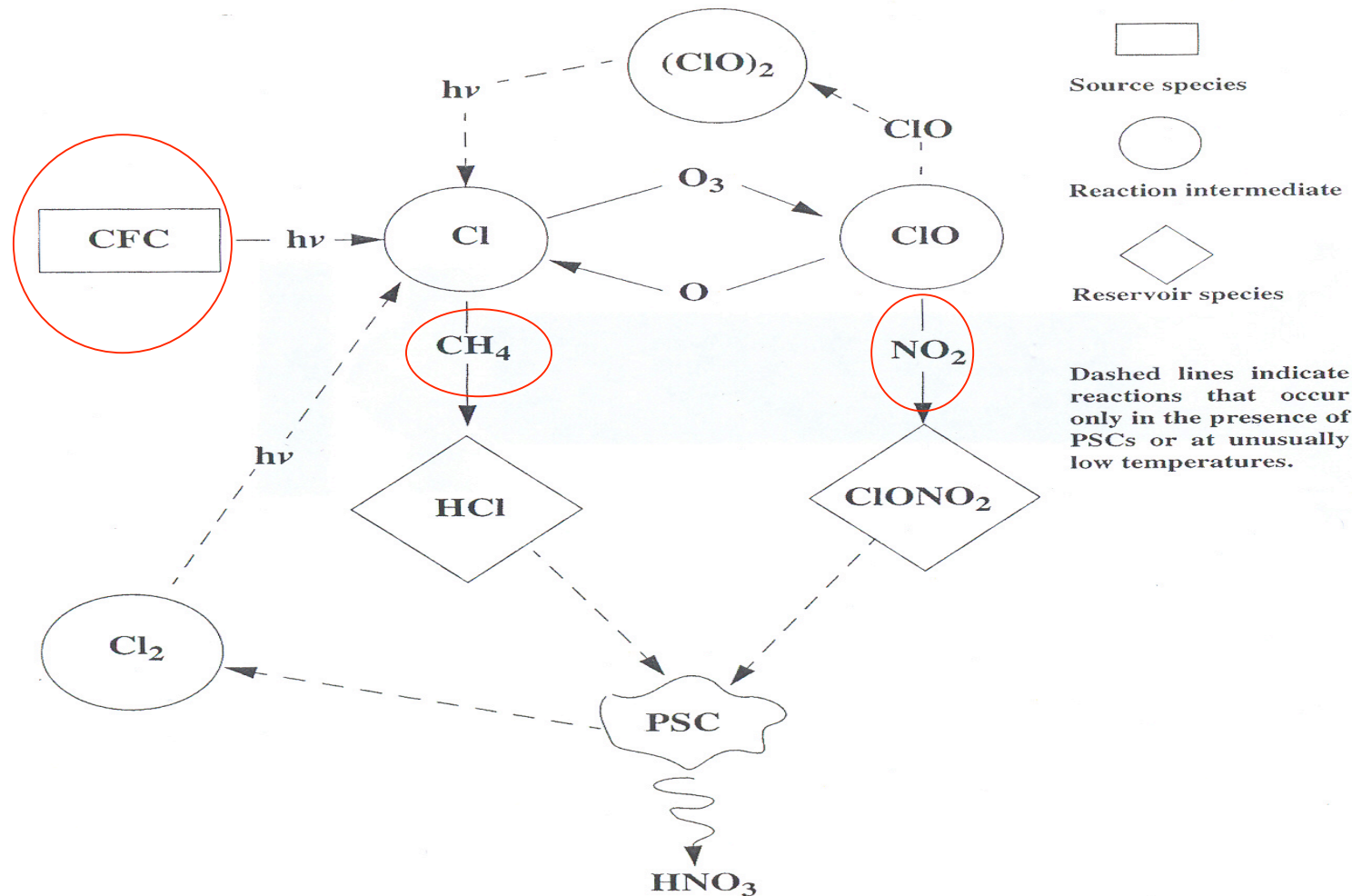
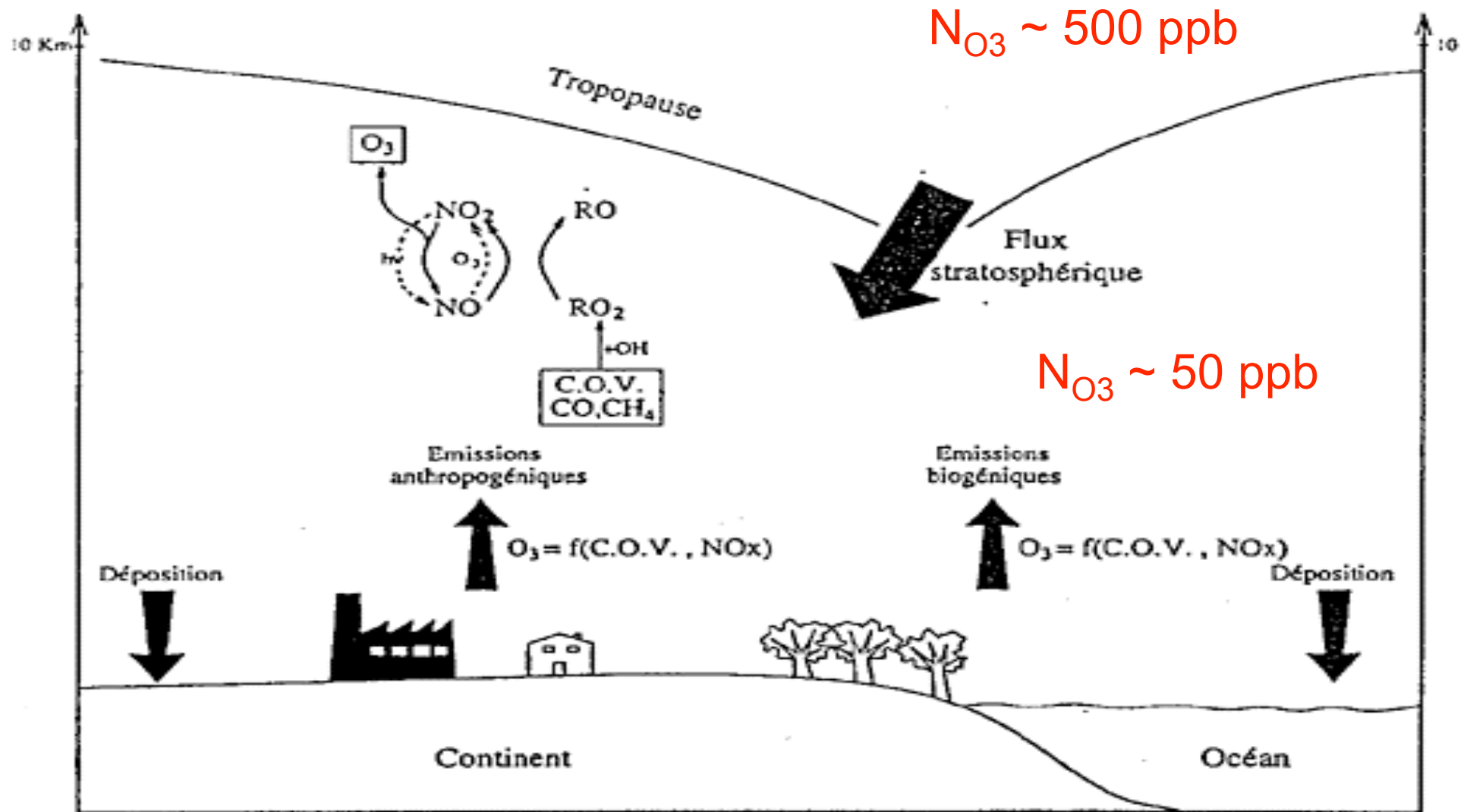


Cycles chimiques contrôlant l'équilibre de l'ozone stratosphérique - Importance des composés émis dans la troposphère: CH₄, CFC, N₂O

Figure 1.1 Schematic diagram of chemical conversions in the ClO_x catalysed decomposition of ozone.



Termes contrôlant le bilan de l'ozone troposphérique à l'échelle régionale:



Définition météorologique de la tropopause (WMO):

Altitude où couche de 2km avec $DT/DZ > - 2^{\circ}\text{C}/\text{km}$

-> Existence de plusieurs tropopauses lors d'une zone frontale

-> Différence entre Z_{trop} météo et Z_{O_3} définit par une forte variation de n_{O_3} :
 $Z_{\text{trop}} - Z_{\text{O}_3} \sim 800 \text{ m}$

-> Indépendant du lieu ou de la forme du profil d'ozone mais dépendance forte de la stabilité à la tropopause

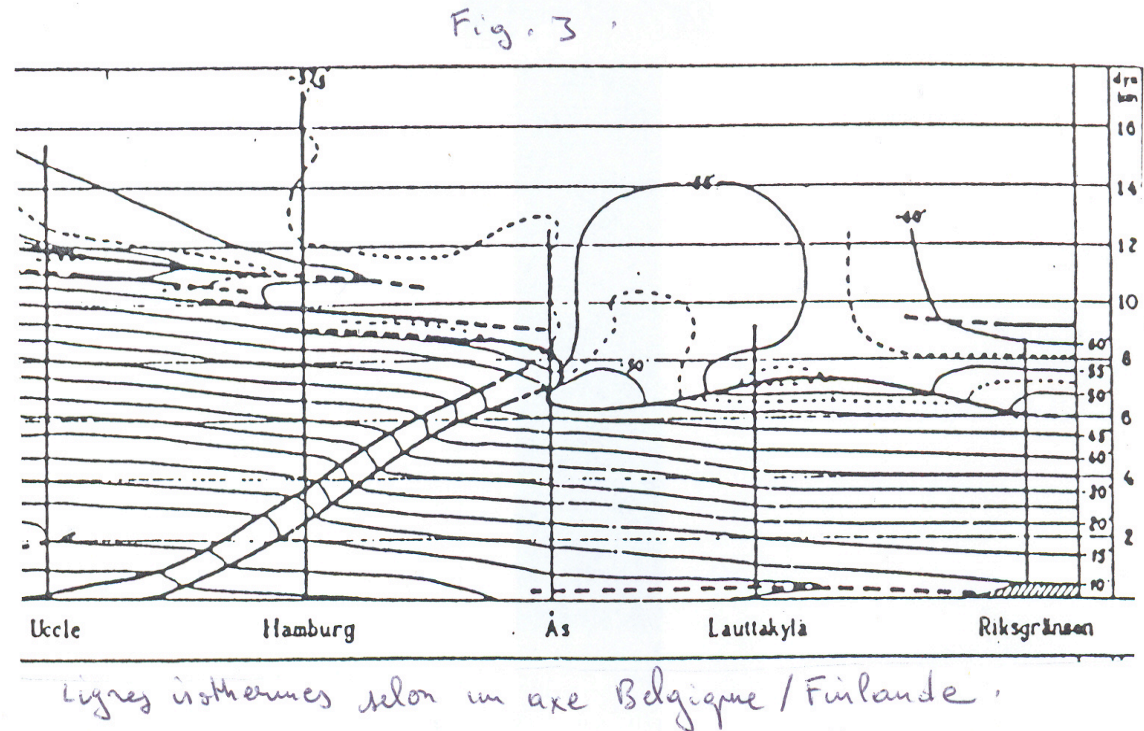


Table 2. Mean difference between the thermal and ozone tropopause heights in km

	Thermal			Ozone			All profiles
	Definite	Inter-mediate	In-definite	Definite	Inter-mediate	In-definite	
50N, 10E München	0.434	0.816	1.836	0.582	0.762	0.785	0.704
50N, 5W Aberystwyth Lerwick	0.391	0.728	1.805	0.601	0.803	0.639	0.686
79N, 10E Ny-Ålesund	0.474	0.960	2.045	0.821	0.972	0.764	0.863
	0.320	0.467	1.831	0.541	0.844	0.667	0.690
Total	0.386	0.682	1.876	0.635	0.859	0.706	0.785



DEFINITION DU TOURBILLON POTENTIEL (PV)

$$PV = \frac{1}{\rho} [\vec{\nabla} \wedge \vec{V} + f\vec{k}] \cdot \vec{\nabla}\theta$$
$$\approx -g \frac{\partial\theta}{\partial p} [\vec{\nabla} \wedge \vec{V}_\theta + f\vec{k}]$$

PV est conservé dans une particule fluide en absence de chauffage diabatique et de forces de frottement et possède les propriétés suivantes :

- Fortes valeurs de PV dans la stratosphère car $PV \propto \frac{\partial\theta}{\partial p}$ et $PV > 3 \cdot 10^{-6} \text{ Kkg}^{-1}\text{m}^2\text{s}^{-1}$ (3 PVu)
- Bonne corrélation entre PV et le rapport de mélange d'ozone au voisinage de la tropopause
- Distribution horizontale de l'ozone sur des surfaces isentropes déduite des observations satellitales montrent des extremas identiques aux anomalies de PV

⇒ Une surface iso-PV peut donc être utilisée pour délimiter deux régions chimiquement différentes dans la haute troposphère/basse stratosphère

