

# Ondes atmosphériques et transport I

Bernard Legras

Laboratoire de Météorologie Dynamique  
IPSL / Ecole Normale Supérieure, Paris

[legras@lmd.ens.fr](mailto:legras@lmd.ens.fr)

UE GEAT532, Université de La Réunion

## Livres recommandés

- Holton, An introduction to dynamical meteorology
- Gill, Atmosphere-Ocean Dynamics
- Andrews, Leovy & Holton, Middle atmosphere dynamics

# I. Introduction

## La TROPOPAUSE et la STRATOSPHERE

- A) Définition et structure de la tropopause
- B) La tropopause dynamique
- C) Structure et circulation de la stratosphère

## A) Définition et structure de la TROPOPAUSE

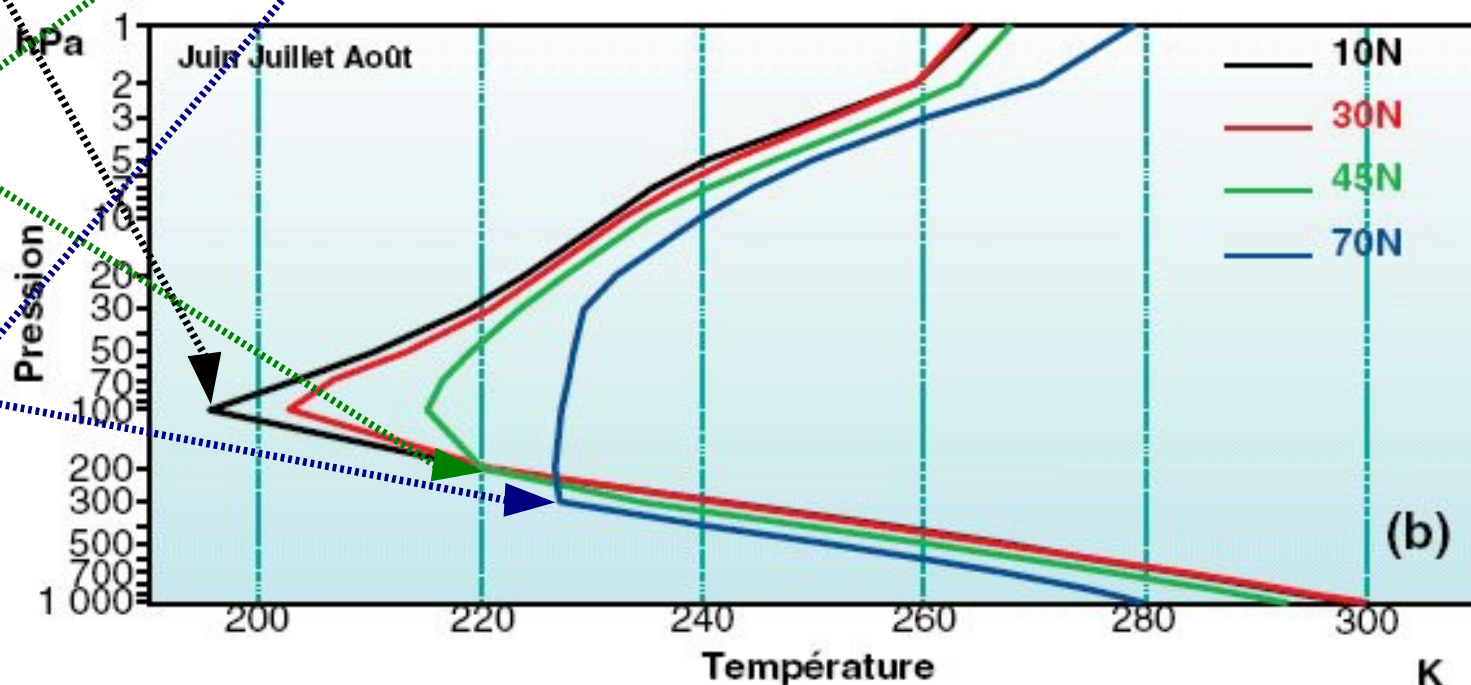
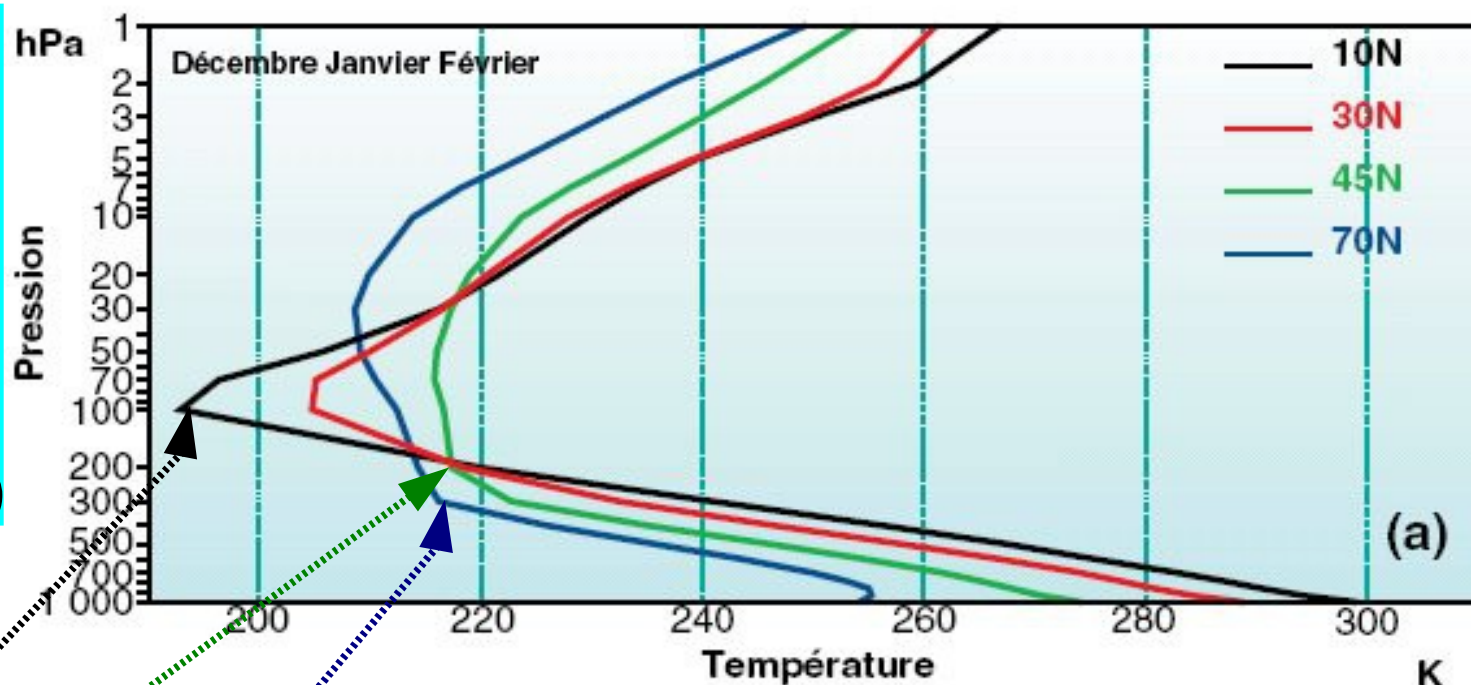
La tropopause est le plus simplement définie comme une discontinuité dans le gradient de température (stabilité statique)

Tropopause tropicale

Tropopause extra-tropicale

Tropopause polaire

ERA-40  
S. Malardel

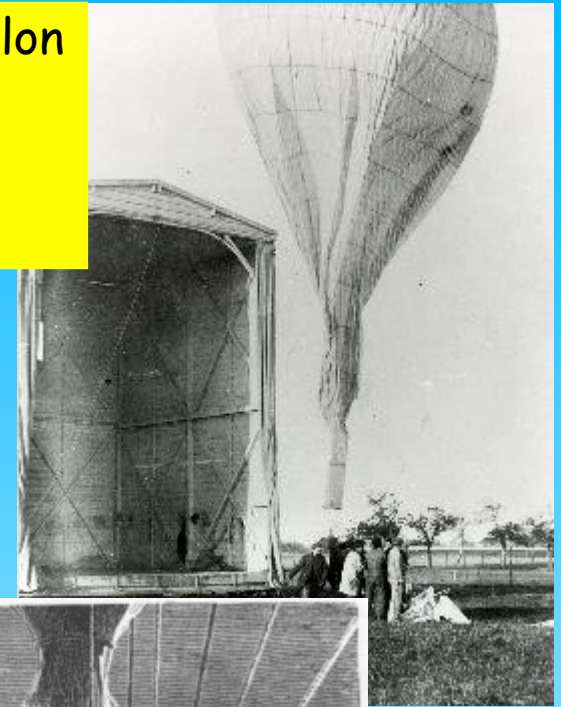




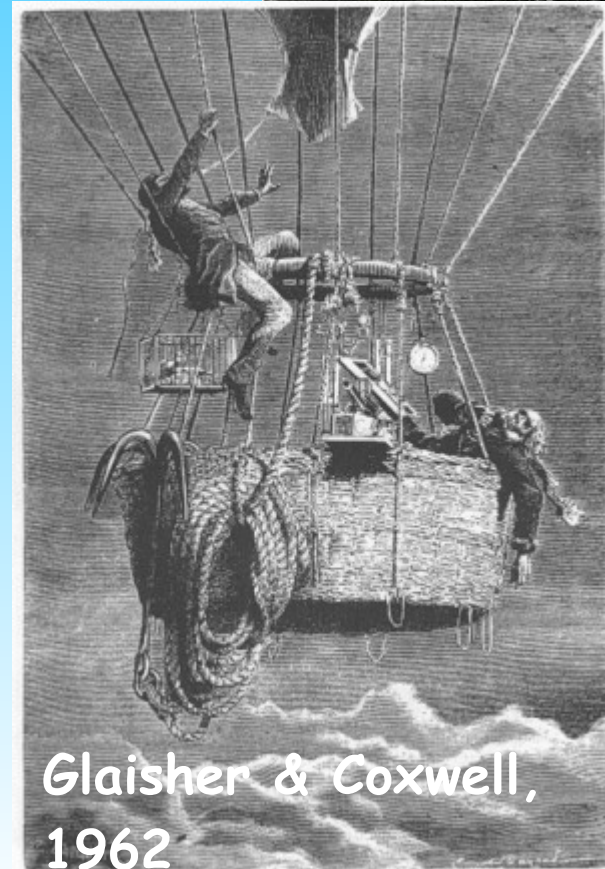
Léon Teisserenc de Bort  
(1855-1913)

## Découverte de la tropopause

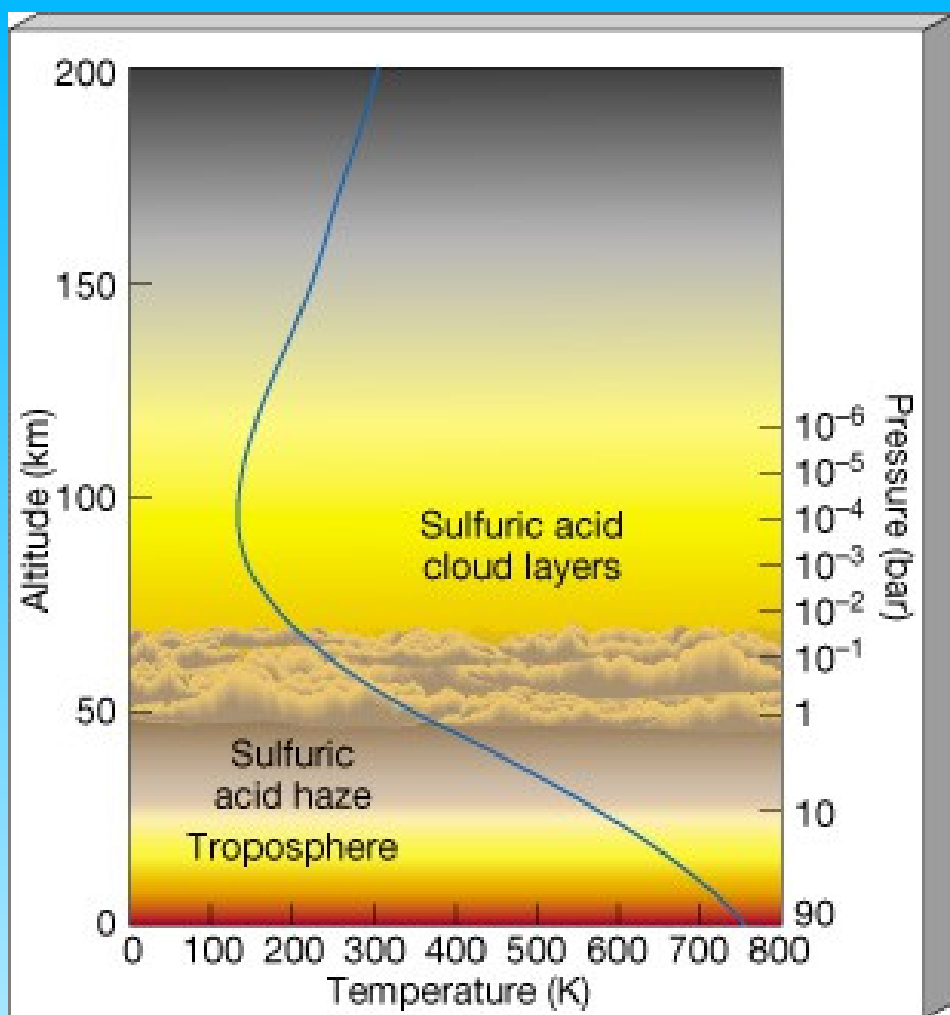
Lancer de ballon  
instrumenté  
vers 1900



