

Clima de Sudamérica 2024

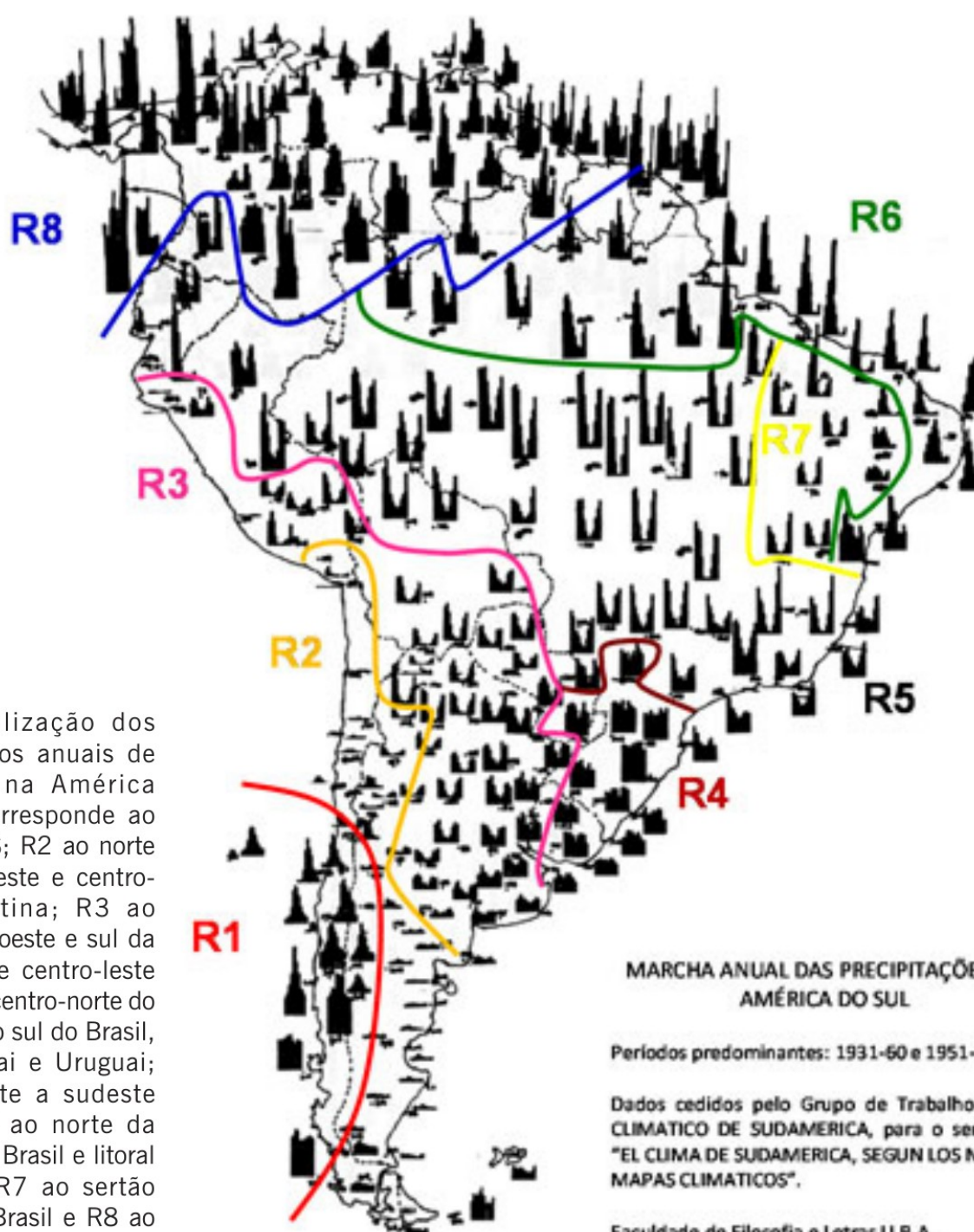


Figura 8. Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na América do Sul. R1 corresponde ao sudoeste da AS; R2 ao norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina; R3 ao oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai; R4 ao sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai; R5 ao noroeste a sudeste do Brasil; R6 ao norte da região norte do Brasil e litoral do nordeste; R7 ao sertão nordestino do Brasil e R8 ao norte da AS incluindo o estado de Roraima. Fonte: Reboita et al. (2010a)

MARCHA ANUAL DAS PRECIPITAÇÕES NA AMÉRICA DO SUL

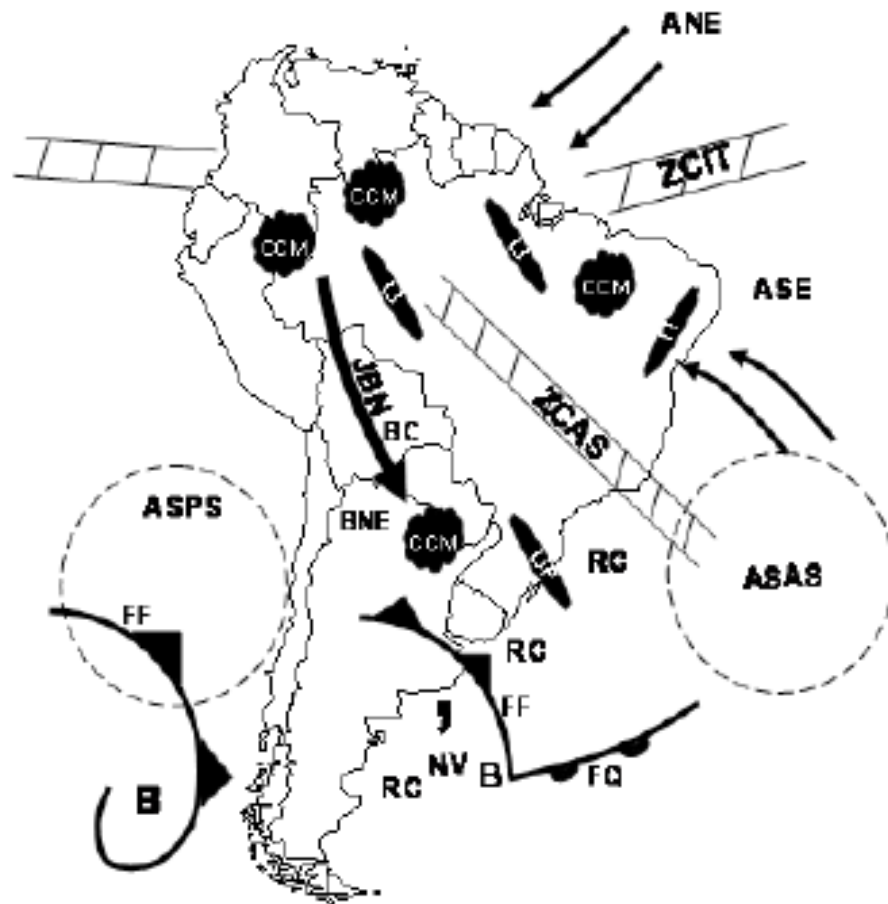
Períodos predominantes: 1931-60 e 1951-60

Dados cedidos pelo Grupo de Trabalho ATLAS CLIMÁTICO DE SUDAMÉRICA, para o seminário "EL CLIMA DE SUDAMÉRICA, SEGUN LOS NUEVOS MAPAS CLIMÁTICOS".

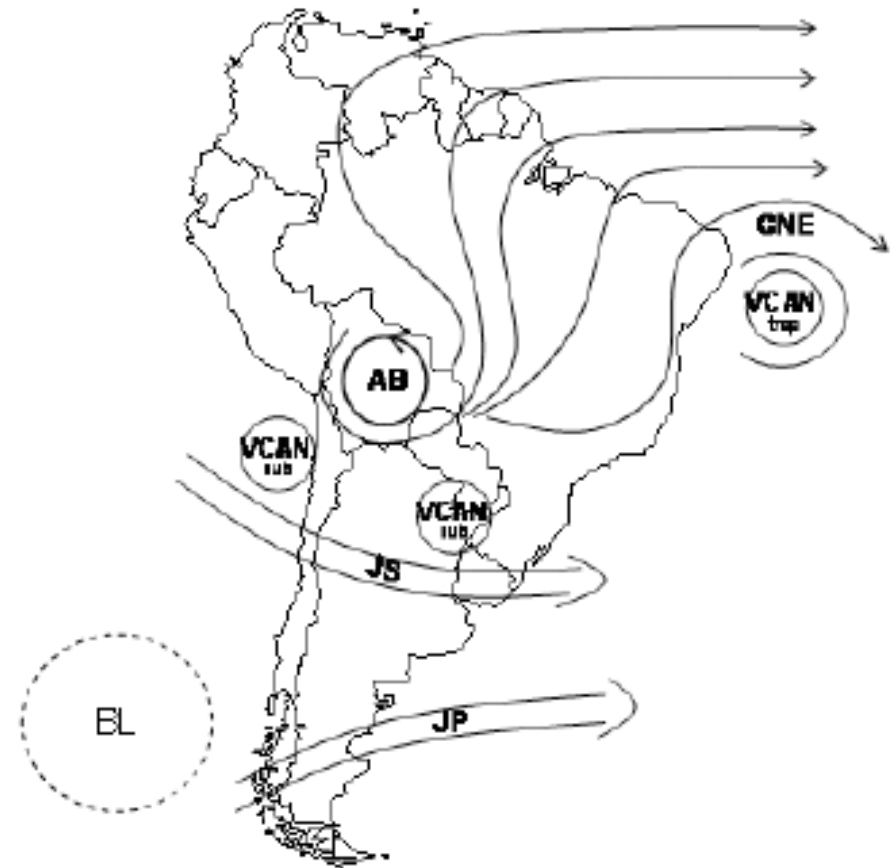
Faculdade de Filosofia e Letras U.B.A.

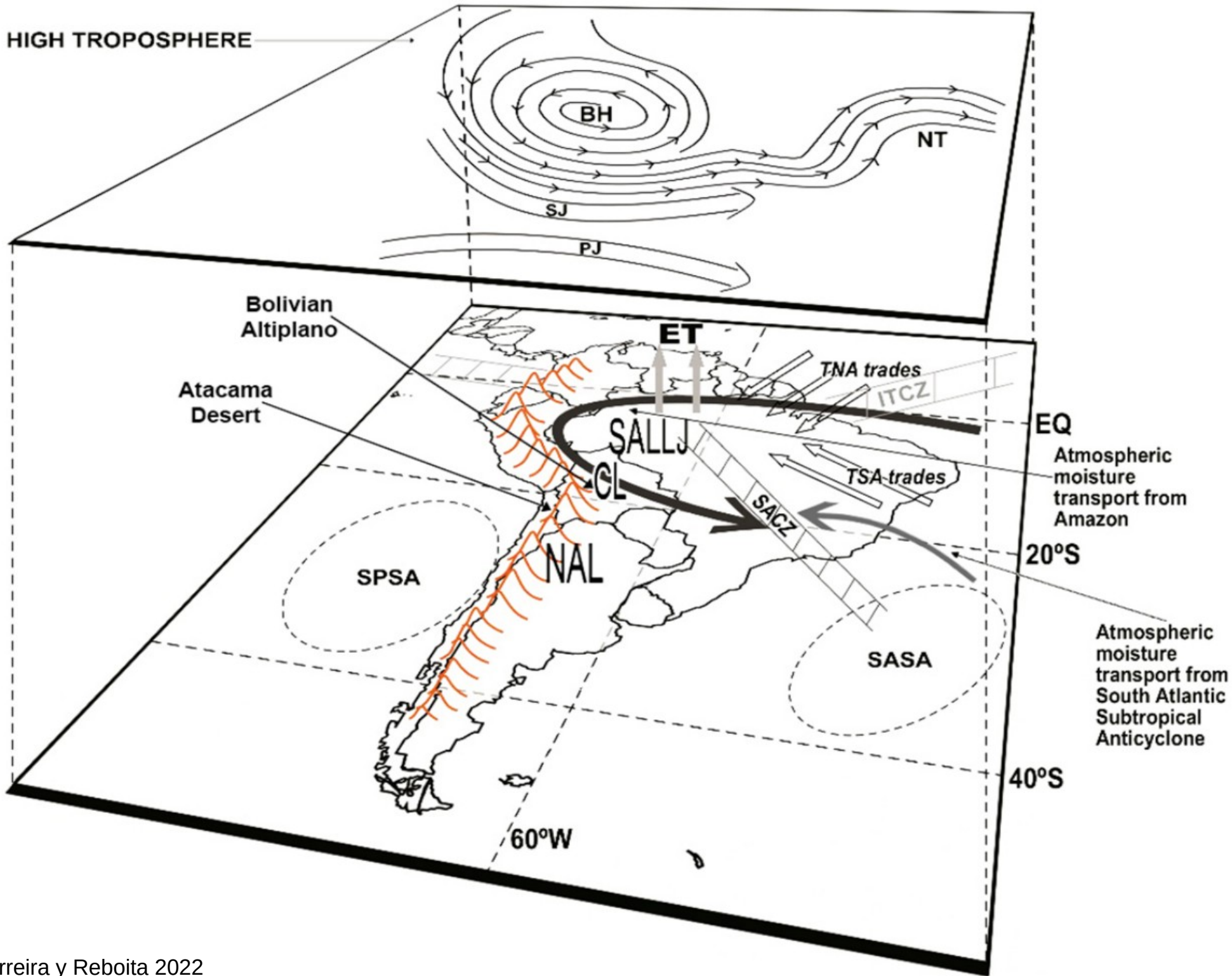
Sistemas atmosféricos de America del Sur