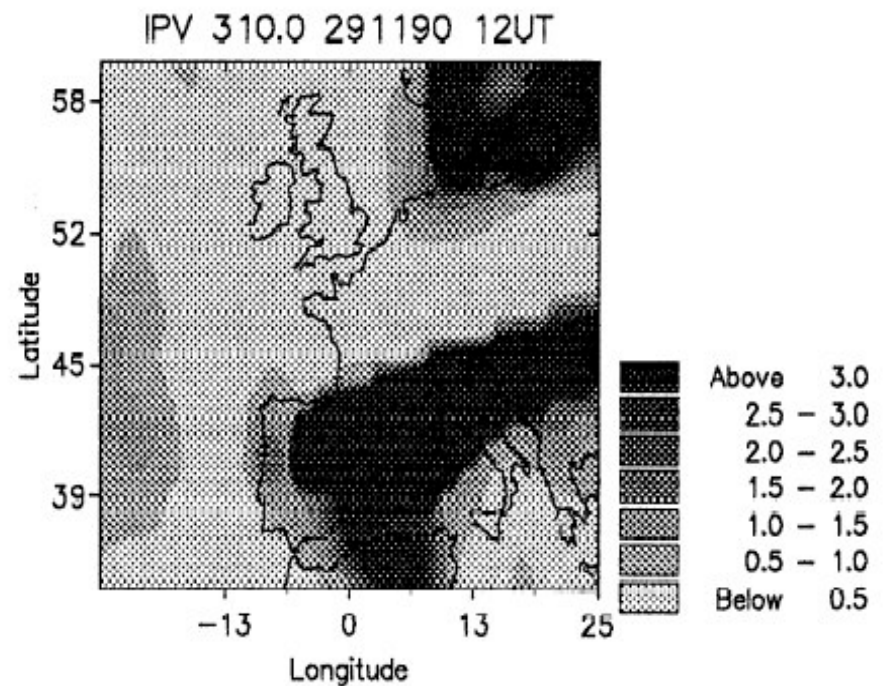
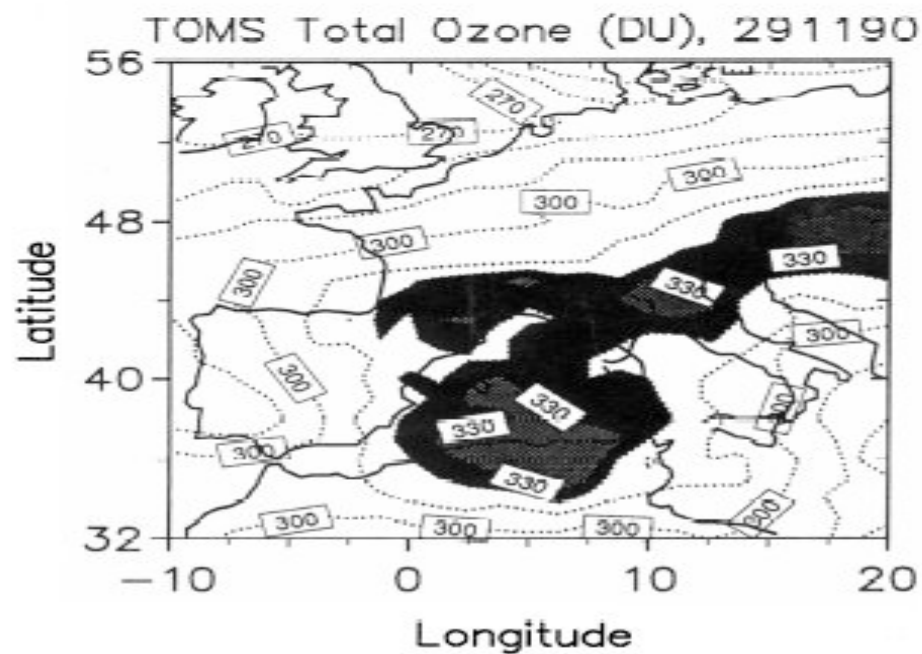
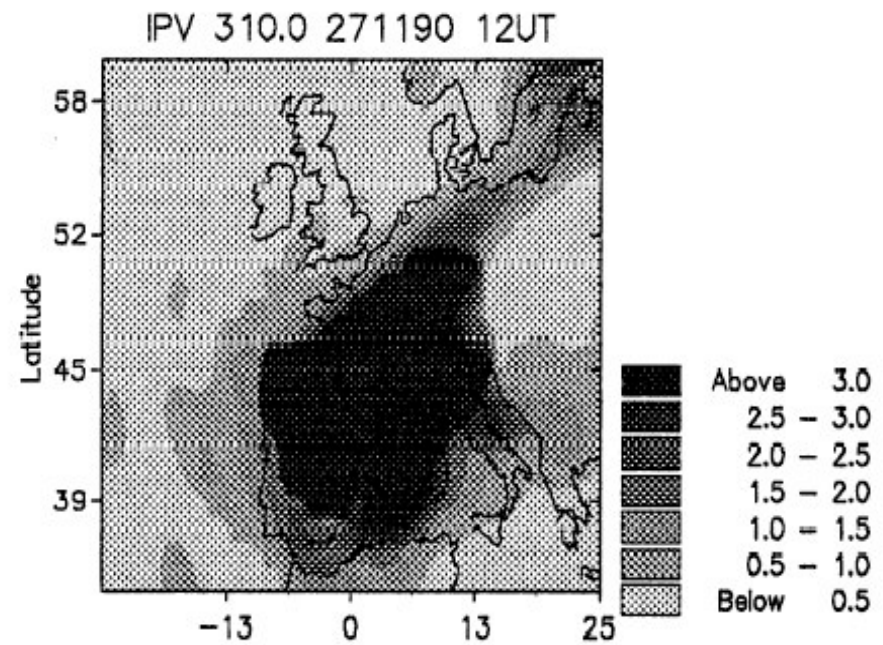
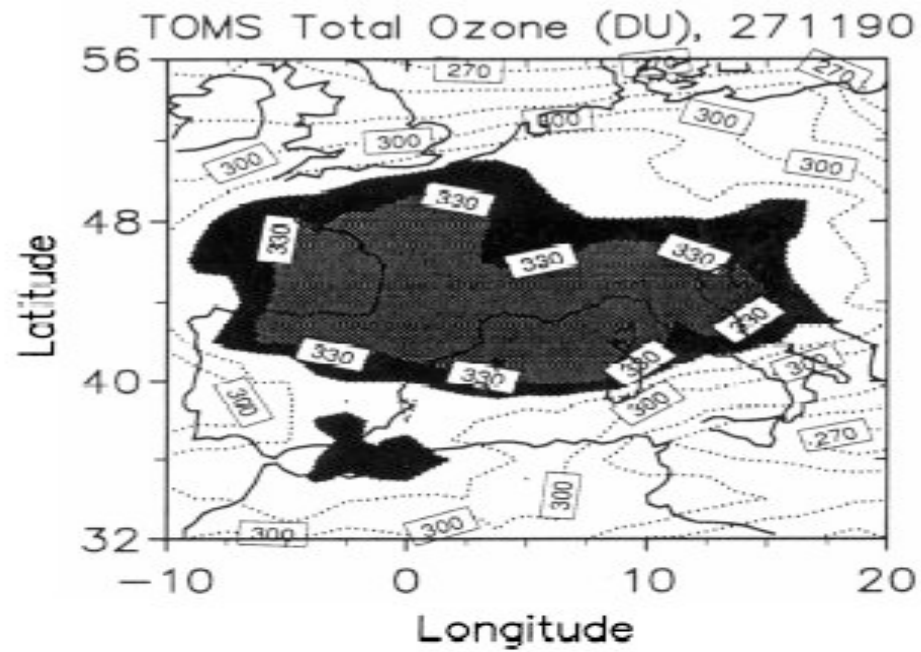


Figure 15. Map of the ozone total column measured by TOMS in Dobson unit, on November 27, 1200 UT (top) and November 29, 1200 UT (bottom).

Comparaison Profil vertical PV et profil vertical d'ozone mesuré par un lidar embarqué sur avion

$D_{O_3} \sim 9 \text{ DU}$ (O₃ tropo $\sim 30 \text{ DU}$)

Corrélation O₃-PV:
 $50 \text{ ppb}/10^{-5} \text{ cm}^2\text{Kg}^{-1}\text{s}^{-1}$

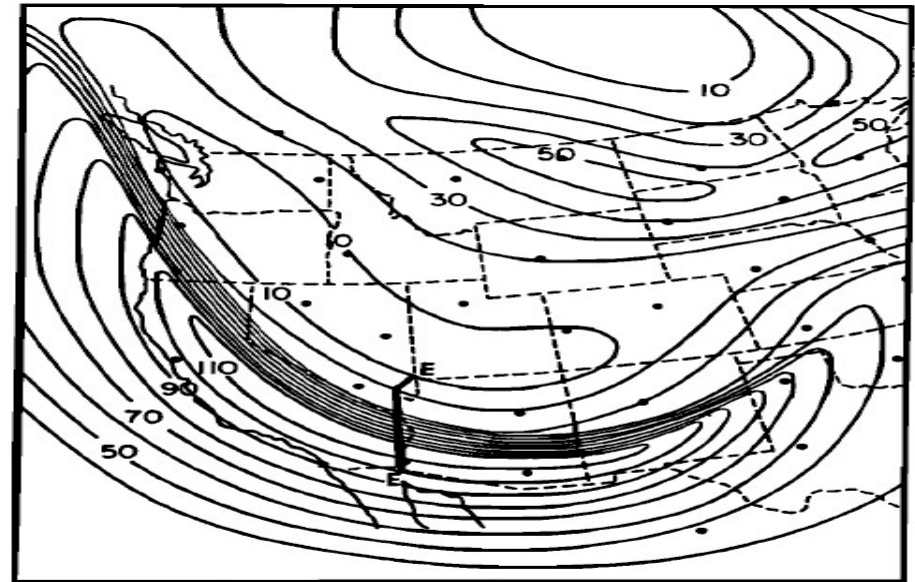


Fig. 1. Isotach (kt) analysis for 500-mbar surface at 1200 UT on April 20, 1984. Dots indicate radiosonde locations, and the Electra flight track is shown as line E-E.

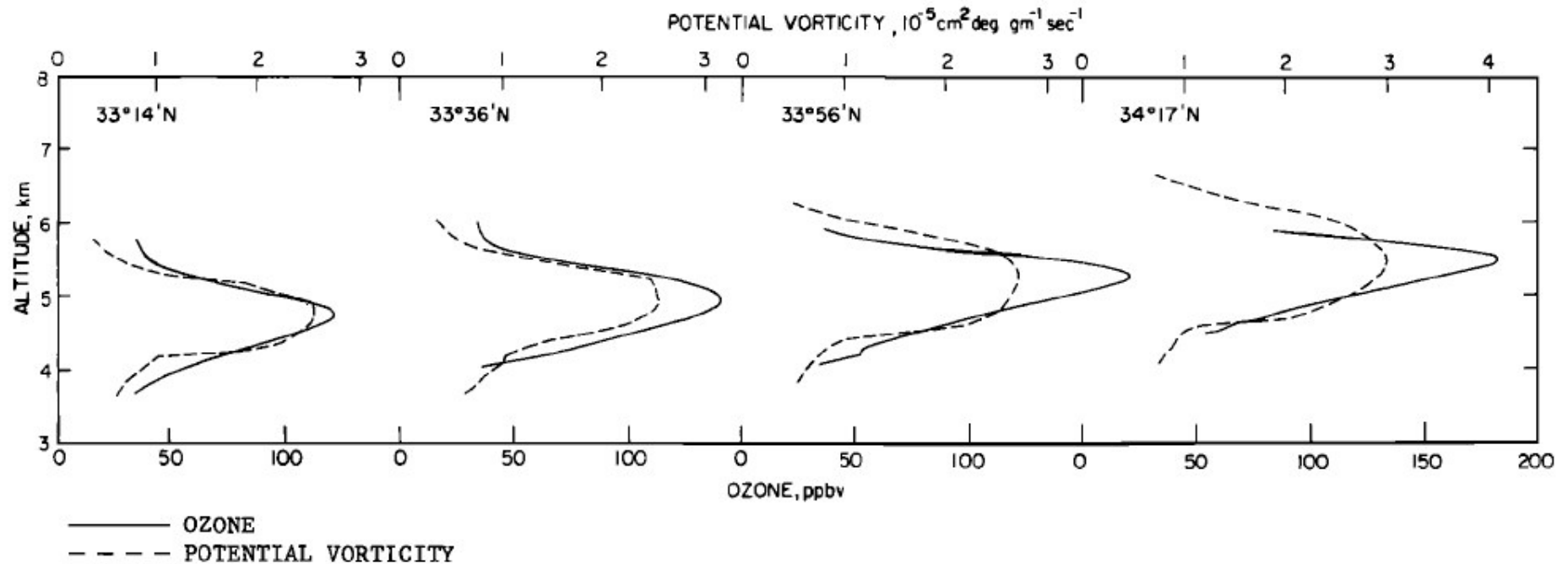
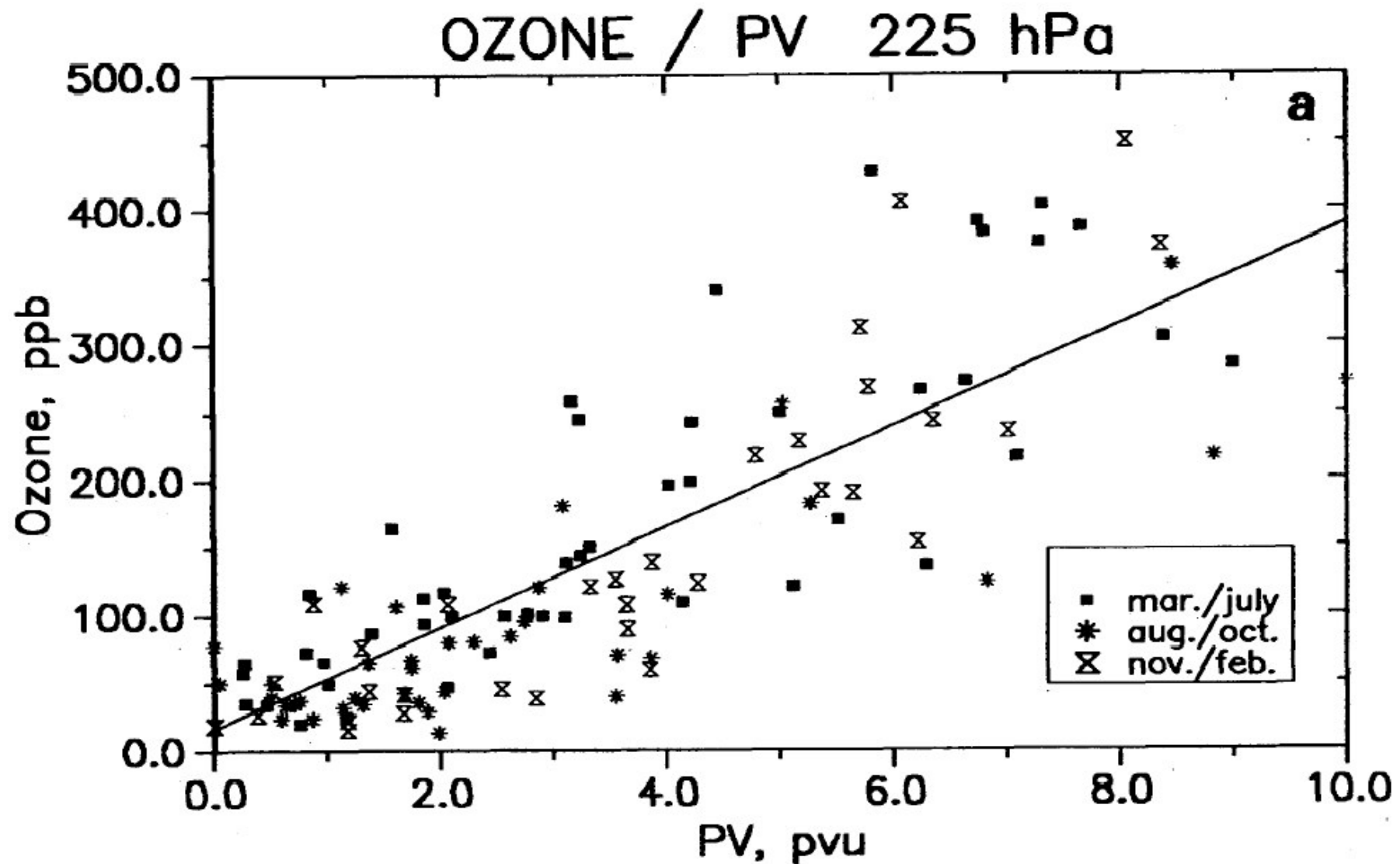


Fig. 8. Comparison of O₃ and potential vorticity profiles at various locations across the tropopause fold.

Corrélation O3/PV à 225 hPa (niveau tropopause) déduit de sondages verticaux à OHP (Beekmann et al., JGR, 1994)

$r=0.83$, $p>99.9\%$



Limite de l'analogie PV/ozone

1. PV s'annule à l'équateur et ne peut plus être utilisé pour définir la tropopause à basses latitudes. On utilise alors le gradient de température potentielle

2. PV se modifie par chauffage diabatique ou frottement selon l'équation :

$$\rho \frac{dPV}{dt} = \overline{\nabla Q} \cdot \underbrace{[\overline{\nabla} \wedge \overline{V} + f\overline{k}]}_{\xi_a} + \overline{\nabla \theta} \cdot \overline{\nabla} \wedge \overline{F}$$

$$F = \text{Forces frottement} \propto \frac{dV}{dz}$$

$$Q = \frac{d\theta}{dt} = \frac{J}{C_p T} \theta + Q_{\text{chaleur latente}}$$

J est le taux de chauffage radiatif par unité de masse et dépend du rayonnement solaire et IR absorbé par H₂O, O₃, CO₂, aerosol.