L'instrument:  
le météographe

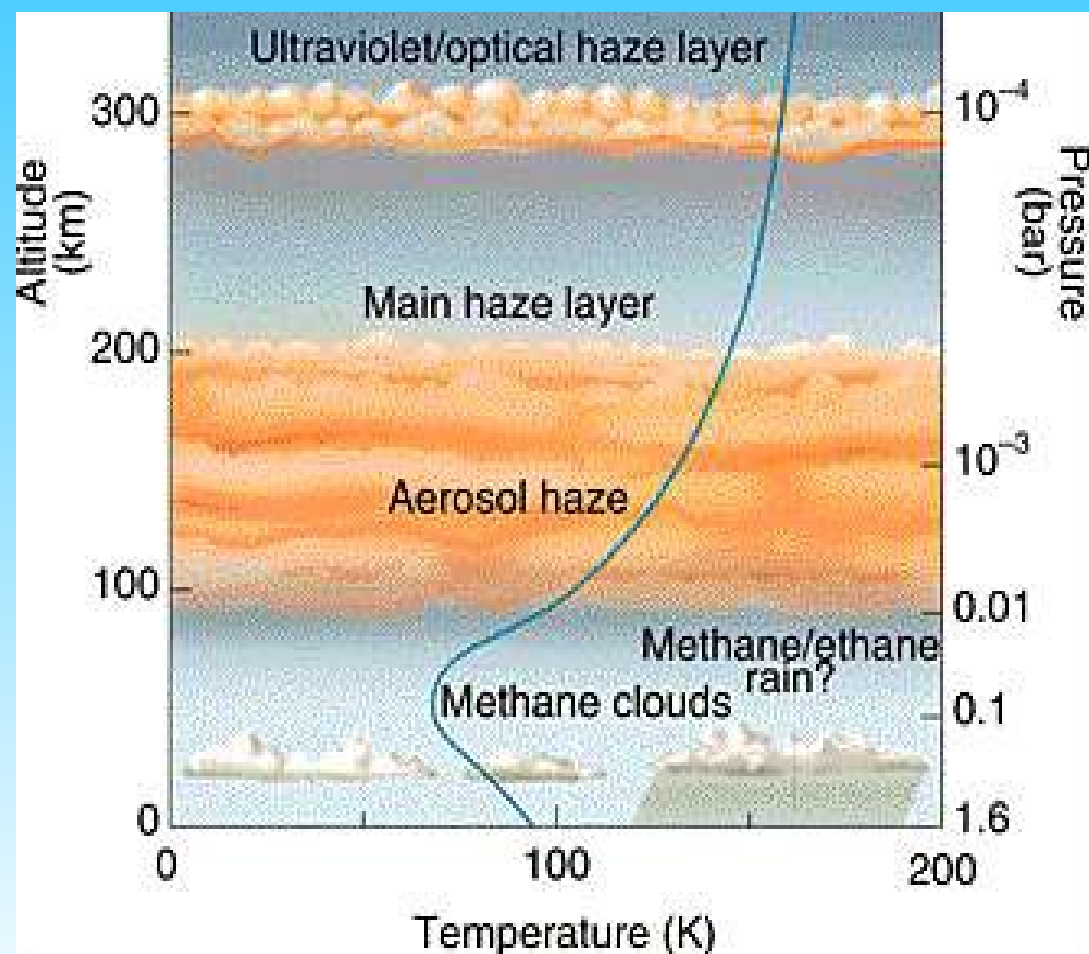


Glaisher & Coxwell,  
1962



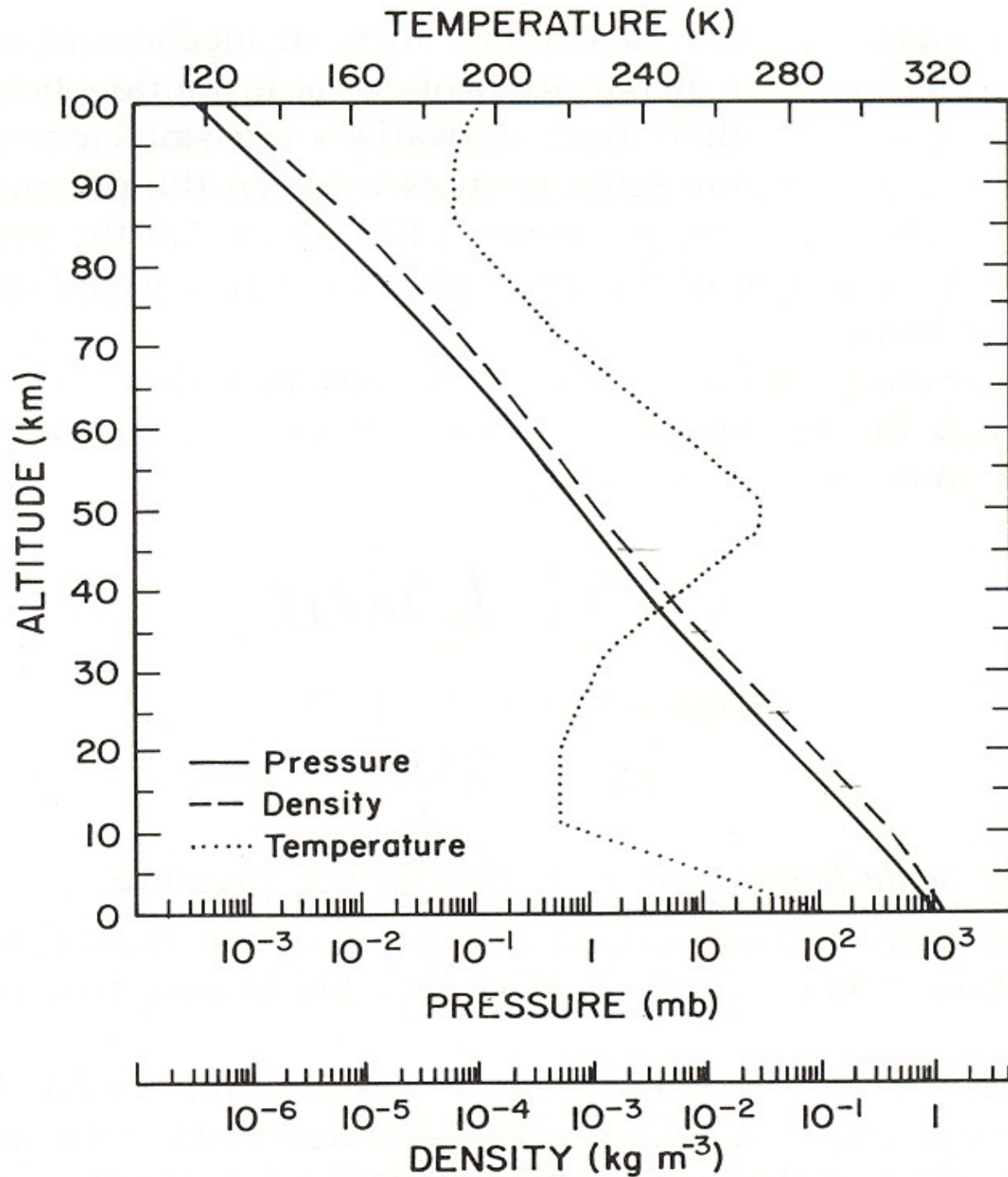
Vénus

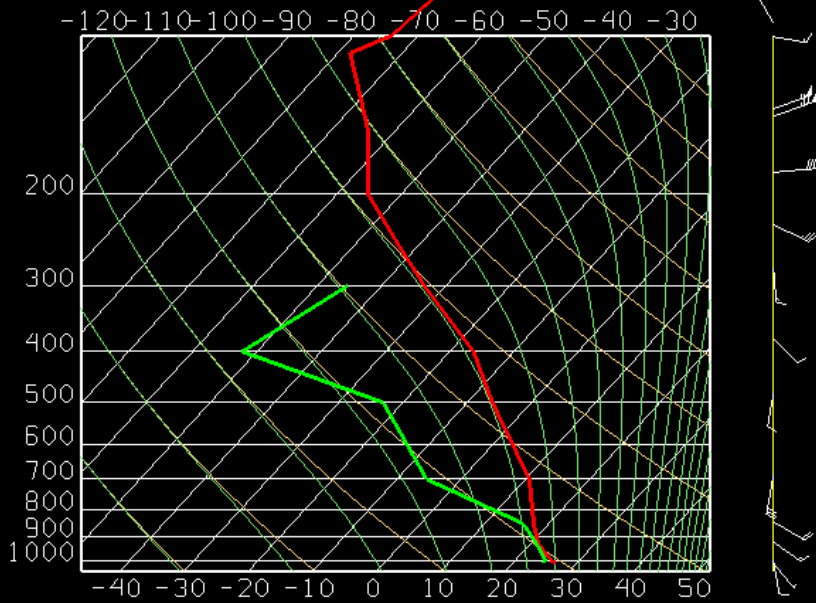
La tropopause  
sur d'autres  
planètes



Titan

Profil  
atmosphérique  
dit standard

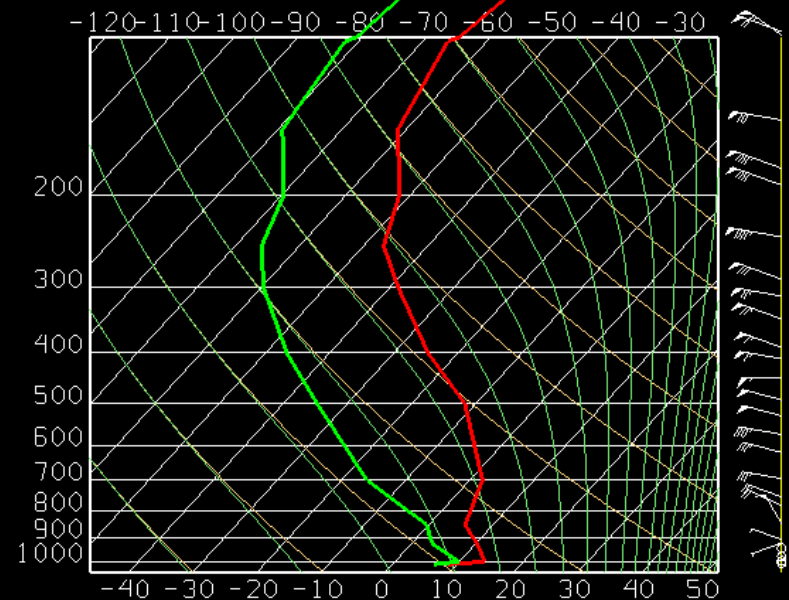




63985 2007-09-15 00:00:00Z

Tropopause tropicale  
(Comores) vers 100 hPa

Tropopause subtropicale  
(Le Cap) vers 250 hPa



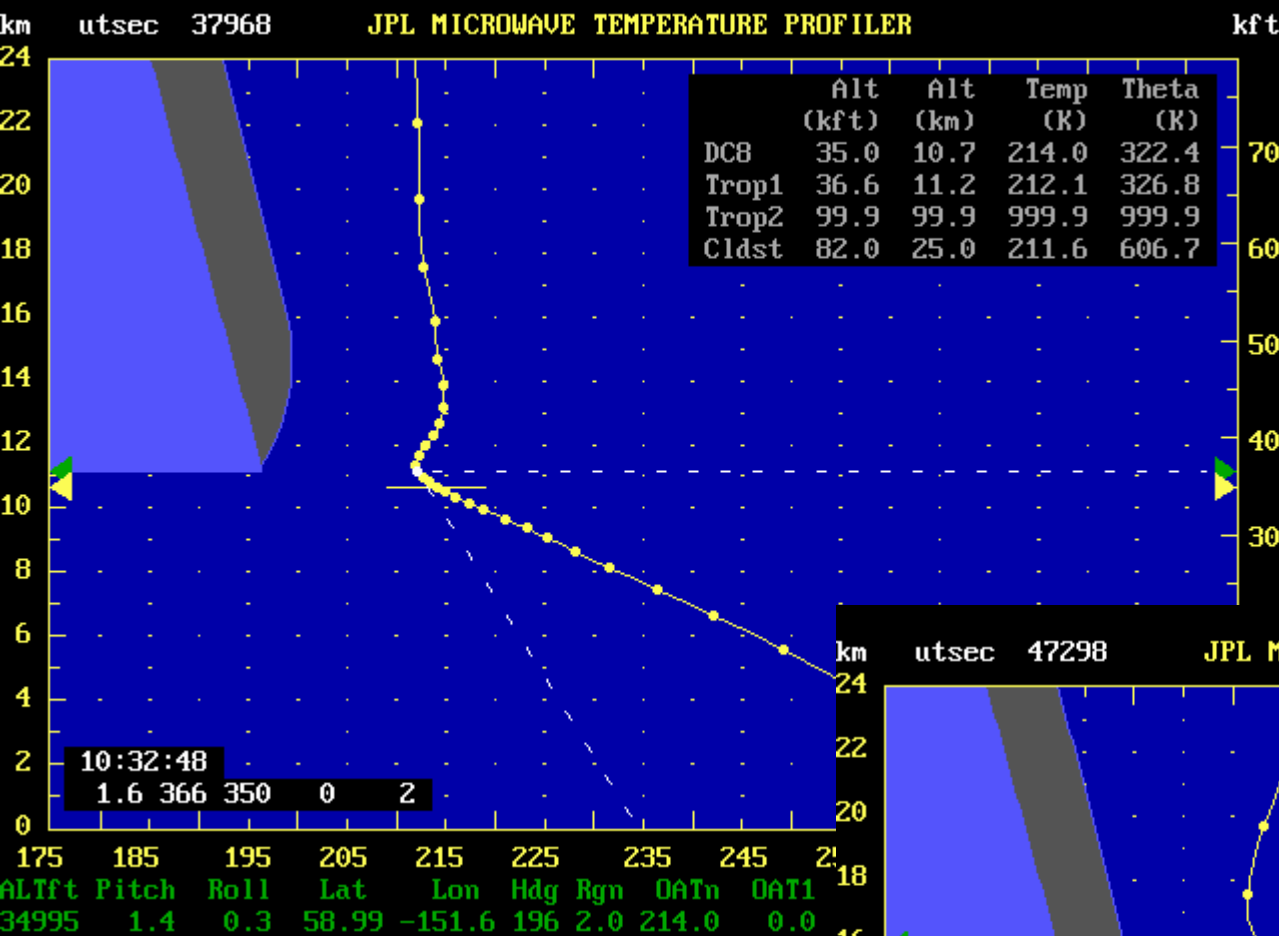
68816 2007-09-15 00:00:00Z

# Definition standard de la tropopause

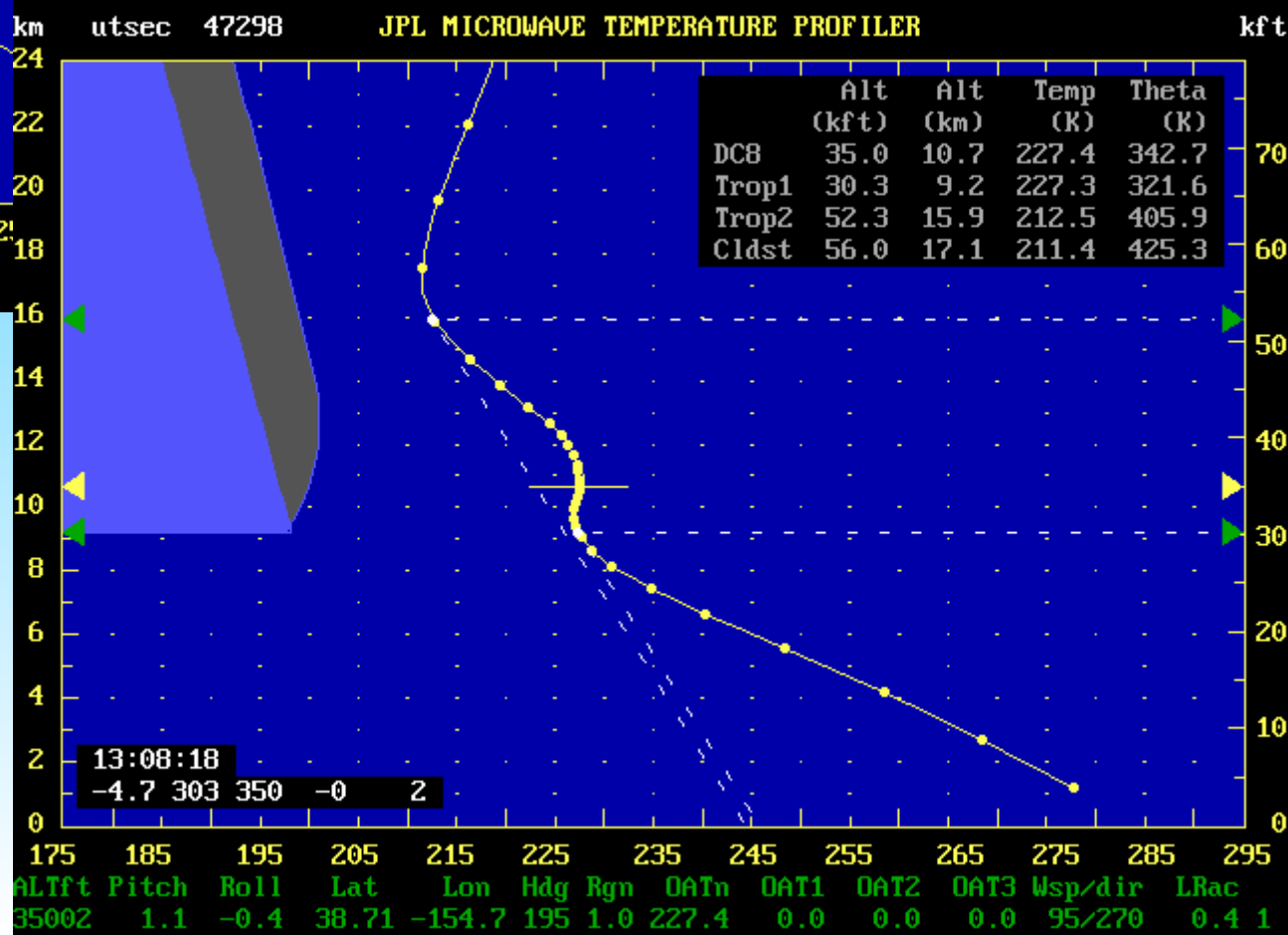
La première tropopause (la tropopause conventionnelle WMO) est définie comme le **plus bas niveau pour lequel le gradient de température est de  $-2\text{K/km}$  ou plus et reste supérieur à cette valeur sur les 2 km qui le surmontent.**

Si au dessus de la première tropopause, le gradient de température est inférieur en moyenne sur 1 km à  $-3\text{K/km}$ , alors une **seconde tropopause** est définie par le même critère que précédemment. Cette seconde tropopause peut être à l'intérieur ou au dessus de la couche de 1 km.