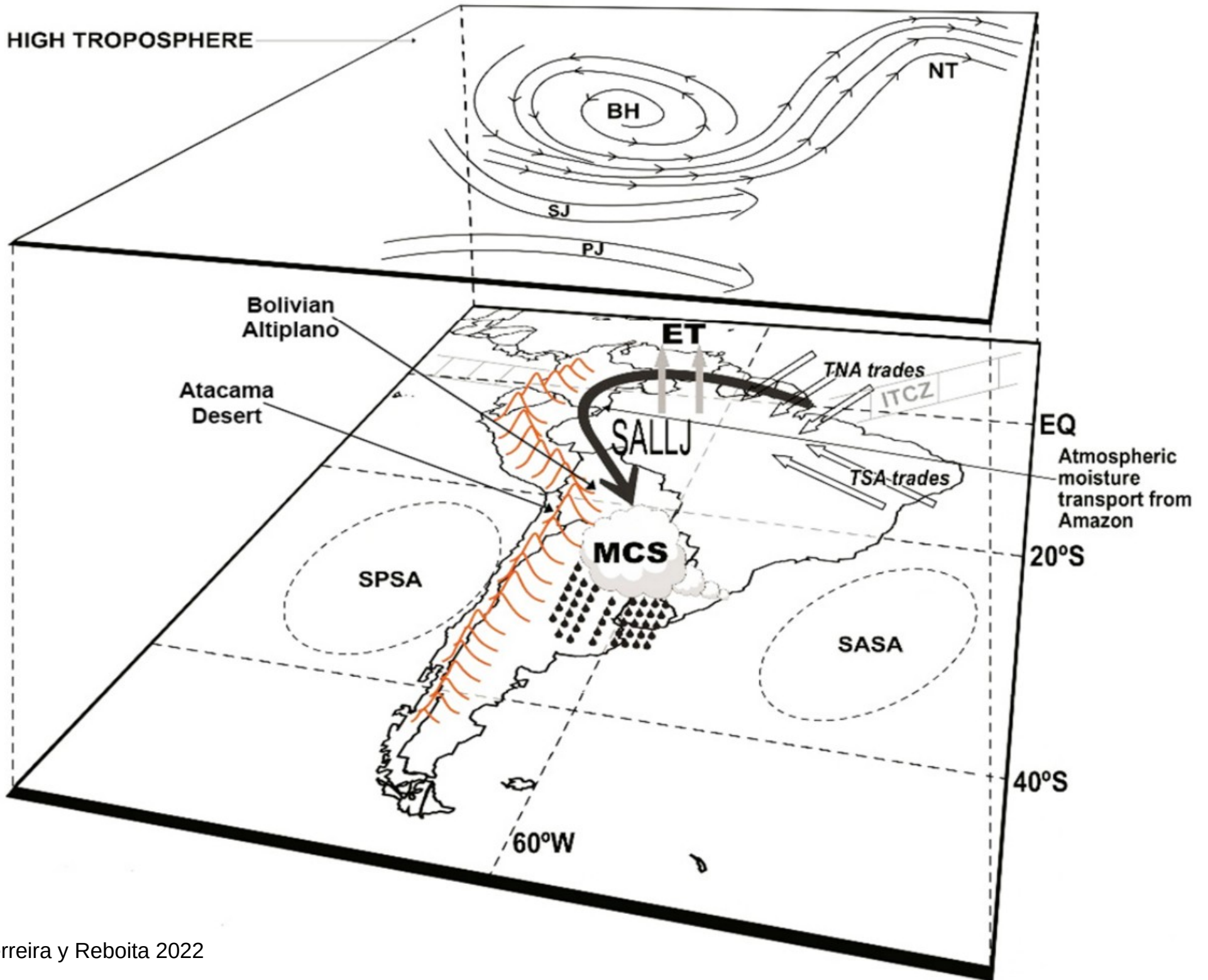
En niveles bajos



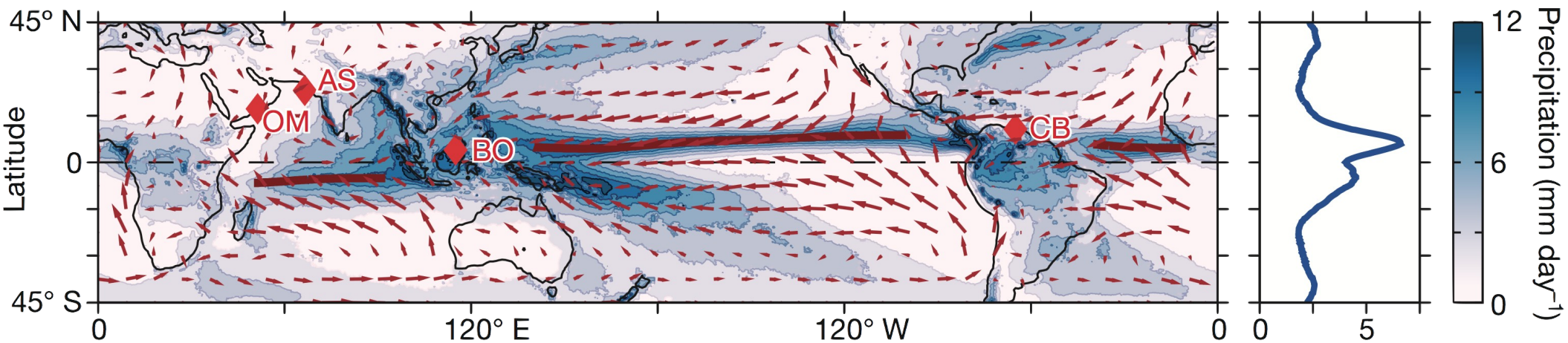
En niveles altos







Zona de Convergencia Intertropical



www.climate-dynamics.org

Definiciones:

- Zona de confluencia de los alisios
- Mínimo de MSLP en la zona ecuatorial
- Máxima convergencia de masa
- Máxima cobertura nubes convectivas
- Máximo de precipitación.

Climatología (Waliser & Gautier 1993)

- Usa “High reflective Cloud” data set: número de días por mes que la grilla de 1x1 estuvo cubierta por sistemas convectivos organizados.

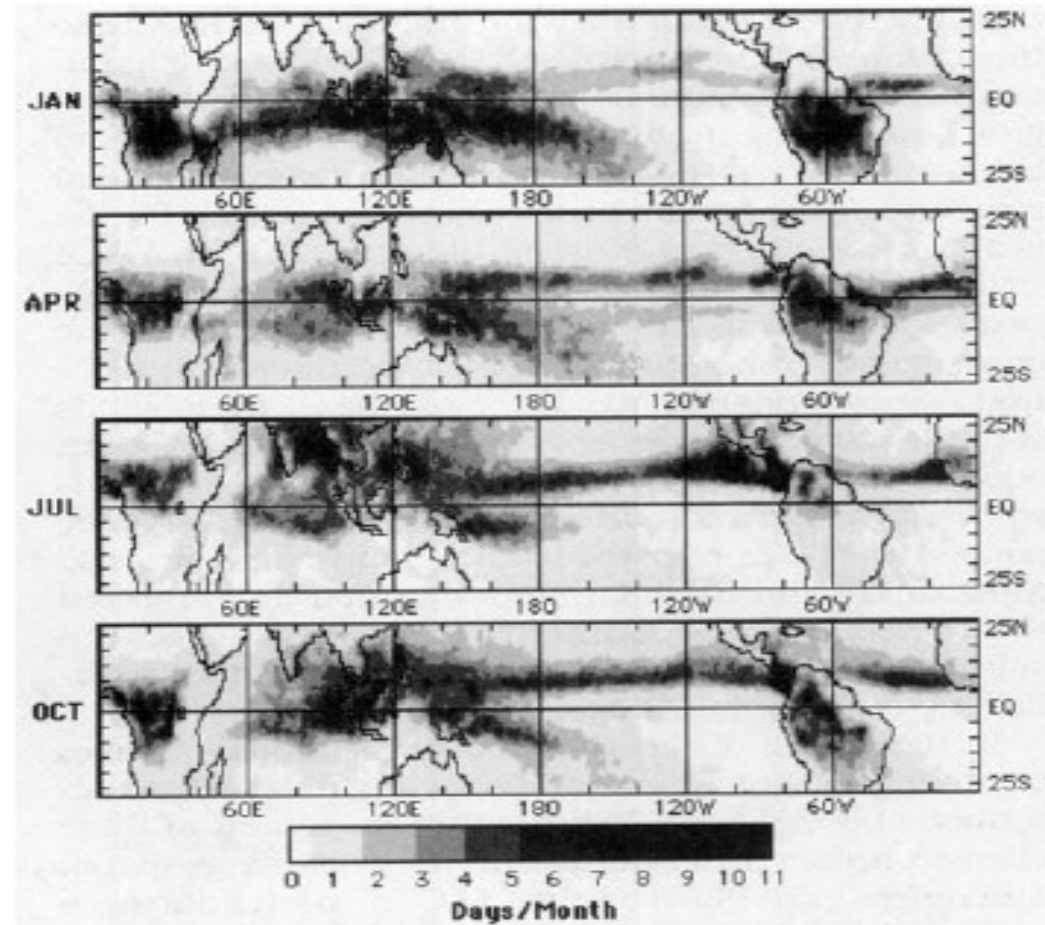
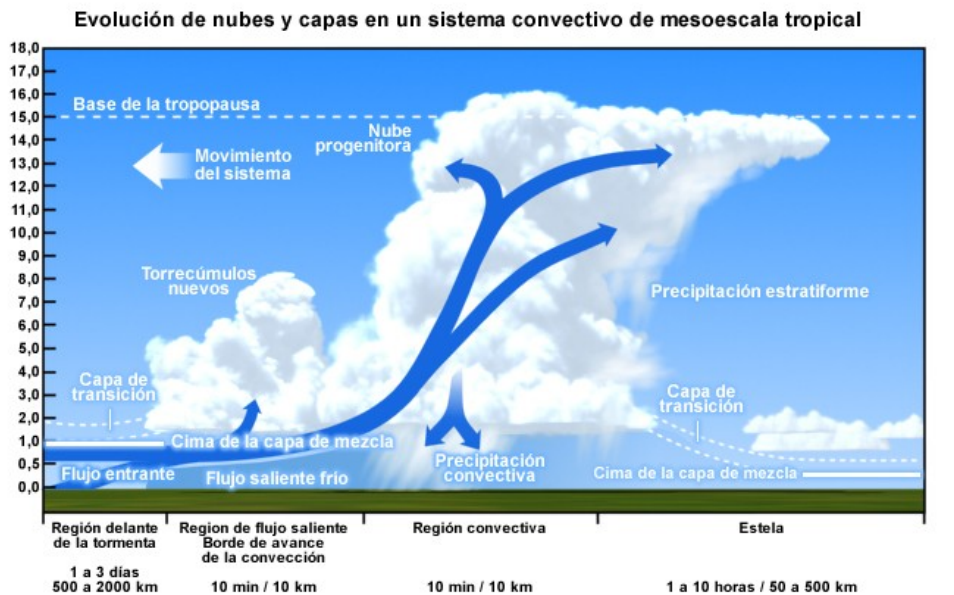
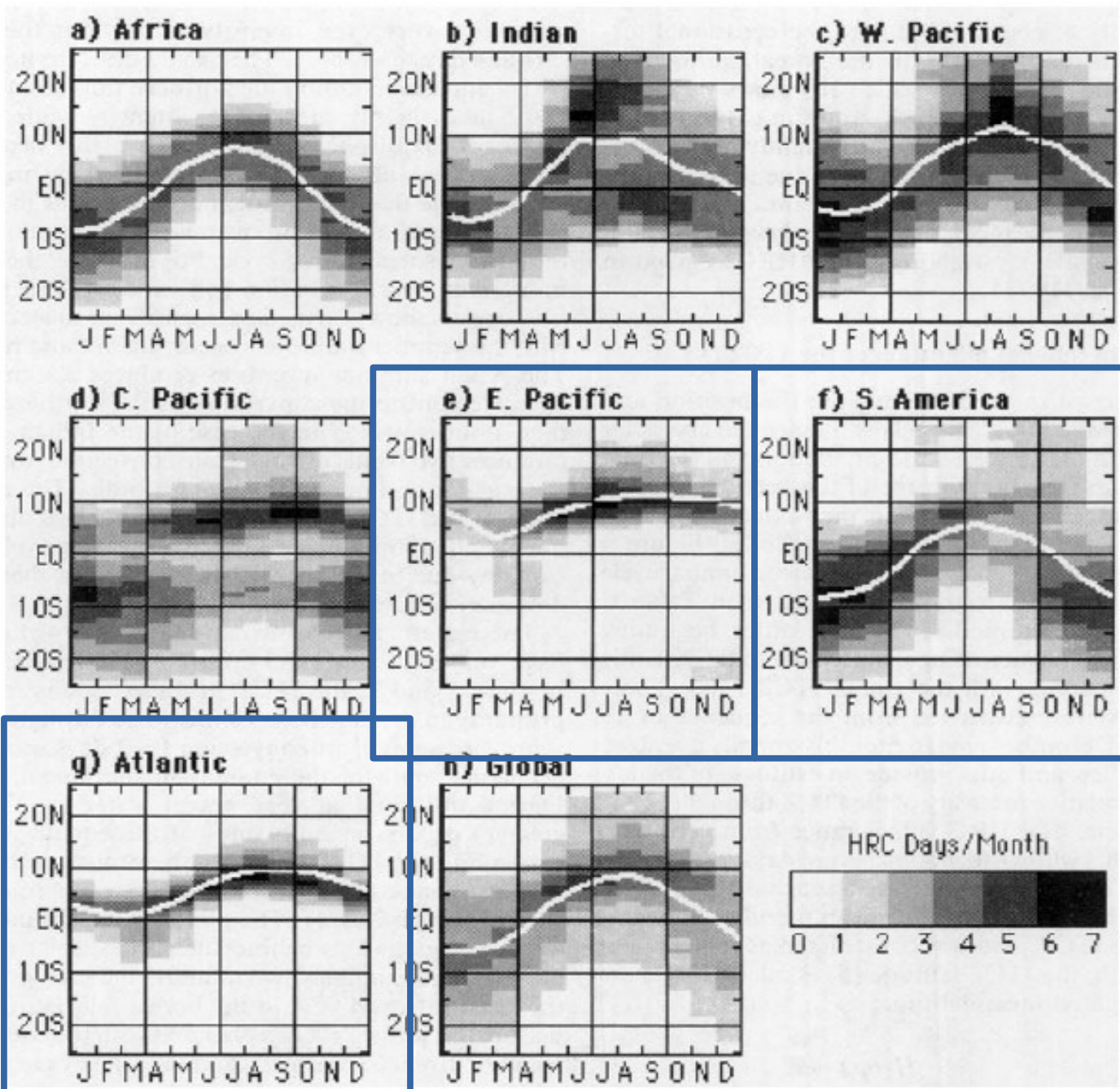


FIG. 1. Mean monthly “ITCZ” structure for the months: (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October. These mean monthly images were computed from 17 years of monthly HRC data. Values represent the number of days per month (sampled once per day) the given grid point was covered by a large-scale deep convective system (subjectively determined; see section 2).



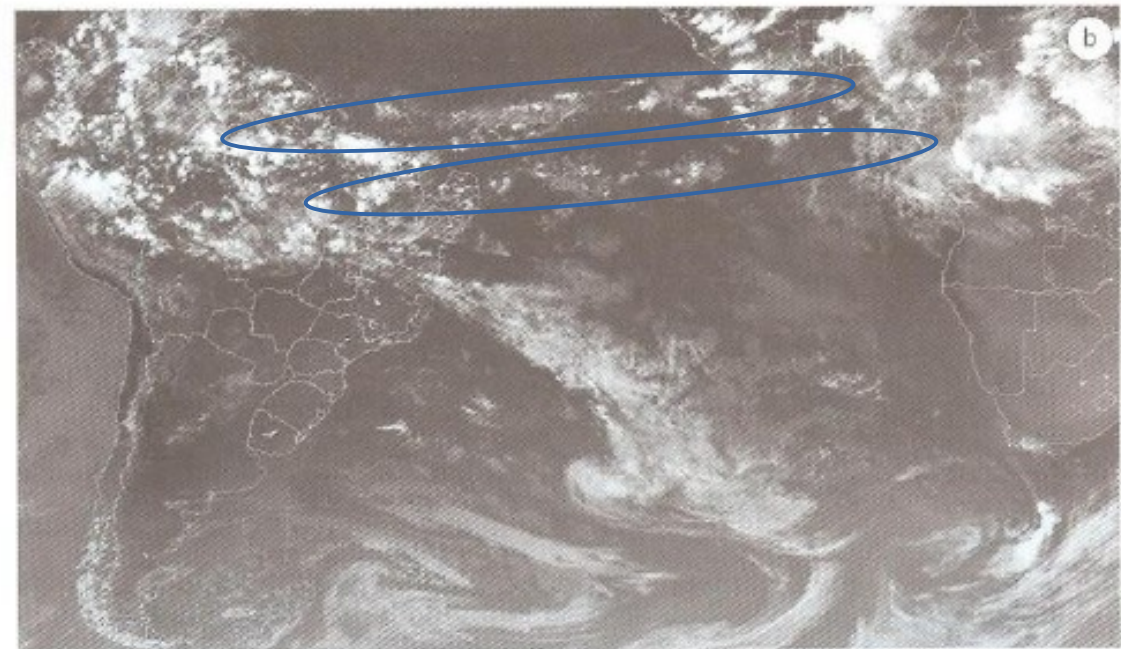
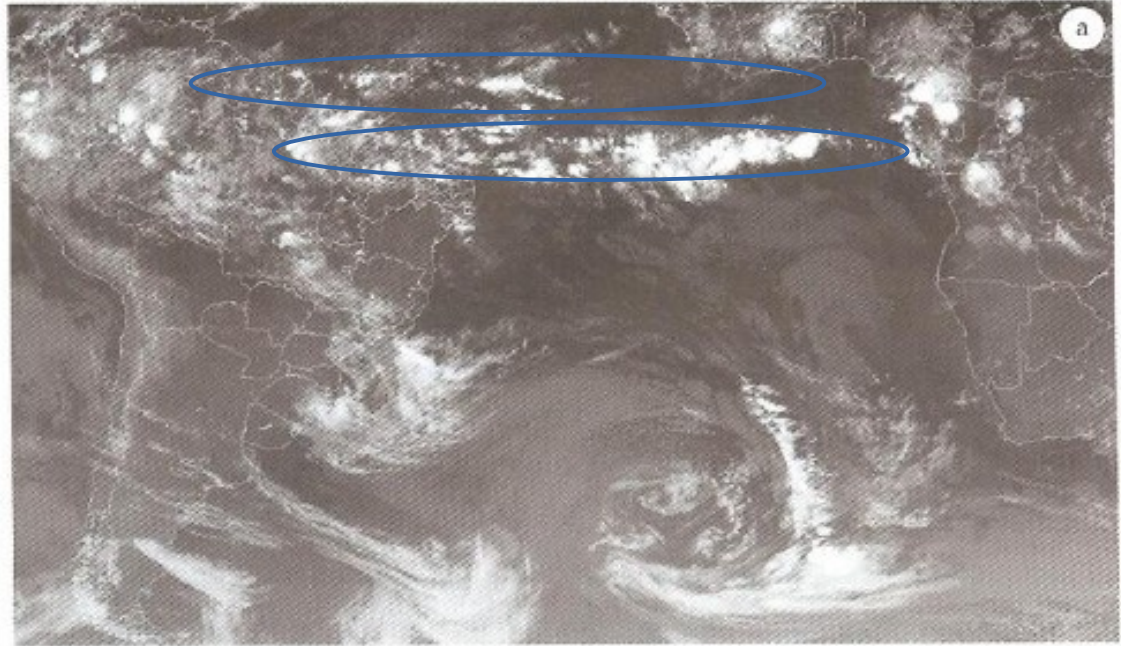
BLE 1. Labels and longitude limits for ITCZ domains analyzed. Latitude limits are 25°N and 25°S.