3. Le théorème d'imperméabilité du PV, noté \mathcal{P} : les surfaces isentropes sont perméables au transport de masse mais imperméables à celui de $\rho\mathcal{P}$ car le flux net de $\rho\mathcal{P}$ peut s'écrire :

$$\overline{V} \rho\mathcal{P} - Q\overline{\xi} = \rho\mathcal{P}\overline{V}_{\perp\theta} + \underbrace{\rho\mathcal{P}\overline{V}_{\parallel\theta} - Q\overline{\xi}_{\parallel\theta} - \overline{F} \wedge \overline{\nabla\theta}}_{\text{flux}_{\parallel} \text{ à la surface isentrope}}$$

$$\text{car } \overline{V} = \overline{V}_{\parallel\theta} - \frac{\partial\theta/\partial t \overline{\nabla\theta}}{|\overline{\nabla\theta}|^2} + \frac{Q\overline{\nabla\theta}}{|\overline{\nabla\theta}|^2}$$

$$\text{et } \overline{\xi} = \overline{\xi}_{\parallel\theta} + \frac{\rho\mathcal{P}\overline{\nabla\theta}}{|\overline{\nabla\theta}|^2}$$

Analyse de la différence entre les bilans de masse pour 2 définitions de la tropopause: Z_{WMO} et $PV=3.5$ PVU (Hoerling, JGR, 1993)

- > Variation du flux plus rapide aux tropiques avec Z_{WMO}
- > Flux plus fort aux moyennes lat. avec Z_{WMO}

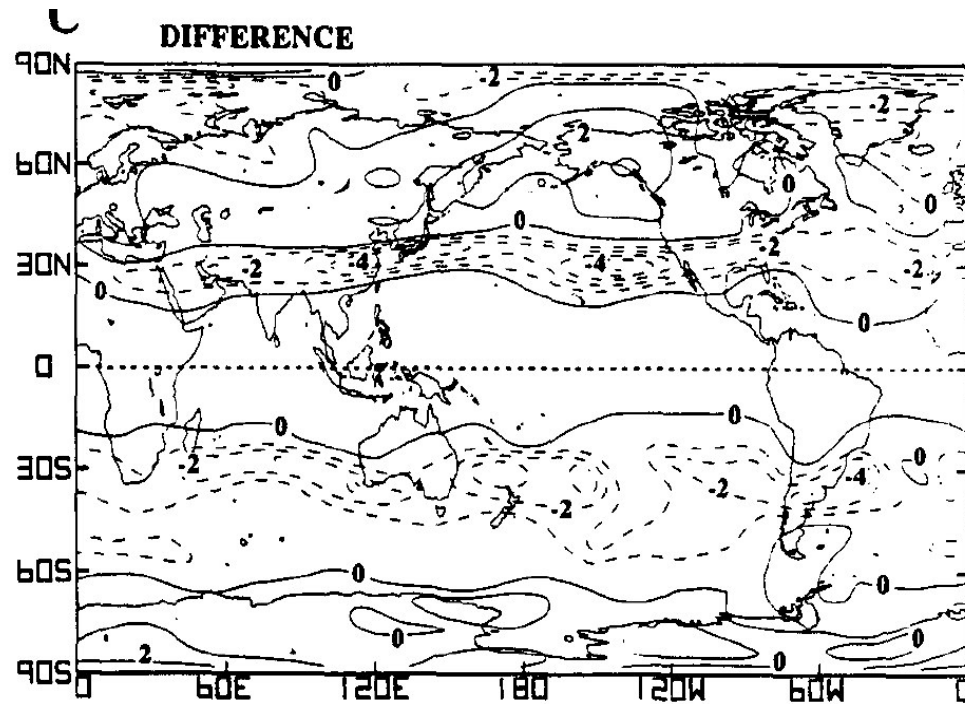


FIG. 6. Global analysis for January 1979 of pressure on the (a) thermal tropopause (10^1 mb), (b) dynamical tropopause (10^1 mb), and (c) the difference field (a) - (b) (10^1 mb).

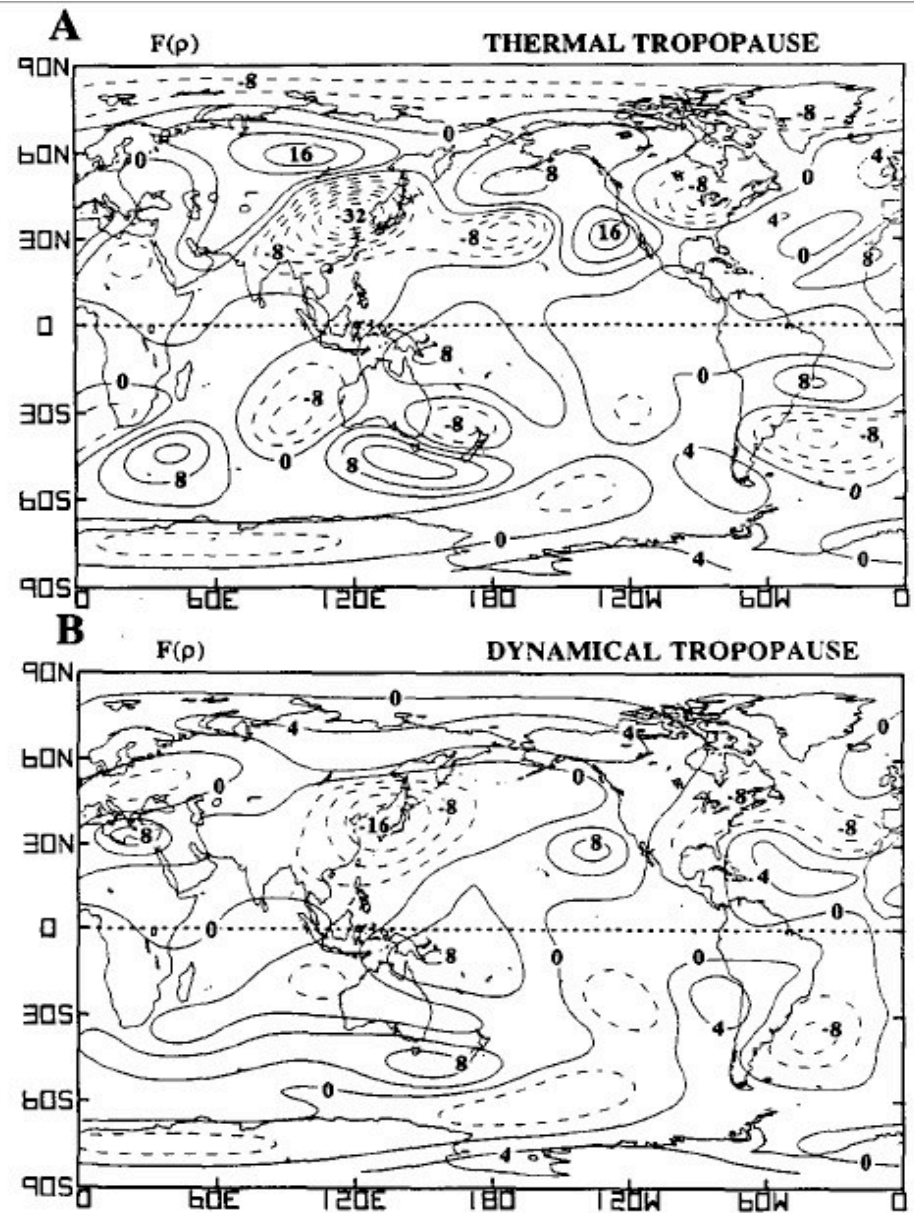
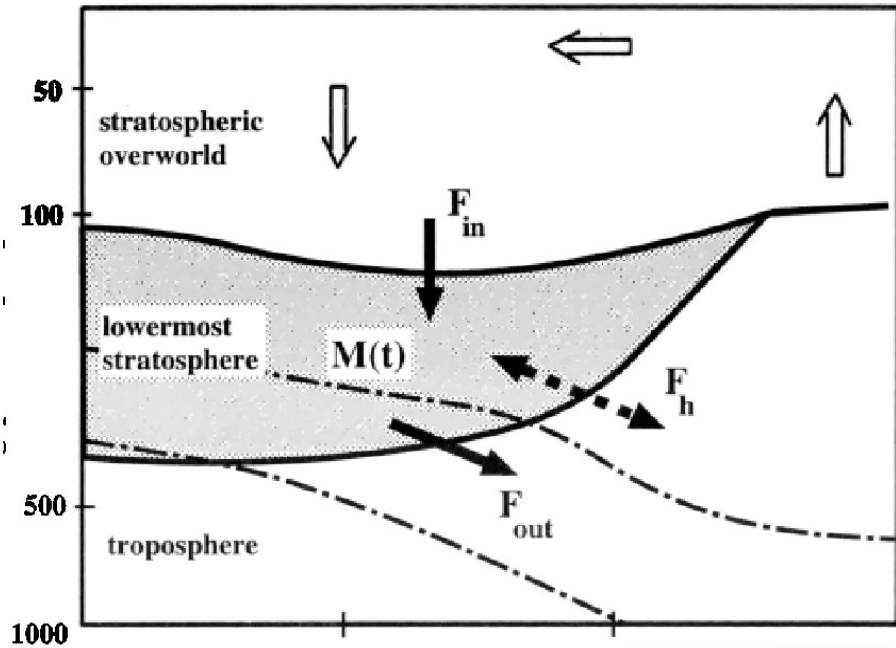


FIG. 7. Global analysis for January 1979 of the stratospheric-tropospheric mass exchange for the (a) thermal tropopause and (b) dynamical tropopause. Contour interval is $4 \times 10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Solid contours denote a time-mean mass flux from the troposphere into the stratosphere. Filtered to emphasize contributions from zonal wavelengths greater than 6000 km.



$$F_{out}(t) = dM/dt + F_{int}(t)$$

$$M_{NH} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \int_{p1}^{p2} -g^{-1} \cos \phi d\lambda d\phi dp$$

$p1 = \text{pressure on } PV = 2$

$p1 = \text{pressure on } \theta = 380K$

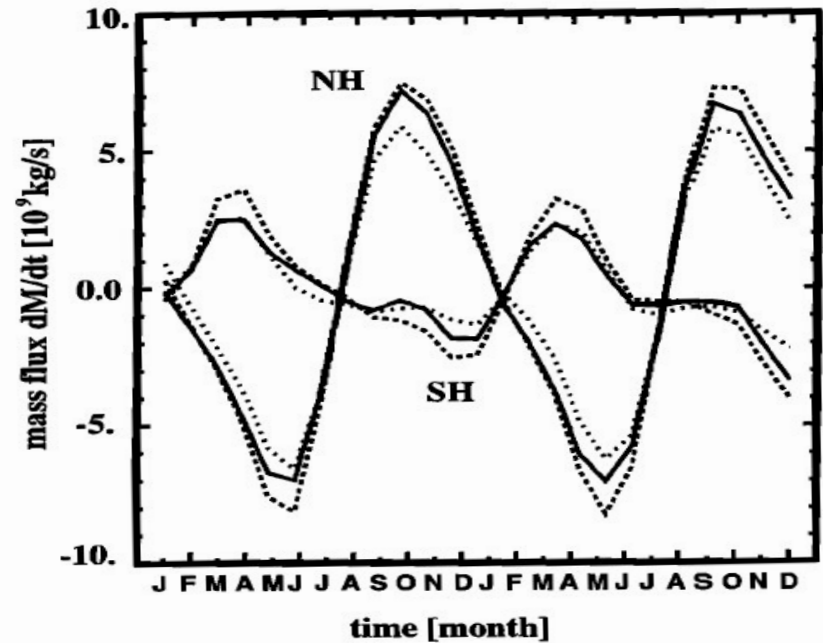
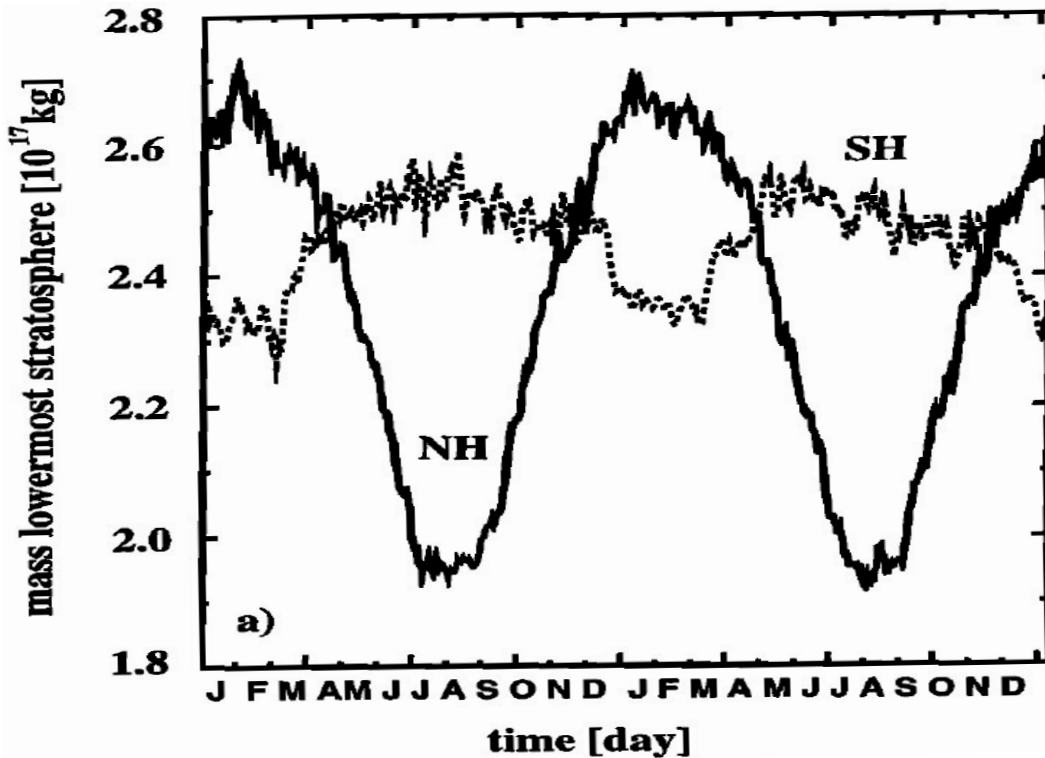


Figure 6. Annual variation of the net mass flux across the tropopause due to the mass variation of the lowermost stratosphere alone, using various definitions of the boundaries for the two years 1992 and 1993. Solid curve, 2 PVU and 380 K; dotted curve, 3 PVU and 380 K; and dashed curve, 2 PVU and 370 K. (Values are given in 10^9 kg s^{-1} ; negative values denote mass flux out of lowermost stratosphere.)