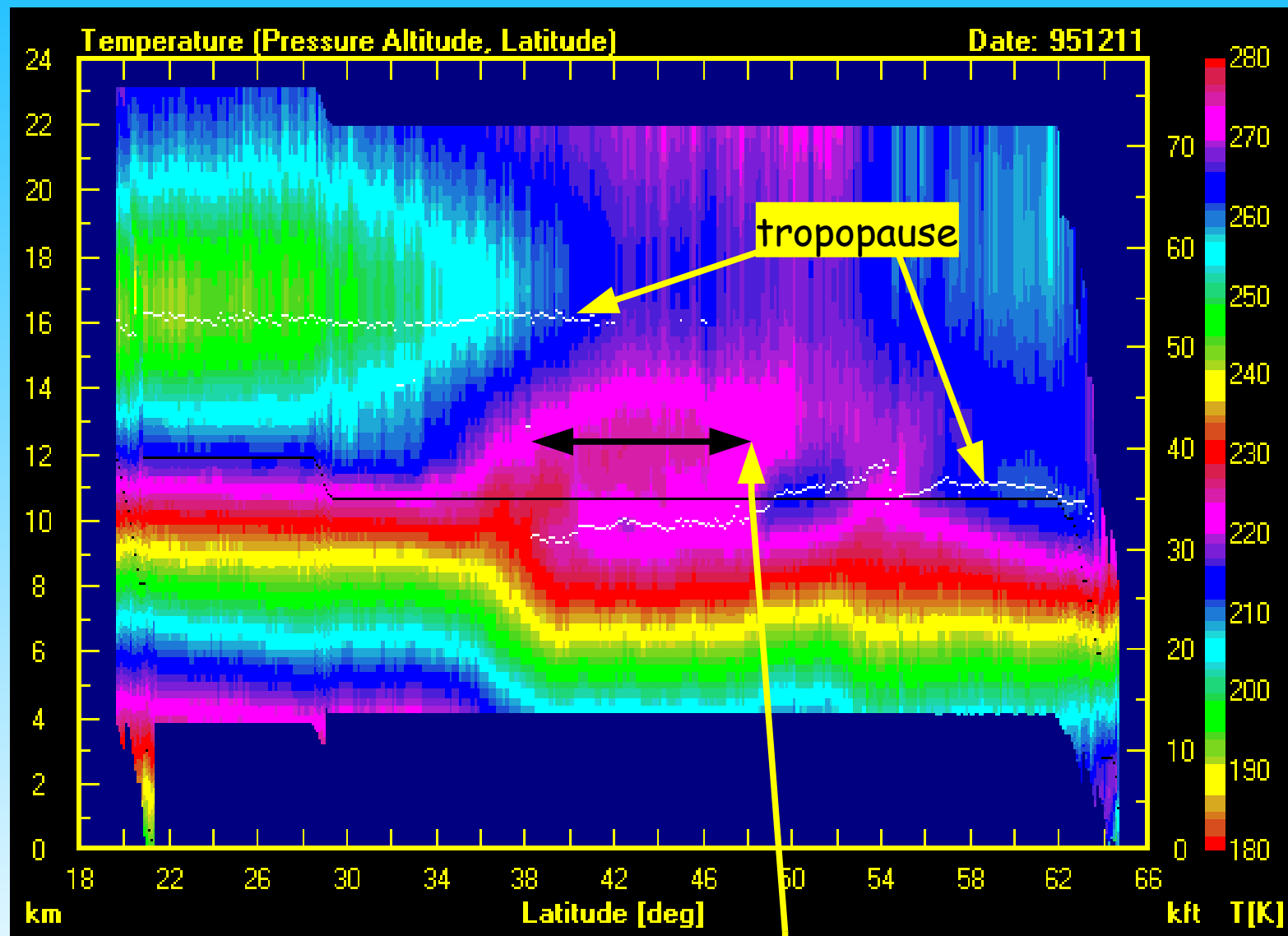
Un niveau satisfaisant la définition mais situé à une altitude en dessous de 500 hPa ne sera pas identifié comme la tropopause à moins qu'il soit le seul niveau satisfaisant le critère et que le gradient de température est toujours supérieur à  $-3\text{K/km}$  en moyenne sur 1 km dans n'importe quelle couche située au dessus.



Tropopause simple  
et double



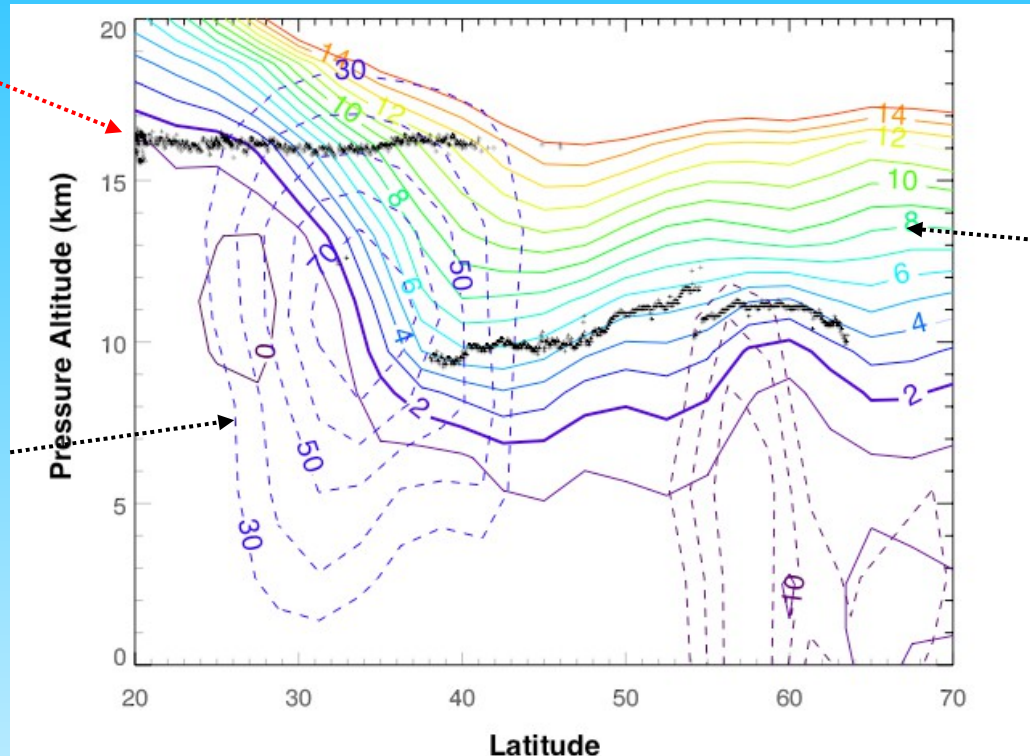
# Variation en latitude de la tropopause



# double tropopause associée au jet subtropical

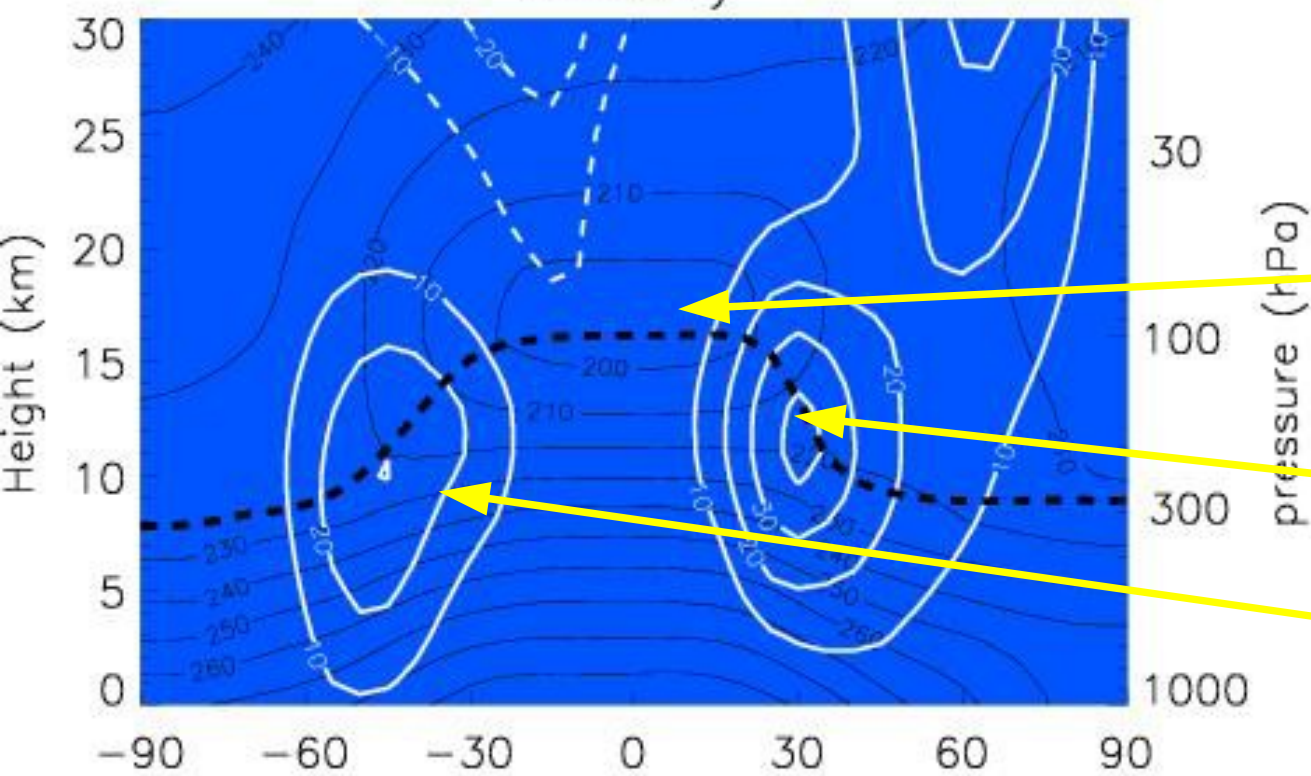
tropopause  
(mesurée par  
profileur  
aéroporté)

Vent zonal  
(analyses)



Vorticité  
potentielle  
(analyses)

Pan et al., JGR, 2004



Vent et température à la tropopause

Minima de température à la tropopause tropicale

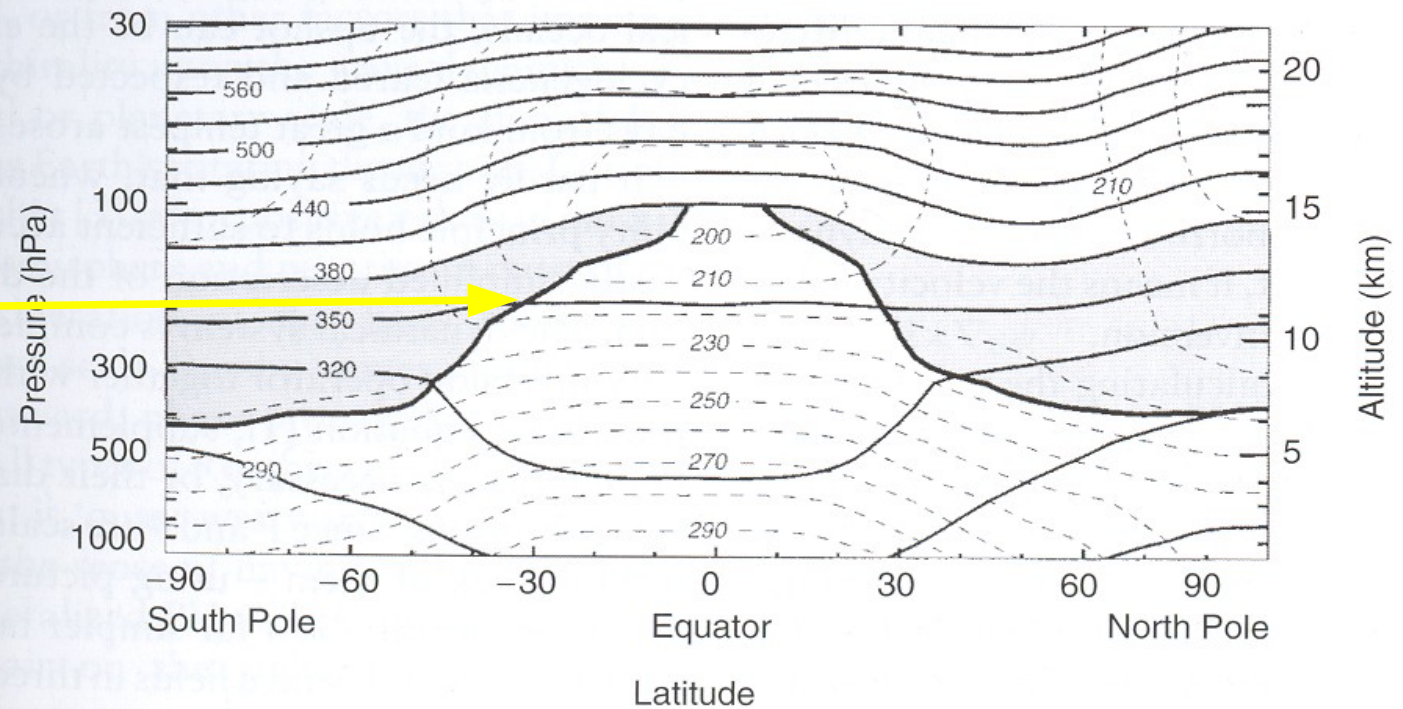
Jets subtropicaux associés avec un décrochement de la tropopause

B. Randell

Surfaces isentropes croisant la tropopause dans les subtropiques

Noter:  $350\text{ K} \approx 200\text{ hPa}$

Température potentielle



## B) La TROPOPAUSE dynamique

## La vorticité potentielle d'Ertel

$$P = \frac{(\vec{\nabla} \times \vec{v} + 2\vec{\Omega}) \cdot \vec{\nabla} \theta}{\rho} \approx \frac{(f + \zeta_\theta)}{\rho_\theta}$$

avec la densité isentrope  $\rho_\theta = -g \partial p / \partial \theta$ ,  
mesurant la stabilité statique

La vorticité potentielle  $P$  (PV) est un **invariant** sous les approximations **adiabatique et inviscide**.

