Météorologie

COURS 3
DYNAMIQUE ATMOSPHÈRIQUE

L3 et prédoctorat Sciences de la Planète Terre

B. Legras, legras@lmd.ens.fr, http://www.lmd.ens.fr/legras

I. Les ordres de grandeur dans les équations du mouvements – Nombre de Rossby - Equilibre géostrophique

<u>II La circulation moyenne</u>

II.1 Températures et vents moyens

II.2 La relation du vent thermique

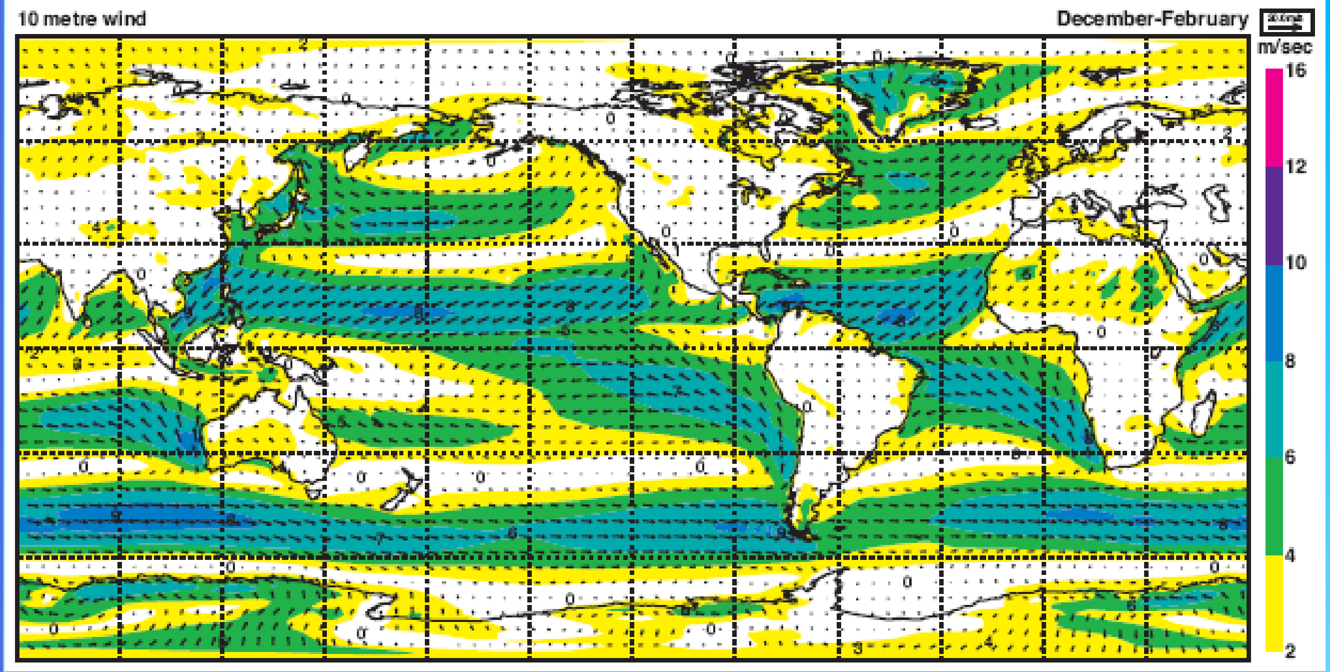
II. 3 Fonctions de courant et de potentiel. Circulation de Hadley-Walker

II.4 El Niño

III Dynamique de la vorticité

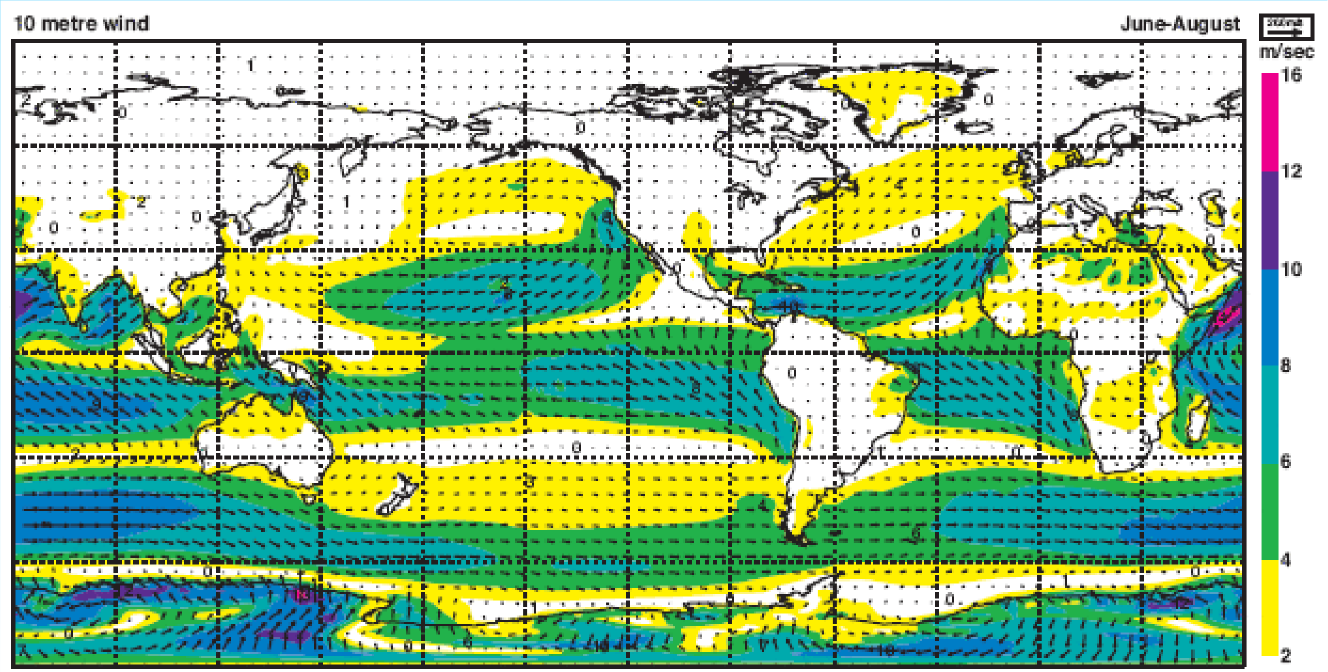
IV Variabilité

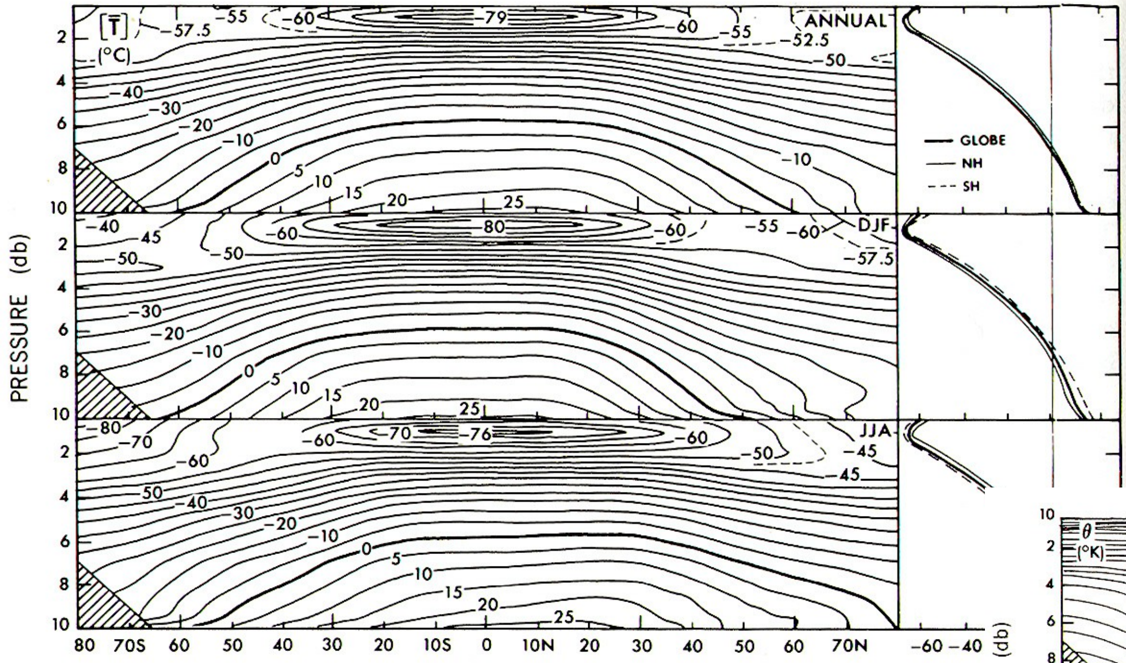
IV Les cyclones tropicaux



II.1
Températures
et vents moyens

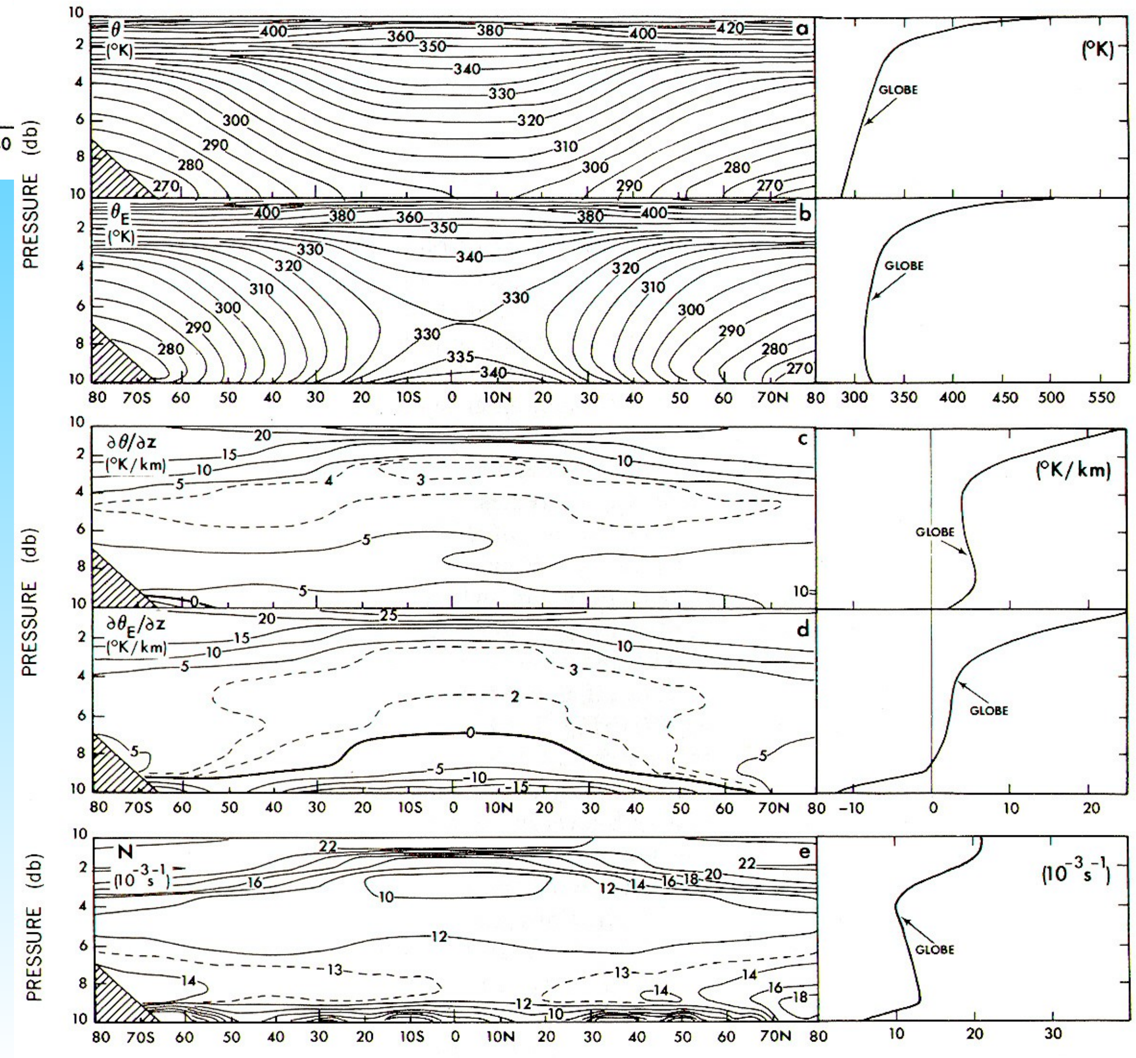
Etat moyen de l'atmosphère:
écoulement à la surface

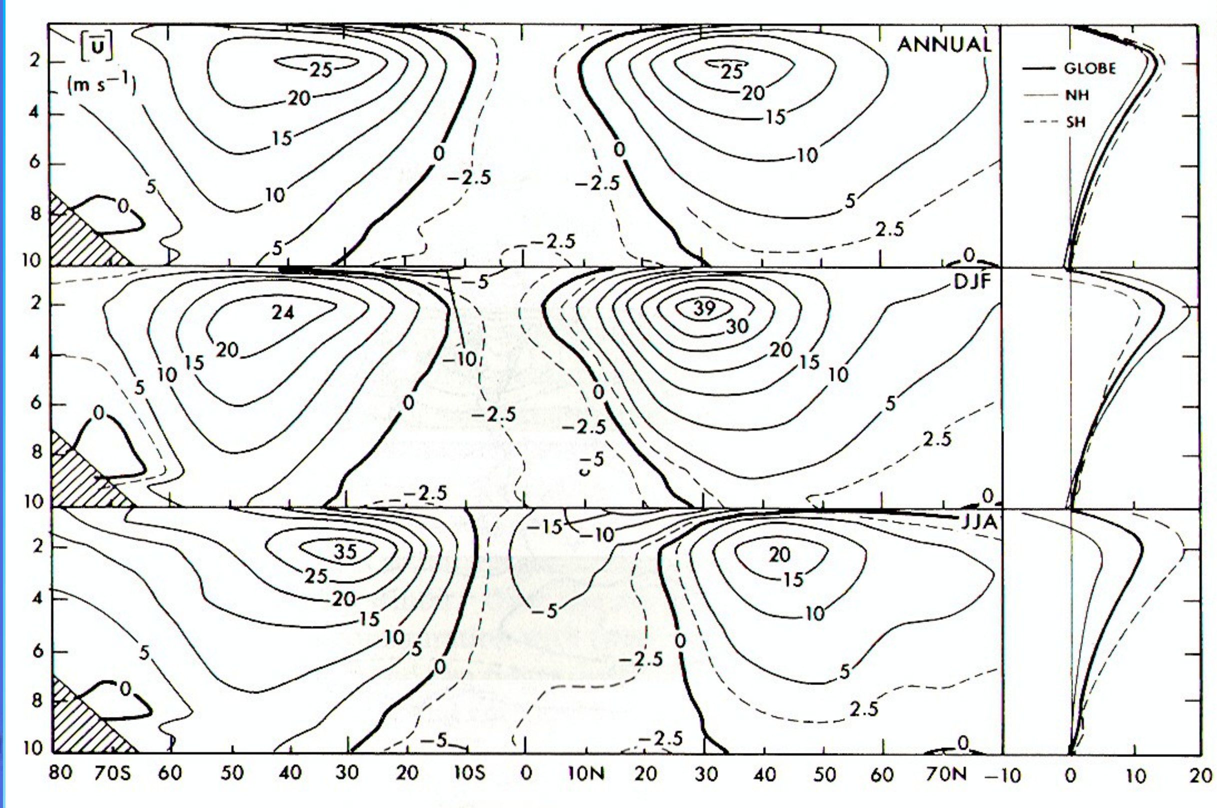




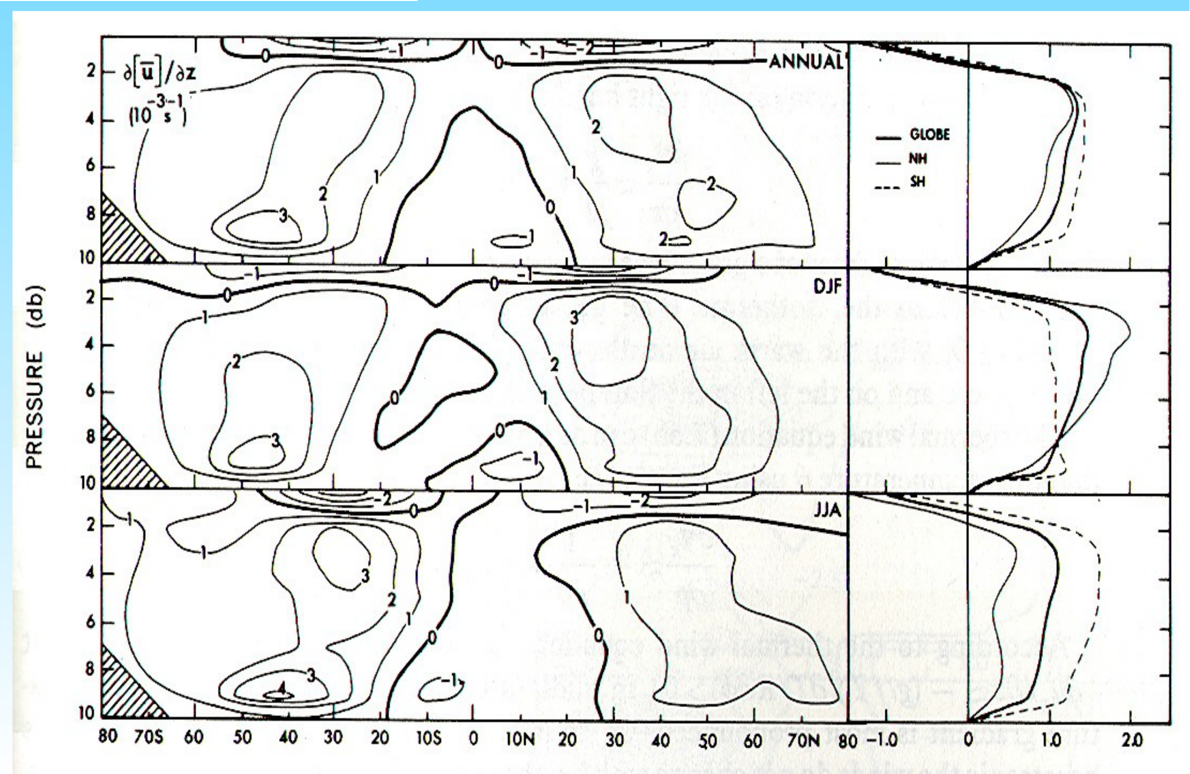
Minima de température au niveau de la tropopause équatoriale.

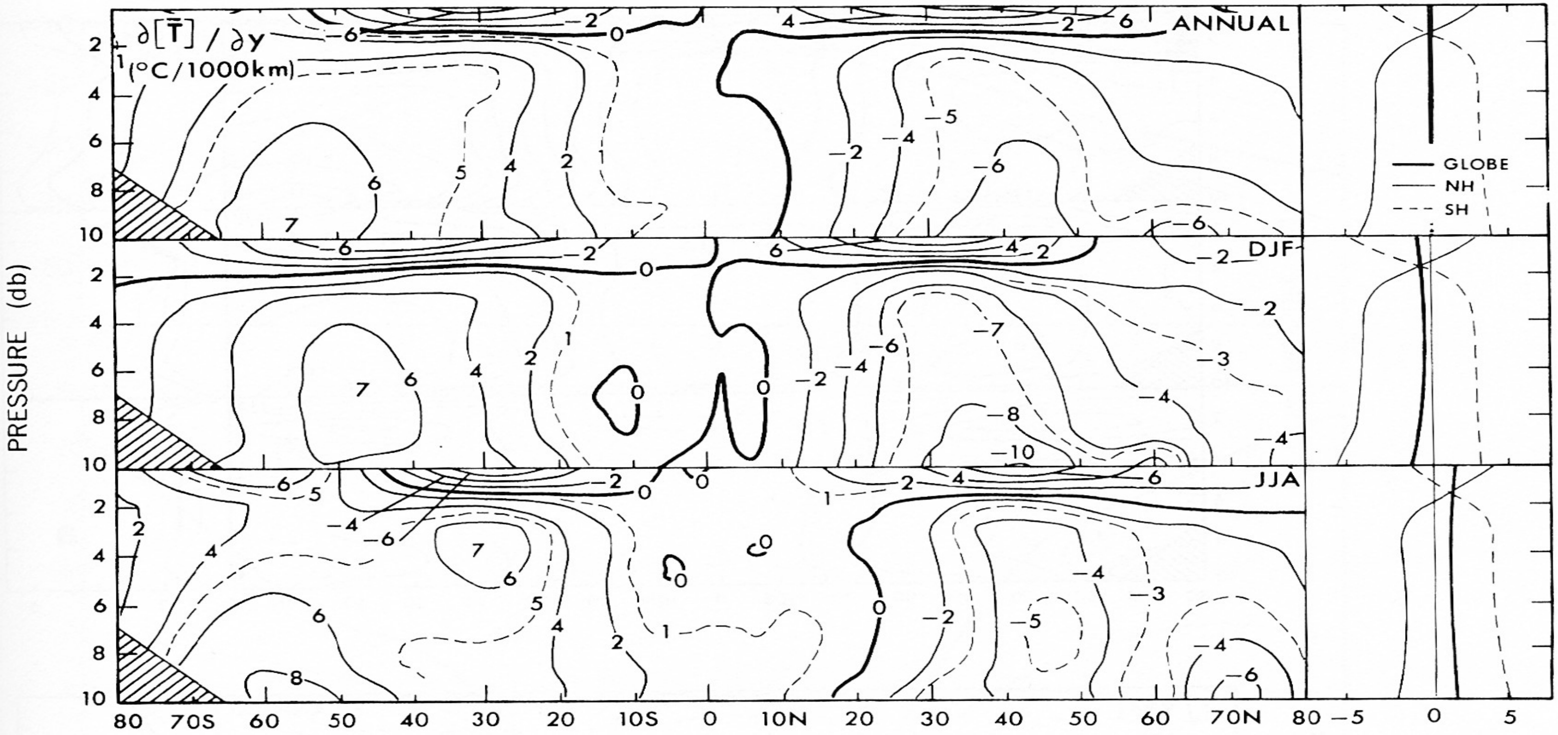
Distribution méridienne et verticale des températures et températures potentielles