Flux à travers la surface isentrope $\theta = 380$ K

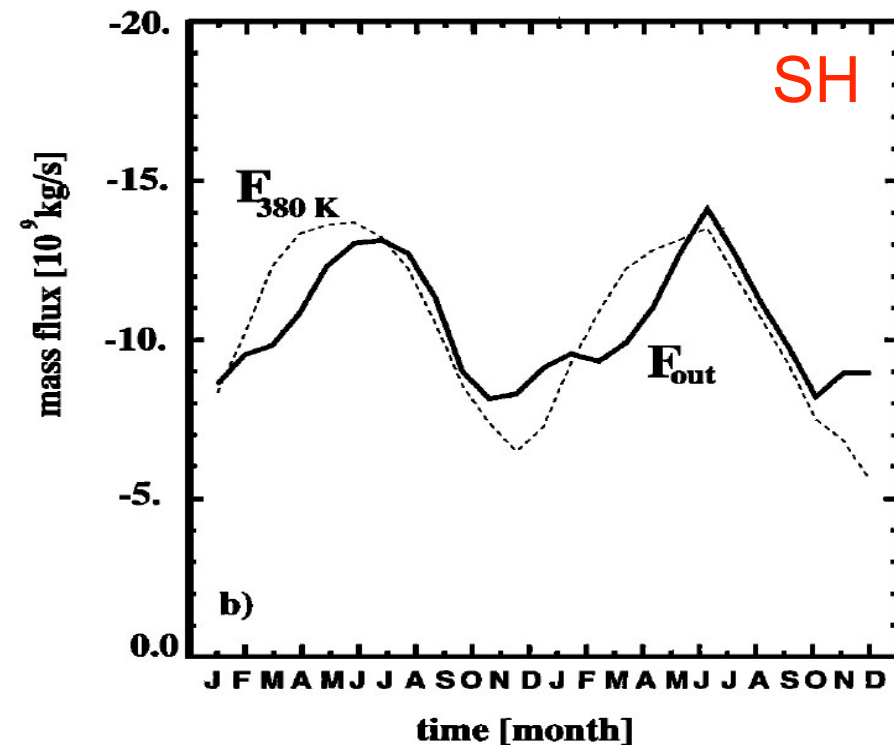
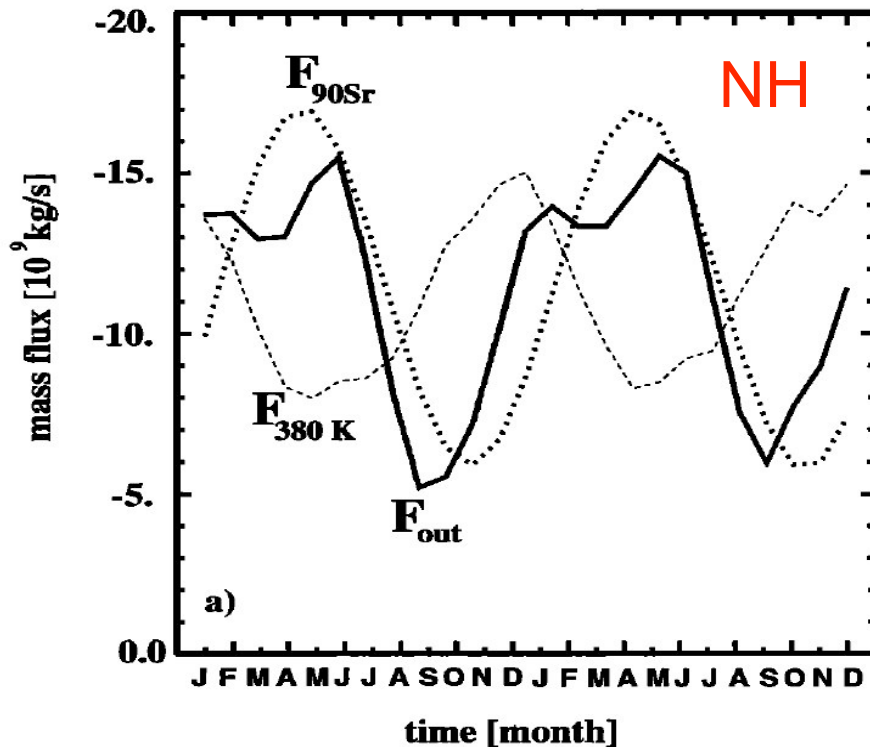
Moyennes zonales à pression constante (Formalisme Moyennes Eulériennes Transformées) et vitesses résiduelles w^* et v^*

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = -\rho_0 \cos \phi \bar{v}^* \quad \frac{\partial \psi}{\partial y} = \rho_0 \cos \phi \bar{w}^* \quad \bar{Q} = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{v}^* \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$$

$$\cos \phi \sigma \bar{Q} = M \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right)_\theta + \frac{\cos \phi}{g} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right)_\theta \quad \text{avec} \quad \sigma = \frac{-1}{g} \frac{\partial p}{\partial \theta}$$

$$D'où \quad F_{380K} \approx \cos \phi \sigma \bar{Q}$$

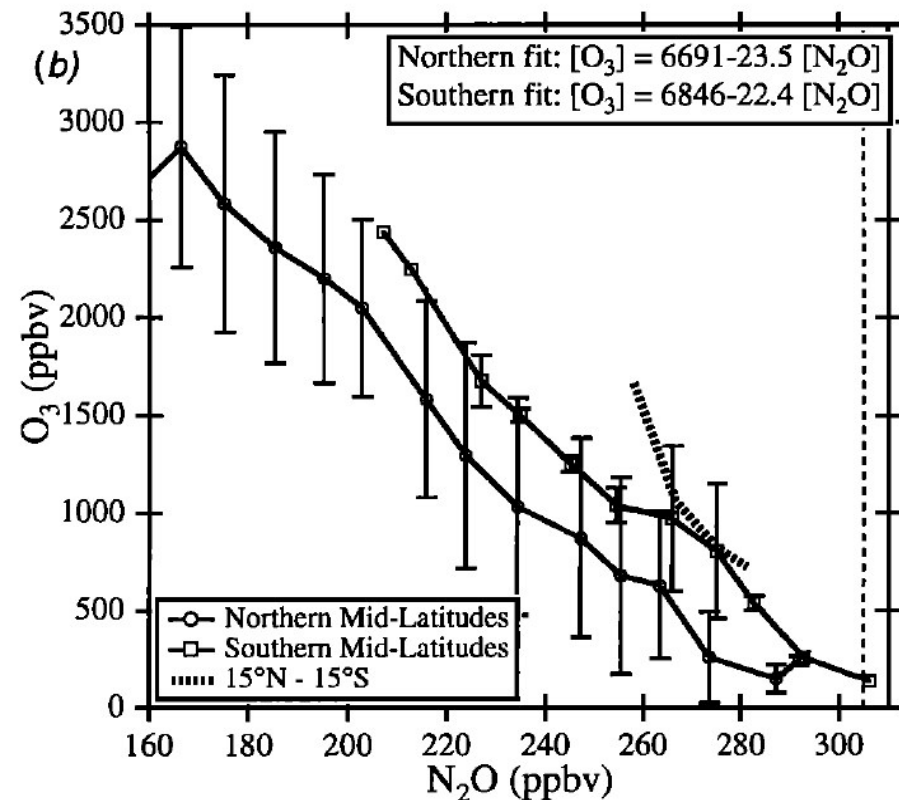
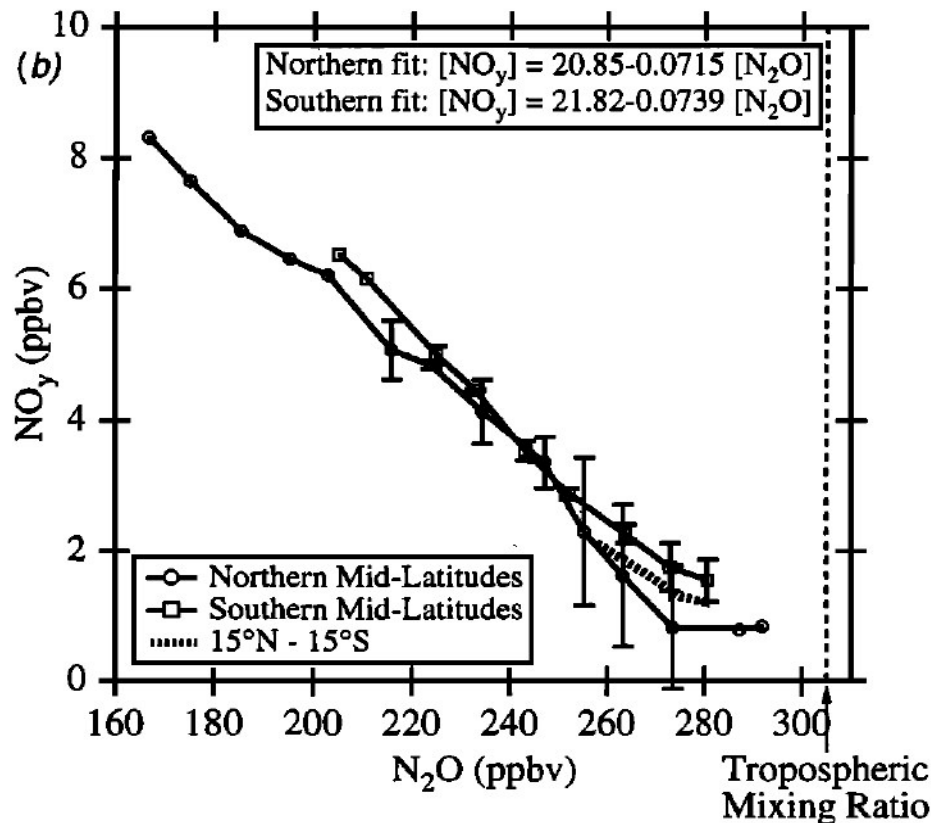
Q calculé à partir des distributions des gaz radiativement actifs: CO_2 O_3 H_2O CH_4



Estimation du flux d'ozone Φ_{O_3} à travers la tropopause à partir du flux de N_2O

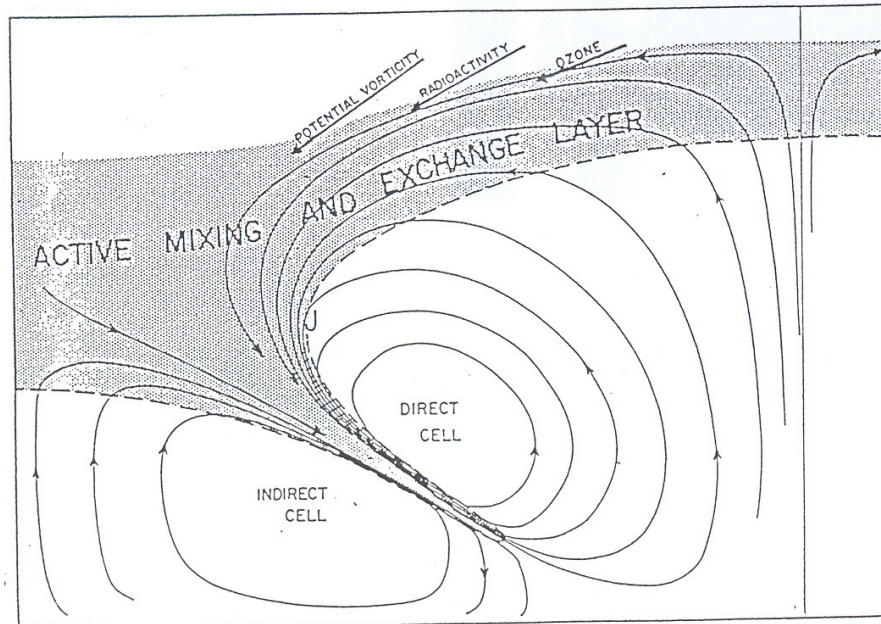
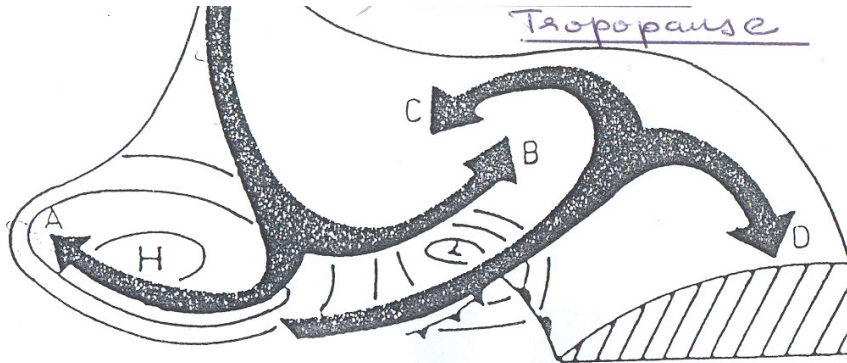
Corrélation $NO_y = NO_x + PAN + HNO_3$ avec O_3 et NO_y principalement formé par dégradation de N_2O dans la stratosphère

Equation de bilan du N_2O permet alors une estimation du flux d'ozone à partir du taux de perte moyen de N_2O dans la stratosphère et du coefficient de corrélation f entre O_3 et N_2O : $\phi_{O_3} = -f [N_2O] / \tau_{N_2O} \approx 2-7 \cdot 10^{10} \text{ mol.cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$



Les principaux processus dynamiques à l'origine de la déformation de la tropopause aux moyennes latitudes

a) Les foliations de tropopause résultant des circulations agéostrophiques dans le front



b) les gouttes froides d'altitude résultant de l'élongation d'un thalweg

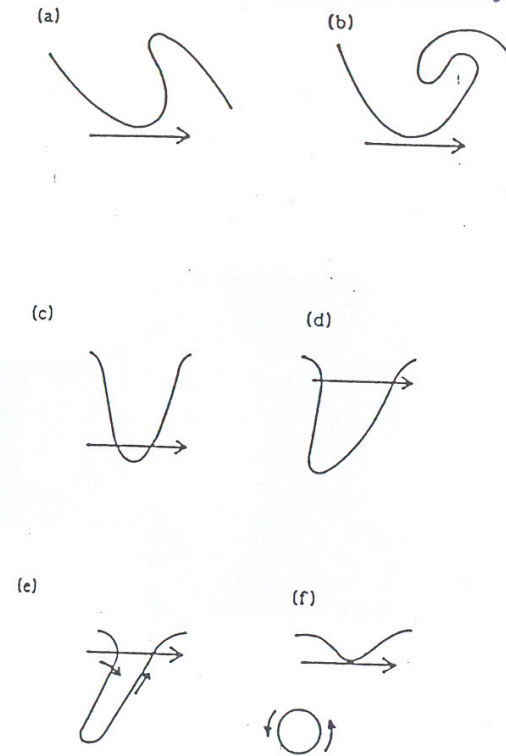
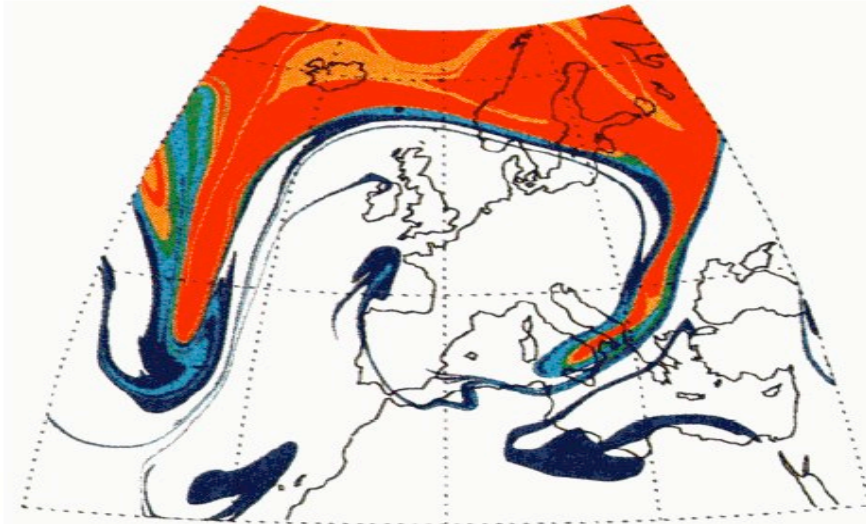


Figure 1.1. Schematic evolution of a potential vorticity contour on an isentropic surface during the basic baroclinic life cycle. The thick vector marks the position of the zonal mean jet. Thin vectors mark relative winds. See text for explanation of the different stages. From Thorncroft and Hoskins (1990).