La forme approximative indiquée ci-dessus se justifie car  $\frac{\partial \theta}{\partial y} \ll \frac{\partial \theta}{\partial z}$

La PV croît (en valeur absolue) de l' quateur vers les pôles en raison du terme  $f$

Une discontinuité en stabilité statique se verra aussi comme une discontinuité en PV  
 $\Rightarrow$  faible PV dans la troposphère et discontinuité à la tropopause

Unité pratique:  $1 \text{PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s K kg}^{-1}$

# La vorticité potentielle d'Ertel

On commence par écrire l'équation complète de la vorticité

$$\frac{\partial}{\partial t} \vec{\zeta}_a + \vec{\nabla} \times (\vec{\zeta}_a \times \vec{u}) = \frac{1}{\rho^2} \vec{\nabla} \rho \times \vec{\nabla} p + \vec{\nabla} \times \vec{F}$$

où  $\vec{\zeta}_a = \vec{\nabla} \times \vec{u} + 2\vec{\Omega}$  est la vorticité absolue.

Le deuxième terme à gauche contient l'advection et l'étirement de la vorticité. Le premier terme à droite est le terme barocline et le second décrit les forces internes; il contient notamment la viscosité.

On considère maintenant, une fonction thermodynamique dépendant seulement  $\rho$  et  $p$ , ce qui implique  $\vec{\nabla} \theta \cdot (\vec{\nabla} \rho \times \vec{\nabla} p) = 0$ . Autrement dit, on peut par le produit av  $\vec{\nabla} \theta$  faire disparaître le terme barocline de l'équation de la vorticité.

Par définition de  $D\theta/Dt$ , on a

$$\frac{\partial}{\partial t} \vec{\nabla} \theta \equiv \vec{\nabla} \frac{D\theta}{Dt} - \vec{\nabla} (\vec{u} \cdot \vec{\nabla} \theta)$$

En combinant les équations de la vorticité et du gradient  $\theta$ , on obtient

$$\frac{\partial}{\partial t} (\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta) + \vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \times (\vec{\zeta}_a \times \vec{u}) + \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} (\vec{u} \cdot \vec{\nabla} \theta) - \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \frac{D\theta}{Dt} - \vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \times \vec{F} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta) + \vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \times (\vec{\zeta}_a \times \vec{u}) + \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} (\vec{u} \cdot \vec{\nabla} \theta) - \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \frac{D\theta}{Dt} - \vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \times \vec{F} = 0$$

On utilise maintenant l'identité  $\vec{\nabla} \cdot (\vec{A} \times \vec{B}) \equiv \vec{\nabla} \times \vec{A} \cdot \vec{B} - \vec{\nabla} \times \vec{B} \cdot \vec{A}$ ,  
avec  $\vec{A} = \vec{\nabla} \theta$  et  $\vec{B} = \vec{\zeta}_a \times \vec{u}$ , d'où

$$\vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \times (\vec{\zeta}_a \times \vec{u}) = \vec{\nabla} \cdot (\vec{\nabla} \theta \times (\vec{u} \times \vec{\zeta}_a)) = \vec{\nabla} \cdot ((\vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\zeta}_a) \vec{u}) - \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} (\vec{\nabla} \theta \cdot \vec{u})$$

En utilisant cette relation, on obtient

$$\frac{\partial}{\partial t}(\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta) + \vec{\nabla} \cdot ((\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta) \vec{u}) - \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \frac{D\theta}{Dt} - \vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \times \vec{F} = 0$$

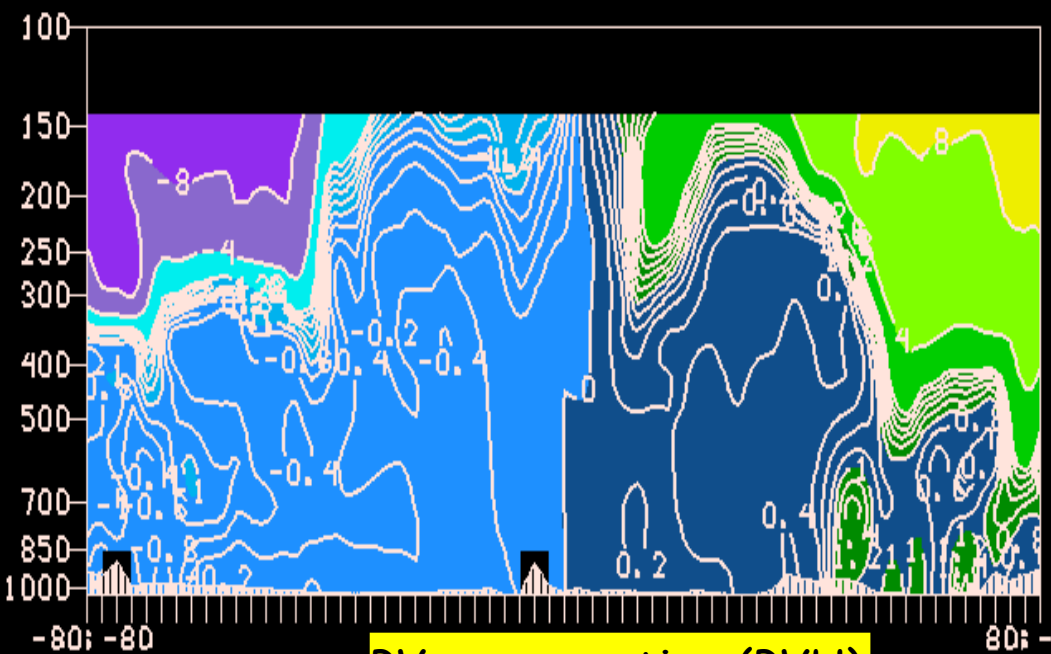
soit  $\frac{D}{Dt}(\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta) + (\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta) \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \frac{D\theta}{Dt} + \vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \times \vec{F}$

En utilisant l'équation de continuité  $\frac{D\rho}{Dt} + \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0$ , on obtient finalement

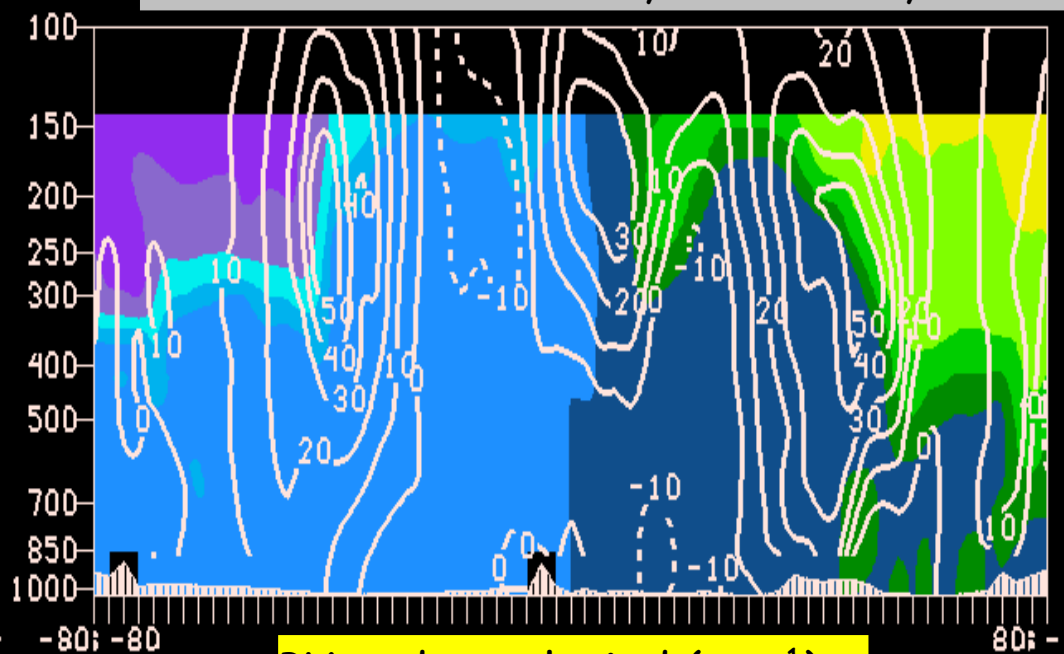
$$\frac{D}{Dt} \left( \frac{\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta}{\rho} \right) = \frac{1}{\rho} \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \frac{D\theta}{Dt} + \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \times \vec{F}$$

La quantité  $P = \frac{\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta}{\rho}$  constitue la vorticité potentielle d'Ertel.

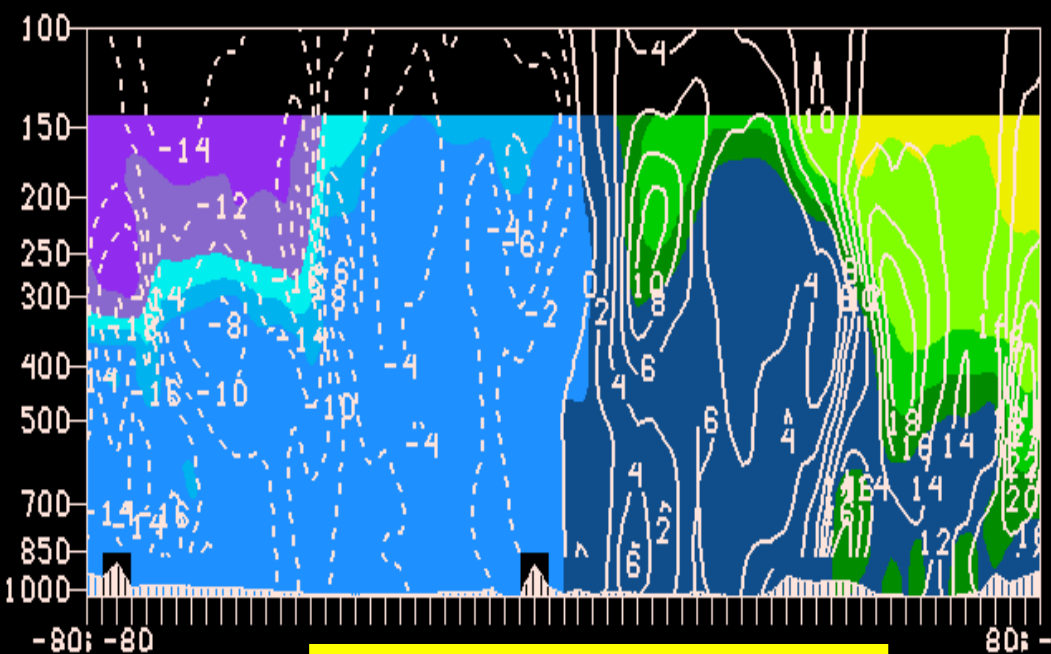
Elle est conservée pour chaque particule du fluide dans les conditions adiabatiques ( $D\theta/Dt = 0$ ) et inviscides ( $\vec{F} = 0$ ).



PV crosssection (PVU)

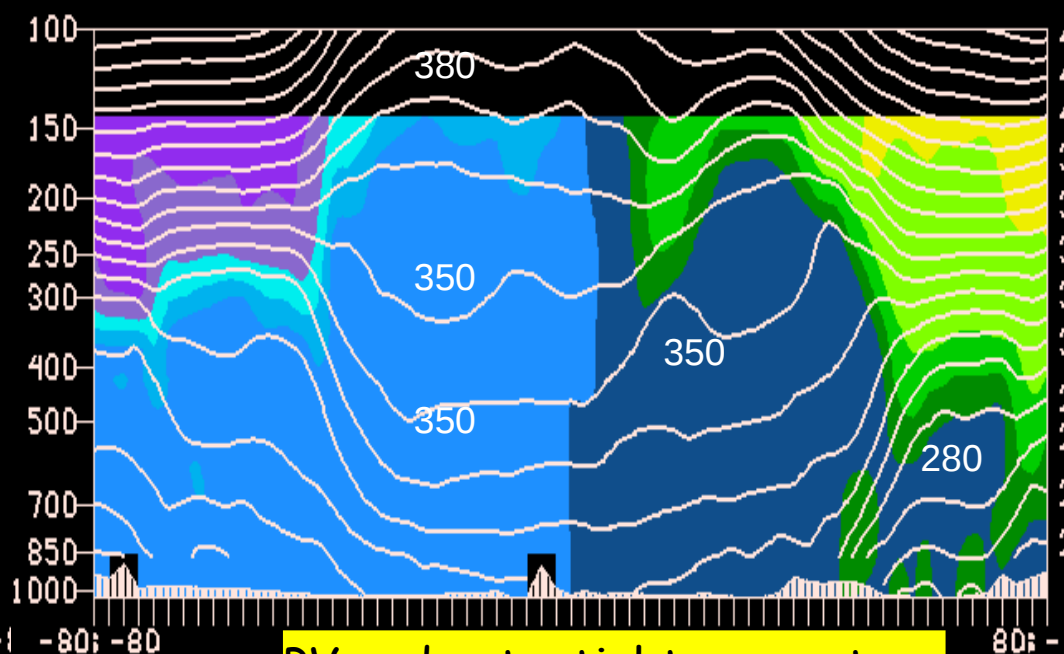


PV and zonal wind ( $\text{m s}^{-1}$ )



