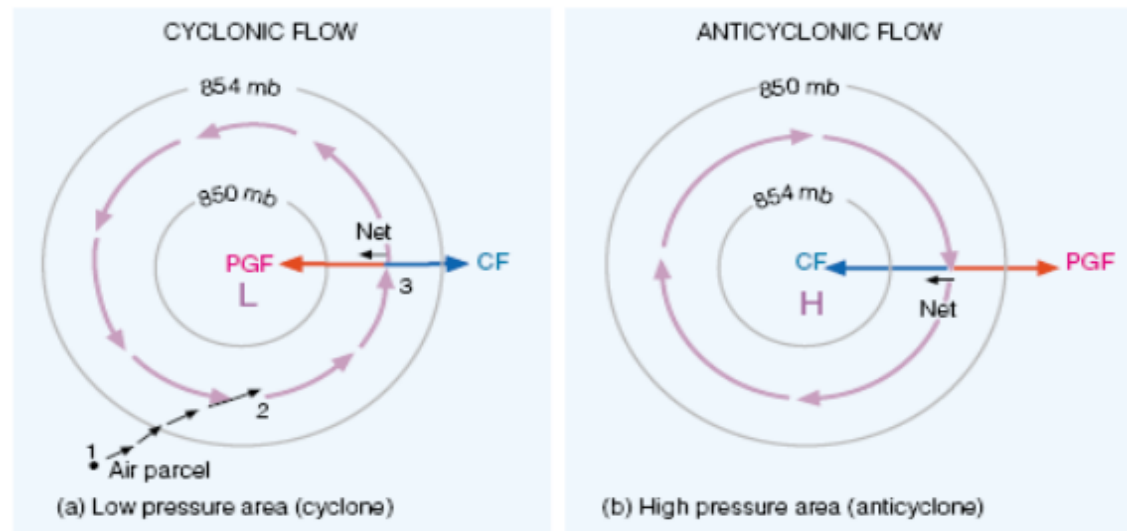


# Equilibrio Geostrófico

HN

$$u_g = - \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}$$

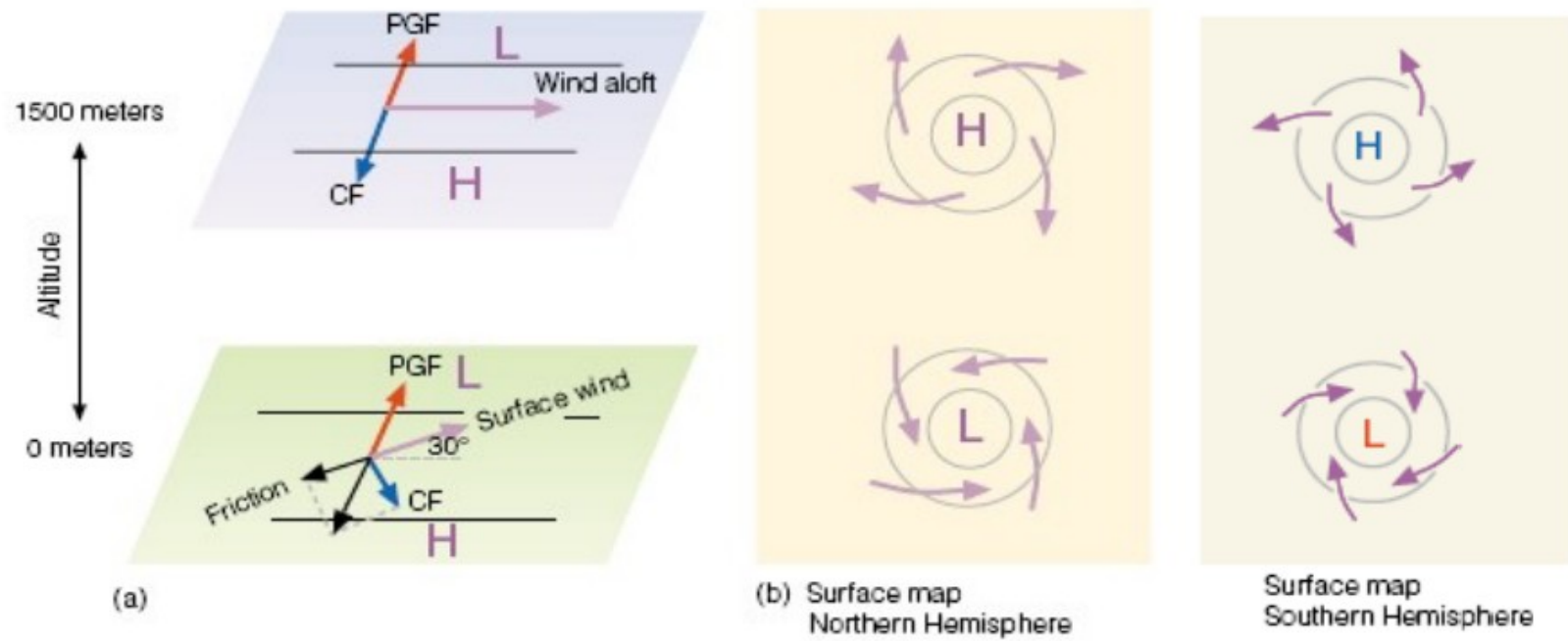
$$v_g = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}$$

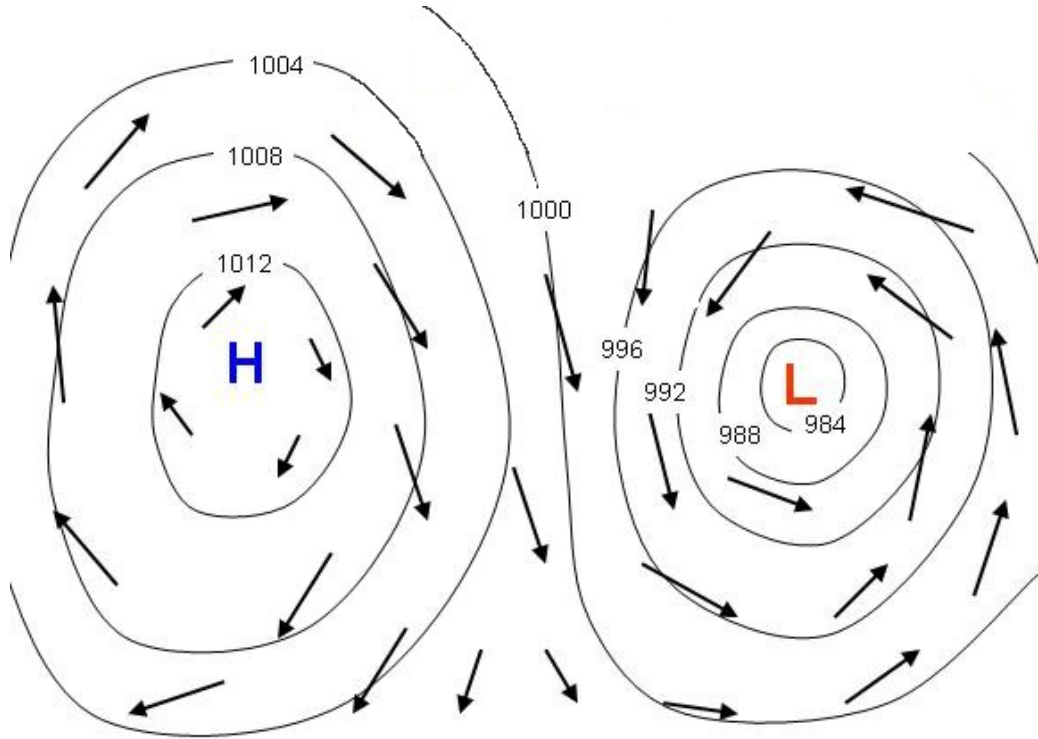


- Y si ahora la sumamos fricción cerca de la superficie como se modifica el equilibrio geostrófico?
- Capa límite vs Atmósfera libre

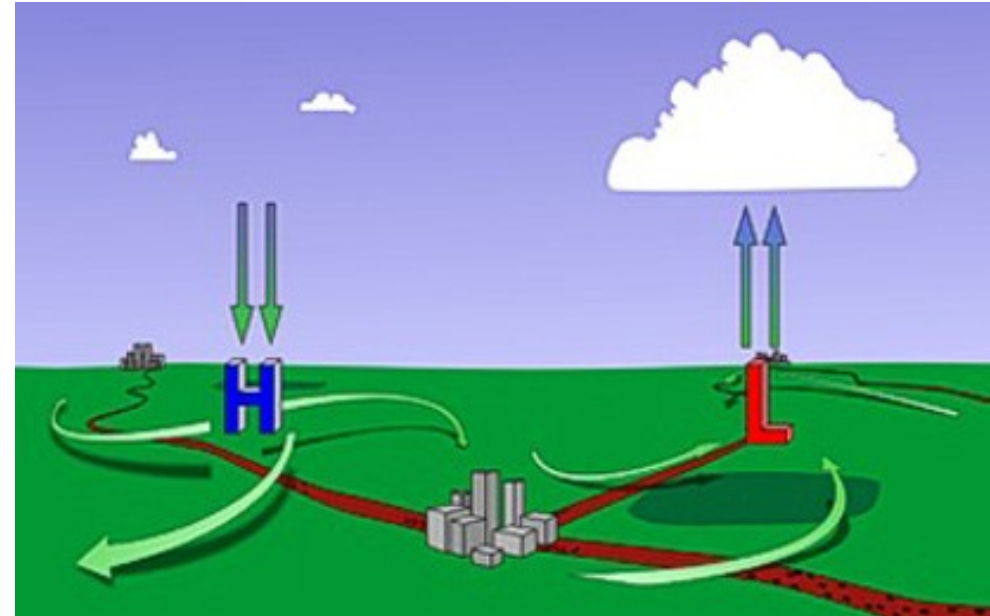
# ¿Qué pasa si nos encontramos dentro de la capa límite?

- La fuerza de rozamiento ya no podemos despreciarla
- El rozamiento con la topografía debilita la intensidad del viento
- El viento ya no se mueve paralelo a las isobaras sino que las corta

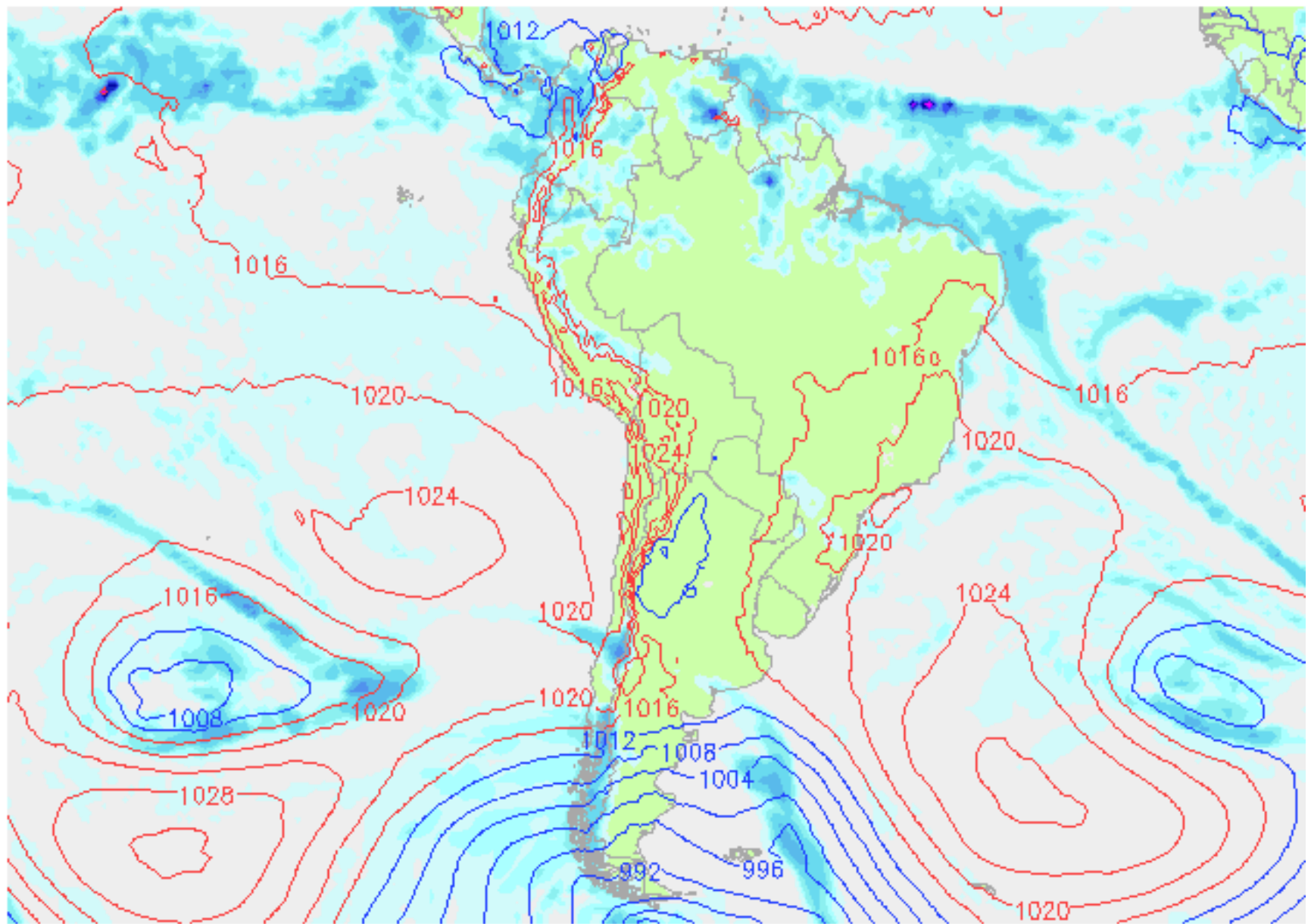




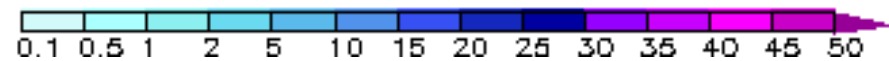
Hemisferio norte



- La circulación horizontal alrededor de los centros implica
- descenso de aire en sistemas de alta presión y
  - ascenso de aire (y formación de nubes) en sistemas de baja presión.

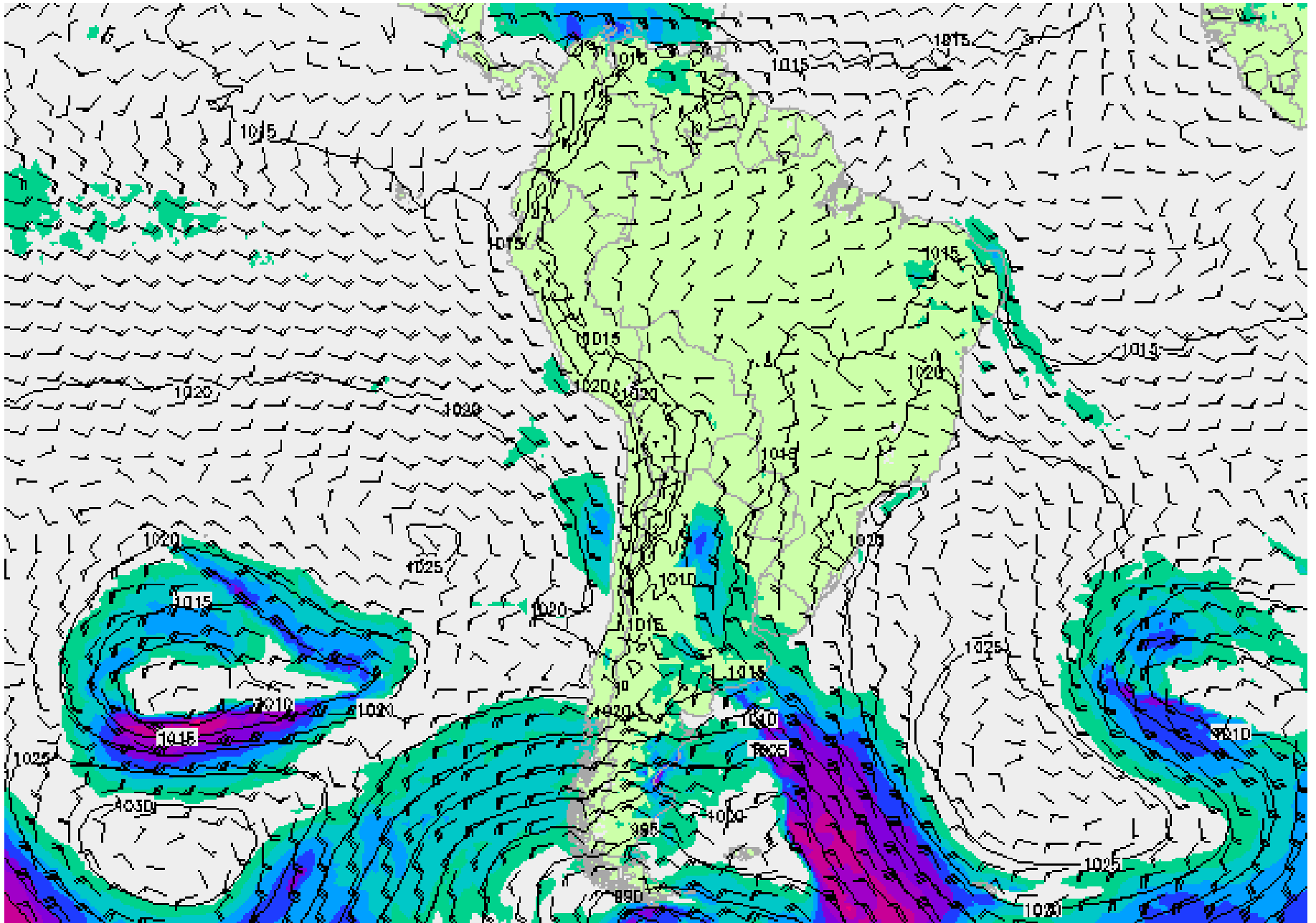


Precipitation [mm] GFS



Mo 23-05-2022 03.06 UTC (06+48)

©weatheronline.co.uk

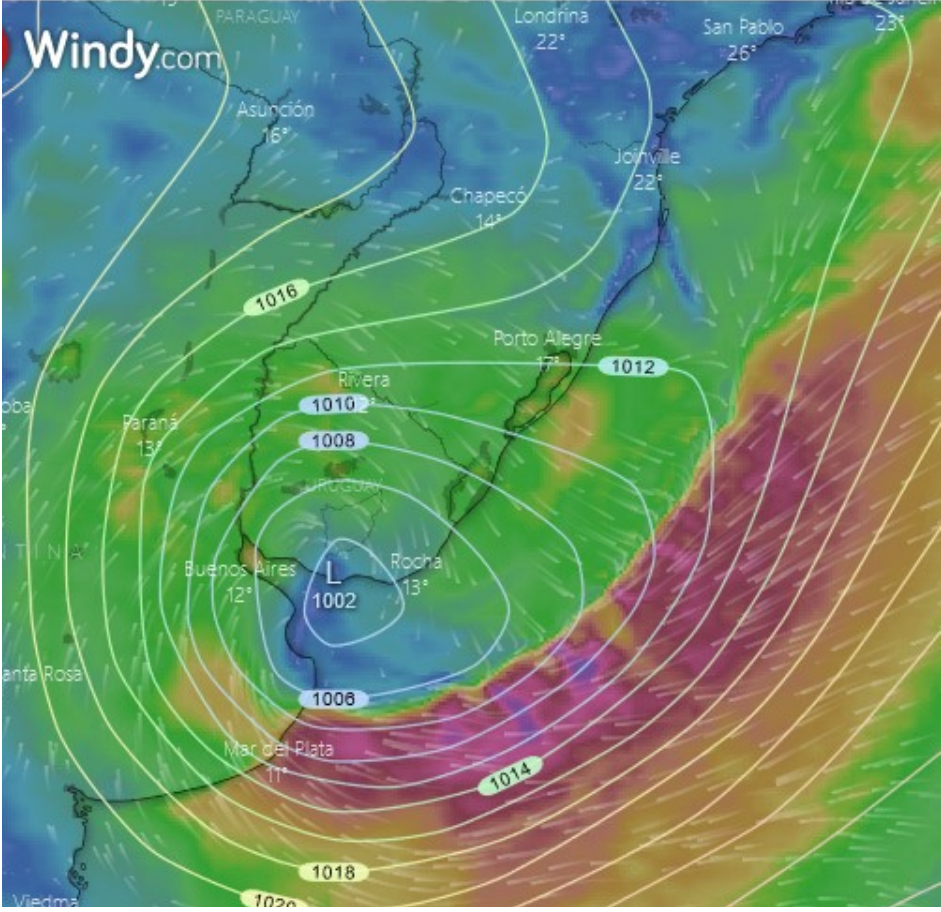
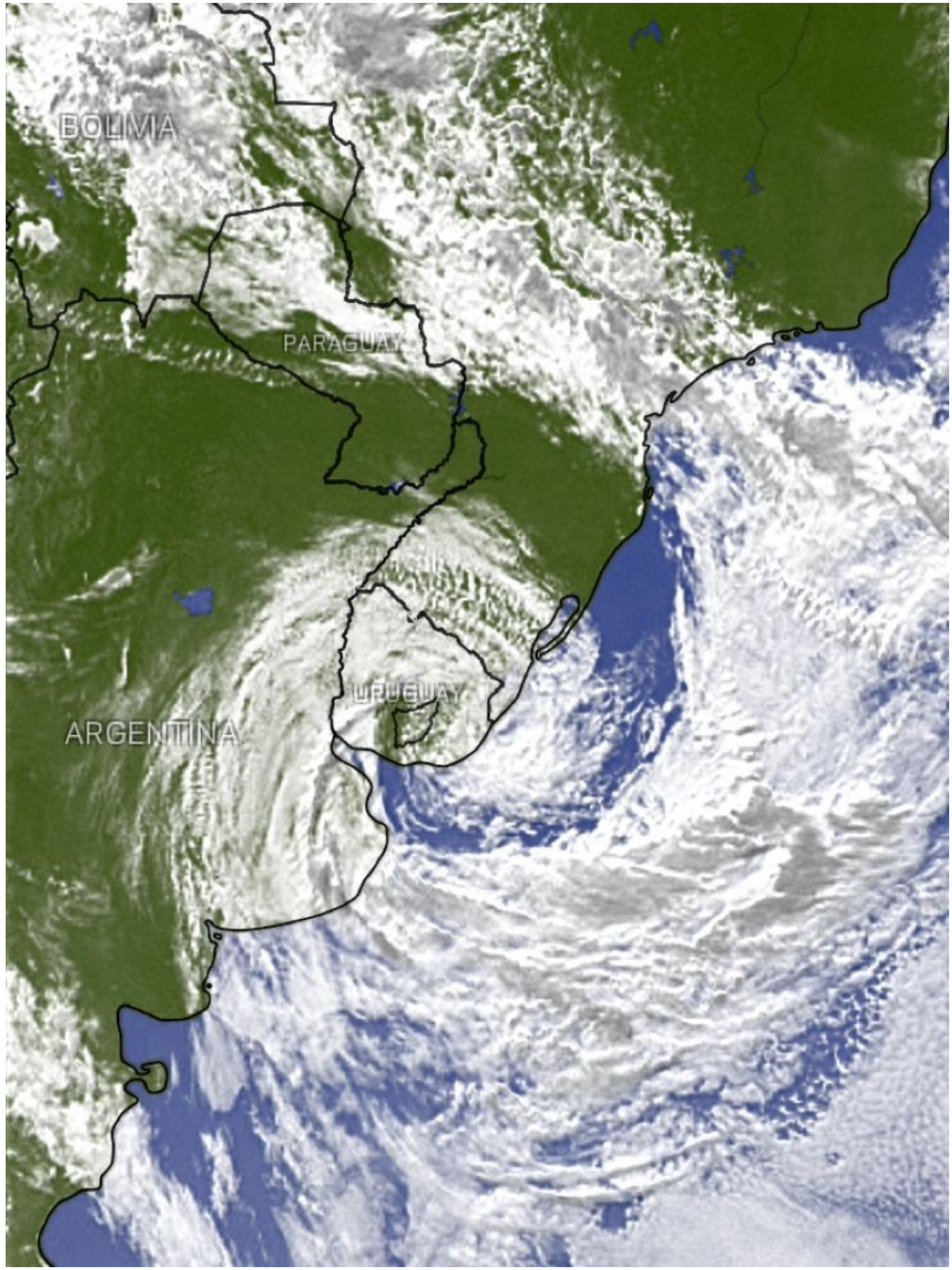


Wind 950 hPa [kts] GFS

Mo 23-05-2022 06:00 UTC (06+48)

5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60

©weatheronline.co.uk



- $dp/dz = - \rho g$       **Equilibrio hidrostático**

- $u_g = - \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}$

- $v_g = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}$

**Balance geostrófico**

**Ec. estado**

- $P = \rho RT$       **Atmósfera**
- $\rho = \rho_0 (1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0))$       **Océano**



# Circulación general de la atmósfera

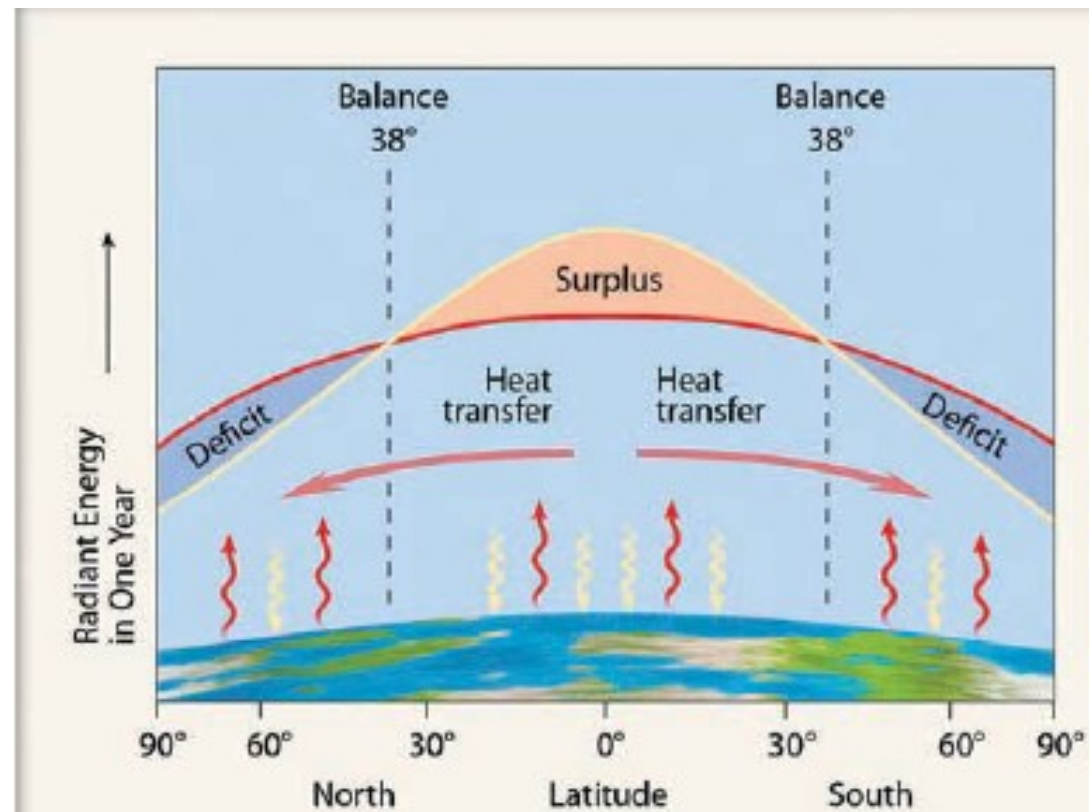
- **Cómo es la circulación de los vientos en 250mb?**

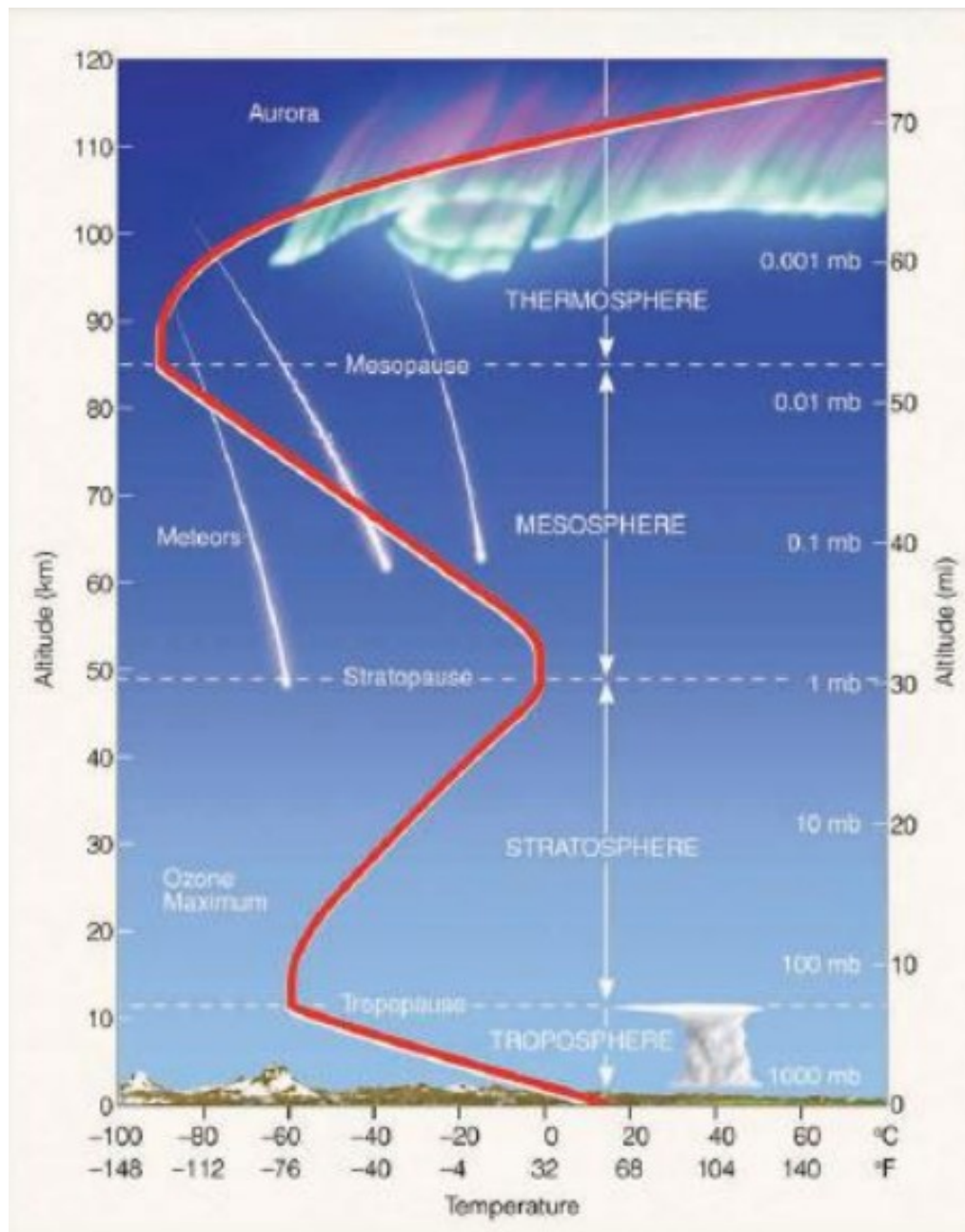
<https://earth.nullschool.net/#current/wind/isobaric/250hPa/orthographic=-65.08,-40.44,439>

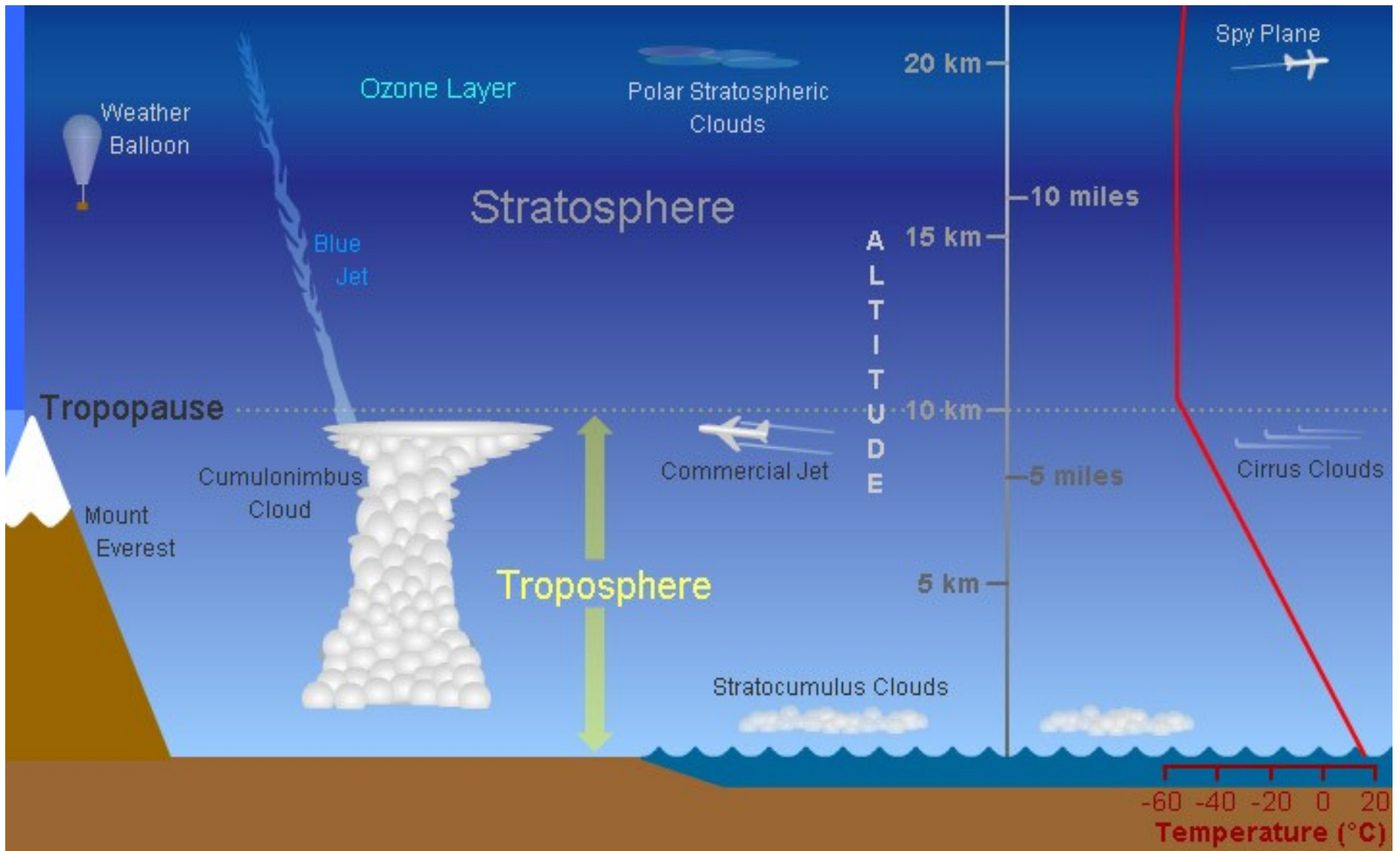
- **Cómo es la circulación de los vientos en 850mb?**

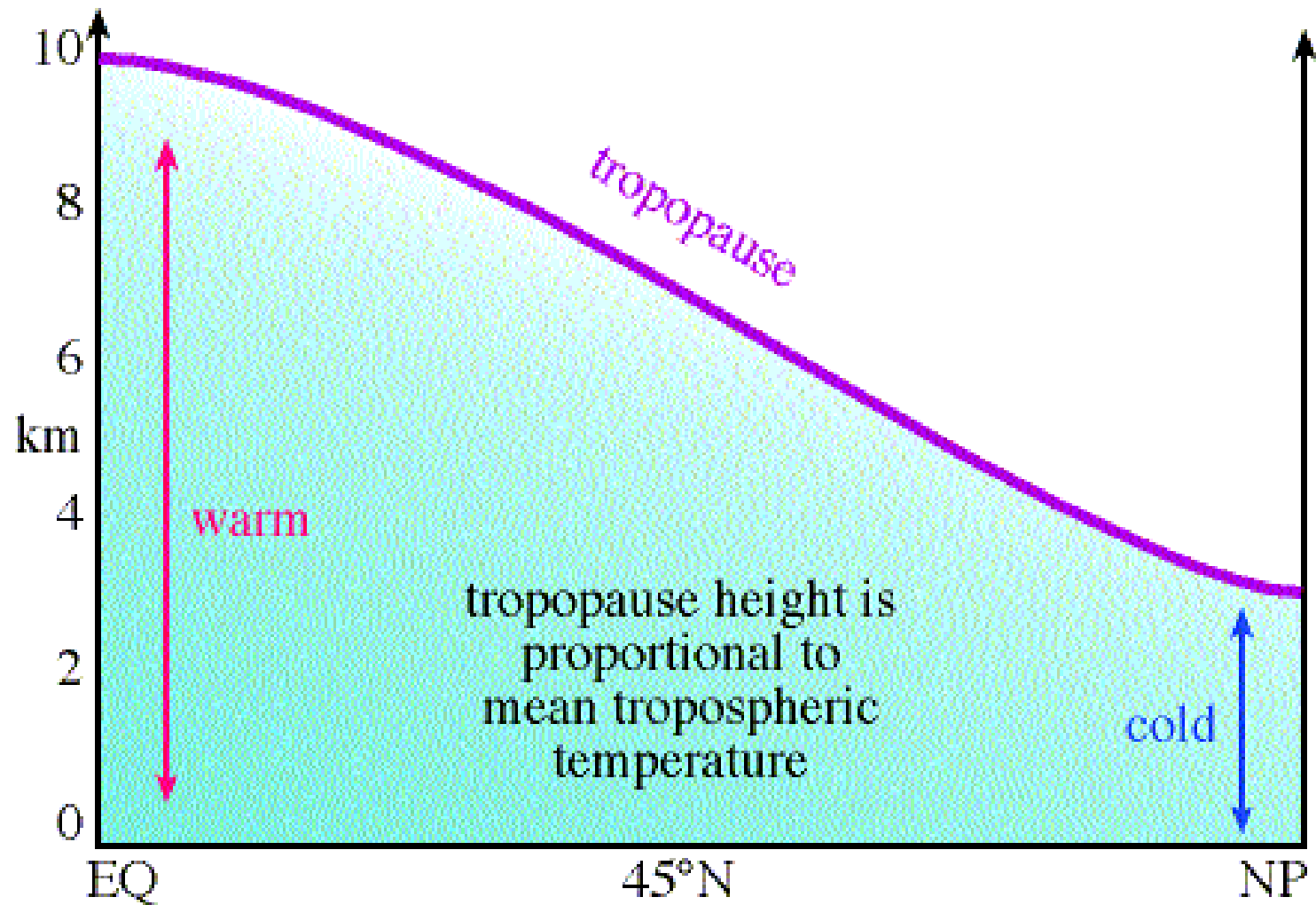
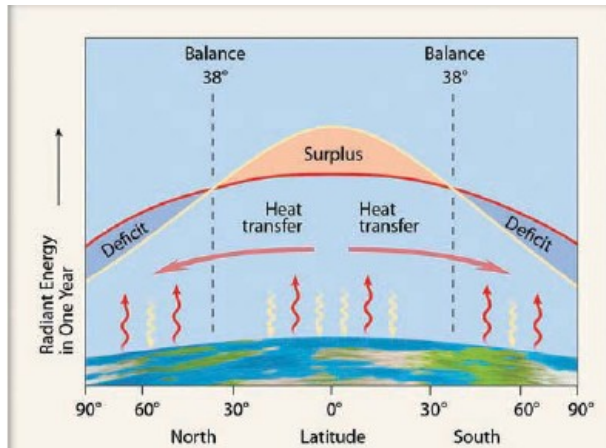
<https://earth.nullschool.net/#current/wind/isobaric/850hPa/orthographic=-65.08,-40.44,439>

- ¿Por qué se mueve la atmósfera?
- ¿Dónde es más turbulenta: en los trópicos o latitudes medias?
- ¿Por que aparecen 3 celdas verticales en cada hemisferio?