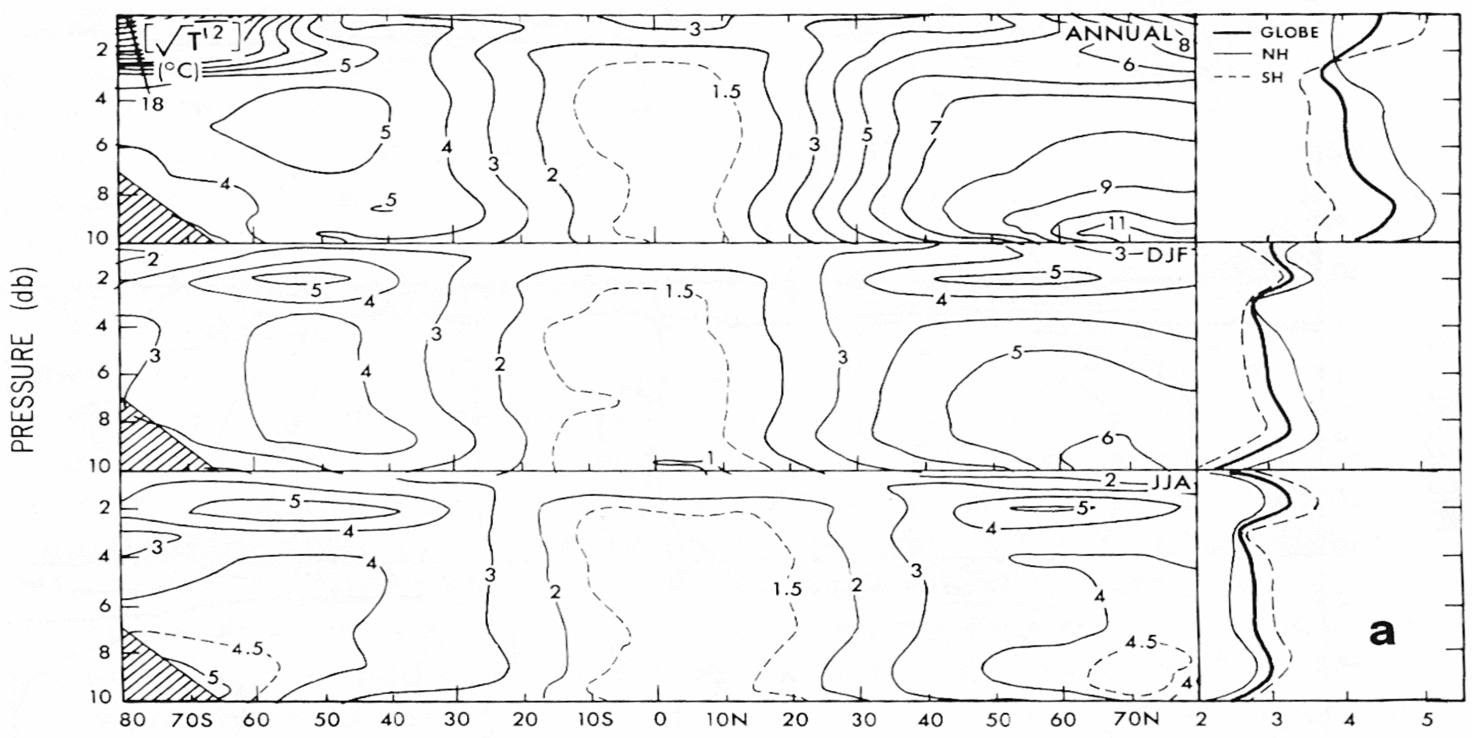


Sections méridiennes du vent et de son gradient vertical

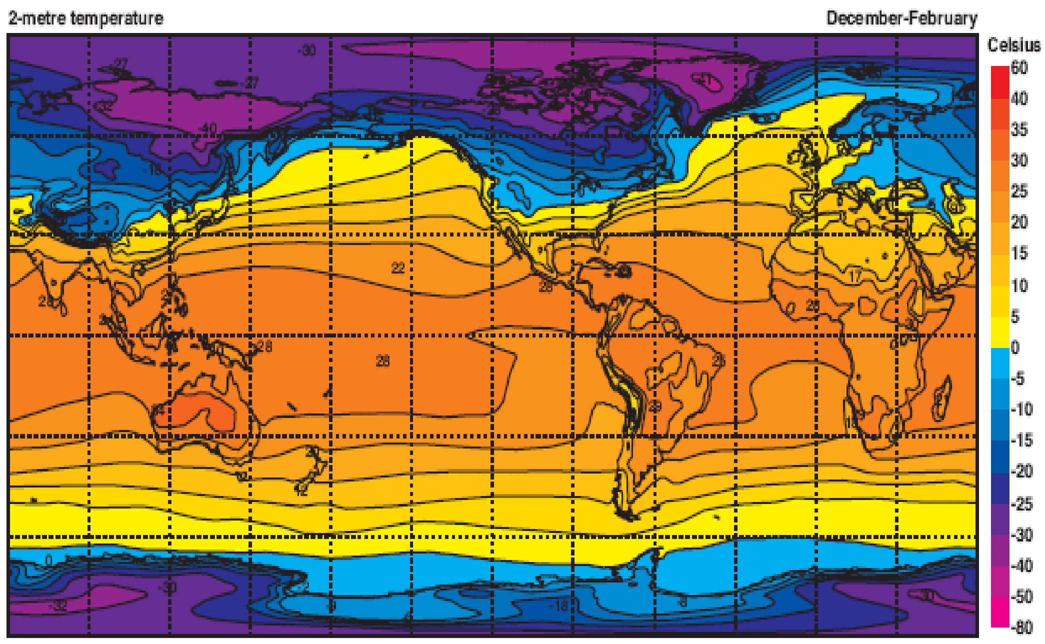


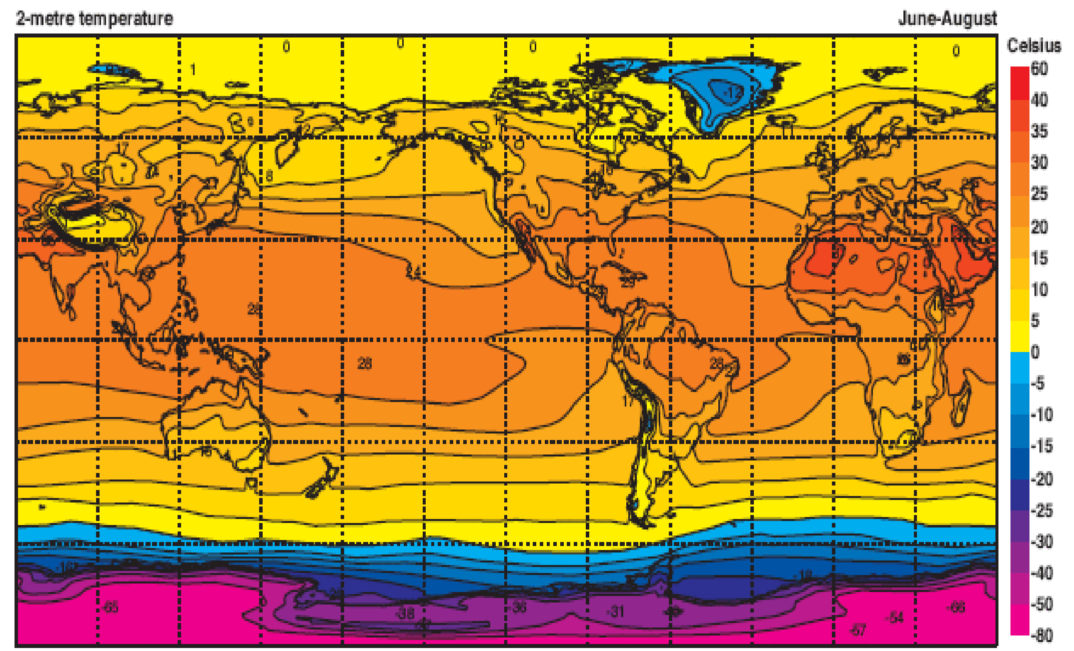


Gradient méridien de la température



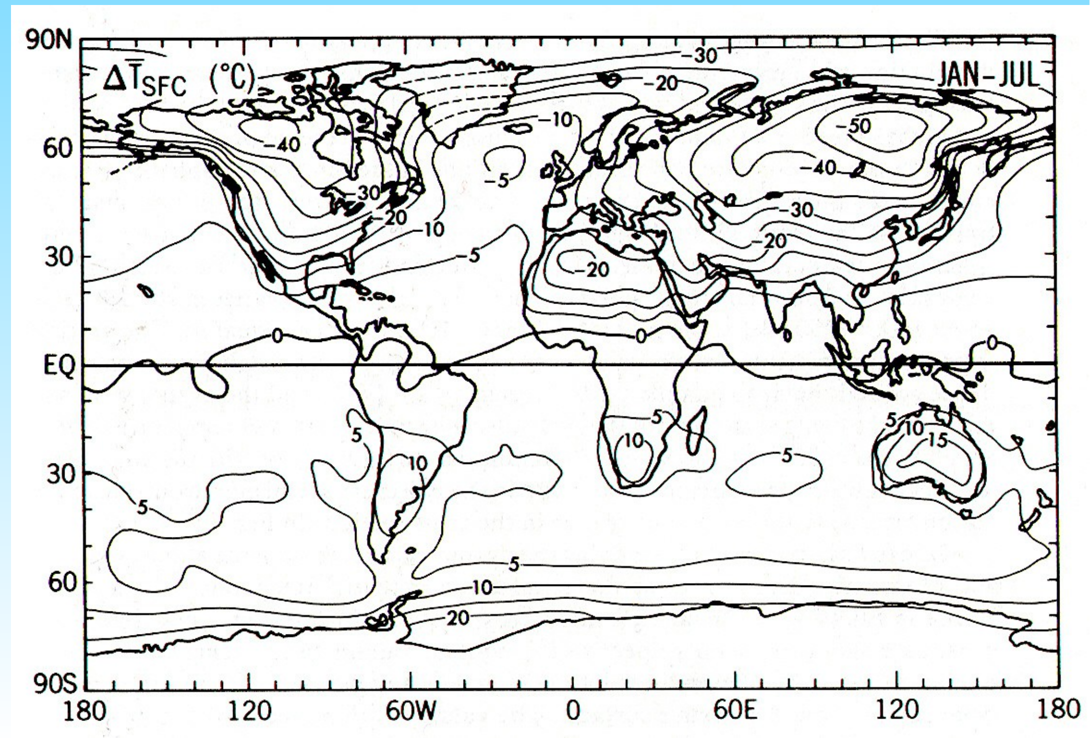
Variance de la température

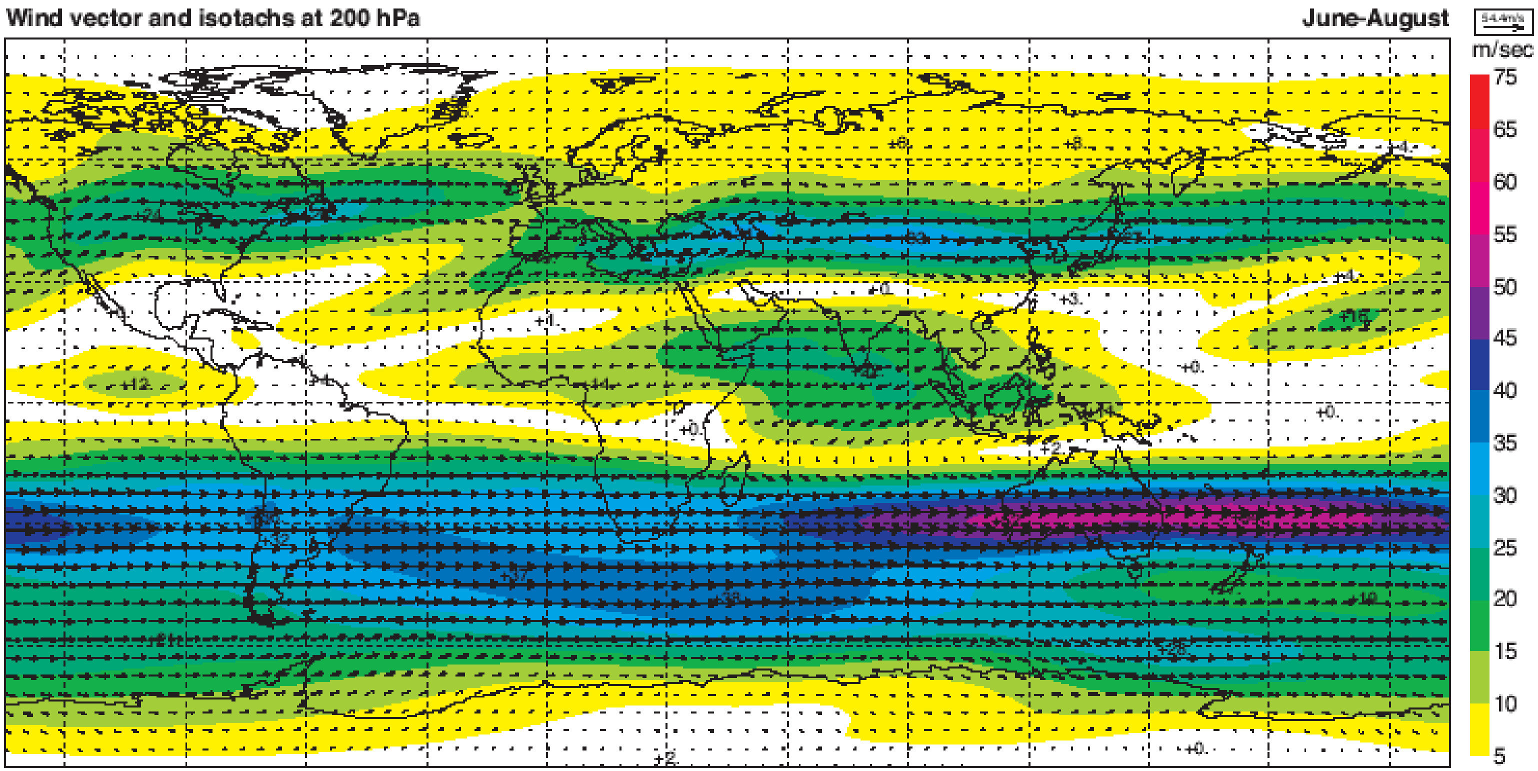




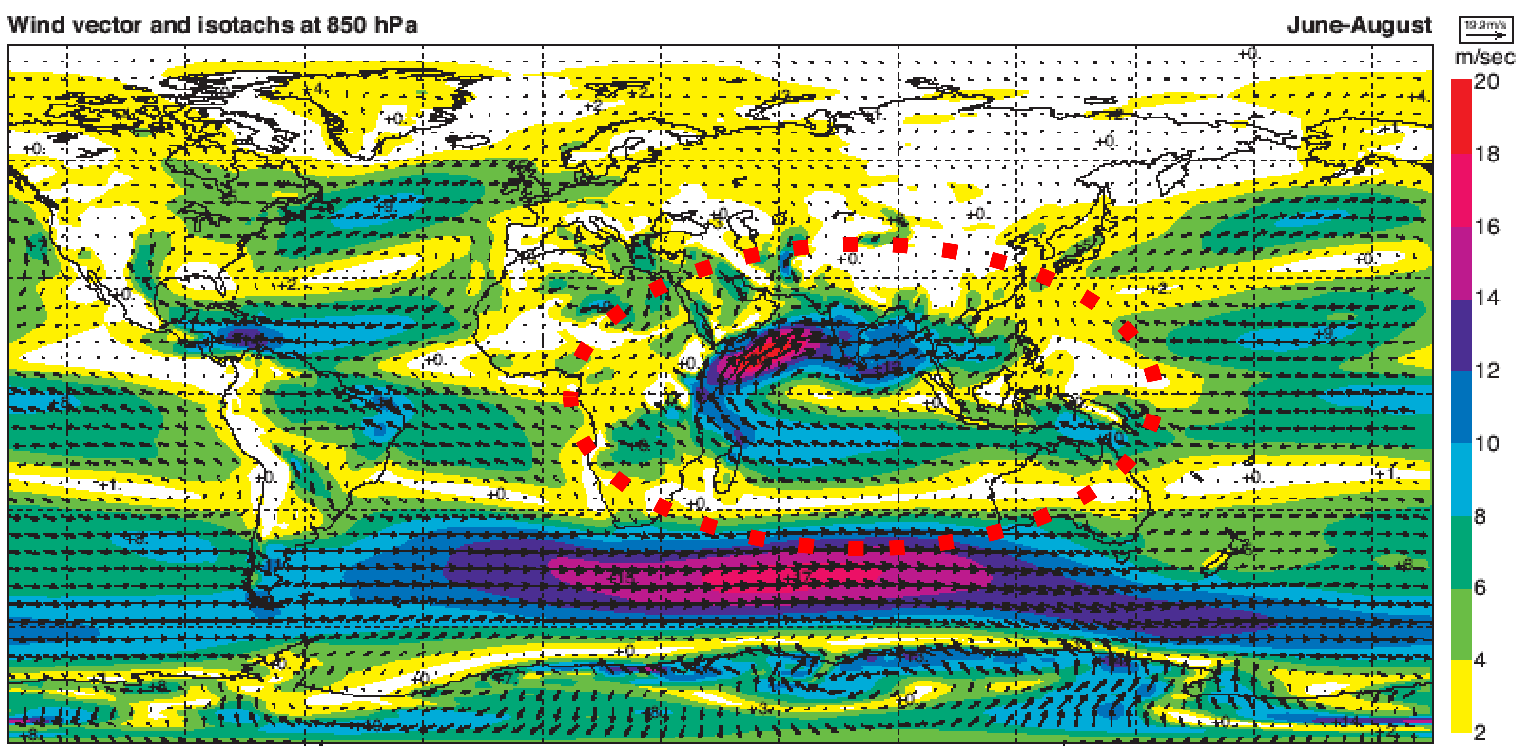
Température de janvier et juillet au niveau du sol et écarts

Continents chauds en été et froids en hiver.
Relativement aux continents, océans froids en été et chaud en hiver.
Forts écarts été-hiver dans les zones continentales, faibles écarts dans les océans.
Isotherme 0 à très haute latitude dans l'Atlantique.
Forts gradients de température au large du Labrador et du Japon, surtout en hiver.





Vents alizés, mousson et circulation de Hadley



II.2 Relation du vent thermique

Géopotentiel

L'altitude *géopotentielle* pour un niveau de pression donné est l'altitude de ce niveau de pression. On produit ainsi des cartes d'altitude *géopotentielle*.

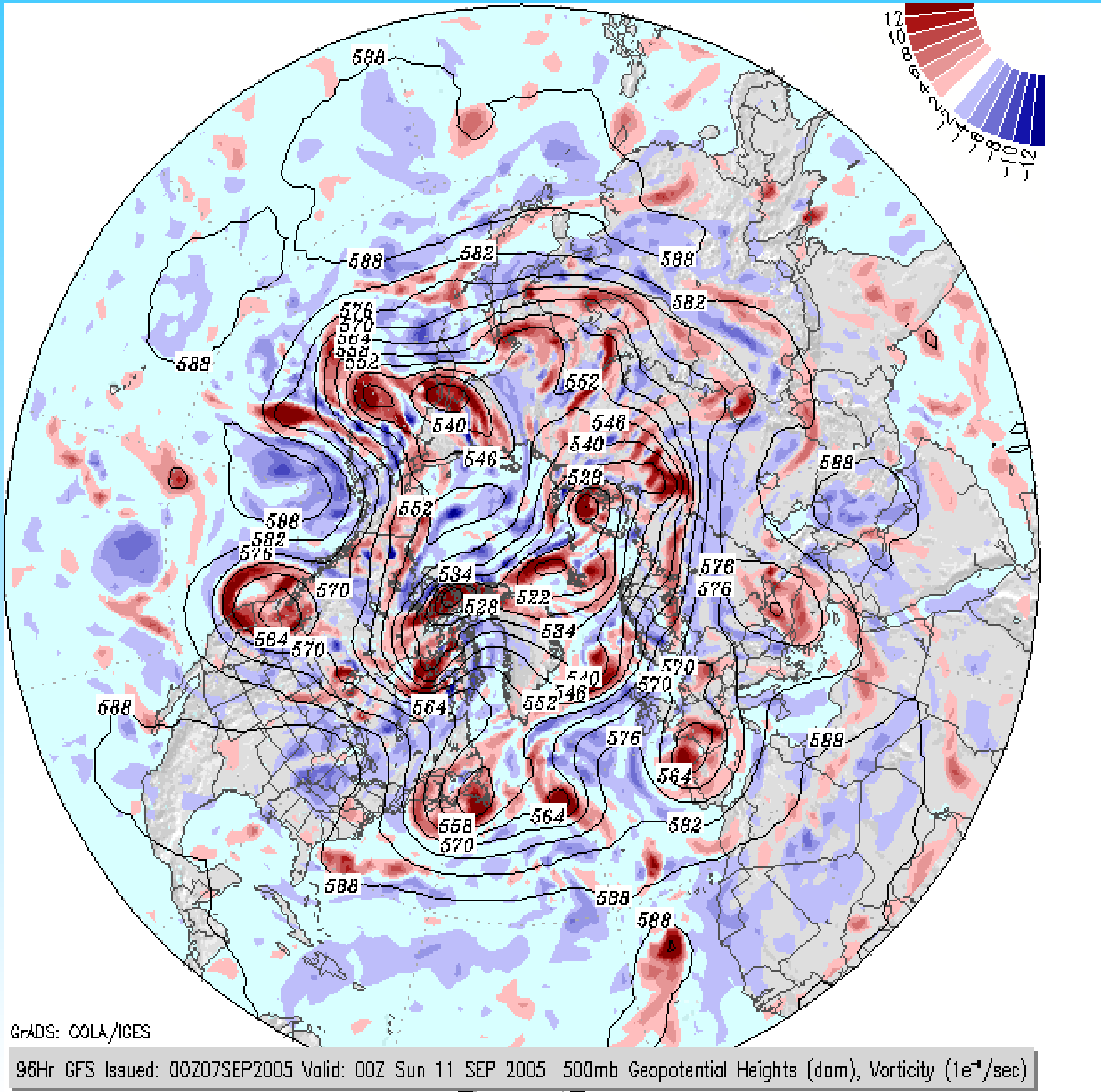
Le géopotentiel est *ϕ (x,y,p) = gz.*
On utilise ici p au lieu de z comme coordonnée verticale, ce qui est rendu possible par la relation hydrostatique.

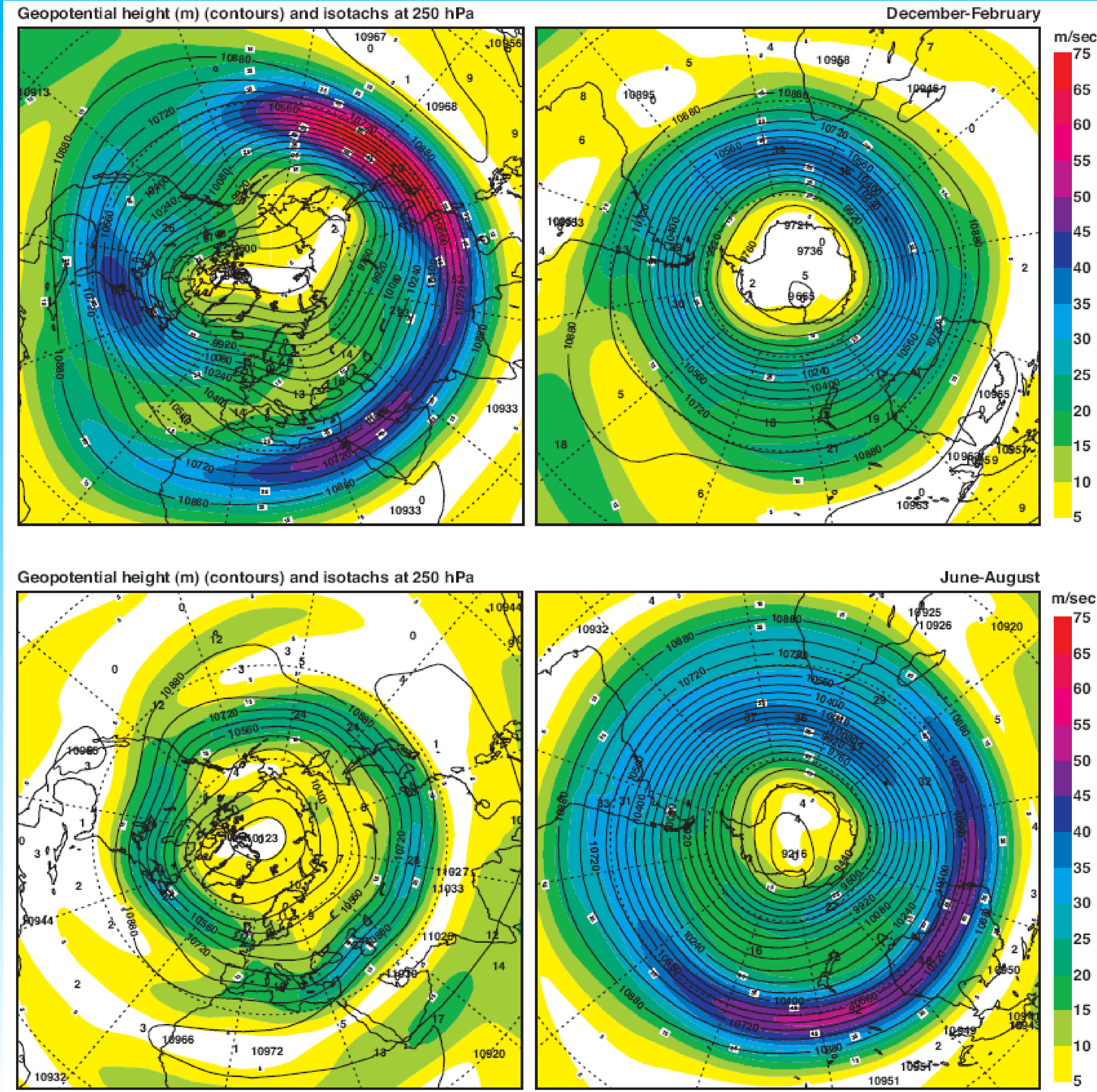
Le principal intérêt du géopotentiel réside dans les relations

$$-f\,v = -\frac{1}{\rho}\left[\frac{\partial p}{\partial x}\right]_{y,z} = -\left[\frac{\partial \phi}{\partial x}\right]_{y,p}$$

$$f\,u = -\frac{1}{\rho}\left[\frac{\partial p}{\partial y}\right]_{x,z} = -\left[\frac{\partial \phi}{\partial y}\right]_{x,p}$$

Ainsi le vent géostrophique est directement proportionnel au gradient du géopotentiel tourné de 90°.




Geopotential height (m) (contours) and isotachs at 250 hPa
December-February
Geopotential height (m) (contours) and isotachs at 250 hPa
June-August
m/sec
75
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5

Vent thermique

On dérive en p la relation géostrophique:

$$-f\frac{\partial v}{\partial p} = -\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial p}.$$

On utilise la relation hydrostatique

$$-f\frac{\partial v}{\partial p} = \frac{\partial 1/\rho}{\partial x},$$

puis la loi du gaz parfait

$$-f\frac{\partial v}{\partial p} = \frac{R}{p}\frac{\partial T}{\partial x}.$$

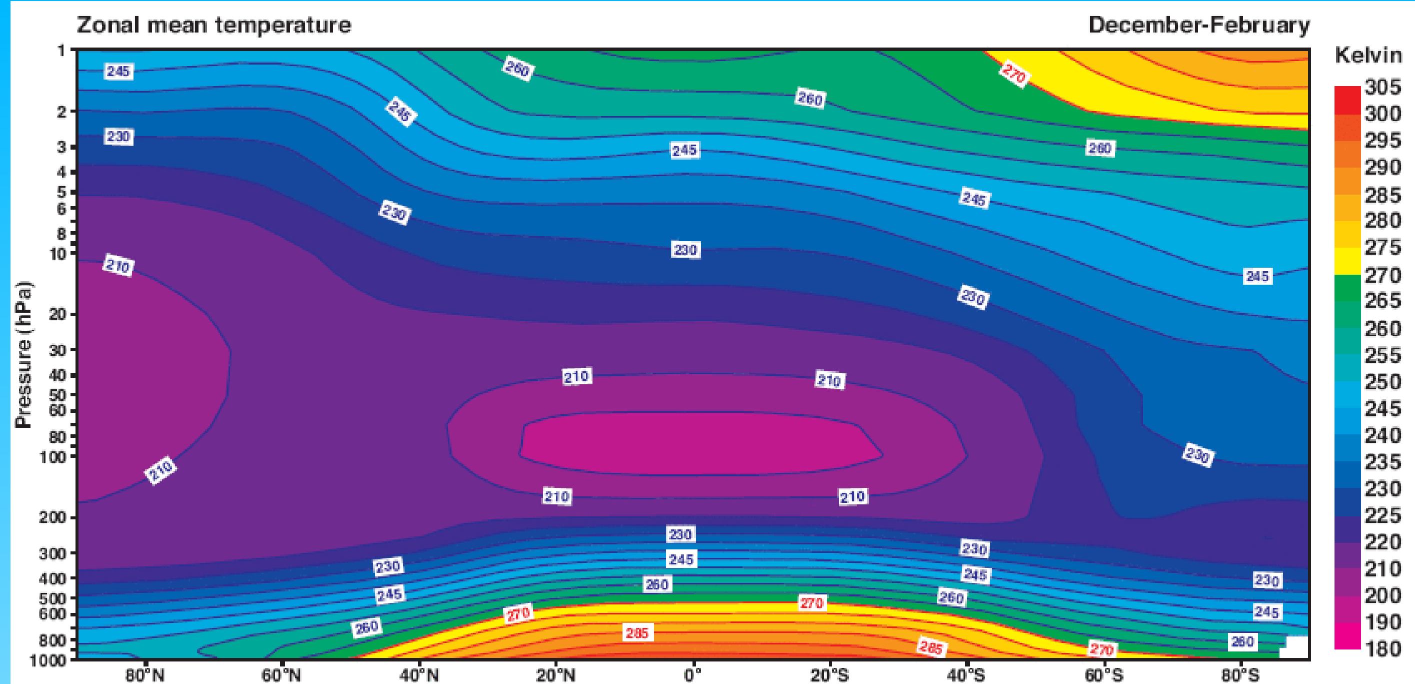
De même

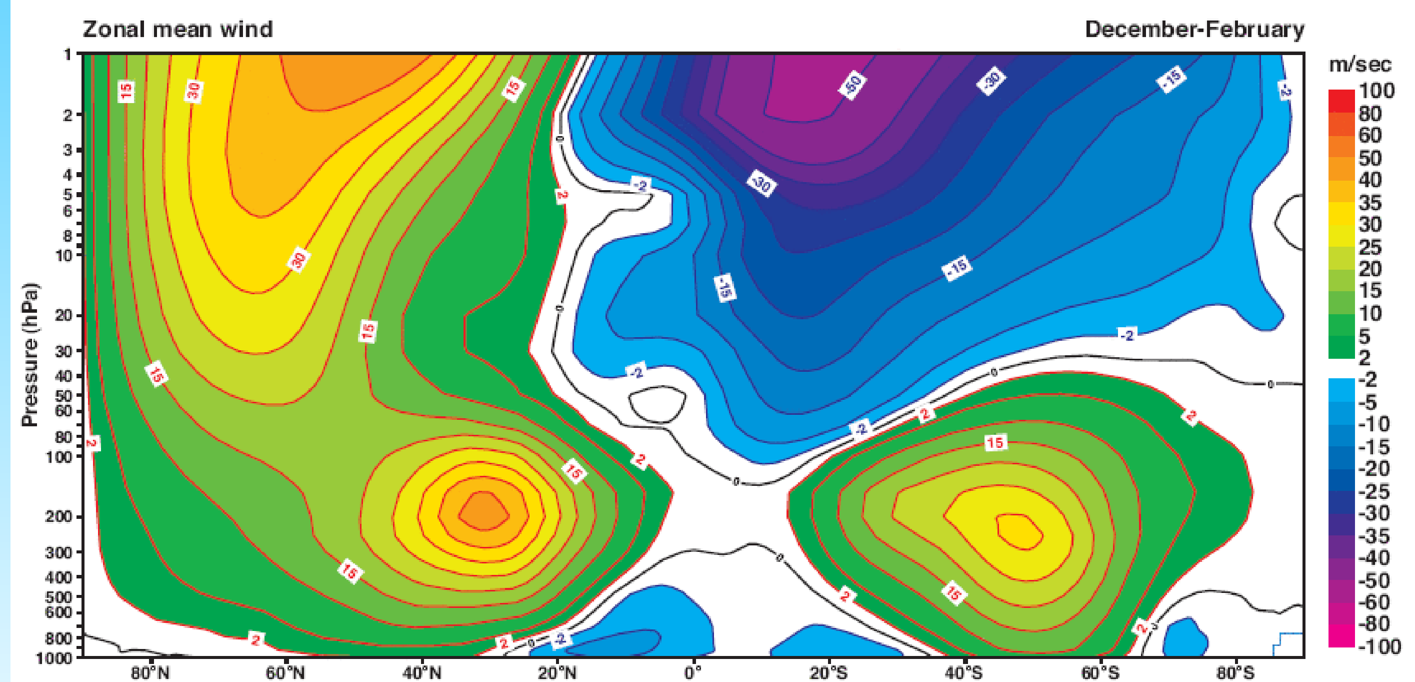
$$f\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{p}\frac{\partial T}{\partial y}.$$

En résumé

$$H f \frac{\partial \vec{u}}{\partial z^*} = \vec{k}\times\vec{\nabla} T$$

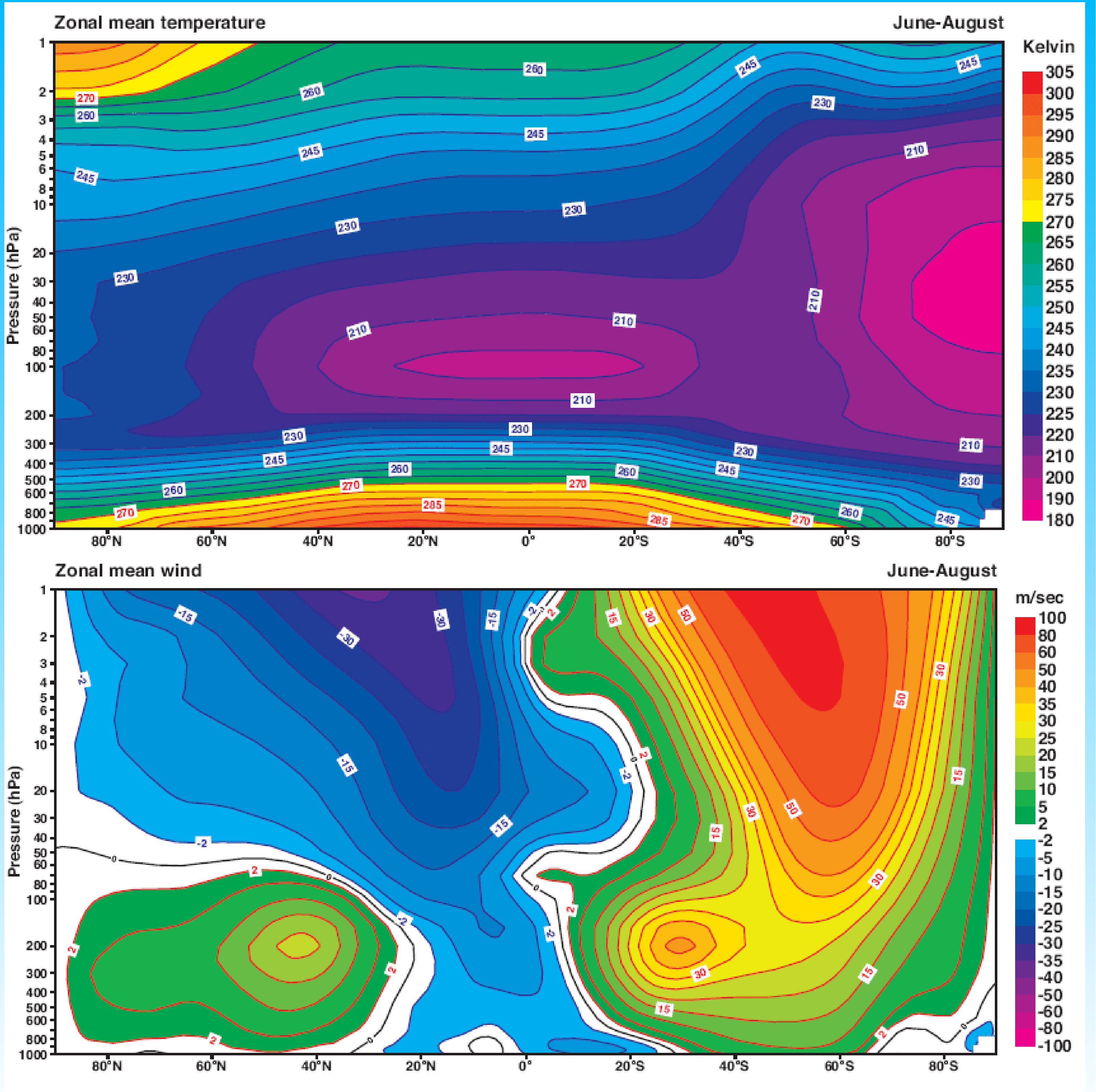
avec $z^* = H \ln\frac{p_0}{p}$, altitude hydrostatique isotherme.