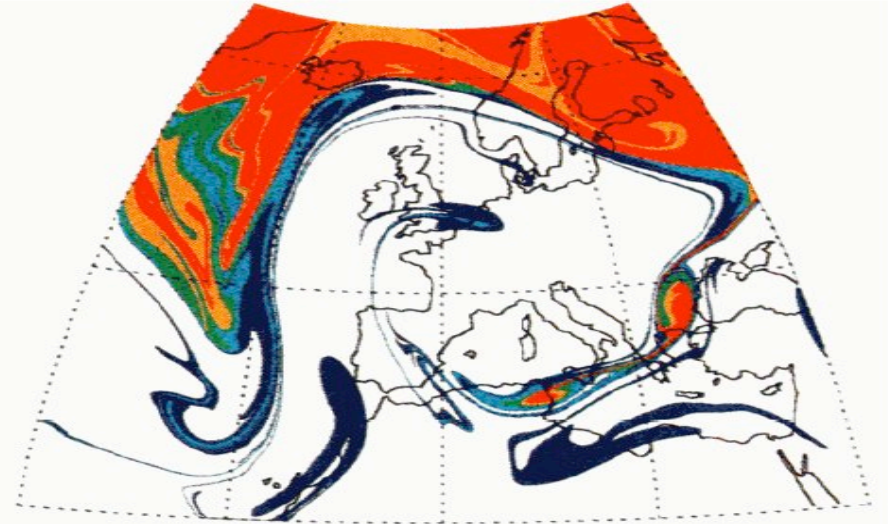
Modèle d'advection des lignes iso-PV

320K

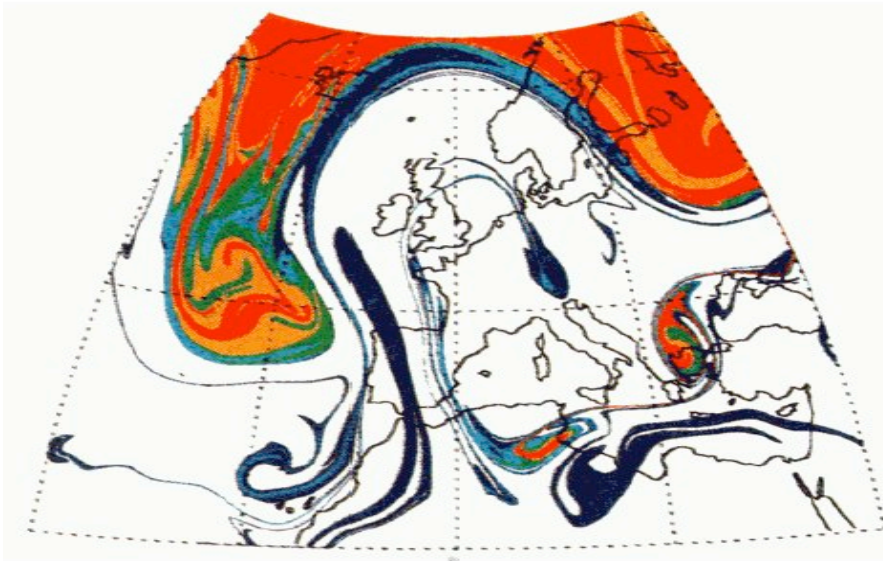
DAY 92051300



DAY 92051312



DAY 92051400



DAY 92051412

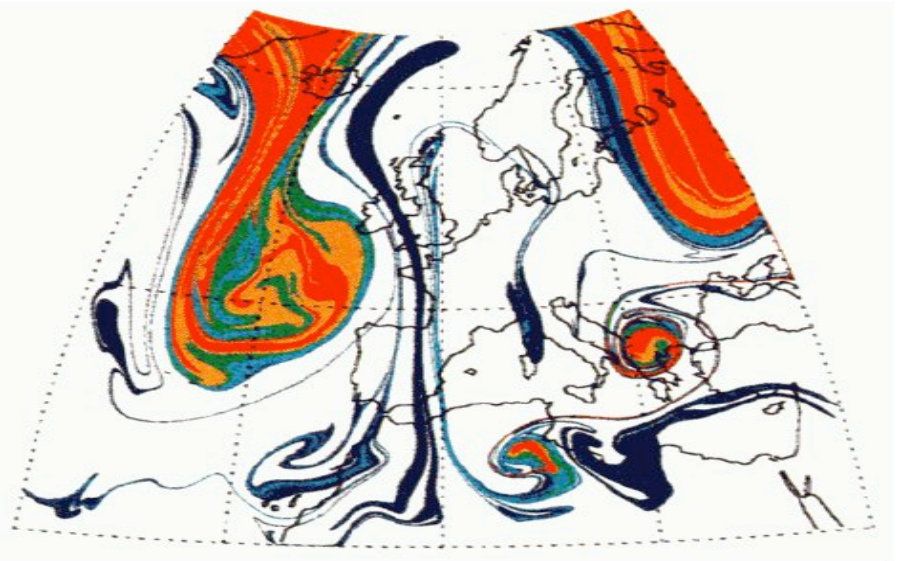


Plate 2. The pattern of select PV contours for the same four times and on the same isentropic surface as the panels in Figure 7, but derived using contour advection.

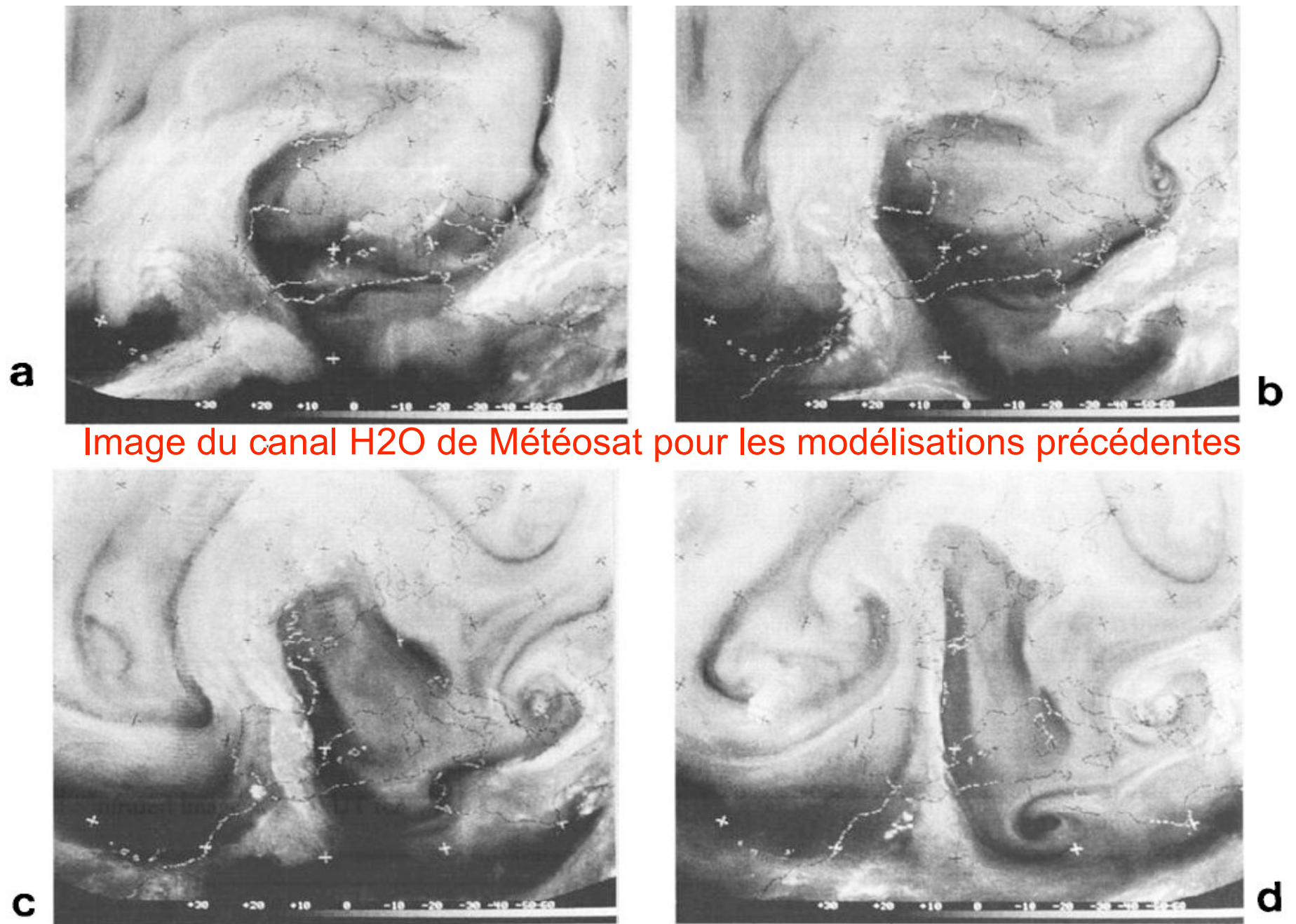
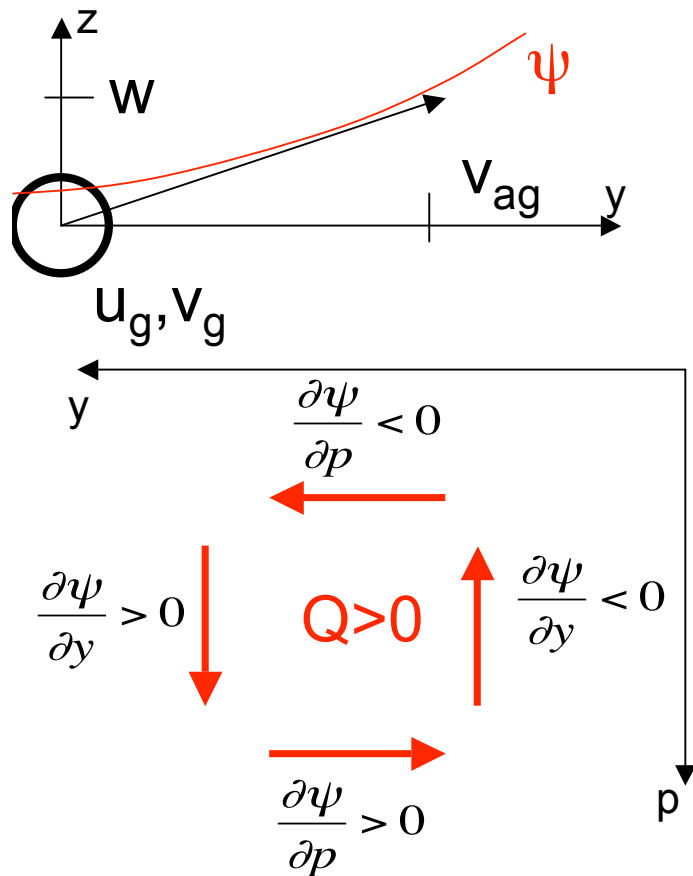


Image du canal H₂O de Météosat pour les modélisations précédentes

Figure 8. Satellite radiance images (compare Figure 3) at 12-hour intervals from 0000 UT, May 13, 1992 (compare panels for the same time periods as in Figure 7 and Plate 2).

Pourquoi la tropopause se déforme-t-elle ?

D'après Keyser et Shapiro on définit ψ fonction de courant dans un plan (y,p)



$$\frac{\partial v_{ag}}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

$$\text{avec } v_{ag} = -\frac{\partial \psi}{\partial p} \text{ et } \omega = \frac{\partial \psi}{\partial y}$$

et en utilisant

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= f(v_g + v_{ag}) - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + F_x = f v_{ag} \\ \frac{d\theta}{dt} &= \frac{\partial \theta}{\partial t} + u_g \frac{\partial \theta}{\partial x} + (v_g + v_{ag}) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} = 0 \end{aligned}$$

on obtient l'équation de Sawyer-Eliassen en imposant la conservation avec le temps de la relation du vent thermique :

$$a \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + b \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \partial p} + c \frac{\partial^2 \psi}{\partial p^2} = Q_g \text{ avec}$$

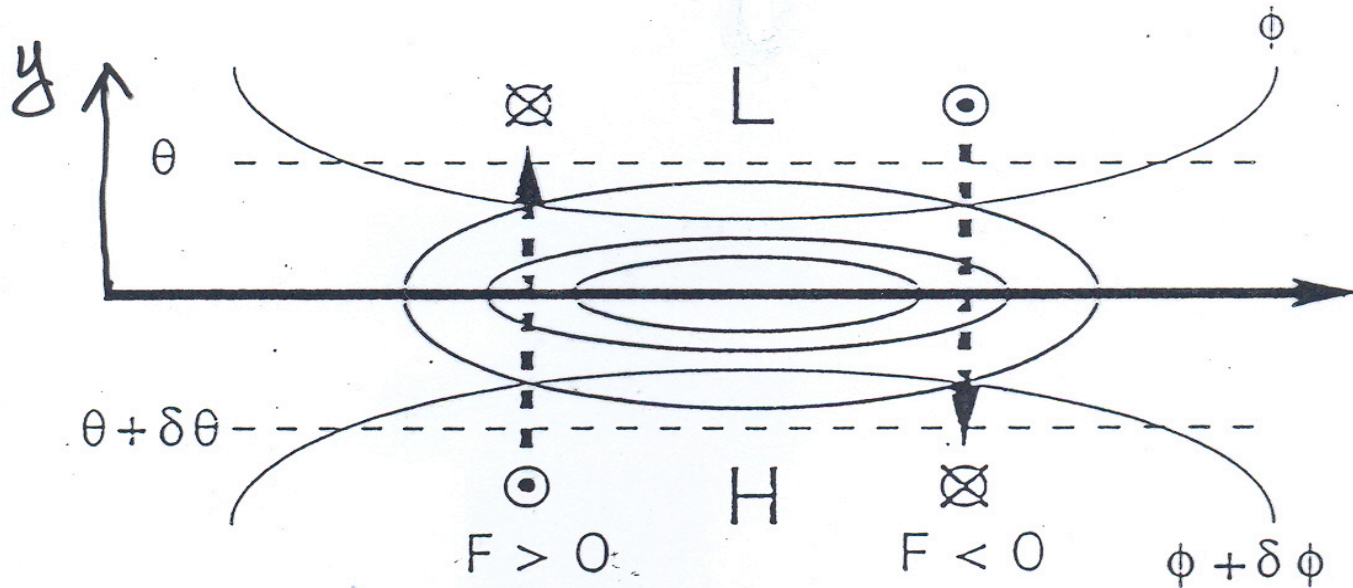
$$Q_g = \text{Forçage dynamique} = -2\gamma \left[\underbrace{\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y}}_{Q_1} - \underbrace{\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x}}_{Q_2} \right]$$

Comme les coefficients des termes en $\frac{\partial^2}{\partial y^2}$ et en $\frac{\partial^2}{\partial p^2}$ sont positifs ($a \approx -\frac{\partial \theta}{\partial p}$ et $c \approx f(f - \frac{\partial u_g}{\partial y})$) et que b est faible :

$$Q_g > 0 \Rightarrow \psi \text{ minimum} \Rightarrow \text{circulation directe}$$

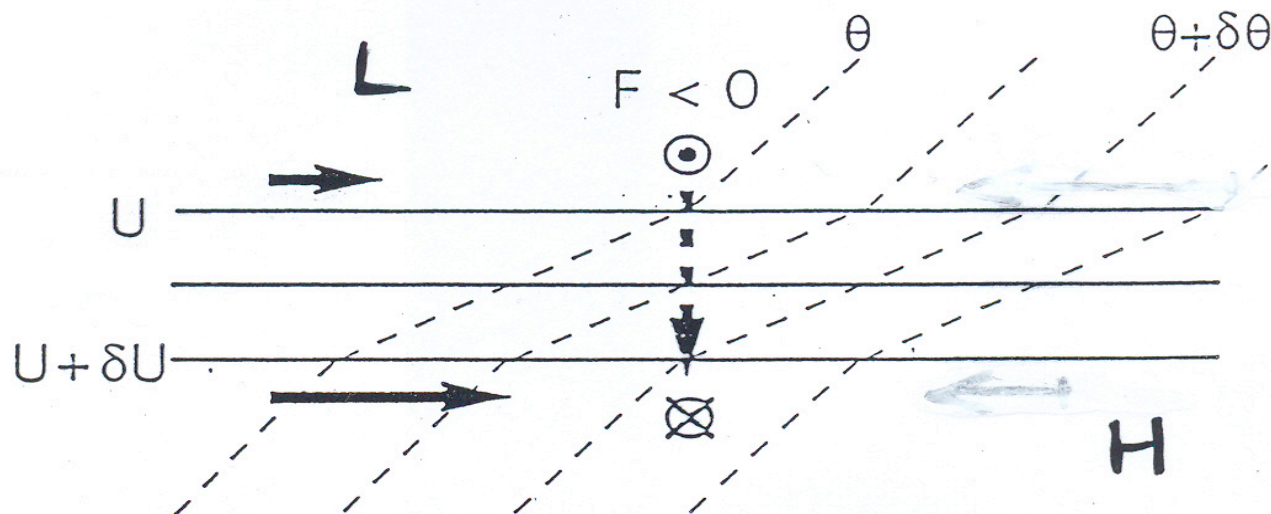
$$Q_g < 0 \Rightarrow \psi \text{ maximum} \Rightarrow \text{circulation indirecte}$$