Label	Longitude limits
Africa	10°–40°E
Indian	60°–100°E
West Pacific	110°–150°E
Central Pacific	160°E–160°W
East Pacific	100°–140°W
South America	45°–75°W
Atlantic	10°–40°W
Global	0°–359°E

FIG. 4. Time–latitude diagrams of the annual cycle of ITCZ migration for the eight regions specified in Table 1. Annual cycles were computed from the 17 years of HRC data. White lines are quantitative estimates of the mean monthly ITCZ position (except central Pacific region); see text for computation.

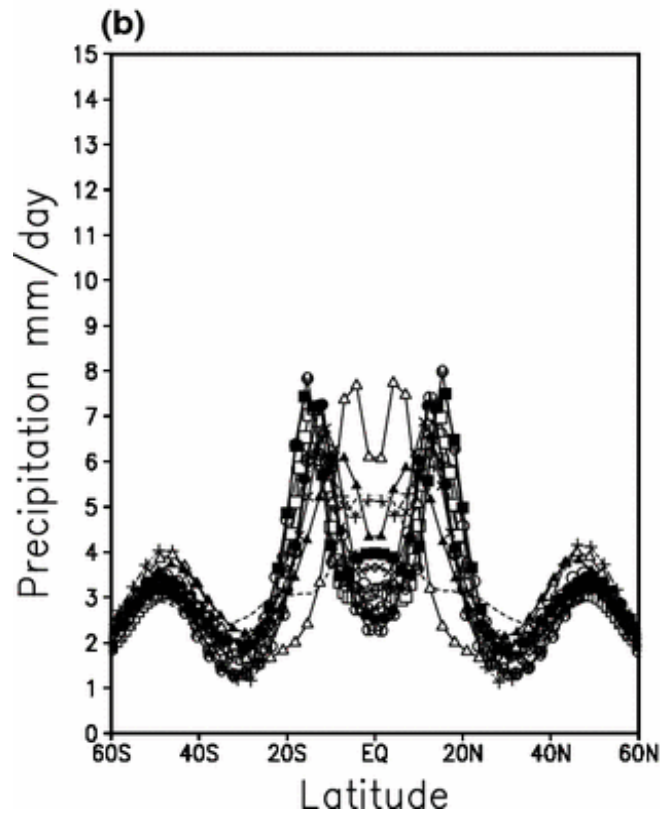
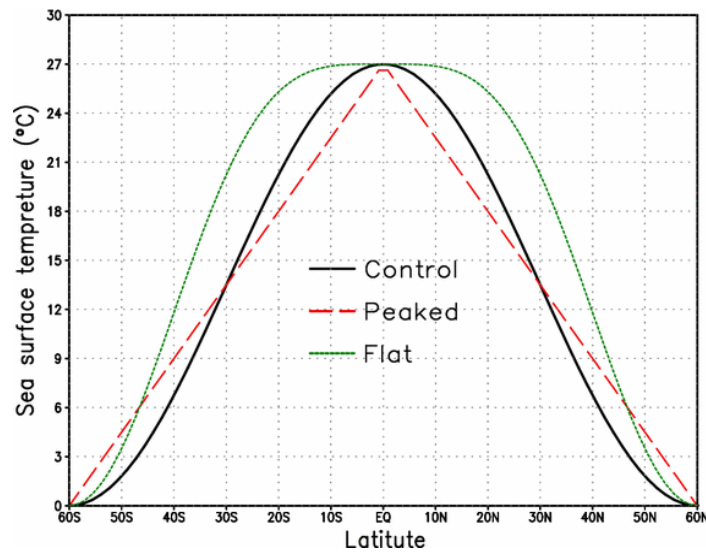
LA ITCZ en el Atlántico puede ser doble

FIG. 2.5 Imagem composta (satélites Goes-10 + Meteosat-9), no canal infravermelho, ilustrando a atuação da ZCIT em (a) 22/4/2008 às 06:15 UTC e (b) 24/4/2008 às 20:15 UTC
Fonte: INPE/CPTEC/DSA.

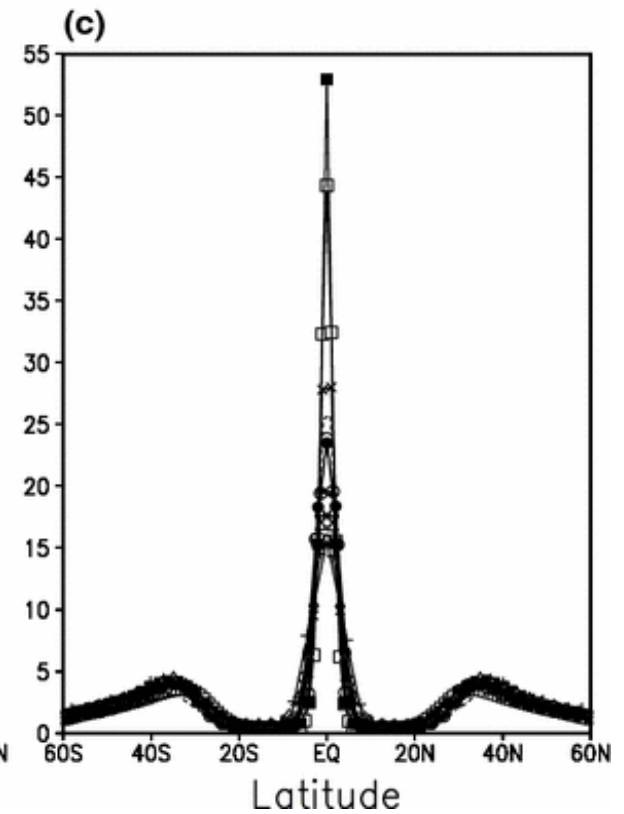


- La simulacion de la ITCZ depende de:
- (1) la distribución latitudinal de SST
 - (2) la parameterización de la convección profunda

12 AGCMs



FLAT



PEAKED

- La ITCZ se desarrolla
 - sobre las aguas más cálidas?
 - sobre los maximos gradientes de TSM?

¿Por qué la ITCZ está al norte del ecuador? (Pacífico este y Atlántico)

¿Por qué los anticiclones están contra el este de las cuencas?

2

Takahashi and Battisti

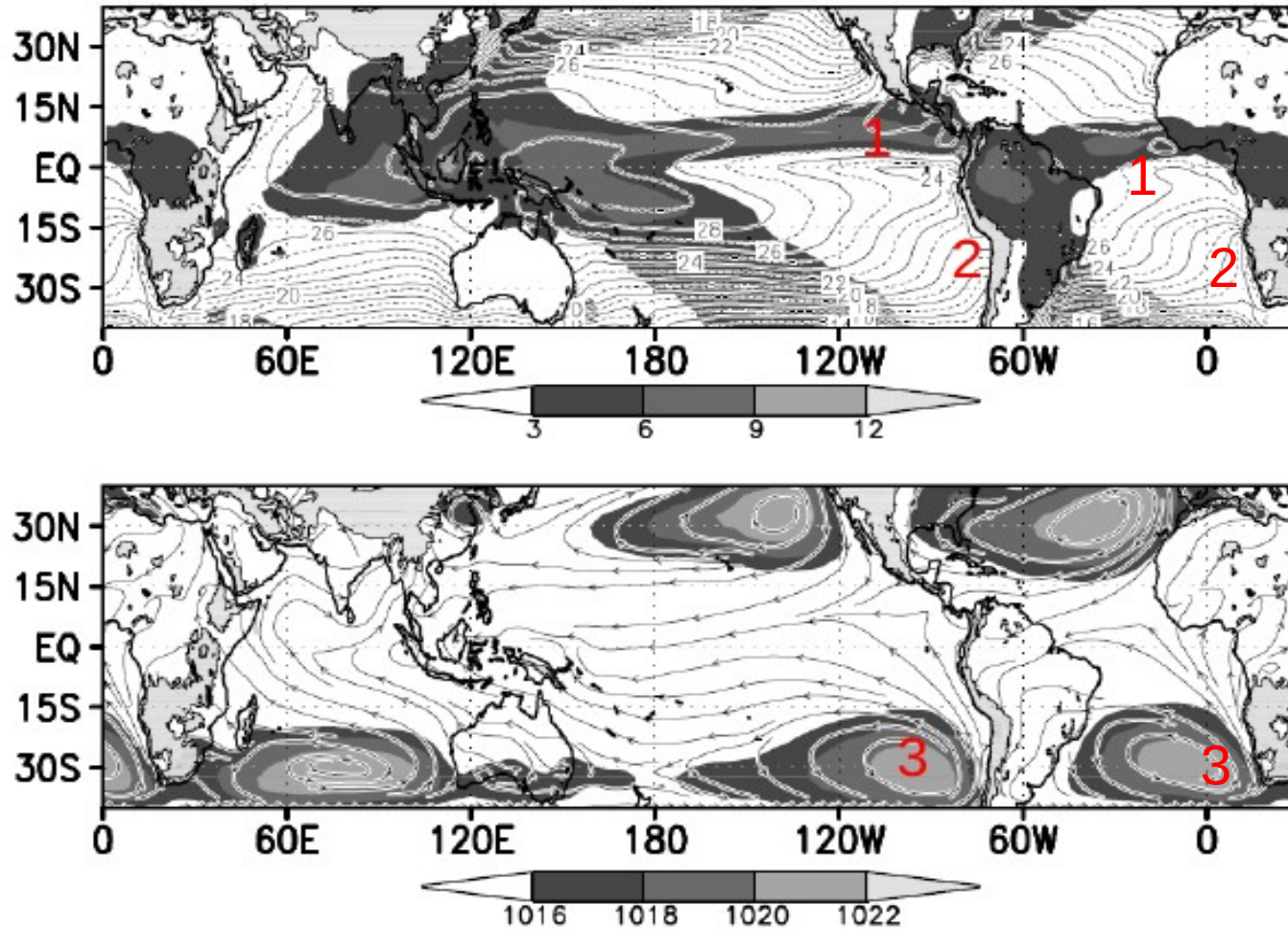


FIG. 1. Top: Climatological mean rainfall rate (shaded; mm/day; data from GPCP, Huffman et al, 1997) and sea surface temperature (contours; °C; data from NCEP OI SST v2, Reynolds et al, 2002). Bottom: Climatological mean 925 mb streamlines and mean sea level pressure (shaded, mb) from NCEP/NCAR Reanalysis (Kalnay et al, 1996; Kistler et al, 2001). Land elevation greater than 1000 m is lightly shaded and bounded by a thin contour.

¿Por qué la ITCZ está al norte del ecuador? (el en Pacífico este y Atlántico)

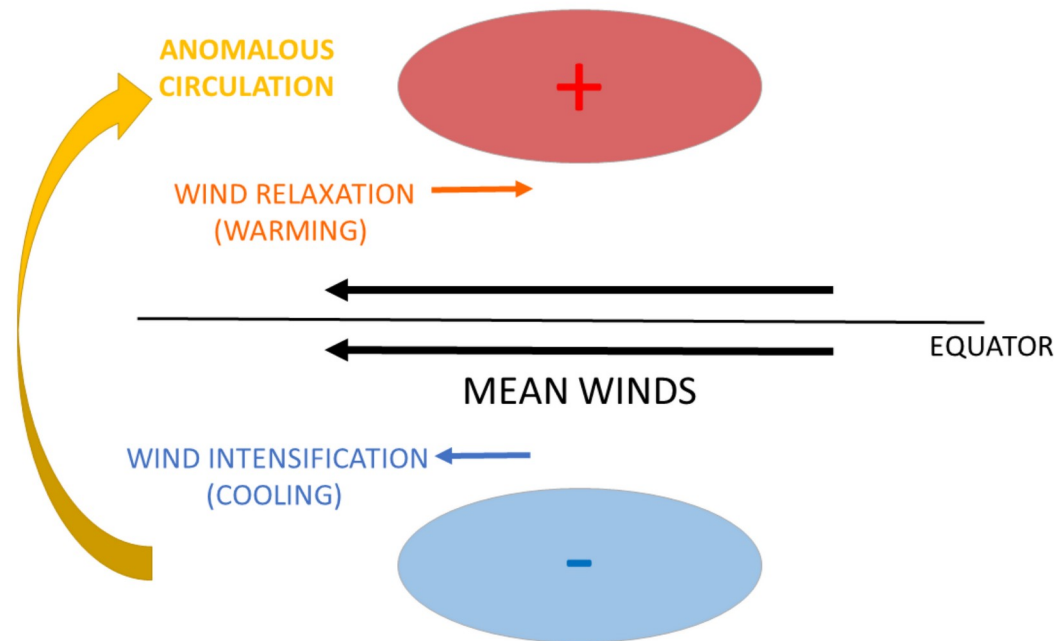
- Xie and Philander (1994) – WES feedback permite romper la simetría con la ITCZ en un hemisferio y aguas frías en el otro. Asume que convección ocurre sobre aguas cálidas. No prioriza ningun hemisferio.

Feedback WES – wind-evaporation-SST feedback

Interacción termodinámica entre los flujos de calor y la SST.

Dipolo de TSM sur-norte

- genera gradiente de SLP
- genera vientos que cruzan el ecuador
- como resultado de Coriolis, los vientos anómalos intensifican los vientos al sur y debilitan los vientos al norte del ecuador
- mayor evaporación al sur, menor al norte
- dipolo de TSM se intensifica



¿Por qué la ITCZ está al norte del ecuador? (el en Pacífico este y Atlántico)

- Xie and Philander (1994) – WES feedback permite romper la simetría con la ITCZ en un hemisferio y aguas frías en el otro. Asume que convección ocurre sobre aguas cálidas. No prioriza ningún hemisferio.
- Philander et al (1996) – distribución geográfica de los continentes. Africa y Am del norte se extienden mas al oeste que en el HS forzando circulaciones monsonicas en JJA que no tienen similar en DEF. Una vez establecidas, esas circulaciones inducen afloramientos costeros en el HS pero no en el norte generando una asimetría NH vs HS, que es intensificado debido a feedbacks tipo WES y radiativo entre nubes y SST.