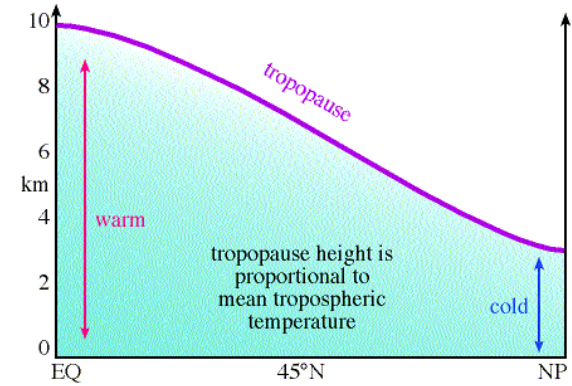








# ECUACIÓN HIPSOMÉTRICA



**Relaciona la distribución de masa en la altura con la T de la columna atmosférica**

Despejamos la densidad de la ecuación de estado y la sustituimos en la ecuación hidrostática

Se obtiene a partir de

$$P = \rho RT \quad \text{Ecuación de estado}$$

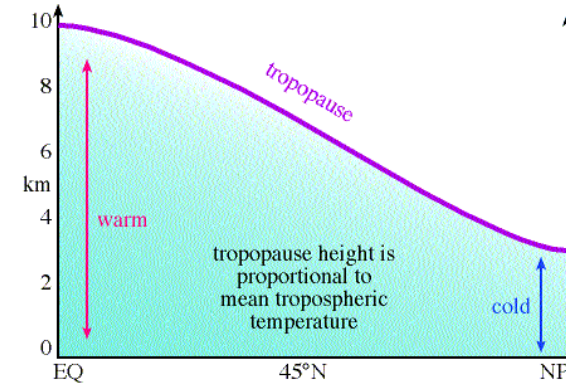
$$\rho = \frac{P}{RT}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad \text{Ecuación hidrostática}$$

$$\frac{dp}{dz} = \frac{-P}{RT} g \quad \rightarrow \quad -\frac{dp}{p} = \frac{g}{RT} dz$$



# ECUACIÓN HIPSOMÉTRICA

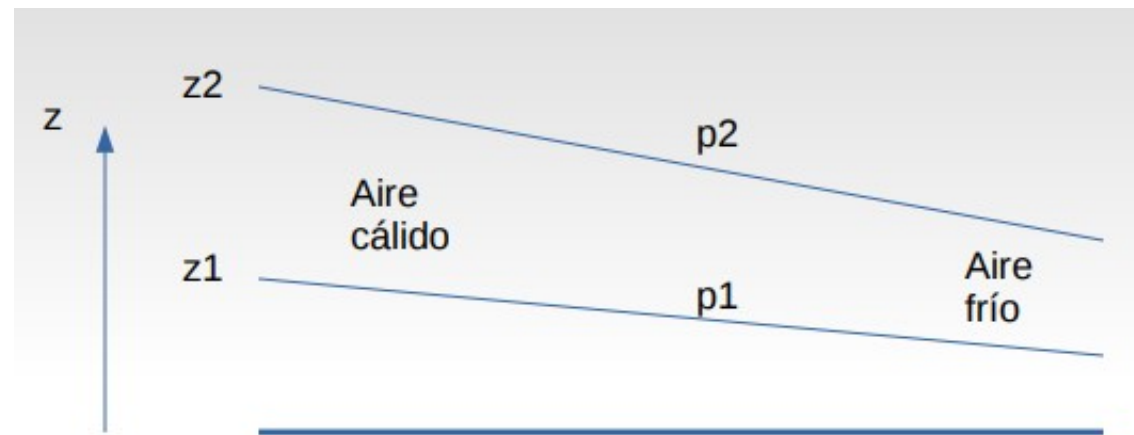


La ecuación hidrostática queda:  $-\frac{dp}{p} = \frac{g}{RT} dz$

Integrando  $\rightarrow -\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = \frac{g}{RT} \int_{z_2}^{z_1} dz \rightarrow \ln \frac{P_1}{P_2} = \frac{g}{RT} (z_2 - z_1)$

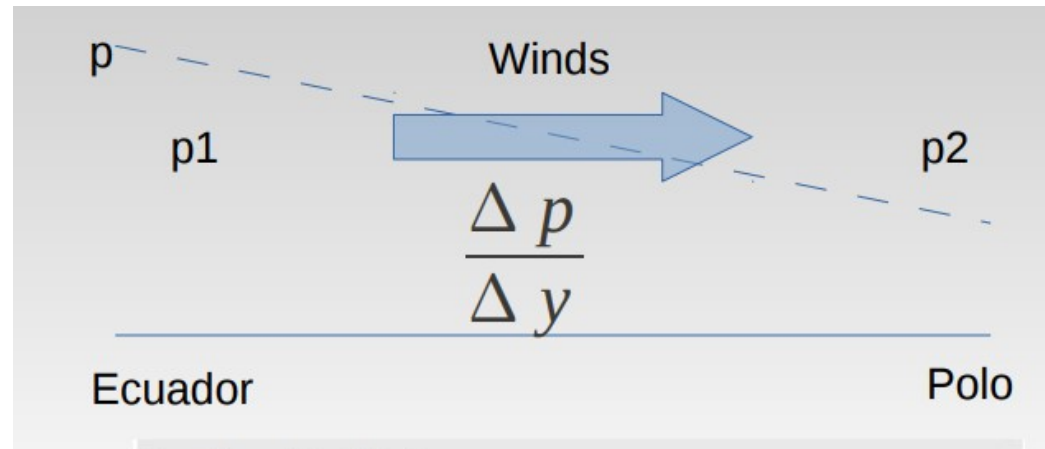
$$\rightarrow \frac{RT}{g} \ln \frac{P_1}{P_2} = z_2 - z_1$$

La altura (espesor) de la capa entre P1 y P2 depende de la T media de la capa



# ECUACIÓN HIPSONOMÉTRICA

En la dirección meridional permite comenzar a entender el movimiento de la atmósfera

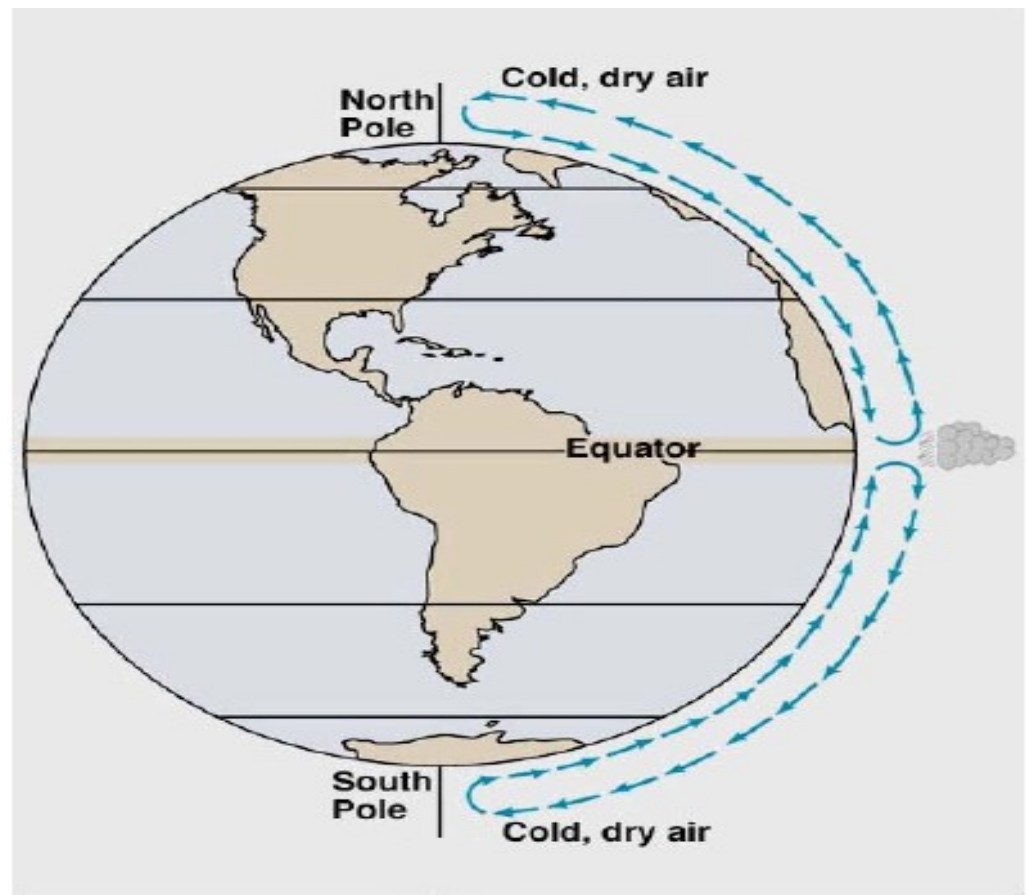
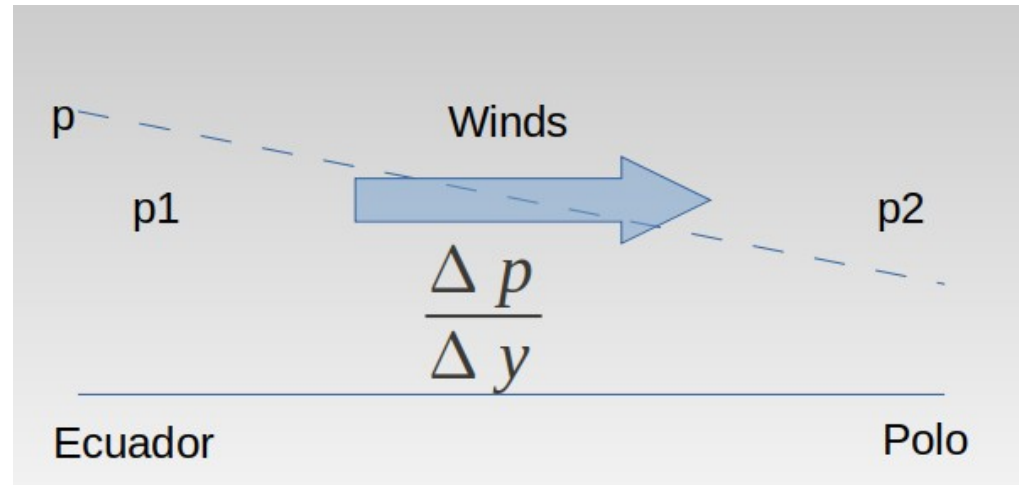


El espesor de la capa entre P1 y P2 depende de la T media de la capa

$$z_2 - z_1 = \int_{p_2}^{p_1} \frac{RT}{g} \frac{dp}{p} = \frac{RT}{g} \ln(p_1/p_2)$$

Debido a la pendiente de las superficies isobaras entre polo y ecuador se inducirá un viento en altura

El flujo de masa hacia los polos causará que baje la presión de superficie en los trópicos y aumente en los polos induciendo un flujo hacia el ecuador en superficie.

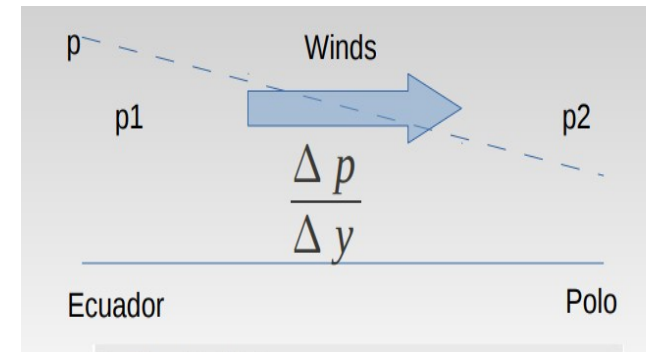


# Modelos de circulación general de la atmósfera

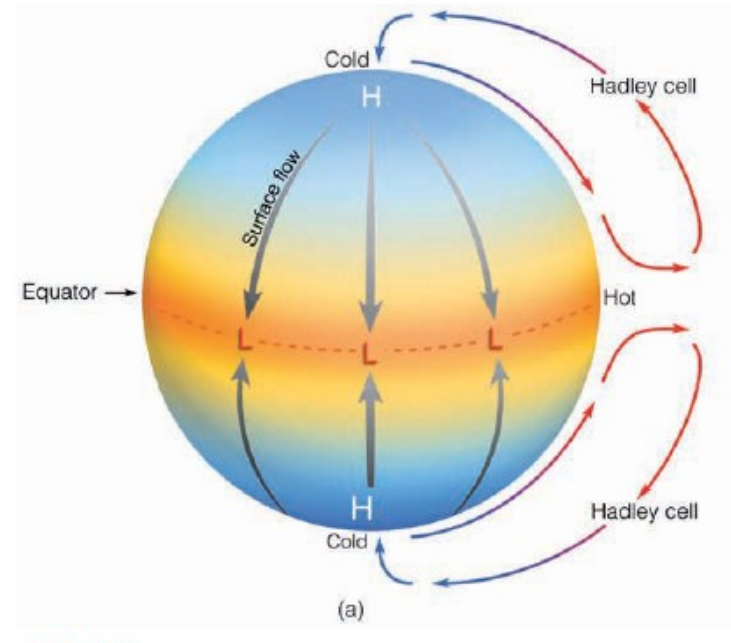
## Modelo de una sola celda

Hipótesis de partida

1. Asume la Tierra como un planeta esférico y uniformemente cubierto de agua (no existen continentes → no existe un calentamiento diferencial entre la superficie y los océanos).
2. No existe una inclinación del eje de la Tierra (no existen estaciones, la radiación llega perpendicularmente al ecuador y no existen variaciones estacionales en los vientos)
3. La Tierra no rota → La única fuerza que genera movimiento a nivel horizontal (movimiento paralelo a la superficie del planeta) es la fuerza del gradiente de presiones.



Resultado:

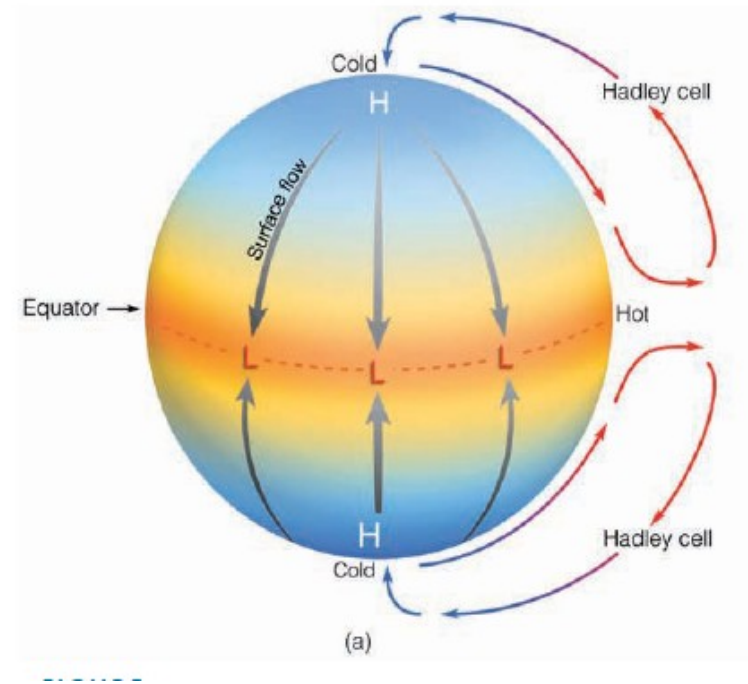


# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de una sola celda

### Resultado:

1. La circulación general está descrita por la existencia de una única celda en cada hemisferio (celda de Hadley).
2. Es una celda térmicamente directa porque transporta calor directamente desde el ecuador hacia los polos (los ascensos se producen sobre la región cálida y descensos sobre la fría).
3. El calentamiento diferencial existente entre los polos y el ecuador genera la aparición de un gradiente meridional de presiones en niveles altos (relativo al espesor).

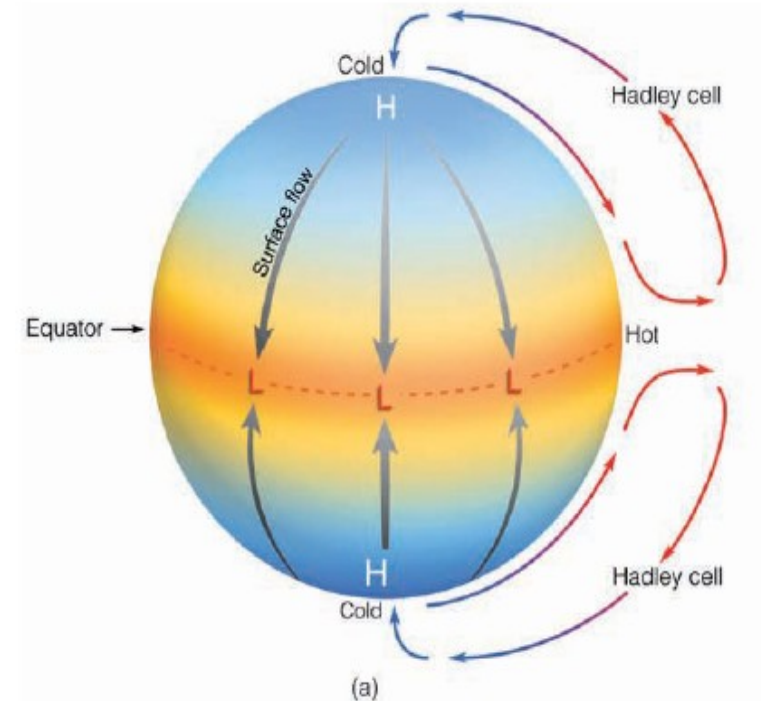


# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de una sola celda

### Resultado:

4. Tal gradiente induce un flujo de aire desde la zonas de presión más alta a la de menor (es decir, hacia el polo).
  - El calentamiento excesivo del ecuador junto con la divergencia en altura sobre el mismo genera la aparición de un cinturón de bajas presiones sobre esta región → ascensos de aire.
  - El aire cálido que se mueve hacia los polos, conforme se va acercando se va enfriando, y esto junto con la convergencia de los vientos en altura en el polo, genera una región de altas presiones sobre el polo → subsidencia de aire.
5. En respuesta al gradiente horizontal de presiones existente en superficie entre el polo y el ecuador, se establece un flujo de aire desde los polos hacia el ecuador

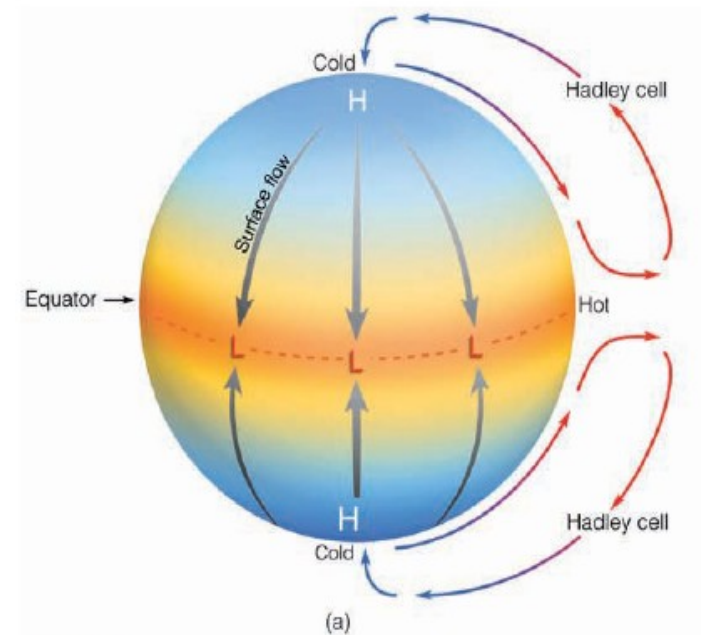


# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de una sola celda

### Resultado:

- Esta circulación tan simple no existe en la atmósfera real: la tierra rota:
  - La fuerza de Coriolis desvía a las parcelas de aire, hacia la derecha (izquierda) en el hemisferio norte (sur).
  - En ambos hemisferios se estarían generando en superficie vientos del este (se desplazan del este hacia el oeste), en dirección opuesta al sentido de rotación de la tierra.
    - La fricción de los vientos con el suelo frenaría la velocidad de rotación del planeta.
    - La rotación de la Tierra en realidad permanece constante.
  - En latitudes medias los vientos tienden a prevalecer del oeste (se desplazan hacia el este), al contrario de lo que indica el modelo.

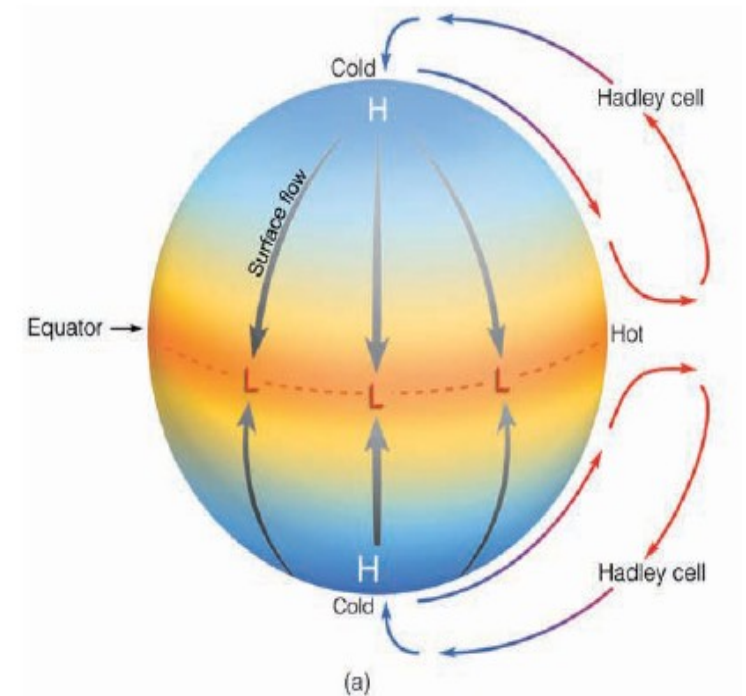


## 6.3) Modelos de circulación general de la atmósfera

### Modelo de una sola celda

#### Resultado:

- Las observaciones (la distribución de vientos en superficie y la constancia en la velocidad de rotación) sugieren que este modelo de circulación general de la atmósfera no es el apropiado.





# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

### Hipótesis de partida

1. Asume la Tierra como un planeta esférico y uniformemente cubierto de agua (no existen continentes, por lo que no existe un calentamiento diferencial entre la superficie y los océanos).
2. En ppio asumamos que no existe una inclinación del eje de la Tierra (no existen estaciones, la radiación llega perpendicularmente al ecuador y no existen variaciones estacionales en los vientos)
3. La Tierra rota → La fuerza que genera movimiento a nivel horizontal es la fuerza del gradiente de presiones y la aparición de la fuerza de Coriolis desvia las parcelas de aire a la derecha (izquierda) con respecto a su dirección de movimiento en el HN (HS).

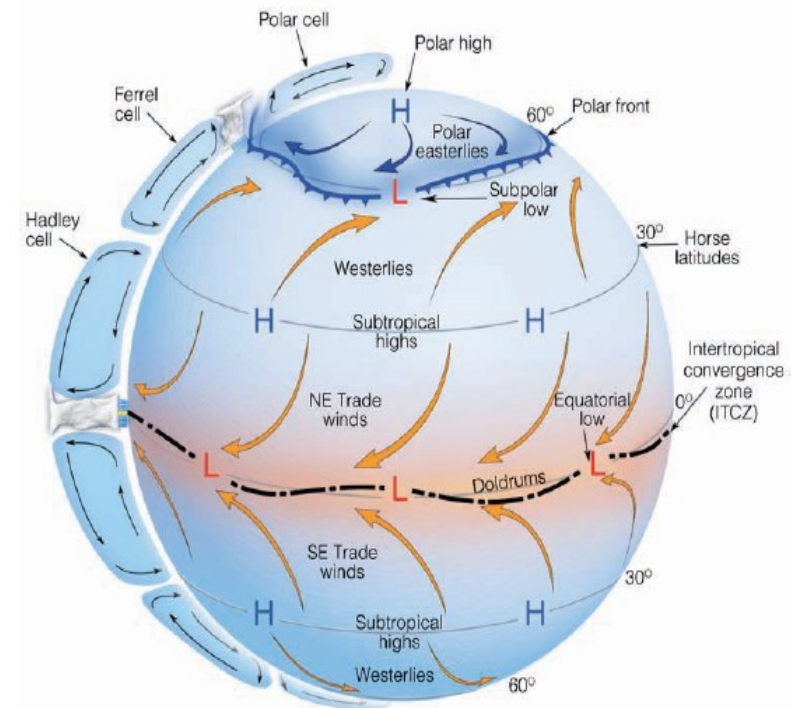
# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

### Hipótesis de partida

1. Asume la Tierra como un planeta esférico y uniformemente cubierto de agua (no existen continentes, por lo que no existe un calentamiento diferencial entre la superficie y los océanos).
2. EN ppio asumamos que no existe una inclinación del eje de la Tierra (no existen estaciones, la radiación llega perpendicularmente al ecuador y no existen variaciones estacionales en los vientos)
3. La Tierra SI rota → La fuerza que genera movimiento a nivel horizontal es la fuerza del gradiente de presiones y la aparición de la fuerza de Coriolis va a desviar las parcelas de aire hacia la derecha (izquierda) con respecto a su dirección de movimiento en el HN (HS).

### Resultado:



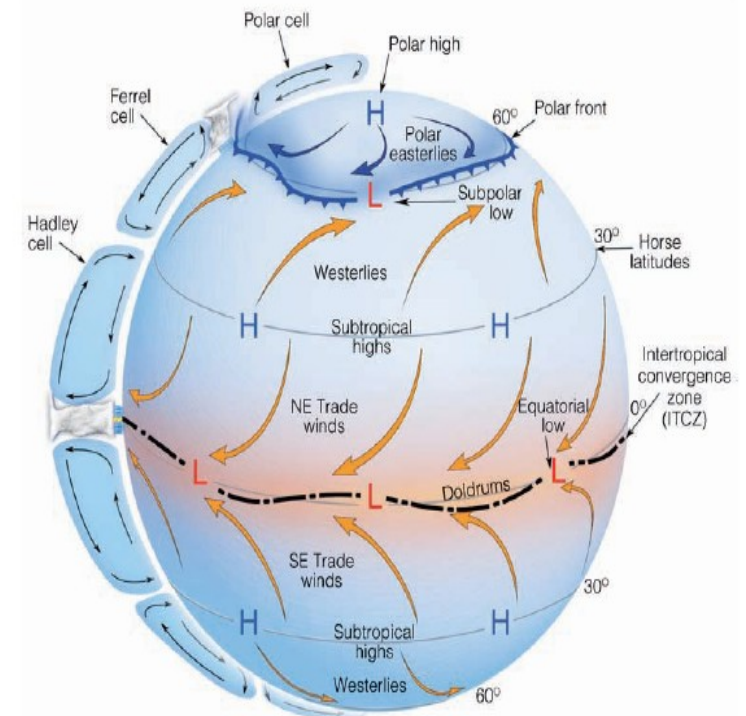
# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

### Resultados:

1. Como consecuencia de la rotación del planeta: la celda de Hadley obtenida en el modelo de una celda ahora se divide en tres:
  - Celda de Hadley (sobre el trópico)
  - Celda de Ferrel (sobre latitudes medias)
  - Celda polar (sobre los polos).
2. Similitudes con el modelo anterior:
  - Ecuador: sigue apareciendo una banda de bajas presiones
  - Polos: siguen apareciendo altas presiones.

### Resultado:



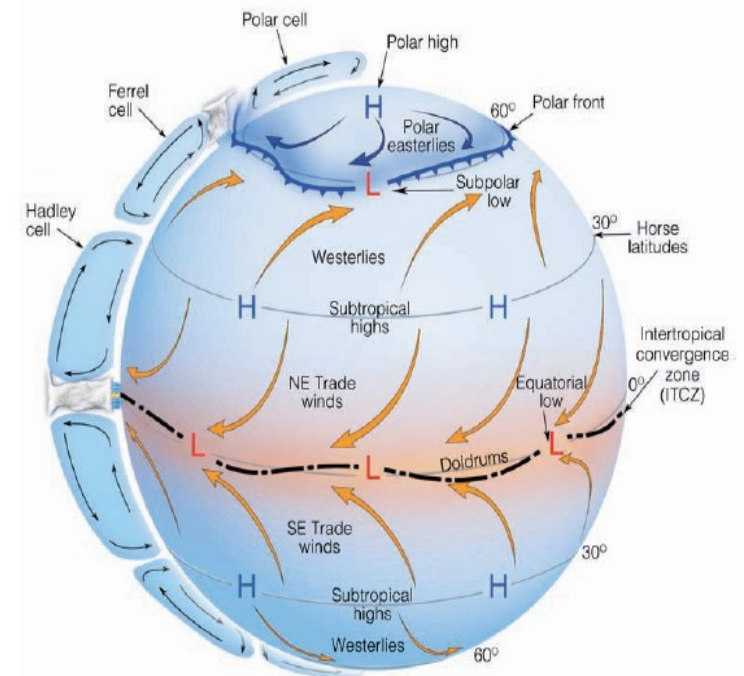
# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

### Resultados:

- El aire caliente asciende y el vapor de agua que lleva consigo condensa, librando grandes cantidades de calor latente.
- Ese flujo de calor calentando el entorno y es una fuente de energía adicional para la celda de Hadley.
- Este aire ascendente llega hasta la tropopausa, la cuál actúa como barrera y se mueve meridionalmente hacia los polos (una parte del aire se desplaza hacia el polo norte y otra hacia el sur).

### Resultado:



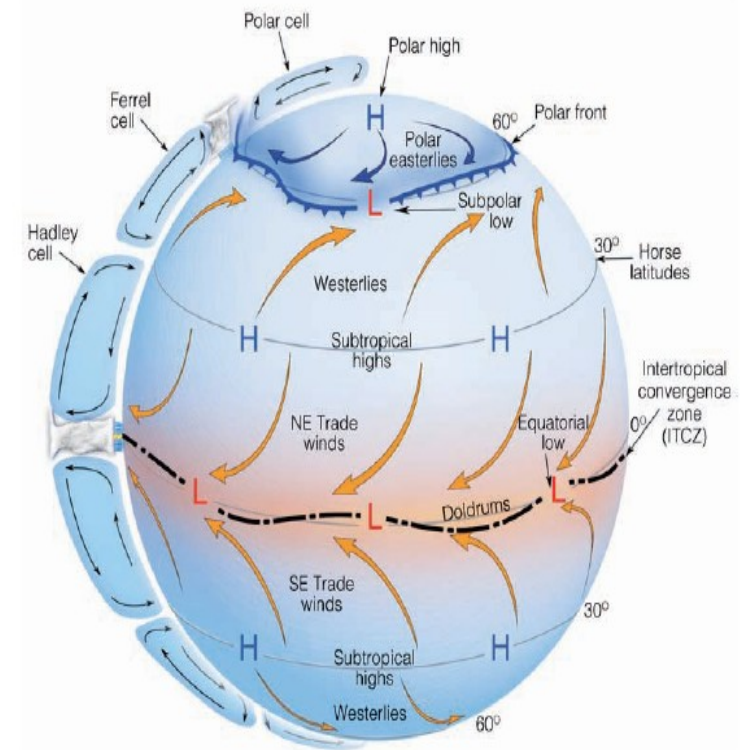
# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

### Resultados:

- Sobre la franja ecuatorial se forma un cinturón de bajas presiones
- La fuerza de Coriolis desvía el flujo que se mueve hacia el polo hacia la derecha (izquierda) en el HN (HS) proporcionando vientos del oeste en ambos hemisferios en altura.
- Conforme el aire se mueve hacia los polos, se enfría por pérdida de radiación IR y a los 30° de latitud se encuentra con una zona de convergencia. Esta convergencia en altura, genera subsidencia, un incremento de la presión y divergencia en superficie. → cinturones de altas presiones subtropicales

### Resultado:



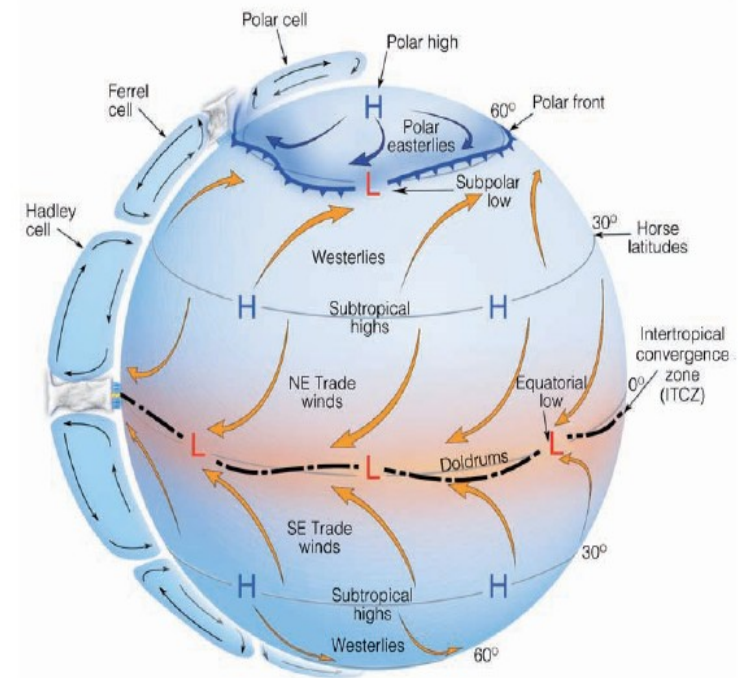
# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

### Resultados:

- El aire seco converge ( $30^\circ$  de latitud) y desciende, se va calentando por compresión adiabática.
- Estas regiones se asocian a cielos claros, donde prácticamente no llueve y la superficie se calienta bastante. Se suelen asociar los desiertos (e.g.: el Sahara).
- Desde los cinturones de altas presiones, parte del aire retorna hacia el ecuador (desviados por Coriolis y originando los vientos del este o alisios de latitudes tropicales) y otra parte se desplaza en superficie hacia los polos (siendo desviados por Coriolis y originando vientos del oeste en latitudes medias).

### Resultado:



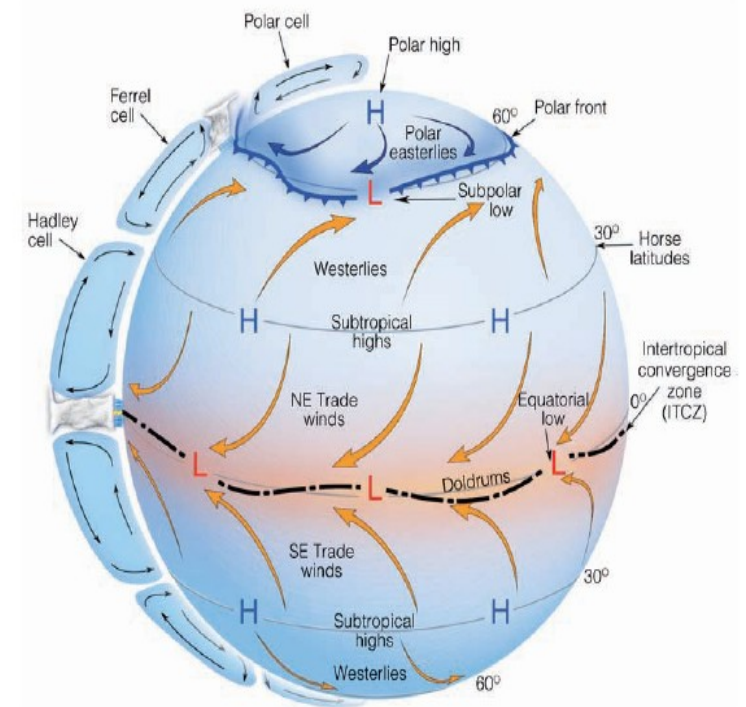
# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

### Resultados:

- La convergencia de los vientos alisios en el ecuador genera la zona de convergencia intertropical (ITCZ).
- Cuando el aire en superficie se desplaza hacia los polos en la celda de Ferrel, llega un momento en el que se encuentra con el aire que proviene de los polos y se desplaza hacia el ecuador (de la celda polar).
  - Estas dos masas de aire con un gran contraste de temperaturas no se mezclan realmente. Están separadas por un frente polar (zona de bajas presiones donde el aire converge y asciende dando lugar al desarrollo de nubes y posibles tormentas)

### Resultado:



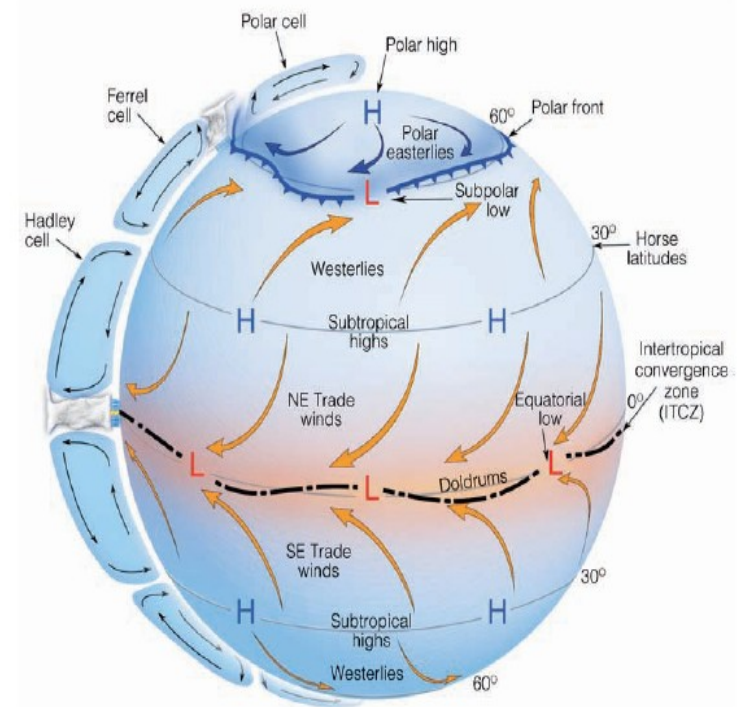
# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

### Resultados:

- Parte del aire que asciende, se desplaza a menores latitudes siguiendo la celda de Ferrel hasta los 30° de latitud donde al convergen con el aire que procede de la celda de Hadley y desciende,.
- La celda de Ferrel es una celda indirecta: los ascensos se producen en la zona más fría y los descensos en la zona más cálida.
- El aire que viene en superficie desde los polos a los 60° es desviado por Coriolis volviendo a generar vientos del este en superficie.
- La parte del aire que se mueve por encima del frente polar también es desviada por Coriolis generando vientos del oeste en latitudes altas (>60°) y en altura. Cuando llega al polo, converge, desciende y vuelve hacia el frente polar en superficie cerrando la celda de Polar.

### Resultado:





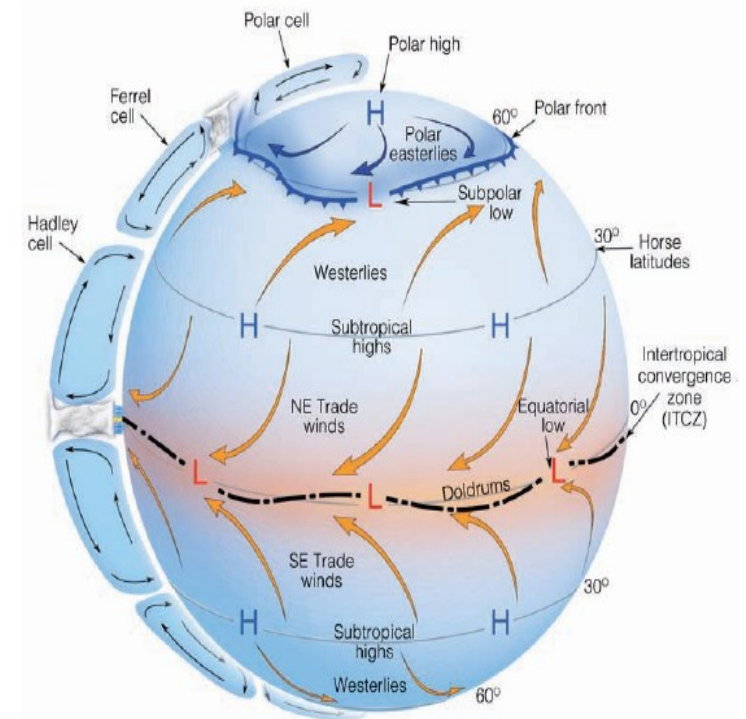
# Modelos de circulación general de la atmósfera

## Modelo de tres celdas

En resumen: como consecuencia de este modelo de circulación tenemos que, en superficie:

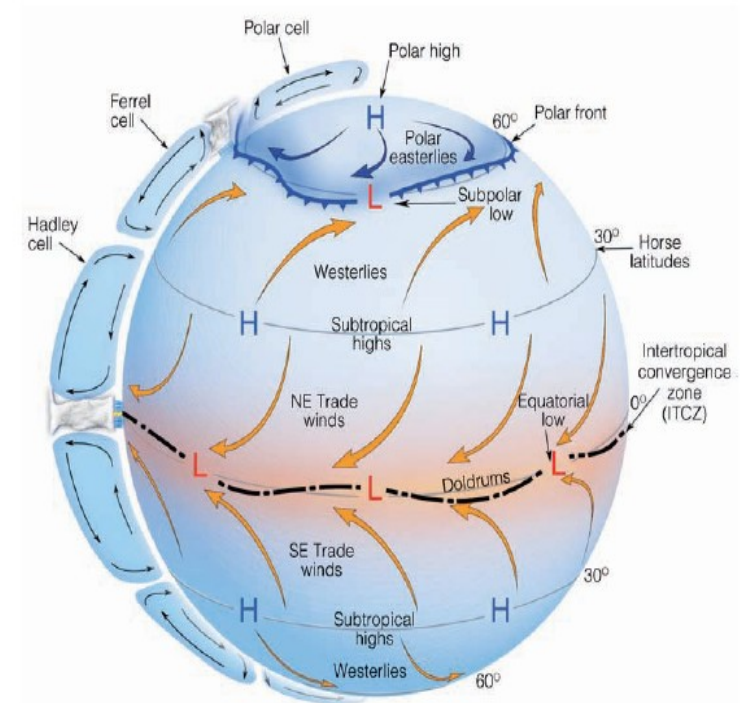
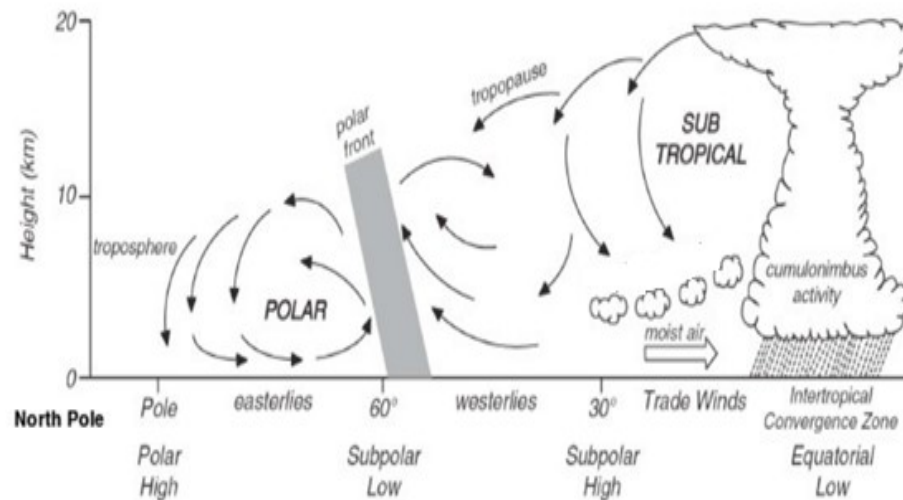
- Dos áreas de altas presiones ( $30^\circ$ ,  $90^\circ$ ) y otras dos de bajas presiones ( $0^\circ$ ,  $60^\circ$ ) en superficie.
- Los vientos del este en superficie (alisios) se extienden por todas las latitudes tropicales.
- Los vientos del oeste predominan en latitudes medias.
- Detrás del frente polar se encuentran los vientos del este polares.