CONFLUENCE/DIFFLUENCE (a)



Un maximum localisé
du jet: « jet streak »
avec $d\theta/dy < 0$

HORIZONTAL SHEAR (b)



Un cisaillement
horizontal du jet
dans une zone
d'advection froide
($d\theta/dx > 0$)

Généralisation de l'équation de Sawyer-Eliassen

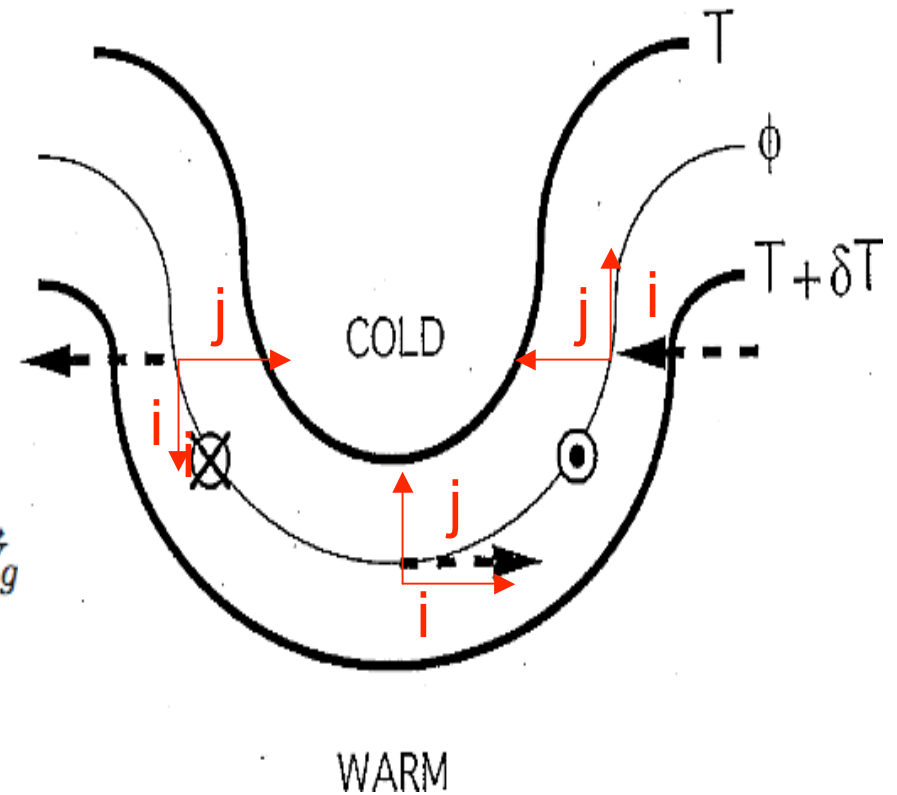
Lorsque on rajoute une composante agéostrophique le long de l'axe du courant jet, Hoskins, QJ RMS, 1978 a établi une nouvelle équation analogue à l'équation Ω mais avec un forçage dynamique fonction du vecteur \vec{Q} :

$$\begin{aligned} \text{En utilisant : } u_{ag} &= -\frac{\partial \psi_x}{\partial p} \\ v_{ag} &= -\frac{\partial \psi_y}{\partial p} \\ w &= \vec{\nabla} \cdot \vec{\psi}_H \end{aligned}$$

$$\text{Alors } \underbrace{\sigma \nabla^2 \omega}_{\alpha} + \underbrace{f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2}}_{-\omega} = -2 \vec{\nabla} \cdot \vec{Q}$$

avec $\vec{Q} = -J_{xy}(v_g, \theta) \vec{i} + J_{xy}(u_g, \theta) \vec{j}$ et $\vec{i} // \vec{V}_g$

$$\text{si } \frac{\partial T}{\partial x} = 0 : \quad \vec{Q} = \underbrace{-\frac{r}{p} \frac{\partial T}{\partial y}}_{>0} \left[\frac{\partial v_g}{\partial x} \vec{i} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \vec{j} \right]$$



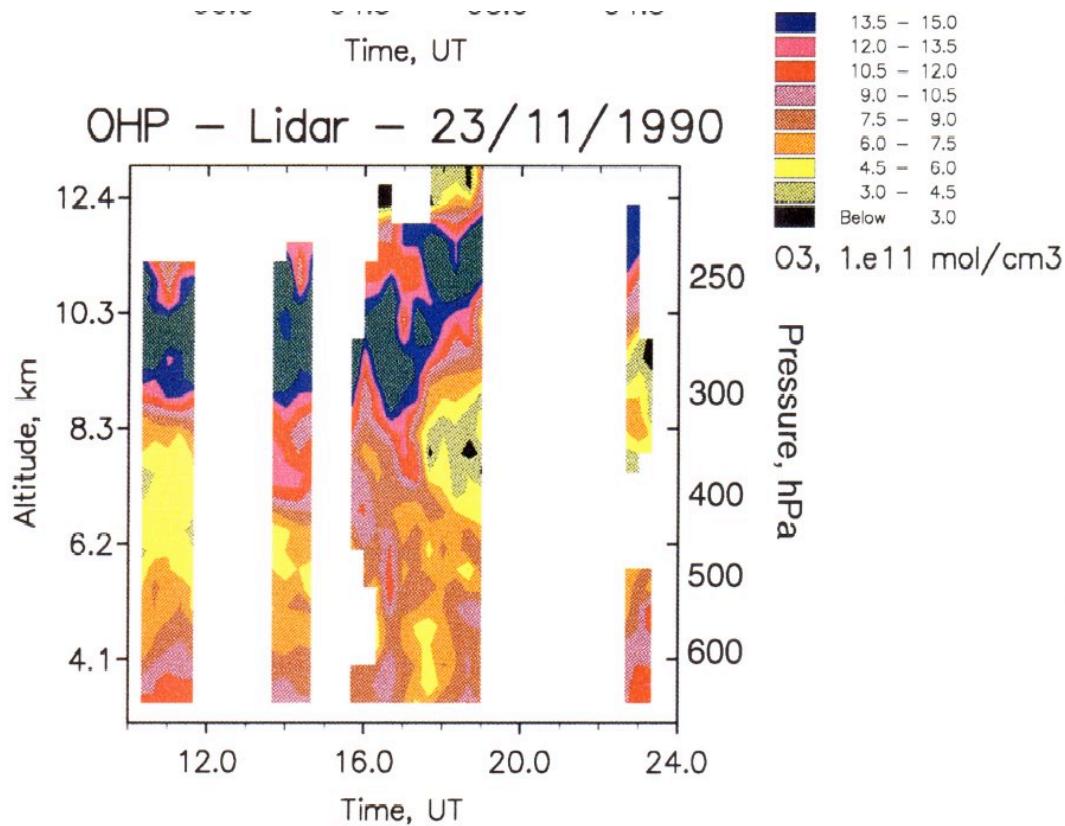
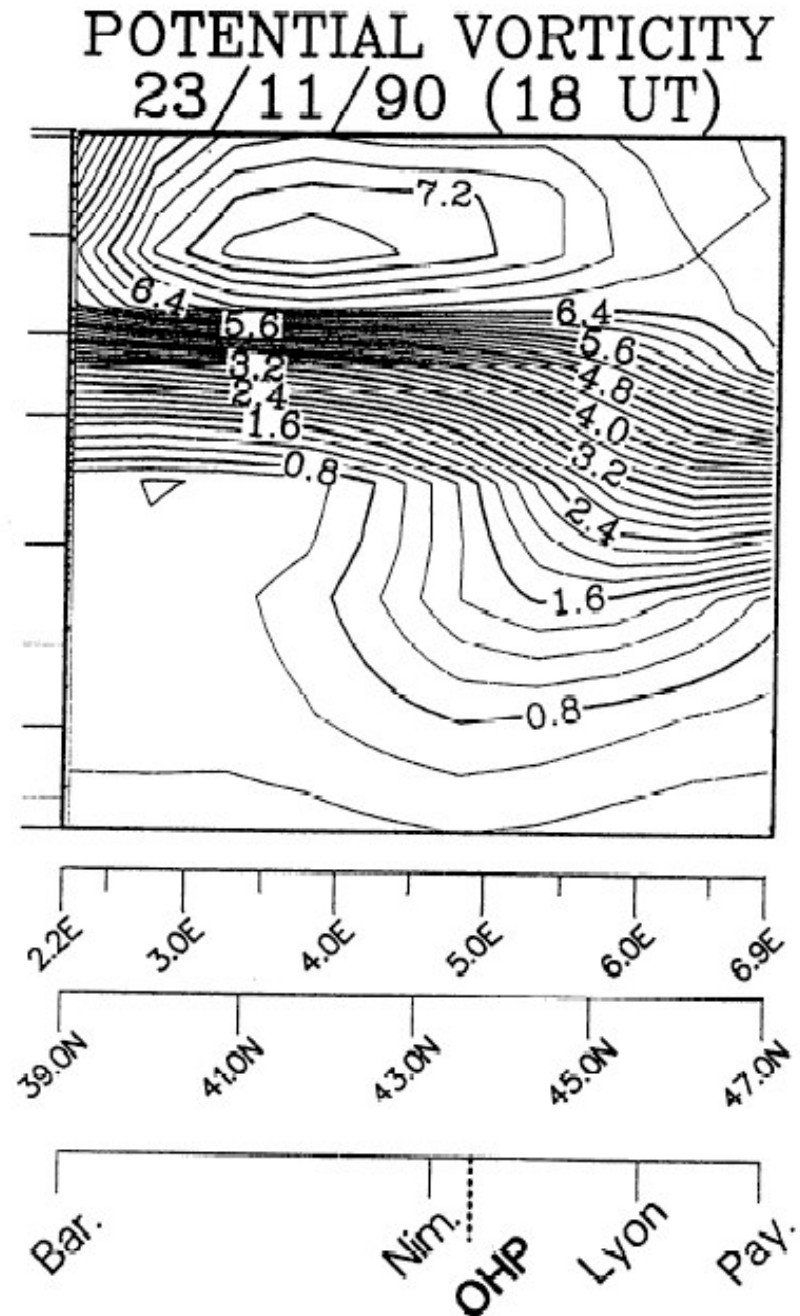


Plate 1. Ozone concentration temporal evolution measured by lidar from November 22, 2330 UT to November 23, 0430 UT (top), and from 1030 UT to 2200 UT on November 23 (bottom).

Détermination expérimentale de la quantité d'O₃ transférée vers la troposphère pour une foliation de tropopause: $6 \cdot 10^{32}$ mol/jour

- Coupe verticale O₃: masse d'ozone dans la foliation
- Champ 3d du PV: volume de la foliation
- Trajectoire avant des masses d'air dans la foliation: temps de transfert irréversible



Modélisation méso-échelle
du transport à travers la
tropopause:

Calcul du flux d'un scalaire
 χ à travers la tropopause
se déduit de la tendance
du PV: dP/dt

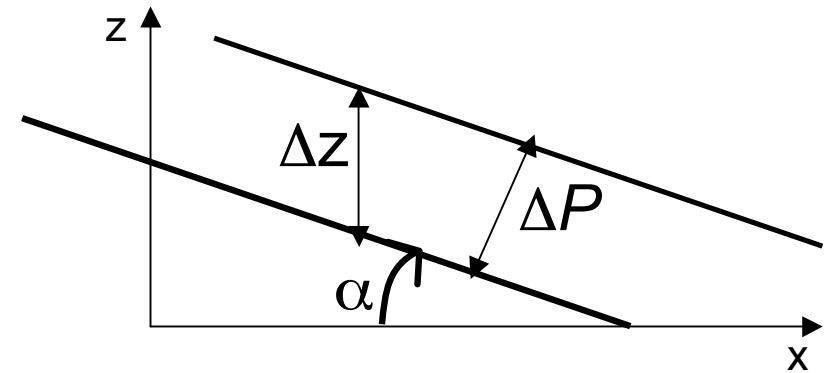
Equation de bilan pour χ
avec un changement de la
coordonnée verticale et
règle de Leibnitz pour
variation temporelle de P_T
Z -> PV

(théorème de Wei)

$$(x, z) \rightarrow (X, P)$$

$$dx dz = J dX dP$$

$$J = \frac{1}{\cos \alpha} \frac{\partial z}{\partial P}$$



$$\chi_{st} = \int_P^{+\infty} \rho J \chi dP \quad \text{Colonne stratosphérique}$$

$$\frac{\partial \chi_{st}}{\partial t} = \underbrace{\int_{P_T}^{+\infty} \rho \frac{d\chi}{dt} J dP}_{\text{Source/Puits de } \chi} - \underbrace{\vec{\nabla} \cdot \int_{P_T}^{+\infty} \rho \chi J \vec{V} dP}_{\text{Flux lateral de } \chi} -$$

$$\underbrace{\left[\rho \chi J \left(\frac{dP}{dt} - \frac{\partial P_T}{\partial t} - \vec{V} \cdot \vec{\nabla} P_T \right) \right]_{P_T}^{+\infty}}_{\text{Flux de } \chi \text{ au sommet et à tropopause}}$$

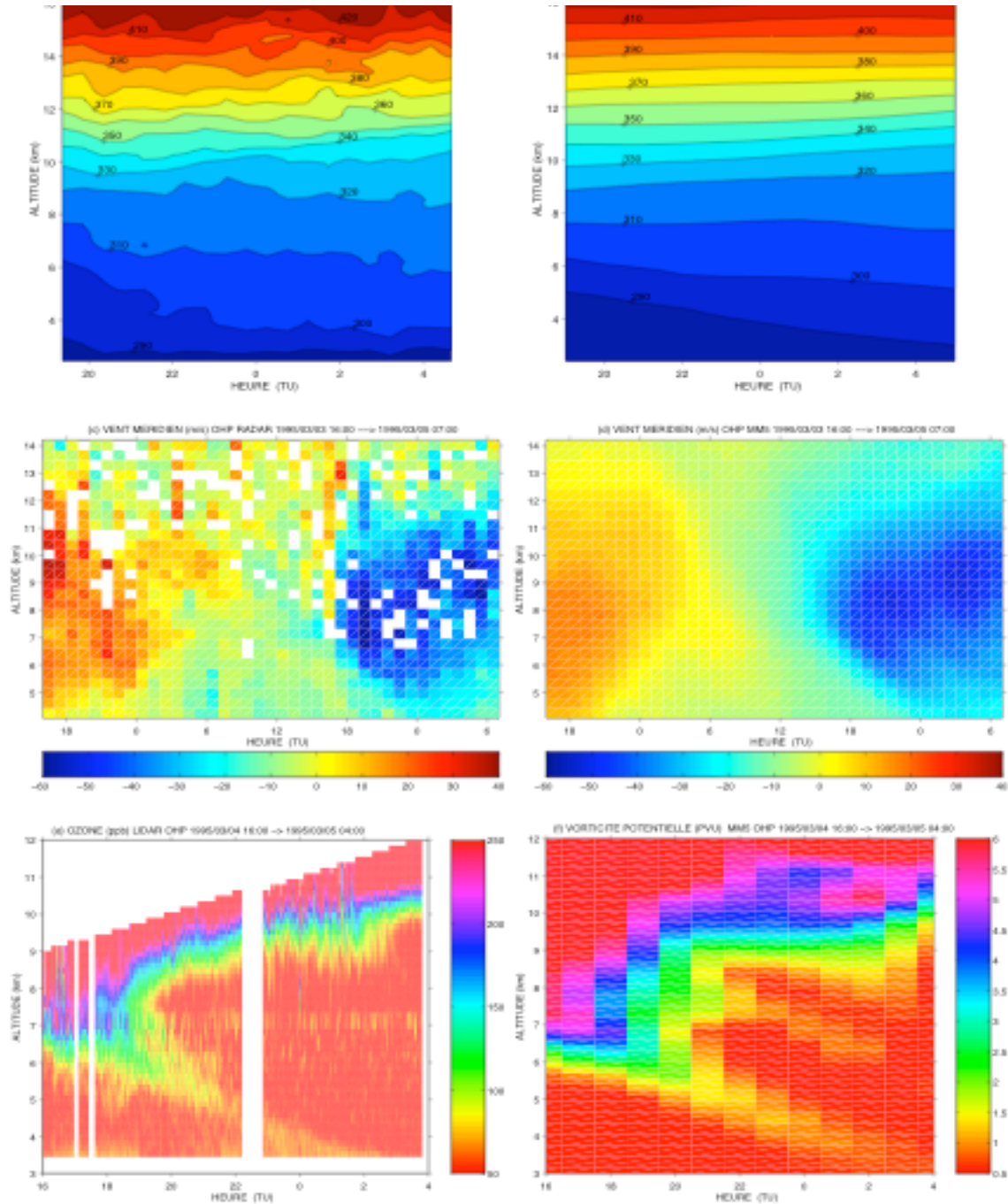
$$\text{Flux à travers tropopause} = F(\chi) = \left[\rho \chi J \frac{dP}{dt} \right]_{P_T}$$