Why the ITCZ Is Mostly North of the Equator

S. G. H. PHILANDER, * D. GU, * D. HALPERN, † G. LAMBERT, * N.-C. LAU, ‡ T. LI, * AND R. C. PACANOWSKI ‡

* *Atmospheric and Oceanic Sciences Program, Princeton University, Princeton, New Jersey*

† *Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California*

‡ *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton, New Jersey*

(Manuscript received 7 March 1995, in final form 12 September 1995)

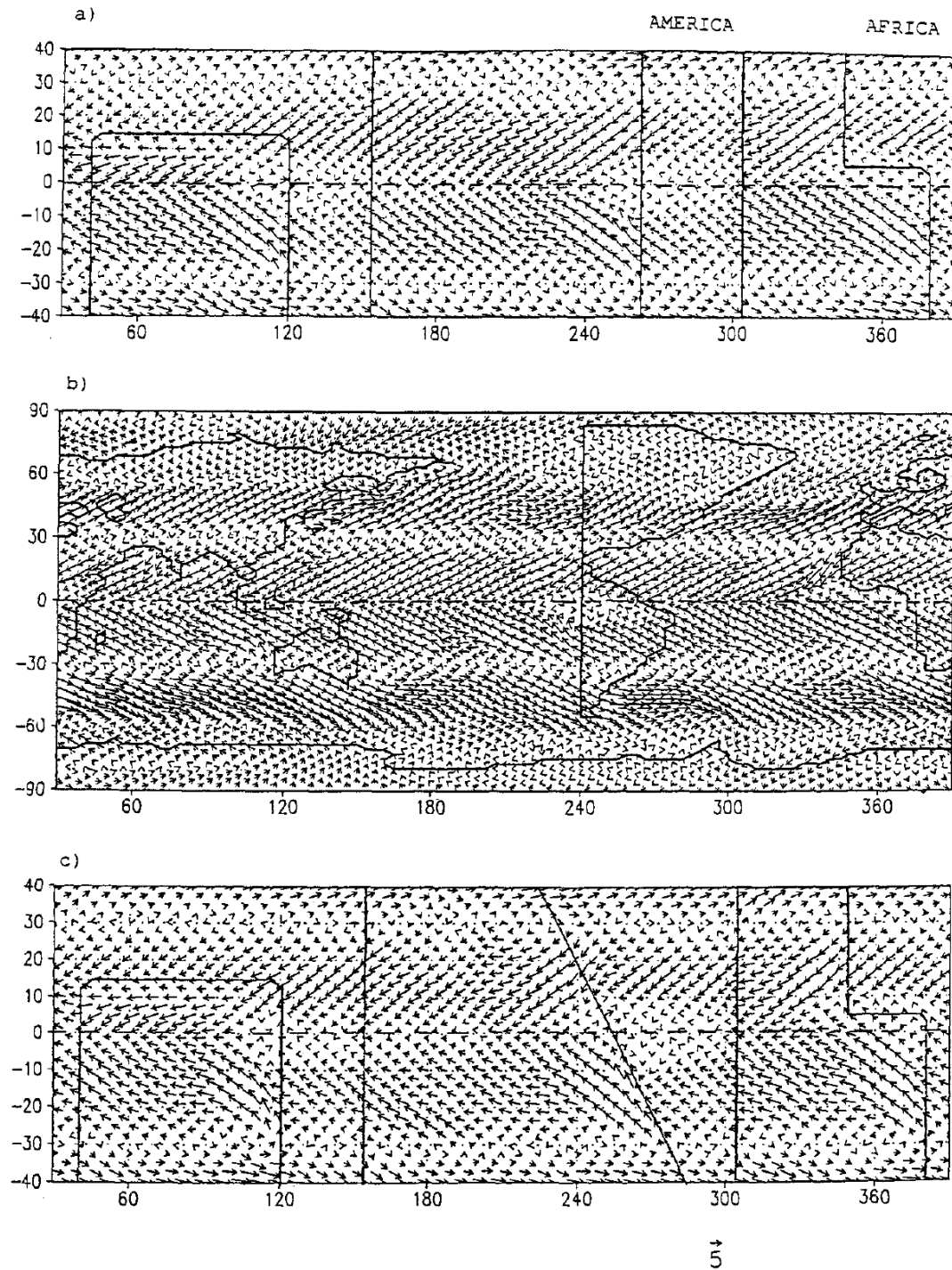
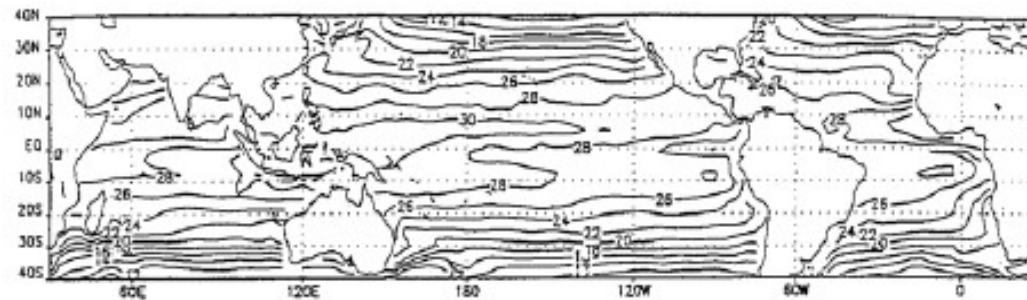


FIG. 2. Surface wind vectors as calculated by an atmospheric GCM in which the specified sea surface temperatures vary only with latitude and correspond to those observed along the date line. The three panels correspond to simulations with different idealized coastal geometries. The length of the arrows represents the surface wind speeds, and their directions are those of the winds. The arrow at the bottom corresponds to an eastward wind of 5 m s^{-1} .

Without clouds
but with upwelling...
still to warm



With clouds
(prescribed)

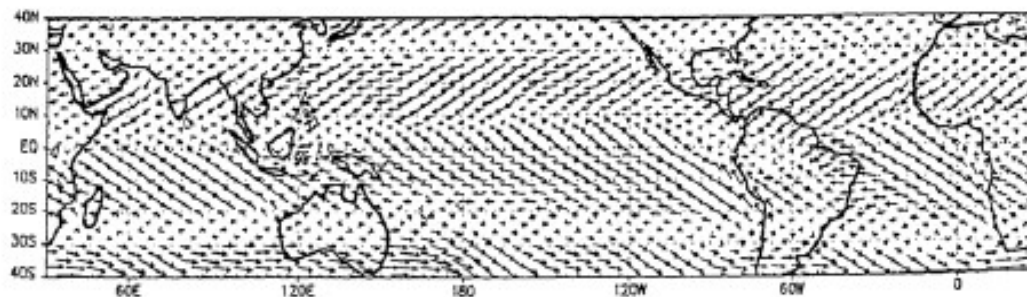
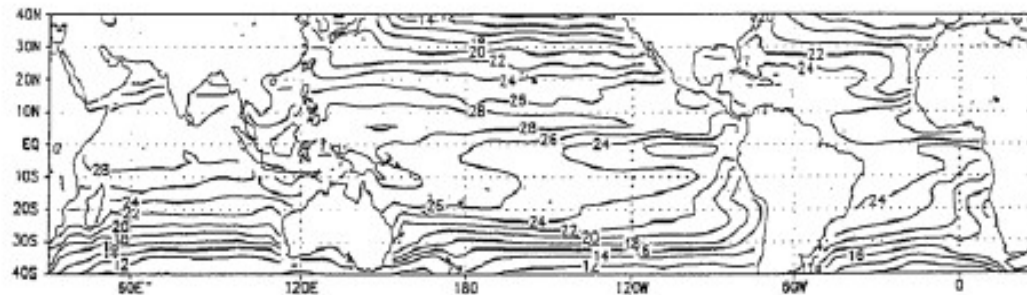


FIG. 7. Simulated sea surface temperature in a coupled ocean-atmosphere model (a) without stratus clouds and (b) with stratus clouds. Contour interval: 2°C . The surface winds associated with the pattern in (b) are shown in (c); the arrow at the bottom corresponds to an eastward wind of 15 m s^{-1} .

La escala espacial del afloramiento es de 50-100 km, mientras que la region de TSM frías es mucho mayor

Feedback + entre nubes estratos y temperatura de superficie del mar

Las nubes bajas, como los estratos interactúan con la superficie oceánica.

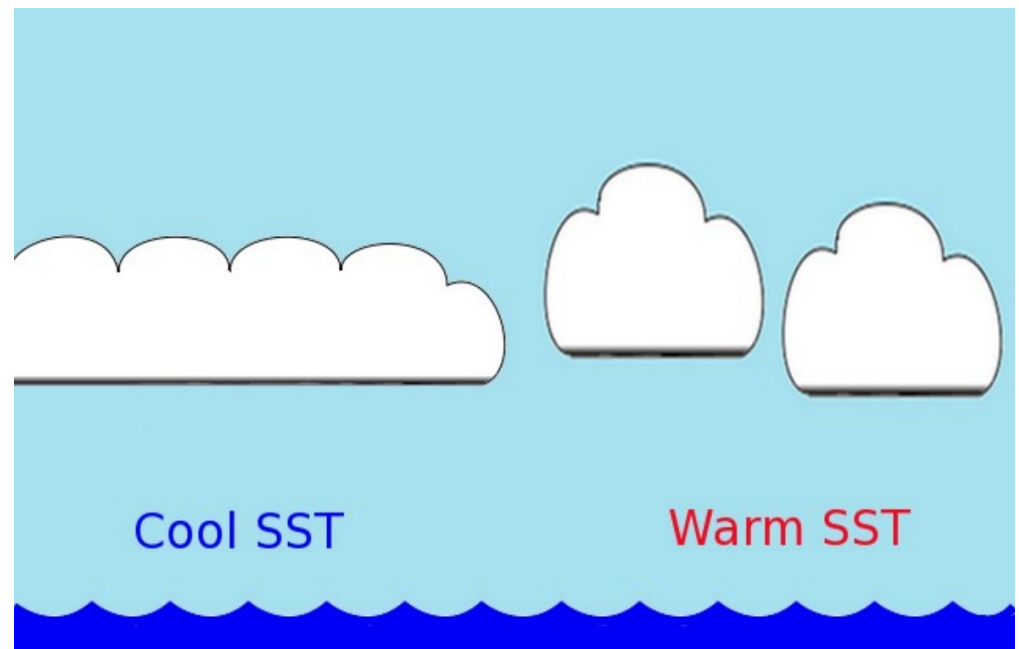
En regiones de estratos marinos (stratus decks) TSM altas disminuyen la estabilidad estática causando una transición de nubes estratiformes a nubes cumulus

TSM se calienta

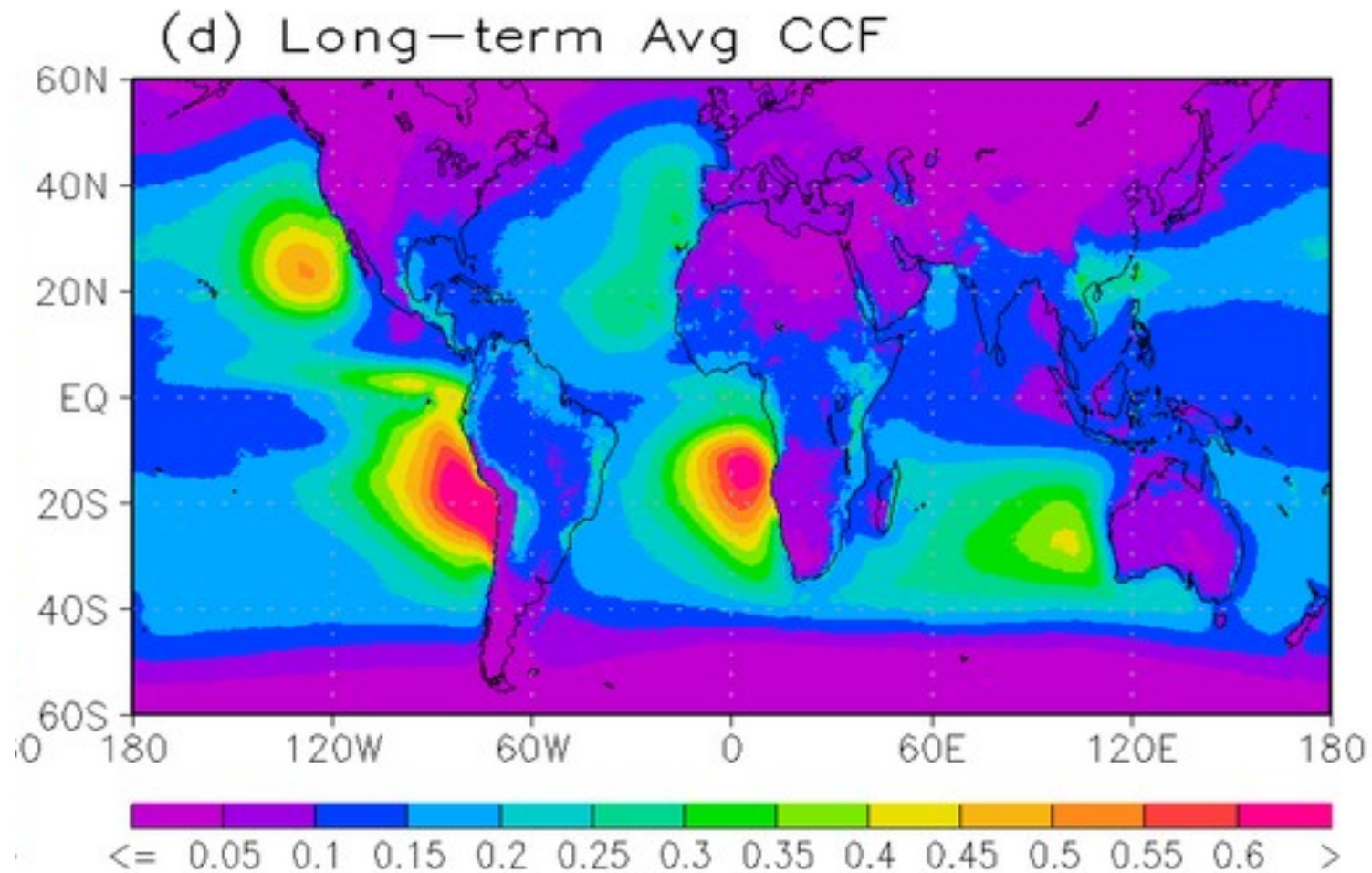
- disminuye la cobertura nubosa
- llega mas radiación solar
- TSM se calienta aún más

TSM se enfría

- aumenta la cobertura nubosa
- llega menos radiación solar
- TSM se enfría aún más



Forzamiento radiativo de nubes estratiformes



¿Por qué la ITCZ está al norte del ecuador? (en Pacífico este y Atlántico)

- Xie and Philander (1994) – WES feedback permite romper la simetría con la ITCZ en un hemisferio y aguas frías en el otro. Asume que convección ocurre sobre aguas cálidas. No prioriza ningún hemisferio.
- Philander et al (1996) – distribución geográfica de los continentes. África y Am del norte se extienden más al oeste que en el HS forzando circulaciones monsoonicas en JJA que no tienen similar en DEF. Una vez establecidas, esas circulaciones inducen afloramientos costeros en el HS pero no en el norte generando una asimetría NH vs HS, que es intensificado debido a feedbacks tipo WES y radiativo entre nubes y SST.
- Takahashi and Battisti (2007) – la presencia de los Andes es suficiente para enfriar al sur del ecuador. Enfría por aumento de evaporación debido a subsidencia de aire seco. Esta subsidencia es debido al efecto de los Andes sobre el flujo zonal (Rodwell & Hoskins 2001). Feedback + entre nubes y SST (+WES cerca de ecuador) refuerza el enfriamiento.

¿Por qué los anticiclones están contra el este de las cuencas?