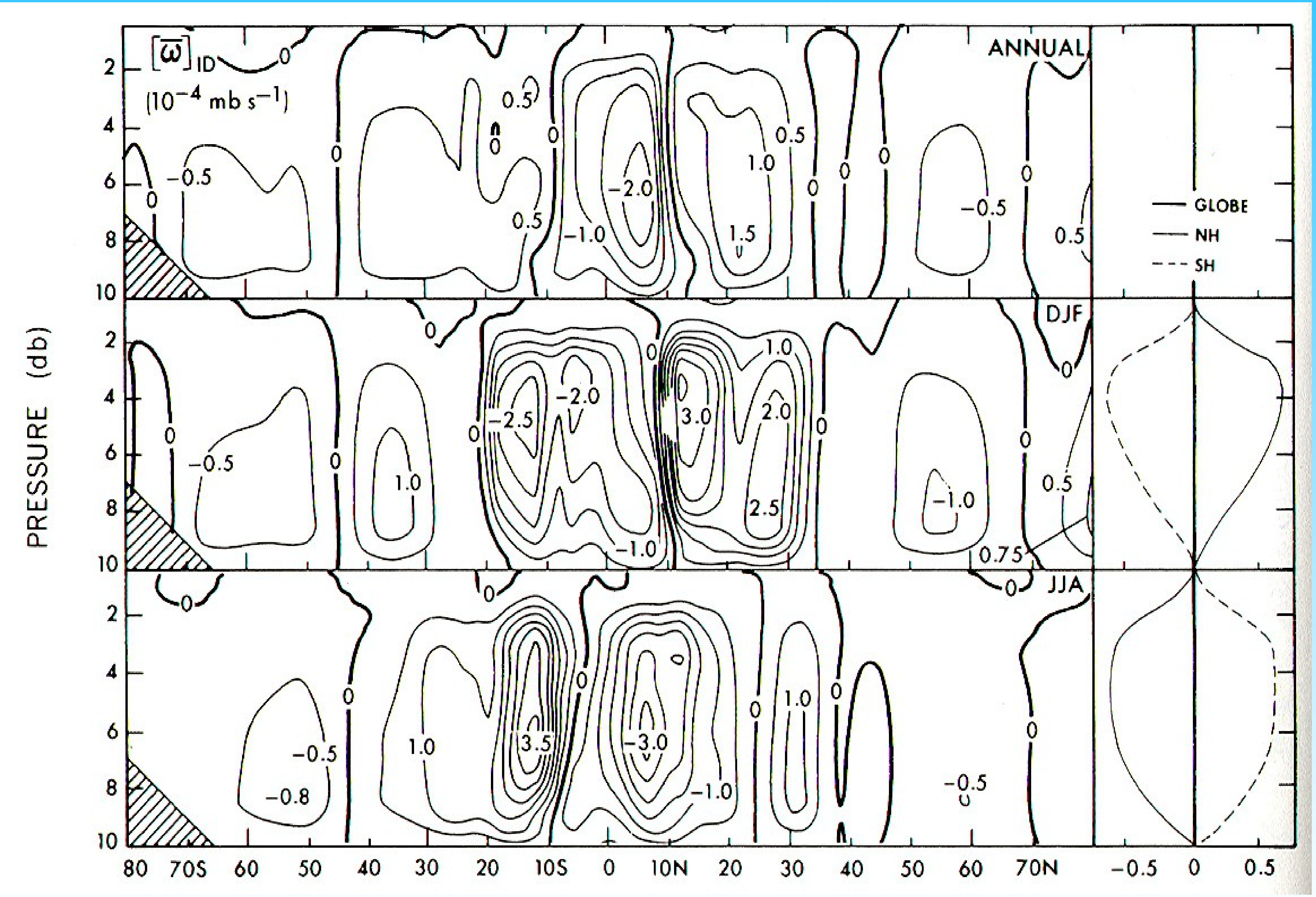
Le gradient vertical du vent géostrophique en altitude est proportionnel au gradient horizontal de la température tourné de 90° (HN: sens direct, HS: sens indirect)

Dans l'hémisphère d'hiver, le fort gradient de température entre pôle plongé dans l'obscurité et latitudes tempérées induit un fort courant jet d'ouest dans la stratosphère et la mésosphère vers la latitude 60°.
Dans l'hémisphère d'été le gradient pôle vers équateur en altitude établit une circulation d'est dans la haute stratosphère et la meésosphère. La basse stratosphère est essentiellement en rotation solide.



II.3 Circulation méridienne de Hadley dans la zone tropicale

Vitesse verticale
ω = Dp/Dt



Fonction de courant et fonction de potentiel dans le plan

Pour tout champ de vecteurs $\vec{u}$ en 2D,
il existe une décomposition unique

$$\vec{u}(x,y)=\vec{k}\wedge\vec{\nabla}\psi(x,y)+\vec{\nabla}\chi(x,y)$$

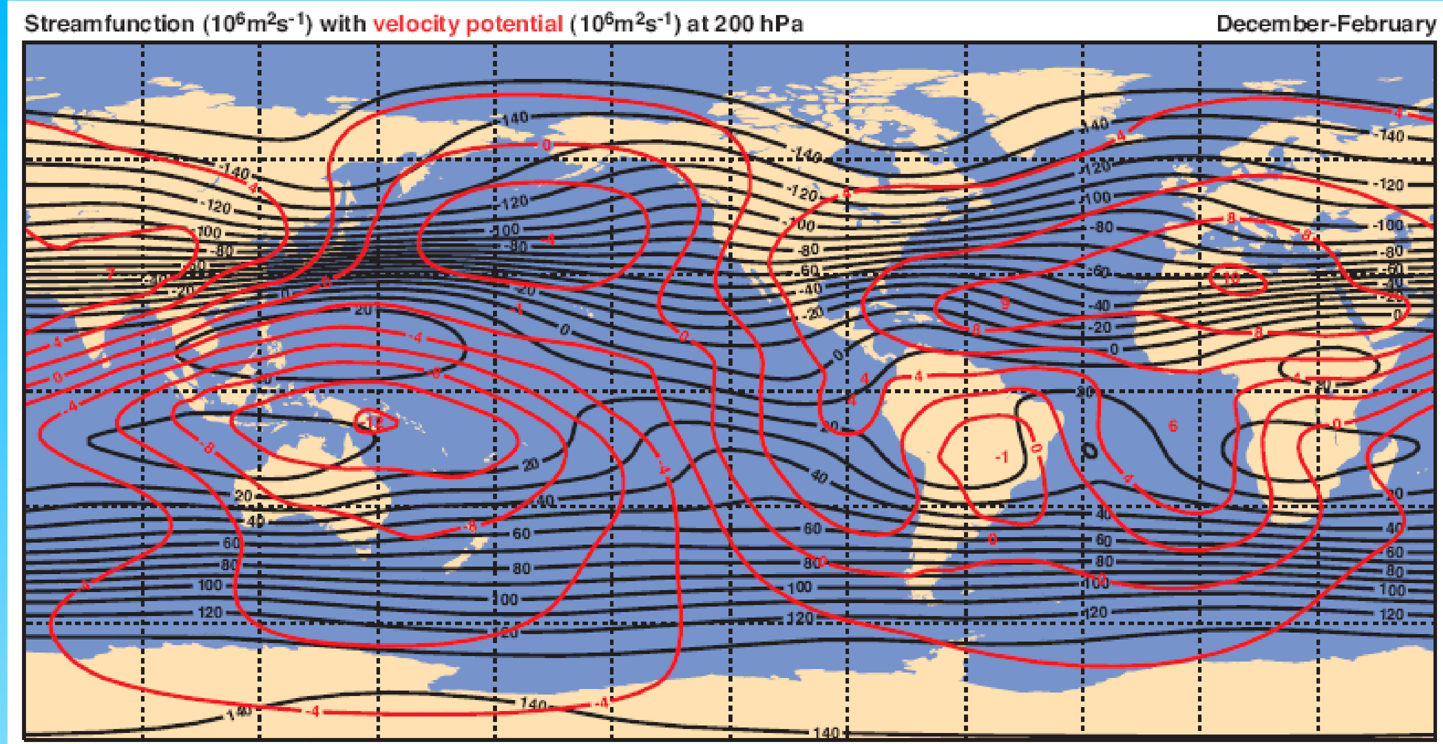
ψ : fonction de courant

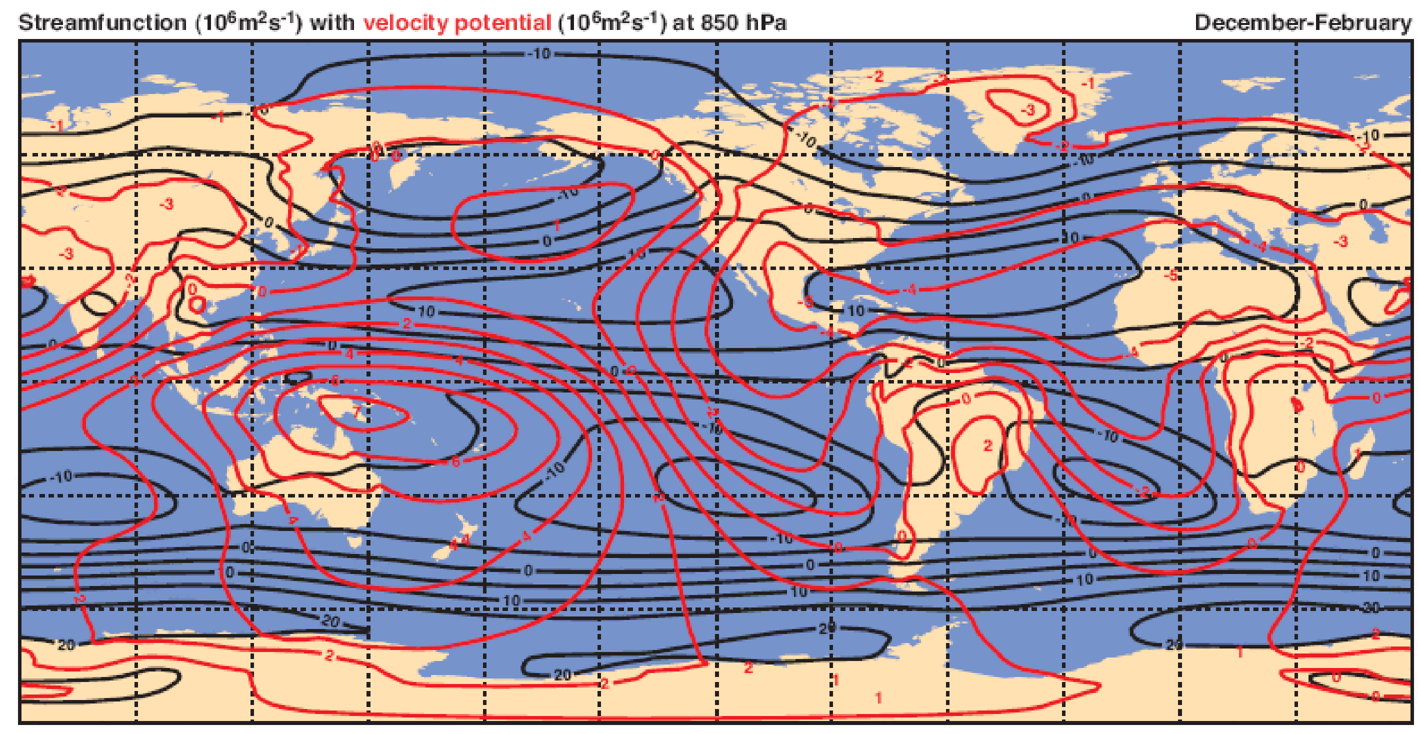
$$\vec{\nabla}\wedge\vec{u}=\Delta\psi\vec{k}$$

χ : potentiel de vitesse

$$\vec{\nabla}\cdot\vec{u}=\Delta\chi$$

Aux latitudes moyennes et hautes, la circulation rotationnelle domine la circulation divergente d'un facteur de l'ordre $1/R_o$ où R_o est le nombre de Rossby.



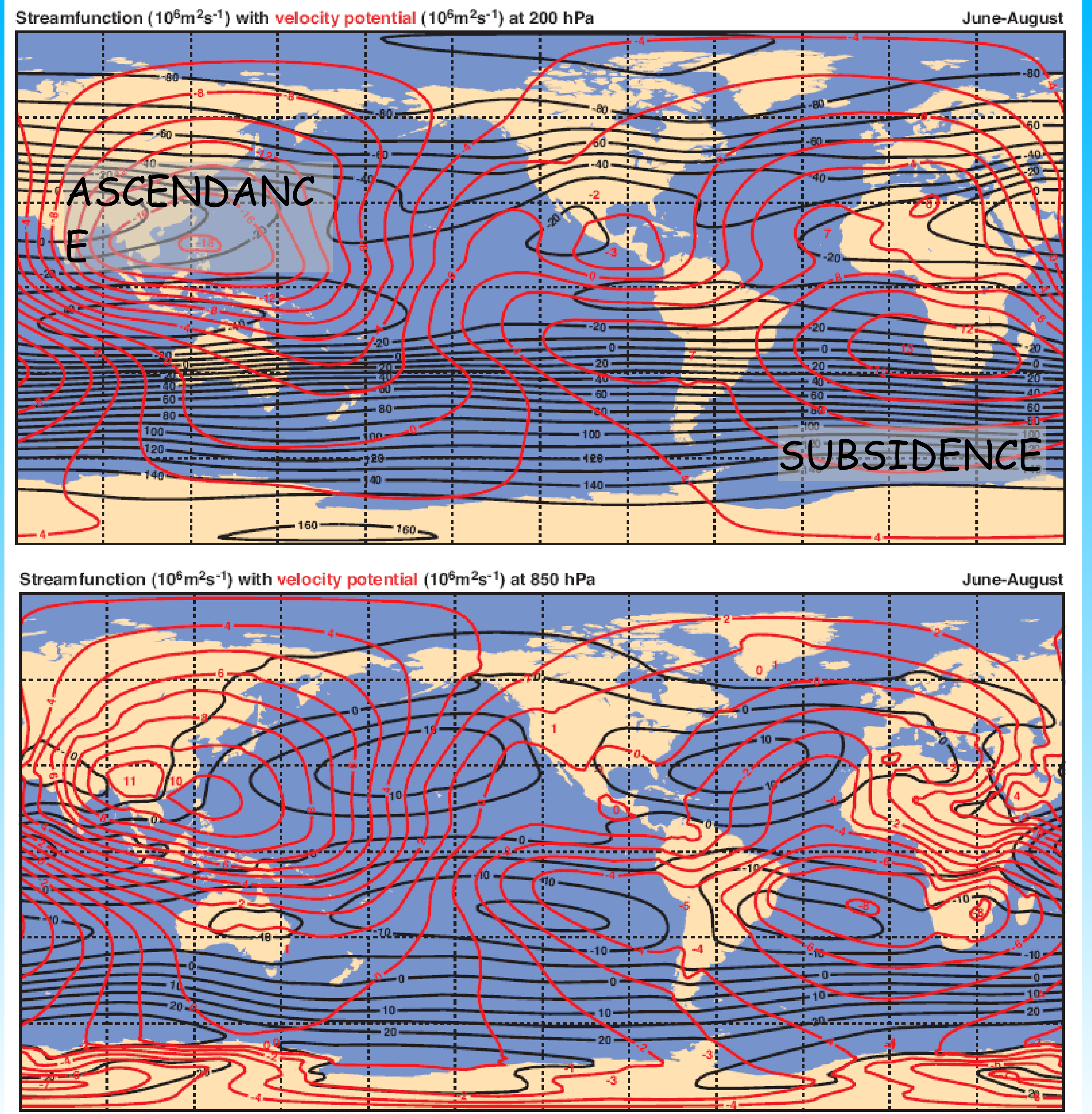


Circulation de Hadley-Walker

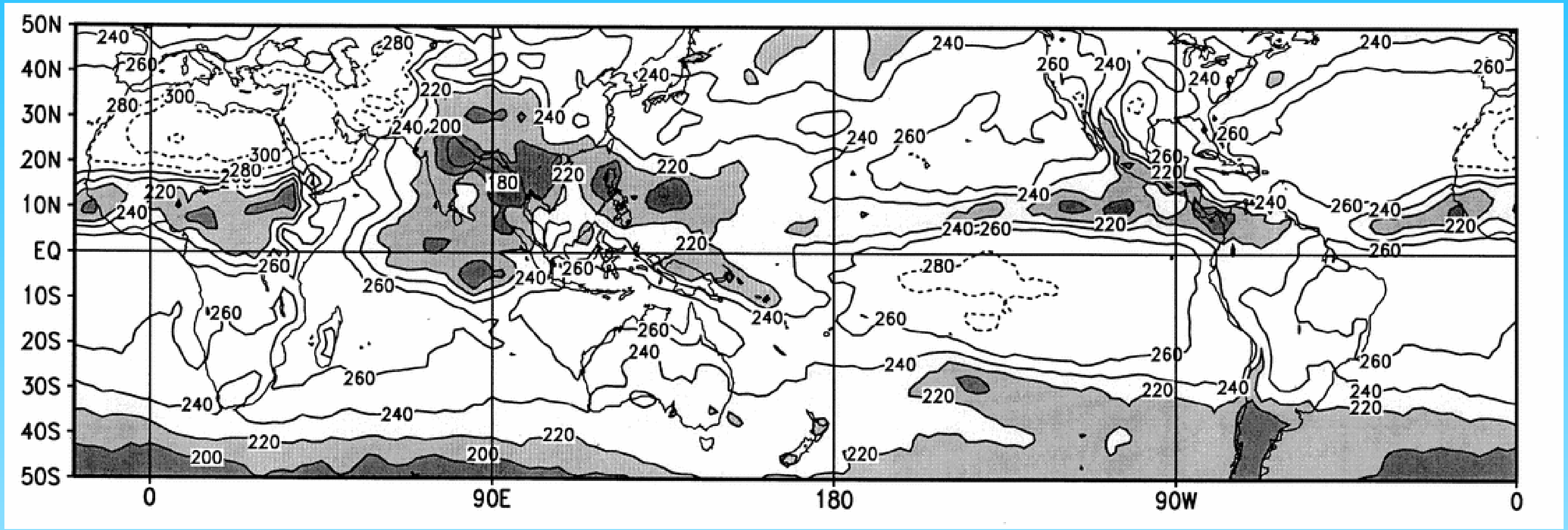
Dans les basses altitudes, la circulation divergente devient importante. La circulation divergente implique des branches verticales ascendantes et subsidentes.

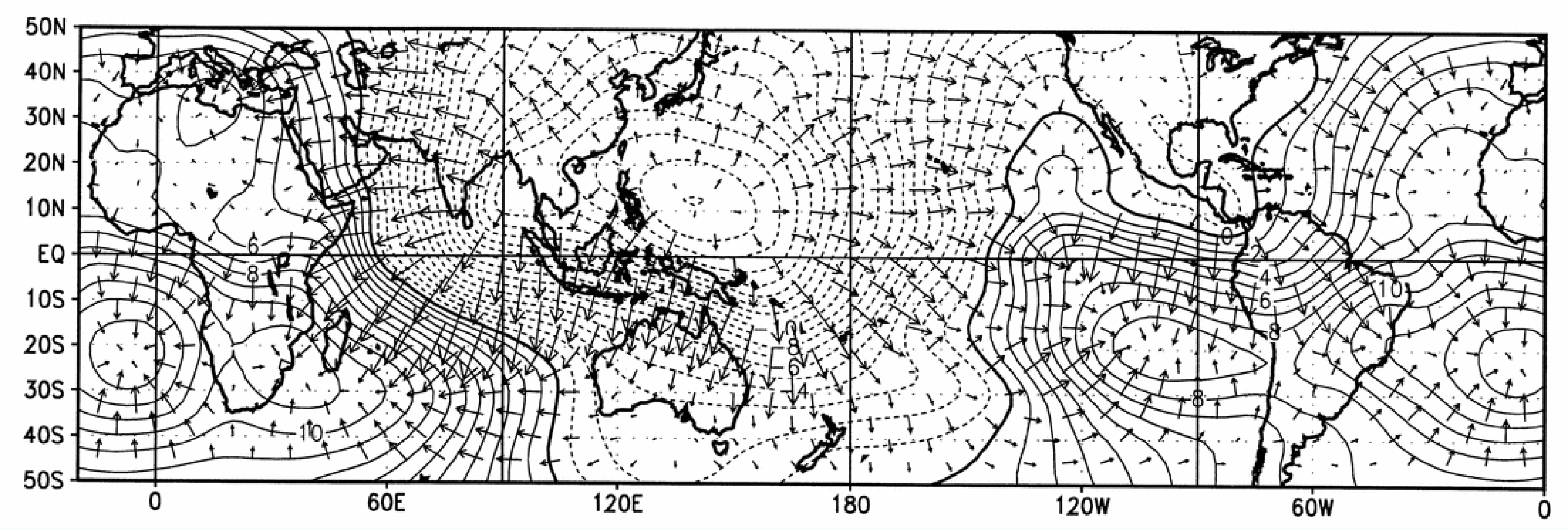
En été boréal, cette circulation est dominée par la mousson d'Asie.

En hiver boréal, principale ascendance au dessus de l'Indonésie et subsidence sur l'Afrique.

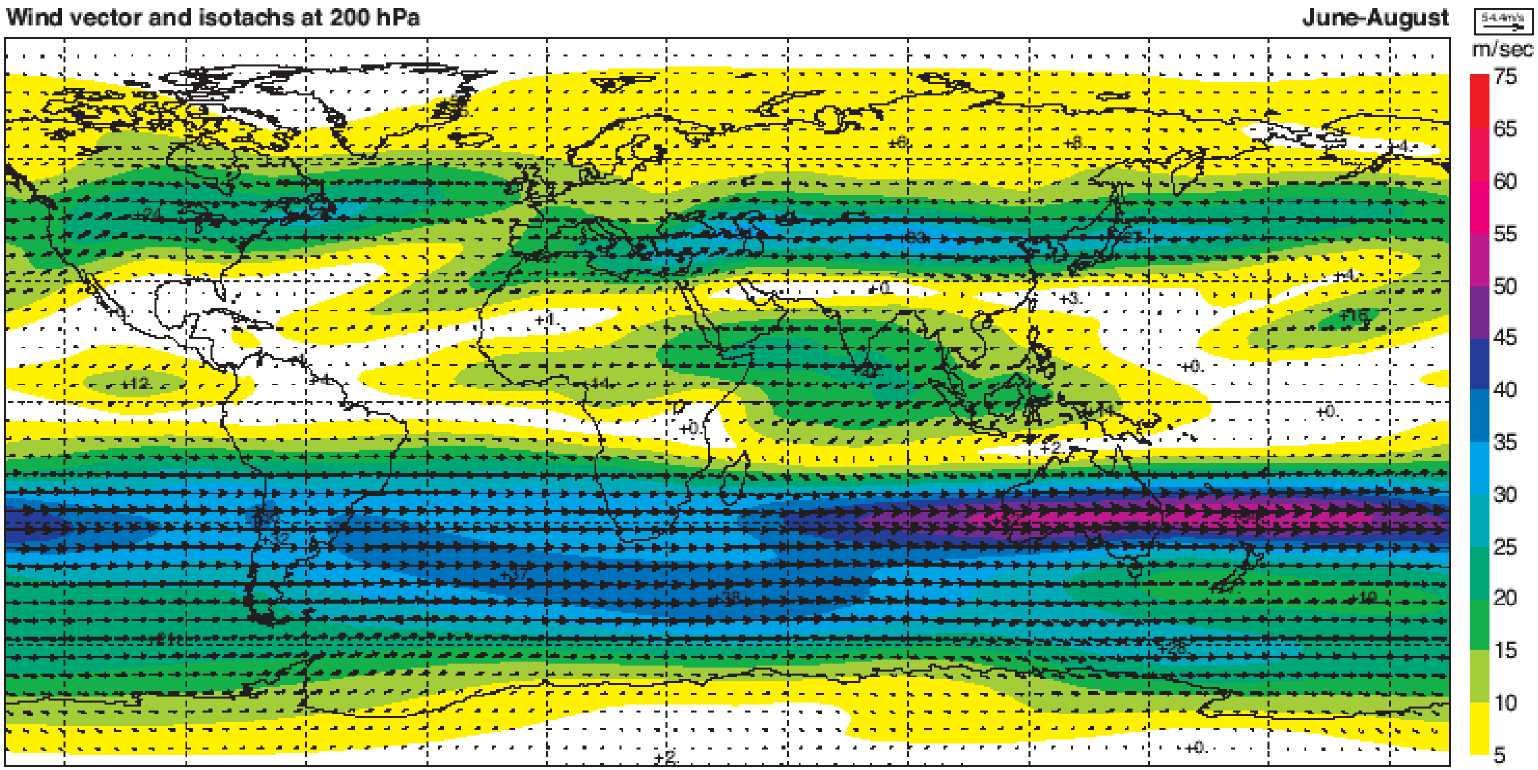


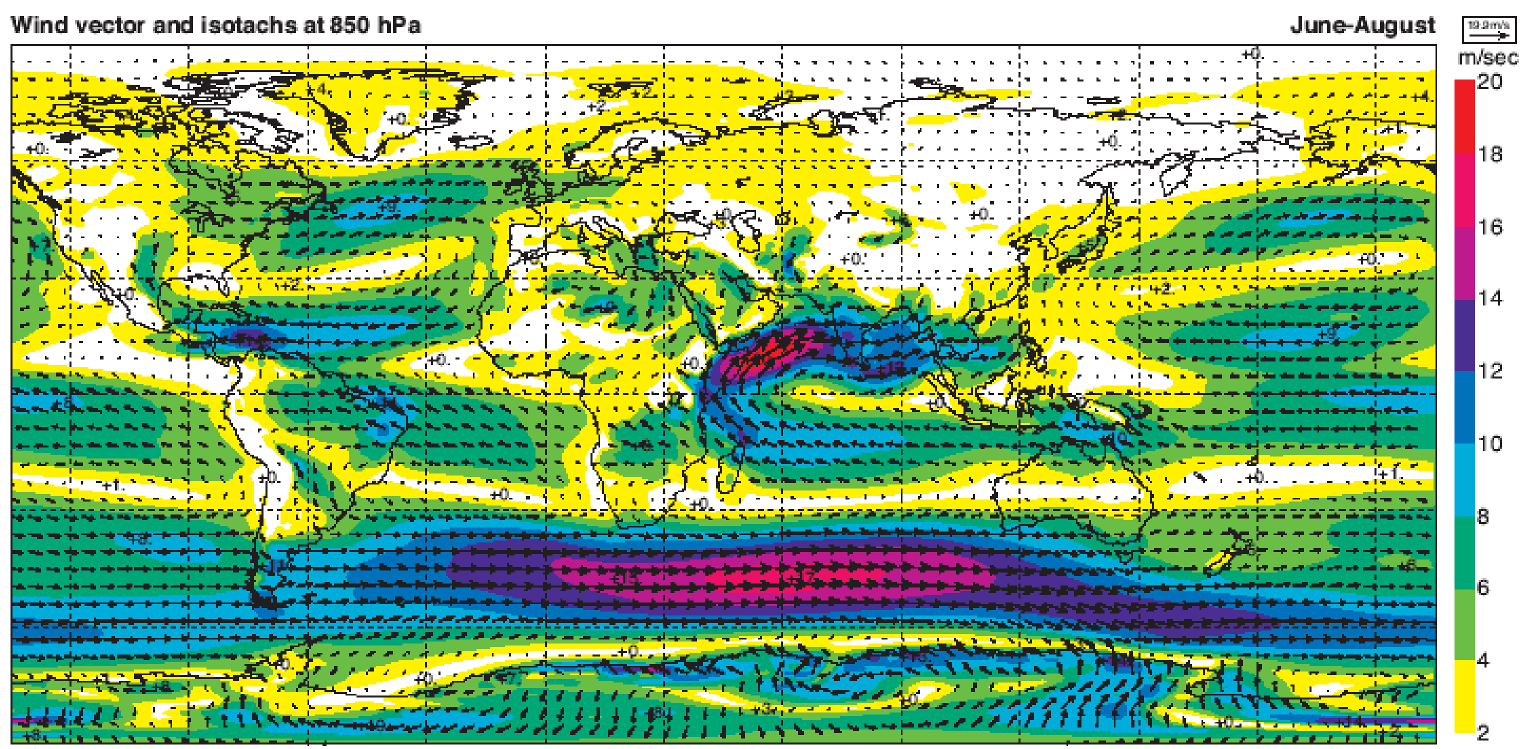
Juillet 2001
Radiation IR sortante et potentiel de vitesse