Resultado:



# Modelos de circulación general de la atmósfera

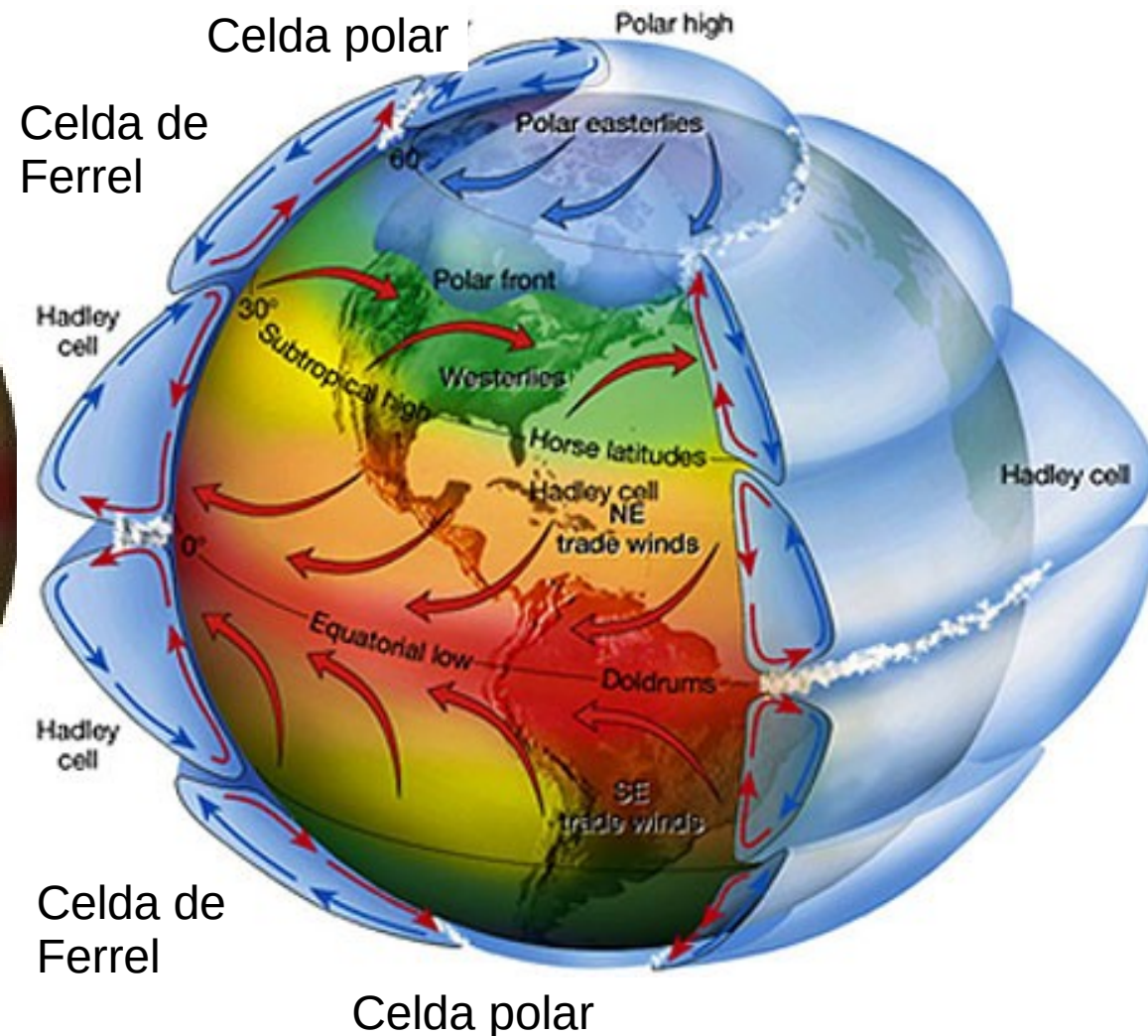
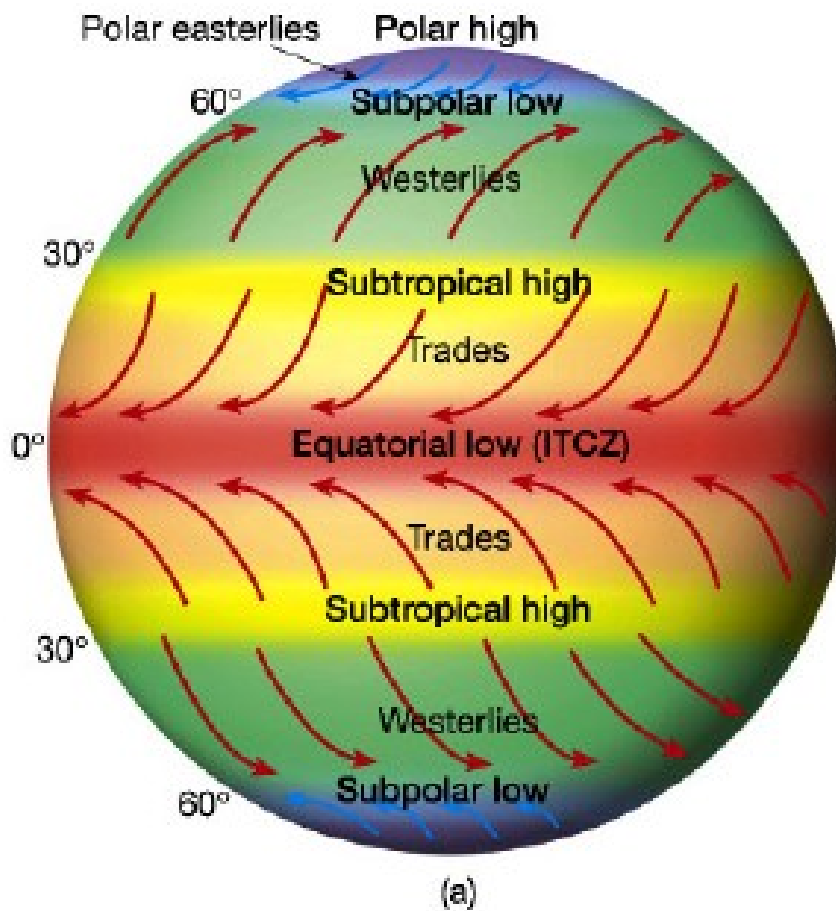
## Modelo de tres celdas

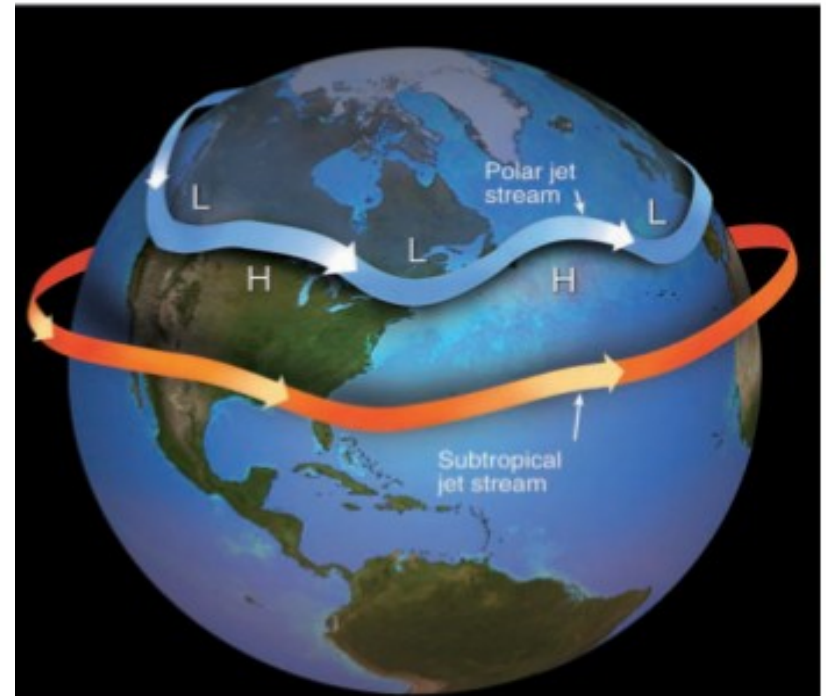
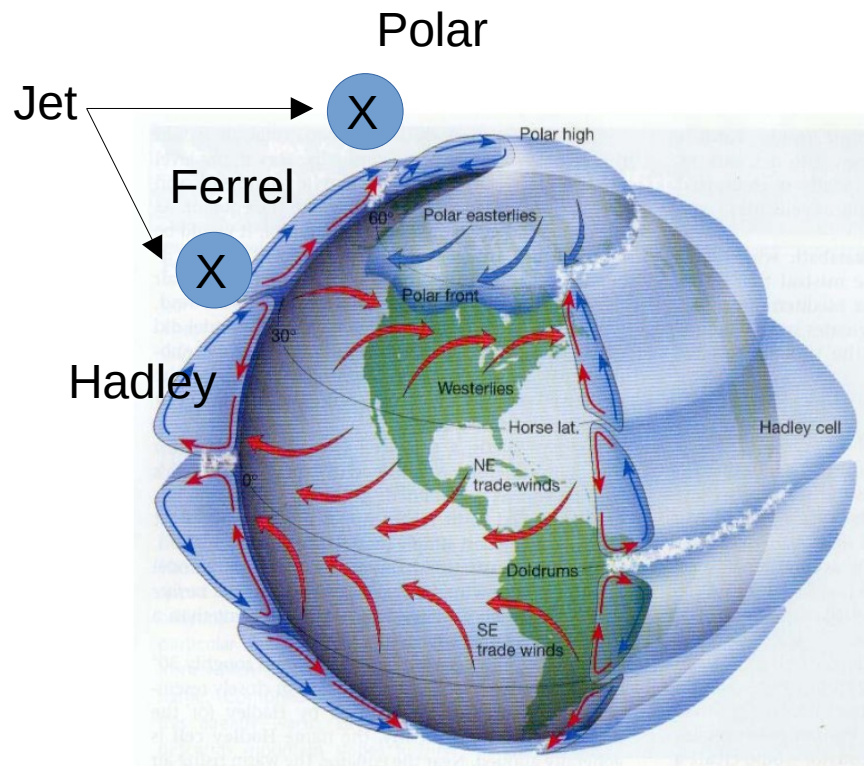


# Esquema de la circulación en ausencia de continentes

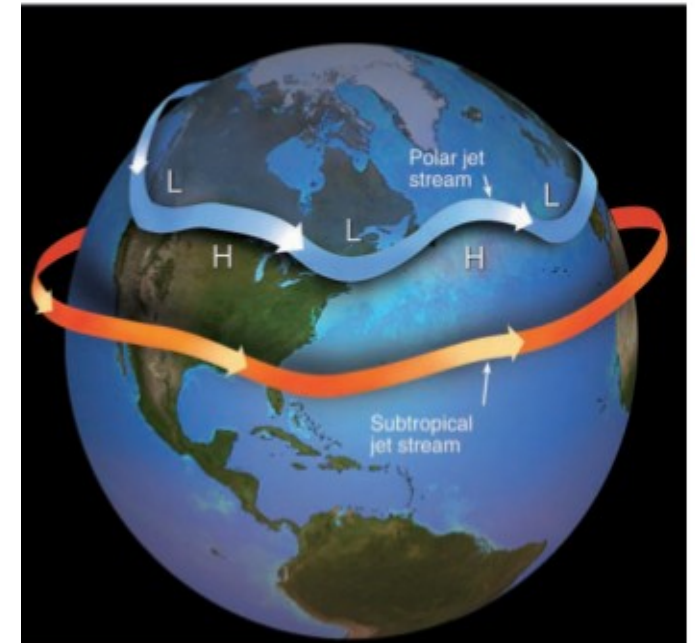
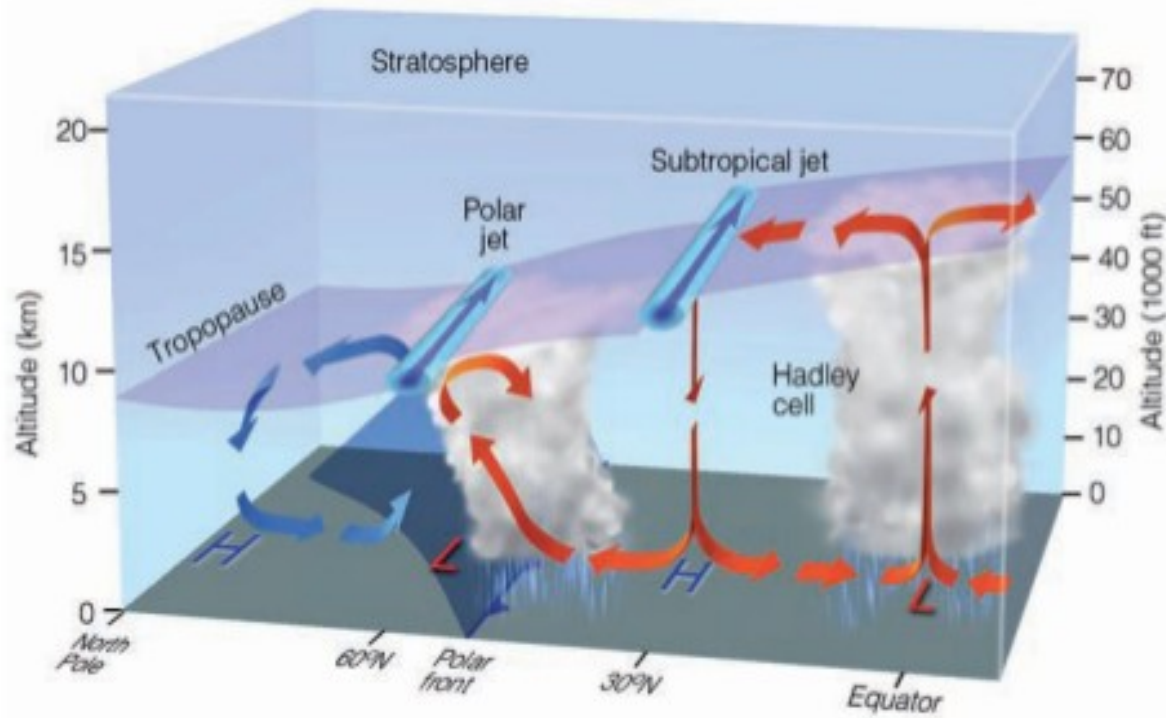
En superficie se generan cinturones de alta y baja presión

3 celdas verticales en cada hemisferio: Hadley, Ferrel y polar





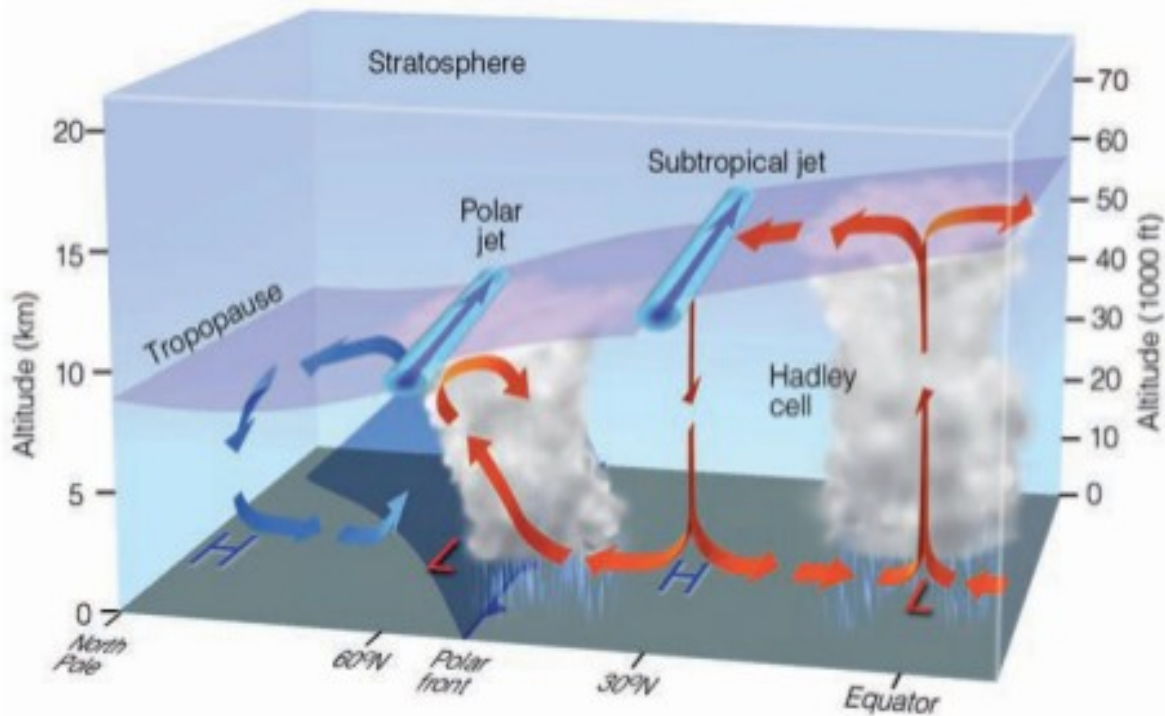
# Modelos de circulación general de la atmósfera



La Figura ilustra la posición promedio de los jet streams, la tropopausa y circulación general. Jet streams localizados en la tropopausa, uno a los 13km de altura cerca de los 30° de latitud (jet subtropical), y otro a los 10km de altura cerca de los 60° de latitud (jet subpolar).

Jet streams polar (azul) y subtropical (naranja)

# Modelos de circulación general de la atmósfera



En latitudes medias y altas, los vientos del oeste van incrementando su intensidad con la altura.

Consideremos el viento geostrófico.

El gradiente de temperaturas causa que el gradiente horizontal de presiones incremente con la altura hasta llegar a la tropopausa. Como resultado, los vientos incrementan en intensidad hasta la tropopausa.

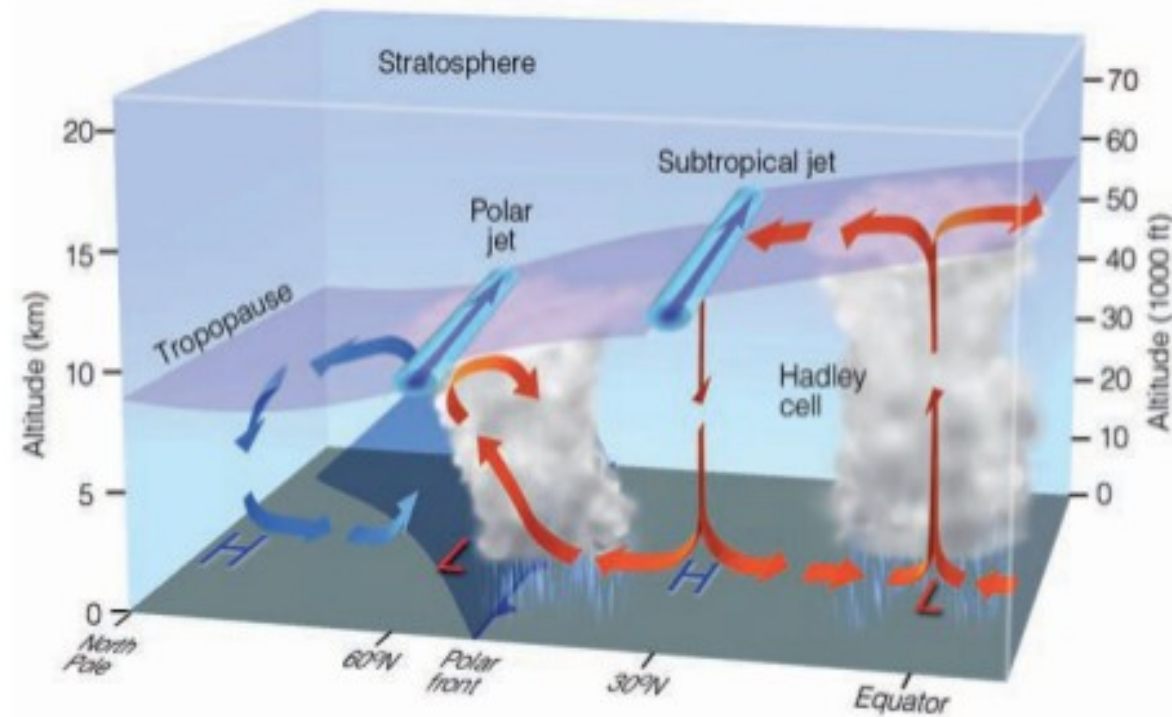
La Figura ilustra la posición promedio de los jet streams, la tropopausa y circulación general. Jet streams localizados en la tropopausa, uno a los 13km de altura cerca de los 30° de latitud (jet subtropical), y otro a los 10km de altura cerca de los 60° de latitud (jet subpolar).

# Modelos de circulación general de la atmósfera

En latitudes medias y altas los vientos fundamentalmente son del oeste, su intensidad varía según la posición.

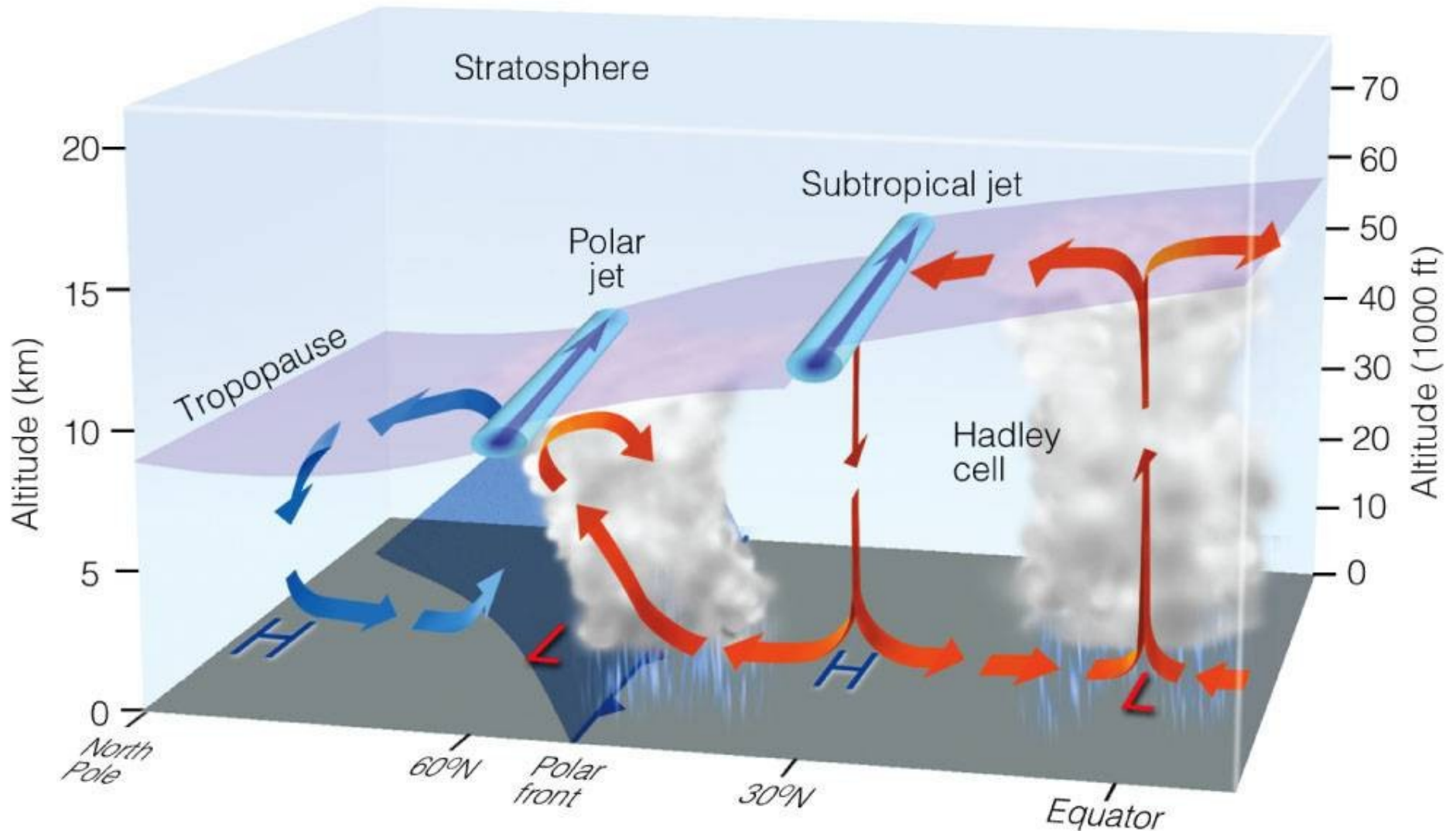
Se habla de jet streams donde tienden a concentrarse los vientos más fuertes en estrechas bandas en la tropopausa.

Son corrientes de aire muy veloces (superan los 180 km/h y alcanzan 370km/h) con una extensión longitudinal de varios miles de kilómetros, una anchura de cientos de kilómetros y un espesor de pocos de kilómetros. Son más intensos en el núcleo del jet stream y soplan del oeste hacia el este.



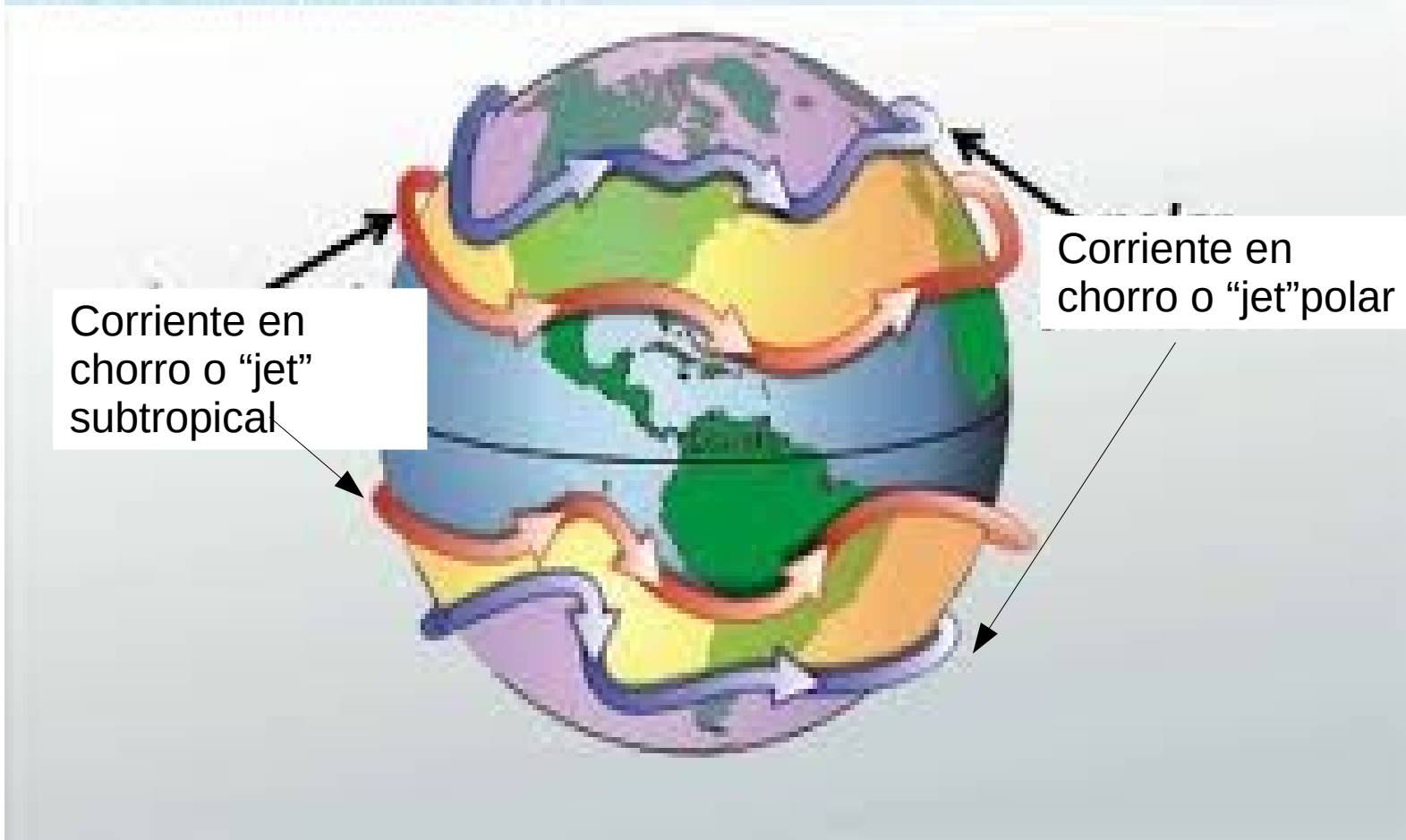
La Figura ilustra la posición promedio de los jet streams, la tropopausa y circulación general. Jet streams localizados en la tropopausa, uno a los 13km de altura cerca de los 30° de latitud (jet subtropical), y otro a los 10km de altura cerca de los 60° de latitud (jet subplolar).

# Estructura vertical: vientos en altura son diferentes a los de superficie pero están relacionados





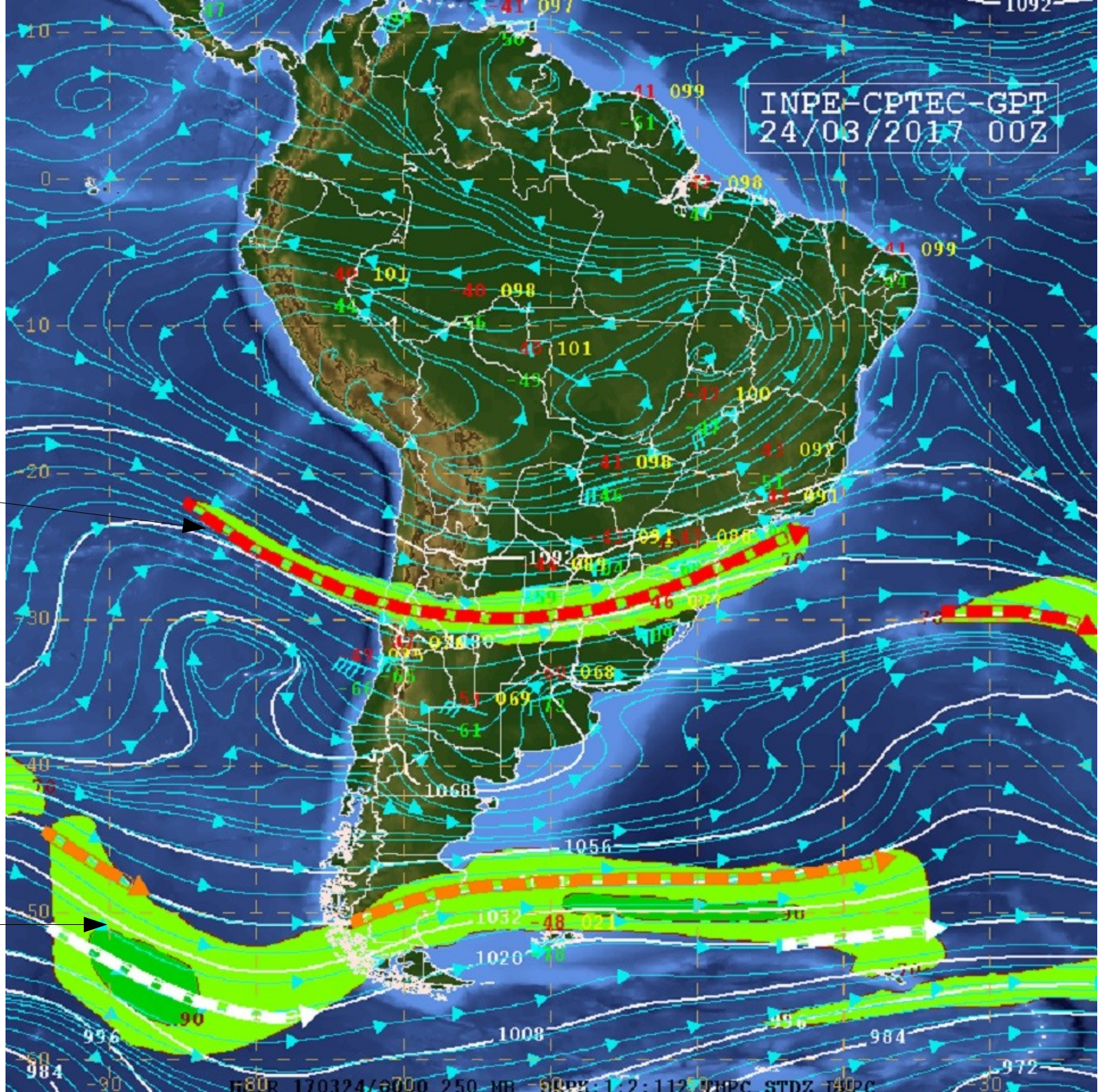
## THE POLAR FRONT AND JET STREAM



INPE-CPTEC-GPT  
24/03/2017 00Z

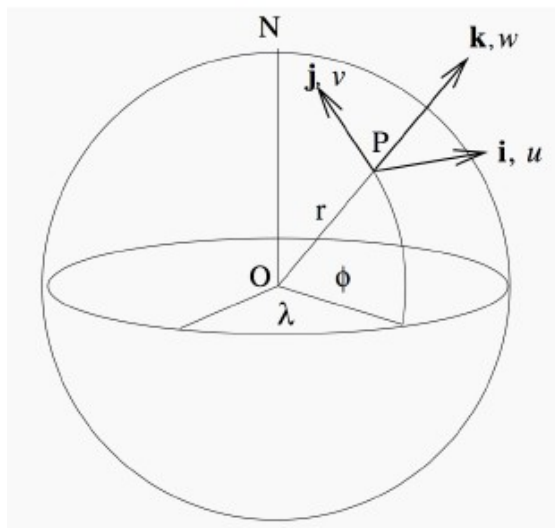
Jet Subtropical  
(mas "derecho")

Jet Frente polar  
(tiene grandes meandros)

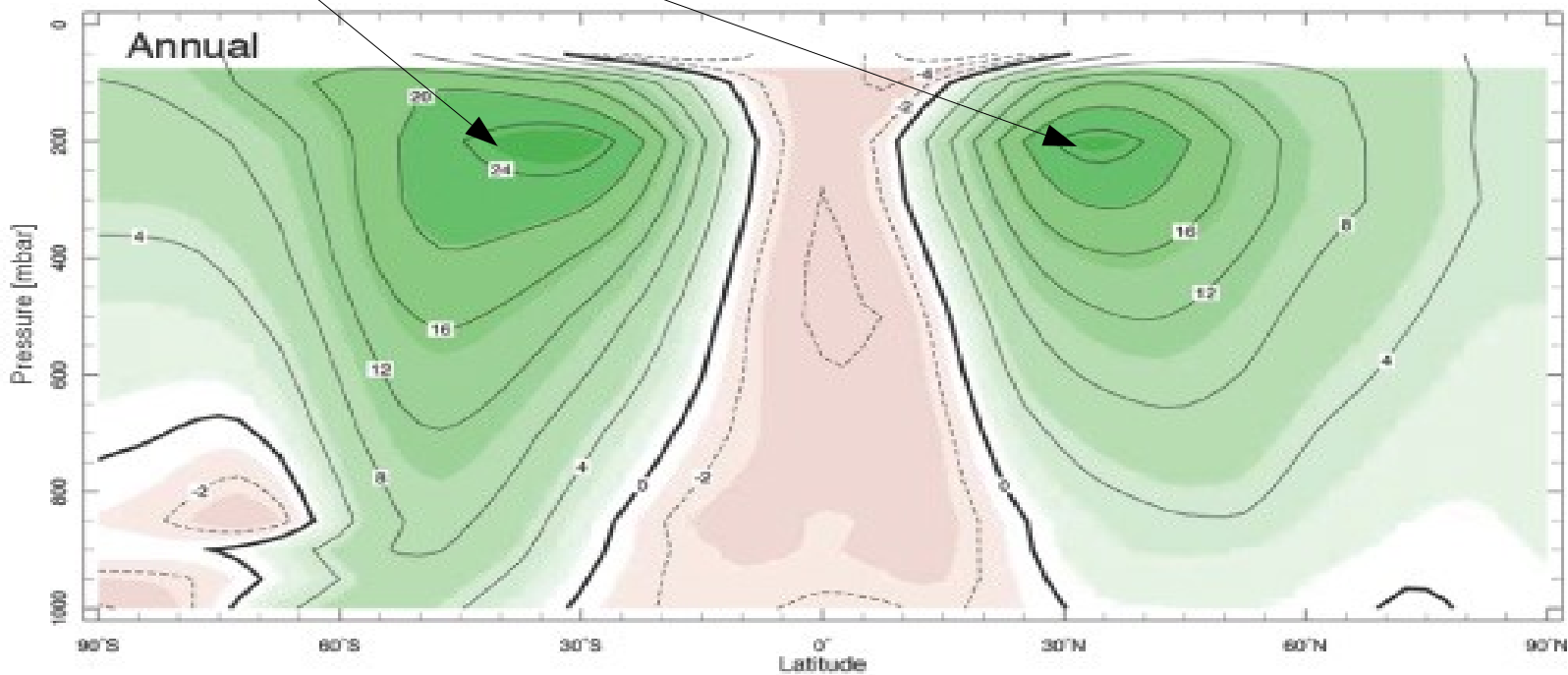




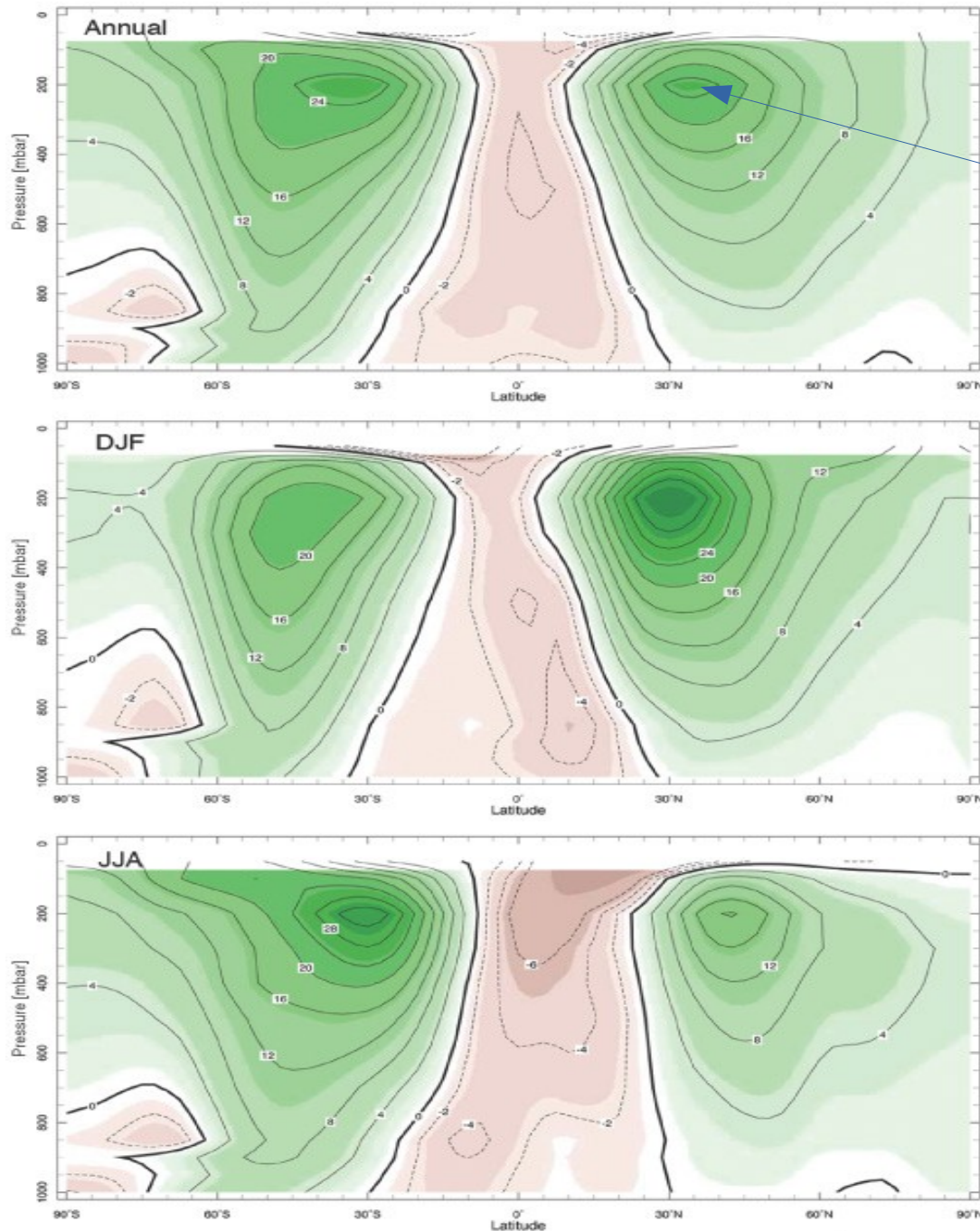
Corrientes  
en chorro



Zonal-Average, Zonal-Wind (m/s)



## Zonal-Average, Zonal-Wind (m/s)



**Corriente en chorro**  
(en la media zonal no se distinguen las dos corrientes en chorro de cada hemisferio)

**Los vientos del oeste aumentan con la altura y son mas fuertes en el invierno**

¿Por qué?

**Figure 5.20:** Meridional cross-section of zonal-average zonal wind ( $\text{ms}^{-1}$ ) under annual mean conditions (top), DJF (December, January, February) (middle) and JJA (June, July, August) (bottom) conditions.

Para escalas grandes (500-1000 km) fuera de la capa límite el balance principal es  $FC + FGP = 0$

Consideremos que la densidad del fluido cte

FC = - FGP

$$u_g = \frac{-1}{\rho_0 f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Tomando la derivada vertical del viento geostrófico

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{-1}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z}$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z}$$

usando la ecuación hidrostática para sustituir  $dp/dz$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial y}$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{-g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

Usando la ecuación de estado para vincular densidad con T

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha(T - T_0))$$

**Viento térmico**

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{-g \alpha}{f} \frac{\partial T}{\partial y}$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g \alpha}{f} \frac{\partial T}{\partial x}$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{-g\alpha}{f} \frac{\partial T}{\partial y}$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g\alpha}{f} \frac{\partial T}{\partial x}$$

Viento térmico  
agua

Si bien se usó la ecuación de estado del agua para derivar la ecuación del viento térmico, para la atmósfera hay una ecuación análoga:

$$\frac{\partial u_g}{\partial \ln p} = \frac{R}{f} \frac{\partial T}{\partial y} \quad \frac{\partial v_g}{\partial \ln p} = \frac{-R}{f} \frac{\partial T}{\partial x}$$

Viento térmico  
atmósfera

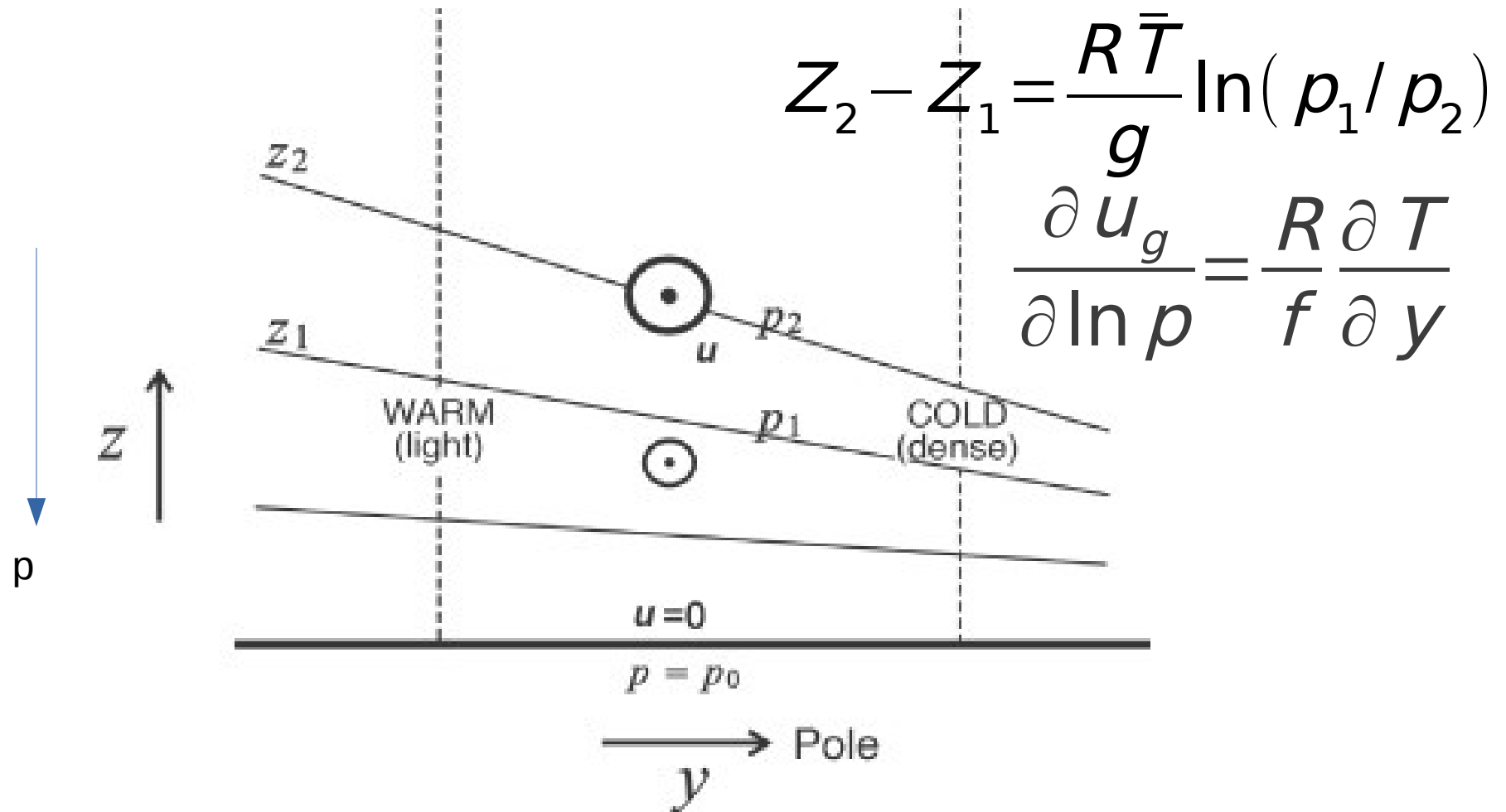


Figure 5.14: Warm columns of air expand, cold columns contract, leading to a tilt of pressure surfaces, a tilt which typically increases with height in the troposphere. In Section 7.3, we will see that the corresponding winds are out of the paper, as marked by  $e$  in the figure.



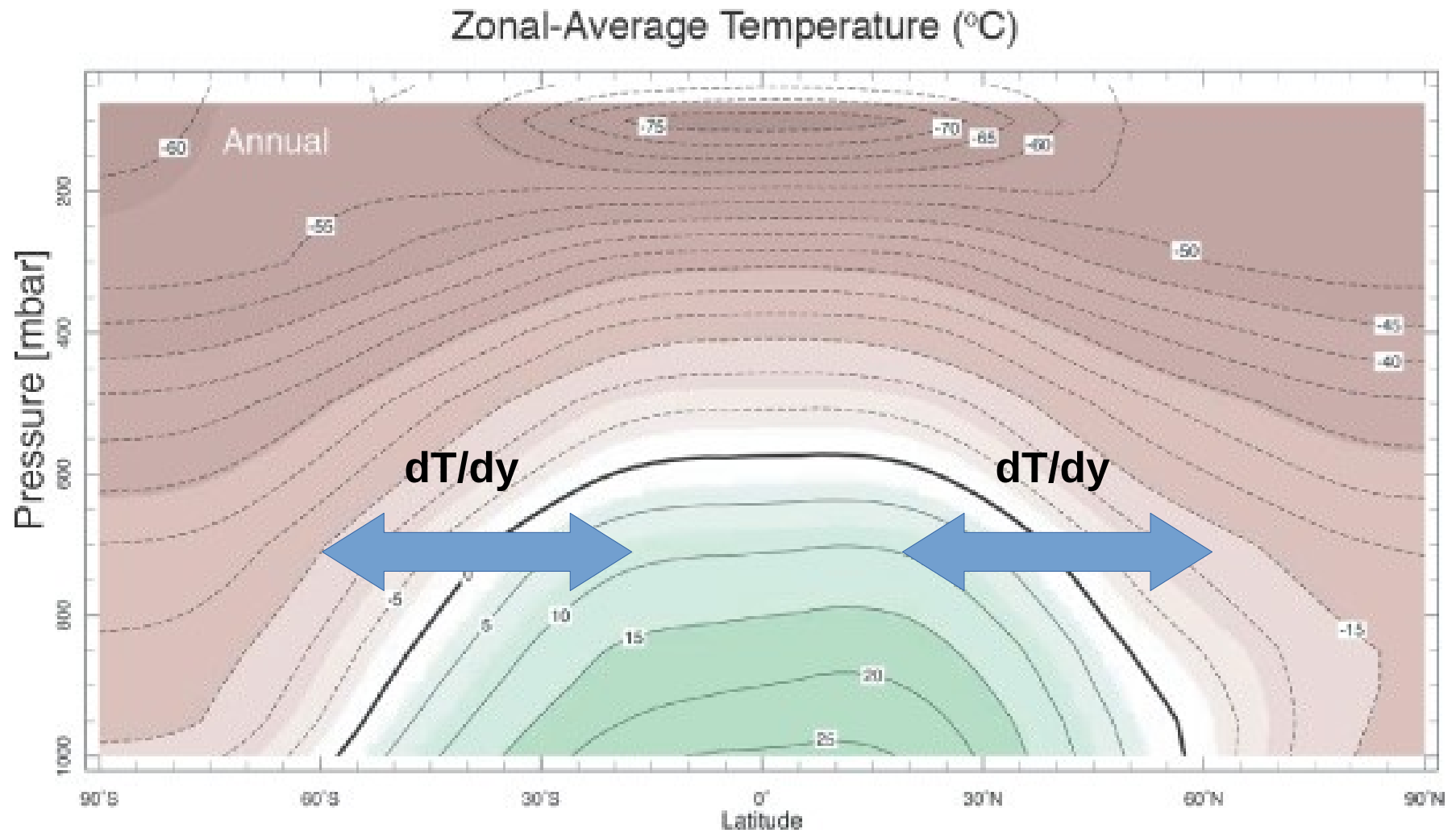
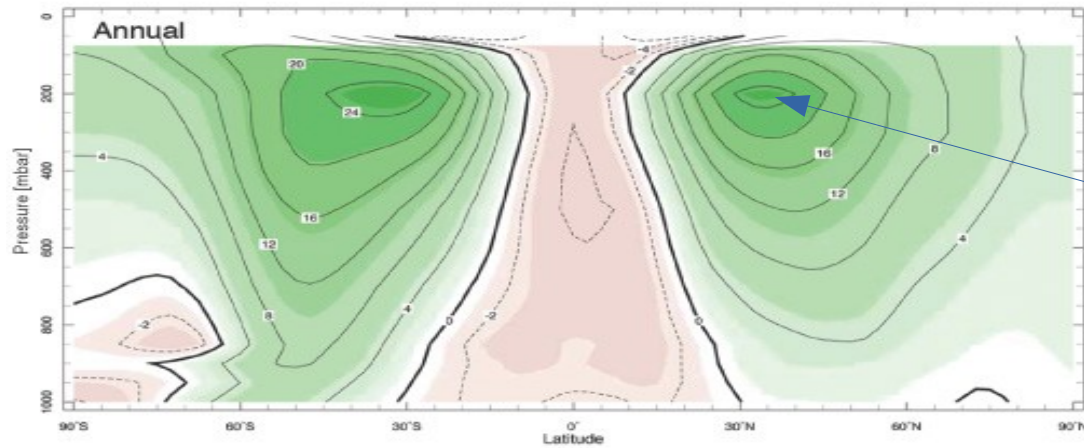


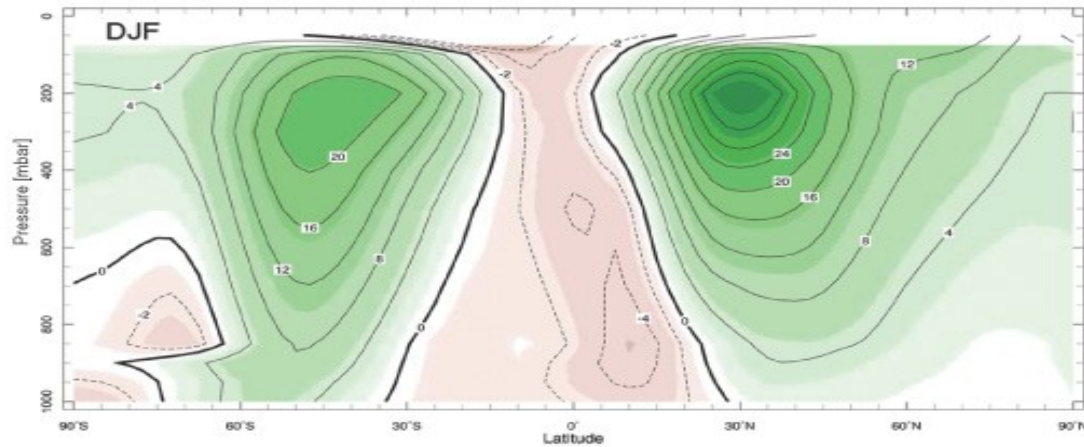
Figure 5.7: The zonally averaged annual-mean temperature in  $^{\circ}\text{C}$ .

Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.

## Zonal-Average, Zonal-Wind (m/s)



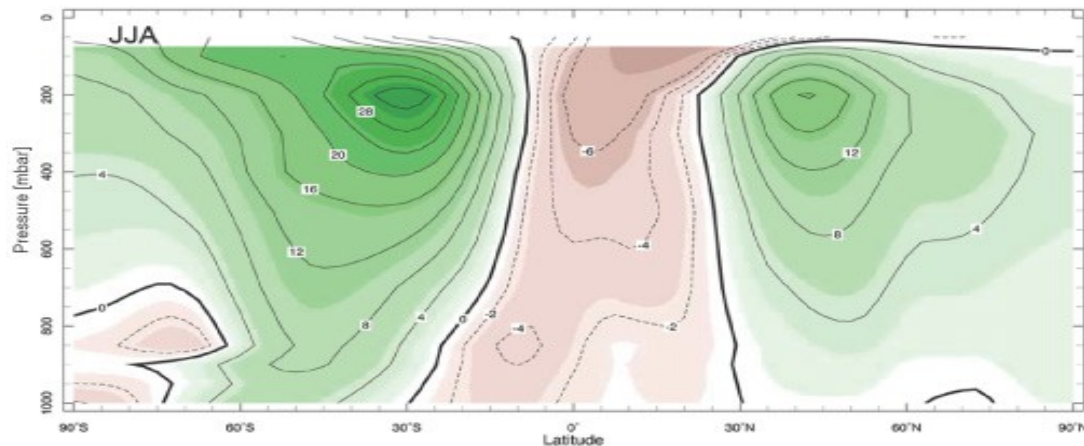
**Corriente en chorro**



Los vientos del oeste aumentan con la altura y son mas fuertes en el invierno

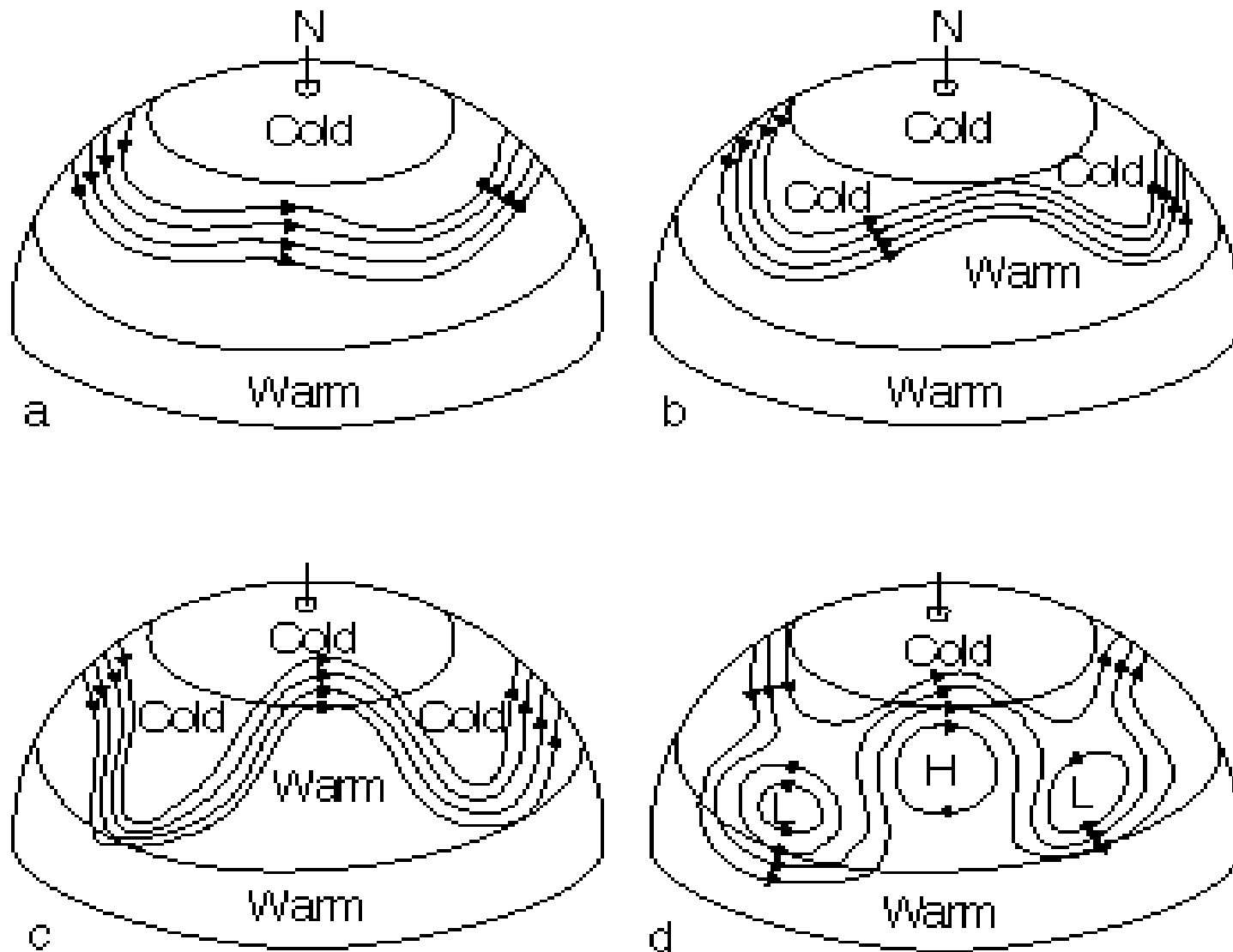
$$\frac{\partial u_g}{\partial \ln p} = \frac{R}{f} \frac{\partial T}{\partial y} < 0$$

El aumento de los vientos con la altura es consistente con el gradiente meridional de T

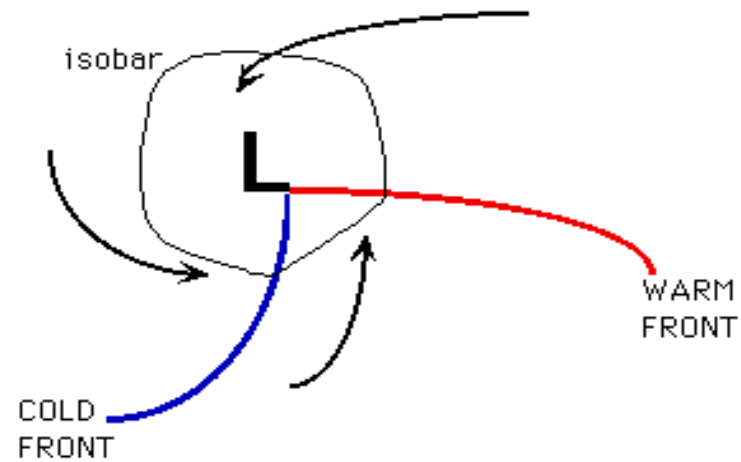


**Figure 5.20:** Meridional cross-section of zonal-average zonal wind ( $\text{ms}^{-1}$ ) under annual mean conditions (top), DJF (December, January, February) (middle) and JJA (June, July, August) (bottom) conditions.

## Meandros de la corriente en chorro

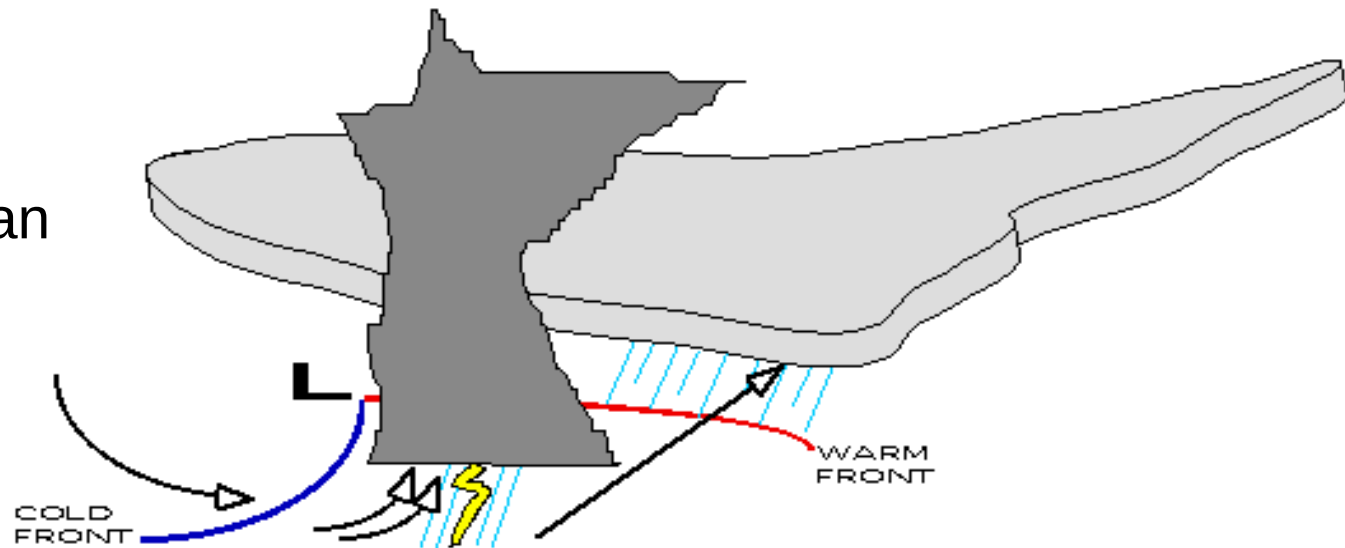


En superficie, las ondulaciones de la corriente en chorro tienen asociados centros de baja presión.

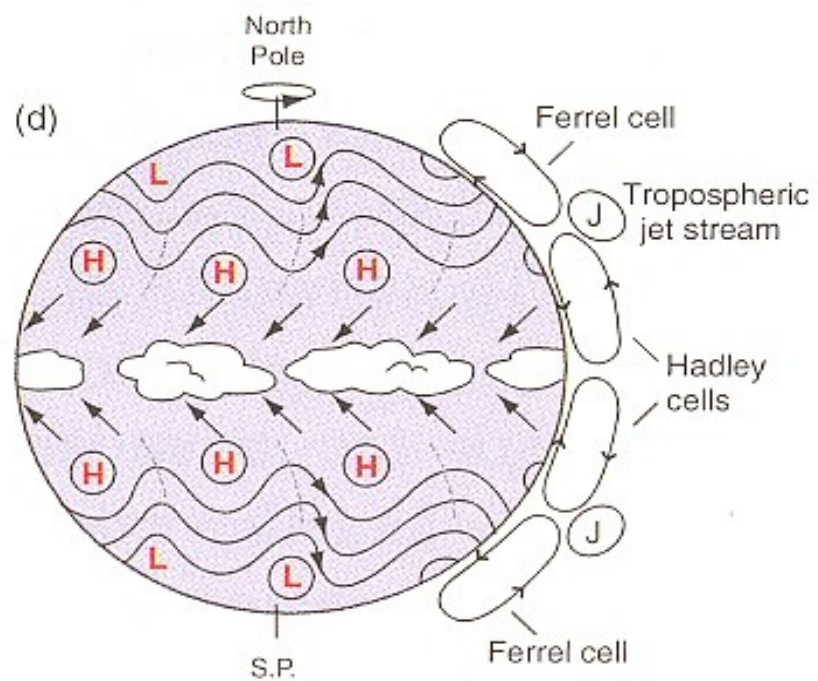
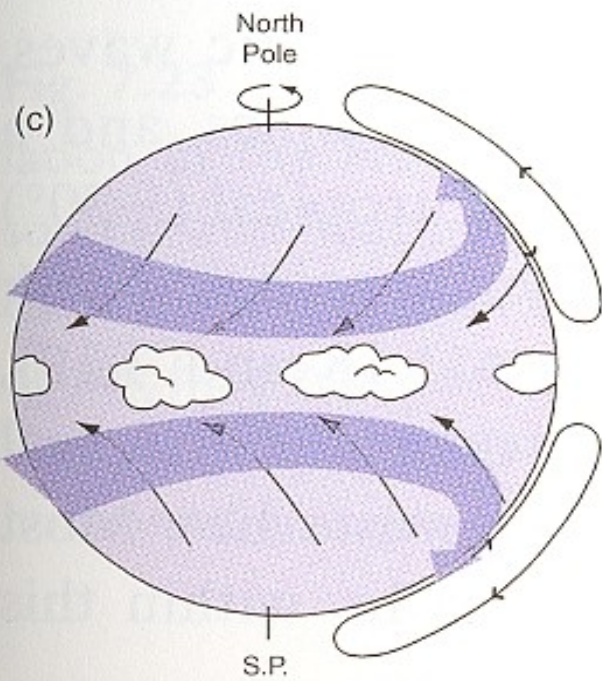
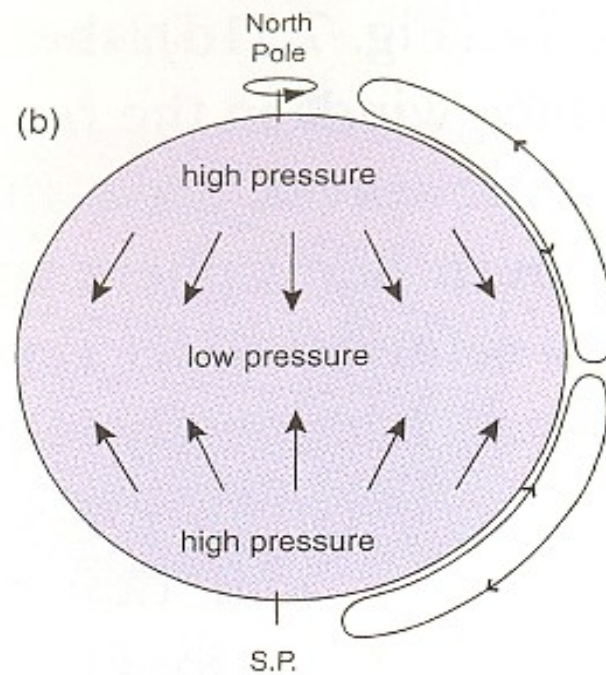
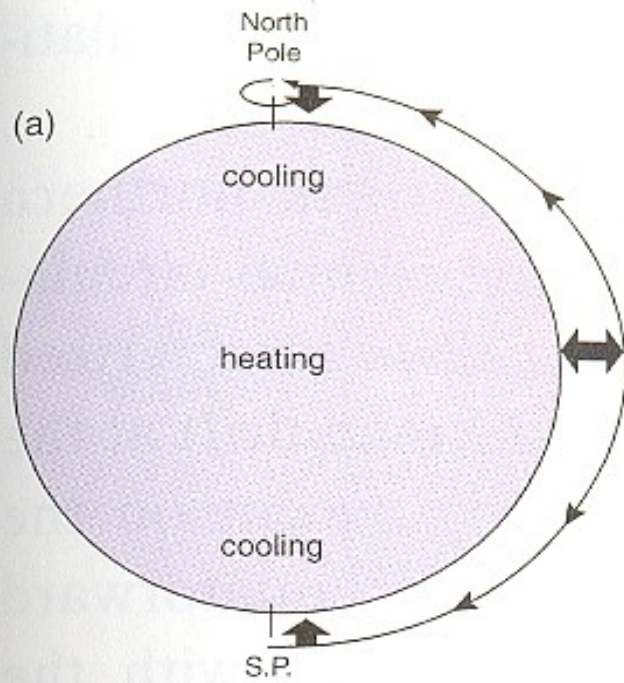


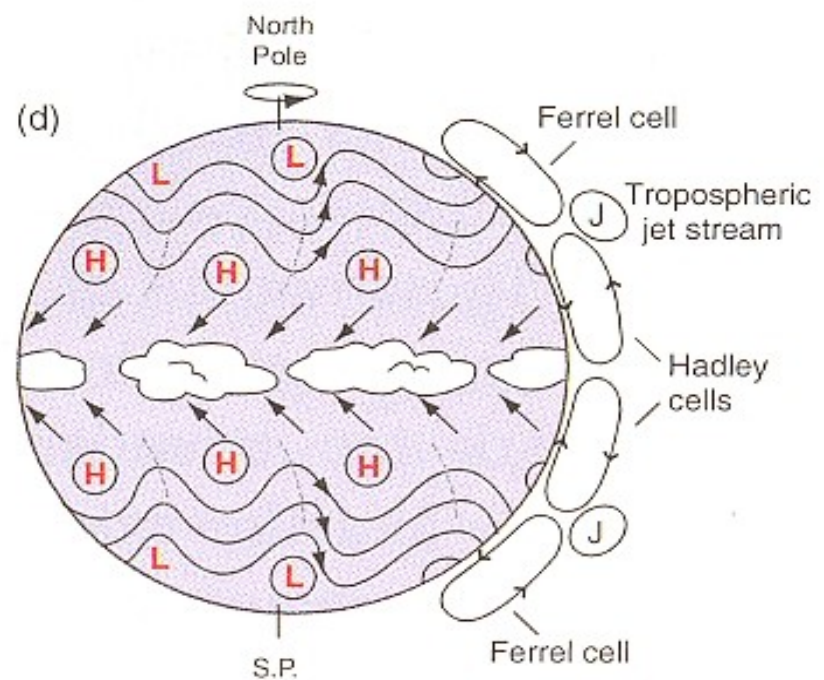
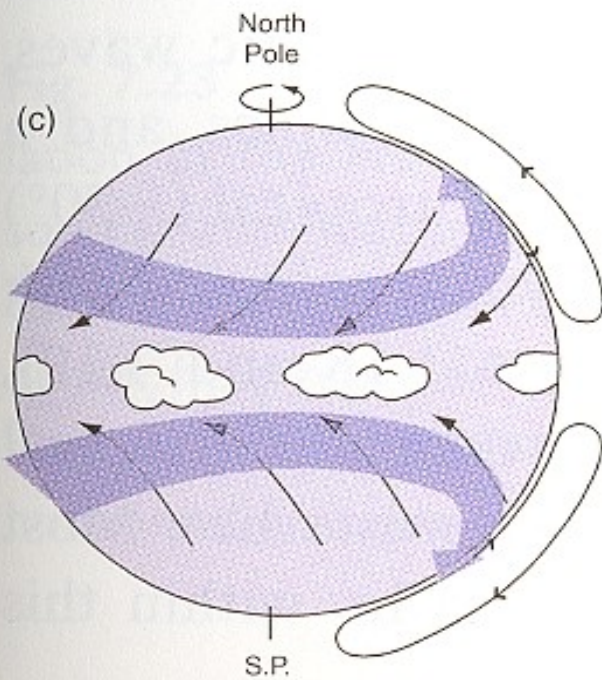
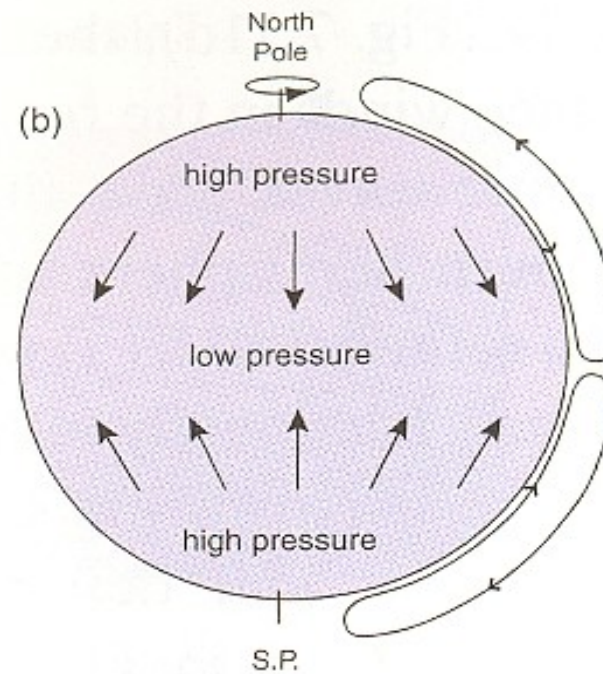
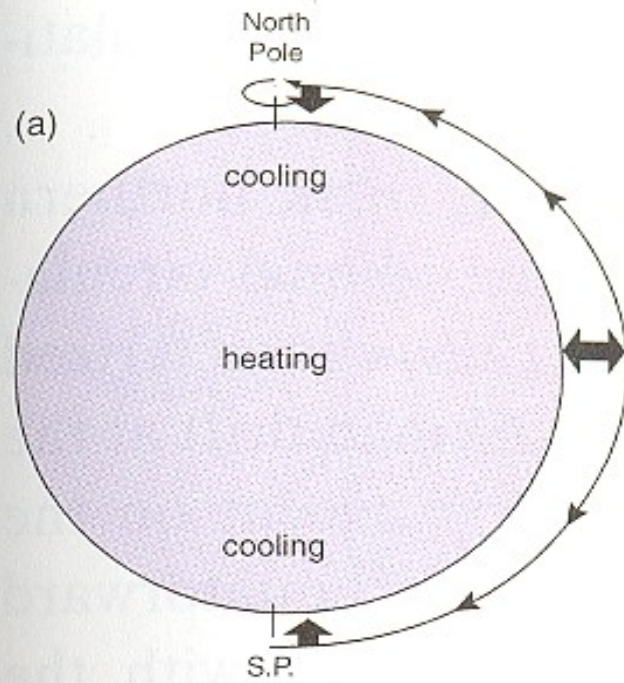
*view of Northern Hemisphere storm from above, showing horizontal wind motions at surface*

El aire circula alrededor de los centros de baja presión de tal forma que masas de aire de diferente tipo se encuentran creando frentes fríos y cálidos donde se producen tormentas.

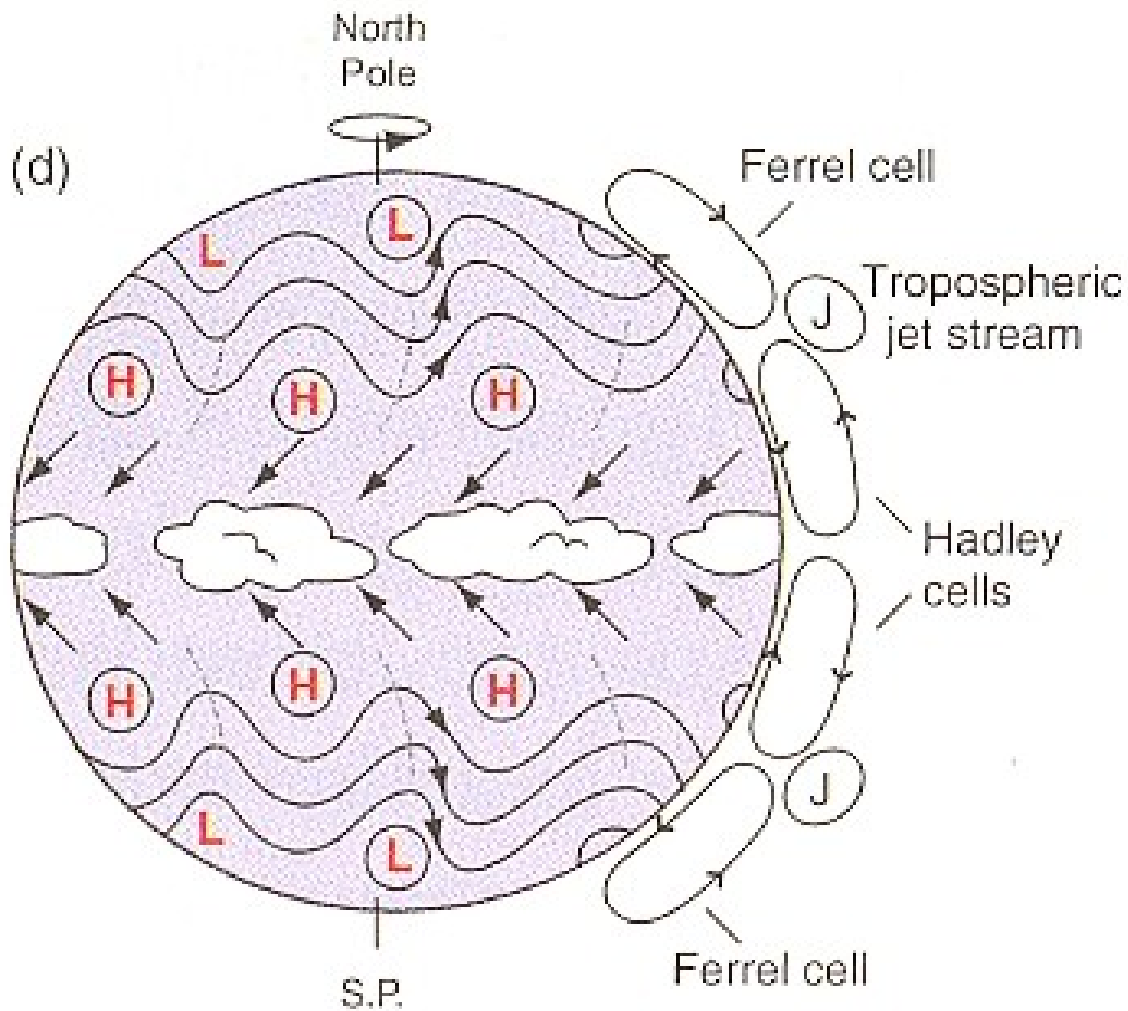


*view of Northern Hemisphere storm from the south side, showing vertical wind motions and associated cloud patterns*





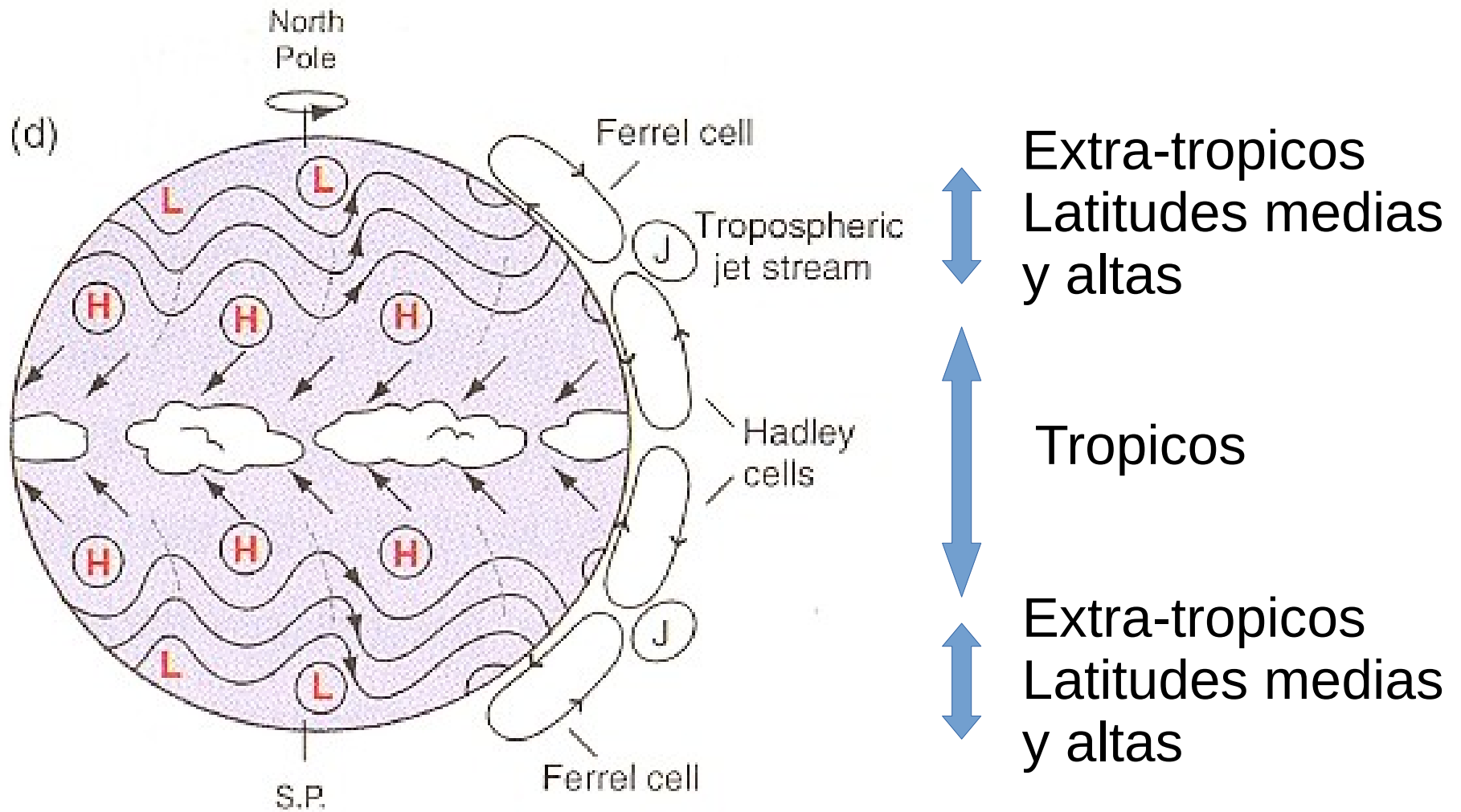
**Rotación terrestre rápida**



Extra-tropicos  
 Latitudes medias  
 y altas

Tropicos

Extra-tropicos  
 Latitudes medias  
 y altas



Las condiciones en extratropicos dependen de la intensidad y trayectoria de las corrientes en chorro

Las condiciones en los trópicos dependen de los patrones de  $T_{sup}$ .

En un planeta cubierto de agua el aire asciende en el ecuador donde la temperatura es máxima y desciende en los subtropicos.

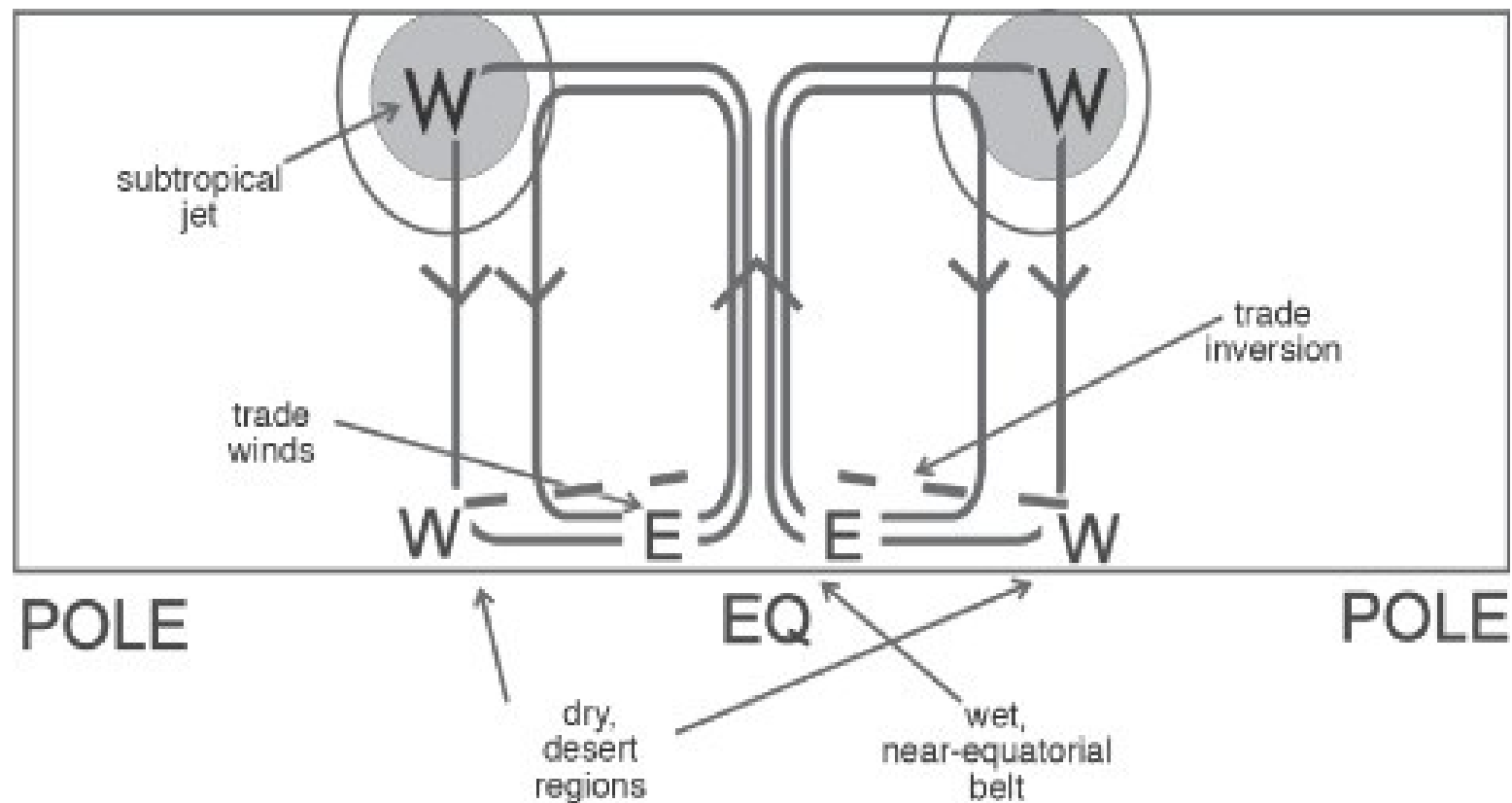


# Trópicos

**(dominados por ascenso en región ecuatorial)**

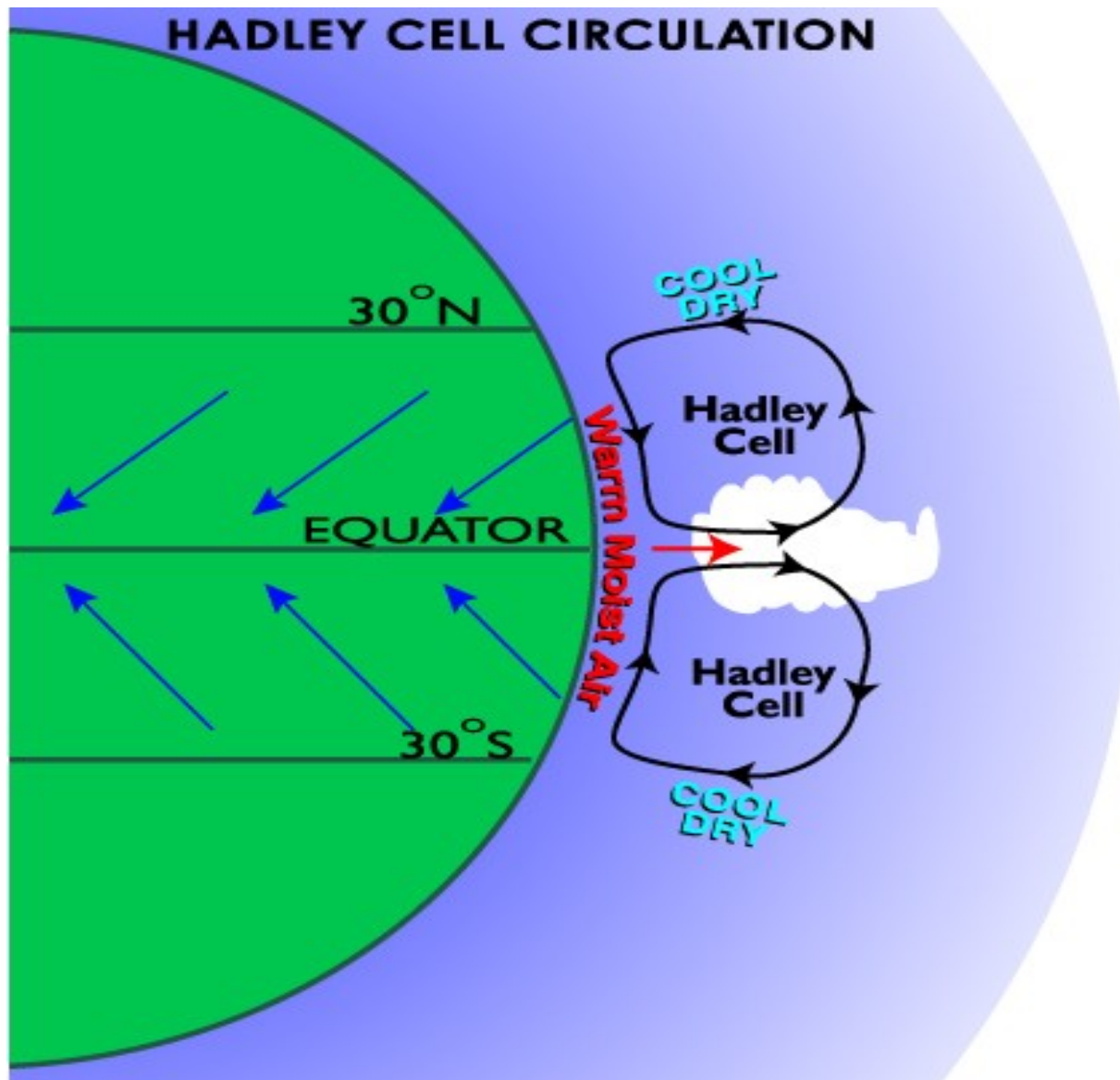
**Celda de Hadley**

## La circulación de Hadley se limita a los trópicos



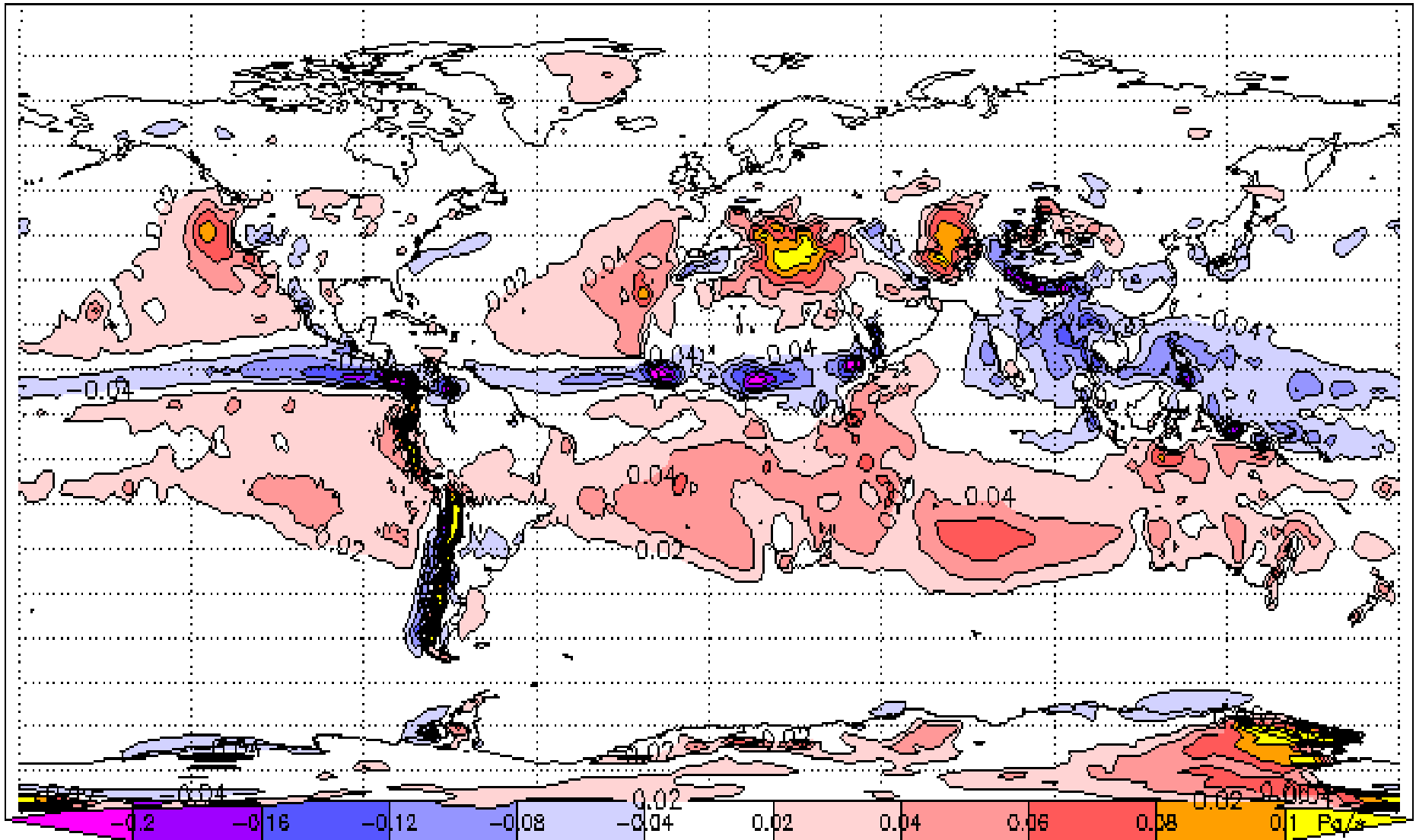
**Figure 8.5:** A schematic diagram of the Hadley circulation and its associated zonal flows and surface circulation.

Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.



En la región de ascenso de la celda de Hadley la atmósfera es muy inestable y se genera convección y lluvias muy intensas.