¿Por qué la ITCZ está al norte del ecuador? (Pacífico este y Atlántico)

2

Takahashi and Battisti

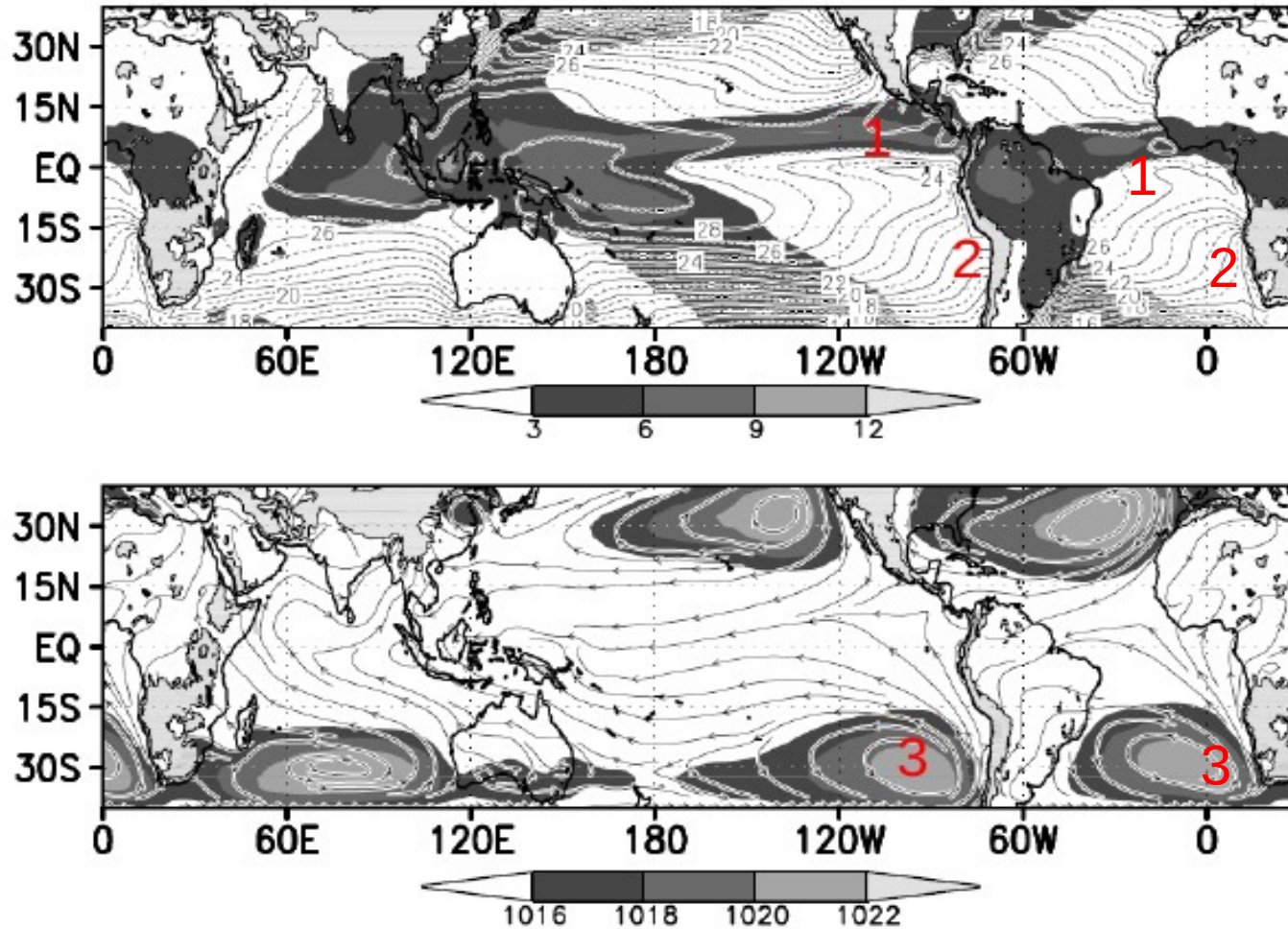


FIG. 1. Top: Climatological mean rainfall rate (shaded; mm/day; data from GPCP, Huffman et al, 1997) and sea surface temperature (contours; °C; data from NCEP OI SST v2, Reynolds et al, 2002). Bottom: Climatological mean 925 mb streamlines and mean sea level pressure (shaded, mb) from NCEP/NCAR Reanalysis (Kalnay et al, 1996; Kistler et al, 2001). Land elevation greater than 1000 m is lightly shaded and bounded by a thin contour.

Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons

M. J. RODWELL

Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Met Office, Berkshire, Bracknell, United Kingdom

B. J. HOSKINS

Department of Meteorology, University of Reading, Reading, United Kingdom

ECMWF reanalysis

JJA

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \underbrace{\frac{\bar{Q}}{c_p}}_A - \underbrace{\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\kappa}}_C \underbrace{\bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}}_B - \underbrace{\mathbf{v} \cdot \nabla_p \bar{T}}_D - \underbrace{\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\kappa} \frac{\partial}{\partial p} (\bar{\omega}' \theta')}_E - \underbrace{\nabla_p \cdot (\mathbf{v}' T')}_F \quad (1)$$

En escalas estacionales, A~0 y los son

Trópicos: 0=B+C
(calentamiento diabático=enfriamiento adiabático)

Subtrópicos: 0=B+C+D
(el transporte horizontal juega un rol)

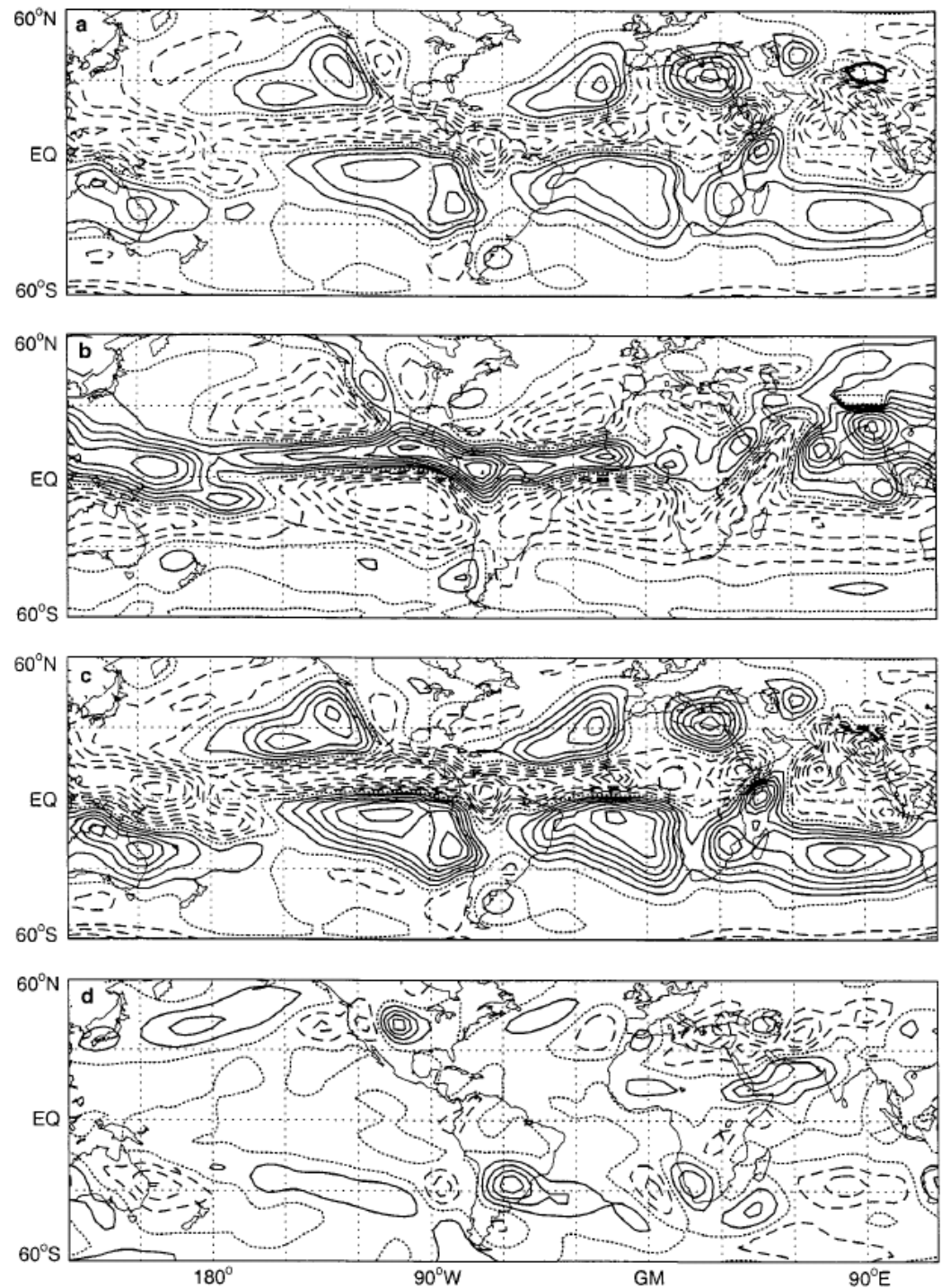
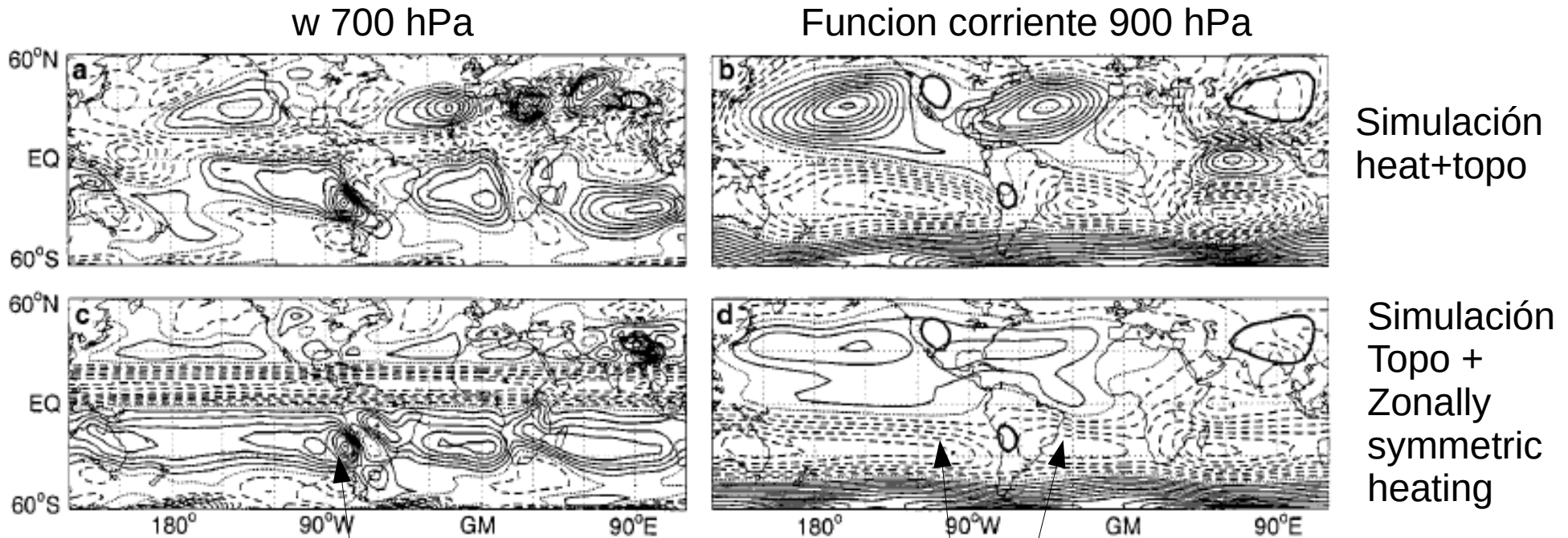


FIG. 3. (a) Jun–Aug mean vertical velocity $\bar{\omega}$ at 674 hPa, with contour interval 0.5 hPa h⁻¹. The following panels show terms in the thermodynamic energy equation calculated at 674 hPa with contour interval 0.5 K day⁻¹: (b) diabatic heating, \bar{Q}/c_p ; (c) vertical advection, $-(p/p_0)^{\kappa} \bar{\omega} \partial \bar{\theta} / \partial p$; and (d) horizontal advection, $-\mathbf{v} \cdot \nabla_p \bar{T}$. The data are taken from analyses for 1990–94 from ECMWF. Positive contours are solid, the zero contour is dotted, and negative contours are dashed.

Rol de la Topografía - JJA



Simulación
heat+topo

Simulación
Topo +
Zonally
symmetric
heating

FIG. 4. (a),(c) Vertical velocity, ω , at 674 hPa and (b),(d) horizontal streamfunction at 887 hPa with contour interval $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ for Jun–Aug. (a),(b) For the full integration with mountains and ERA Jun–Aug heating. The contour interval for ω is 0.5 hPa h^{-1} . (c),(d) For an integration with mountains only. The contour interval for ω is 0.25 hPa h^{-1} . All results are for day 16. Positive contours are solid, the zero contour dotted, and negative contours dashed. The intersection between the orography and the 887-hPa surface is shown with thick contours.

Divide anticiclones.

Descenso al oeste de los Andes, con valores similares a la simulación completa (factor 2).

Simulación con solo topografía captura las características más importantes en HS.

Conservación de la vorticidad potencial

$$P \equiv (\zeta_\theta + f) \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) = \text{Const}$$

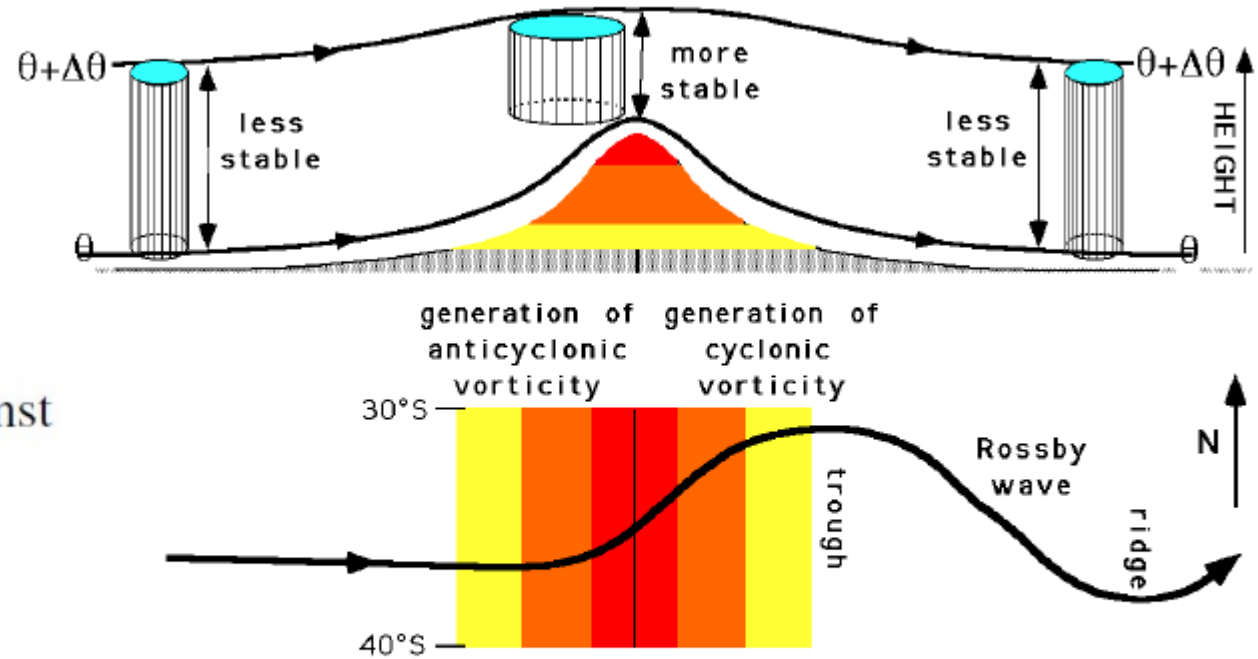
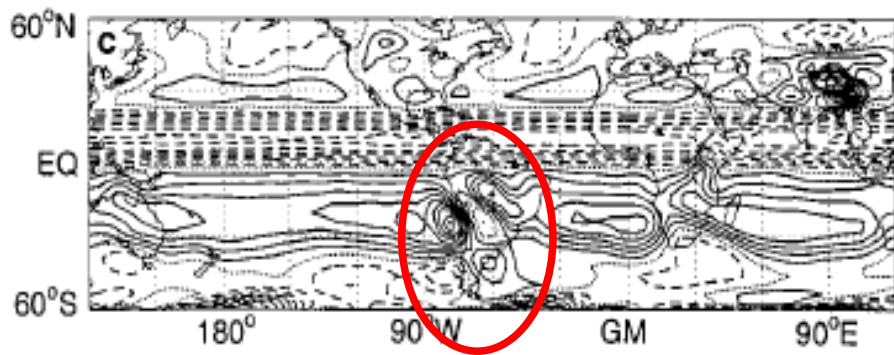