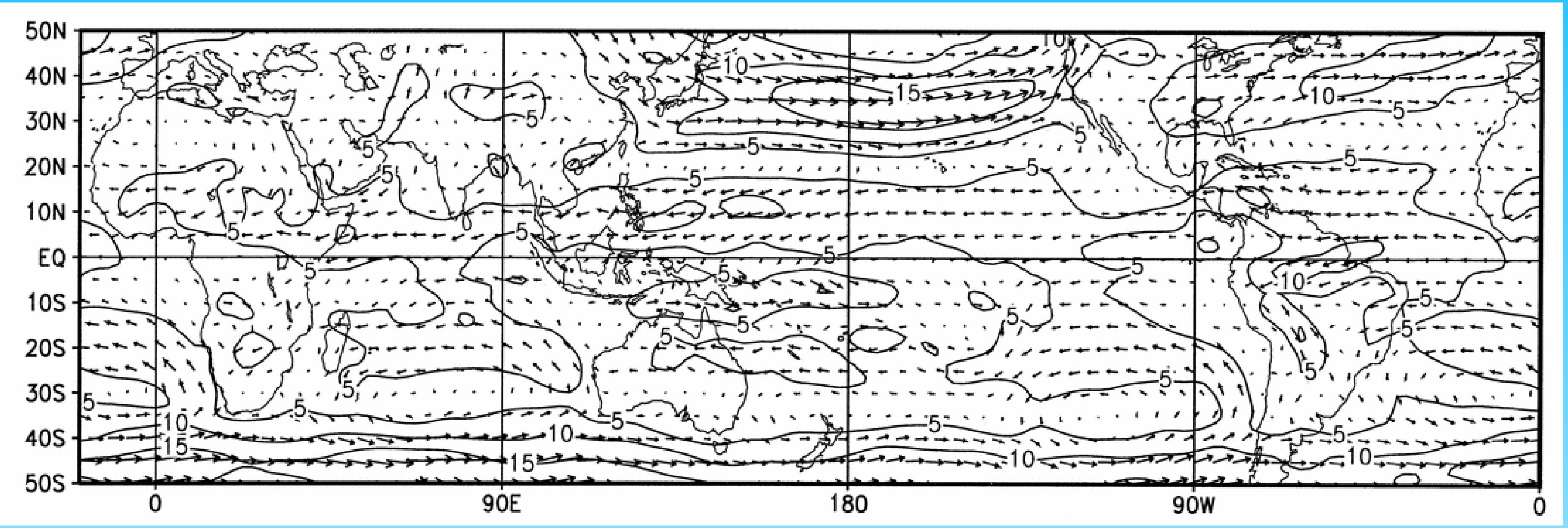
La mousson


Wind vector and isotachs at 200 hPa
June-August
m/sec
75
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5

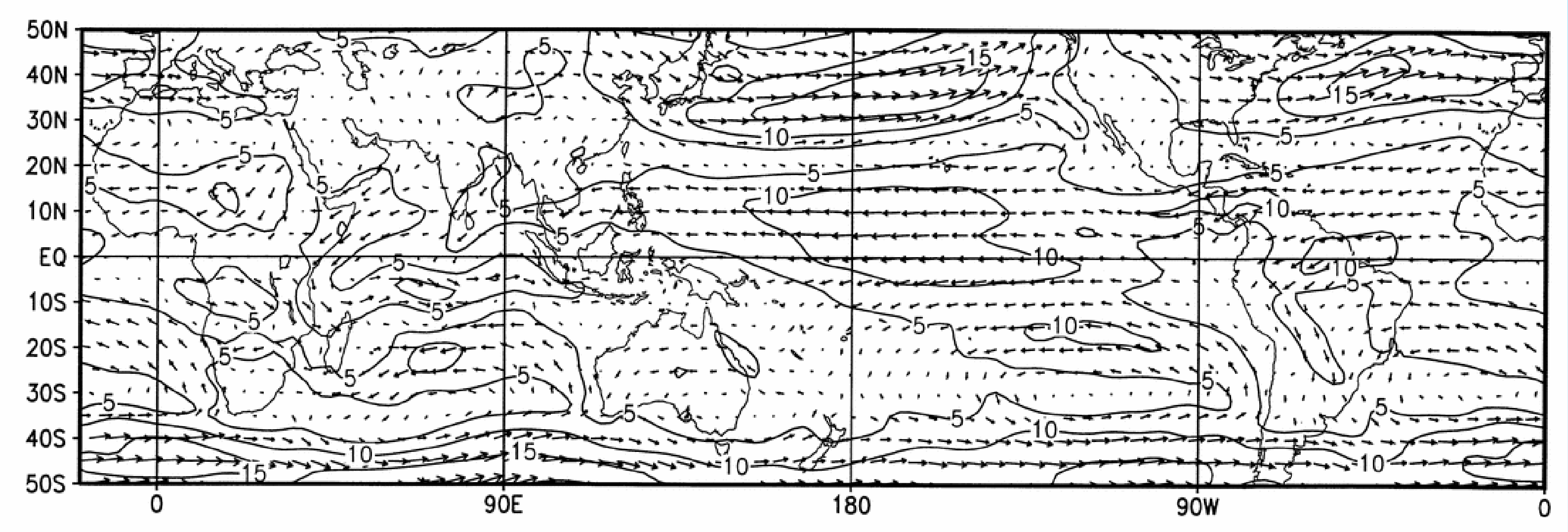

Wind vector and isotachs at 850 hPa
June-August
m/sec
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2

II.4 Circulation à 850 hPa en janvier
Situation El Niño versus situation normale

Janvier 1998

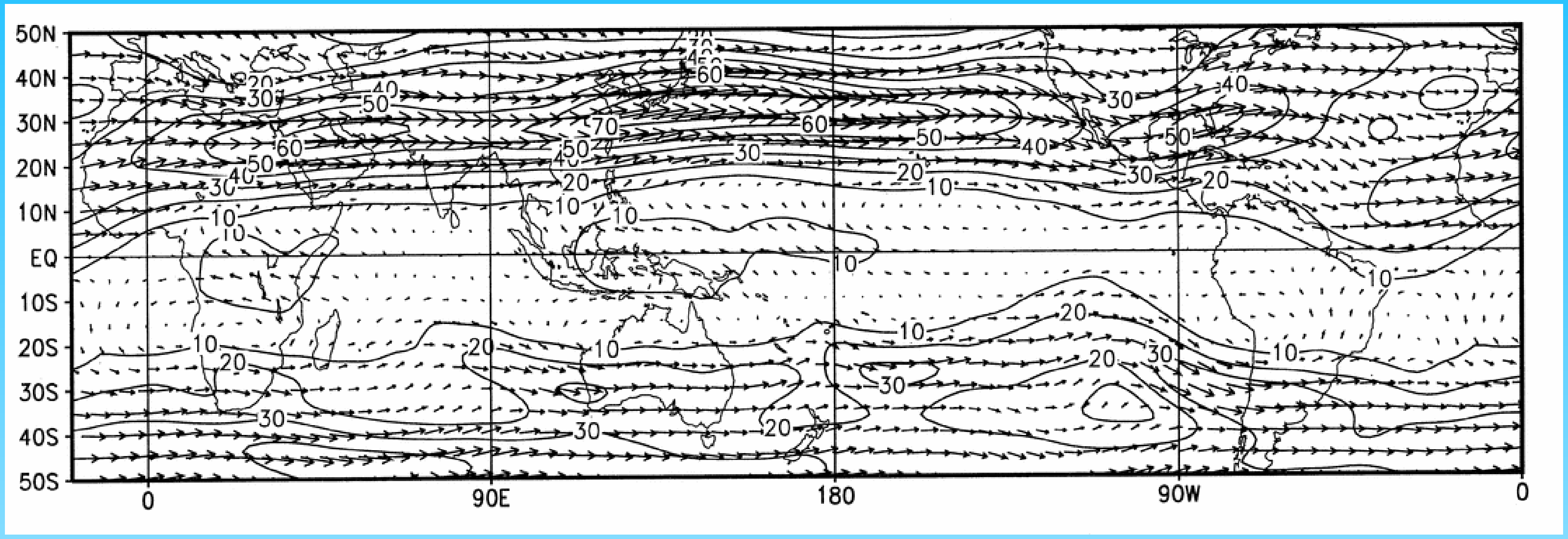


Janvier 2001

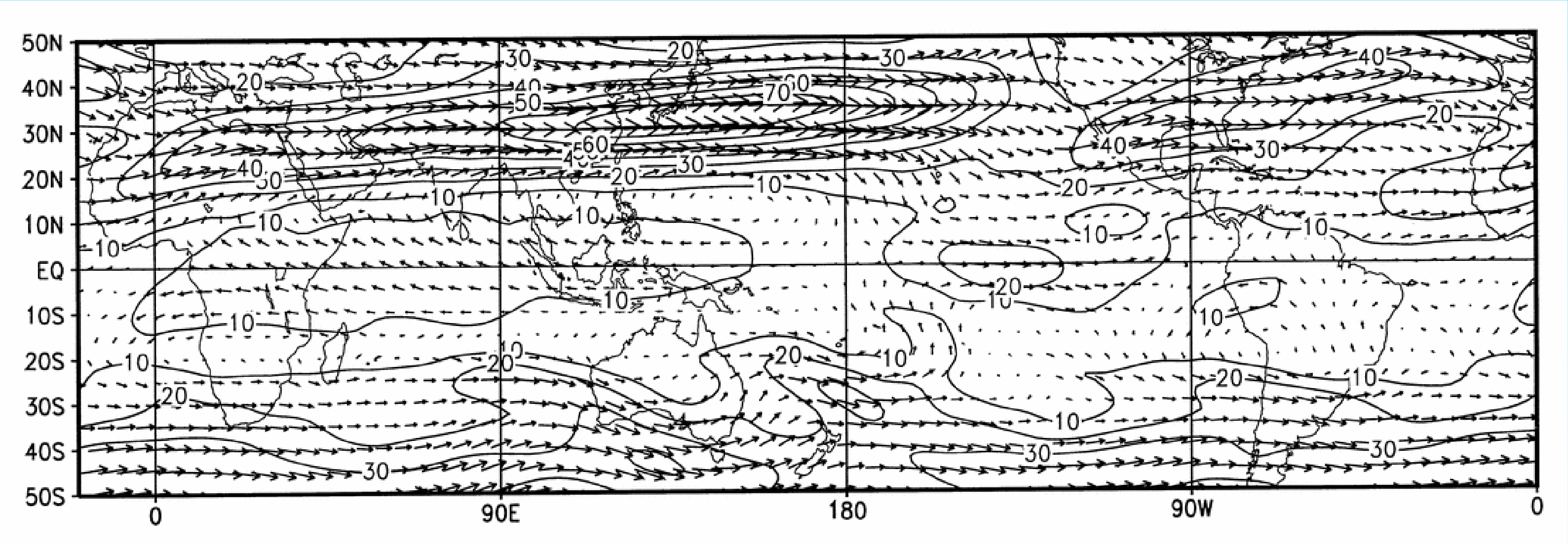


Circulation à 200 hPa en janvier
Situation El Niño versus situation normale

Janvier 1998

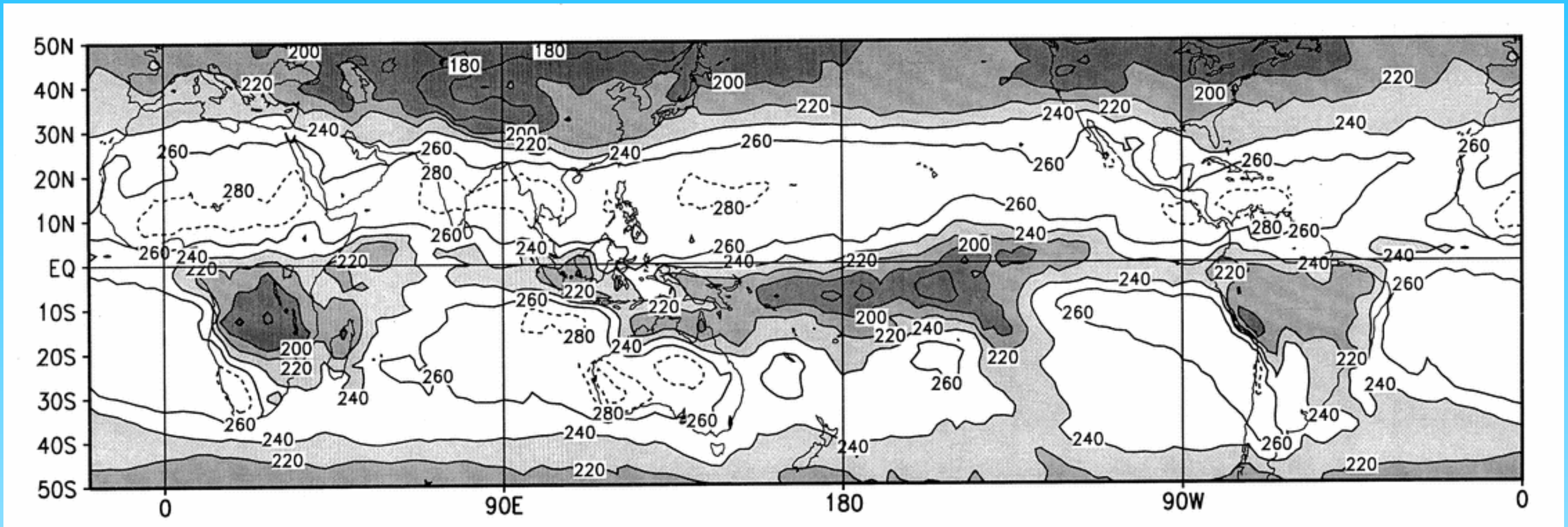


Janvier 2001

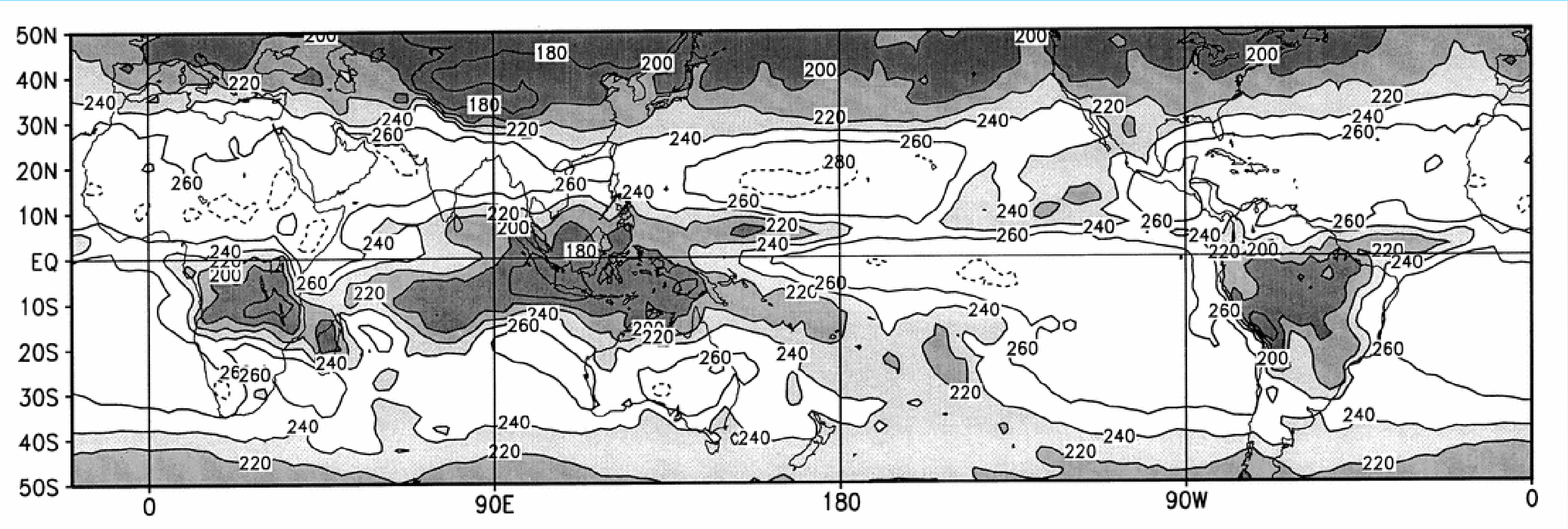


Radiation IR sortante en janvier
Situation El Niño versus situation normale

Janvier
1998

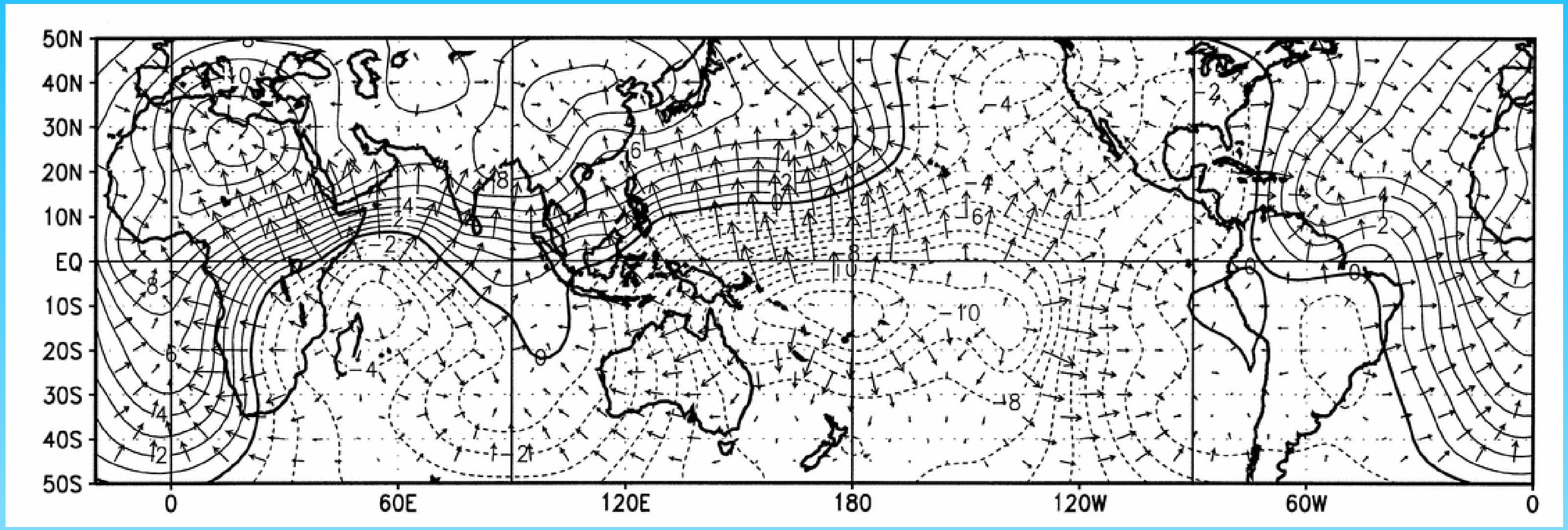


Janvier
2001

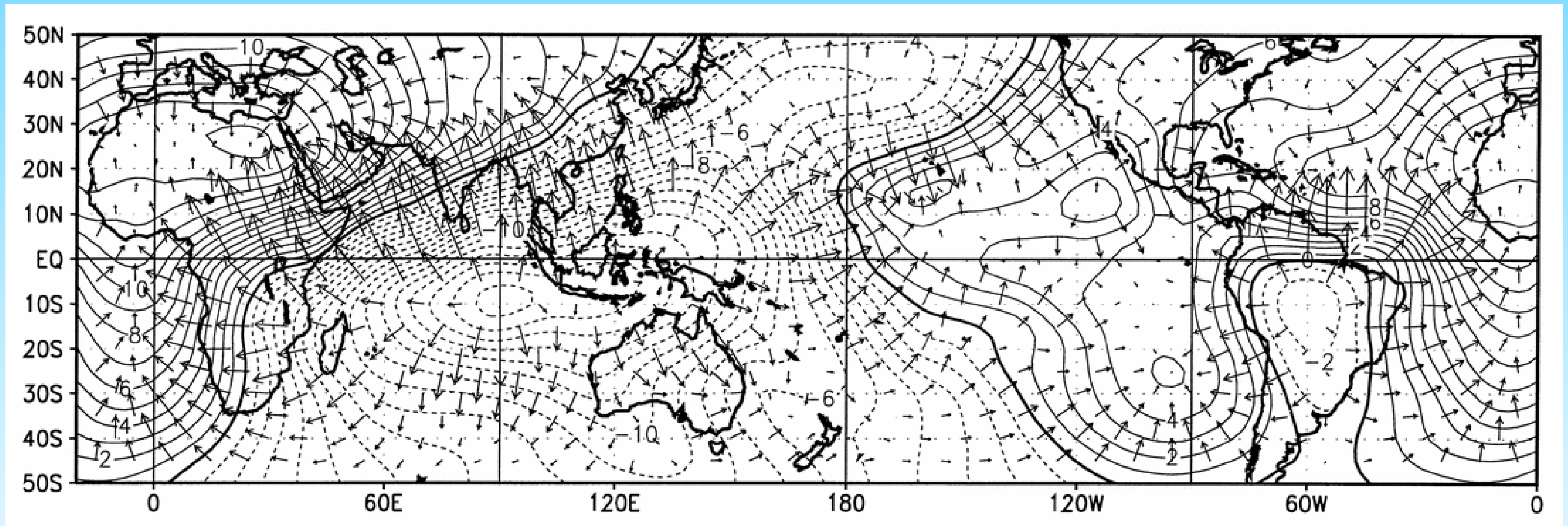


Potentiel de vitesse à 200 hPa en janvier
Situation El Niño versus situation normale

1998



2001



I. Les ordres de grandeur dans les équations du mouvements – Nombre de Rossby - Equilibre géostrophique

II La circulation moyenne

II.1 Températures et vents moyens

II.2 La relation du vent thermique

II. 3 Fonctions de courant et de potentiel. Circulation de Hadley-Walker

II.4 El Niño

III Dynamique de la vorticité

IV variabilité

V Les cyclones tropicaux

- Circulation theorem (Kelvin, Bjerkness)

$$C=\oint \vec{u}\cdot d\vec{\ell}$$

$$\frac{DC}{Dt}=-\oint \frac{1}{\rho}\,dp$$

in particular $\frac{DC}{Dt}=0$ for

- incompressible (or Boussinesq) ($\rho=$ cste),
- barotropic or isentropic $\rho(p)$

- 2d and quasi-2d flows

$$\zeta=\vec{\nabla}\times\vec{u}\cdot\vec{k}$$

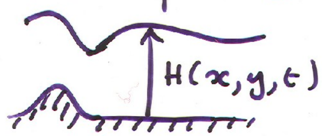
- incompressible, non divergent

$$C=\iint \zeta\, d\sigma \qquad \frac{DC}{Dt}=0 \longrightarrow \frac{D\zeta}{Dt}=0$$

- compressible, divergent $\rho(x,y)$, $w\approx 0$

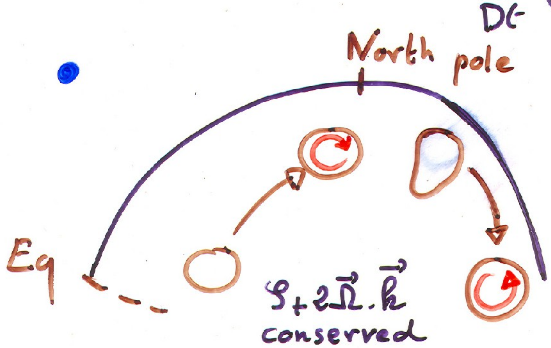
$$\rho\, d\sigma = \text{cste} \longrightarrow \frac{D}{Dt}\left(\frac{\zeta}{\rho}\right)=0$$

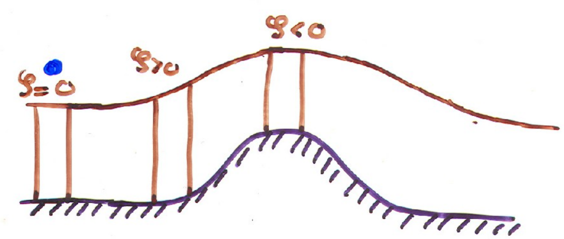
- incompressible, divergent



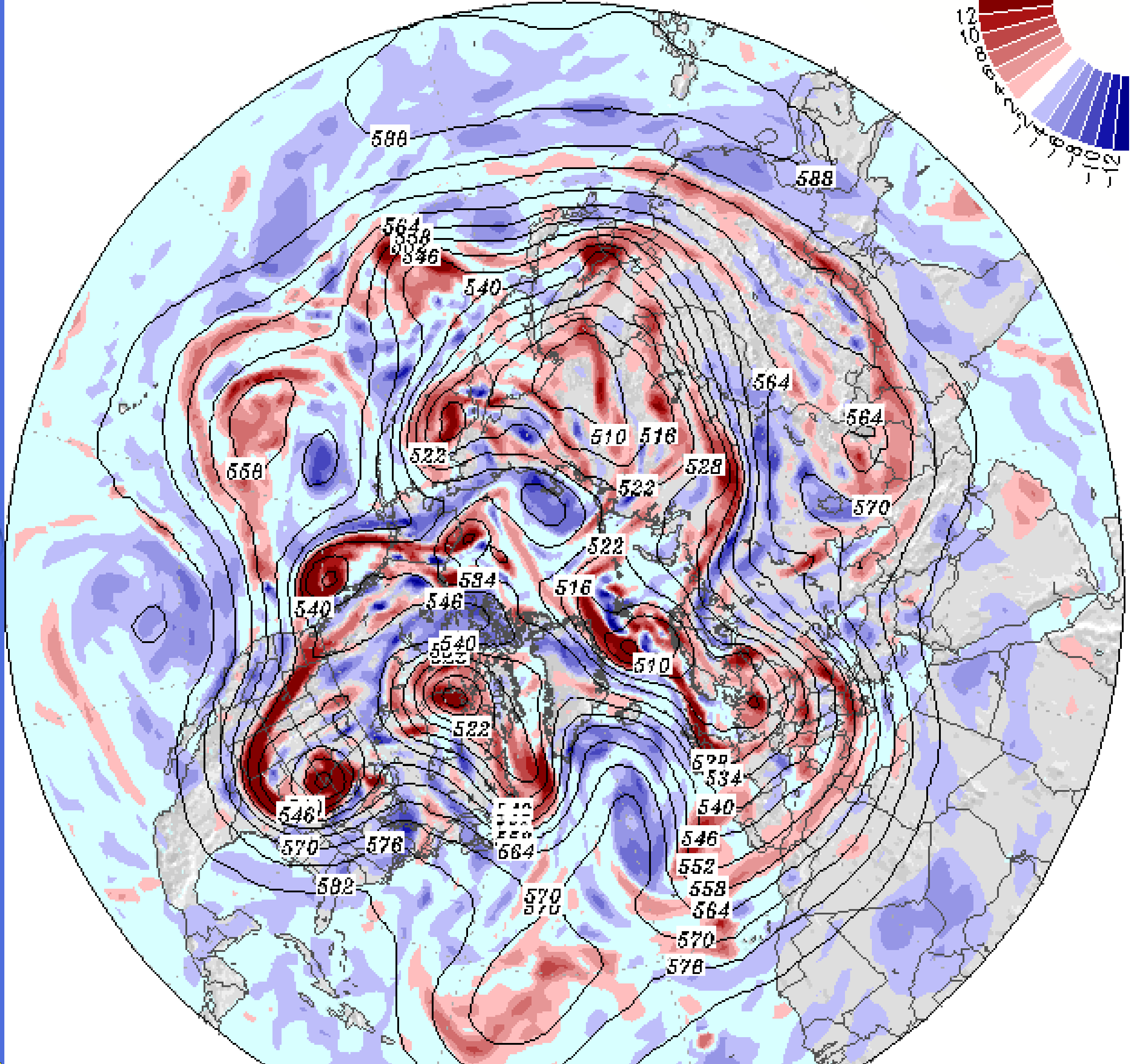
$$H\,d\sigma=\text{cst}$$

$$\frac{D}{Dt}\left(\frac{\zeta}{H}\right)=0 \qquad H=\underset{\text{surface pertu}}{\eta}+H_0-\underset{\text{orography}}{h}$$