# Velocidad vertical en 500 hPa



En la zona de ascenso de la circulación de Hadley existe convección profunda en forma de “hot towers”

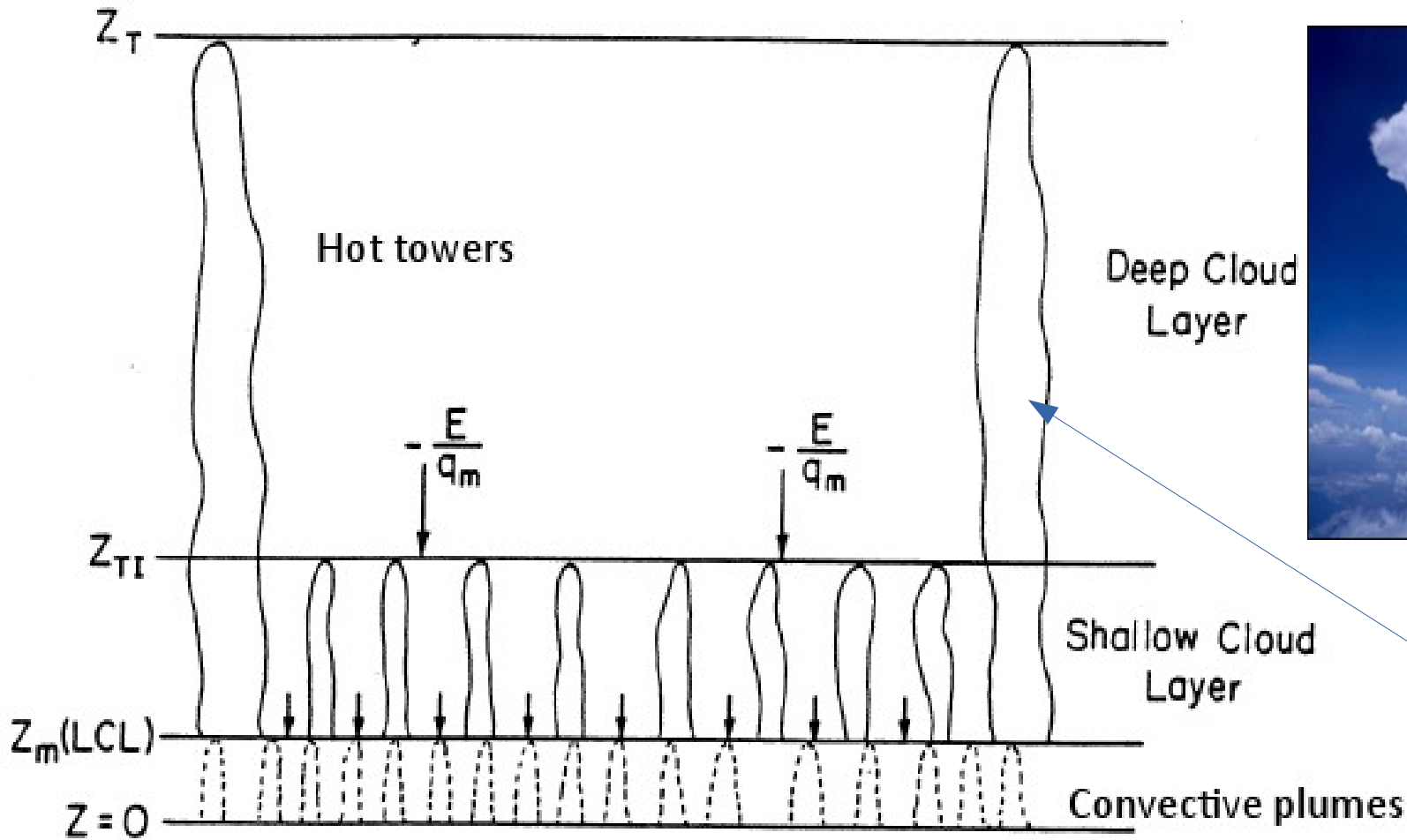
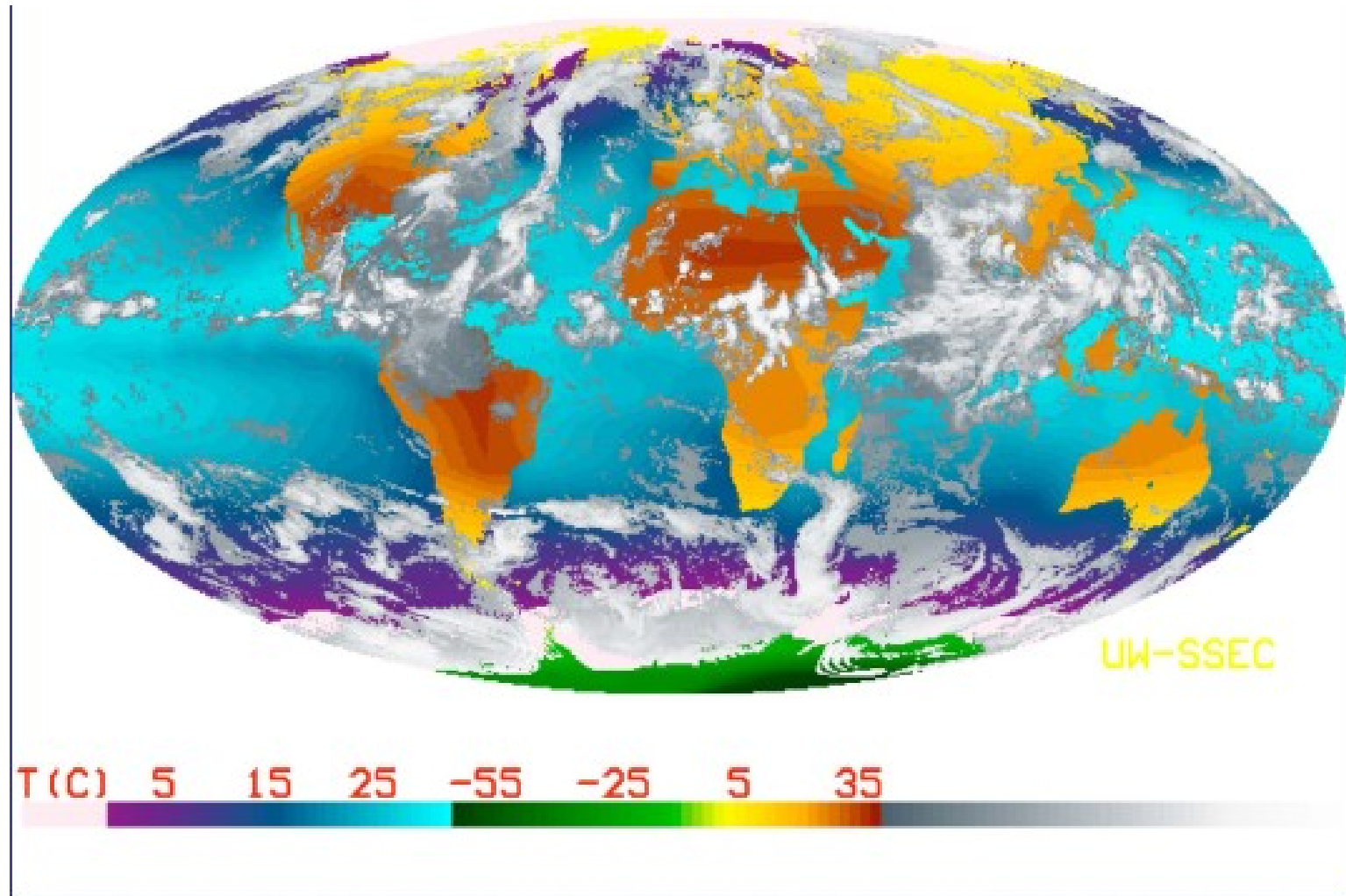


Fig. 2. The model one-dimensional tropical atmosphere.

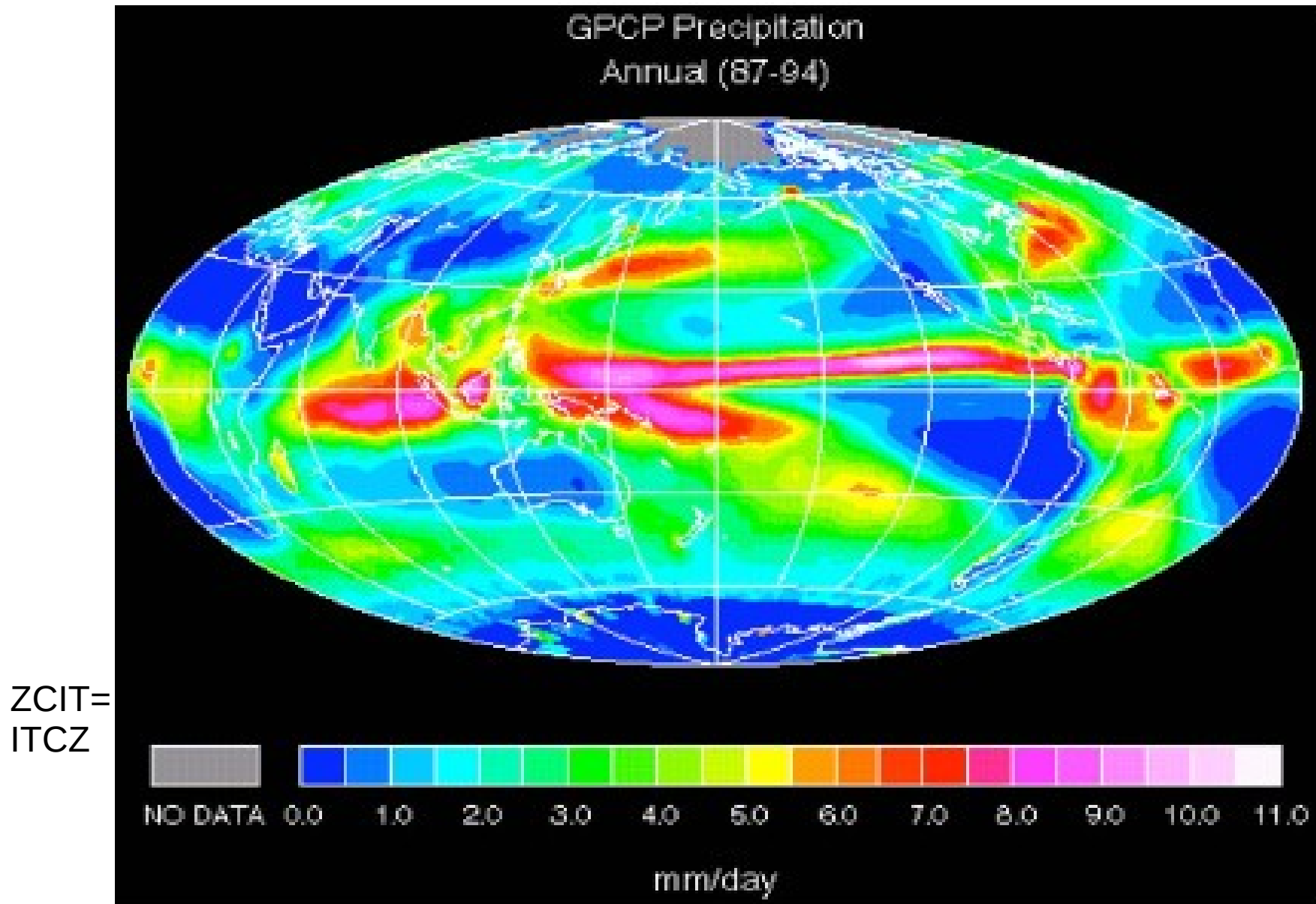
$$, z_m \approx 600 \text{ m}, z_{TI} \approx 2 \text{ km}, z_T \approx 16.5 \text{ km}.$$

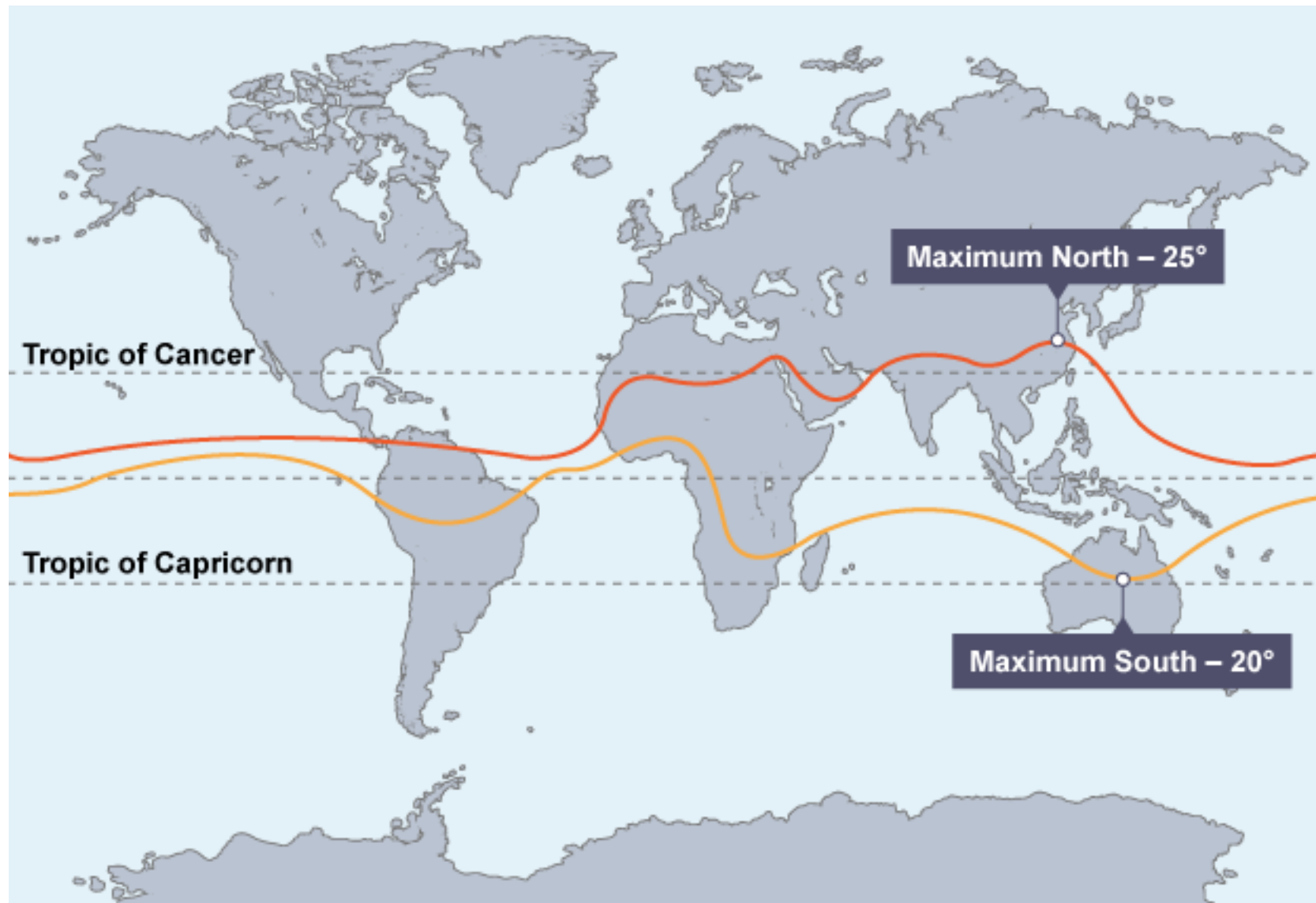
Las “hot towers” ocupan un 2% de los trópicos en un instante de tiempo dado



Son columnas de aire cálido y húmedo que se elevan en el interior de la nube y alcanzan varios km de altura. Se forman cuando el aire cálido y húmedo cerca de la superficie terrestre es impulsado hacia arriba por corrientes ascendentes dentro de la nube. Al elevarse, se condensa liberando calor latente que mantiene la columna de aire cálido y húmedo

Distribución media anual de precipitación.  
Las regiones en rojo son las regiones de gran actividad convectiva





(Sí, existe inclinación del eje de la Tierra, generando variaciones entre estaciones)



La circulación de Hadley transporta energía del ecuador hacia los subtrópicos

## Hadley Cell Cross-Section



# Extra-trópicos

(domina el equilibrio geostrófico)

**Celda de Ferrel**

**Superficie**

Dos comportamientos muy diferentes

Latitudes medias

Tropicos

0°

30°

60°

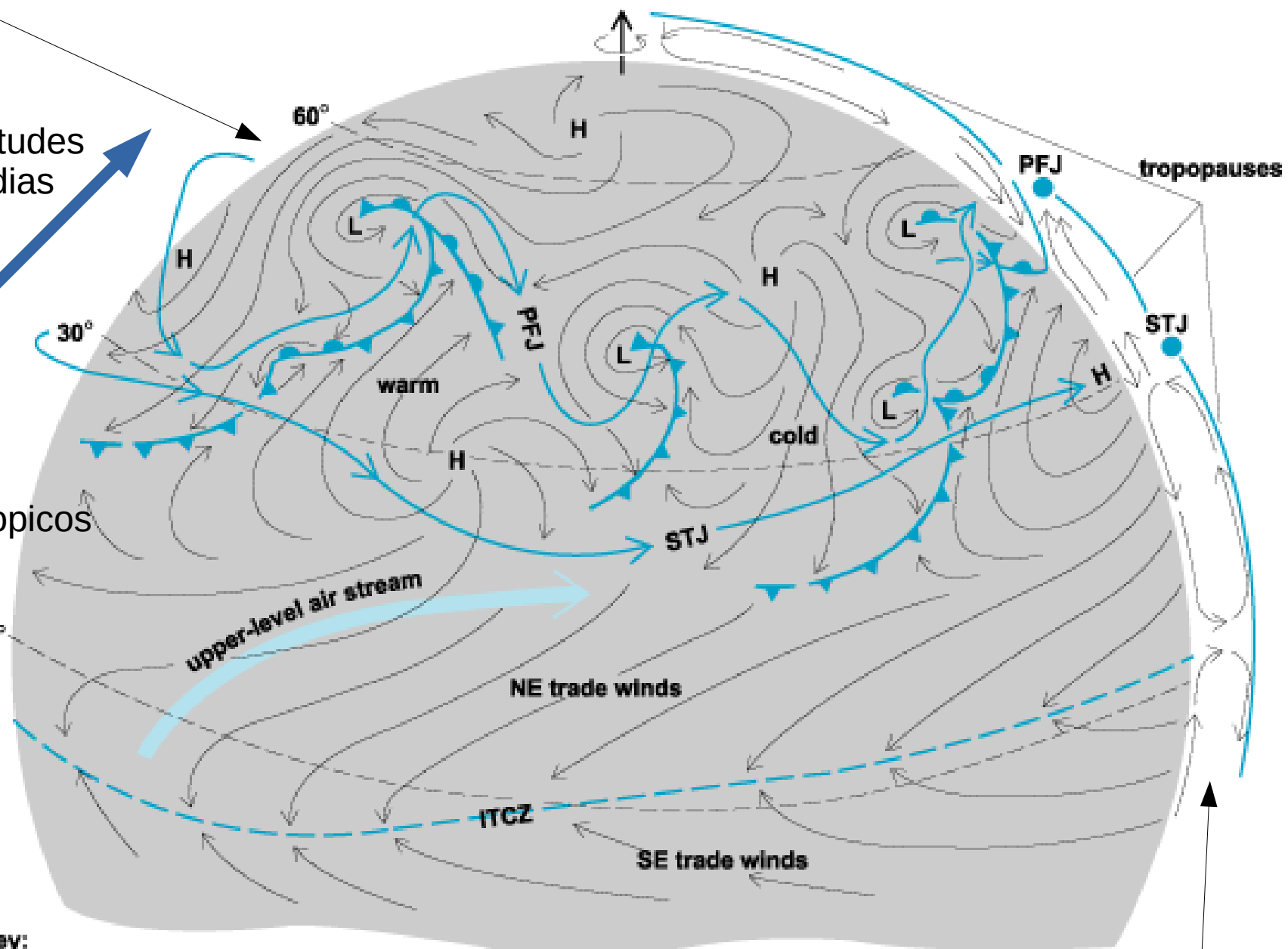
Key:

-  cold front
-  warm front

-  airflow at Earth's surface
-  jet streams

- H** high-pressure center
- L** low-pressure center

**Plano vertical**



**¿Cómo influye la existencia de continentes en la circulación atmosférica?**



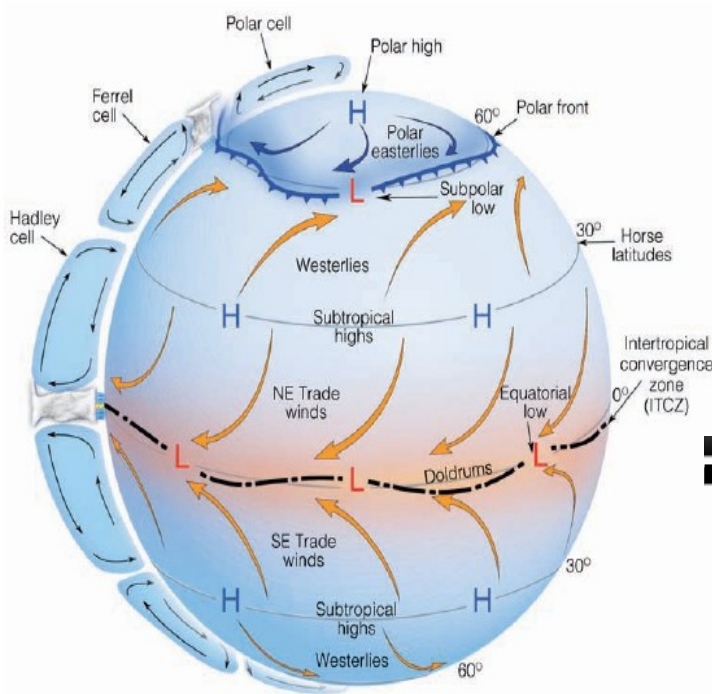
La existencia de continentes modifica la circulación a través de:

- barreras orográficas
- contraste térmico continentes-océanos.

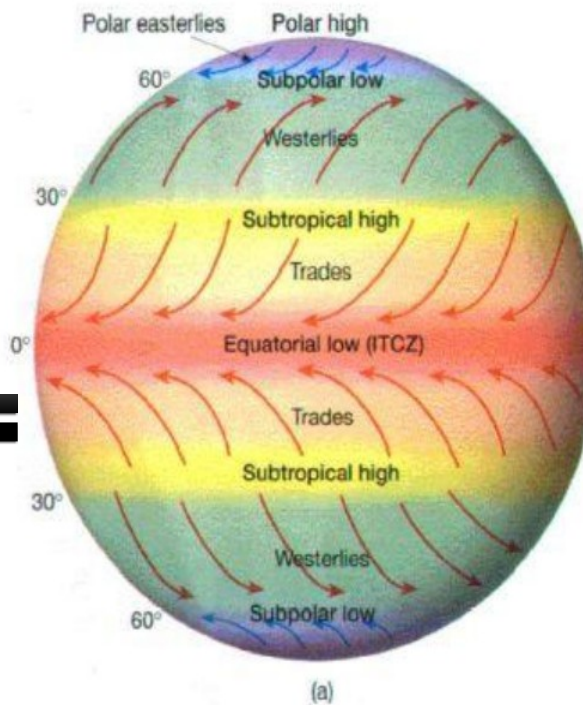
# Circulación general de la atmósfera

## Influencia de los continentes en la circulación general de la atmósfera

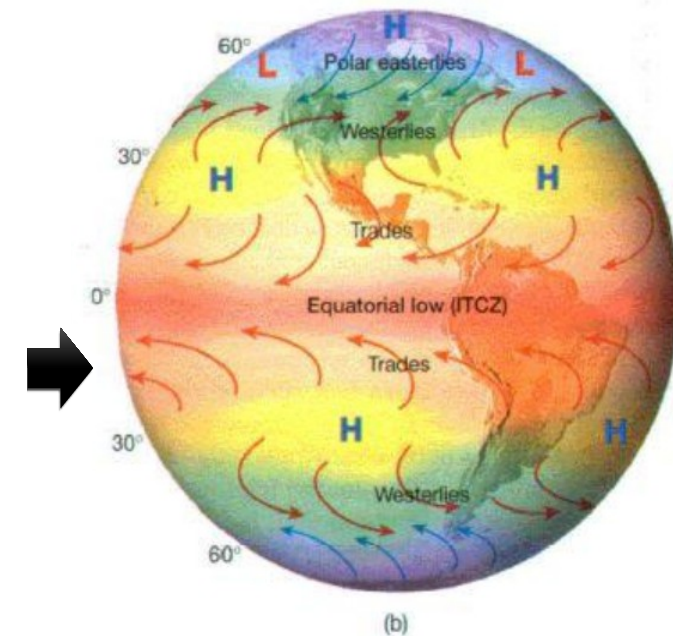
Modelo de tres celdas



Distribución de vientos en superficie según el Modelo de tres celdas



Efecto de la topografía en la circulación de los vientos en superficie



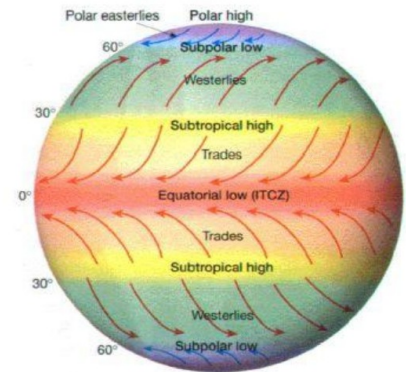
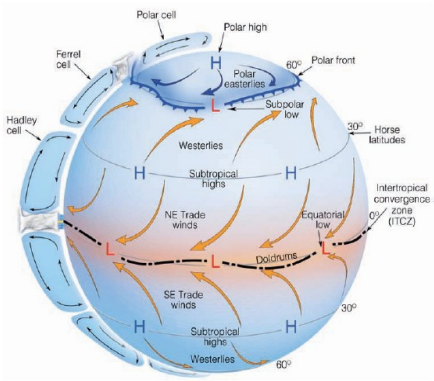
### En superficie:

los cinturones de alta presión se convierten en centros semi-permanentes de alta presión en subtropicos: anticiclones semipermanentes

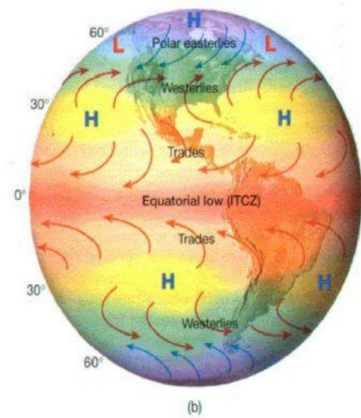
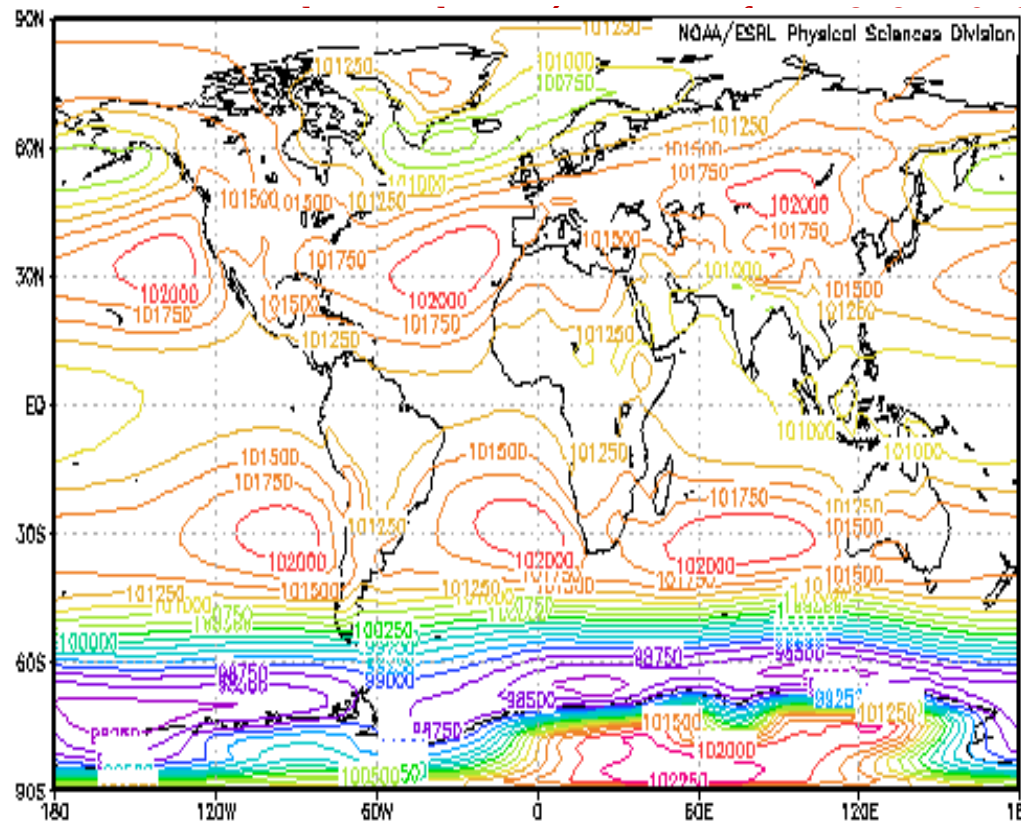
# Circulación general de la atmósfera

## Influencia de los continentes en la circulación general de la atmósfera

### Modelo de tres celdas



### Efecto de la topografía en la circulación de los vientos en superficie





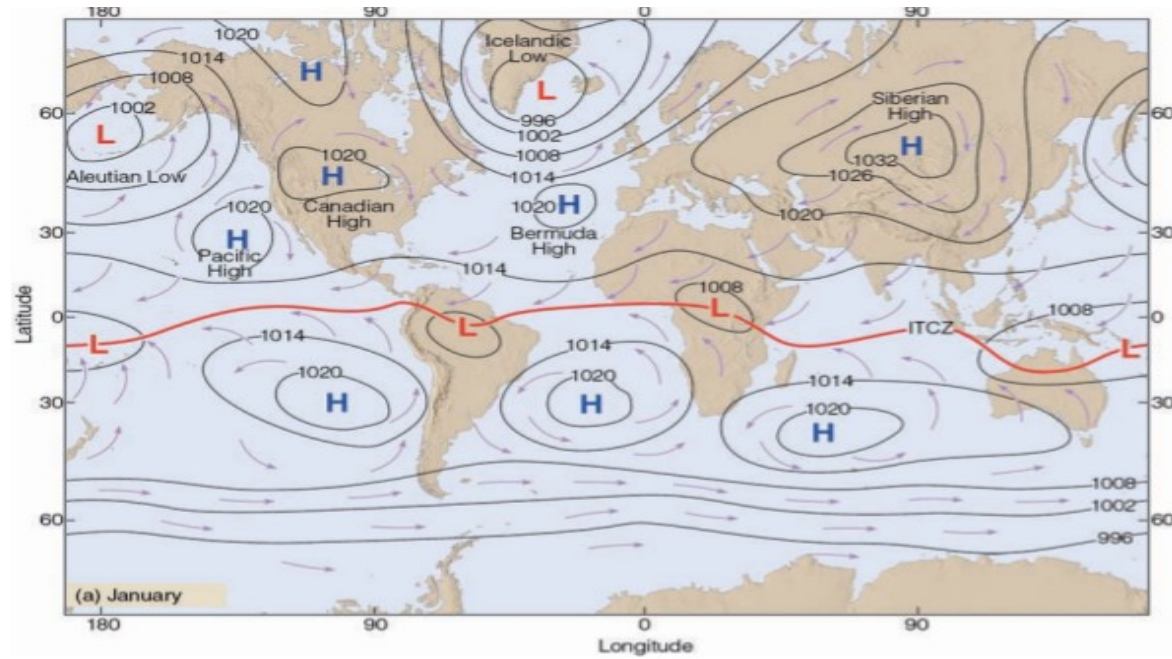
$$u_g = - \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}$$

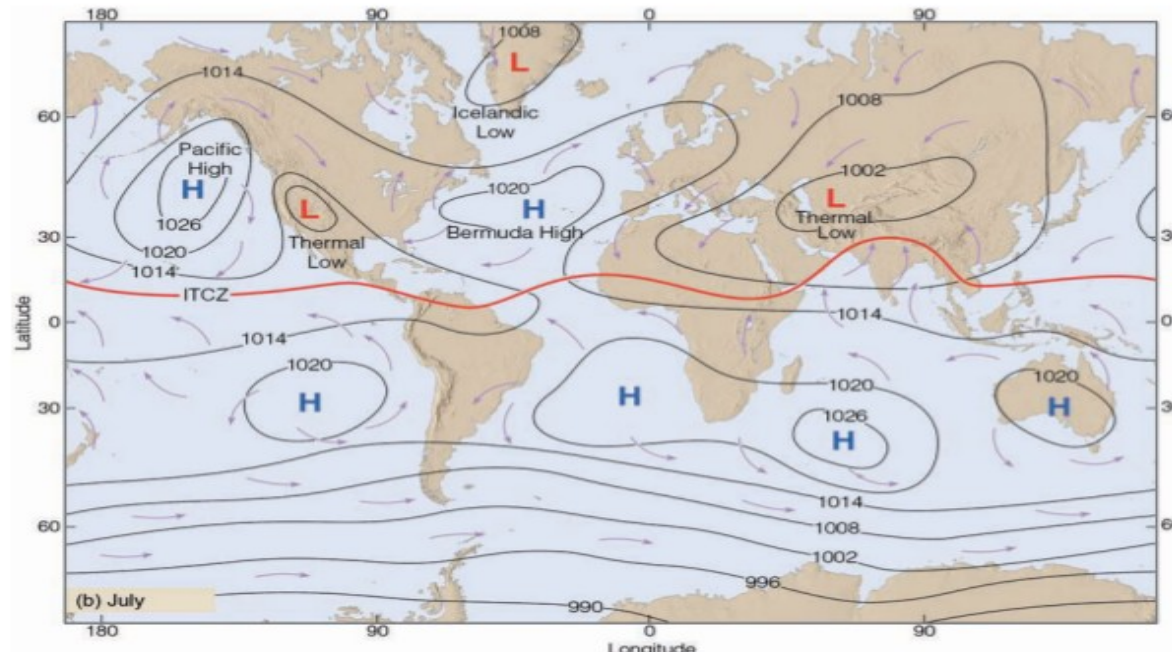


# Patrones de circulación

Enero

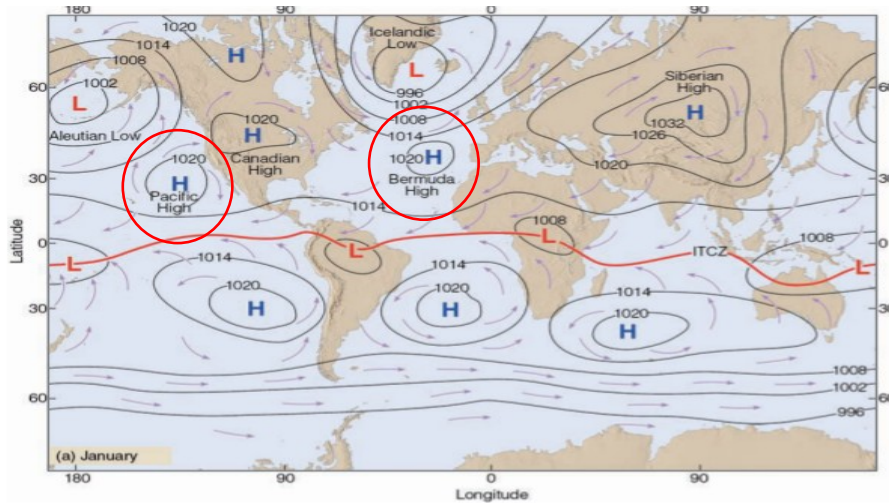


Julio



# Patrones de circulación observados

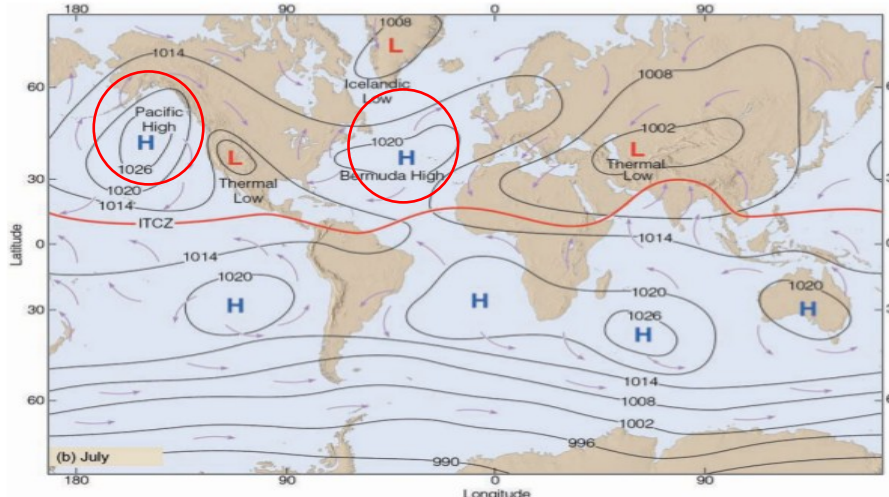
Enero



Sistemas semipermanentes

Estos anticiclones se desarrollan en respuesta a la convergencia de aire en altura de la celda de Hadley y de Ferrel

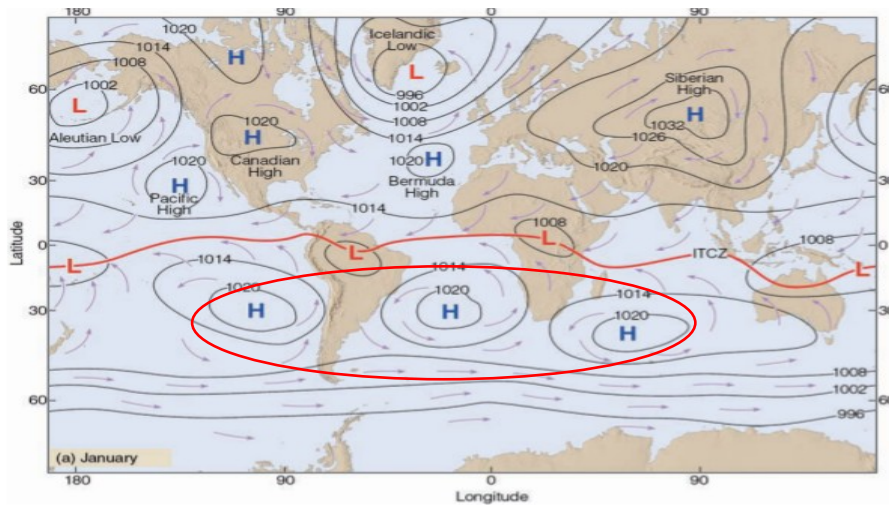
Julio



Como giran en sentido horario (HN) encontramos vientos del este en latitudes tropicales y del oeste en las medias.

# Patrones de circulación observados

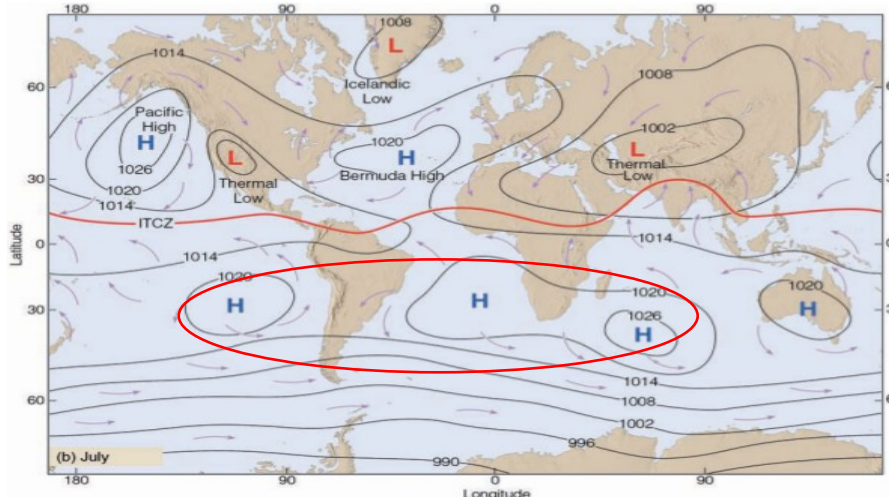
Enero



Sistemas semipermanentes

Estos anticiclones se desarrollan en respuesta a la convergencia de aire en altura de la celda de Hadley y de Ferrel

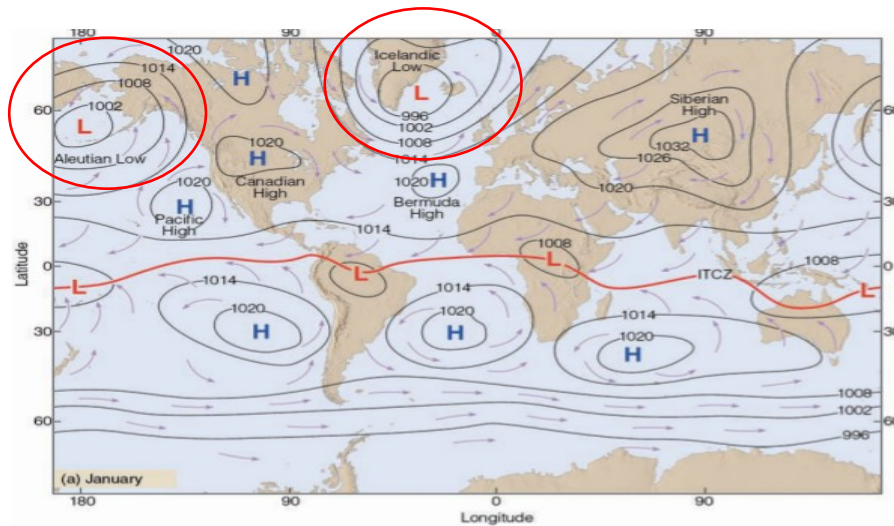
Julio



Como giran en sentido antihorario (HS) encontramos vientos del este en latitudes tropicales y del oeste en las medias.

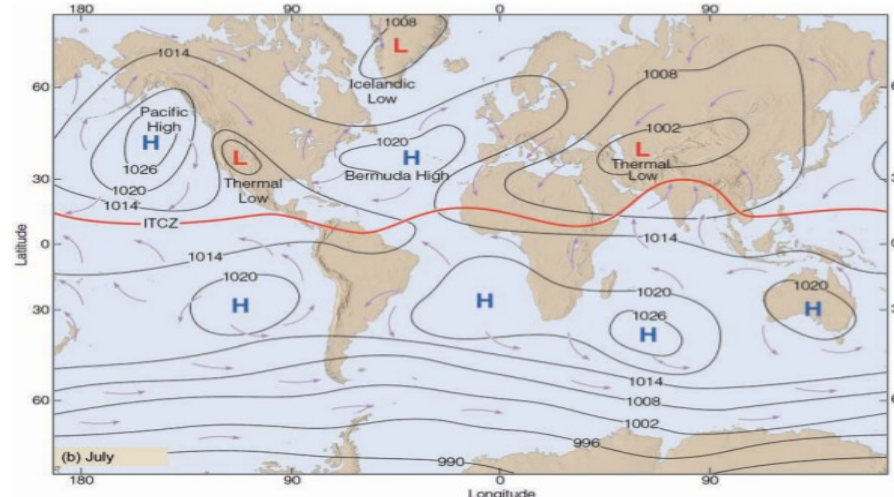
# Patrones de circulación observados

Enero



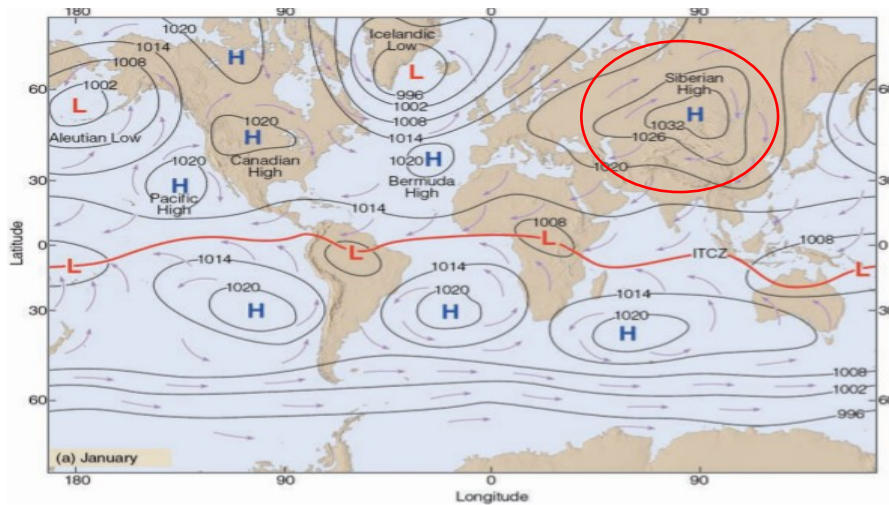
Donde se esperaría encontrar el frente polar (entre los 40° y 65° de latitud), hay dos bajas subpolares semipermanentes, una en el Atlántico Norte (baja de Islandia) y otra sobre el golfo de Alaska y el mar de Bering Pacífico norte (baja de las Aleutianas).

Julio



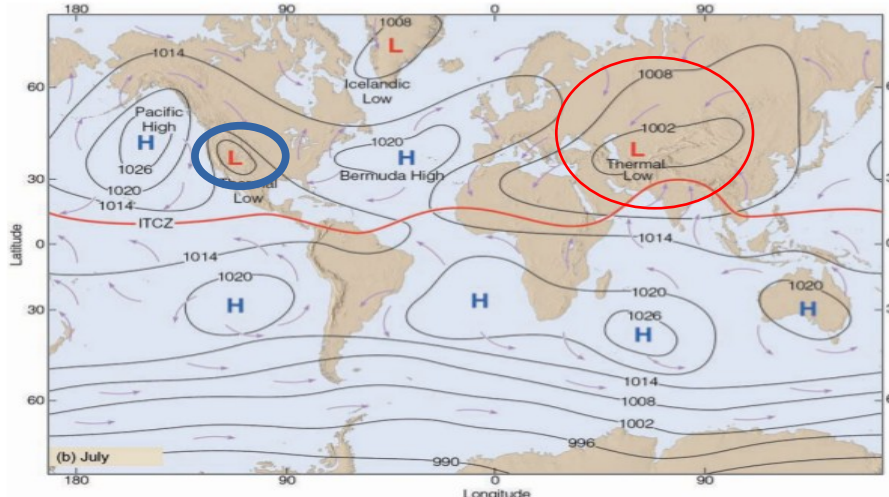
# Patrones de circulación observados

Enero



Sobre Asia, hay un gran anticiclón térmico llamado anticiclón de Siberia, formado como consecuencia del enfriamiento de superficie.