Fig 12.K.4 The formation of a trough in the lee of a mountain range in the southern hemisphere. The top figure is a vertical cross section, and the bottom one is a plan view. The mountain ridge is at the same location in both figures.

$$-|f|g \left| \frac{\partial \theta}{\partial p_1} \right| = (-|f| + \zeta_2)g \left| \frac{\partial \theta}{\partial p_2} \right|$$

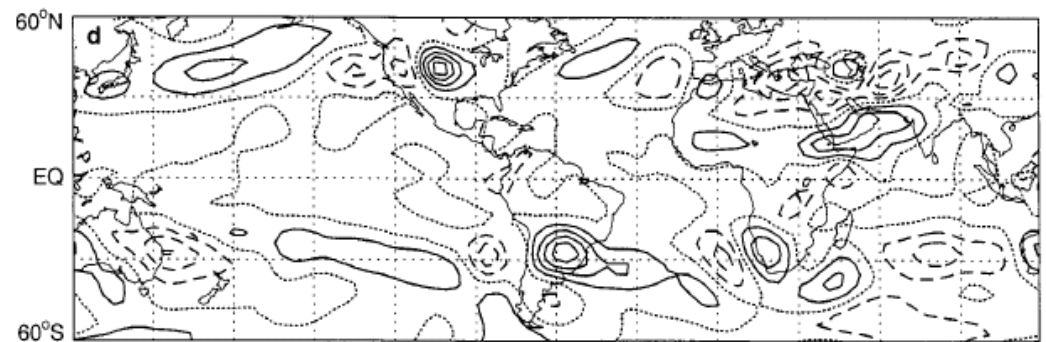
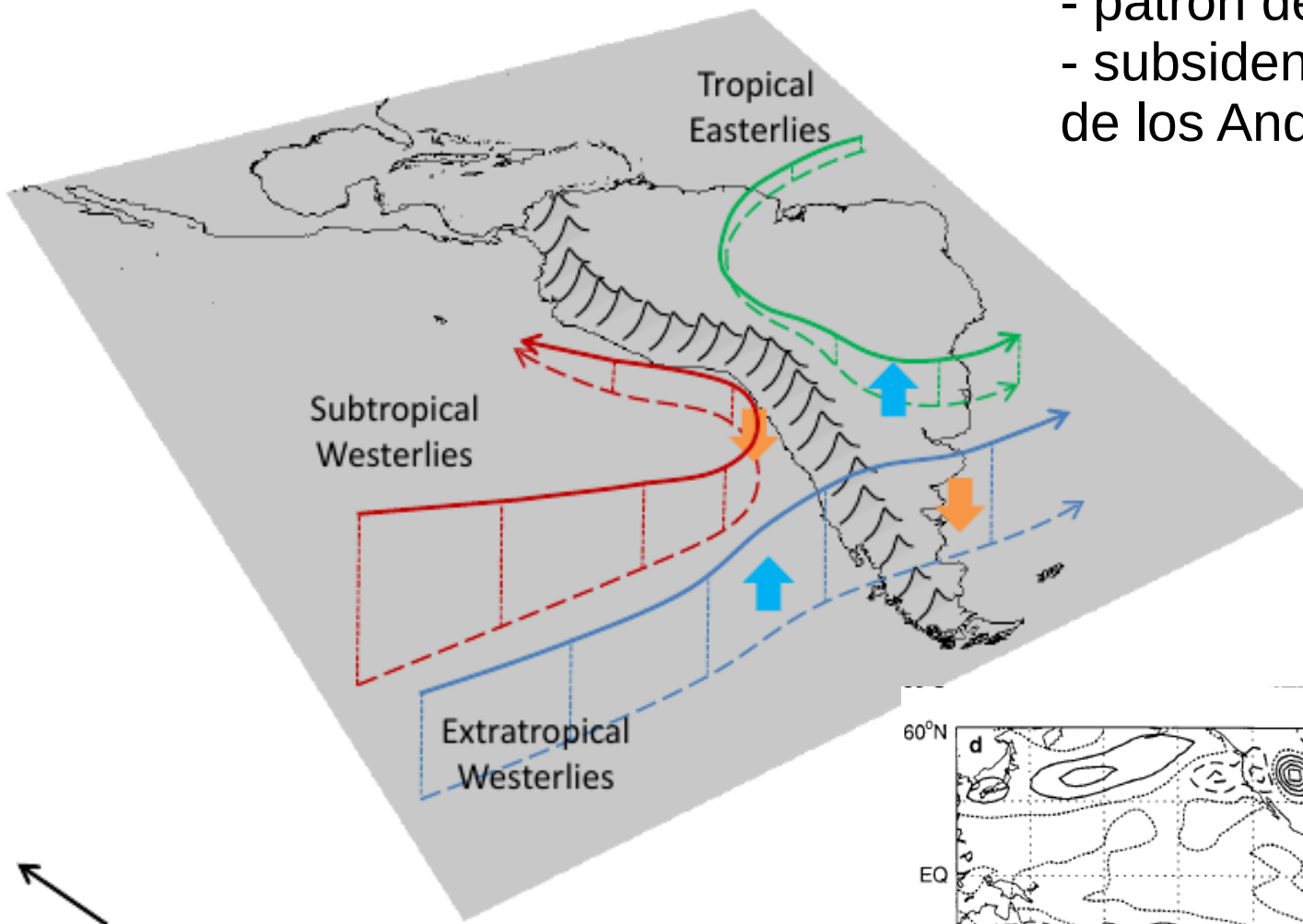
$$\zeta = -|f| \left(\frac{\left| \frac{\partial \theta}{\partial p_1} \right|}{\left| \frac{\partial \theta}{\partial p_2} \right|} - 1 \right)$$

Como la estabilidad vertical arriba de la montaña es mayor, $\zeta_2 > 0$ y el flujo debe asumir vorticidad positiva, o sea debe girar en sentido antihorario en el H.S. Cuando la columna de aire pasó por encima de la montaña estará a latitudes menores por lo que $f < 0$ tendrá menor magnitud. No obstante, como la magnitud de f es siempre mucho mayor que ζ para escalas sinópticas, se tiene que $(-|f| + \zeta) < 0$. Por lo tanto para mantener la vorticidad potencial constante el flujo debe adquirir vorticidad negativa (giro horario).



Efecto de la topografía

- patron de 5 polos
- subsidencia al W, ascenso al E de los Andes.



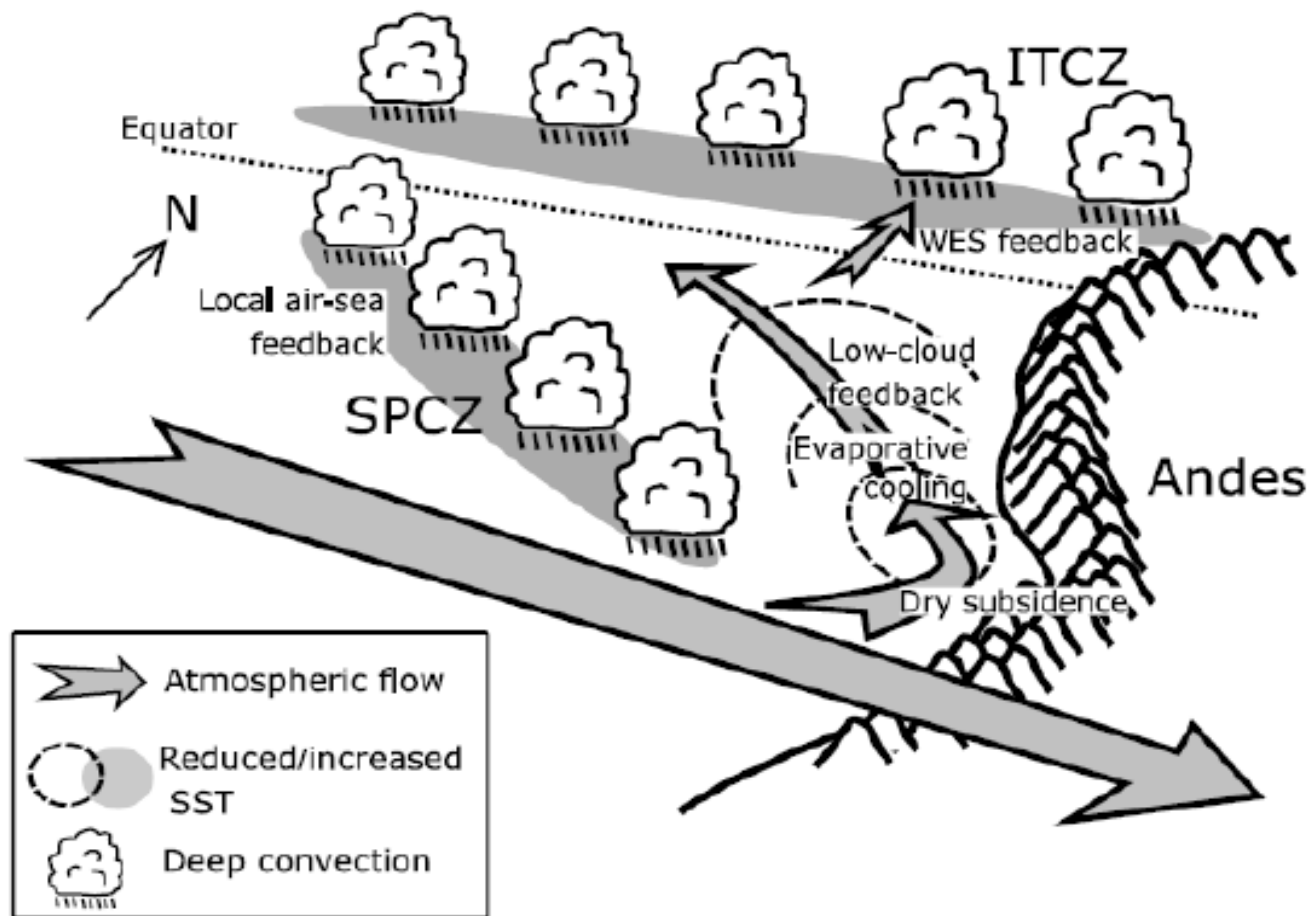
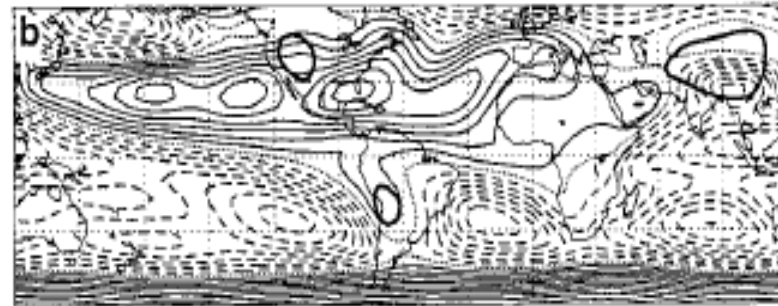
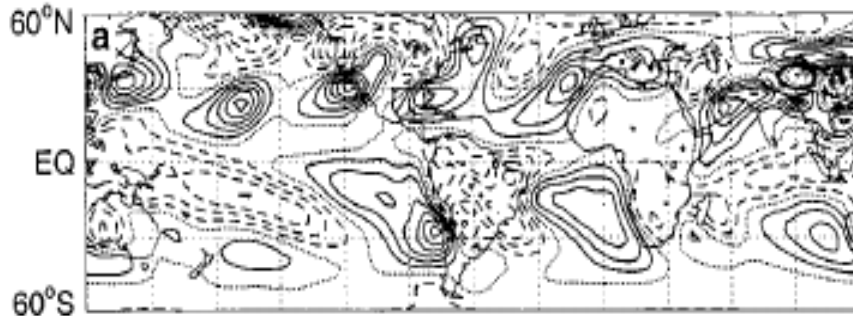


FIG. 13. Sketch summarizing some of the main processes discussed in the two parts of this study.

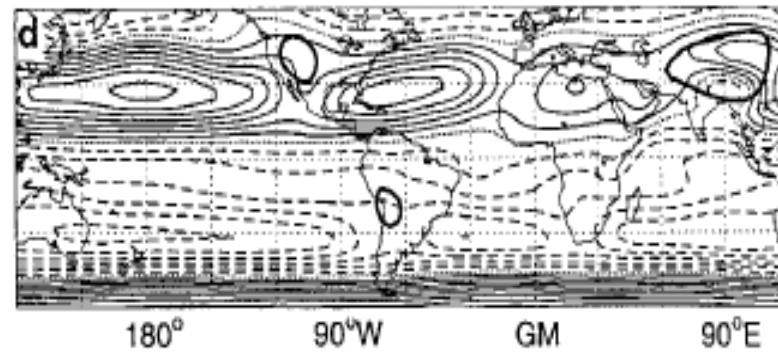
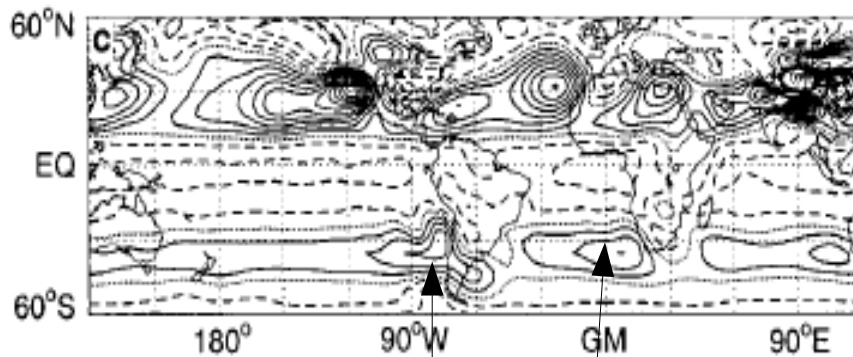
Rol de la topografía ---- DEF

w 700 hPa

Función corriente 900 hPa



Simulación
heat+topo



Simulación
Topo +
Zonally
symmetric
heating

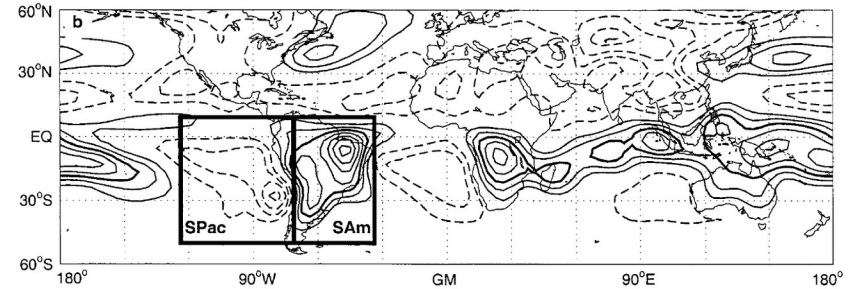
FIG. 10. As in Fig. 4 but for the Dec–Feb season. The mean of days 10–16 is shown.