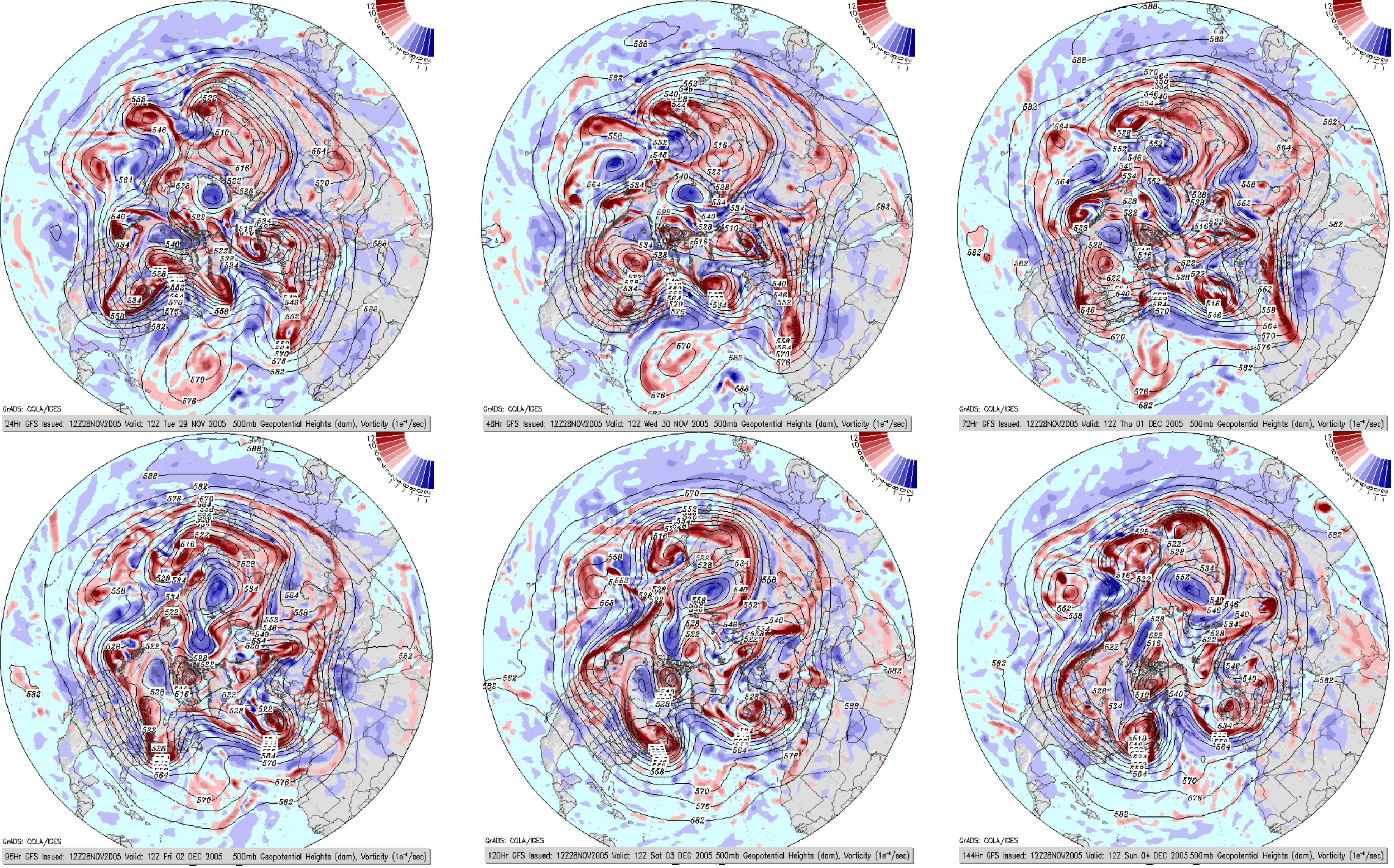


notation : $f=2\vec{\Omega}\cdot\vec{k}$

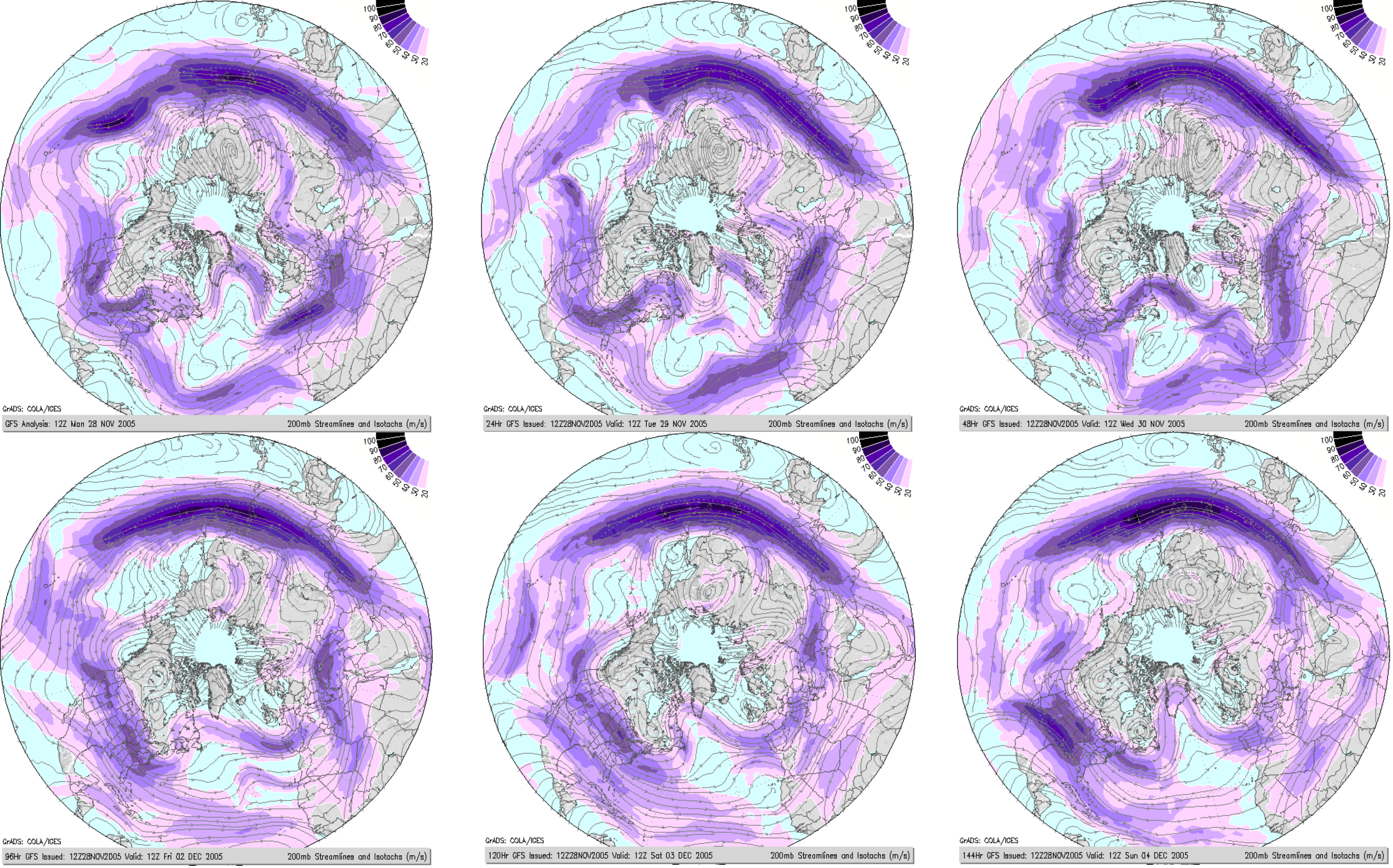


GrADS: COLA/ICES

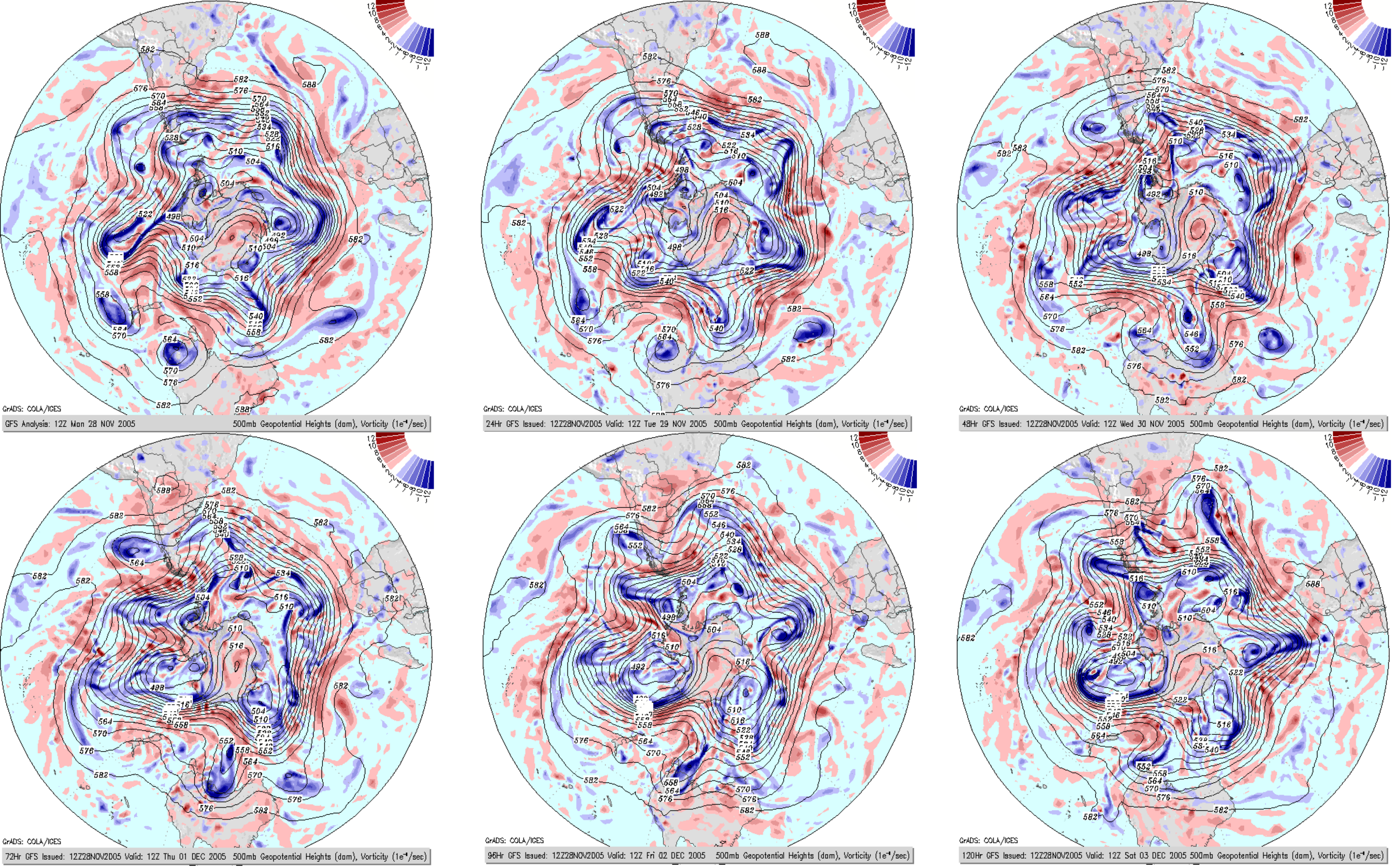
GFS Analysis: 12Z Mon 28 NOV 2005   500mb Geopotential Heights (dam), Vorticity (1e-5/sec)



Prévision sur 5 jours
contours du géopotentiel à 500 hPa
et vorticité

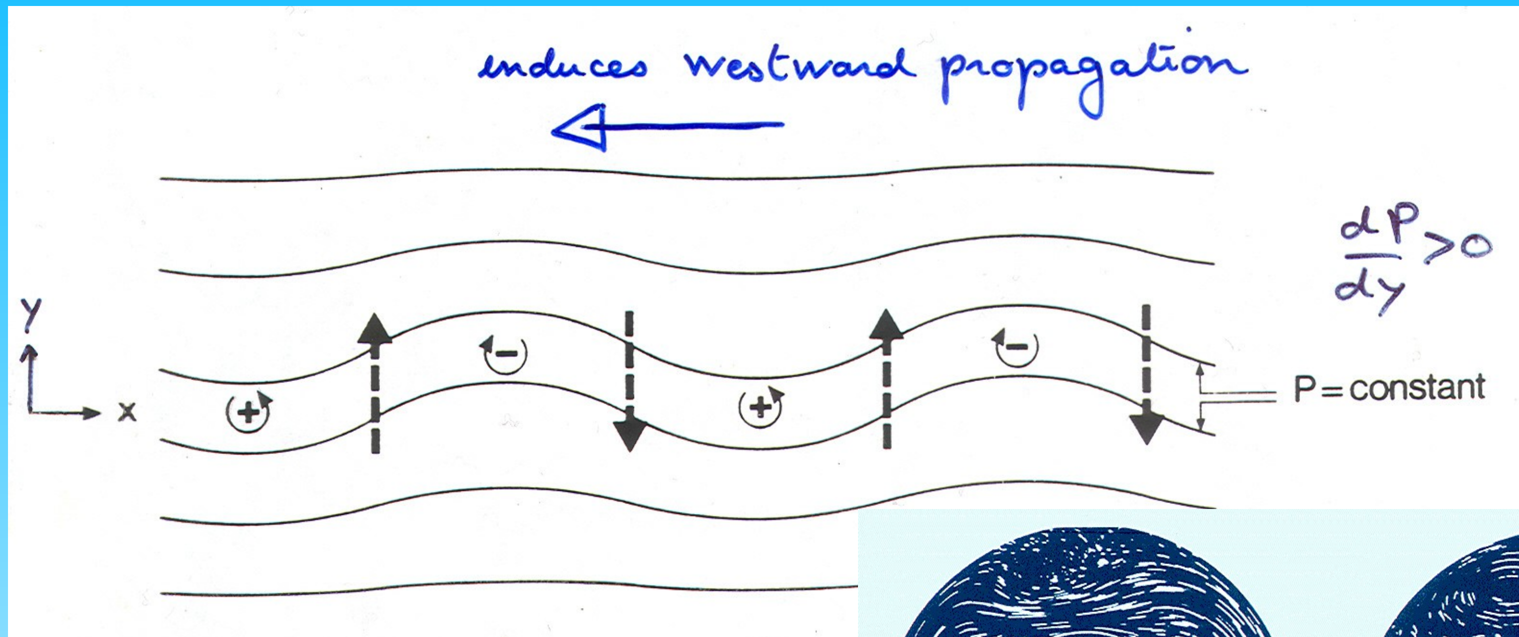


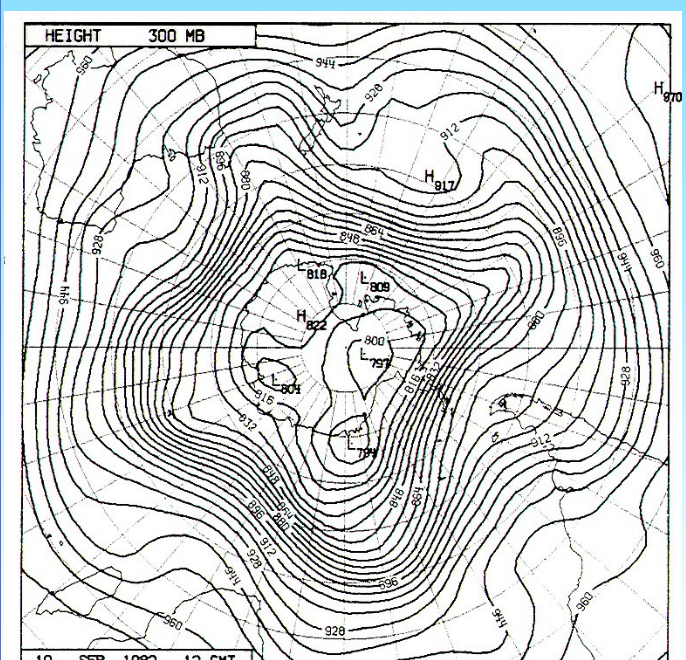
Prévisions sur 5 jours
lignes de courant et
contours du vent

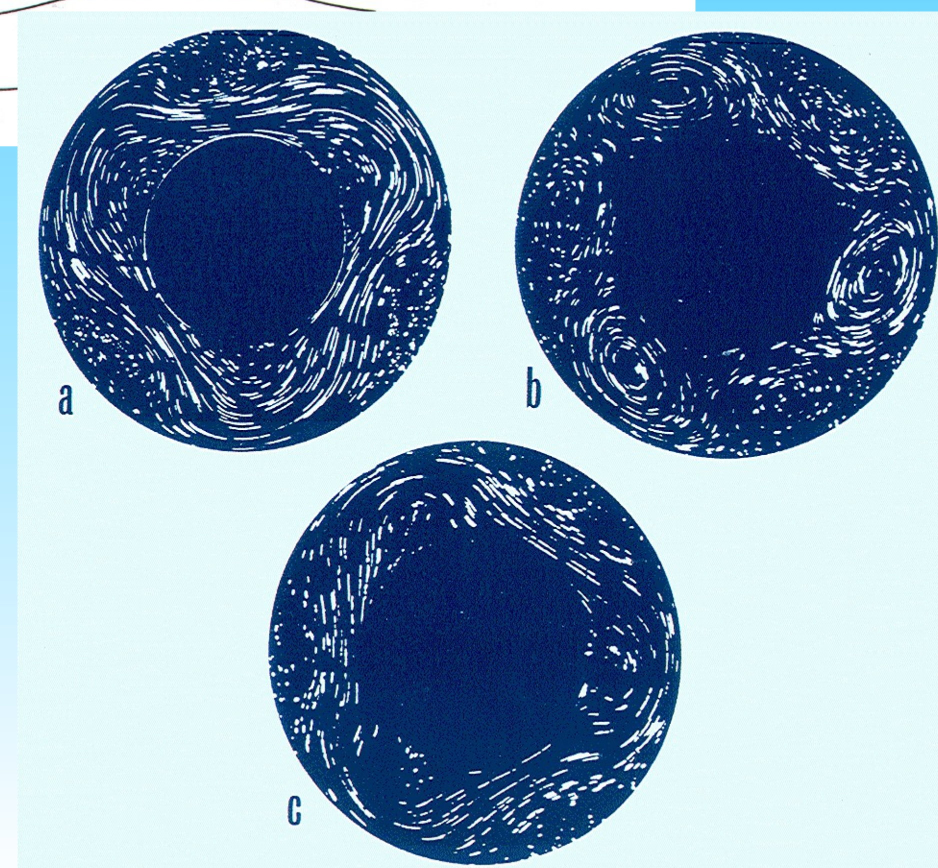


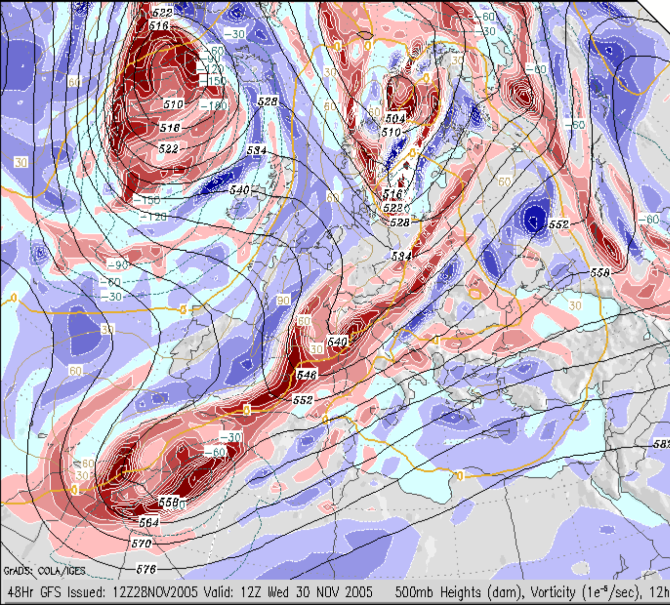
Prévision sur 5 jours
contours du géopotentiel à 500 hPa
et vorticité, hémisphère sud