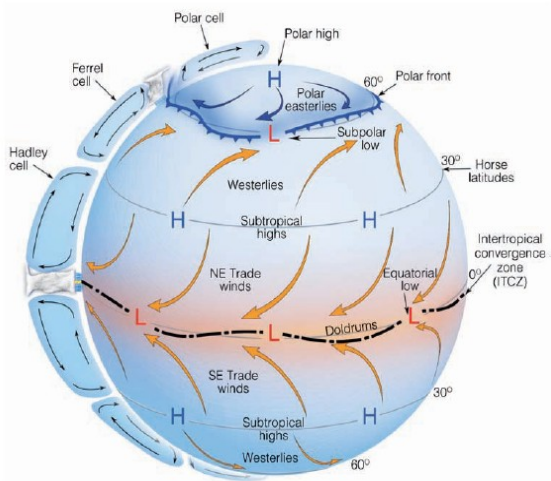
Julio



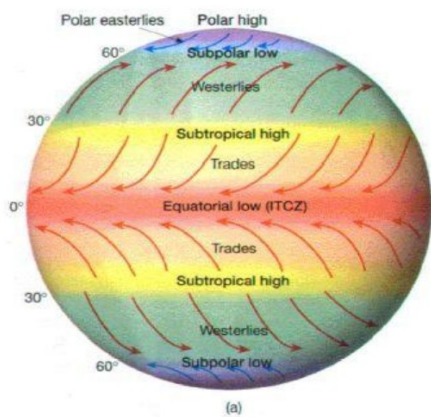
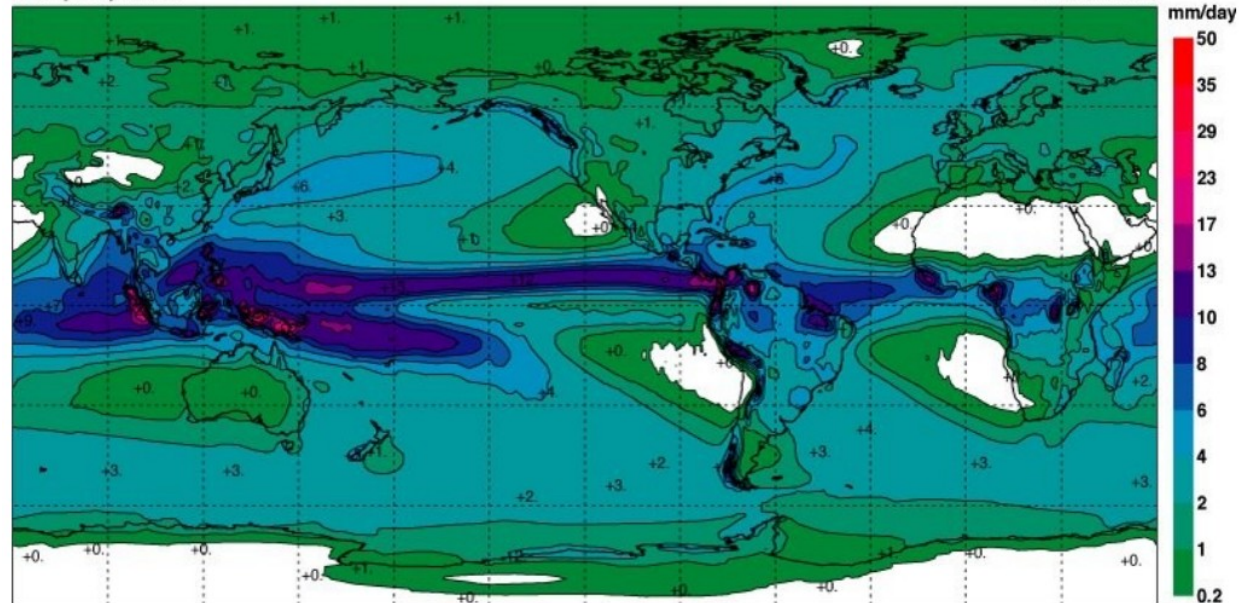
A medida que el verano se acerca, el calentamiento de la superficie continental debilita el anticiclón y sobre el verano va apareciendo una baja térmica.

Este también es el caso de la baja al suroeste de Estados Unidos que aparece en julio.

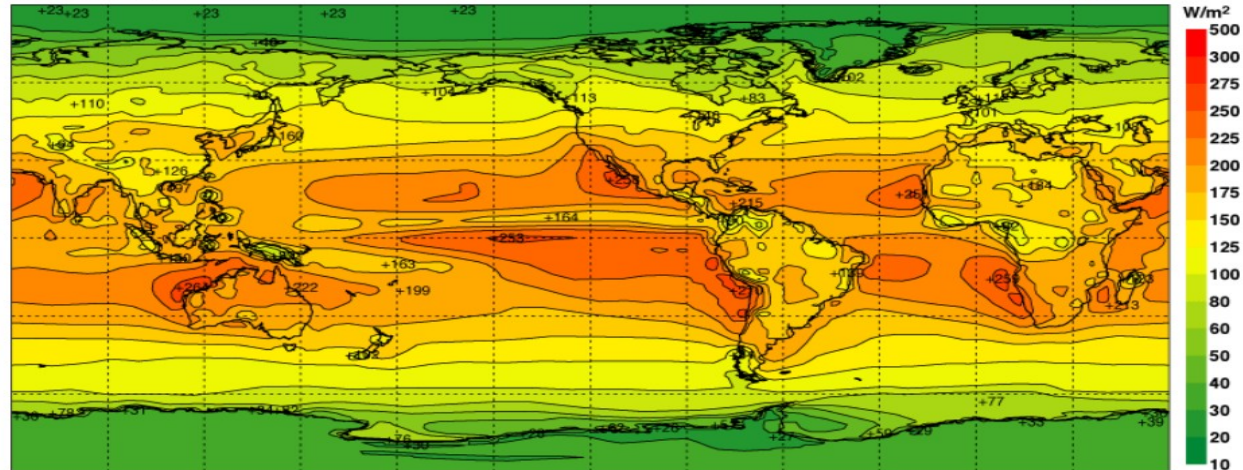
Sea level pressure distribution and Surface wind flow patterns



Total precipitation



Net surface solar radiation



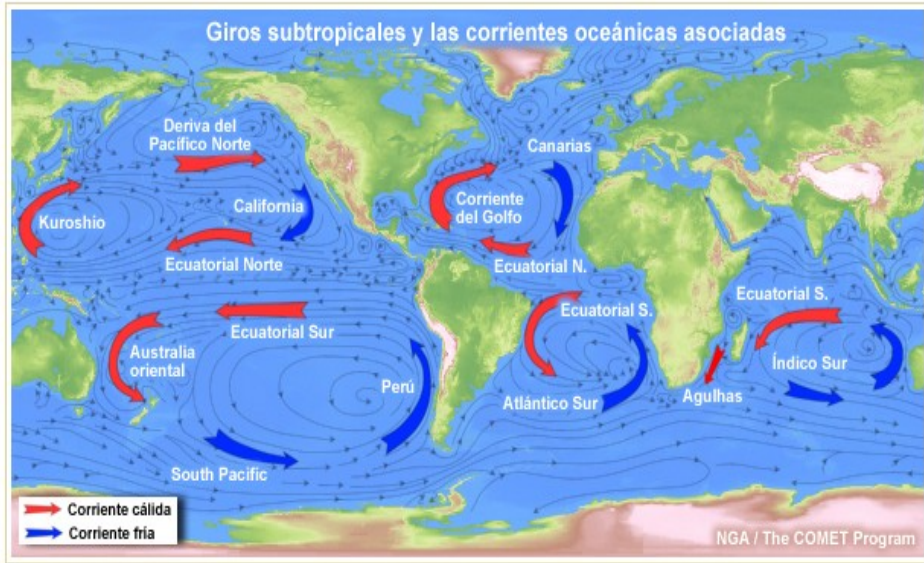
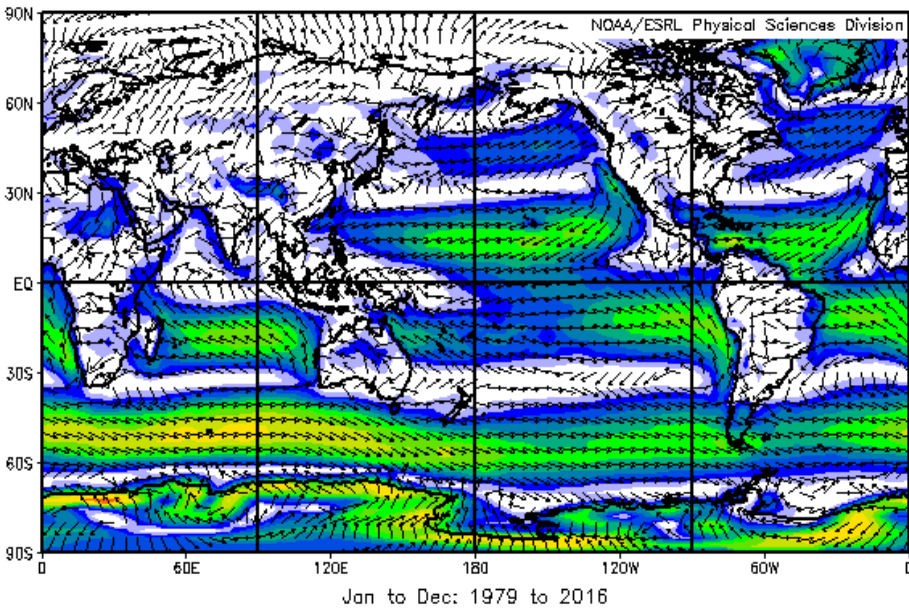


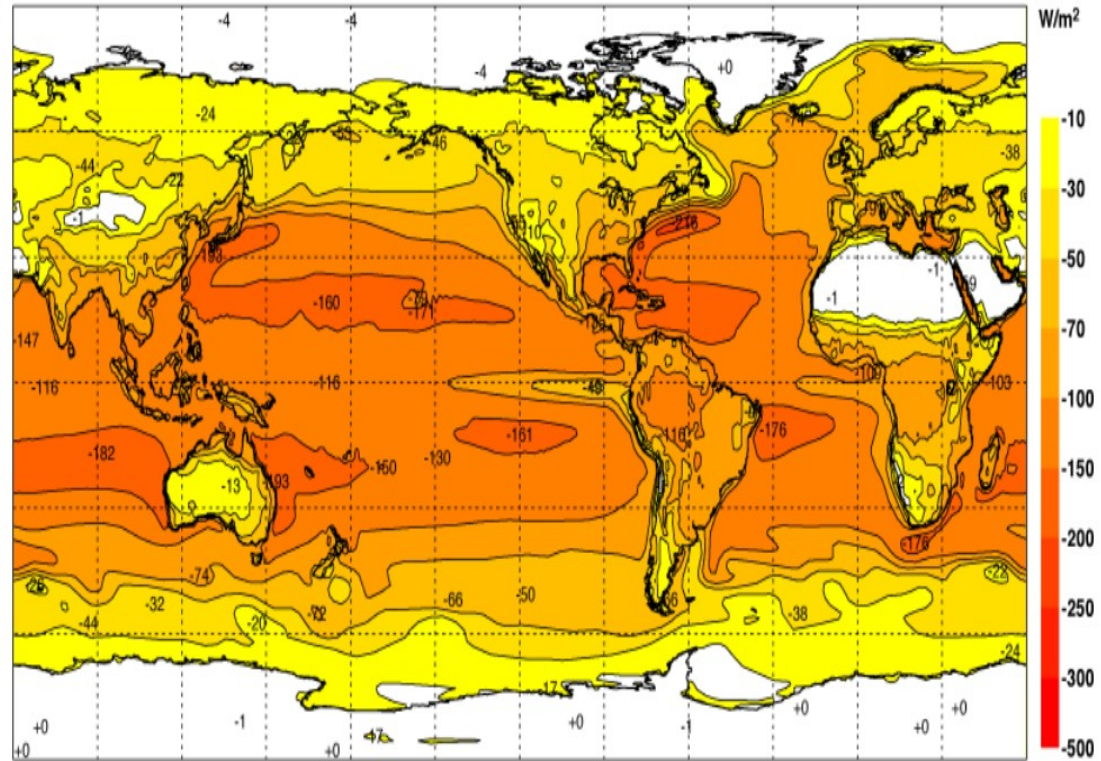
Fig. 3.20. Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales; las corrientes oceánicas cálidas se indican en rojo y las frías, en azul.

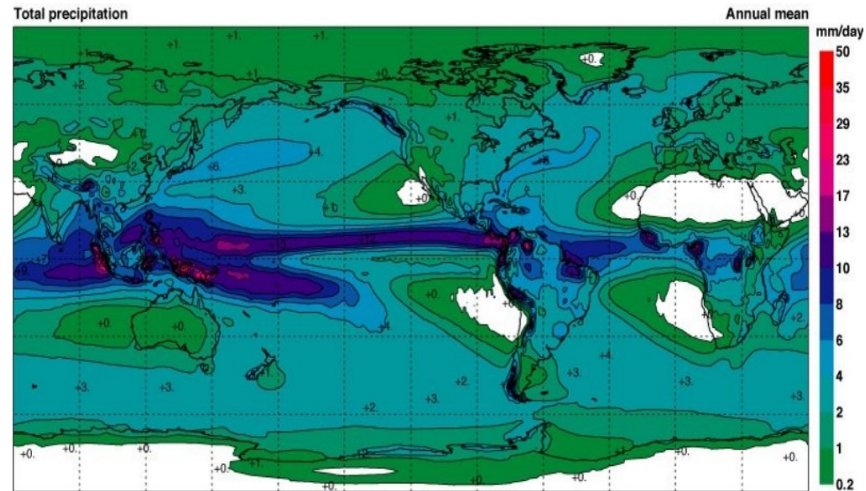
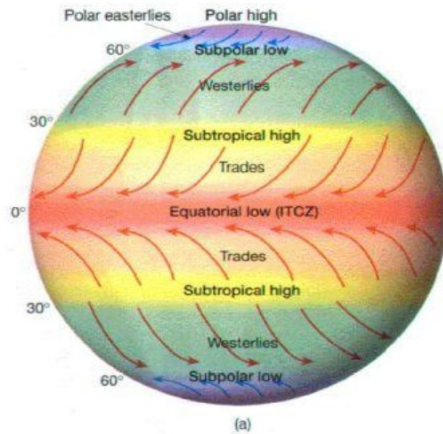
NCEP/NCAR Reanalysis  
Surface Vector Wind (m/s) Composite Mean



Surface latent heat flux

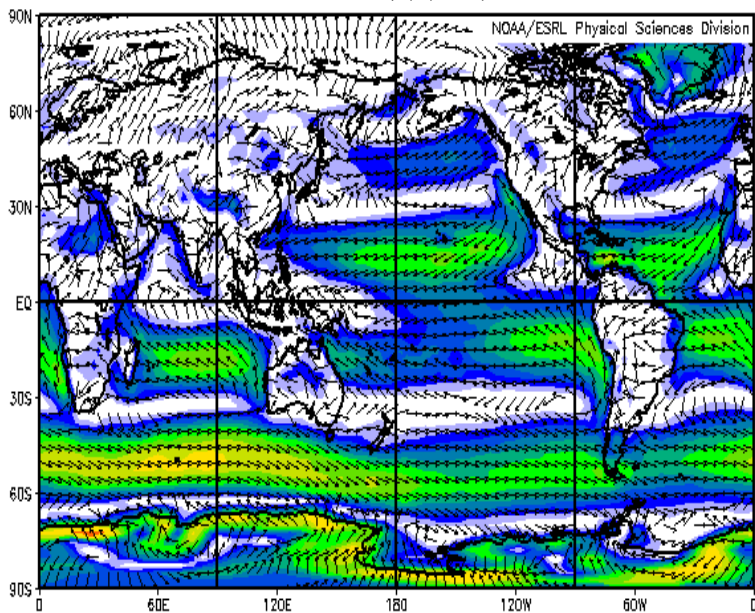
Annual mean



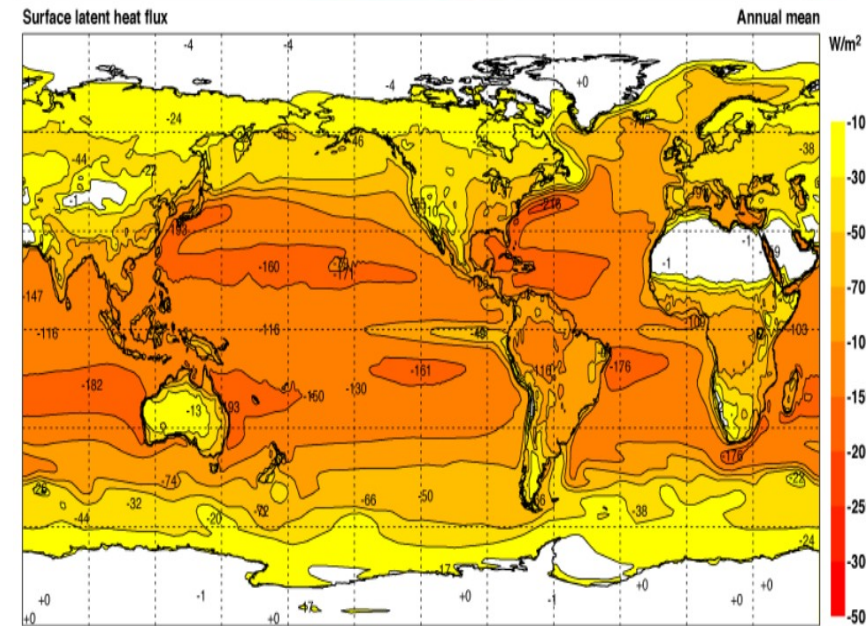


Aunque los máximos de evaporación se encuentran en los subtropicos, los máximos de PCP se encuentran en el ecuador.

NCEP/NCAR Reanalysis  
Surface Vector Wind (m/s) Composite Mean



Jan to Dec: 1979 to 2016



Los alísios transportan vapor desde subtropicos al ecuador, donde convergen (ITCZ), ascienden, el vapor condensa y llueve.





## Desiertos:

$E-P > 0$

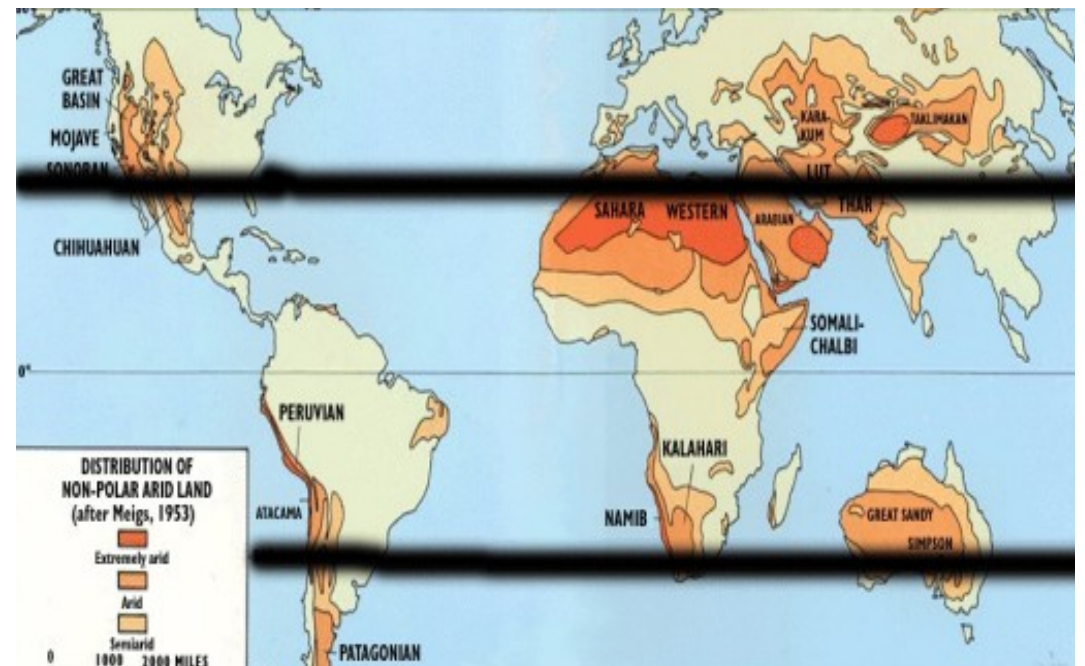
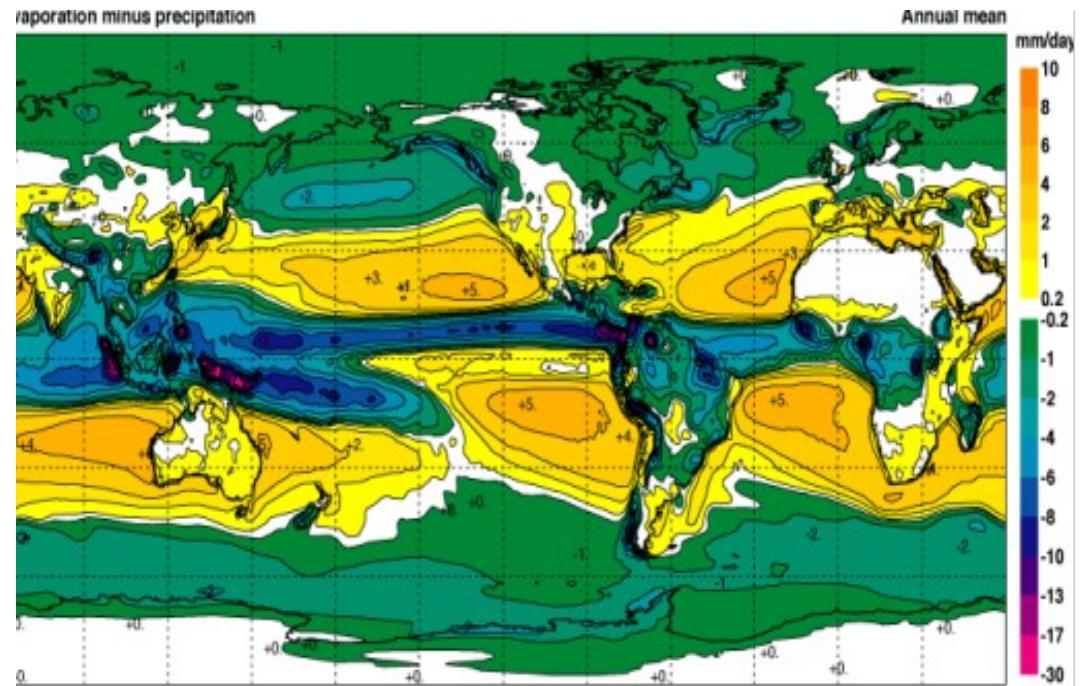
- Celda de Hadley:  
descenso 10-40 N/S

- Descensos locales por  
montañas:  
Patagonia  
Atacama:

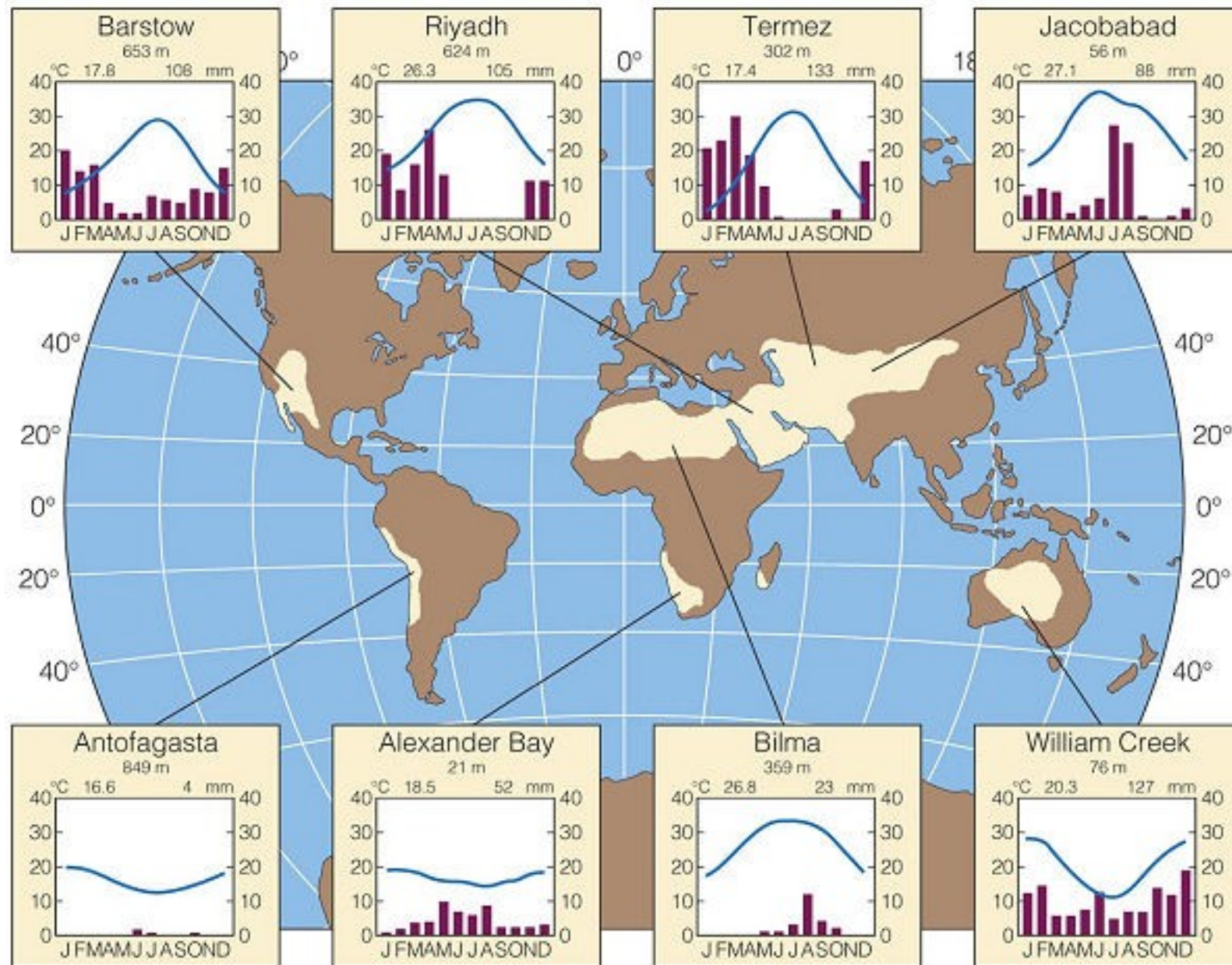
-descenso global

-descenso local (alisios  
sobre Andes).

-TSM fria

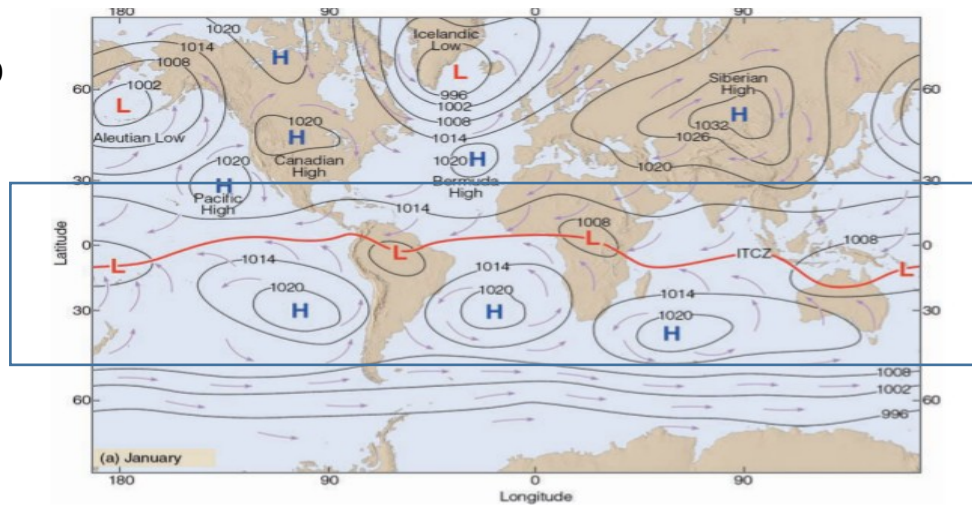


# Diferentes desiertos: diferentes temperatura y precipitación

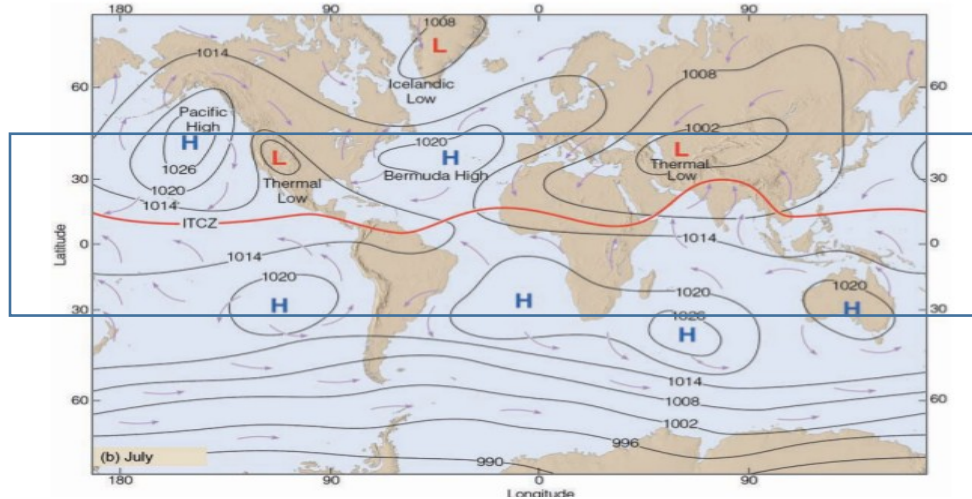


# Patrones de circulación observados

Enero



Julio

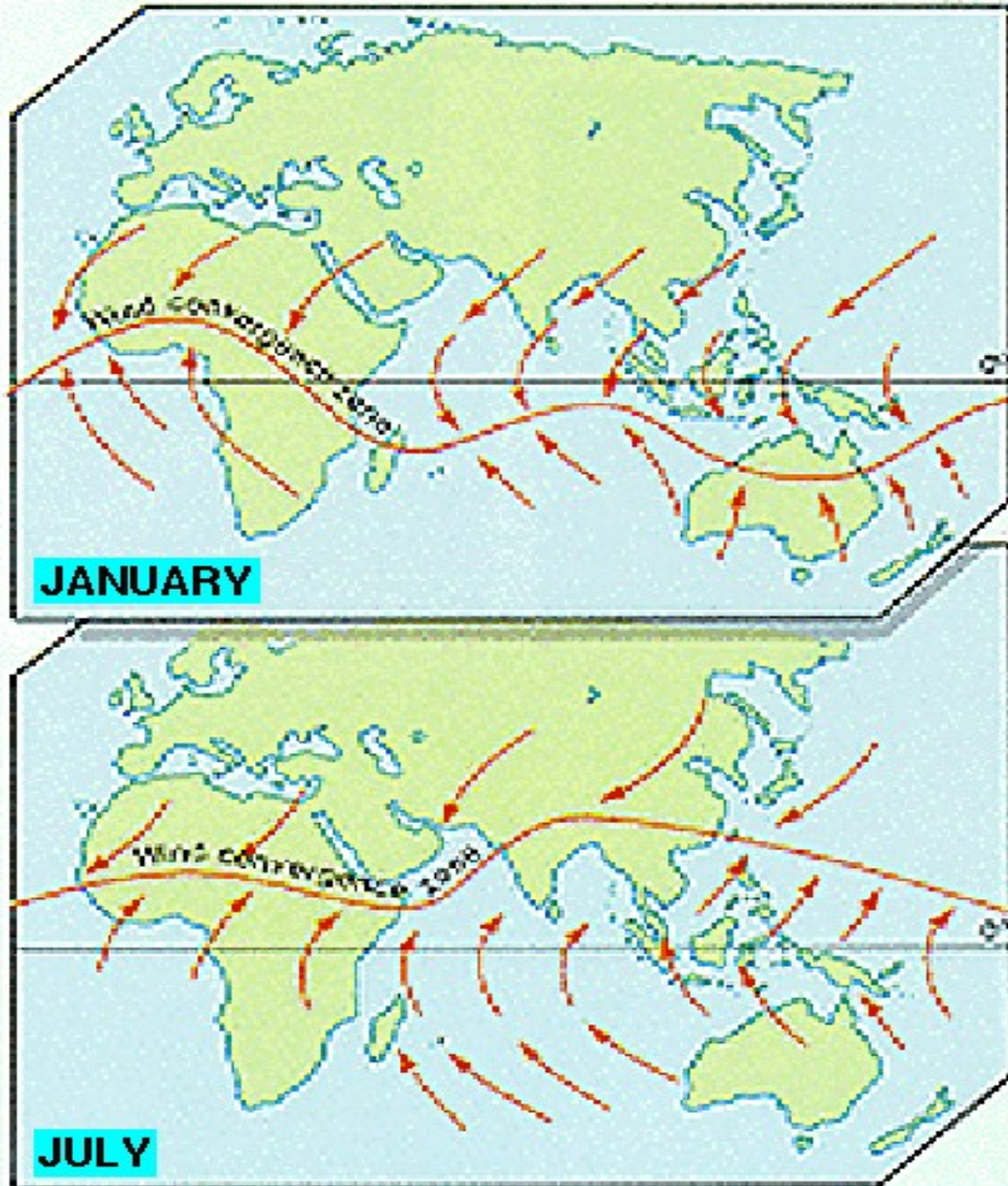


La ITCZ tiende a desplazarse hacia el hemisferio mas cálido, hacia el norte en julio (verano del hemisferio norte) y hacia el sur en enero (verano del hemisferio sur).



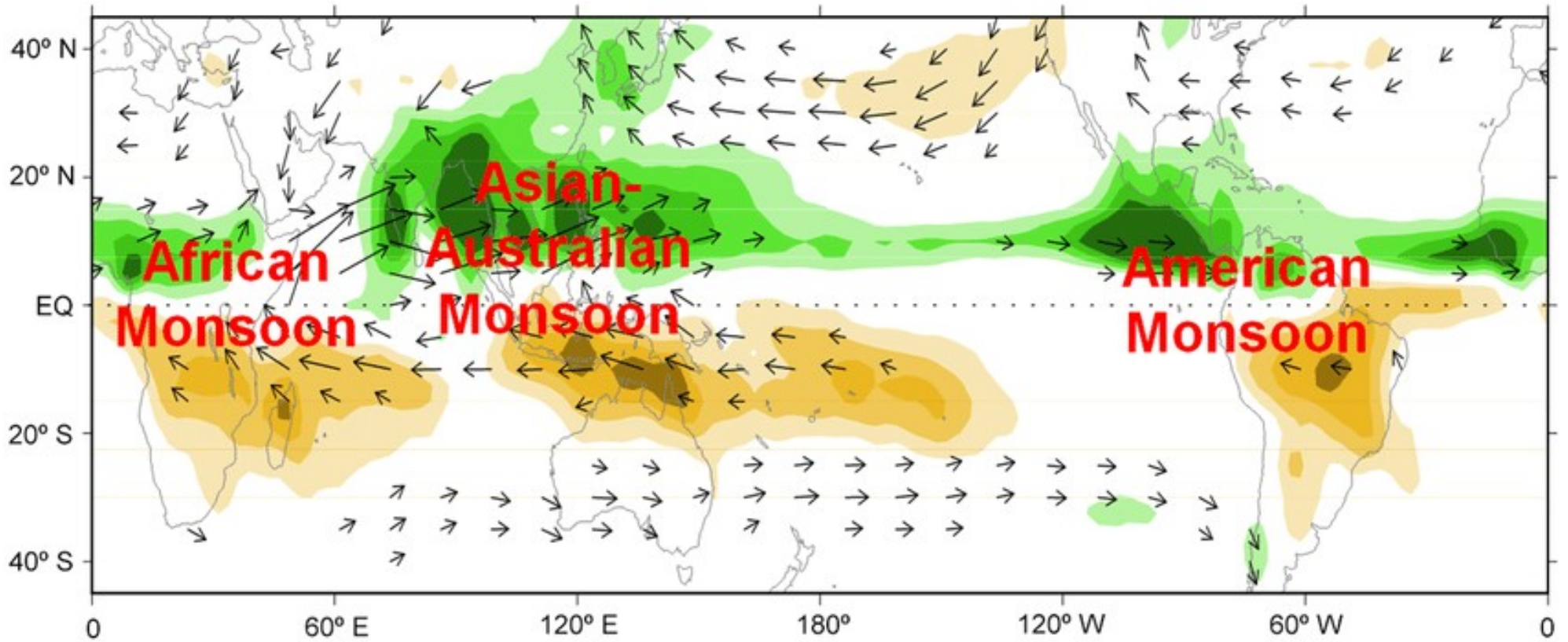
Consecuencia de la inclinación del eje de la Tierra

# Monsón=cambio en la dirección de los vientos de acuerdo a la estación.



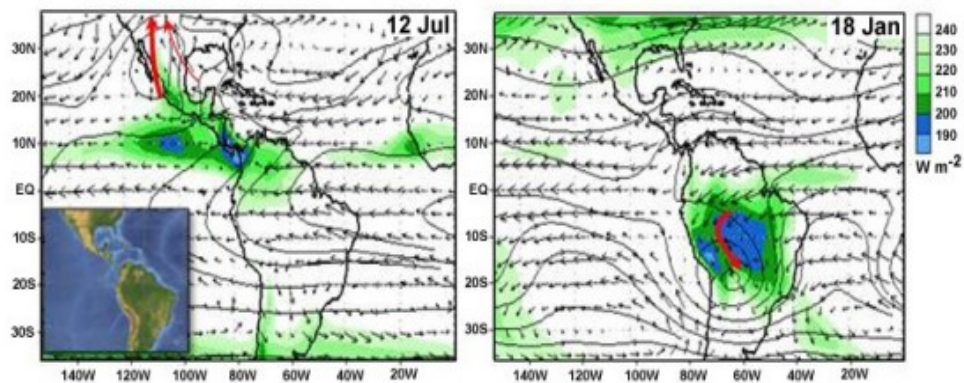
Movimiento aparente del sol calienta el continente en verano generando una baja presión. Los vientos tienden a converger hacia la baja trayendo humedad del océano.