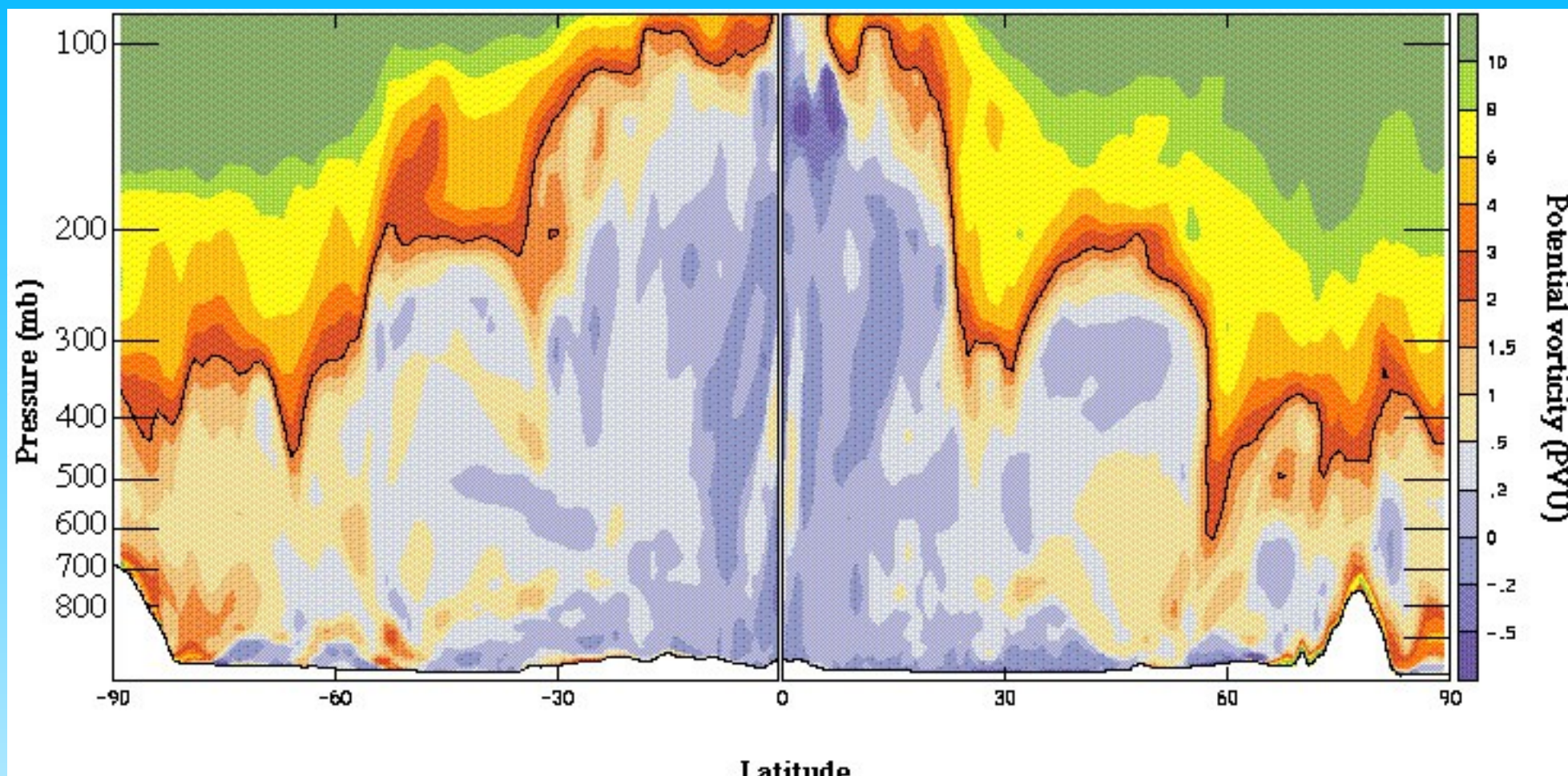
PV and absolute vorticity

010210/0000V000 PVORTHTA (\*10\*\*6)



PV and potential temperature

010210/0000V000 PVORTHTA (\*10\*\*6)

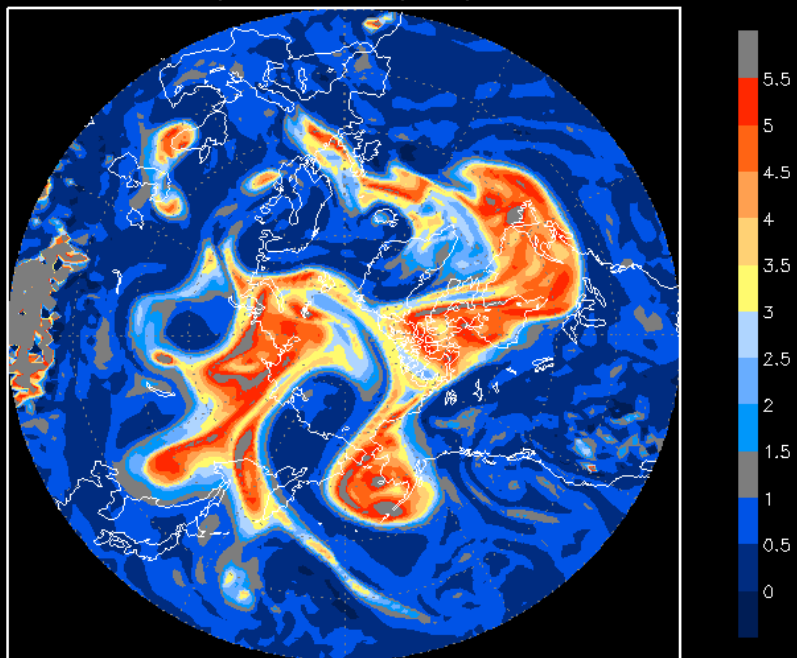


Section en longitude de la tropopause à la longitude (55W), avec la tropopause indiquée comme le contour de  $\pm 2$  PVU (sauf à l'équateur).

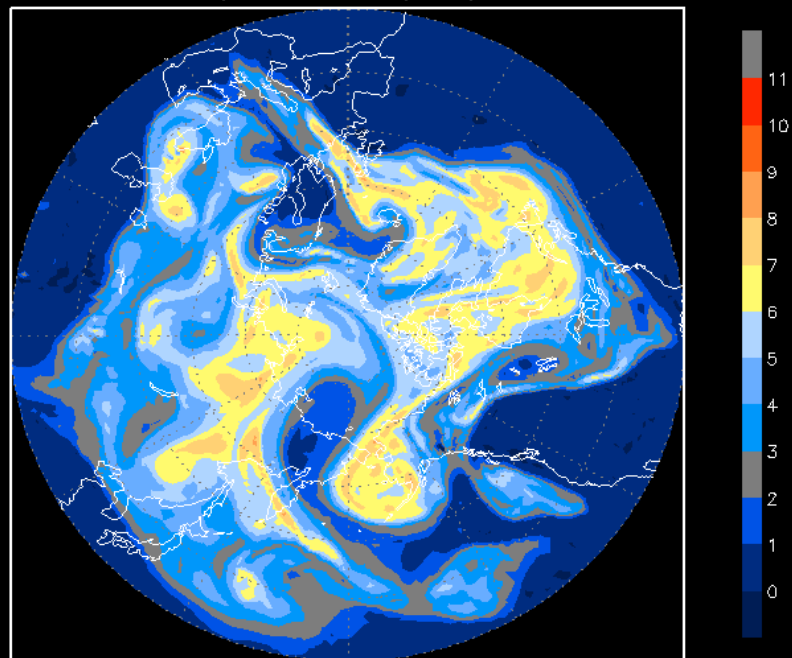
Courtesy of H. Wernli, ETH Zurich

Définition dynamique de tropopause comme un saut de PV

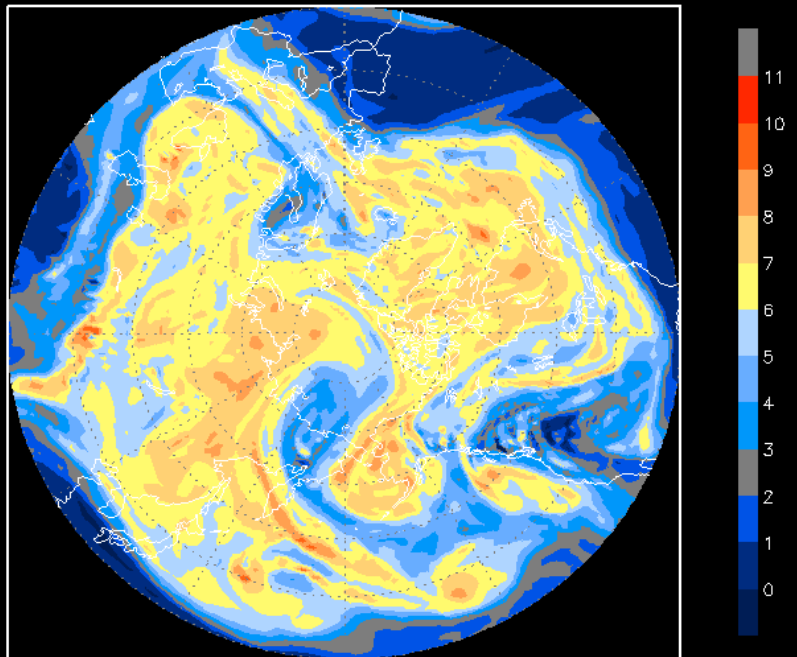
Potential Vorticity at 300K (PVU) 18Z09JAN2004



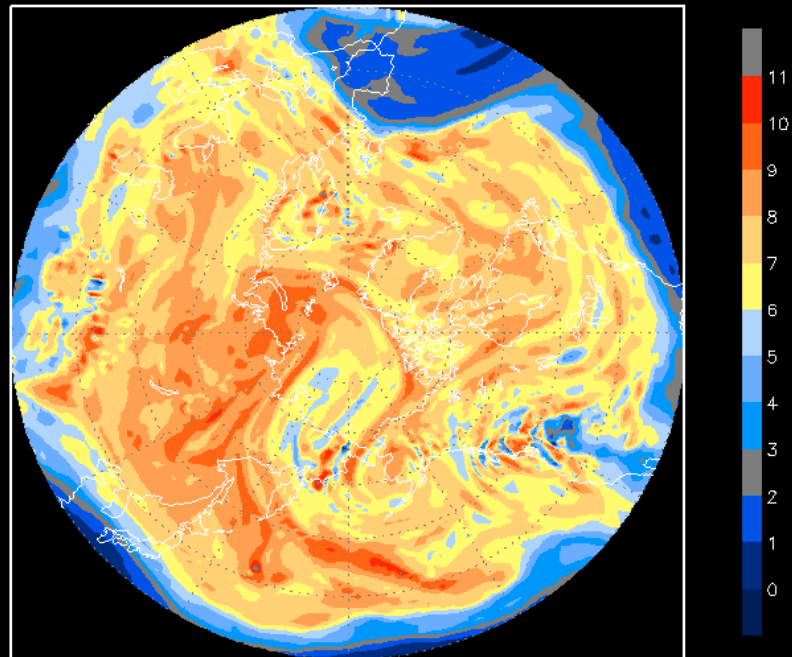
Potential Vorticity at 315K (PVU) 18Z09JAN2004



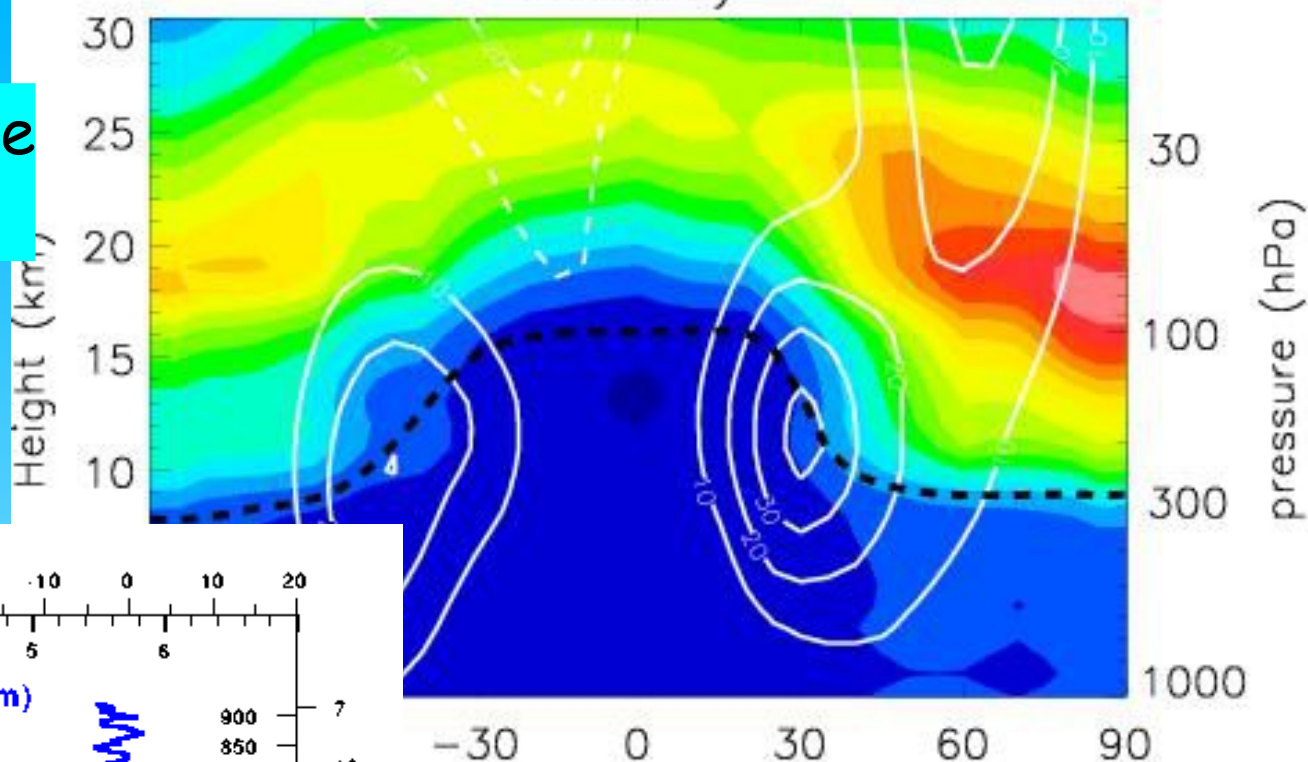
Potential Vorticity at 330K (PVU) 18Z09JAN2004



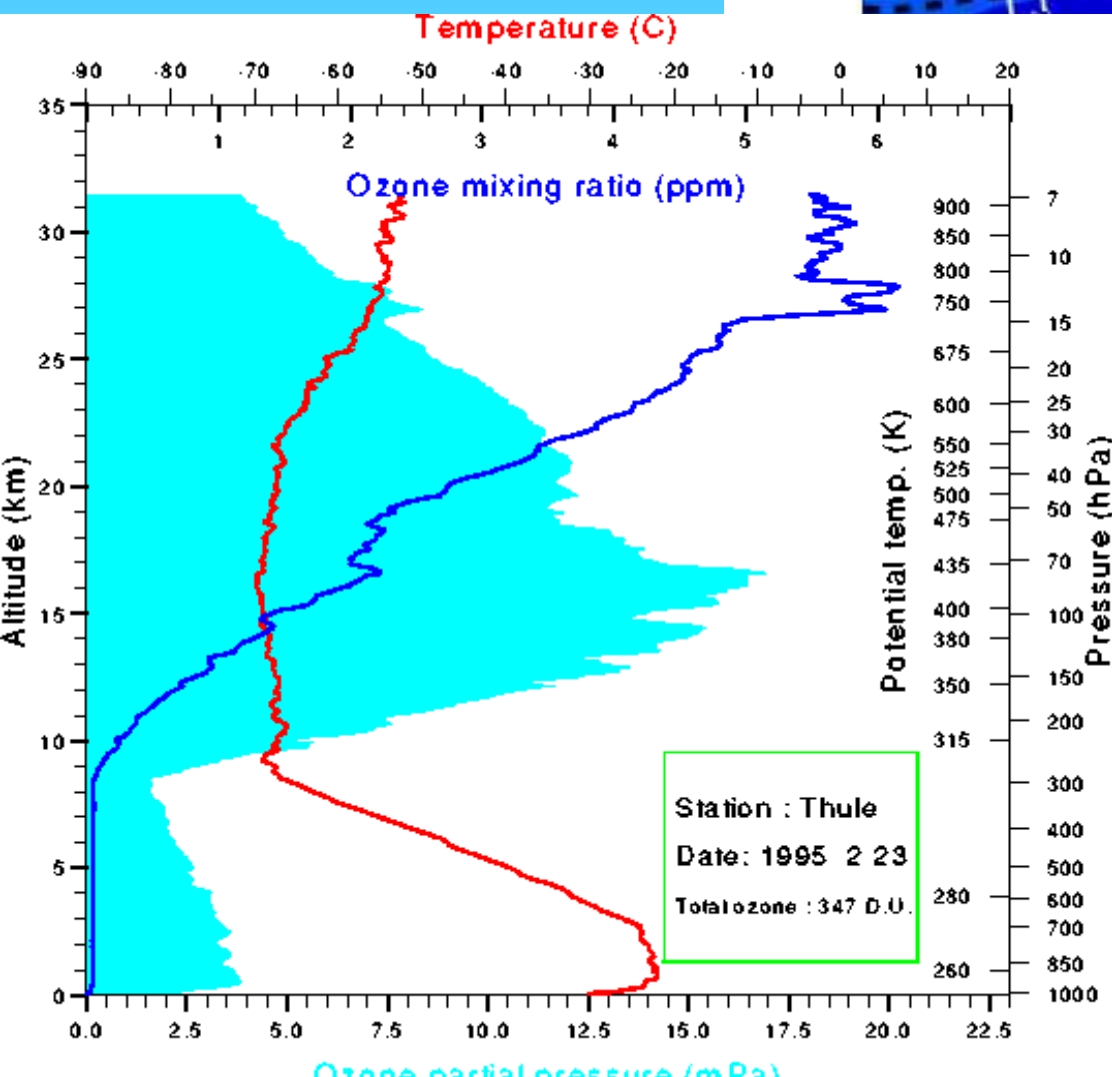
Potential Vorticity at 350K (PVU) 18Z09JAN2004