Ondes de Rossby dans un gradient de vorticité

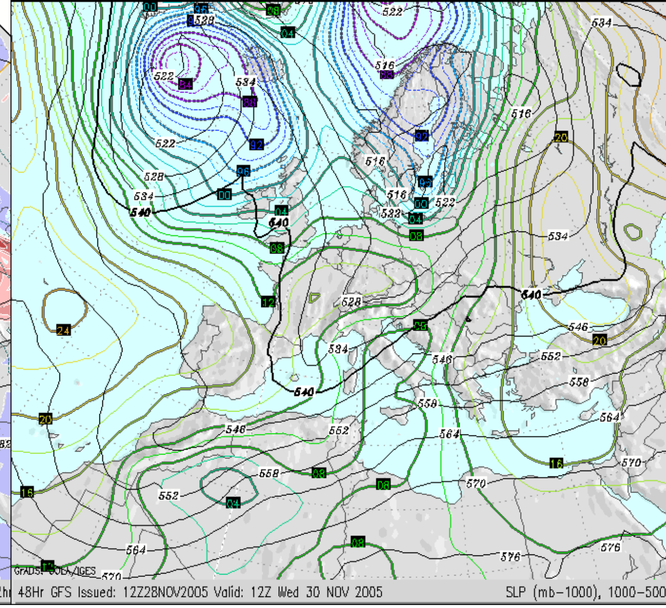




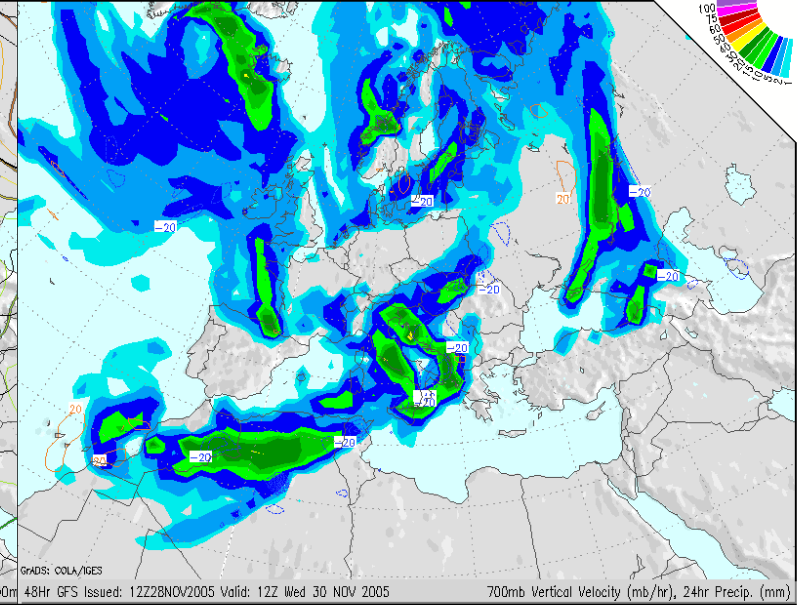




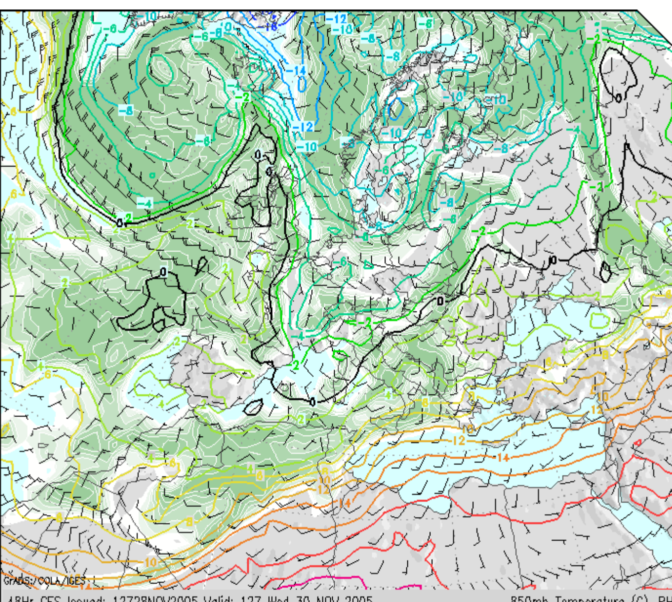
Géopotentiel à 500 hPa et vorticité



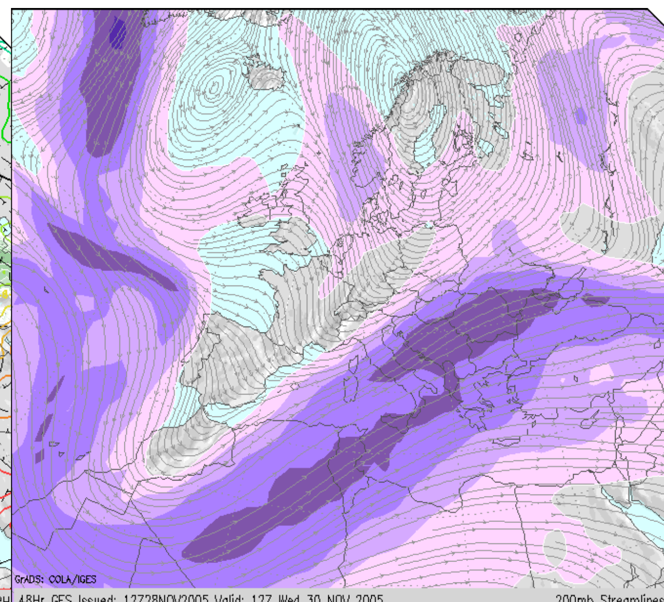
Pression mer et épaisseur 1000-500 hPa



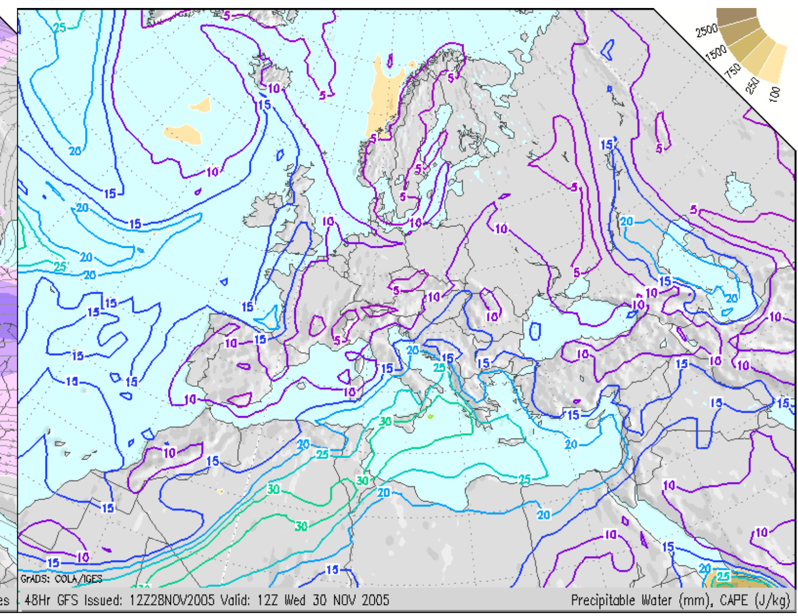
Vitesse verticale et précipitations



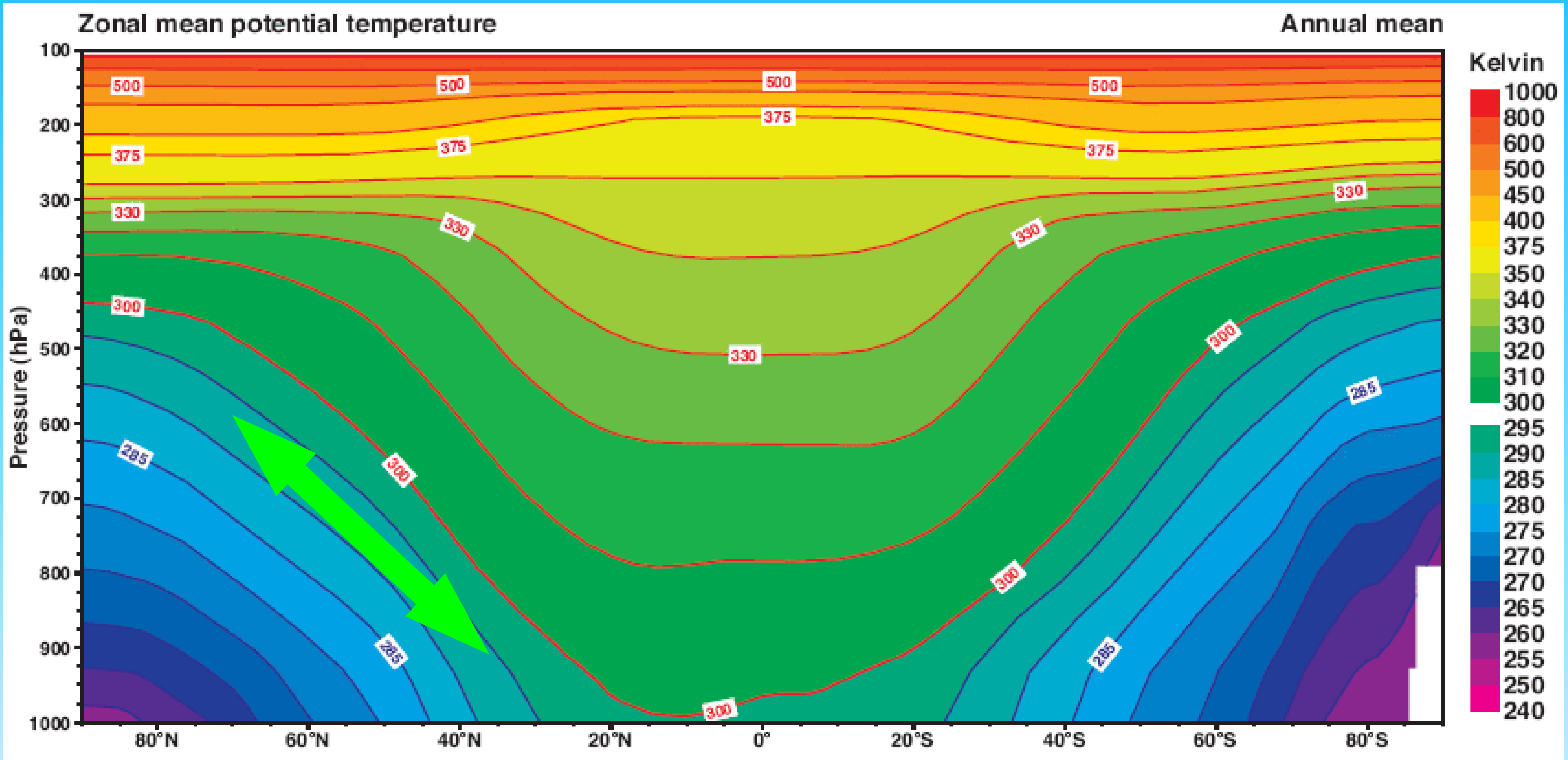
Température, humidité et vent à 850 HPa



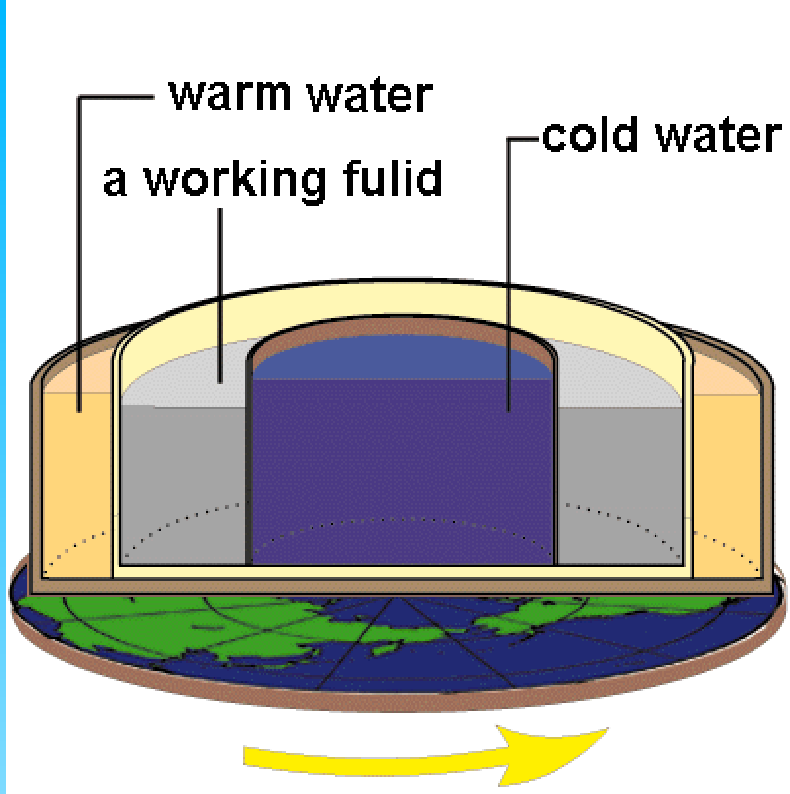
Lignes de courant et vent



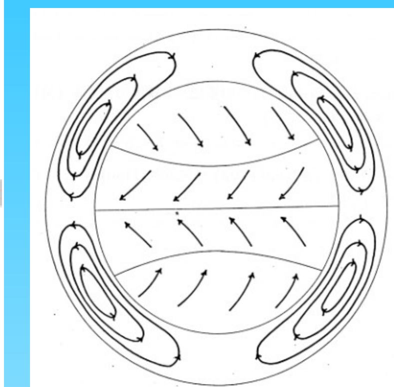
CAPE et eau précipitable

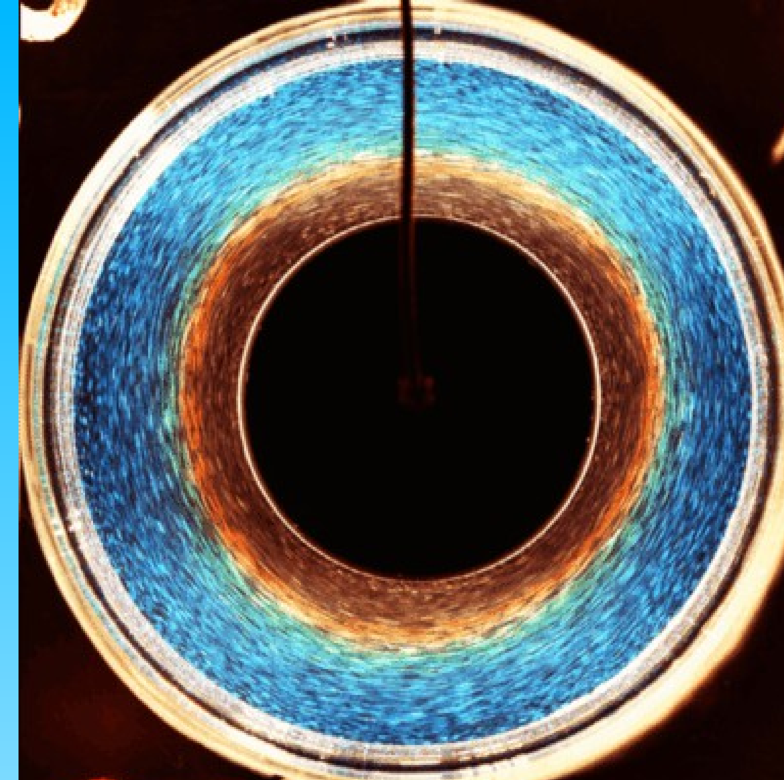


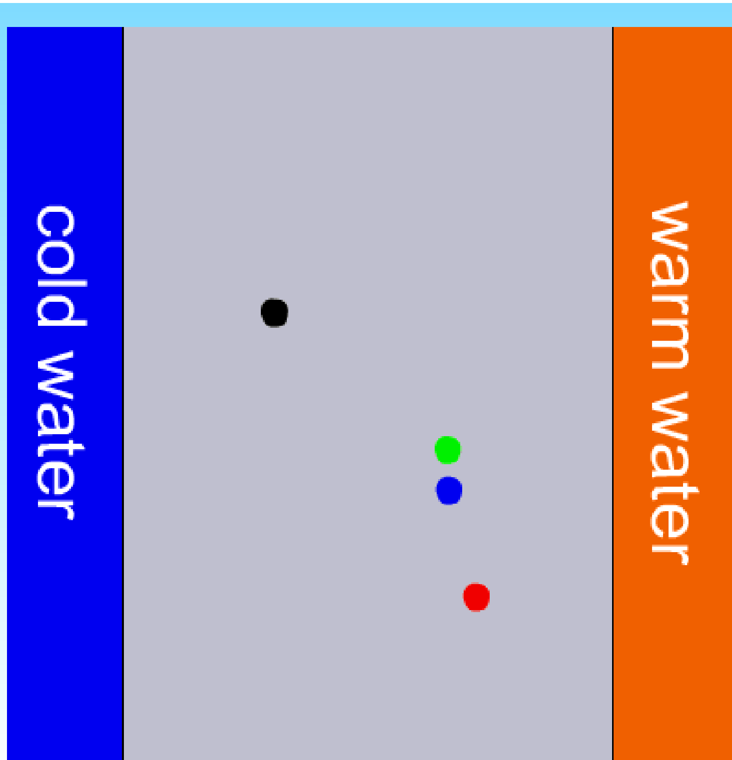
Les déplacements méridiens sont associés à des déplacements en altitude suivant l'inclinaison des surface de température potentielle.



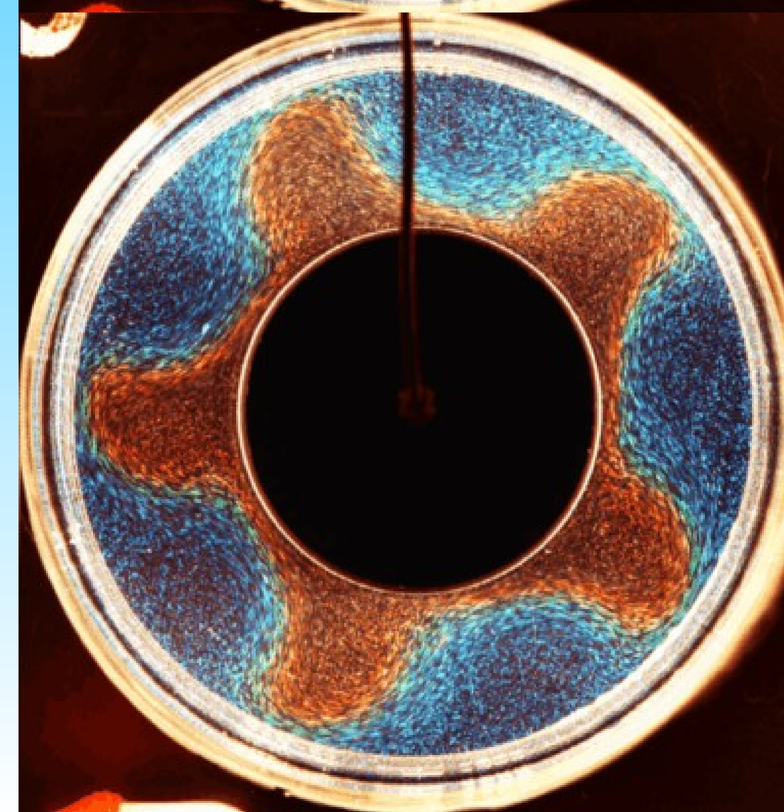
Régime axisymétrique



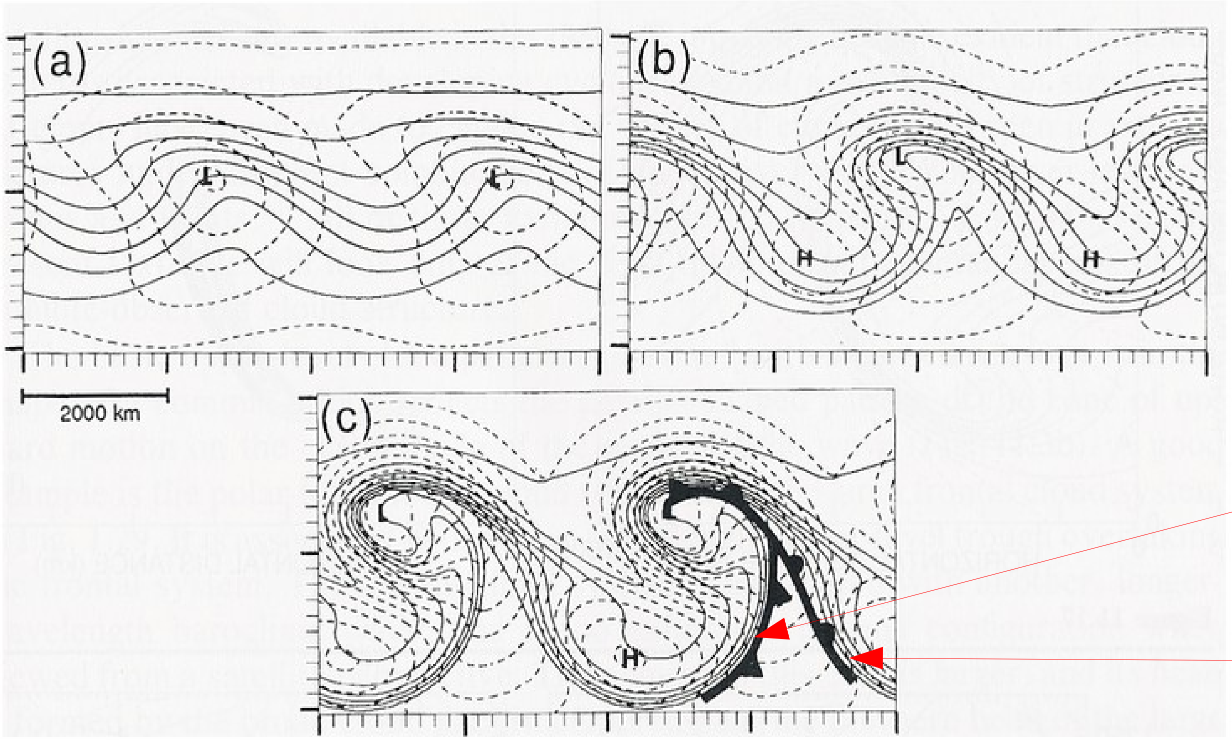




Régime barocline ondulatoire



Convection oblique



Développement d'une perturbation barocline idéalisée

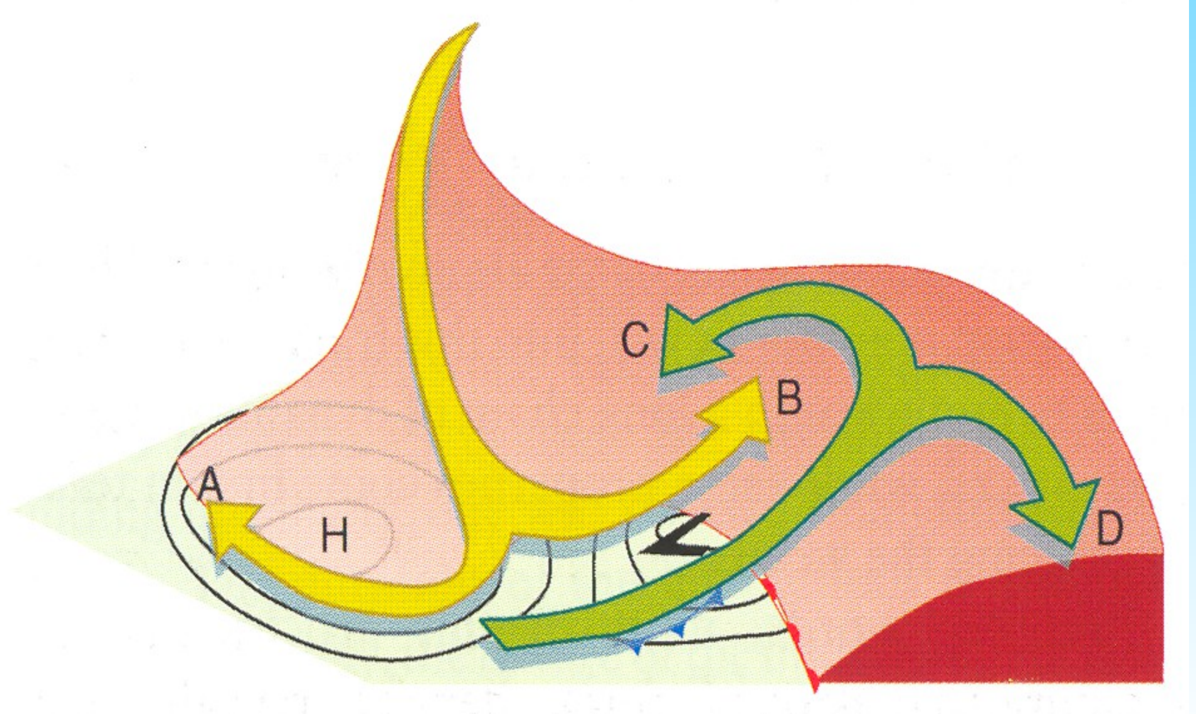
- - - - - = pression

———— = température

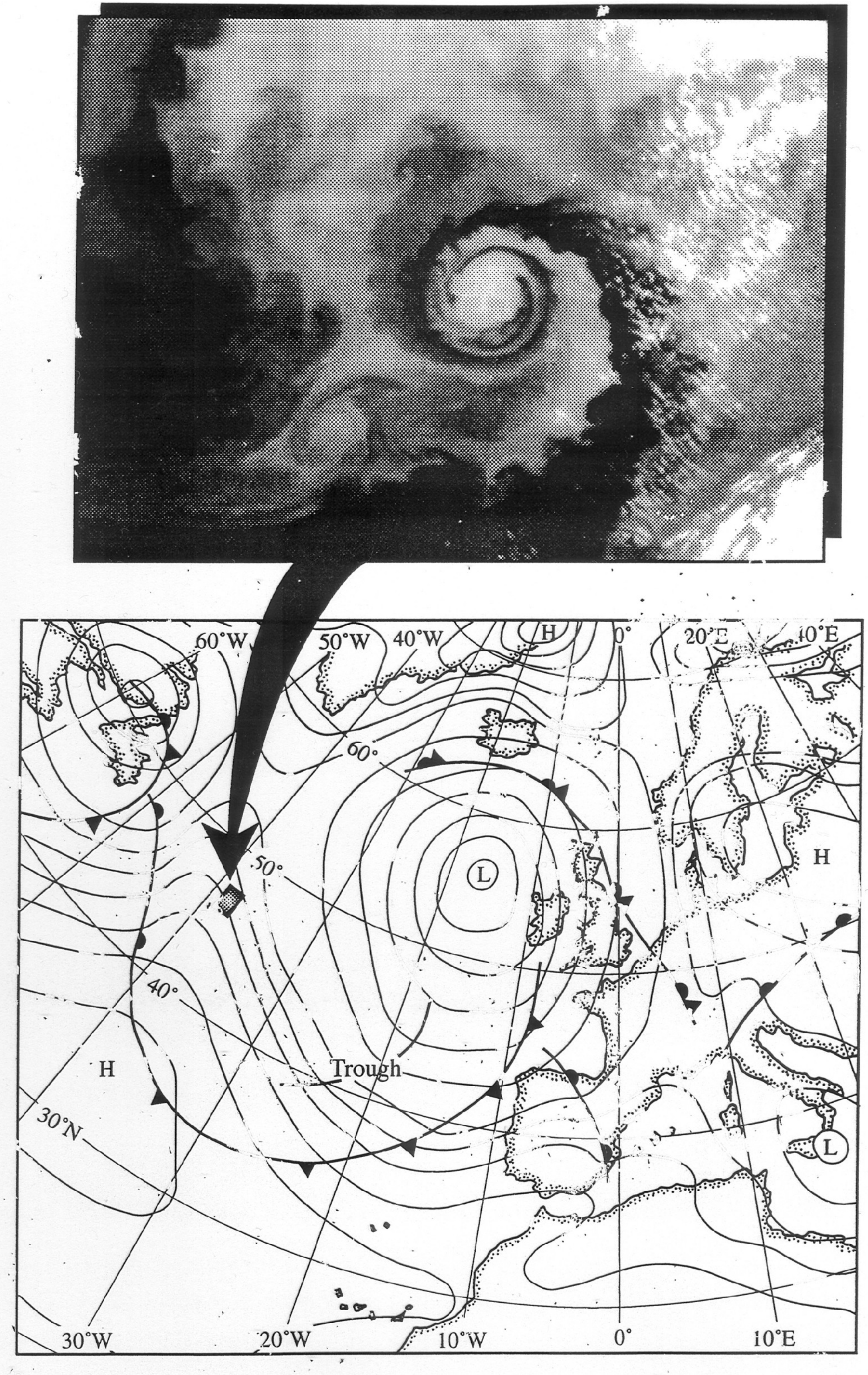
front froid

front chaud

Mouvements de l'air associés au développement d'un système frontal.



Les tourbillons océaniques sont d'une échelle beaucoup plus petite (quelques dizaines de km) que les tourbillons atmosphériques.



I. Les ordres de grandeur dans les équations du mouvements – Nombre de Rossby - Equilibre géostrophique

II La circulation moyenne

III Dynamique de la vorticité

IV Variabilité

V Ondes tropicales. El Nino. Cyclones tropicaux

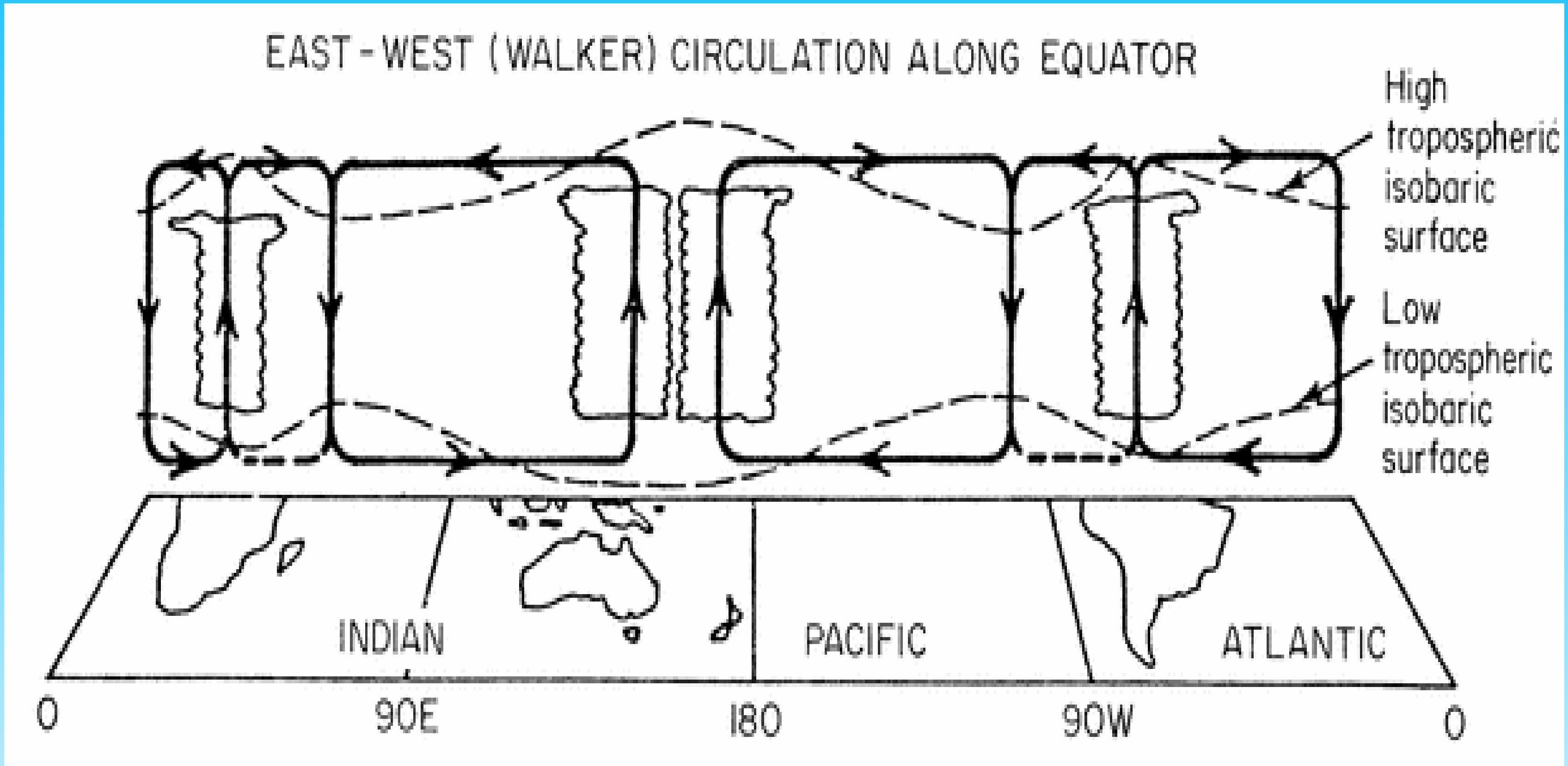
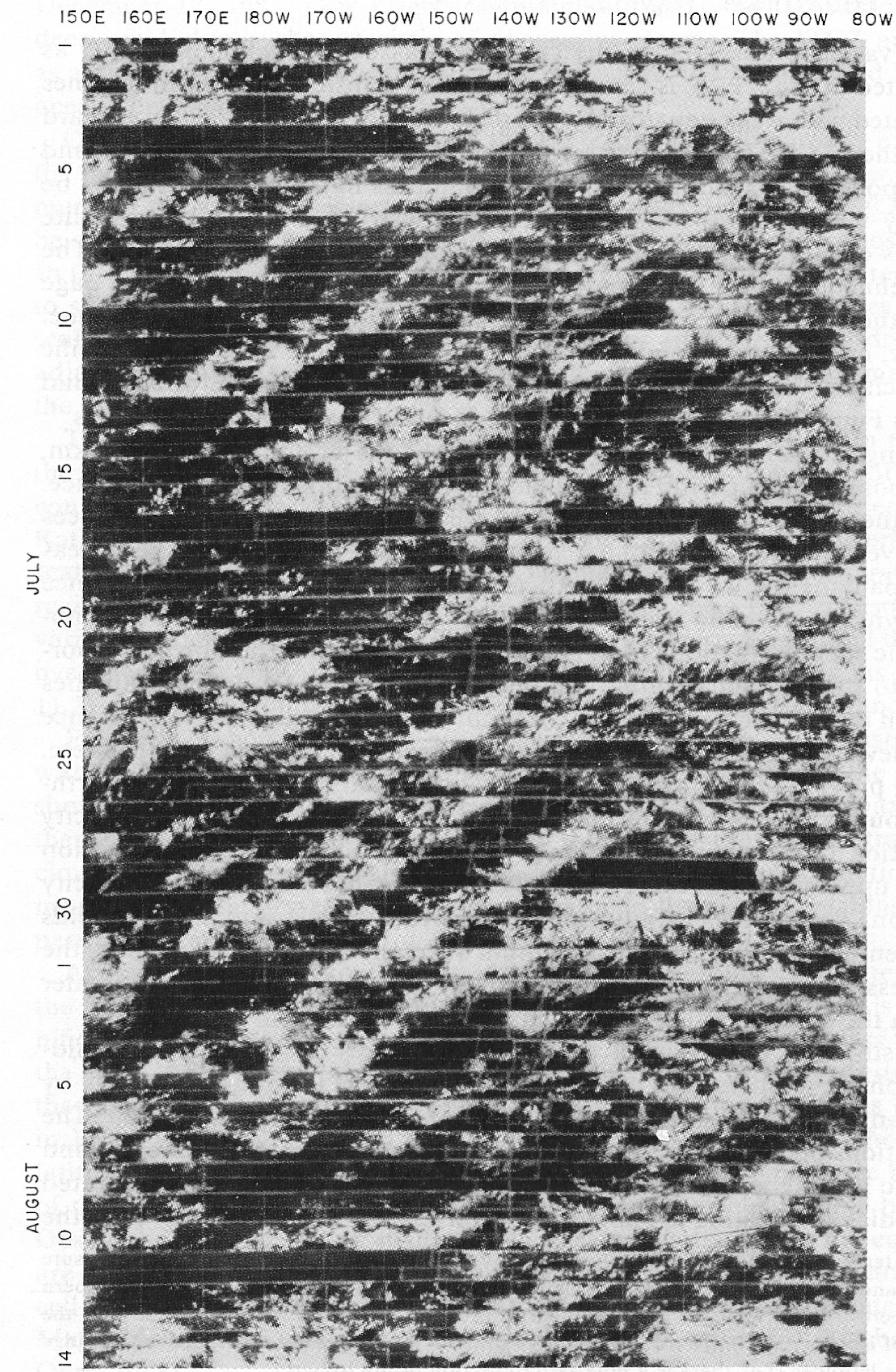