# Varios monsoones



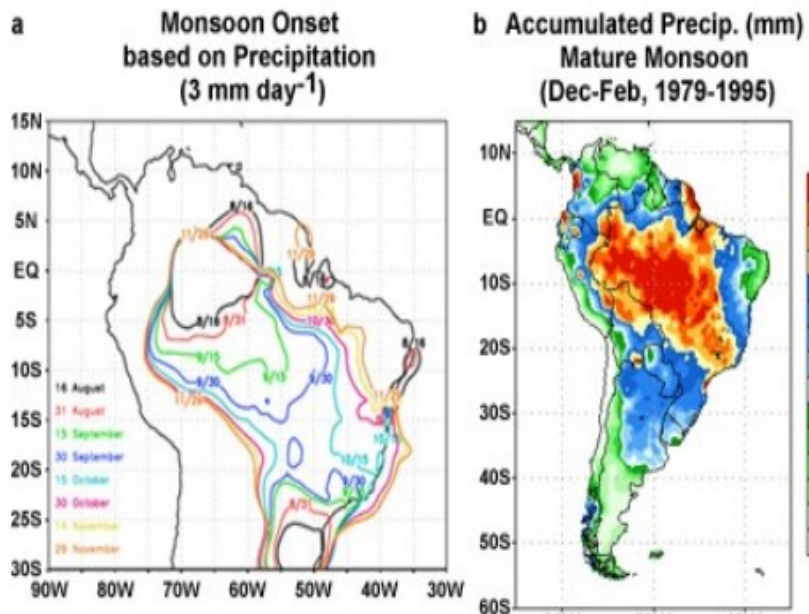
Diferencia de precipitaciones JJA-DEF

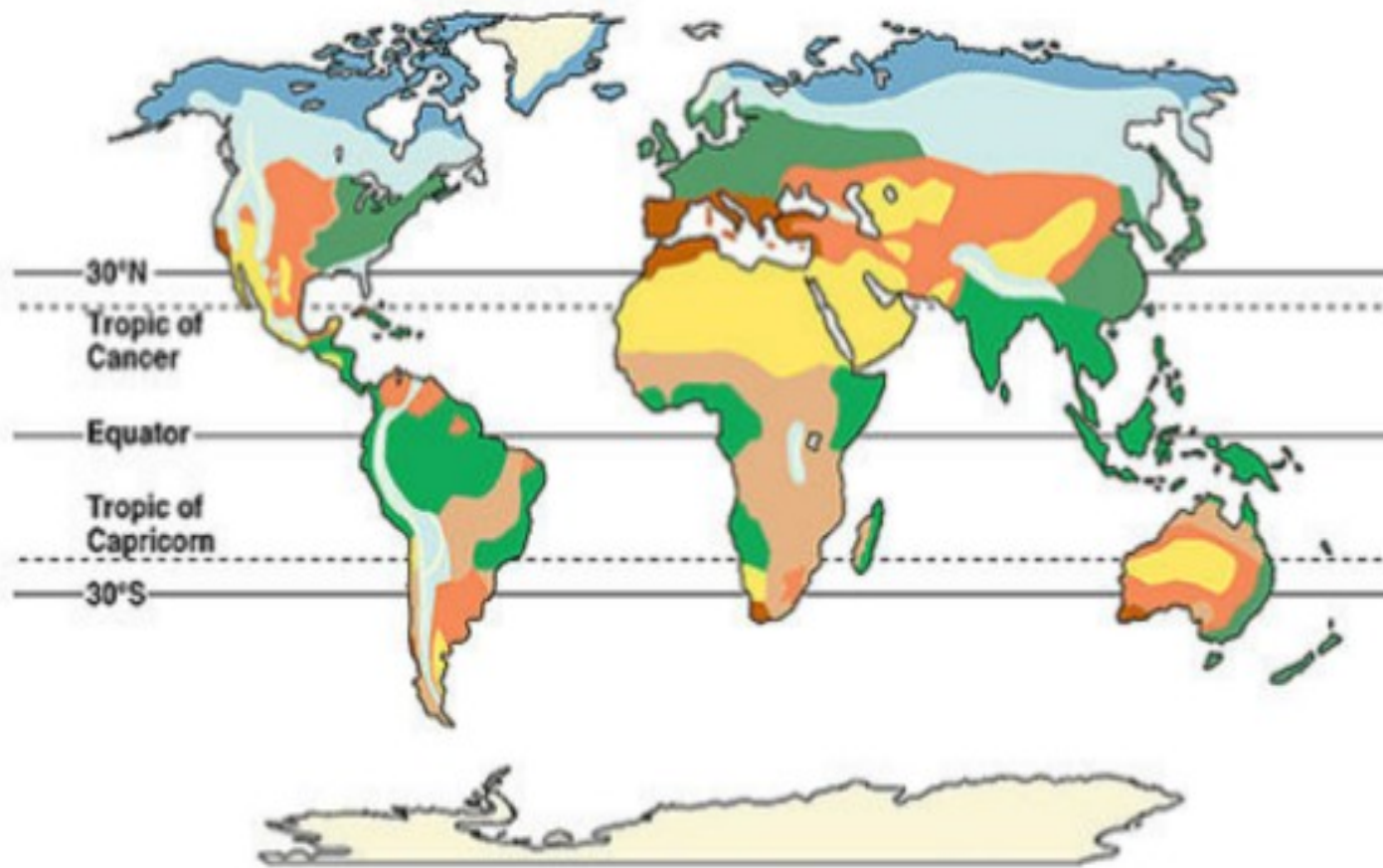
American Monsoons near Peak OLR, 200hPa Streamlines, 850 hPa Wind Climatology (1979-1995)












NOAA / NWS / CPC

## Monsoon de América del Sur

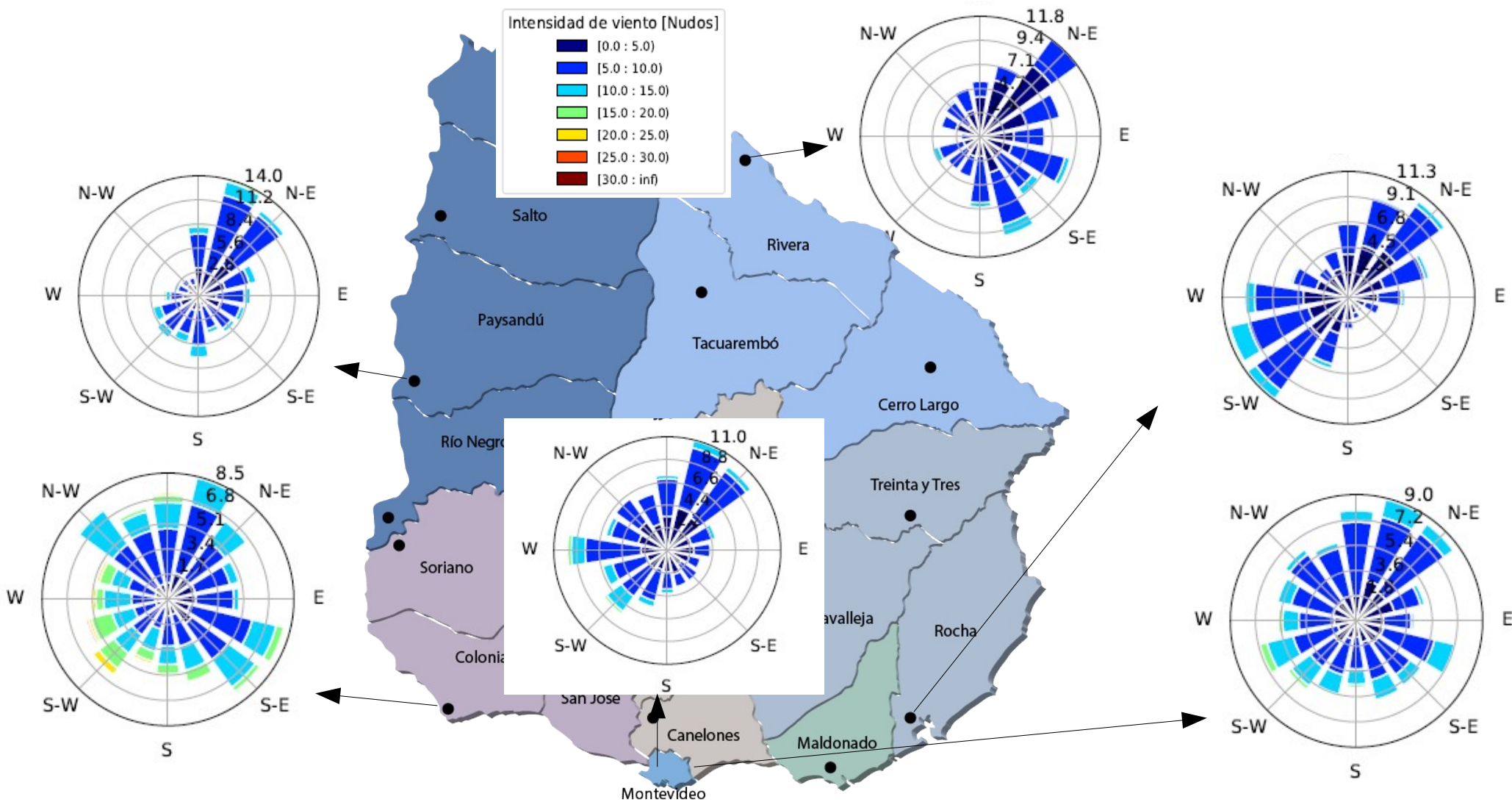




- |   |   |  |
|---|---|--|
|  Tropical forest |  Polar and high-mountain ice |  Temperate deciduous forest |
|  Savanna         |  Chaparral                   |  Coniferous forest          |
|  Desert          |  Temperate grassland         |  Tundra (arctic and alpine) |

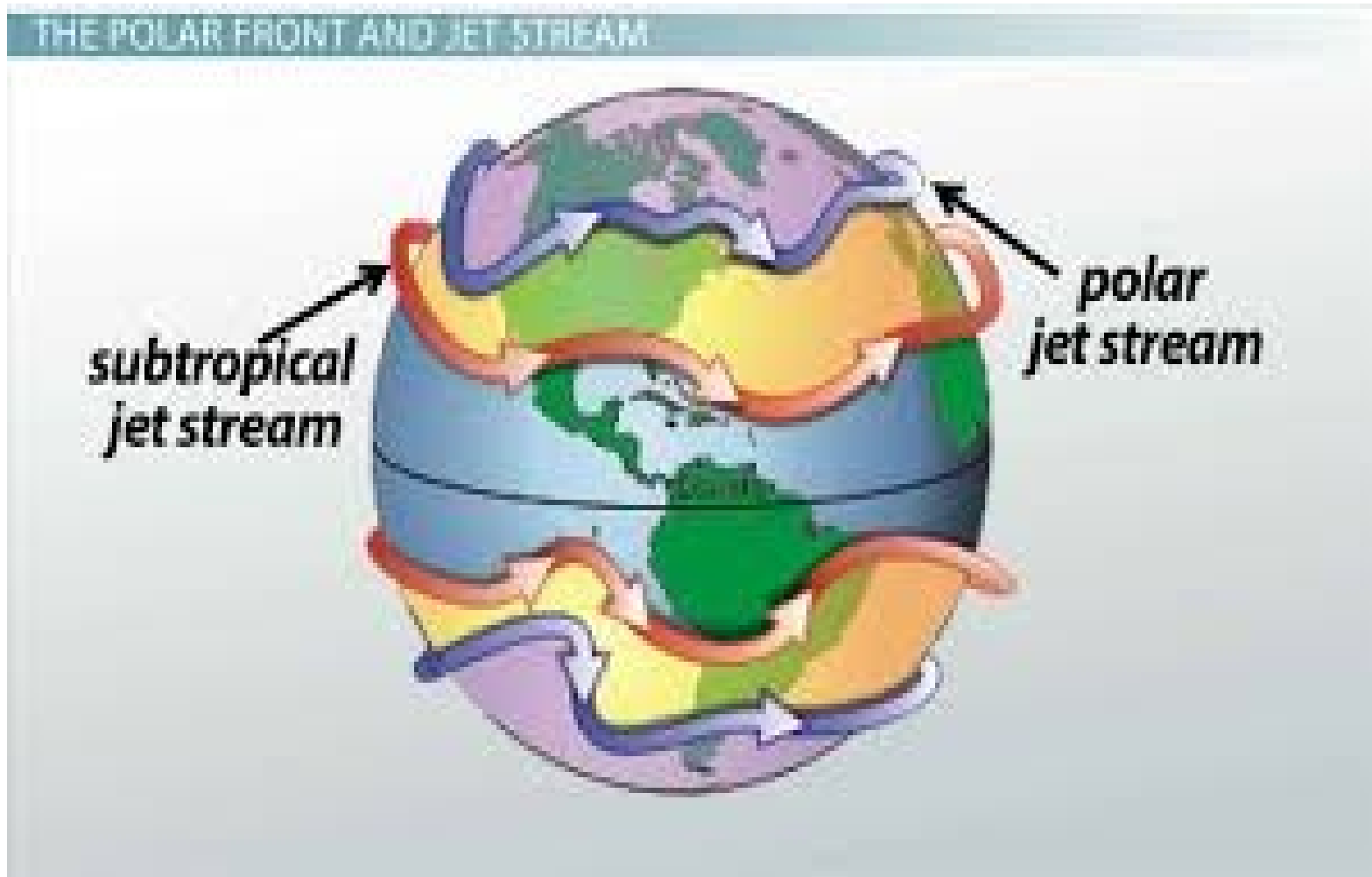
Copyright © Pearson Education, Inc., publishing as Benjamin Cummings.

# Variabilidad media diaria - Invierno



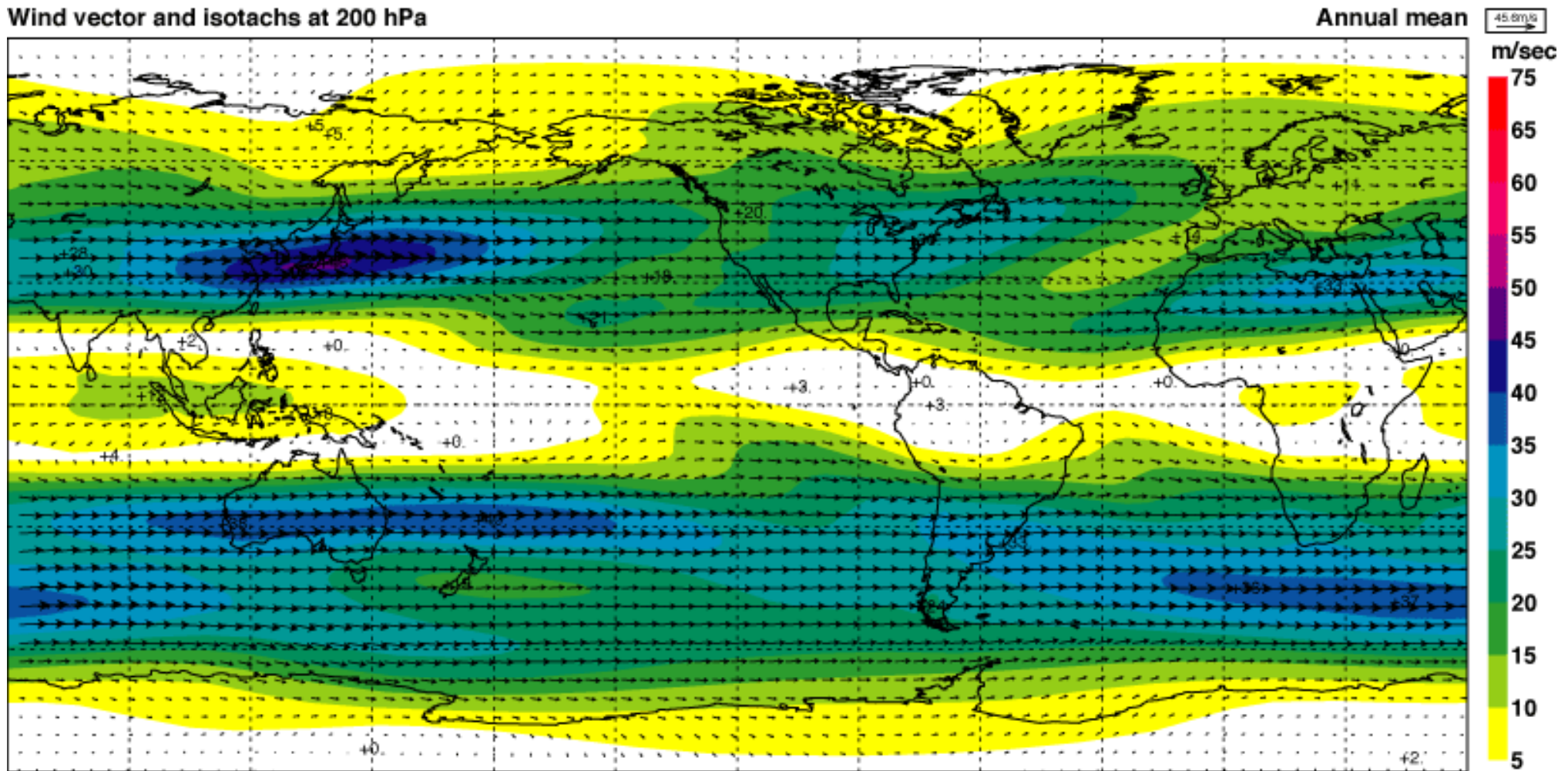


# Vientos en altura (200mb)



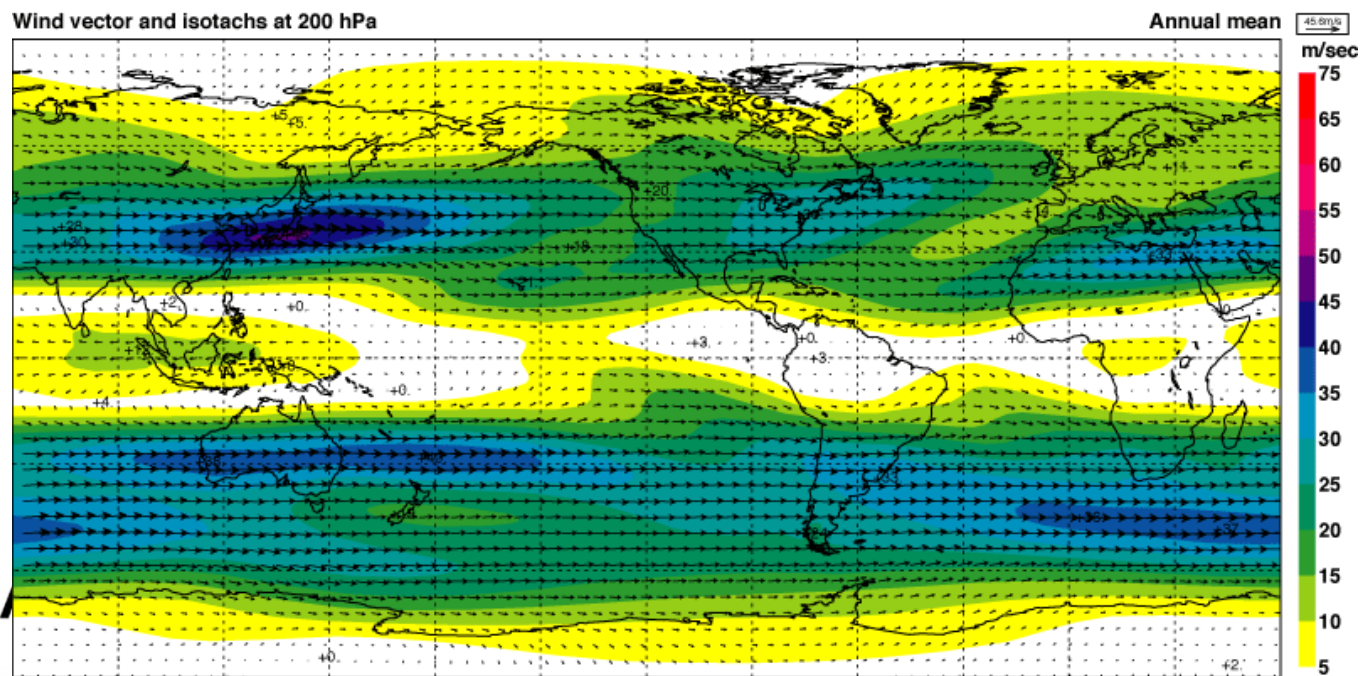
¿Cómo se modifican las corrientes en chorro en presencia de los continentes?

# Vientos en altura (200mb)

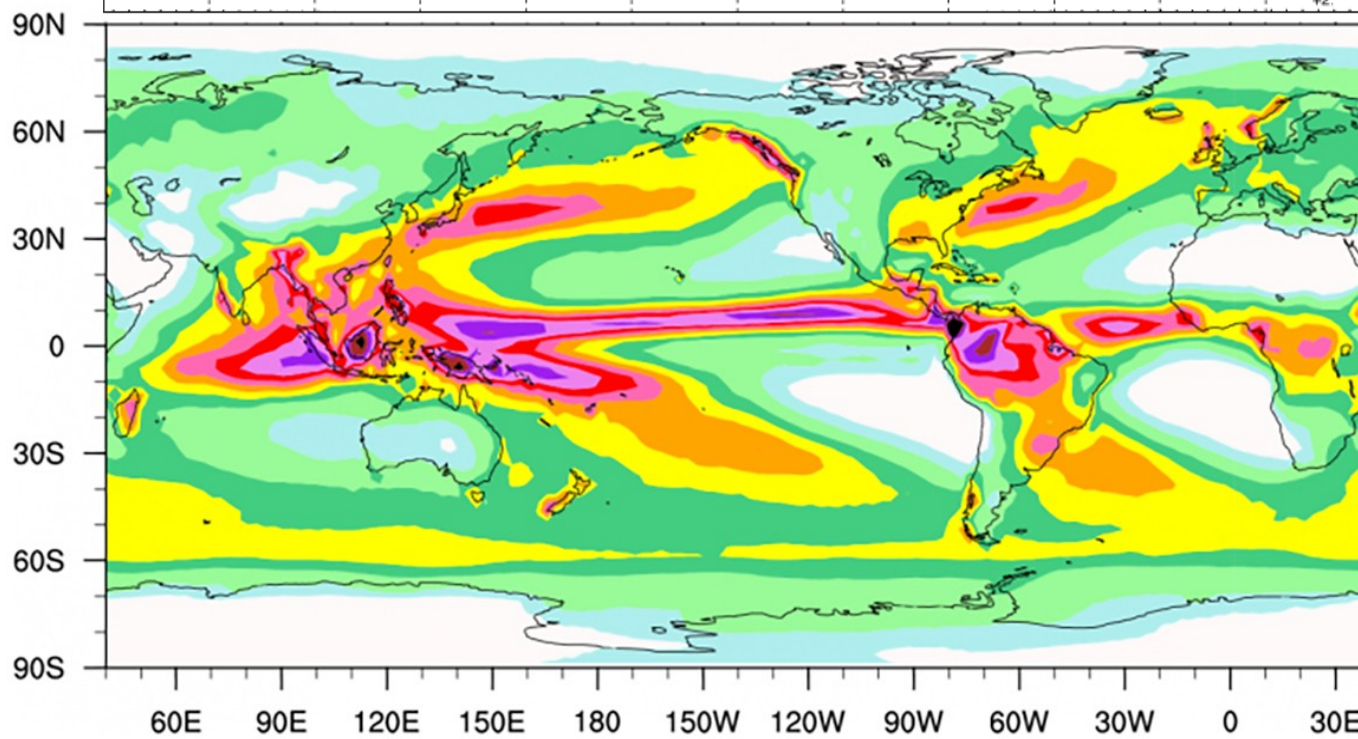


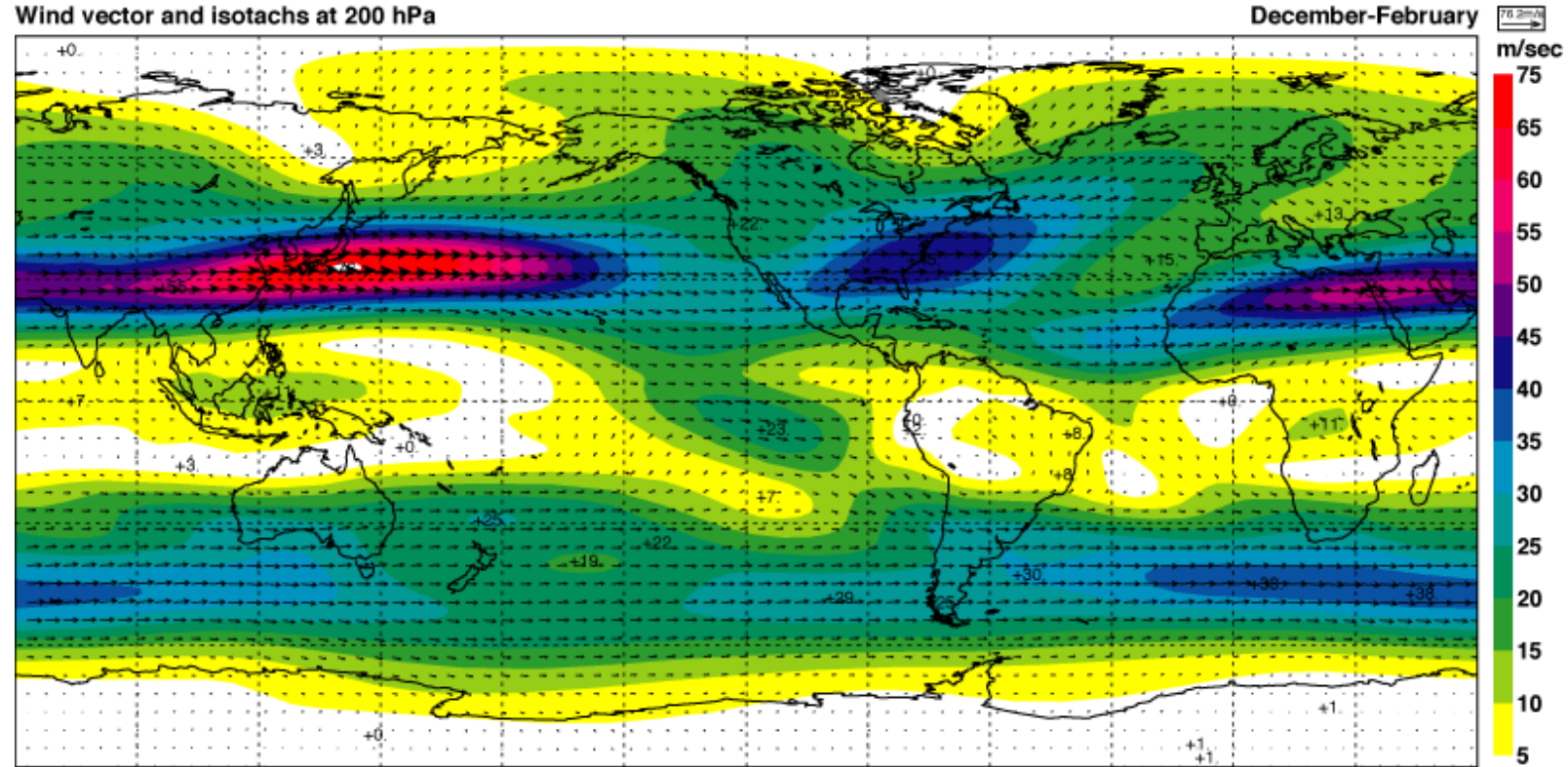
- Vientos no uniformes en longitud. Uniformidad es mayor en H.S. pues hay menos continentes
- Máximos a la salida de los continentes

- Máximos a la salida de los continentes coinciden con máximos de precipitación
- Fuera de los trópicos las lluvias están fuertemente relacionadas con la posición e intensidad de las corrientes en chorro.



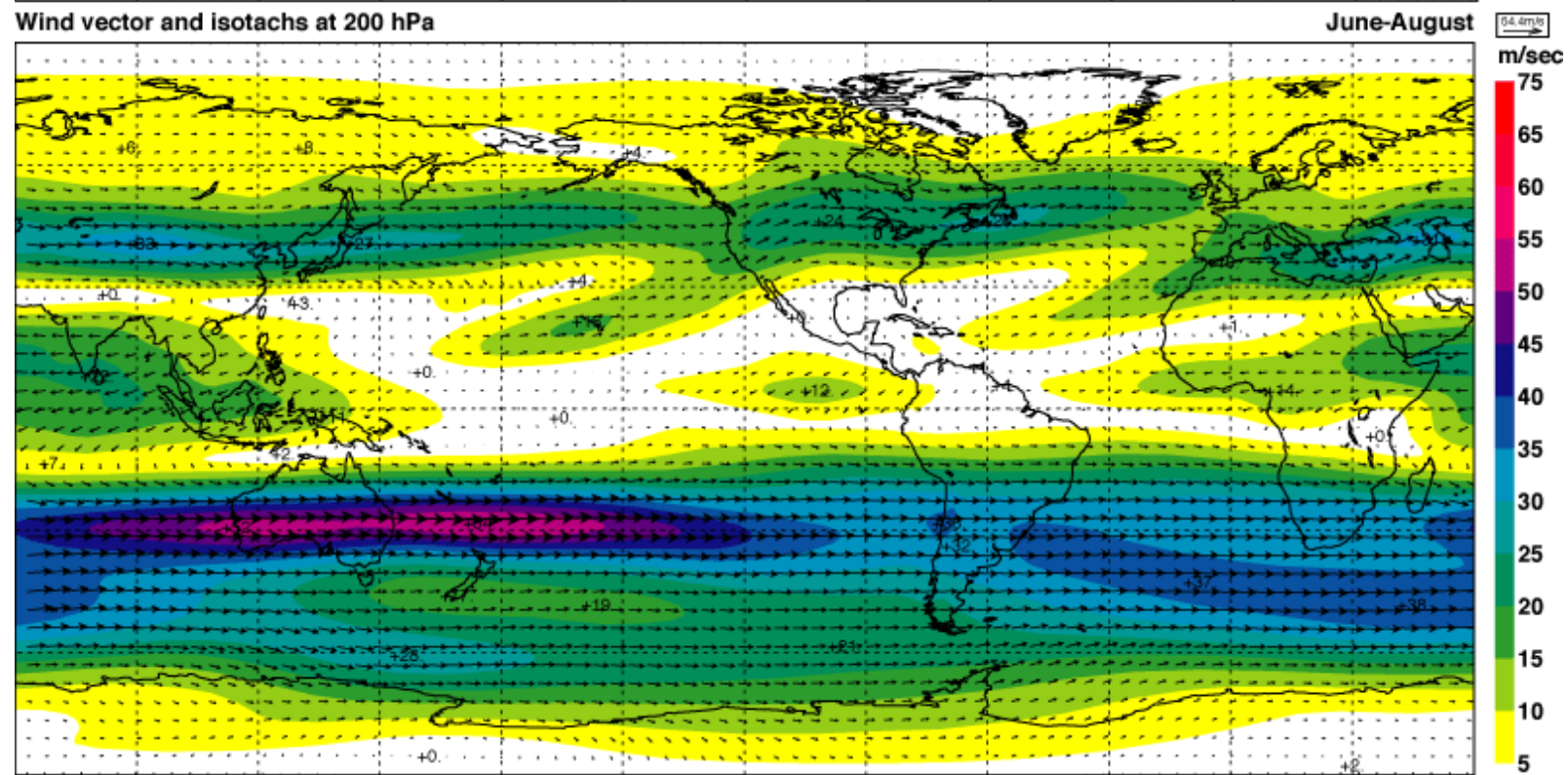
Media anual  
de  
precipitación





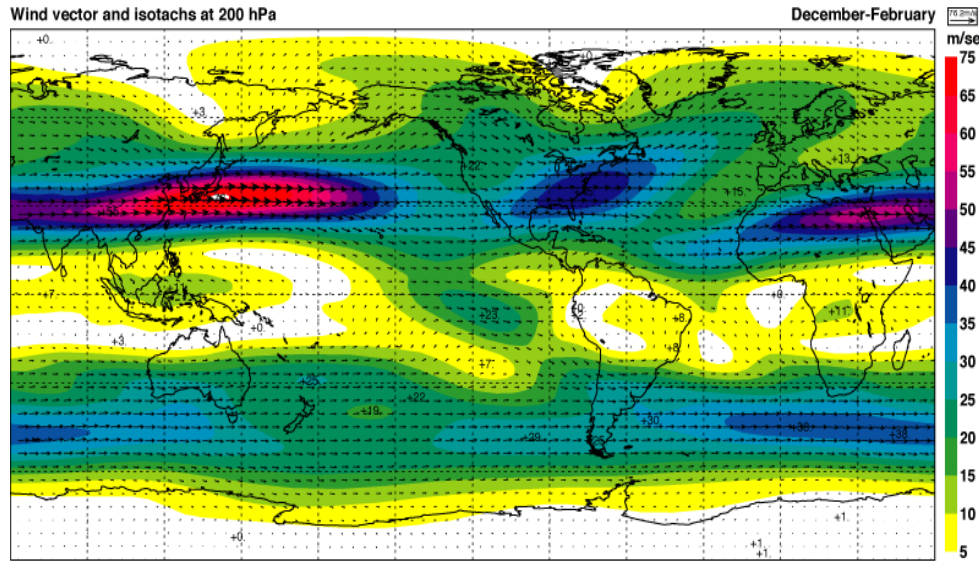
Máximo de las corrientes en chorro durante el invierno.

Máximo en el H.N. de 70m/s.

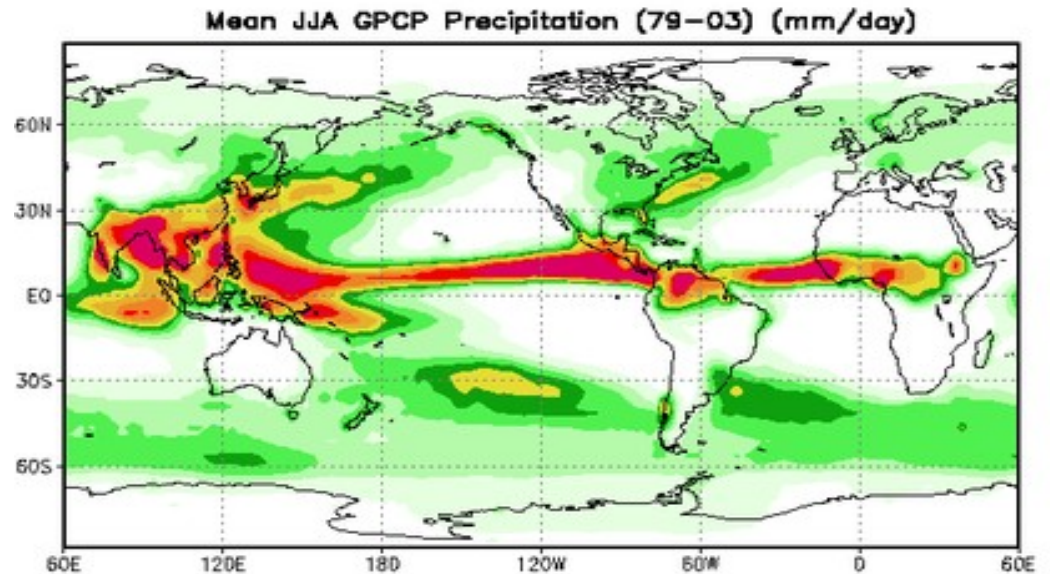
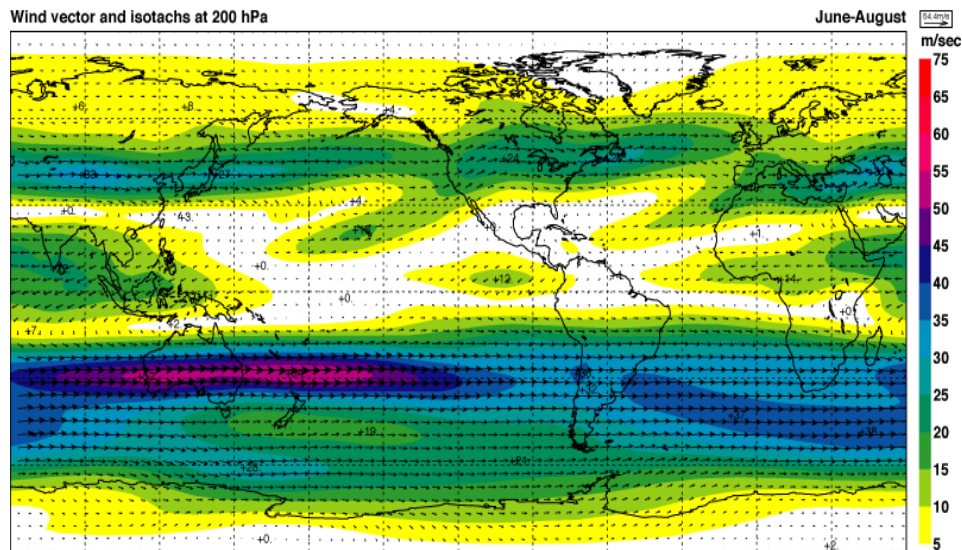
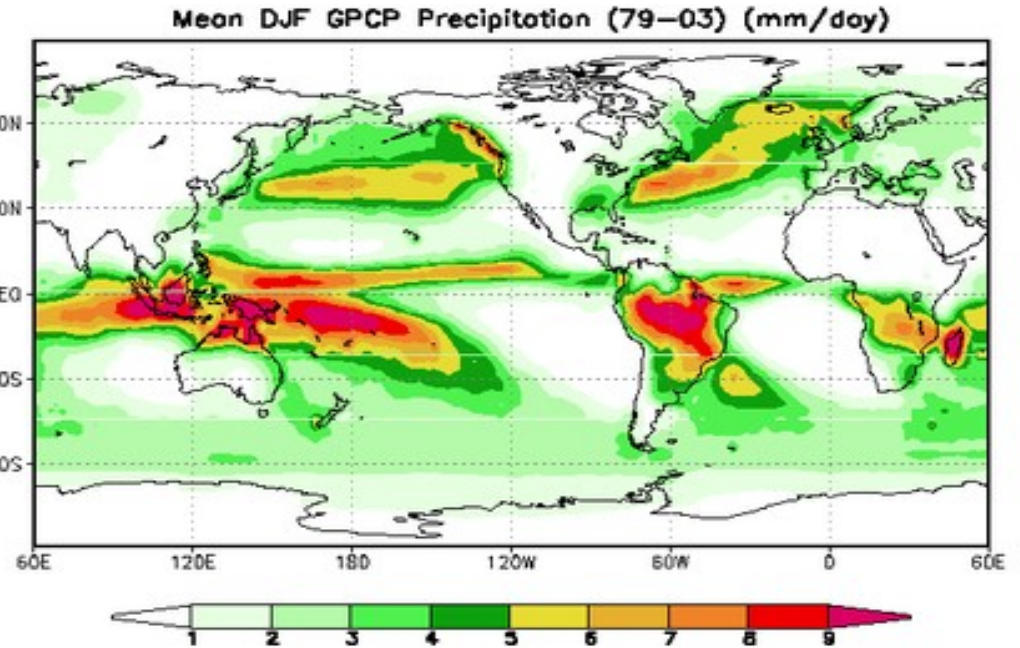


Notar el movimiento hacia los polos de los máximos con las estaciones.

# Vientos en 200 hPa

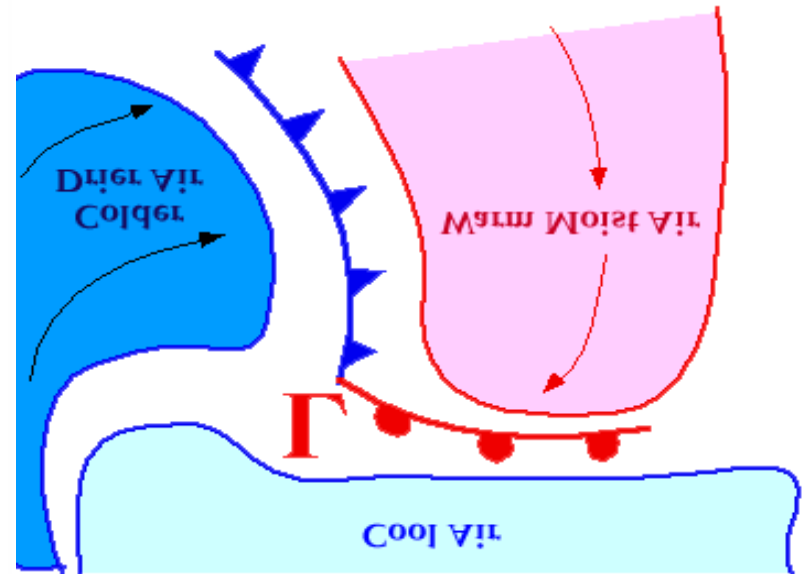
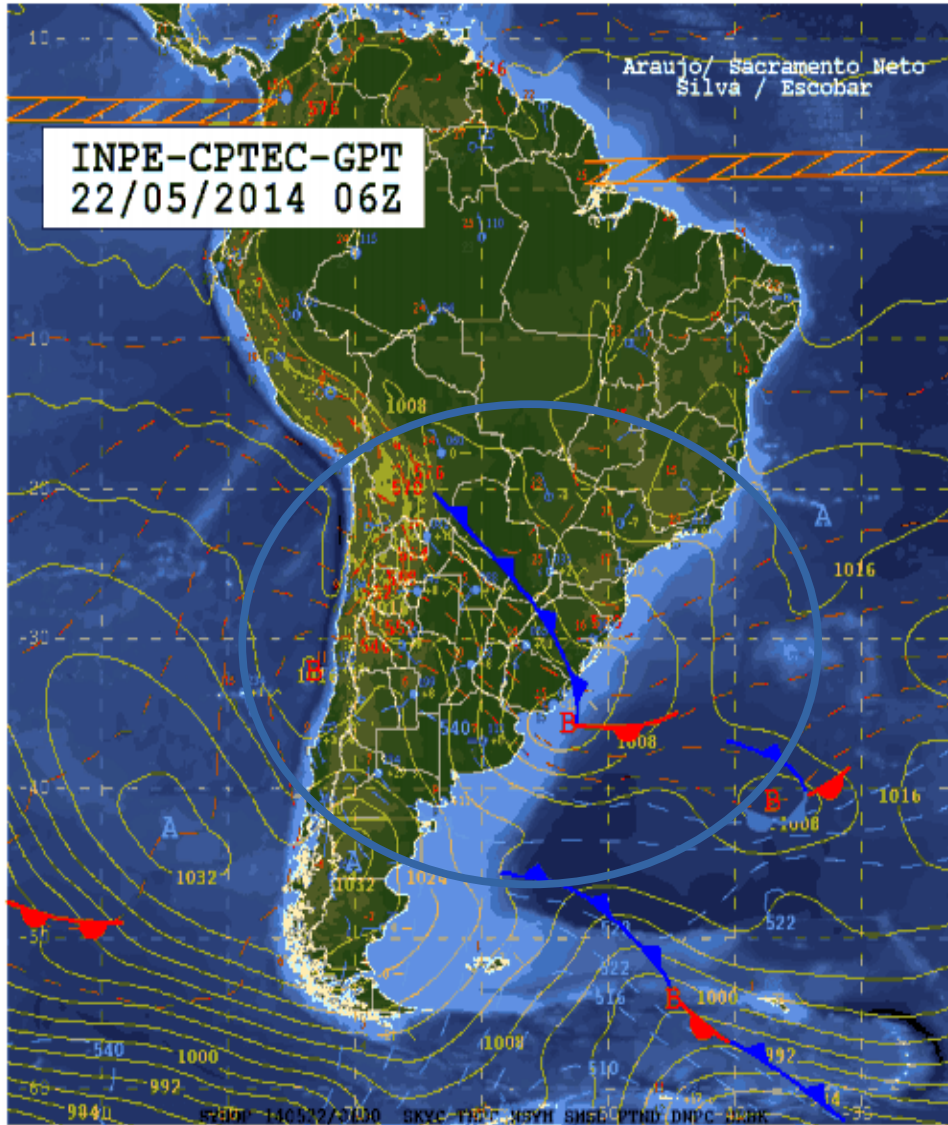


# Precipitación



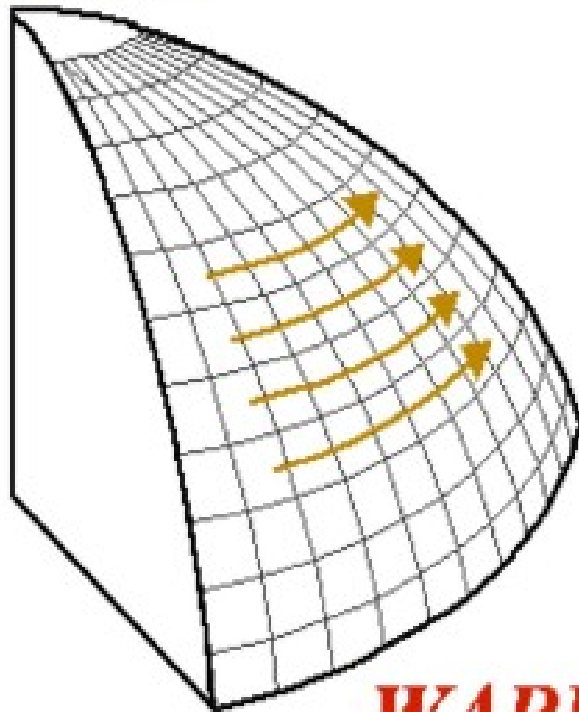
En nuestro país llueve en invierno pues la corriente en chorro pasa justo encima.

# Análise Sinótica – 22/05/2014



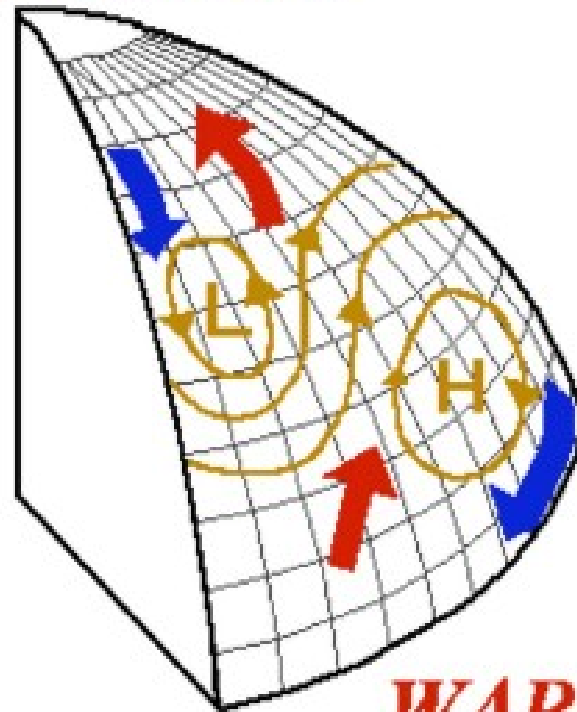
Los “eddies” se generan para transportar calor hacia los polos

**COLD**



**WARM**

**COLDER**



**WARMER**

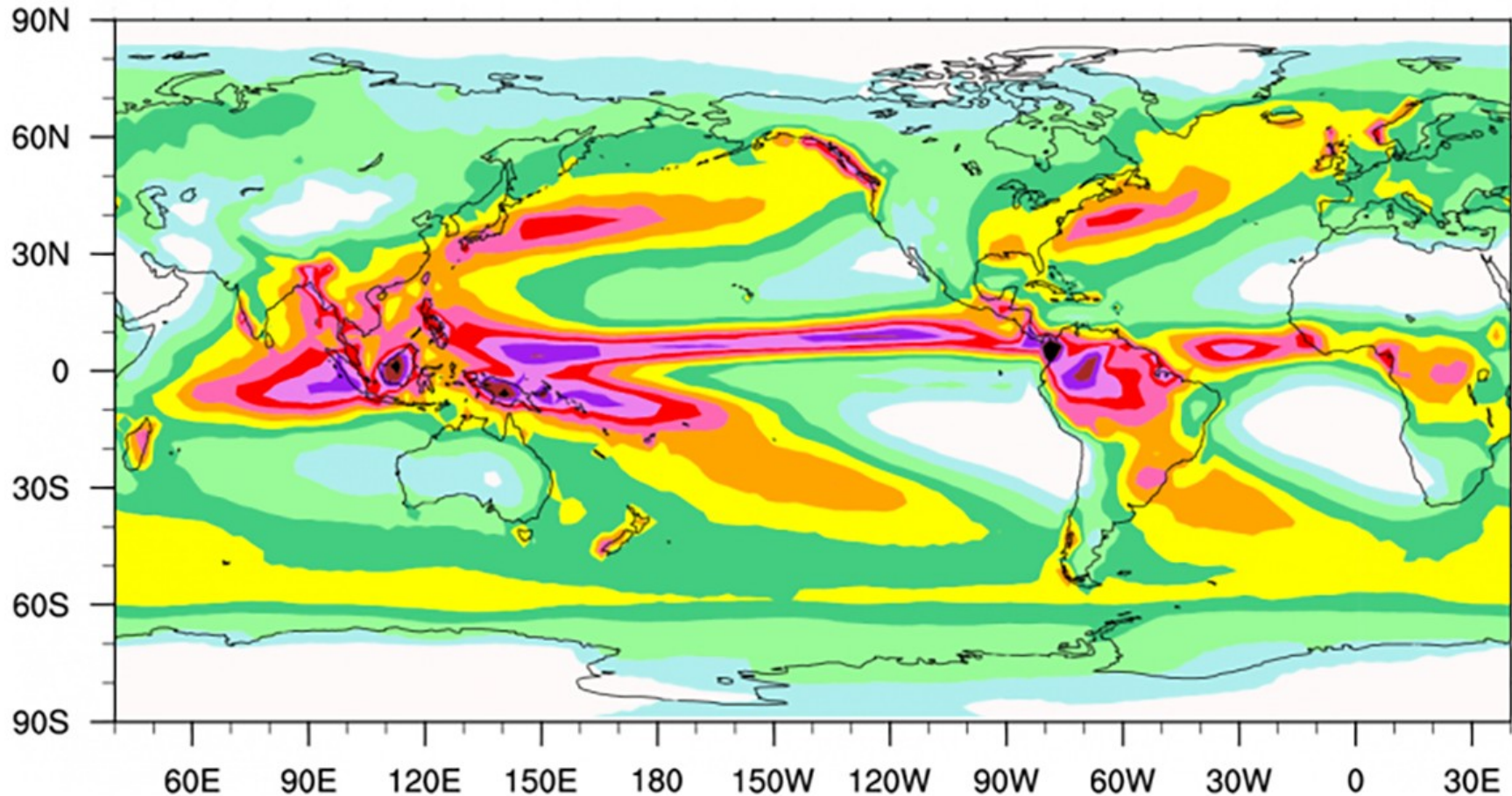
$$\left| \frac{\partial T}{\partial y} \right| > \left| \frac{\partial T}{\partial y} \right|_{\text{critical}}$$

# ¿De qué dependen las lluvias en los trópicos?

¿Donde se ubica la ZCIT?