Subsidencia débil
Anticiclón débil



Necesita calentamiento diabático de
Monsón.

Rol del calentamiento en Sam y enfriamiento en SPac



SAm: aumenta descenso en Pacifico en 70%

El Satl anticycl queda igual que en Control

SAm+SPac: El Spac anticycl queda igual que en Control

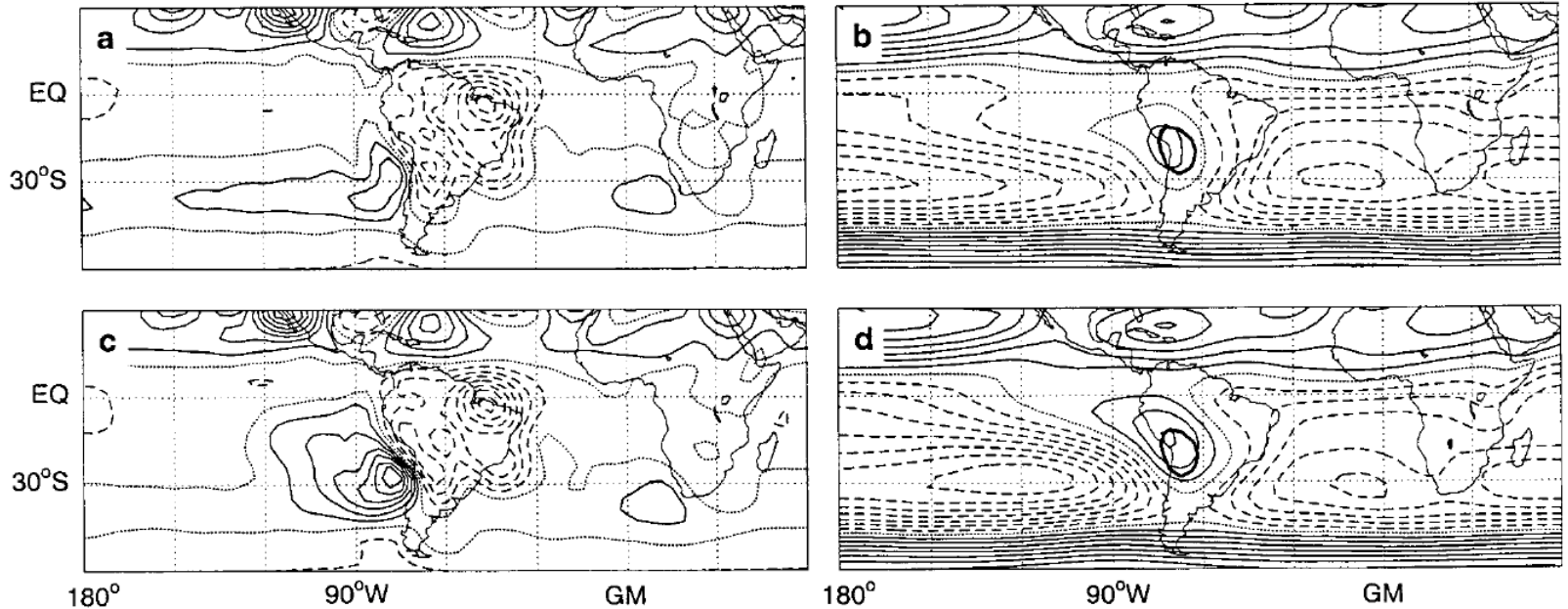
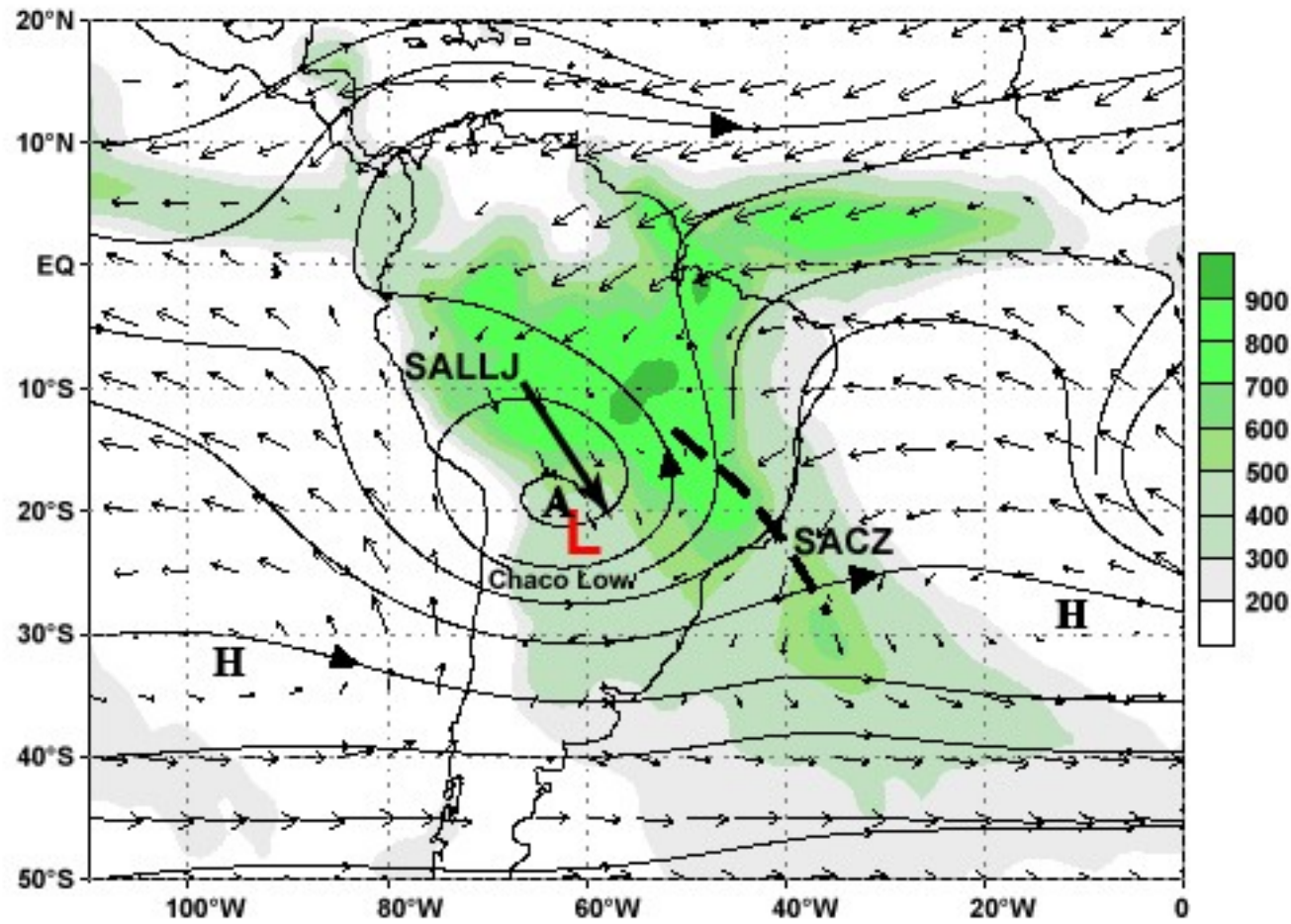


FIG. 11. (a),(c) Vertical velocity ω at 674 hPa and (b),(d) horizontal streamfunction at 887 hPa for Jun–Aug based on the ERA climatology. (a),(b) A simulation with mountains + SAM heating. (c),(d) A simulation with mountains + SAM + SPac heating. Day 16 is shown. The contour interval for ω is 0.5 hPa h^{-1} and for the streamfunction is $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Positive contours are solid, the zero contour is dotted, and negative contours are dashed. The intersection between the orography and the 887-hPa surface is shown with thick contours.

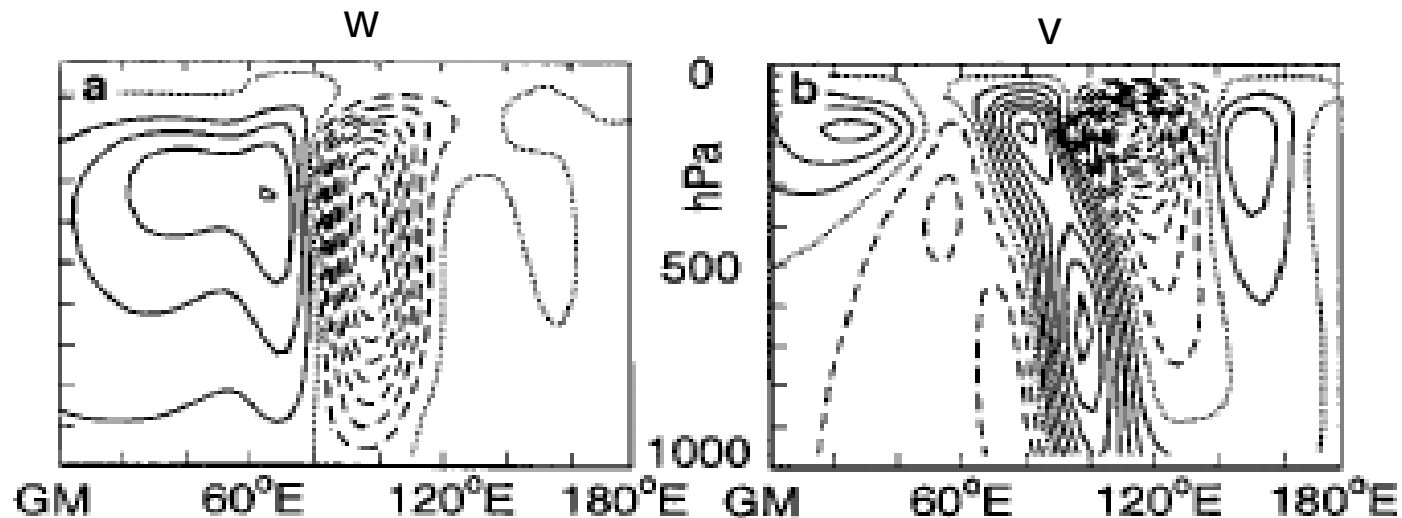
¿Cual es la relación entre la convección en la Amazonia, la alta de Bolivia, la baja del Chaco y el jet de capas bajas?

925 hPa Vector Wind, 200 hPa streamlines,
and Merged Gauge and Satellite Estimated Precipitation
December-February Mean (1979-1995)



Courtesy of Vernon E. Kousky, NOAA/ Climate Prediction Center

FIG. 5. A sequence of idealized simulations for Jun–Aug in which salient features of a monsoon circulation are successively included. (a),(c),(e),(g) Vertical velocity ω with contour interval 0.25 hPa h^{-1} and (b),(d),(f),(h) meridional wind with contour interval 1 m s^{-1} . (a) and (b) Idealized monsoon heating is applied at $25^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E}$. (c) and

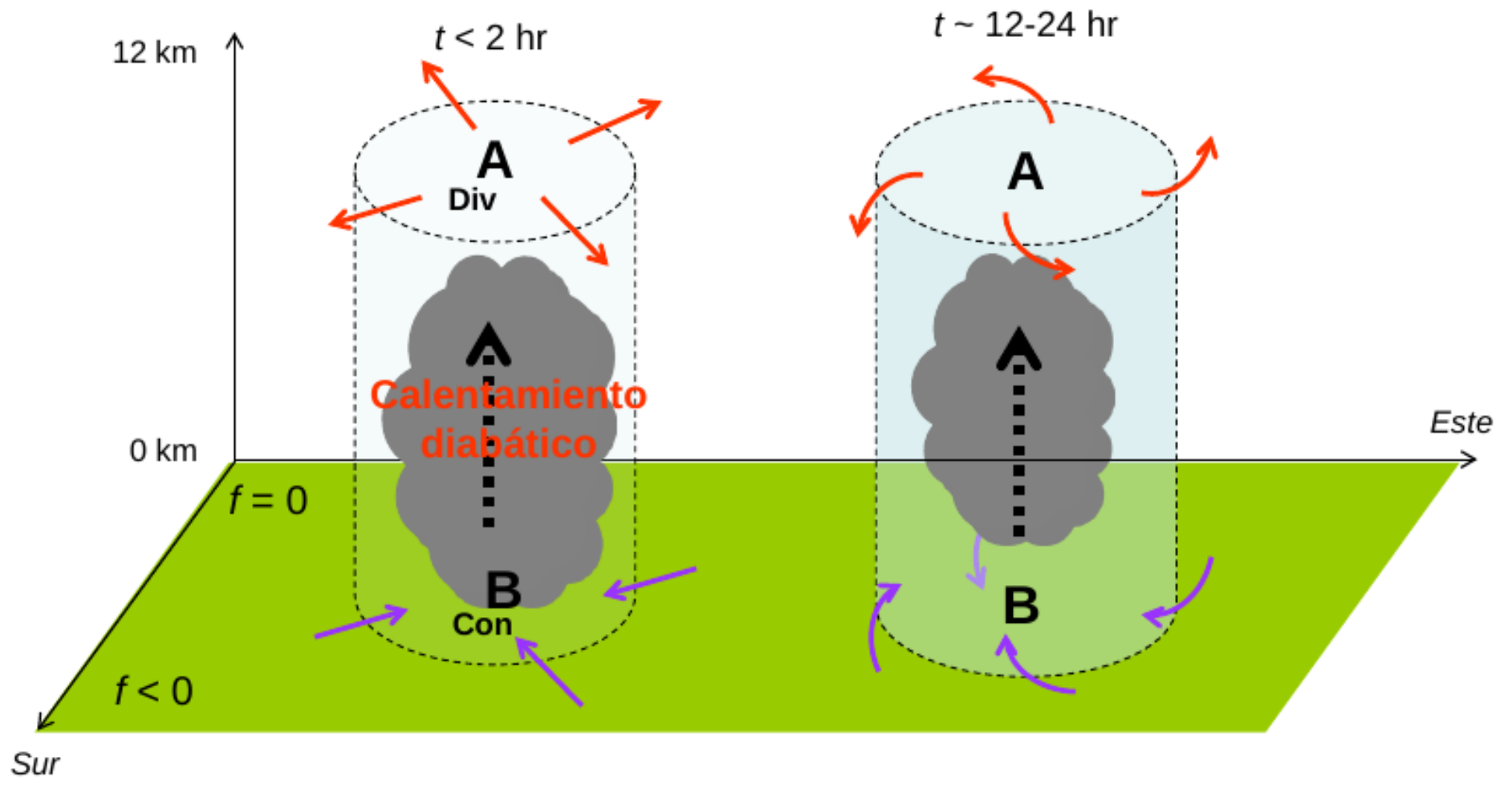


$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) + f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