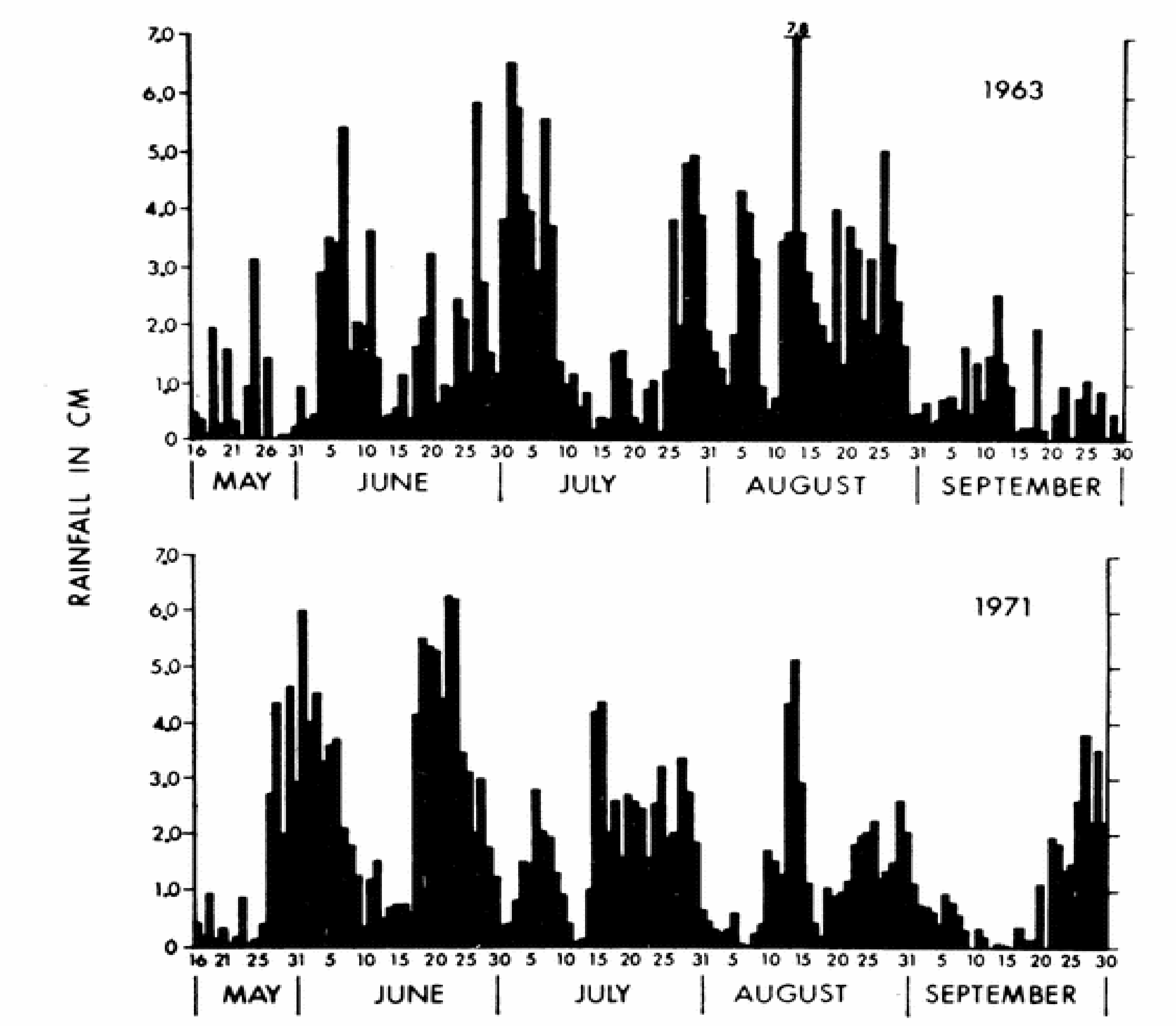
Fig. 9.4 Schematic view of the equatorial symmetric planetary scale features. Regions

Perturbations tropicales: propagation vers l'ouest dans la zone convective

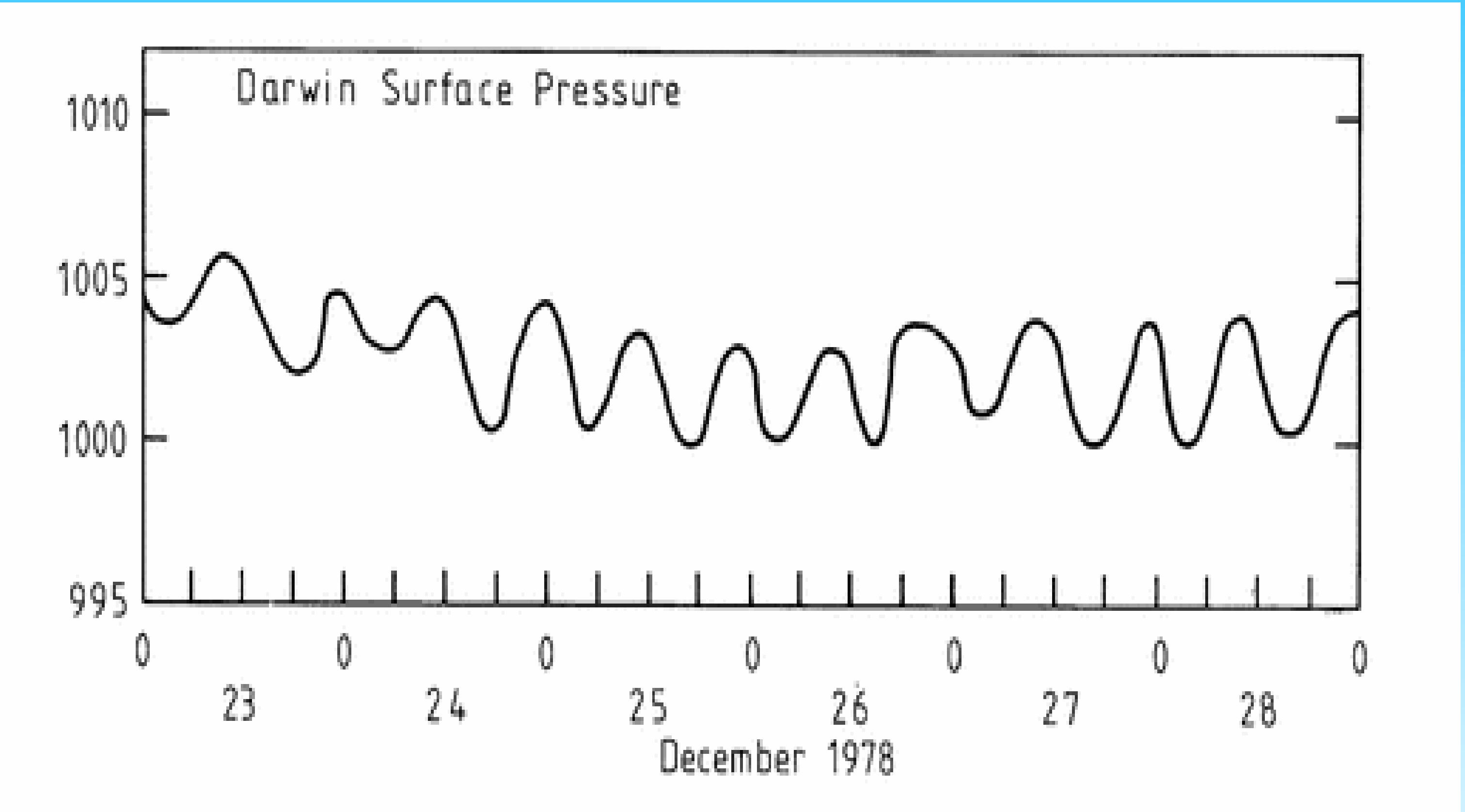
diagramme temps longitude entre 5S et 10N à partir d'images satellite dans le visible



Fluctuations des pluies de la mousson indienne

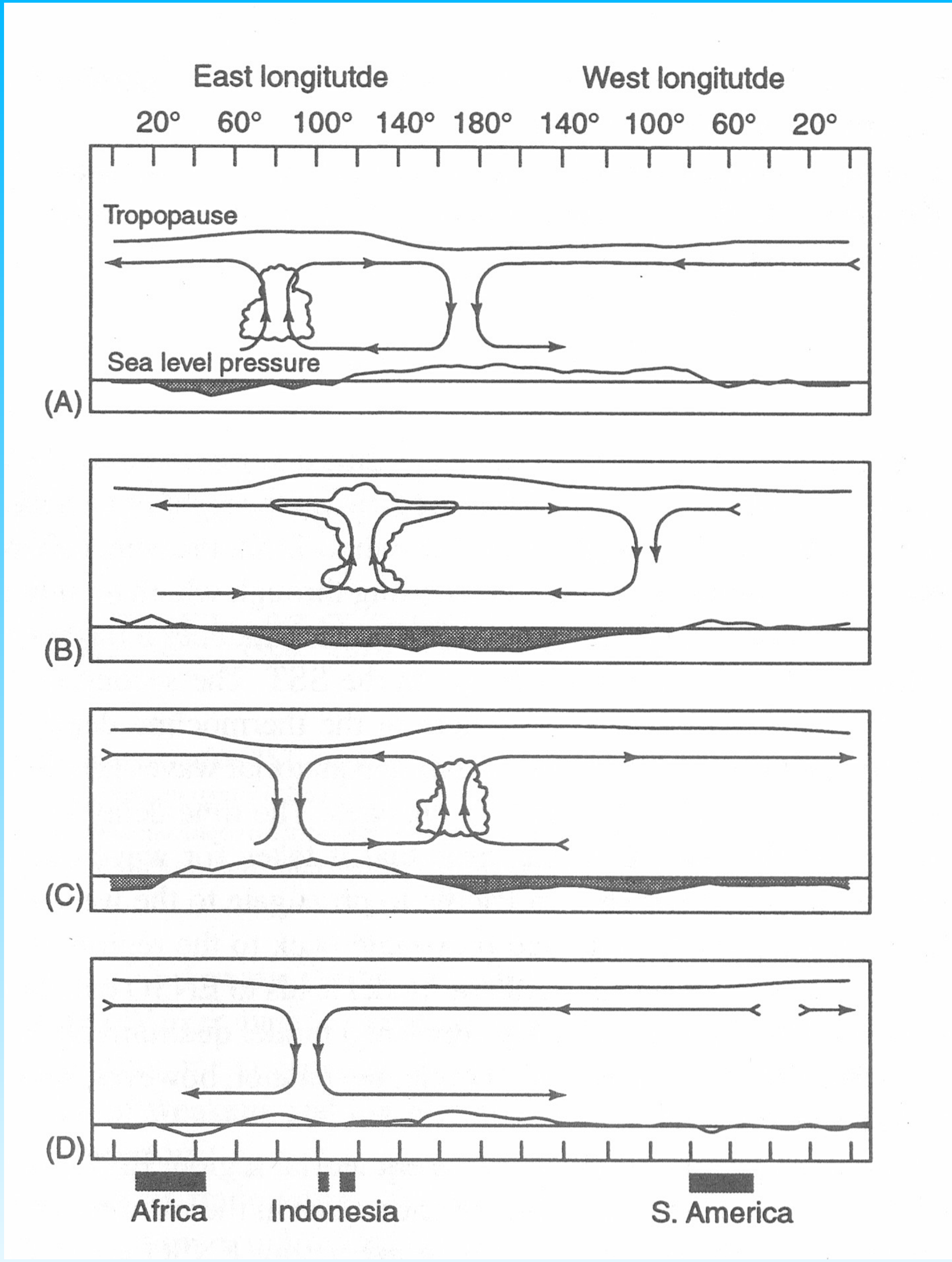


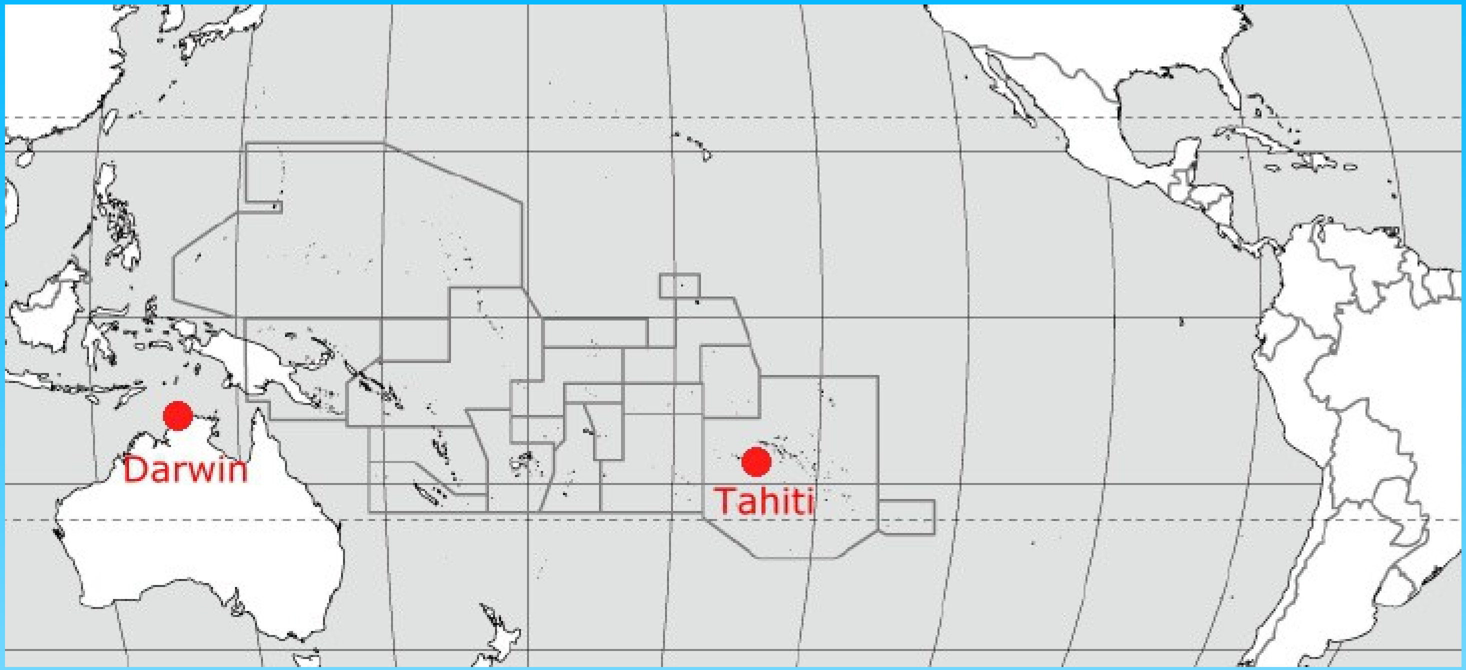
Cependant, les fluctuations de la pression au sol restent faibles (dominées par la marée semi-diurne)

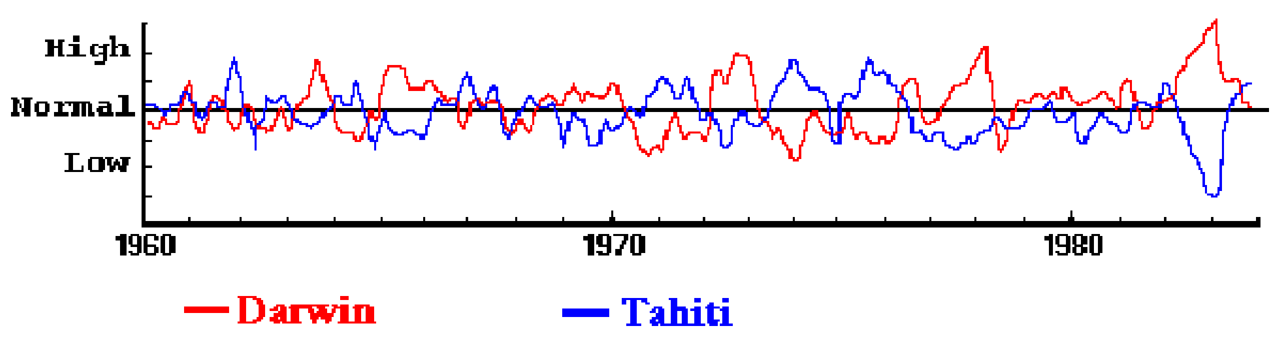


Oscillation
de Madden-Julian

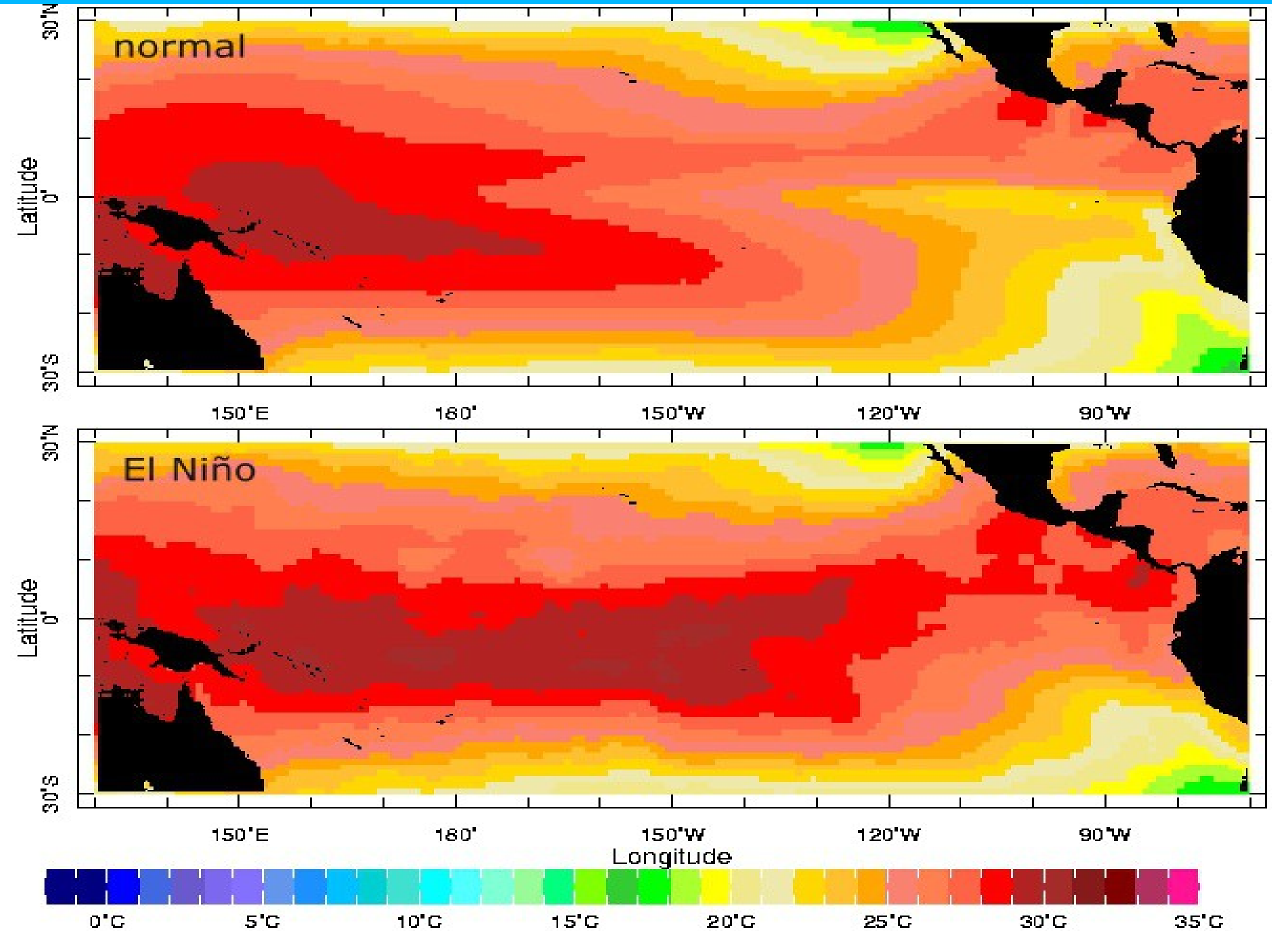
selon Madden 2003
(Encyclopedia Atmos.
Sciences)





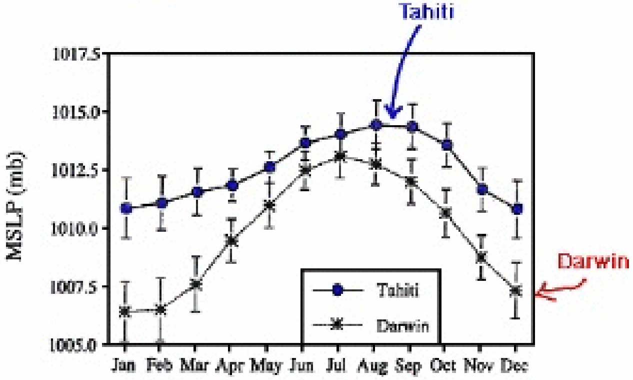


4. Pression au niveau de la mer 1960-1984
source: U. S. Army Topographic Engineering Center



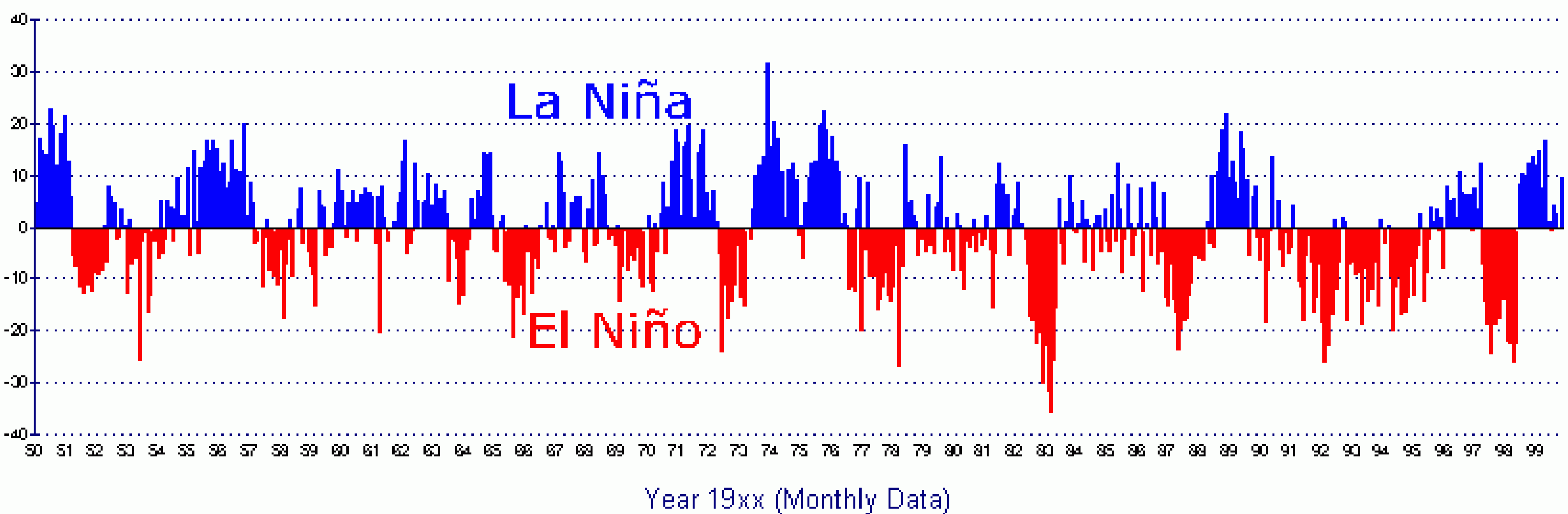
$$SOI \propto \frac{(Tahiti - Darwin)}{SD\ (T\text{-}D)}$$