Comparaison coupes
verticales calculées
par le modèle méso-
échelle MM5 et
mesurées par lidar
ou radar pour:

θ (en haut)

vent méridien
(au milieu)

O3/PV (en bas)



Observations

Modèle

Simulation par le modèle MM5 du développement d'une dépression sur 4 jours

Champ de PV sur une surface isentrope à 310 K

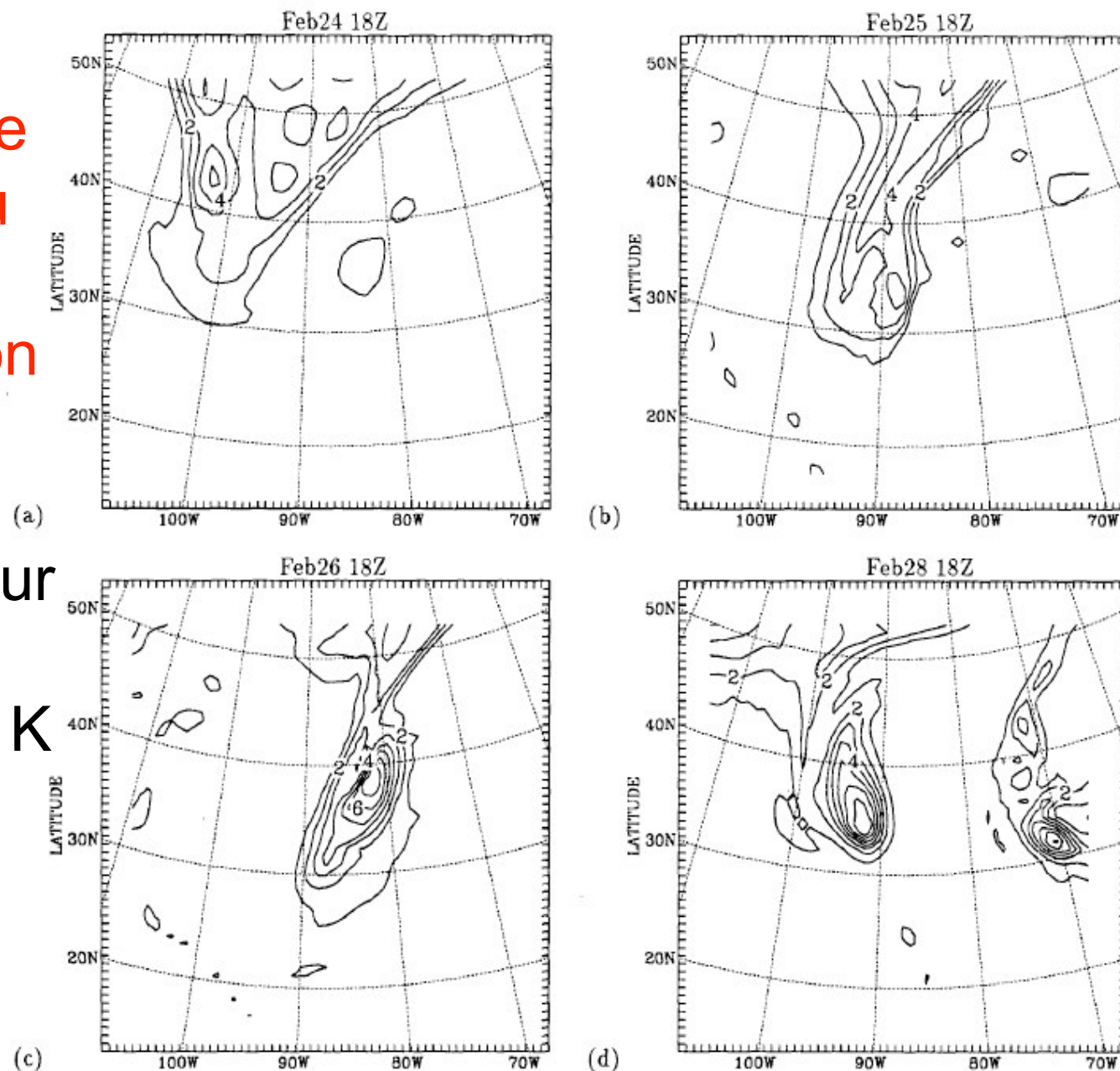


FIG. 3. Lambert conformal projection (a) of the potential vorticity (in PVU from 1 to 5 by 1) on the 310-K isentropic surface on Feb24 18Z; (b) of the potential vorticity on the 310-K isentropic surface on Feb25 18Z; (c) of the potential vorticity on the 310-K isentropic surface on Feb26 18Z; (d) of the potential vorticity on the 310-K isentropic surface on Feb28 18Z; (e) of the pressure (in mb from 200 to 500 by 100) at the tropopause level on Feb25 18Z; and (f) of the vertical velocity (in $\mu\text{b s}^{-1}$ from -4 to 4 by 2) at the tropopause level on Feb25 18Z.

Coupe verticale à travers l'anomalie de PV de la tendance du PV - Augmentation à l'arrière et diminution au dessus du front chaud de surface

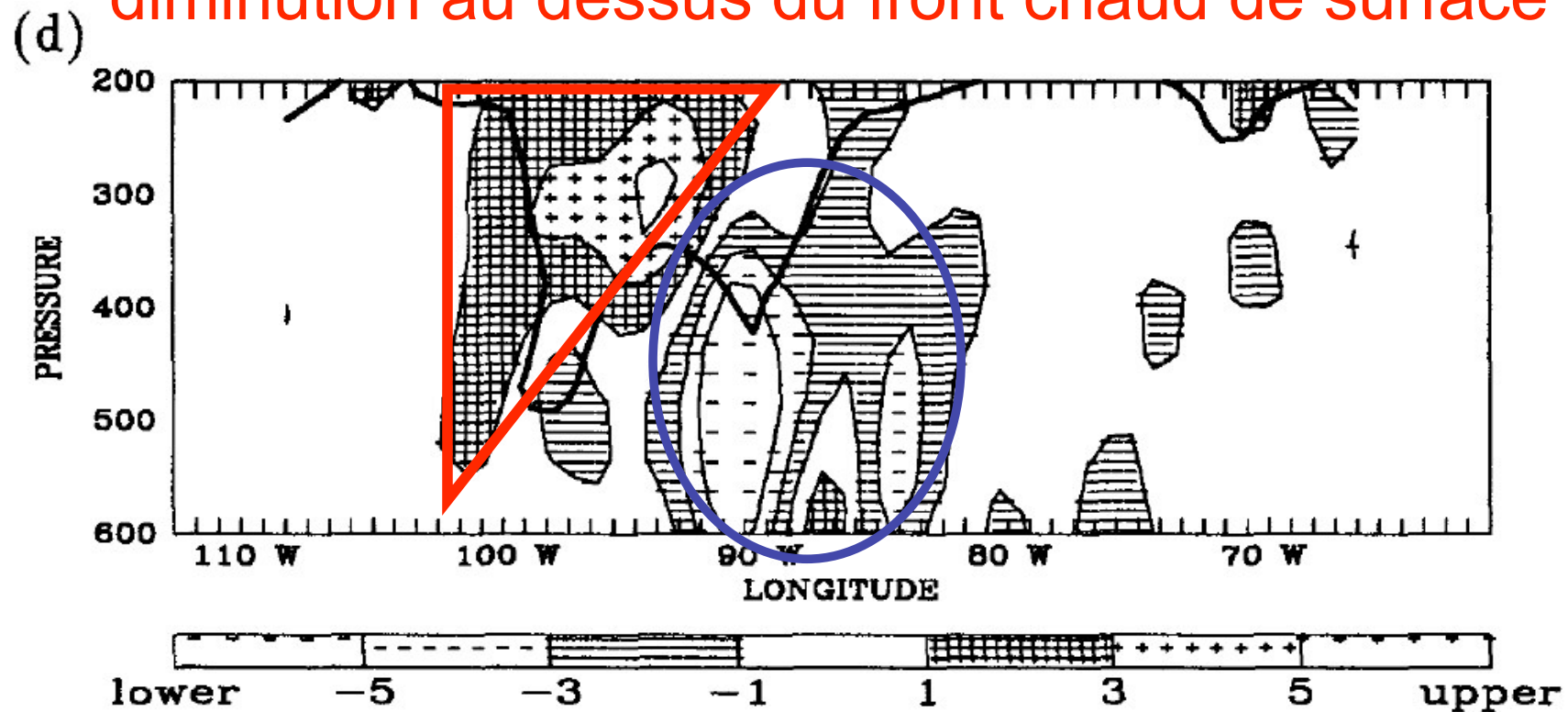
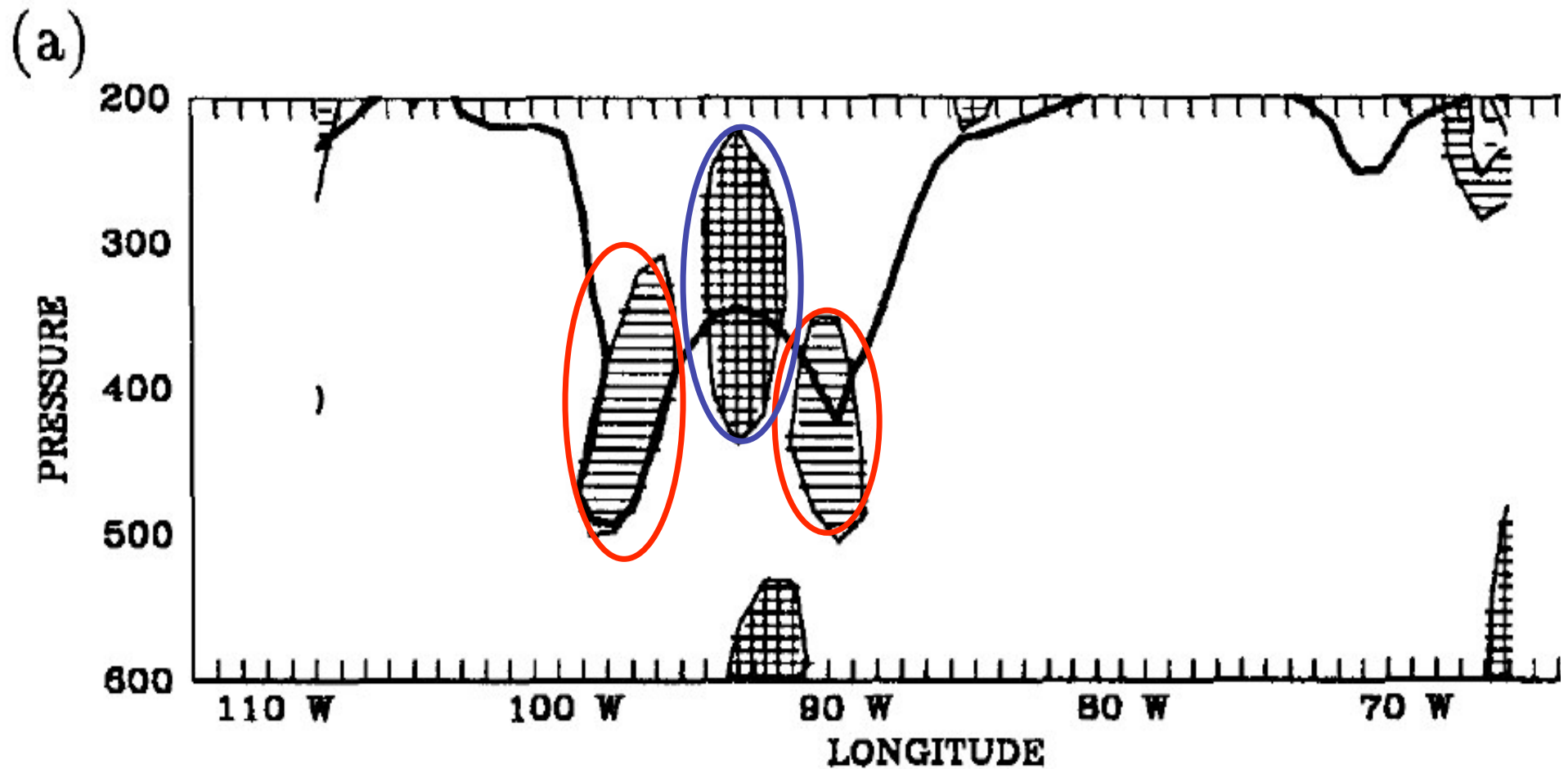
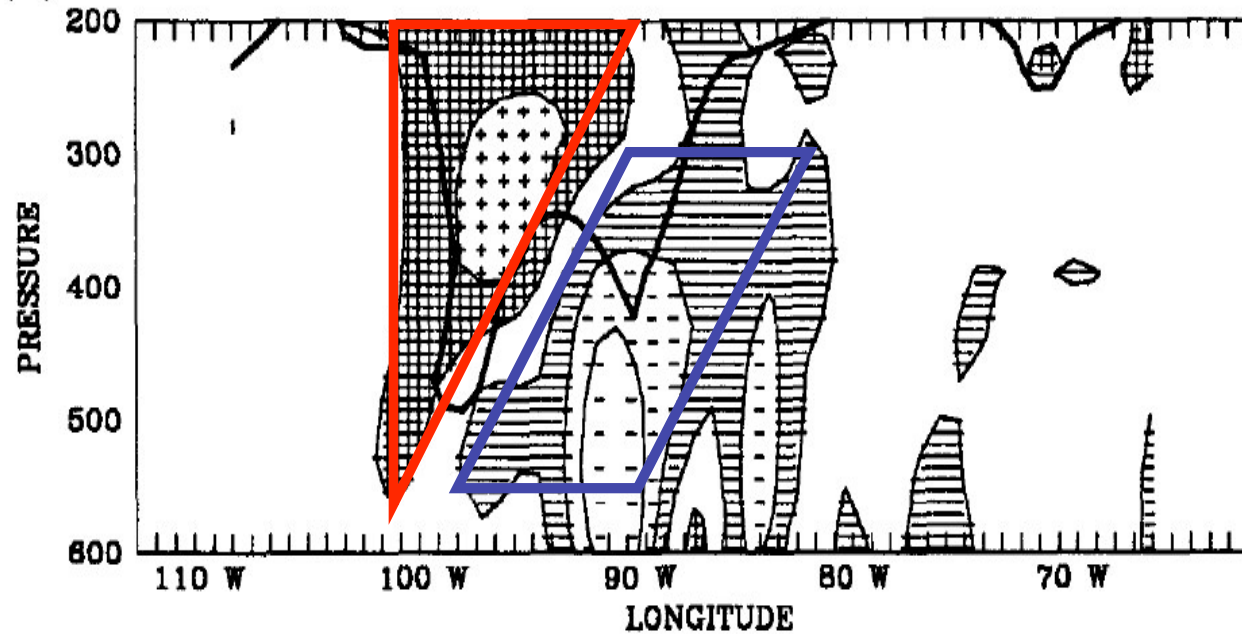


FIG. 6. (a) Longitude–altitude composite picture of the PV tendency due to diffusion (shaded pattern, see bar) for the 12-h period between Feb25 09Z and Feb25 21Z along the line CC' in Fig. 1. Units are 10^{-1} PVU/day and the $PV = 2$ PVU contour is drawn (thick line); (b) as in (a) but for the PV tendency due to diabatic processes; (c) composite picture for the same period and position as (a) of the $PV = 2$ PVU contour (thick line), the heating rate (dashed pattern, units are K/day), and the relative humidity (dashed line, 40% and 80% contours); (d) as in (a) but for the total tendency of PV.