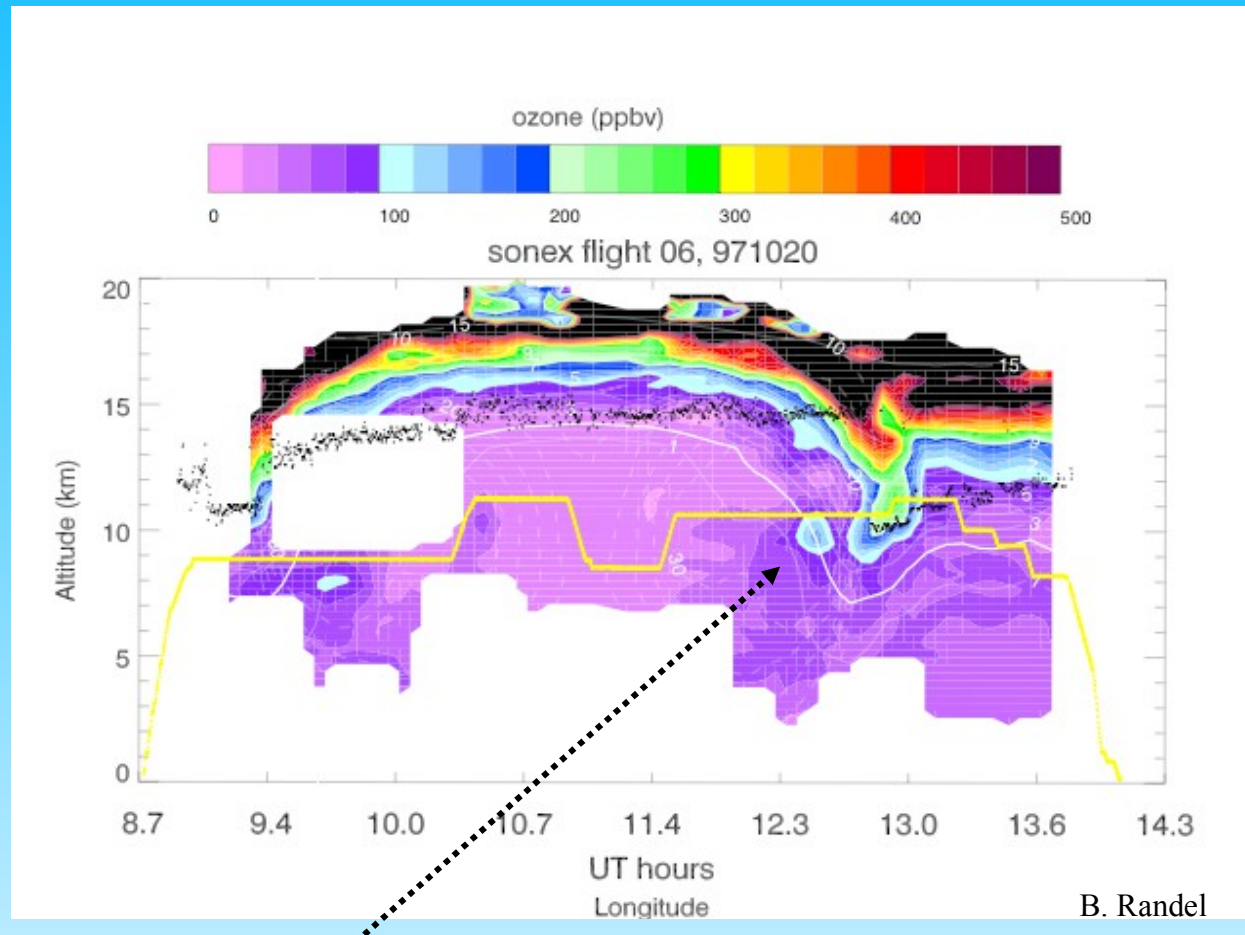
# Discontinuité chimique à la tropopause