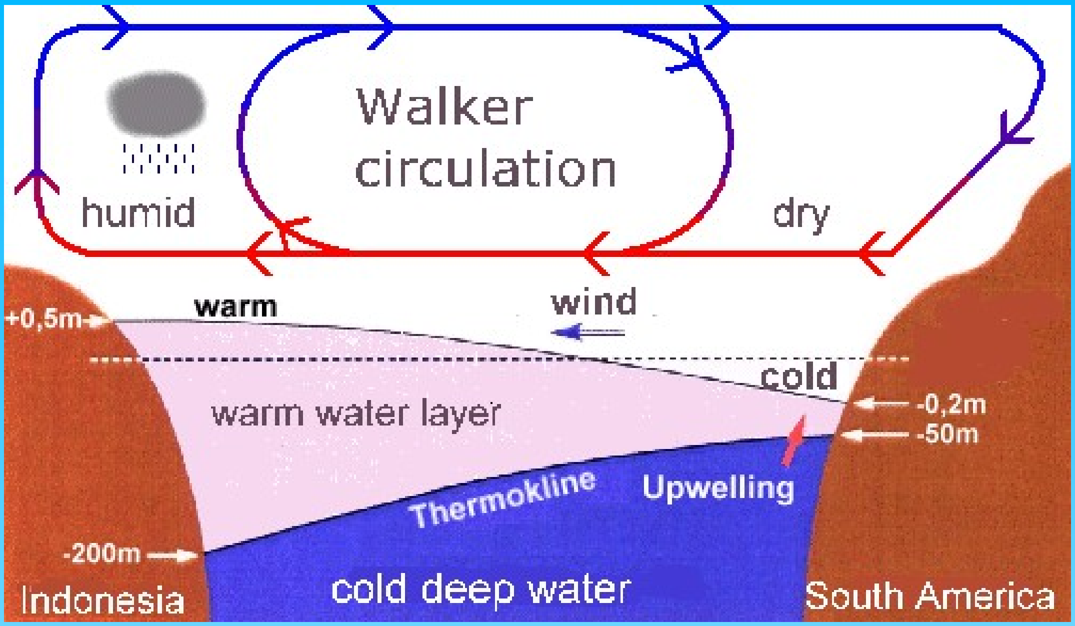
Southern Oscillation Index

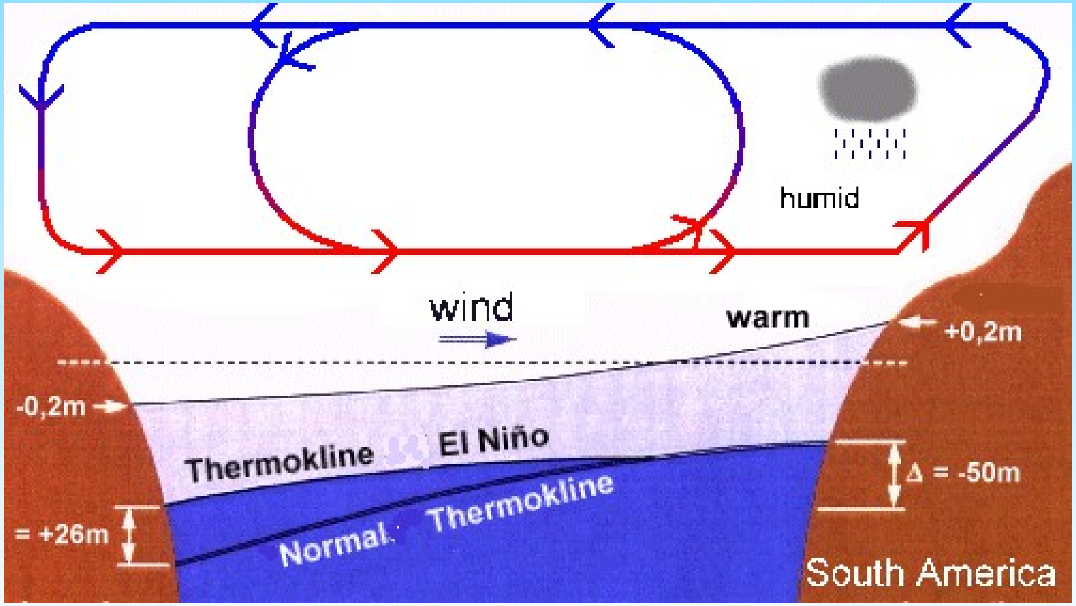


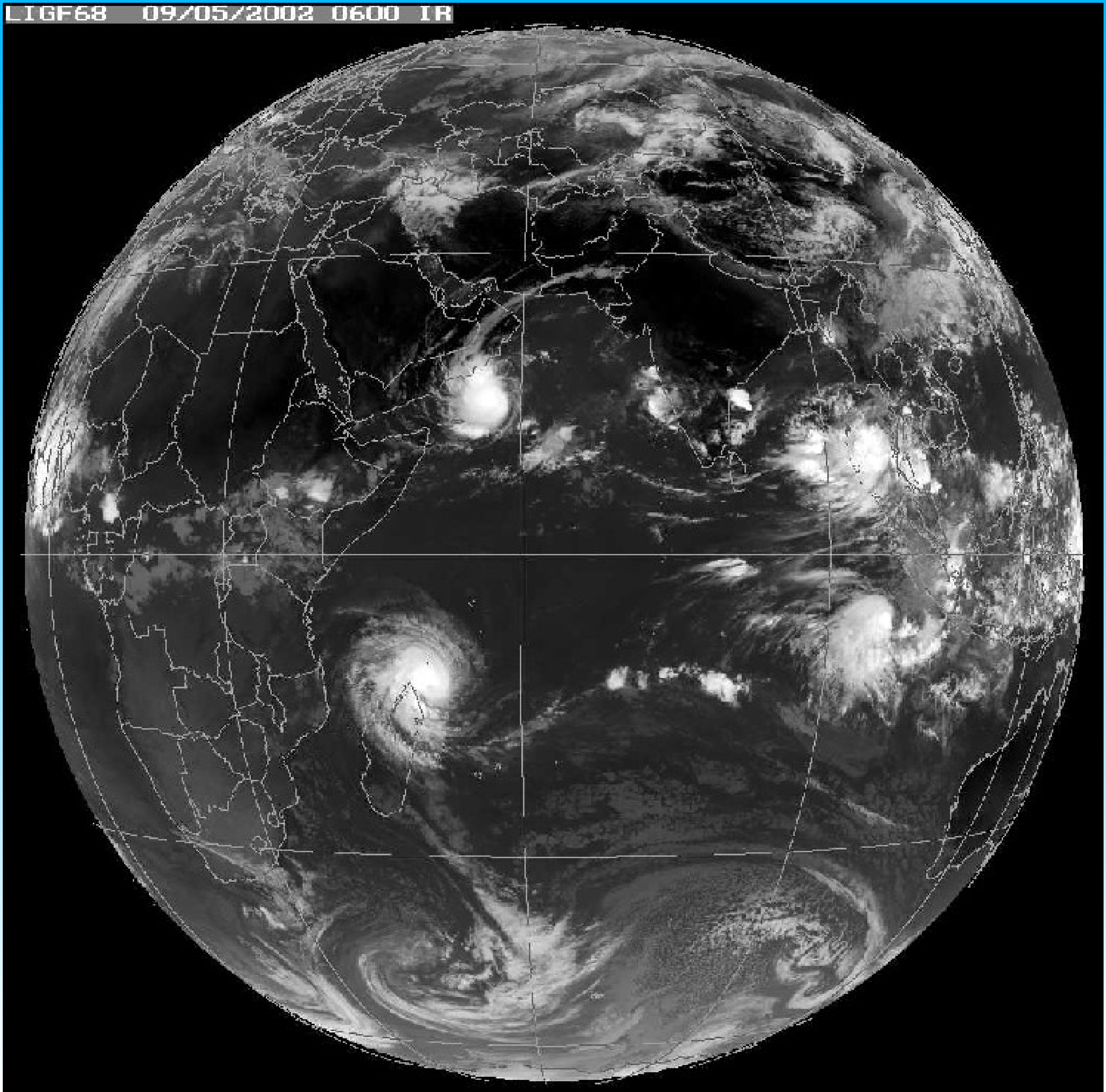
SOUTHERN OSCILLATION INDEX

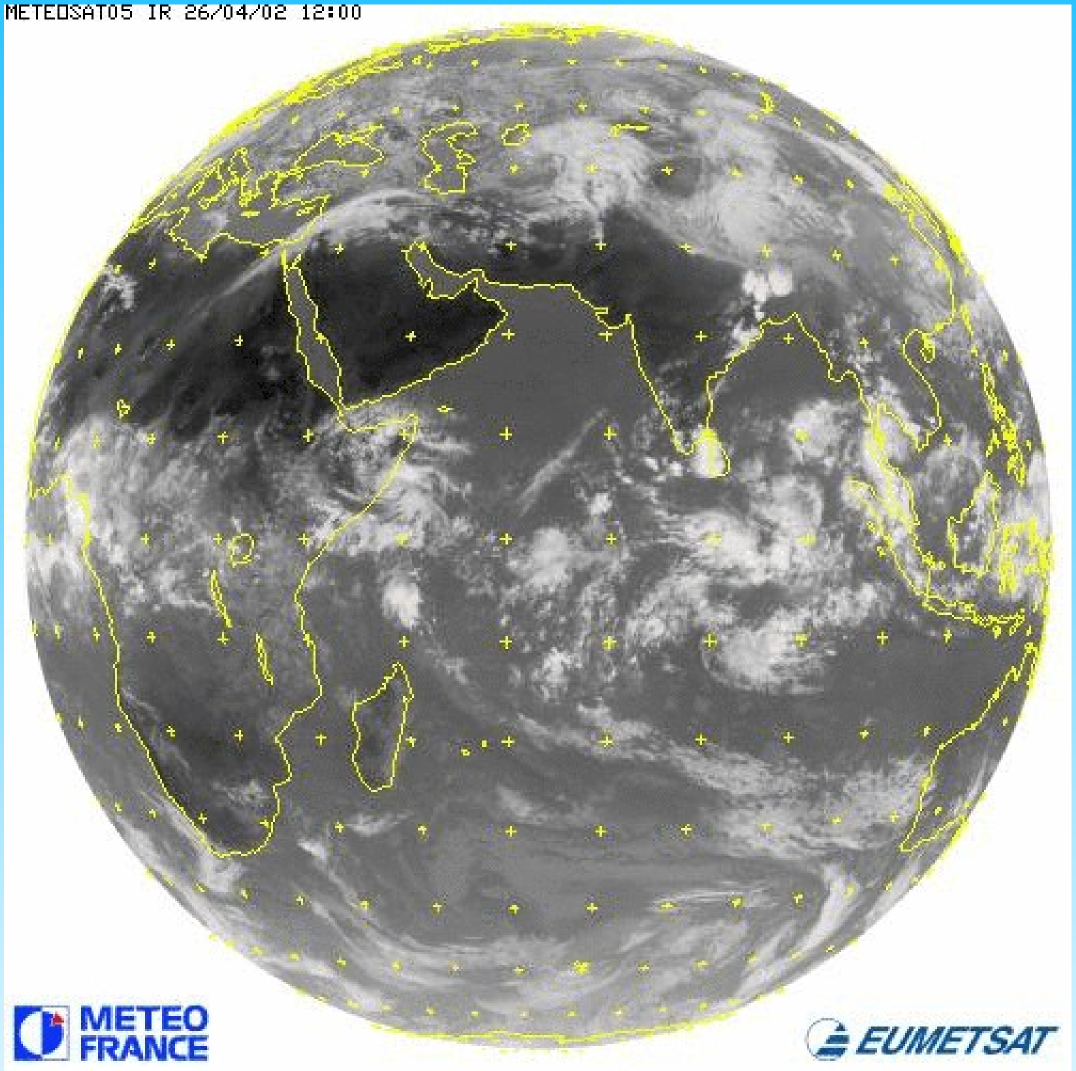
1950 to 1999

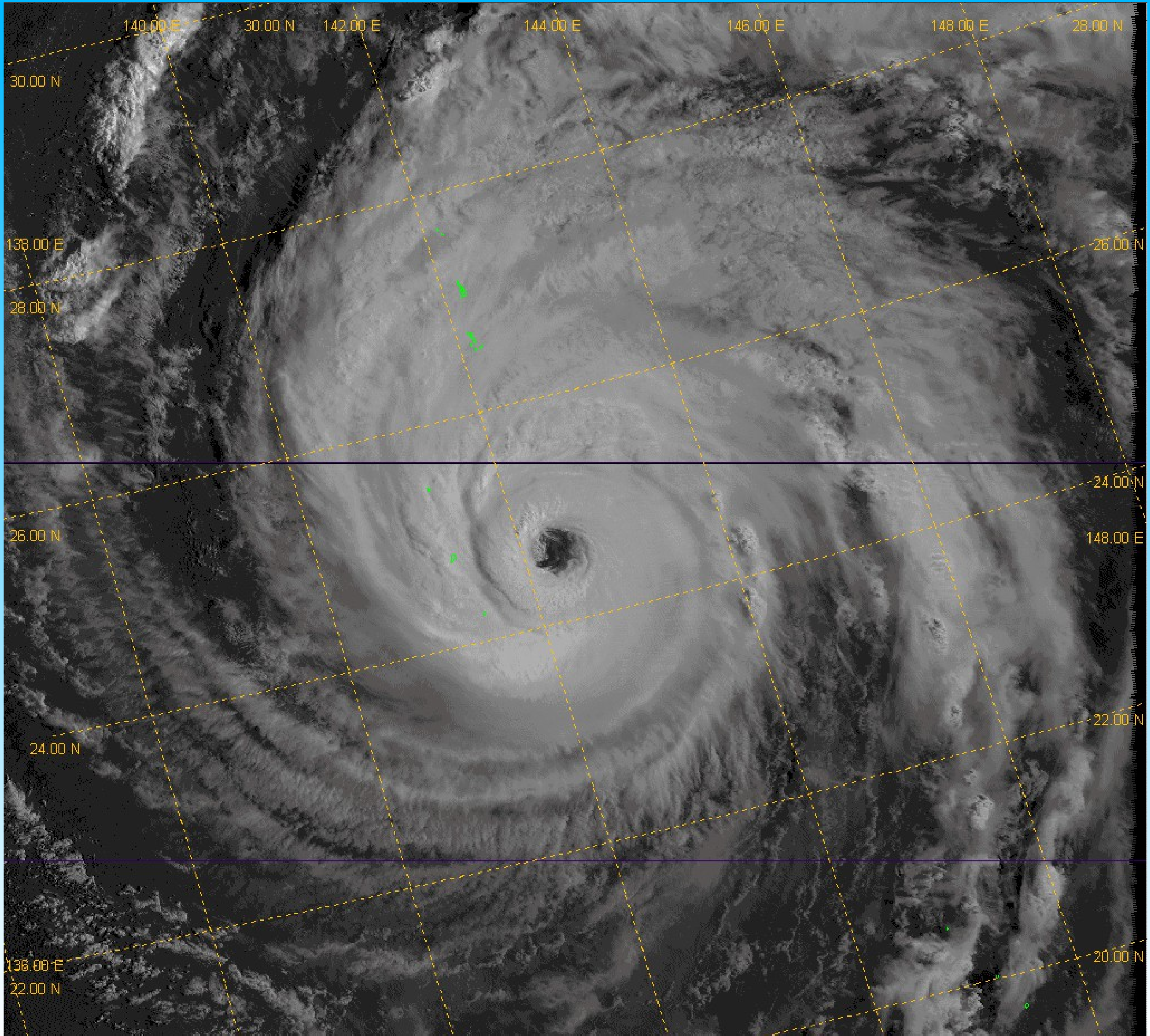



Walker
circulation
humid
dry
wind
warm
cold
+0,5m
-0,2m
-50m
warm water layer
Thermokline
Upwelling
-200m
Indonesia
cold deep water
South America


humid
wind
warm
+0,2m
-0,2m
Thermokline
El Niño
Δ = -50m
= +26m
Normal Thermokline
South America

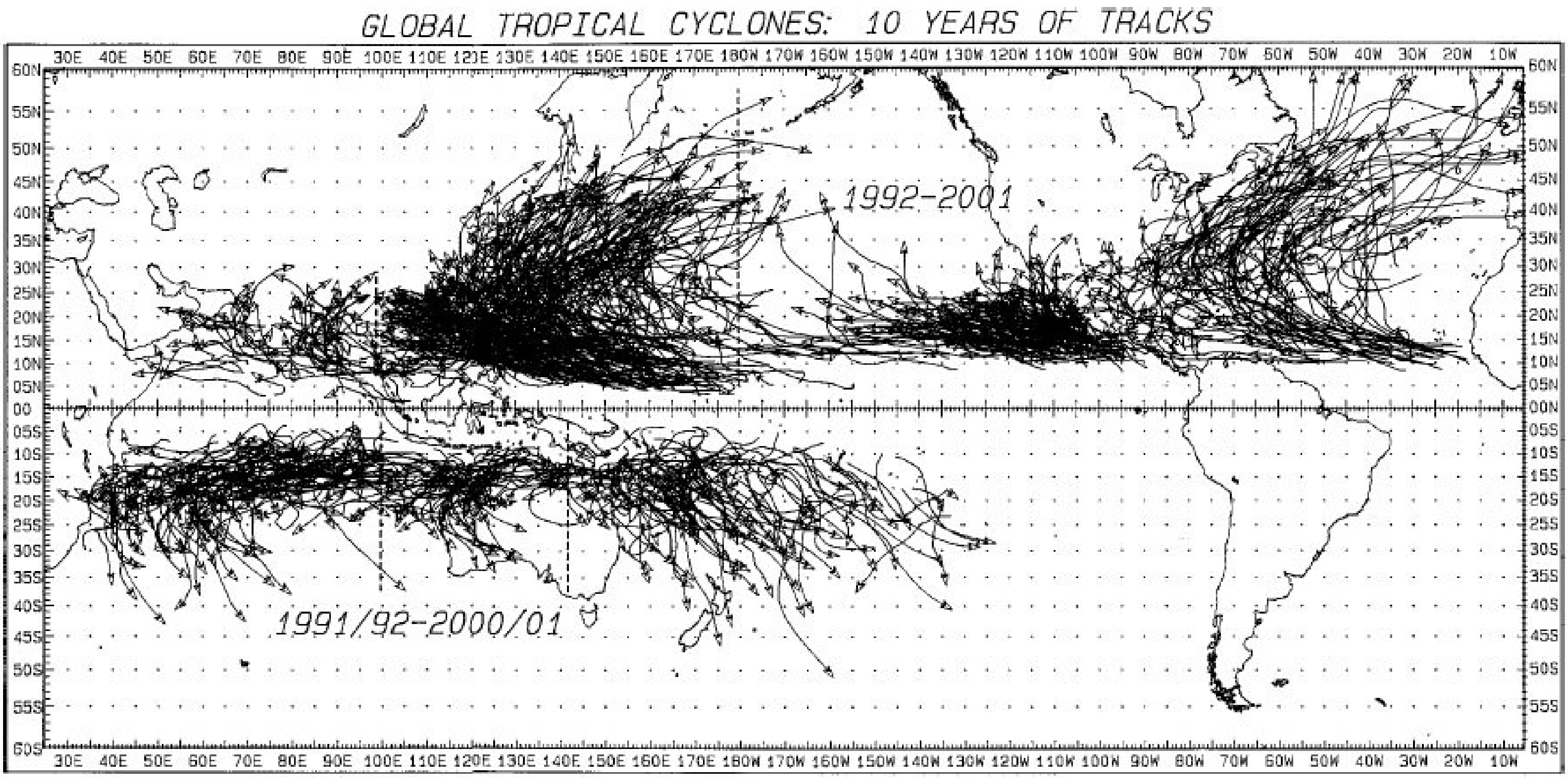

LIGF68 09/05/2002 0600 IR


METEOSAT05 IR 26/04/02 12:00
METEO FRANCE
EUMETSAT



140.00 E
30.00 N
142.00 E
144.00 E
146.00 E
148.00 E
28.00 N
30.00 N
138.00 E
26.00 N
28.00 N
24.00 N
26.00 N
148.00 E
22.00 N
24.00 N
136.00 E
20.00 N
22.00 N

Fréquence des cyclones tropicaux (vmax > 17 m/s) sur la période 1992-2001)



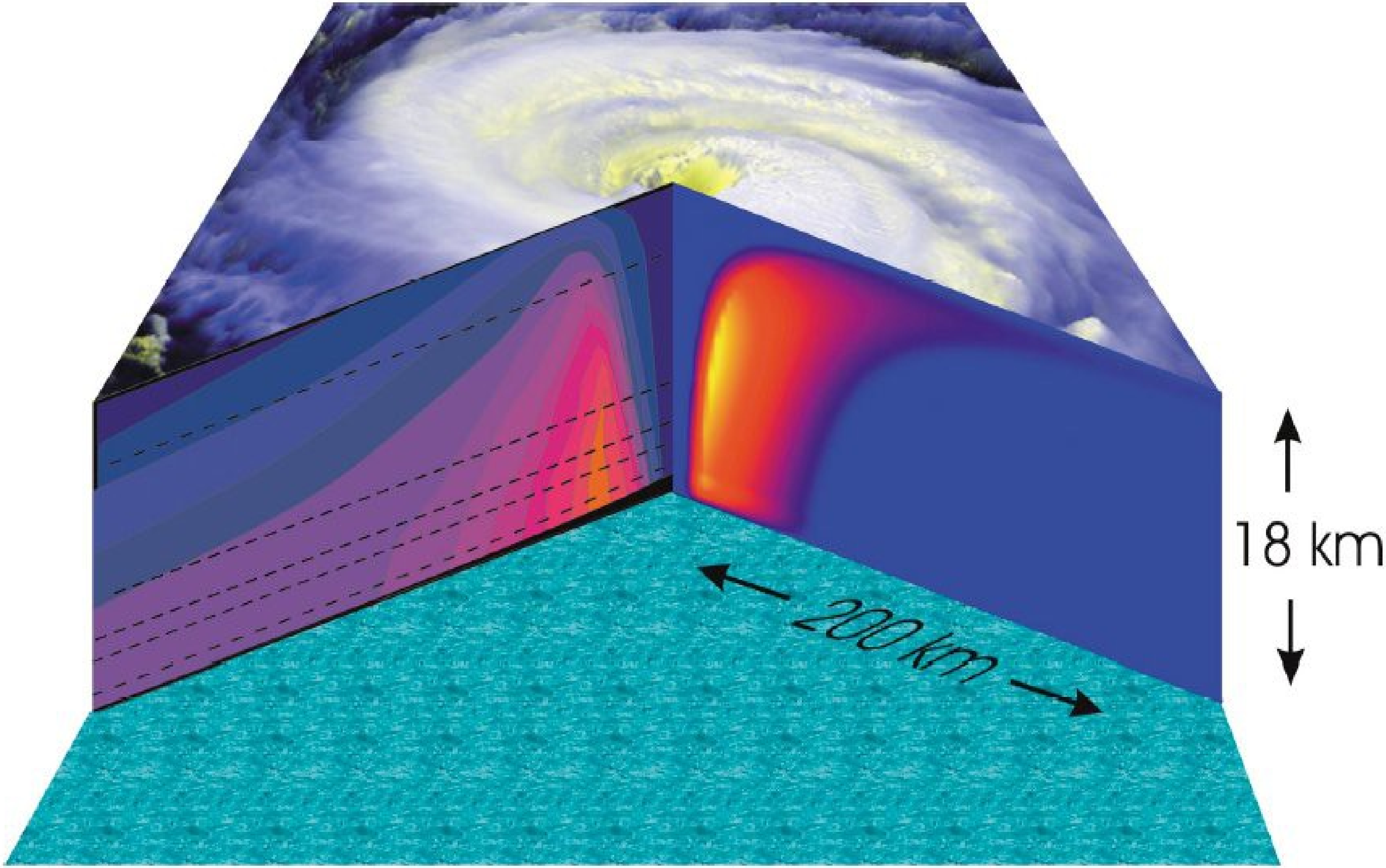
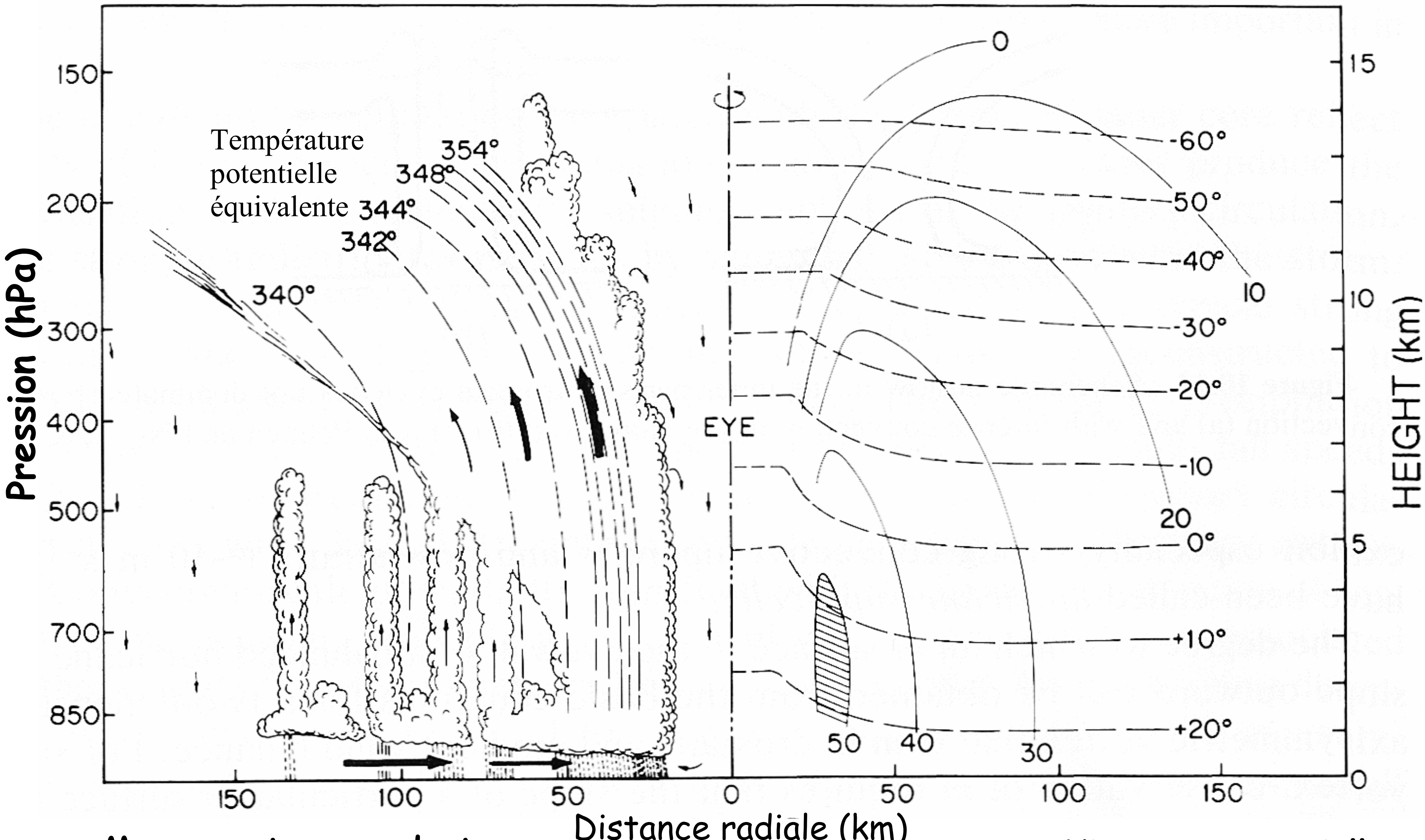


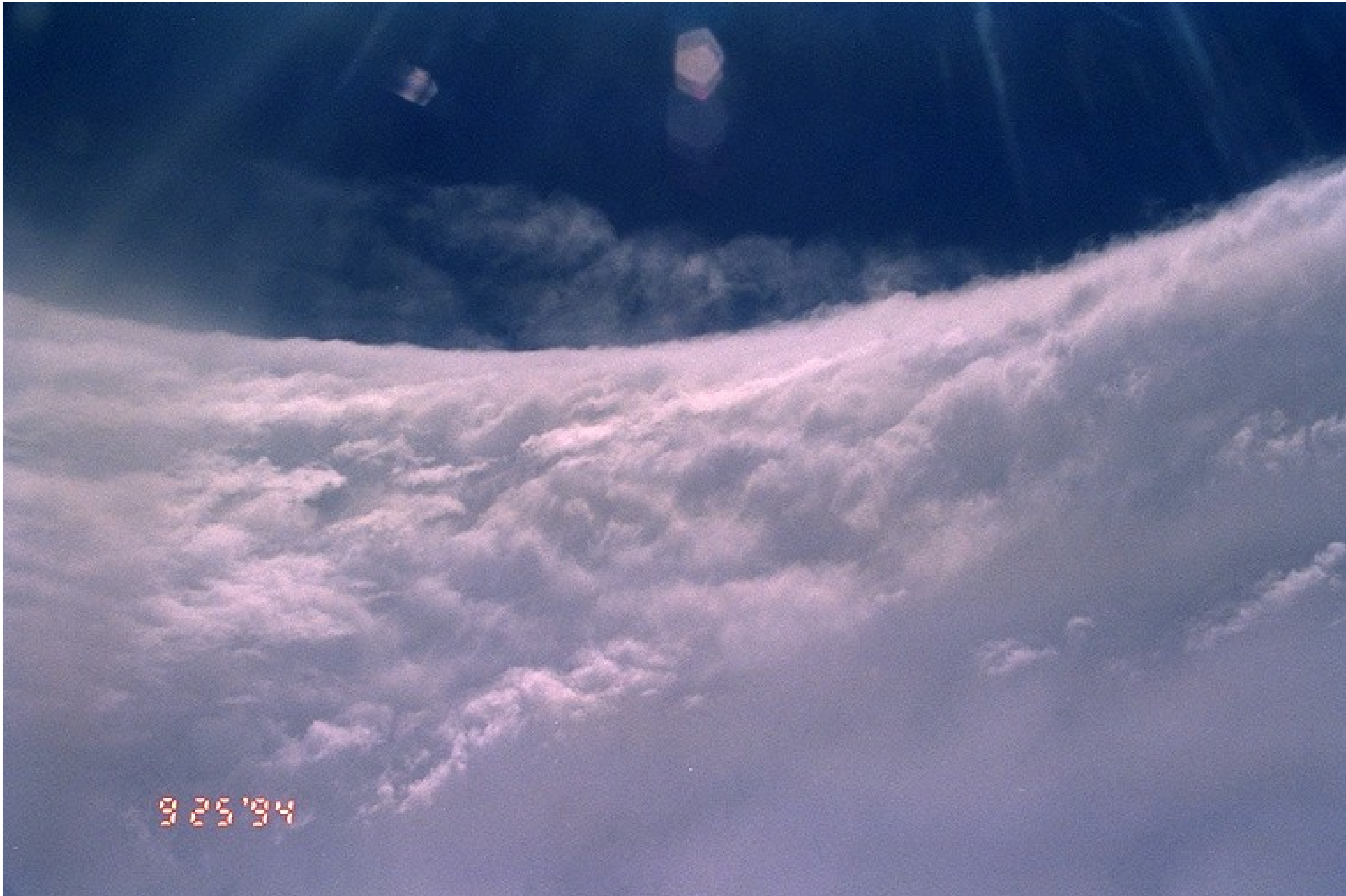
Figure 3 Cutaway view of the structure of a tropical cyclone. The top of the storm is based on a satellite photograph of the cloud structure of Hurricane Fran of 1996. The right-hand cut shows the vertical component of velocity, from a numerical simulation of a hurricane using the model of Emanuel (1995a); maximum values (yellow) are approximately 8 ms^{-1}. The left-hand cut shows the magnitude of the tangential wind component measured in Hurricane Inez of 1966 by aircraft flying at levels indicated by the black dashed lines; from Hawkins & Imbembo (1976). Maximum values are approximately 50 ms^{-1}.

Mouvements verticaux dans un cyclone tropical



Mouvements ascendants **Vitesse tangentielle**

Mur de nuages à l'intérieur de l'oeil du cyclone
(photo prise depuis un avion « chasseur de cyclones »)



Le cyclone comme machine de Carnot