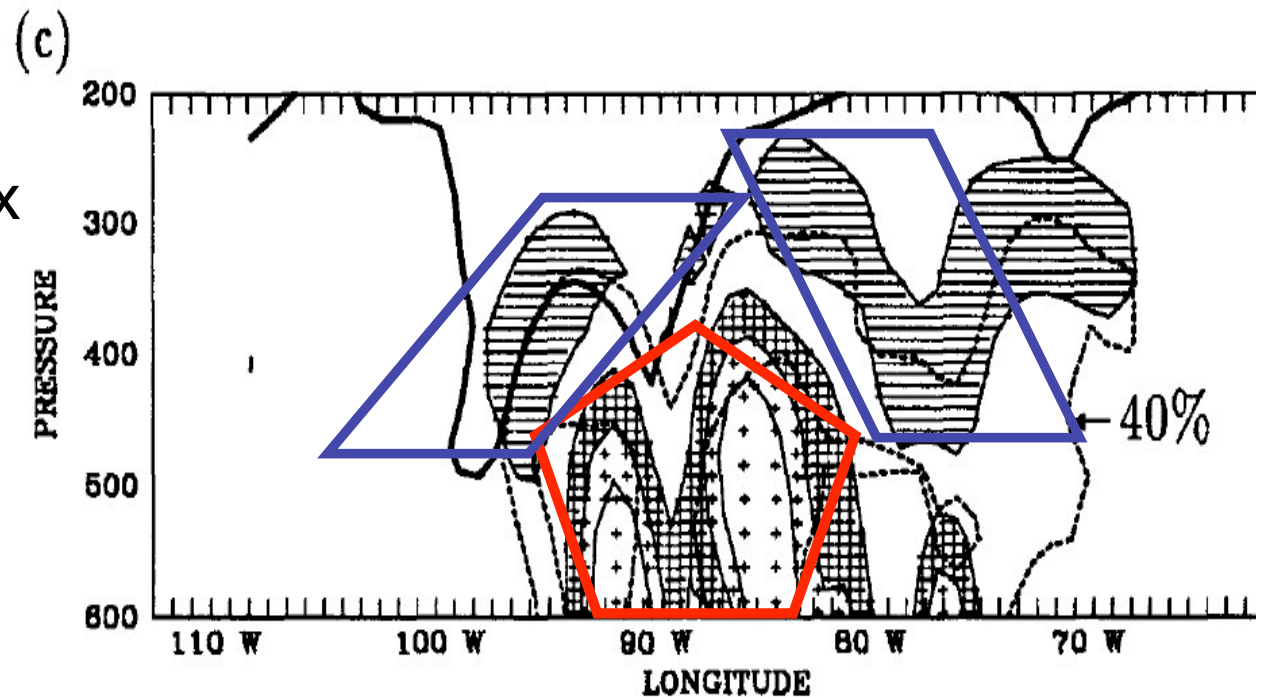
Coupe verticale à travers l'anomalie de PV de
la contribution des processus de diffusion
turbulente à la tendance du PV



Coupe verticale de la contribution des processus diabatiques à la tendance du PV



Coupe verticale du flux de chaleur du aux processus radiatif et thermodynamique en présence des nuages



Evolution temporelle sur 4 jours de la masse échangée à travers la tropopause pour toute la zone couverte par l'anomalie de PV

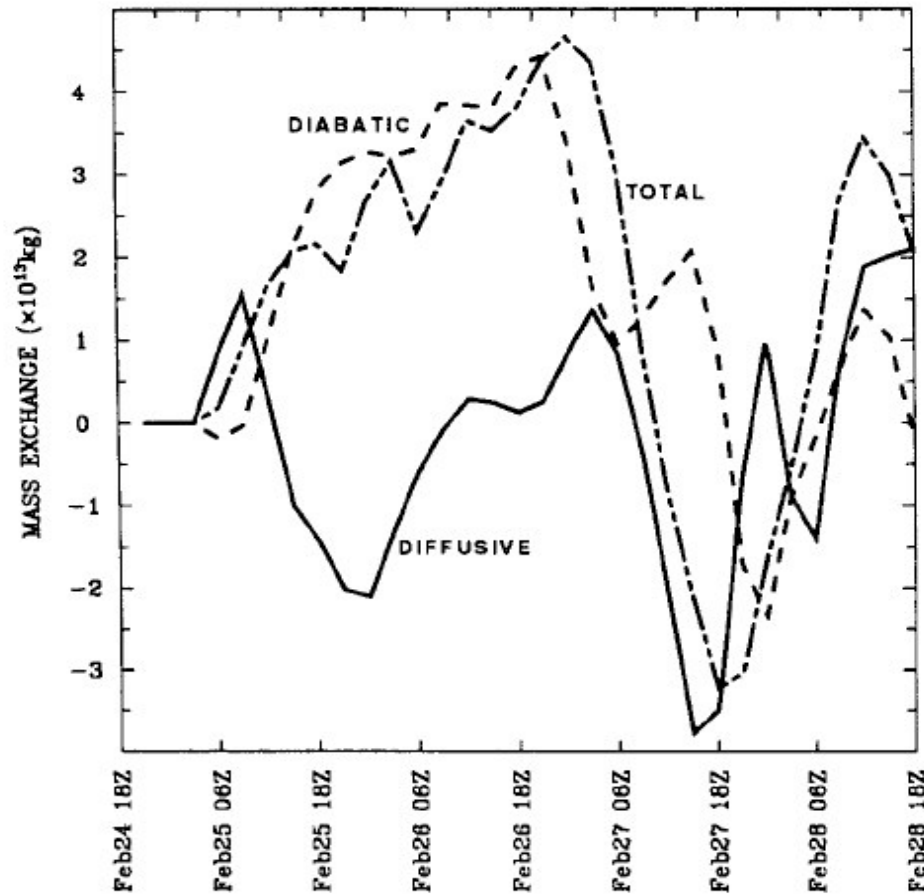


FIG. 10. Time evolution of the instantaneous value of the total mass exchange integrated over space (dash-dot), the instantaneous mass exchange associated with diabatic processes (dash), and the instantaneous mass exchange associated with diffusive processes (solid). Ordinate is mass exchange in kg (scaled by 10^{13}) for a 3-h period and abscissa is time. The time origin corresponds to Feb24 18Z, that is, the starting date of the simulation.

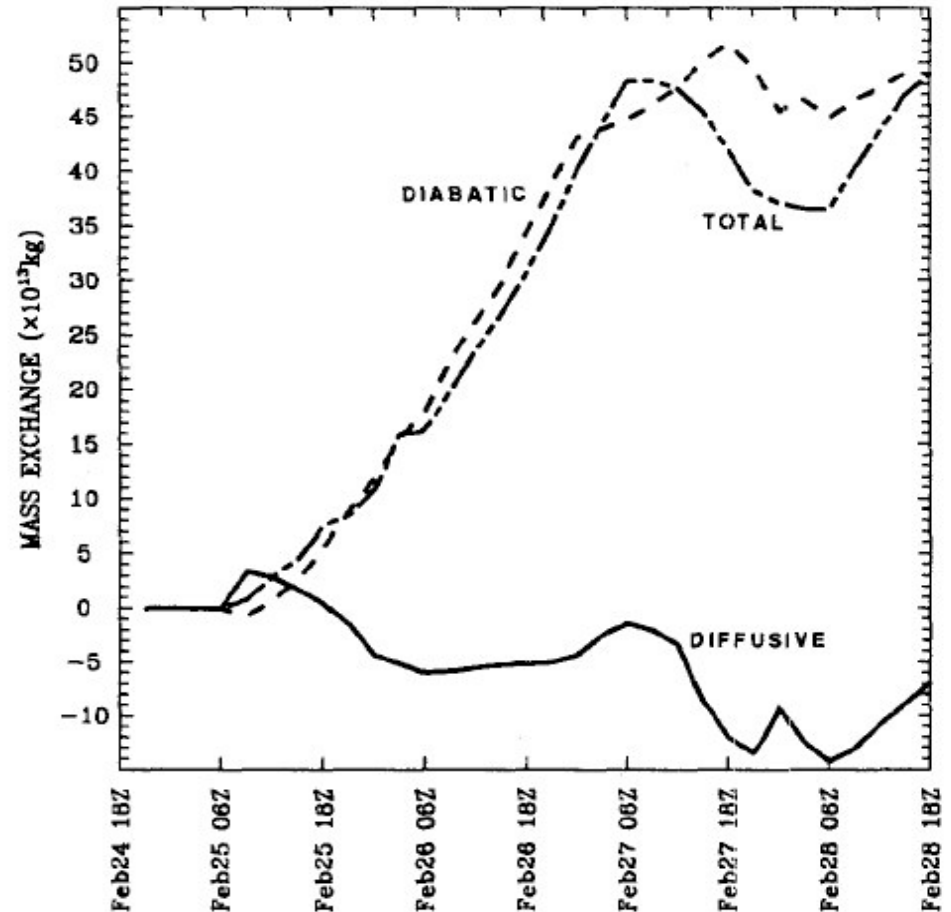
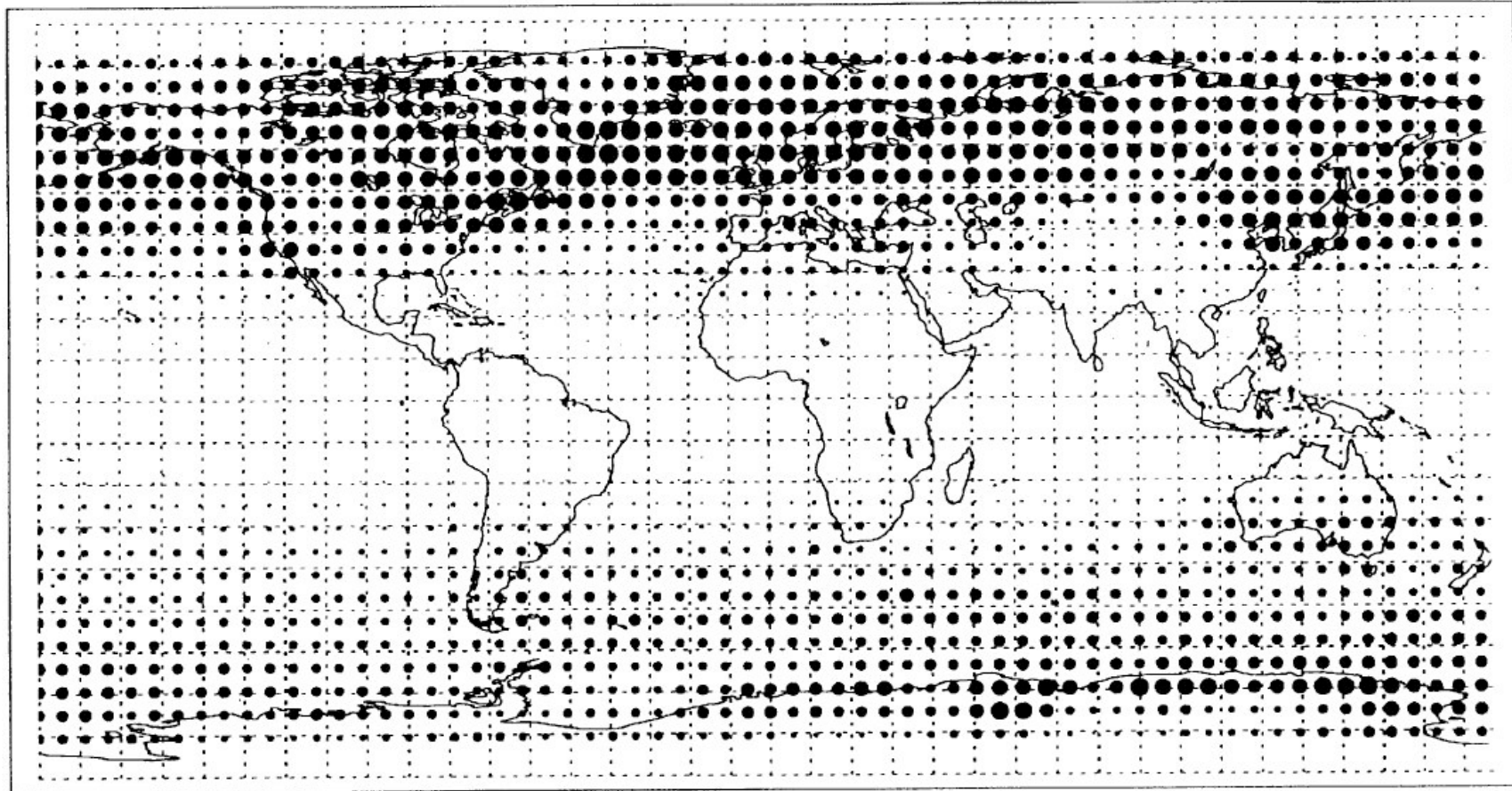


FIG. 9. Time evolution of the accumulated value of the total mass exchange integrated over space (dash-dot), the accumulated mass exchange associated with diabatic processes (dash), and the accumulated mass exchange associated with diffusive processes (solid). Ordinate is mass exchange in kg (scaled by 10^{13}), and abscissa is time. The time origin corresponds to Feb24 18Z, that is, the starting date of the simulation.

Nbre de foliation de tropopause diagnostiqué par la divergence du vecteur Q calculée pour 10 années d'analyses météorologiques

occurrences of intensity weighted tropopause fold events DEZ-NOV



[ECMWF-analysis statistics]

data time interval: 8312-9311

● = 50

● = 25

• = 5

grid spacing = 10 degrees

Figure 2. Annual mean distribution of the global tropopause folding activity obtained with the EURAD group algorithm for the years 1984–1993; the size of the dots denotes the activity corresponding to the intensity weighted sum (sum of class numbers) of mean annual events.

Flux d'ozone global déduit en combinant les nbre d'évènement et les quantités d'ozone transférées par évènement

Flux d'ozone par évènement en molécules par jour:

Etudes par modèles méso-échelle: $2-10 \cdot 10^{32}$

Etudes de cas basés sur observations: $4-10 \cdot 10^{32}$

Valeur moyenne: $7 \pm 1.5 \cdot 10^{32}$

Nbre évènement = 18 par jour sur HN et surface de NH = $2.5 \cdot 10^{18} \text{ cm}^{-2}$

$$\Phi_{\text{O}_3} = 5.7 \pm 1.3 \cdot 10^{10} \text{ mol. cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$$