Distribution d'ozone selon MOZART  
B. Randel



## Mesures d'ozone en avion

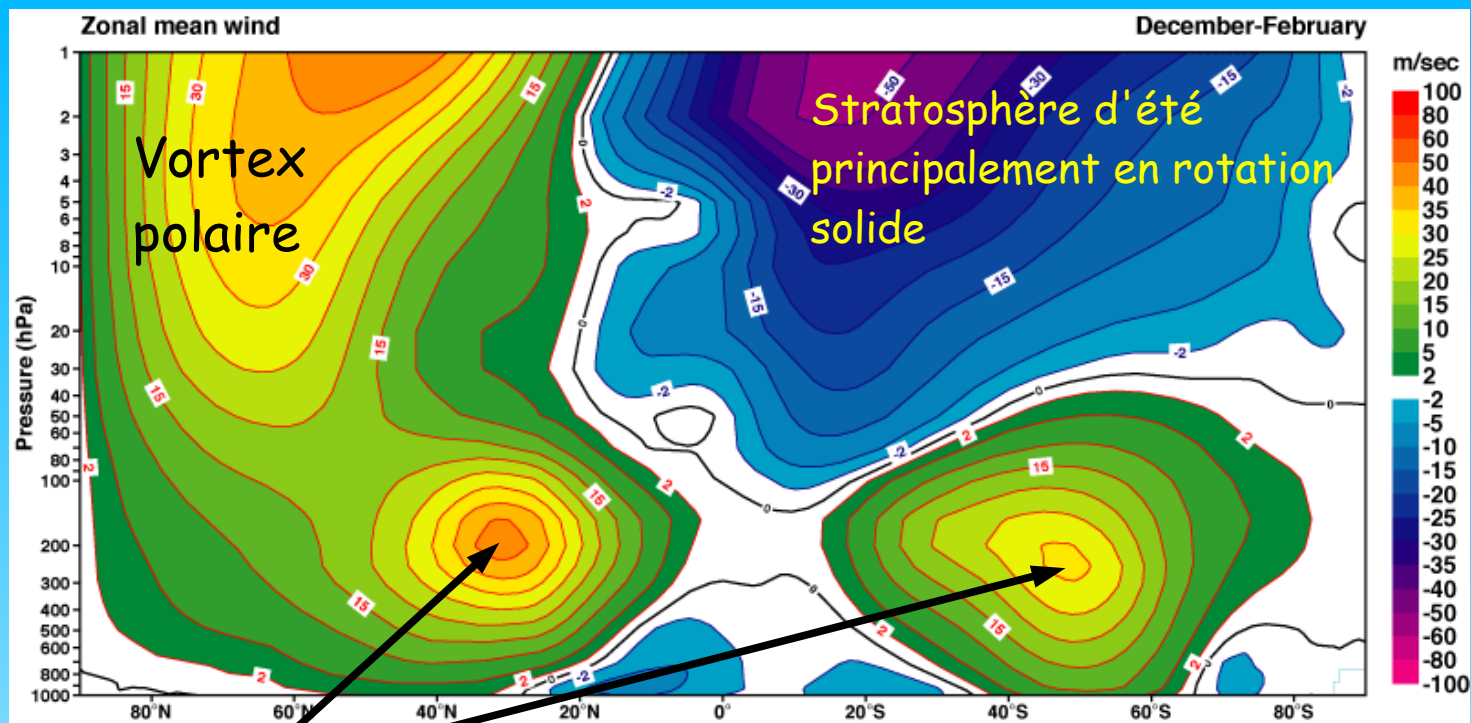


Pli de tropopause

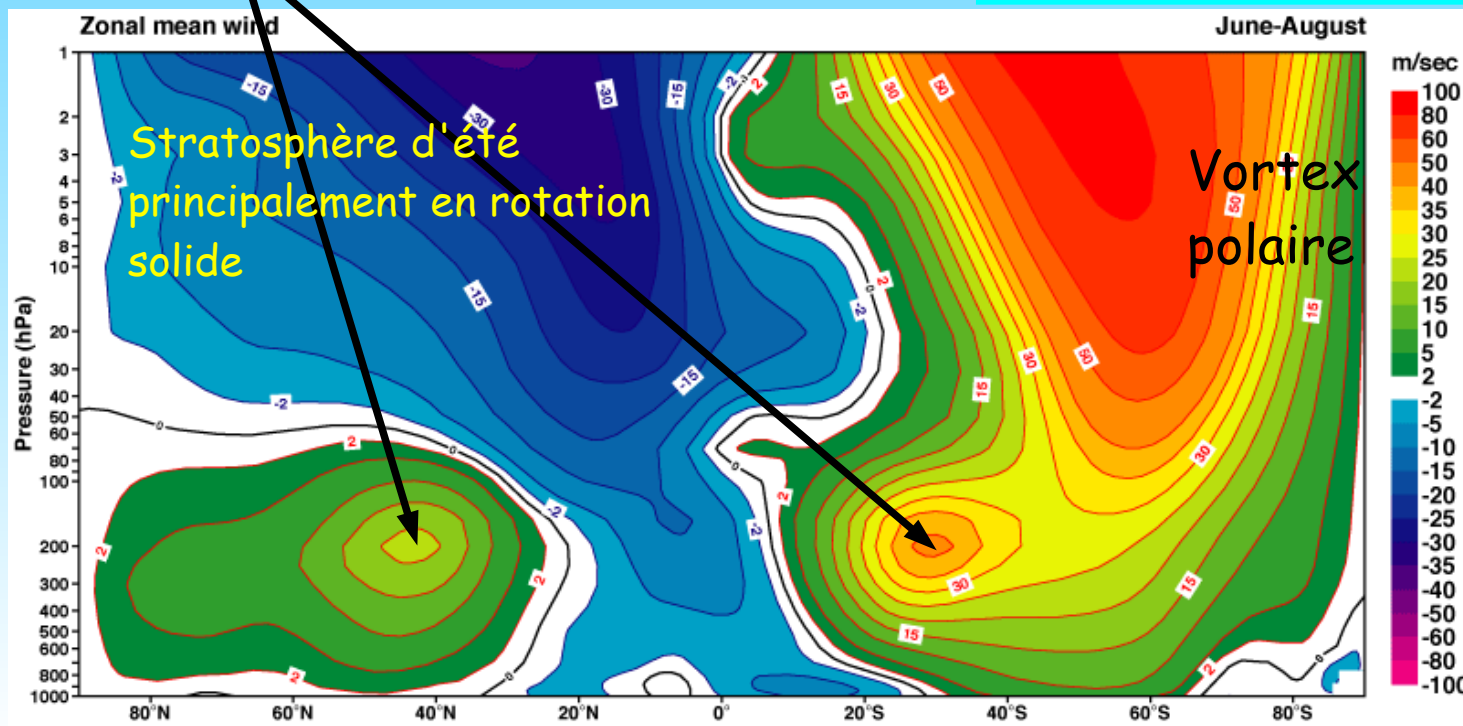
Voir aussi Bethan et al., QJRMS, 96

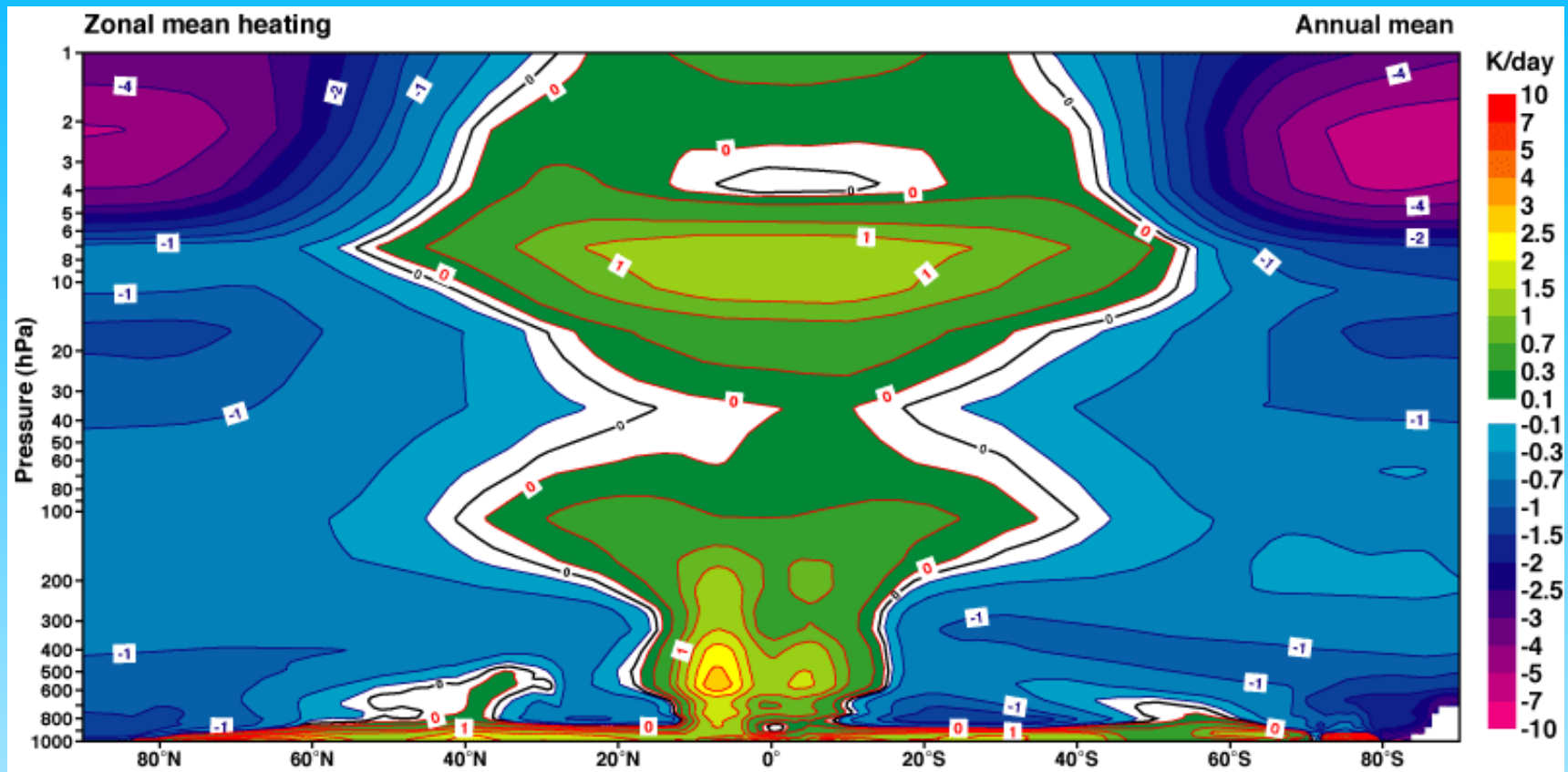
B.Legras, 2009

## C) Structure et circulation de la stratosphère



Zonal mean wind



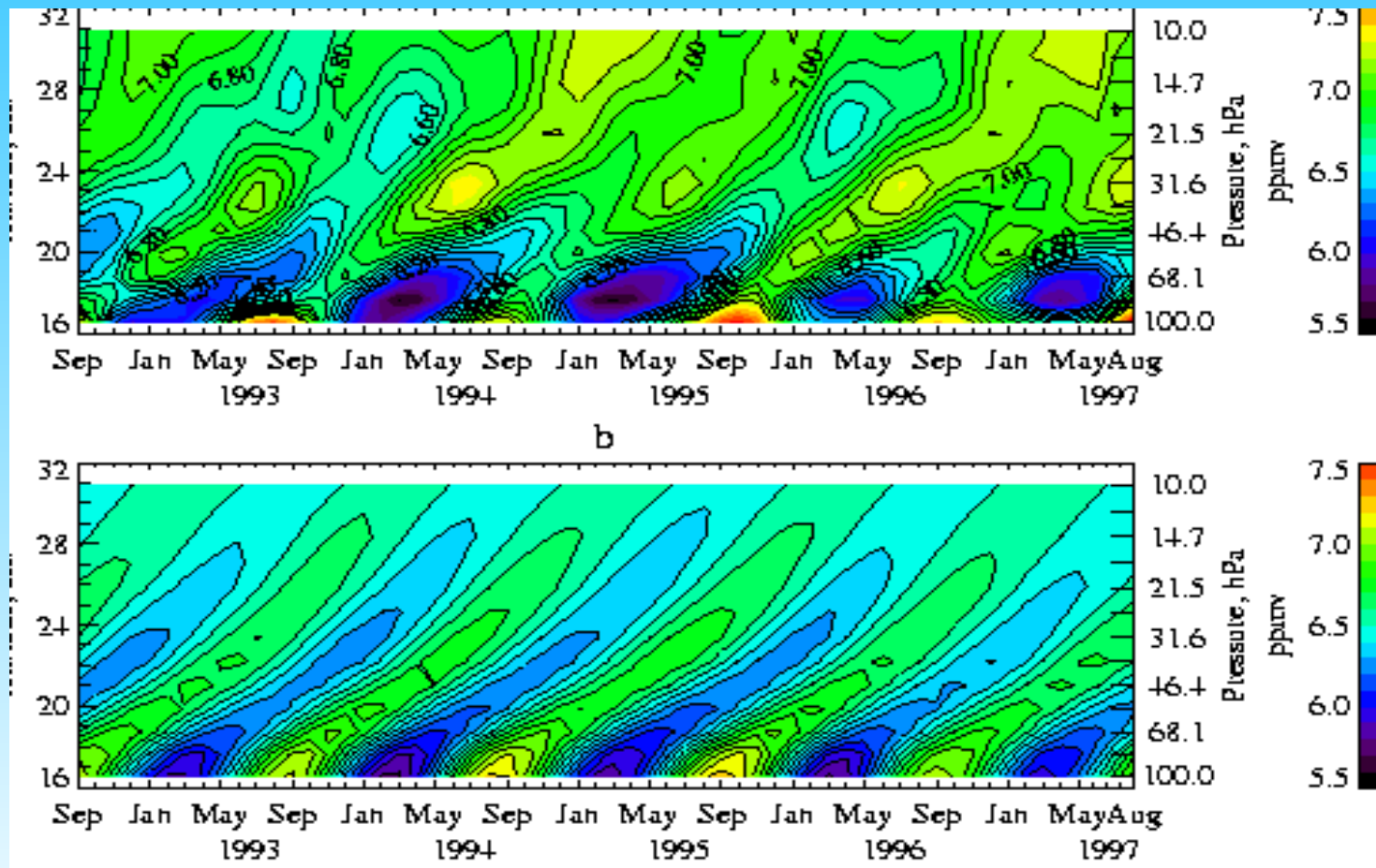


Un chauffage de l'ordre de 1K/jour dans la basse stratosphère signifie qu'il faut à peu près un mois pour qu'une parcelle s'élève de 1 km. Le temps de renouvellement de la stratosphère est de 6 à 10 ans.

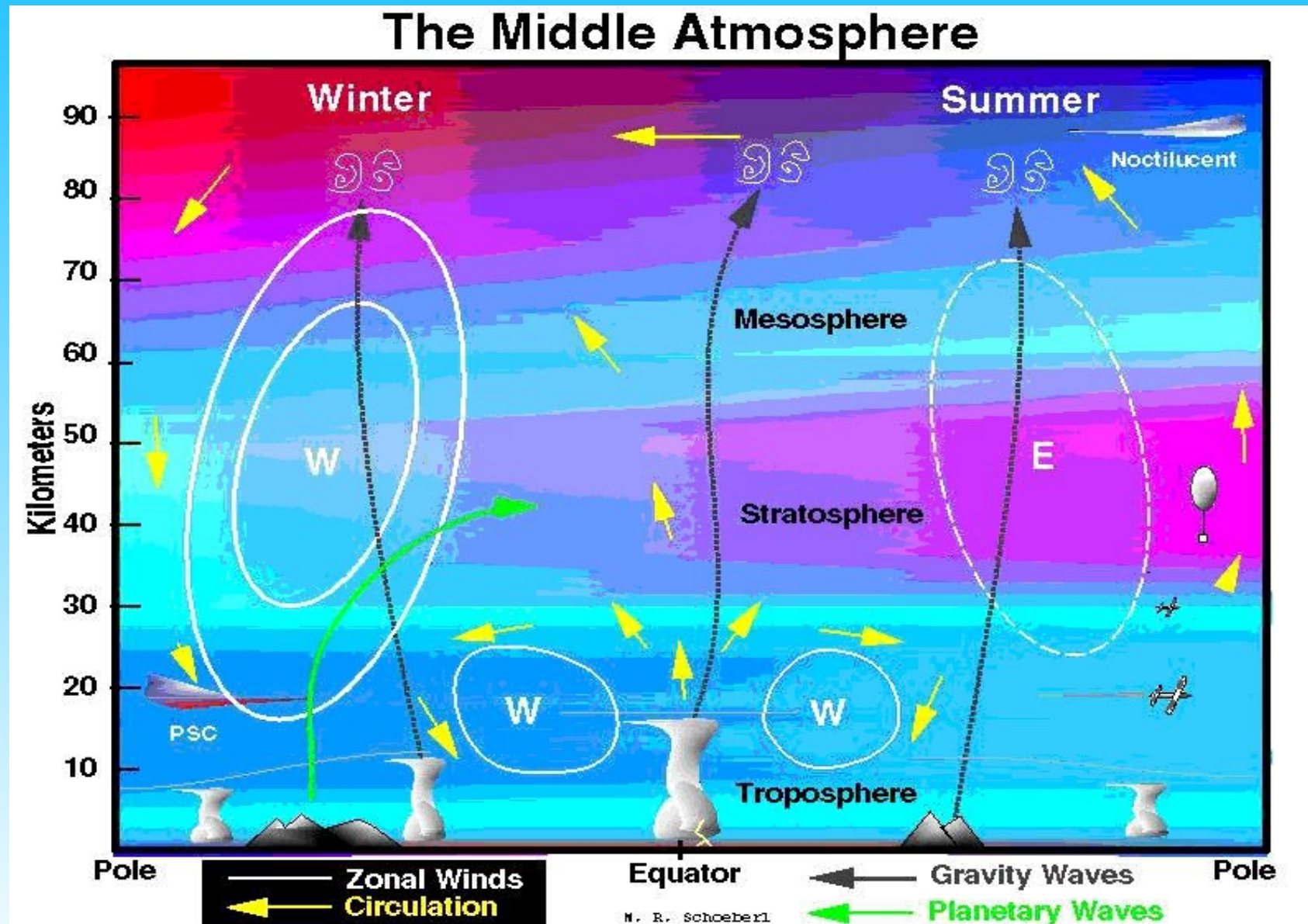
Le brassage horizontal par les ondes de Rossby (que nous allons voir) est beaucoup plus efficace

Ascendance de la vapeur d'eau dans la région tropicale, modulée par le cycle annuel

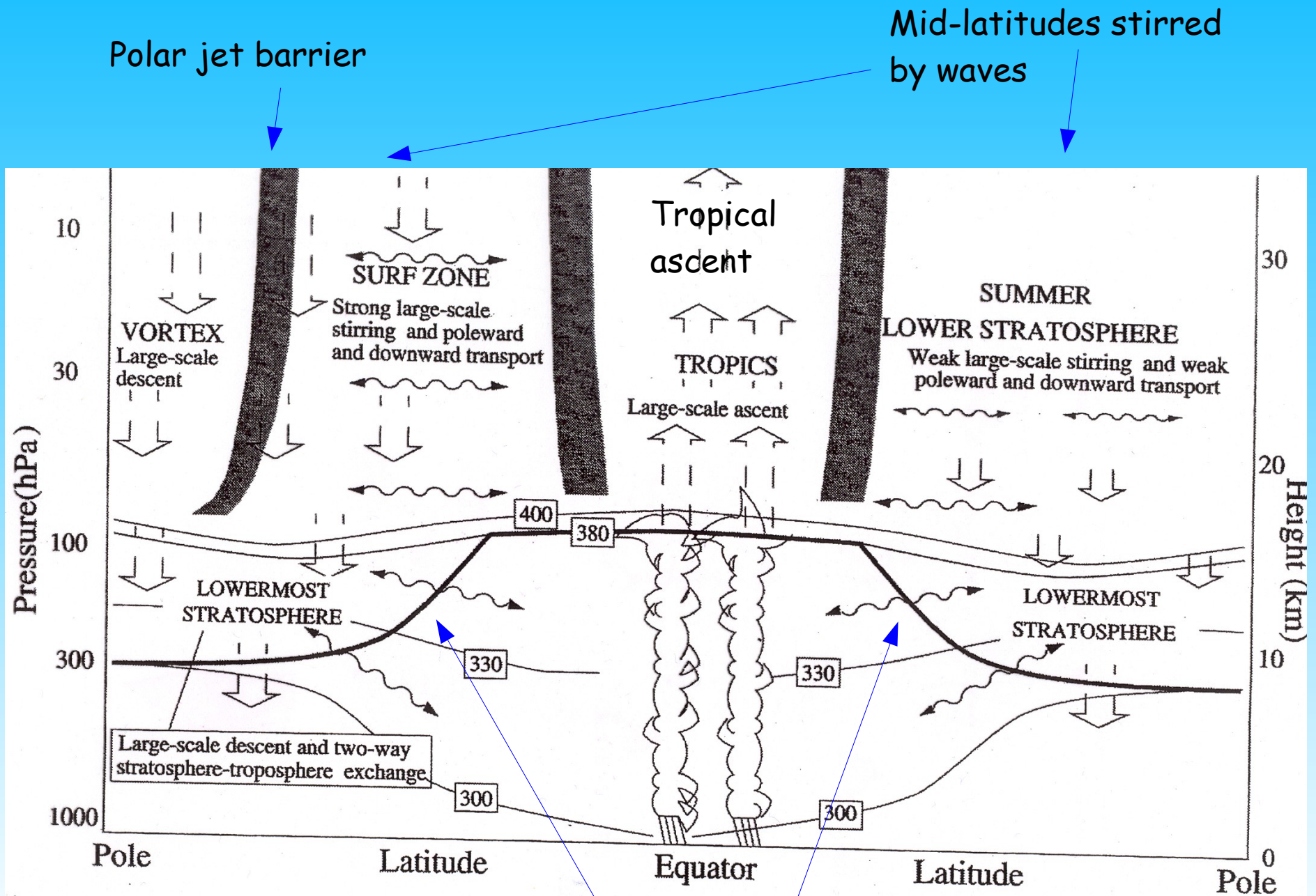
HALOE  
(H<sub>2</sub>O + 2 CH<sub>4</sub>)  
Motte et al.,  
1996



# La circulation méridienne dans la stratosphère et la mésosphère



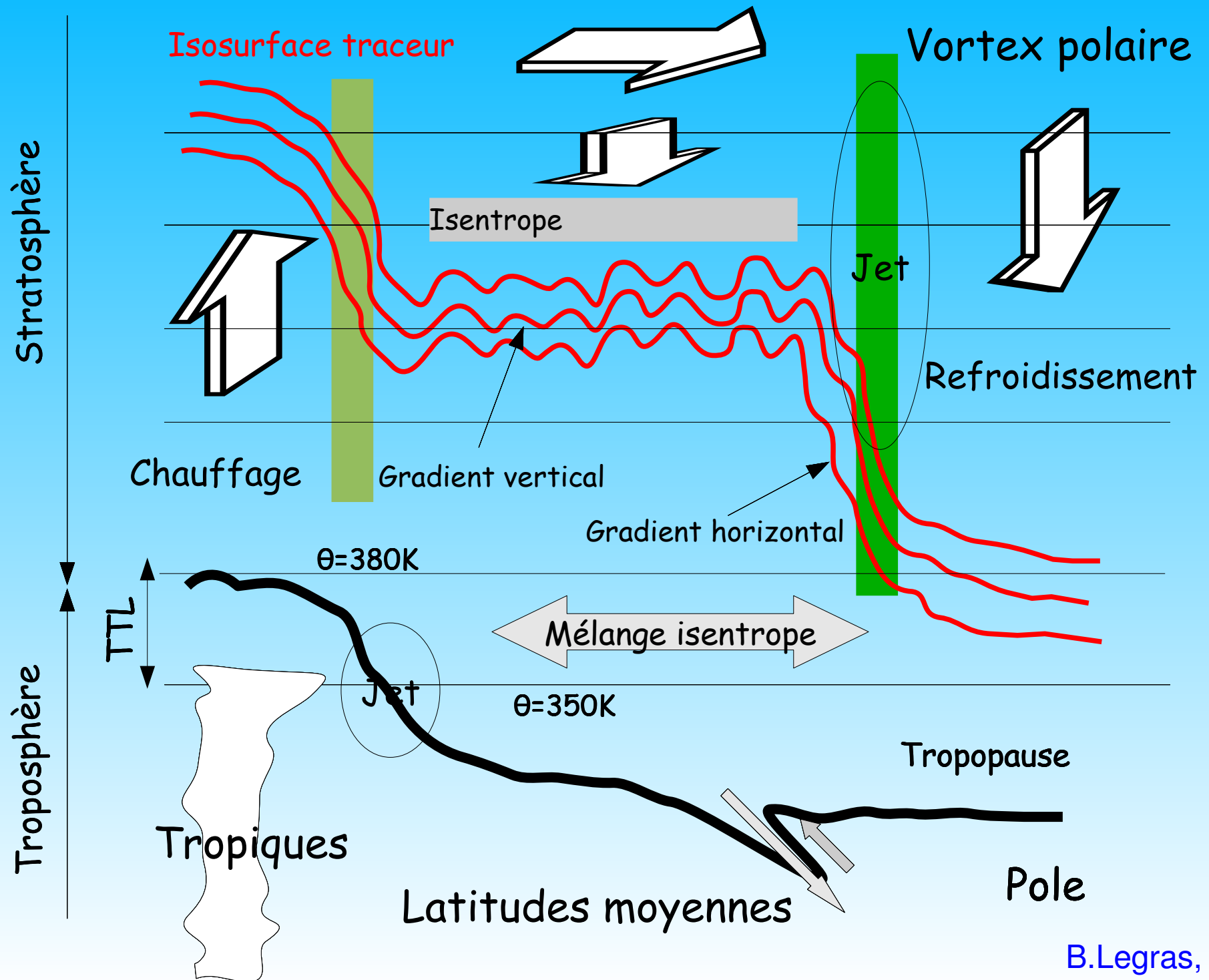
# Circulation globale dans la stratosphère et barrières