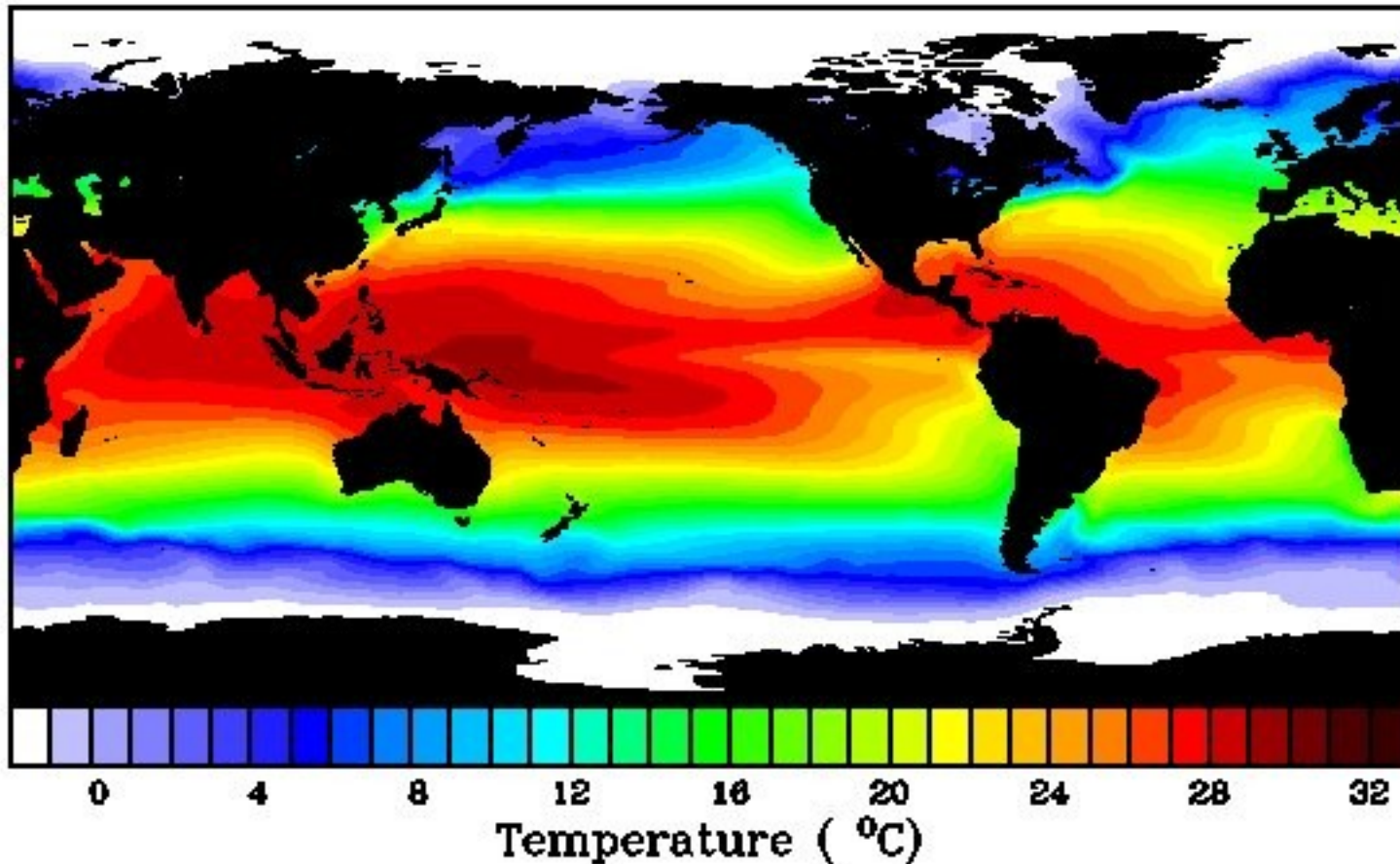
¿Por qué llueve más en el oeste que en el este del Pacífico ecuatorial?

## Annual Mean Precipitation (1979–2010)

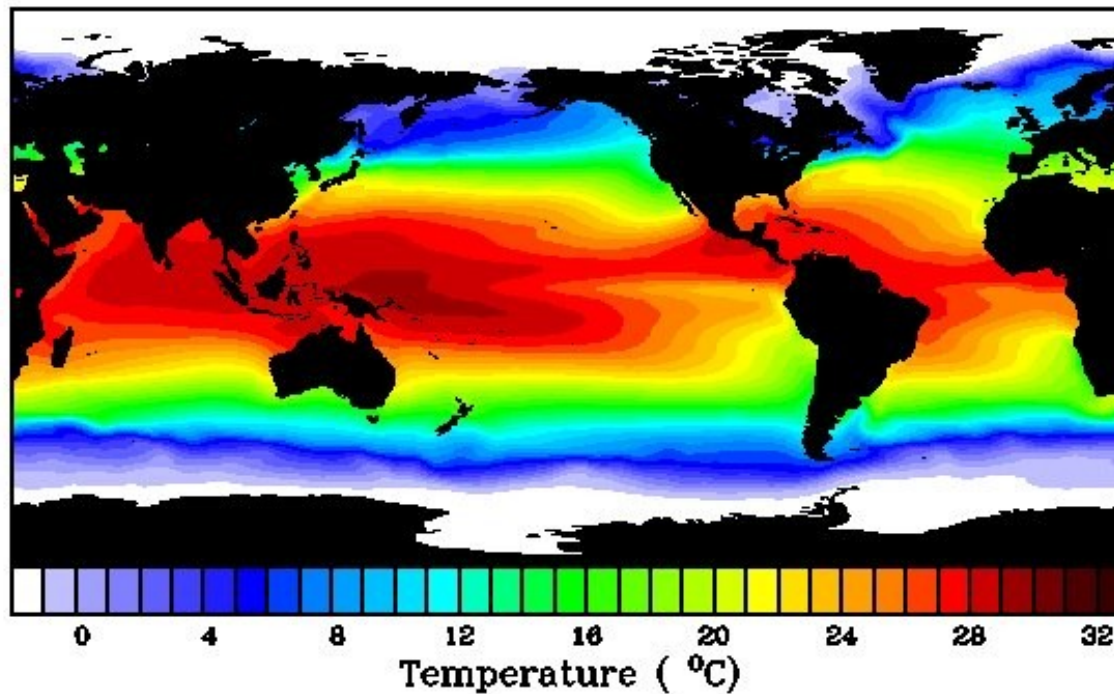
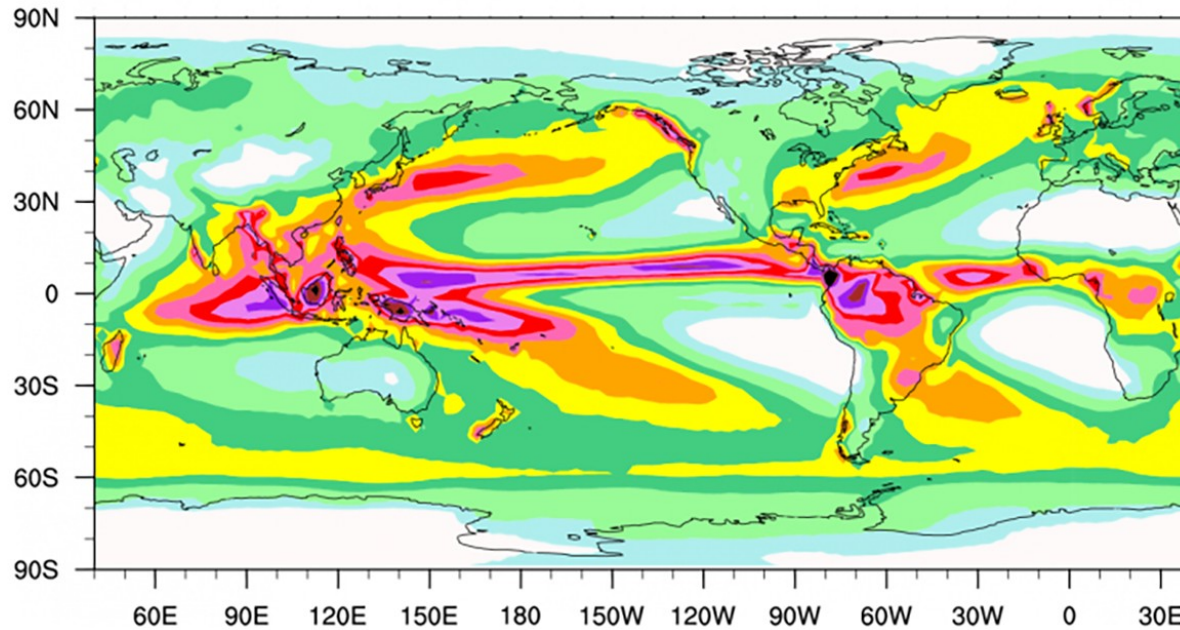




## ANNUAL MEAN GLOBAL SEA SURFACE TEMPERATURES



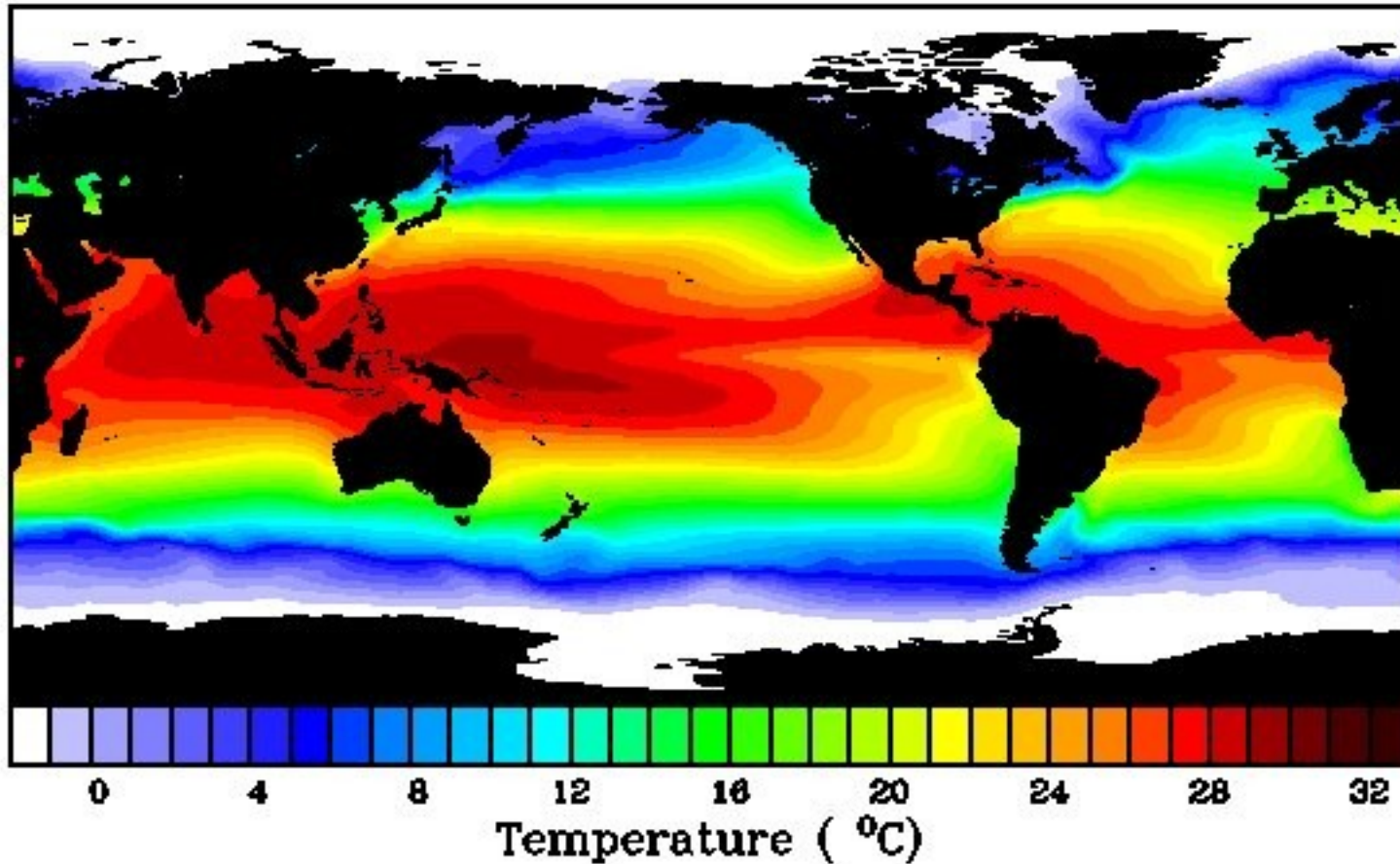
Las diferencias de temperatura de superficie no sólo existen entre océano-continente. También existen entre diferentes regiones de los océanos. En particular, el Pacífico ecuatorial este es más frío (5°C) que el oeste.



La ZCIT se ubica sobre las aguas más cálidas. Máximos de lluvia en los trópicos relacionados directamente con la temperatura de superficie del mar

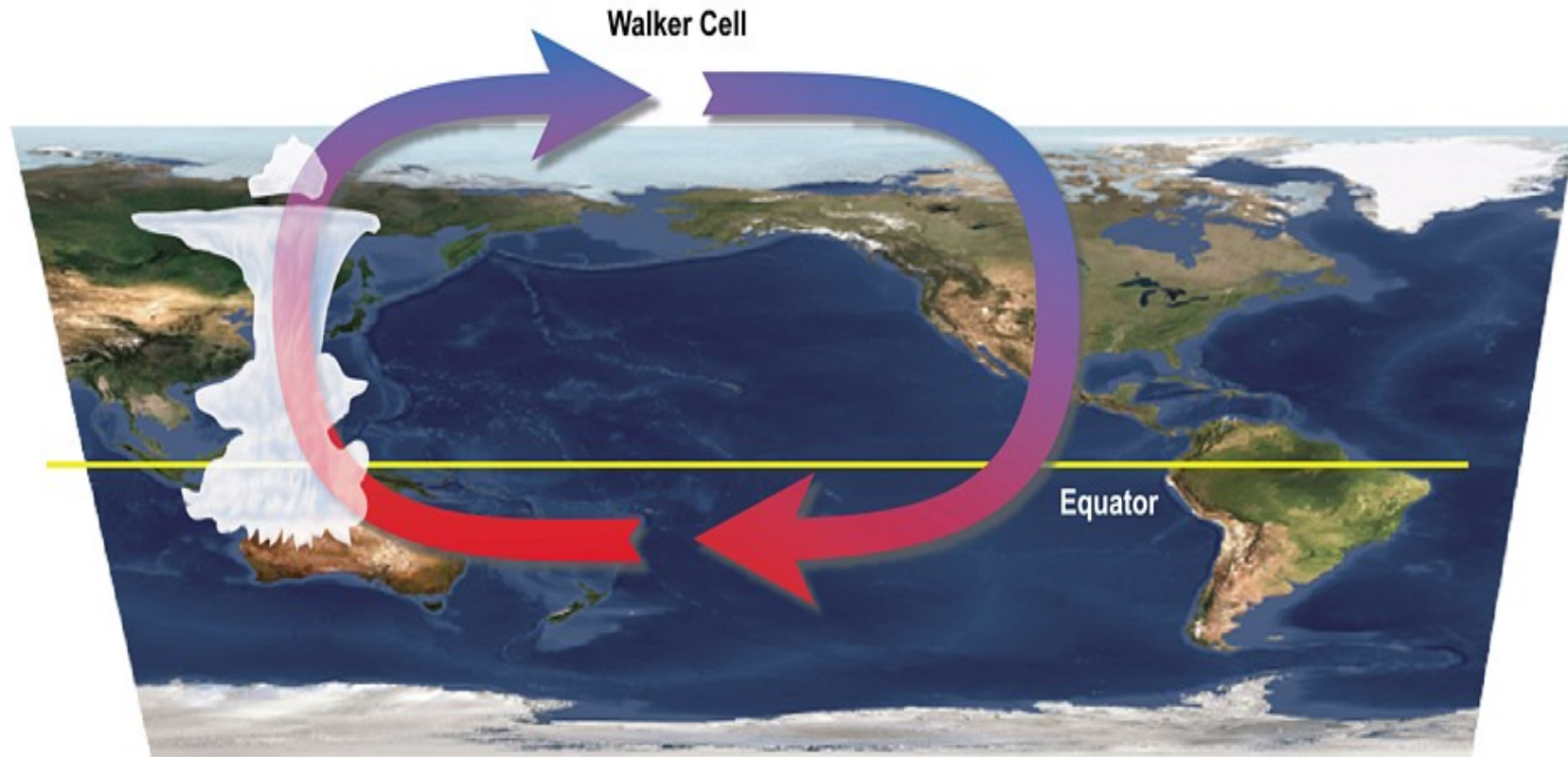
# Celda de Walker

## ANNUAL MEAN GLOBAL SEA SURFACE TEMPERATURES



Las diferencias de temperatura de superficie entre el Pacífico ecuatorial este y oeste inducen una circulación en el plano vertical ecuatorial.

# Celda de Walker



En las cálidas aguas del Pacífico oeste existe un movimiento de ascenso de aire generando nubes convectivas. Este aire se mueve en altura hacia el este, desciende en el Pacífico este donde provoca la aparición de nubes bajas tipo estratos que casi no producen lluvias y cubren las aguas frías de la costa peruana. El circuito se completa en superficie con los vientos alisios.

# Celda de Walker

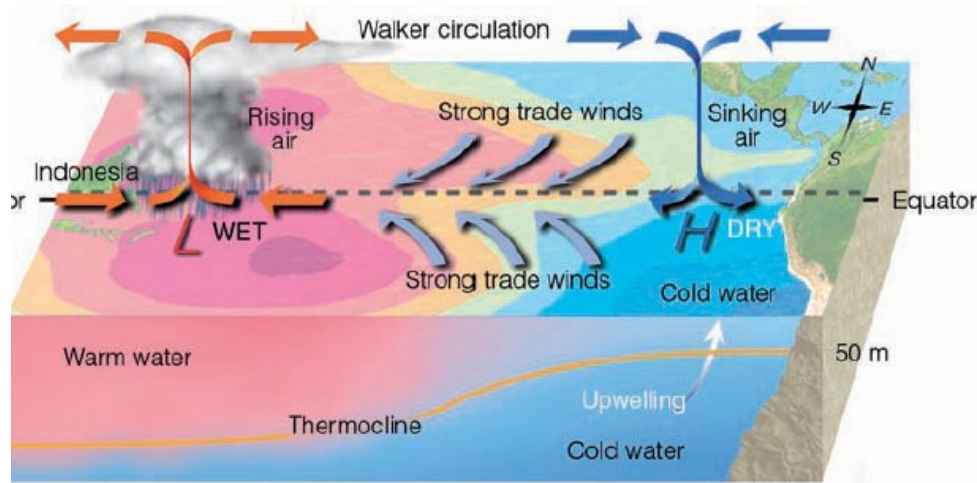
En el trópico, sobre el ecuador existen patrones de movimiento ascendente y descendente en dirección E-W:

Se generan celdas de circulación zonal debido a gradientes zonales en la TSM.

Alisios empujan aguas superficiales cálidas acumulándolas en el borde oeste del Pacífico.

En el lado este, se generan surgencias de agua fría (Perú)

**Circulación de Walker: circulación atmosférica en el plano longitud – altura a lo largo del Pacífico ecuatorial.**



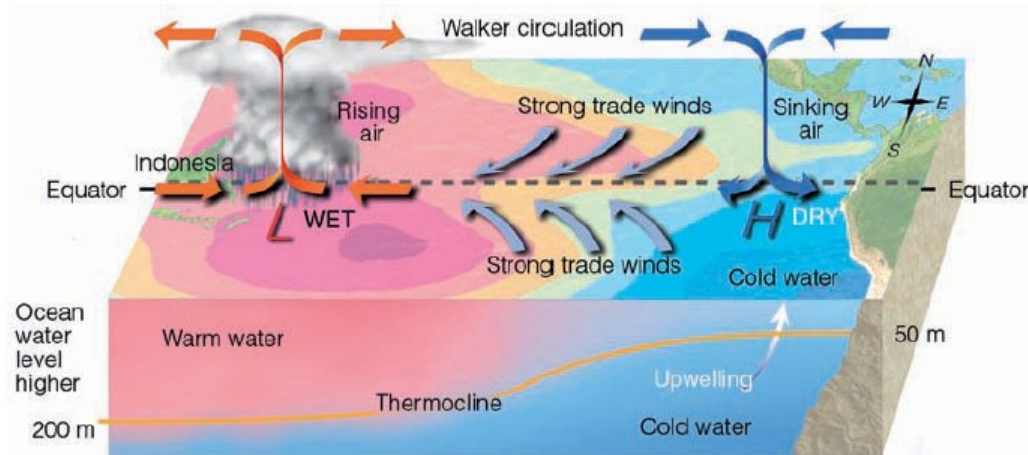
# Celda de Walker

El aire cálido y húmedo del Pacífico ecuatorial oeste asciende formando sistemas de tormentas.

El calor latente liberado intensifica el movimiento ascendente y un flujo superficial entrante del este y del oeste, lo cual estimula la formación de una intensa celda de circulación junto al ecuador.

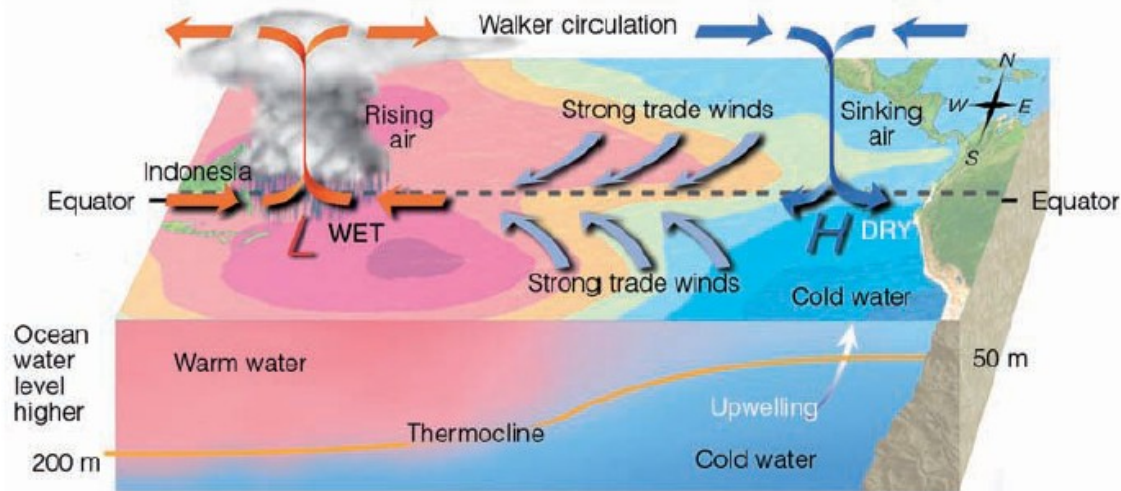
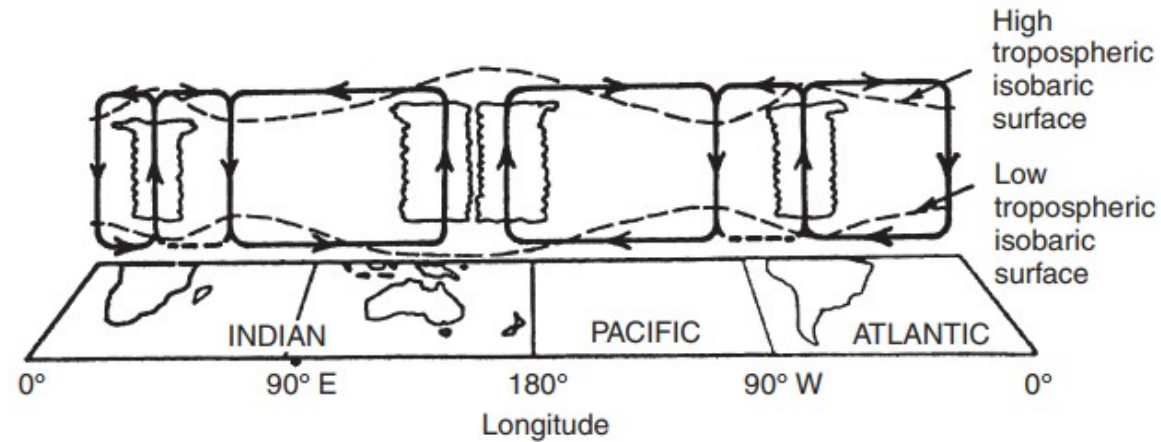
A la vez se produce un movimiento descendente sobre las aguas frías del Pacífico oriental.

El meteorólogo Sir Gilbert Walker fue el primero en describirla.

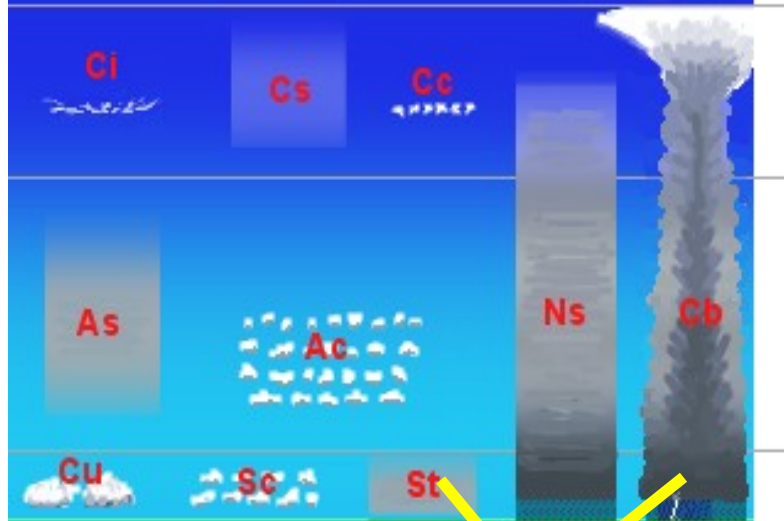


**Circulación de Walker: circulación atmosférica que se da en el plano longitud – altura a lo largo del océano Pacífico ecuatorial.**

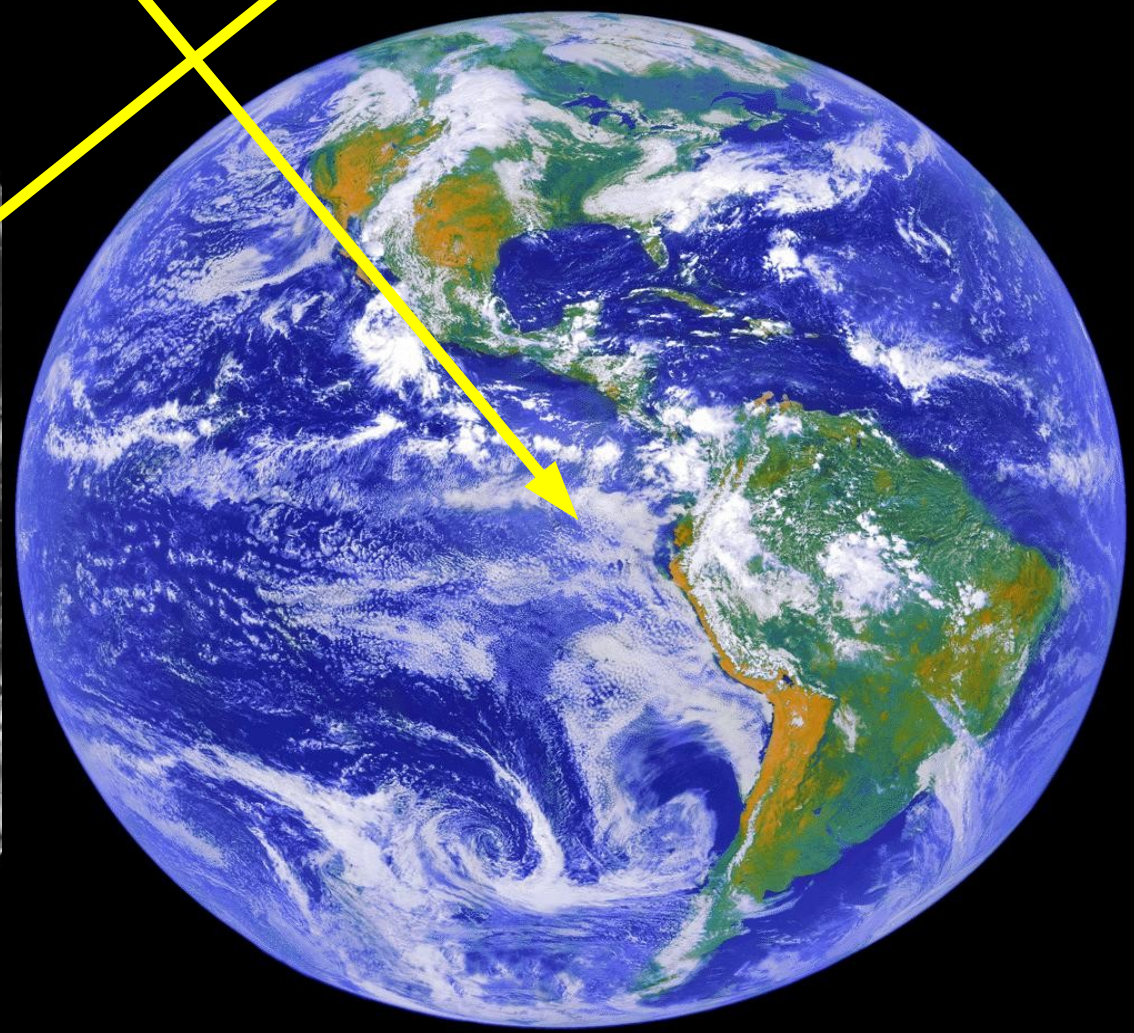
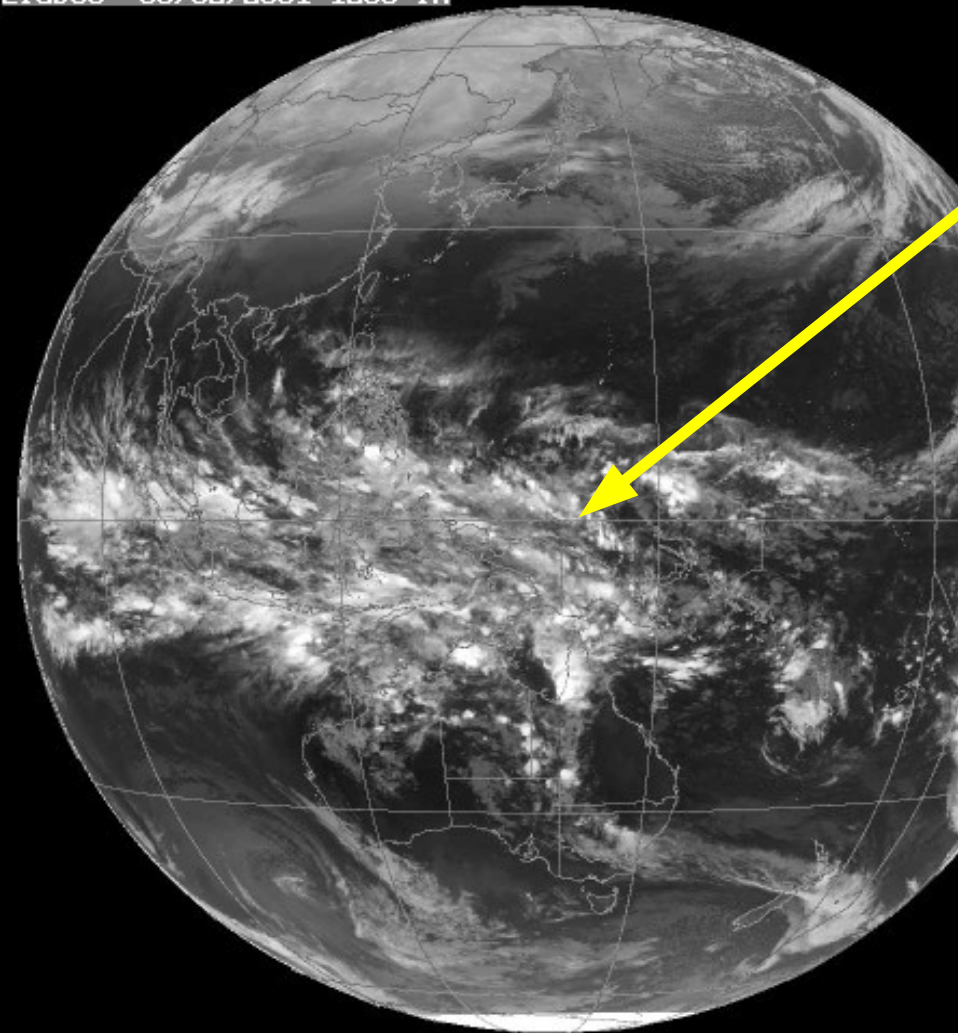
Bjerkness introdujo el término Circulación de Walker. Al día de hoy la circulación de Walker refiere a la totalidad de las celdas de circulación zonal que existen en el ecuador



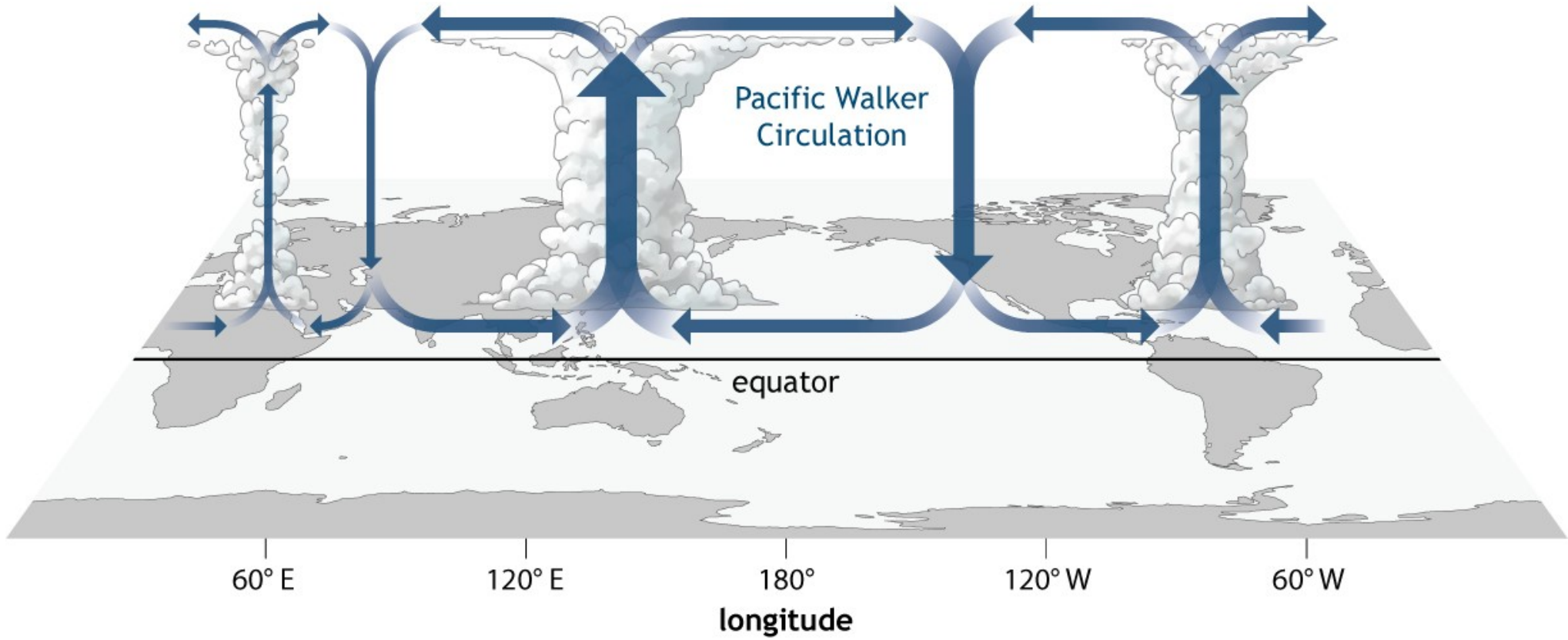
**Las características de la circulación de Walker están relacionadas con el acoplamiento tropical de la atmósfera y los océanos.**



LIGD68 05/02/2001 1230 IR







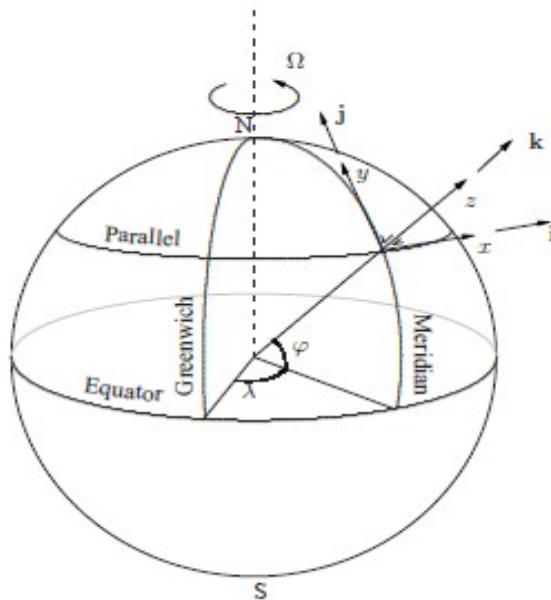


# Apéndice

- Ecuaciones de conservación de momento, masa, energía y sal.

# Ecuaciones de conservación de momento

	Aceler local	Cambio por advección	Coriolis		Viscosidad
Dirección x	$\frac{\partial u}{\partial t}$	$+ u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}$	$- f v$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$	$+ A_H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$
Dirección y	$\frac{\partial v}{\partial t}$	$+ u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}$	$+ f u$	$= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	$+ A_H \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$
Dirección z			$0$	$= \frac{-\partial p}{\partial z}$	$- \rho g$ Gravedad



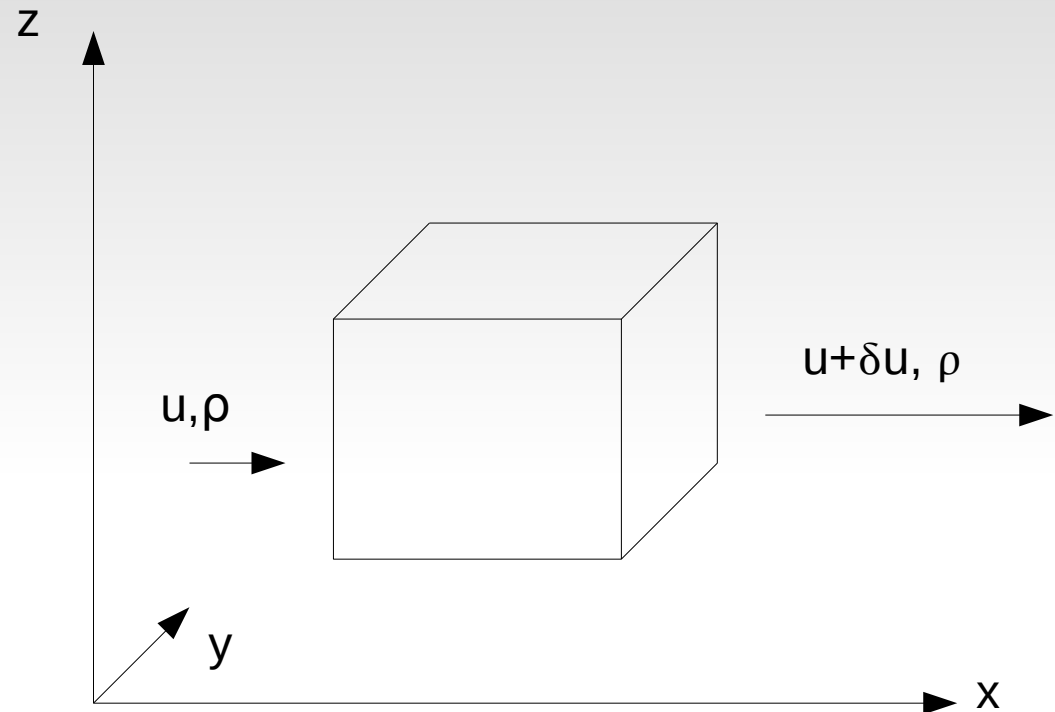
Fuerza gradiente de presión

# Ecuación de conservación de masa

El océano es casi incompresible por lo que  $\rho = \text{cte}$ .

Entonces:

Flujo de masa que sale = Flujo de masa que entra



$$\rho u dz dy = \rho (u + \delta u) dz dy$$

$$\delta u dz dy = 0 \quad \rightarrow \quad \frac{\partial u}{\partial x} dx dy dz = 0$$

- En tres dimensiones

$$\left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dx dy dz = 0$$

Y por lo tanto el término entre paréntesis debe ser nulo y vale.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

- La atmósfera es claramente compresible, pero es posible encontrar una ecuación de conservación de masa similar usando el sistema de coordenadas (x,y,p)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

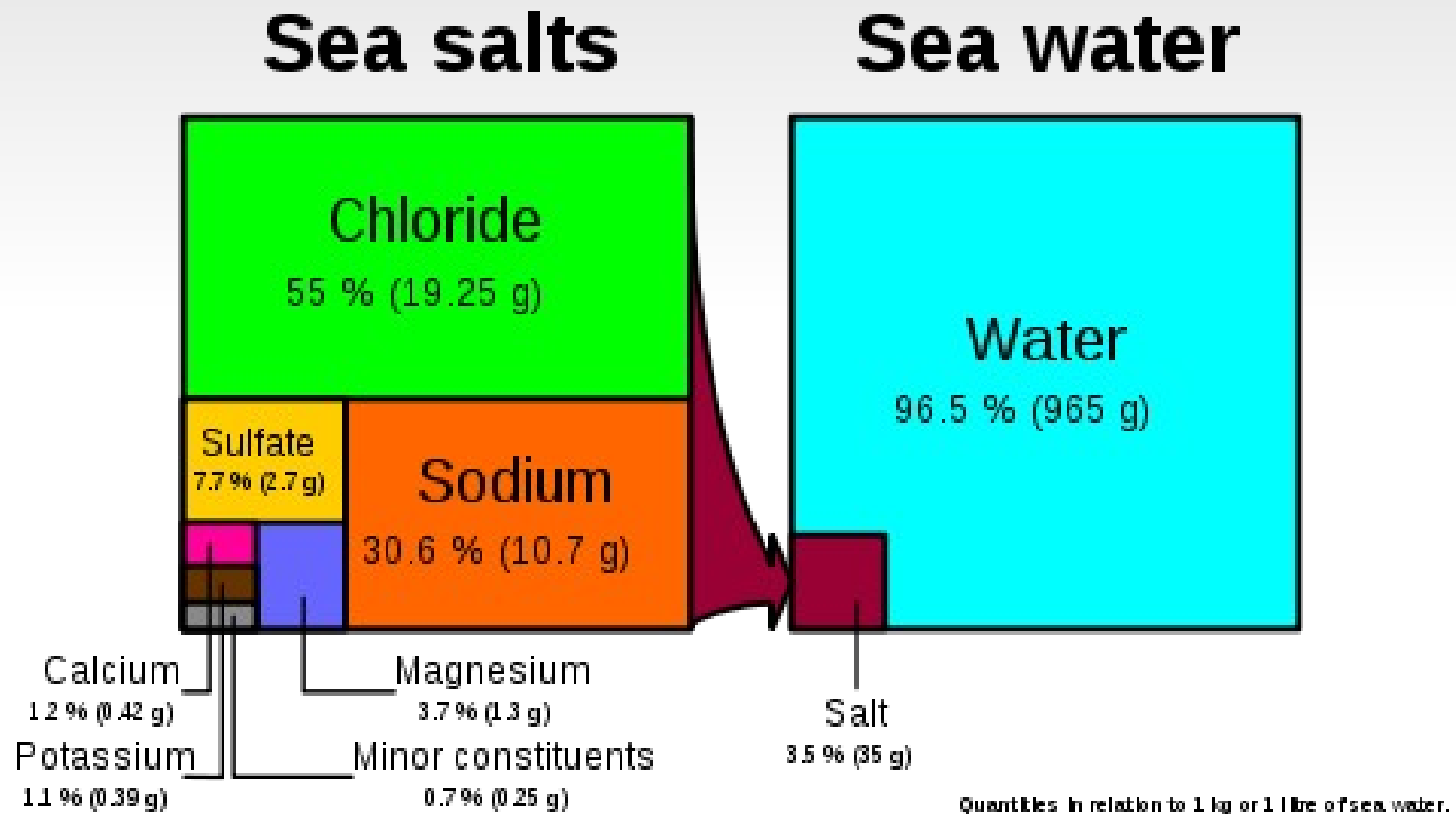
donde  $\omega = dp/dt$  (hPa/s).

# Ecuaciones de conservación de energía y salinidad

- En forma análoga a la ecuación de momento las ecuaciones para conservación de energía y salinidad son:
  - (cambio de T) + (advección de T) = término de calentamiento/enfriamiento + difusión
  - (cambio de S) + (advección de S) = evaporación/precipitación/hielos + difusión



- Salinidad



- Entonces:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_H}{\rho c_p} + \kappa_H \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \kappa_H \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \kappa_V \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = Q_S + \kappa'_H \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \kappa'_H \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + \kappa'_V \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

Estas dos ecuaciones gobiernan la evolución de la densidad (ecuación de estado):

Valores típicos:  $\rho_0=1028 \text{ kg/m}^3$ ,  $T_0=10\text{C}$ ,  $S_0=35$ .

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha_T (T - T_0) + \alpha_S (S - S_0)) \quad \text{Océano}$$

$$p = \rho R T \quad \text{Atmósfera}$$