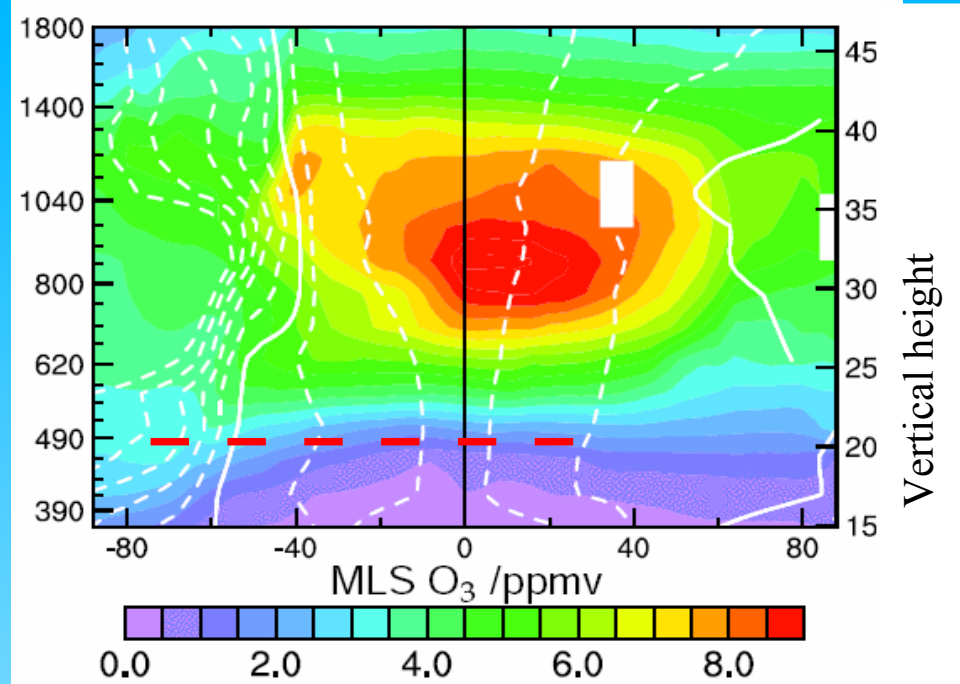
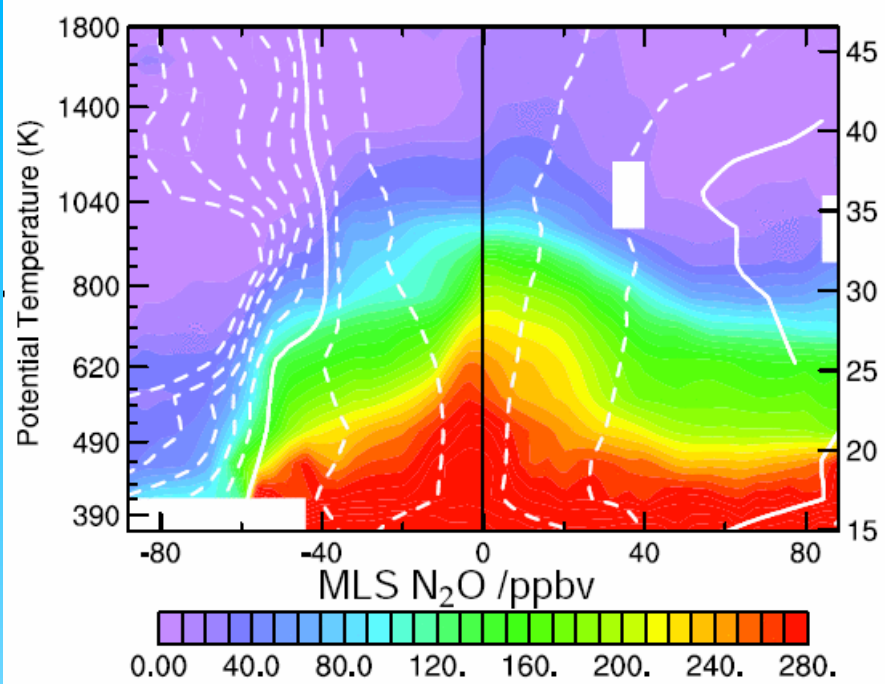


Tropopause barrier

B.Legras, 2009

# La circulation méridionale de Brewer Dobson

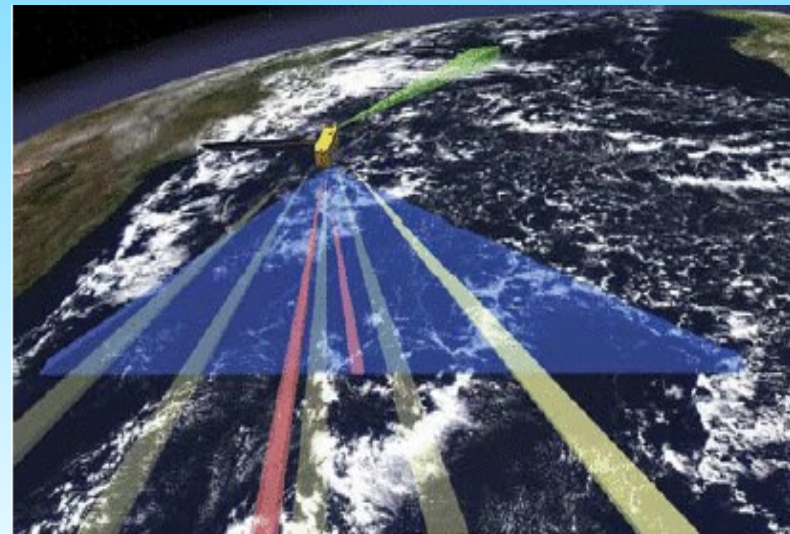




Gloria Manney, JPL, Caltech/NASA

Moyennes en longitude de  $N_2O$   
et  $O_3$  à partir de MLS-AURA.  
3 août 2006

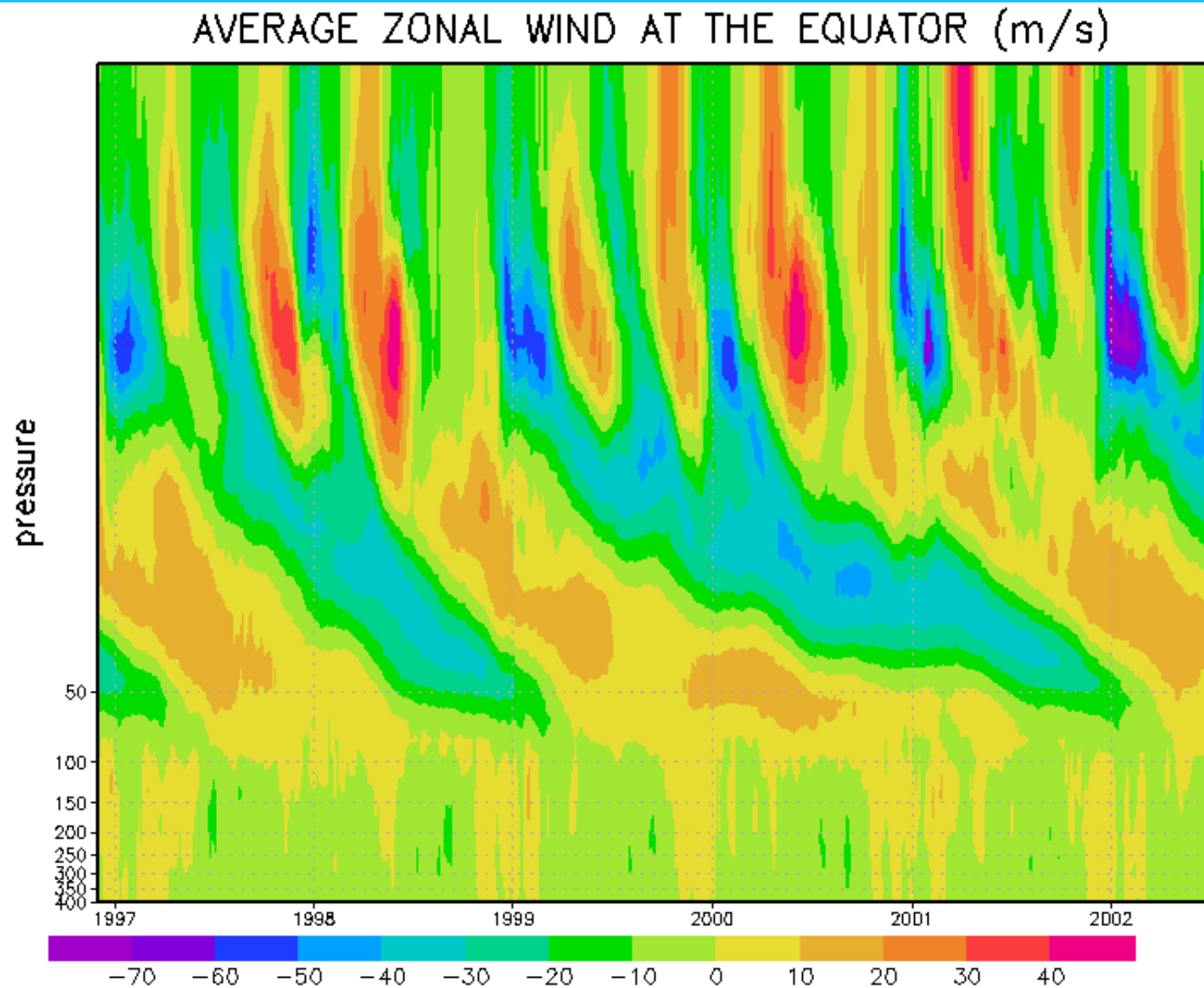
White contours: scaled PV



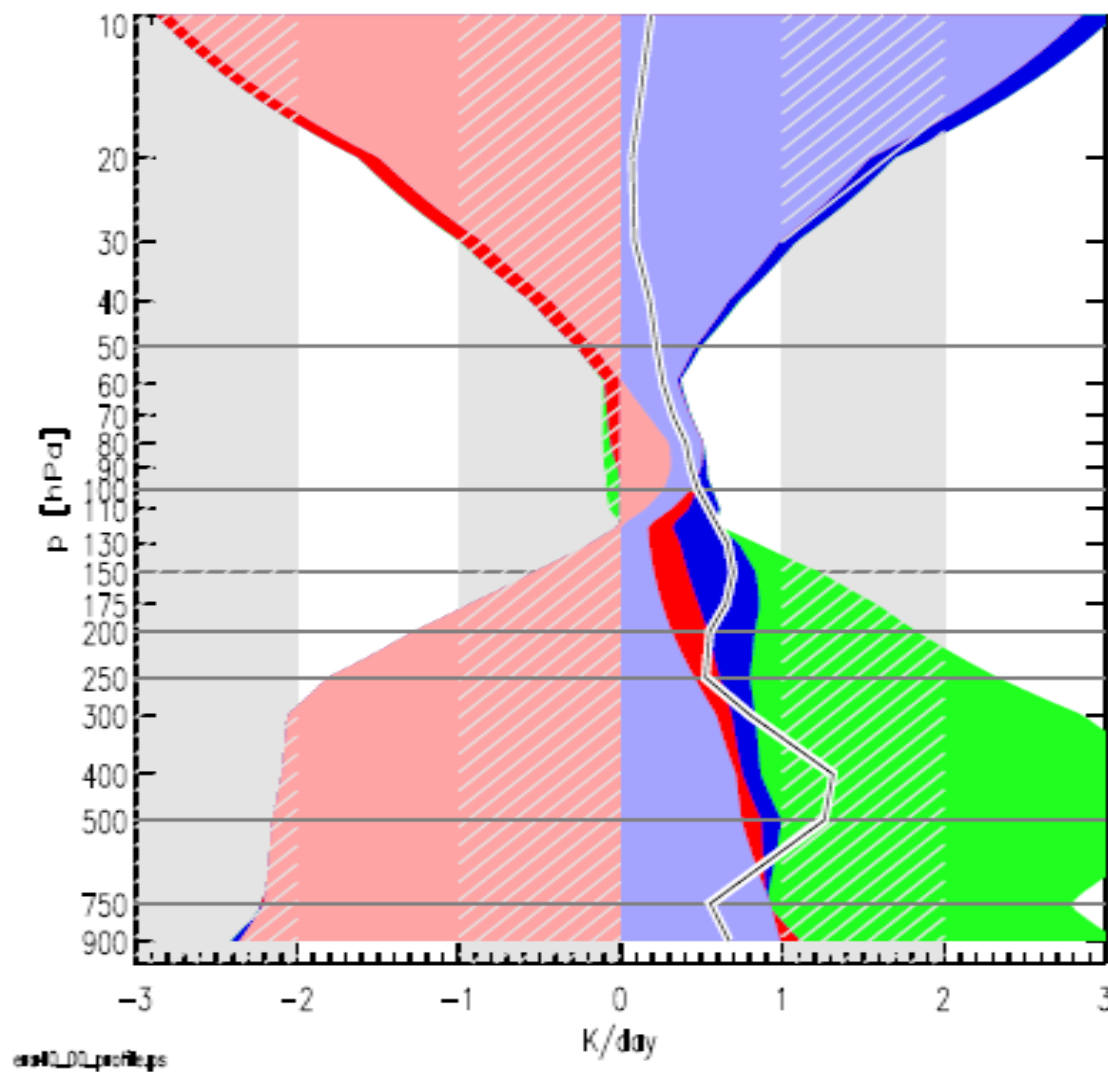
Artistic view of the AURA-MLS limb  
sounder in operation

B.Legras, 2009

## L'oscillation quasi-biennale



## Bilan de chauffage à l'équateur



- LW ciel clair
- LW contribution des nuages
- SW ciel clair
- SW contribution des nuages
- chauffage non radiatif – total