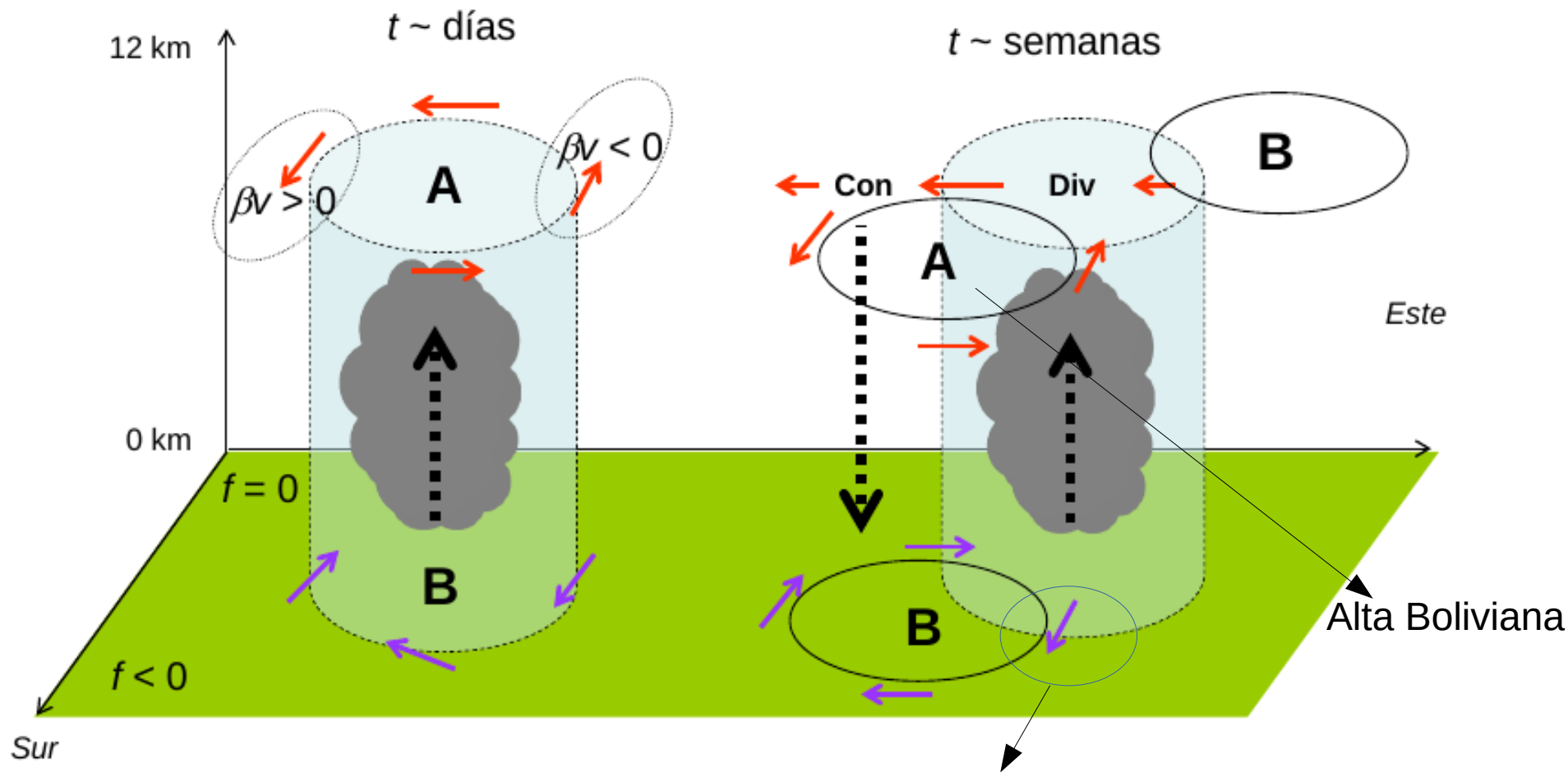
la cual establece que la razón local de cambio de la vorticidad geostrófica está dada por la suma de la advección de la vorticidad absoluta por el viento geostrófico más la concentración o dilución de vorticidad por el estiramiento o achatamiento de las columnas de fluido (el efecto divergencia).

Inicialmente, el calentamiento diabático (calor latente) asociado a la convección profunda genera una alta presión en altura y una baja en superficie (ζ ?). En respuesta a los gradientes de presión así generados aparece divergencia en altura y convergencia en superficie. En esta primera etapa todo ocurre en un mismo eje de la vertical.

Si la convección se mantiene por varias horas, el efecto de Coriolis genera una circulación anticiclónica en altura y ciclónica en superficie (modificada por la fricción superficial). Aun todo esta en fase en la vertical.



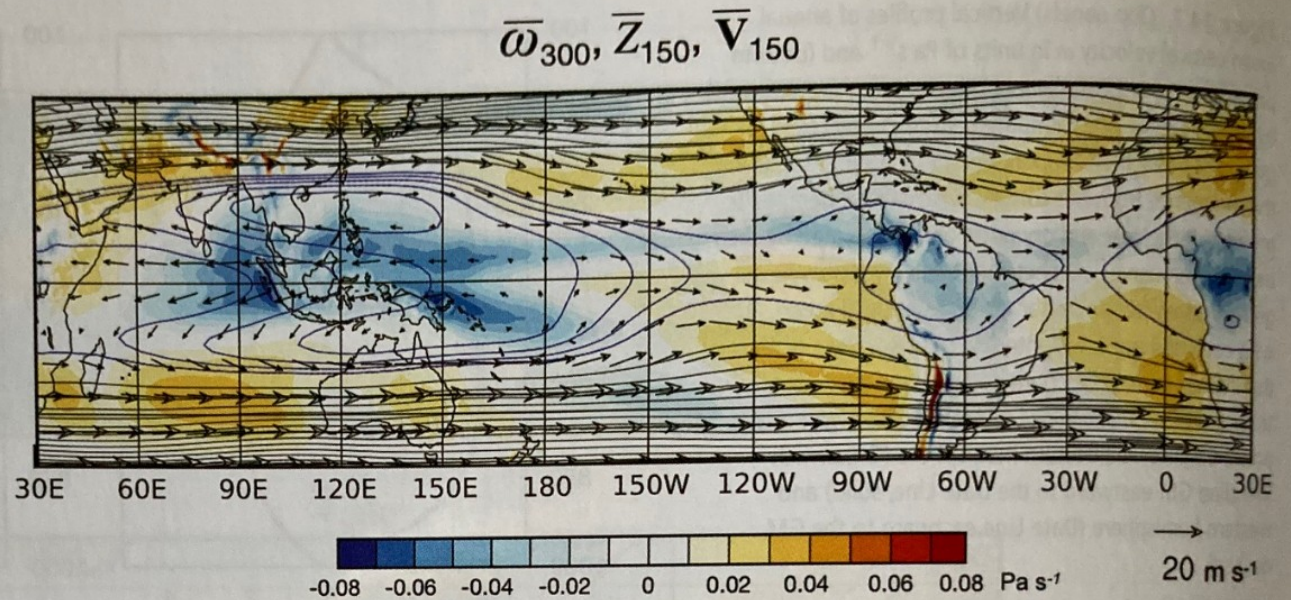
Si la circulación en altura es quasi-geostrofica la advección de vorticidad relativa es muy pequeña ($\zeta?$). Sin embargo, la circulación en altura produce advección de vorticidad planetaria anticiclónica en el sector oeste de la alta ciclónica en el sector este ($\zeta?$). Si la situación se mantiene por varios días/semanas el anticiclón se intensifica al SW de la zona de máximo ascenso y se debilita al NE. Además, se genera una zona de convergencia en altura al W de la zona de ascenso, y en consecuencia la subsidencia se incrementa al W de la zona de convección. Por compensación, también aparece un centro de baja presión al SW de la zona de convección, y en consecuencia vientos del S en su borde este.



La baja en superficie contribuye a la baja del Chaco y el viento sur al LLJ

¿Por qué la estructura espacial de los trópicos tiene esa forma?

Figure 14.4 (Top) Annual mean vertical velocity ω at the 300 hPa level (colored shading), superimposed on 150 hPa wind vectors (scale at bottom right) and geopotential height (contour interval 100 m for the black contours and 20 m for the blue contours; the lowest of the blue contours corresponds to 14 200 m). (Middle panels) Geopotential and horizontal wind extending over a half cycle in (left) the equatorially trapped $n = 1$ Rossby wave and (right) the $n = -1$ Kelvin wave. (Bottom) The Gill (1980) solution for the response to an isolated heat source located on the equator, indicated by the shading, which consists of a superposition of the wave solutions, with a Rossby wave to the west of the heat source and a Kelvin wave to the east of it.



- En los trópicos el calentamiento diabático es balanceado por ascensos ($Q=5$ K/día $\rightarrow w=3$ cm/s).
- Descenso ocurre en el resto de los trópicos a razón de 0.3 cm/s para balancear el enfriamiento radiativo.
- Por continuidad existen movimientos horizontales. Considerando un modelo baroclínico de 2 capas en la vertical se obtiene un modelo de aguas someras para la dirección horizontal linearizando con respecto a un estado medio de no movimiento.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v = -g \frac{\partial h'}{\partial x} - \frac{u}{\tau_D},$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u = -g \frac{\partial h'}{\partial y} - \frac{v}{\tau_D},$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t} = -h_0 \nabla \cdot \mathbf{v} + \mathcal{Q} - \frac{h'}{\tau_D}.$$

$$\frac{\partial u'}{\partial t} - f_0 v' = -g \frac{\partial h'}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + f_0 u' = -g \frac{\partial h'}{\partial y}$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) = 0$$

Modelo de aguas someras
IDA cap 8.4.2

$h_0=400$ m profundidad equivalente.

τ_D = Newtonian cooling, Rayleigh friction

\mathcal{Q} - heating

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v = -g \frac{\partial h'}{\partial x} - \frac{u}{\tau_D},$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u = -g \frac{\partial h'}{\partial y} - \frac{v}{\tau_D},$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t} = -h_0 \nabla \cdot \mathbf{v} + 2 - \frac{h'}{\tau_D}.$$

Calentamiento diabático

Fricción (damping)

$$\frac{\partial u'}{\partial t} - f_o v' = -g \frac{\partial h'}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + f_o u' = -g \frac{\partial h'}{\partial y}$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) = 0$$

Modelo de aguas someras
IDA cap 8.4.2

$h_0 = 400$ m profundidad equivalente.

τ_D = Newtonian cooling (thermal damping), Momentum damping
1-10 dias.

D - heating

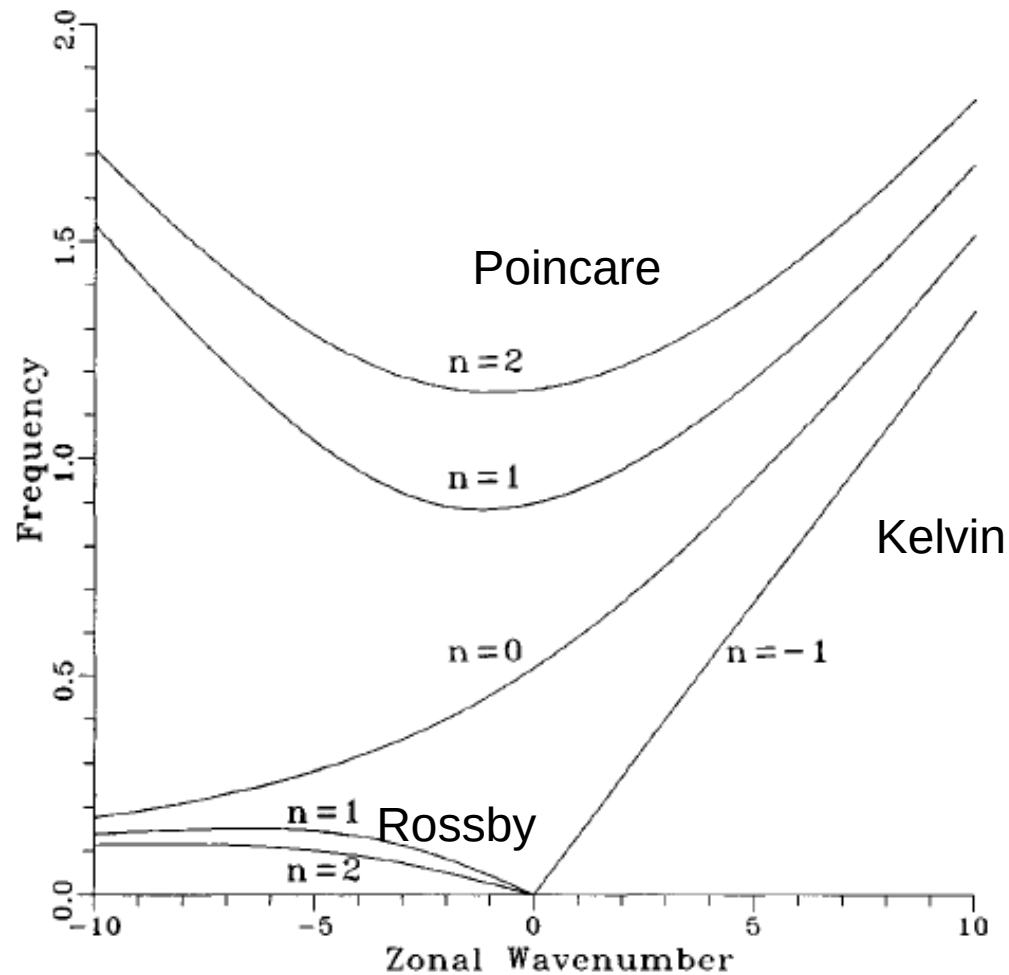
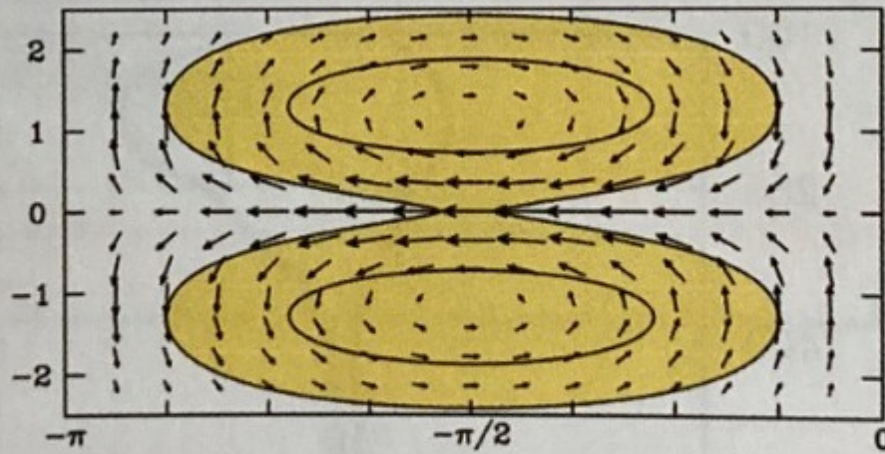


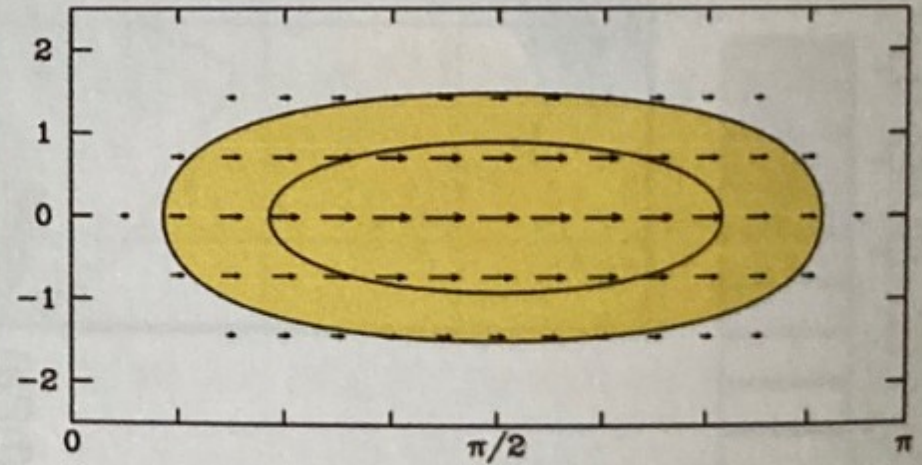
Fig. 7.3. The dispersion relationship, Eq. (7.10), for equatorially trapped wavelike solutions to the linear shallow water equations on an equatorial β -plane. The frequency is given in units of Ω and the wavenumber in units of a^{-1} . The family of curves is governed by the single parameter $c_0/(\Omega a)$ which took the value 0.134 for this calculation.

$$\left(\frac{\omega}{c_0}\right)^2 - k^2 - \frac{\beta k}{\omega} = \frac{(2n+1)\beta}{c_0},$$

Rossby wave



Kelvin wave



Continental heating effect

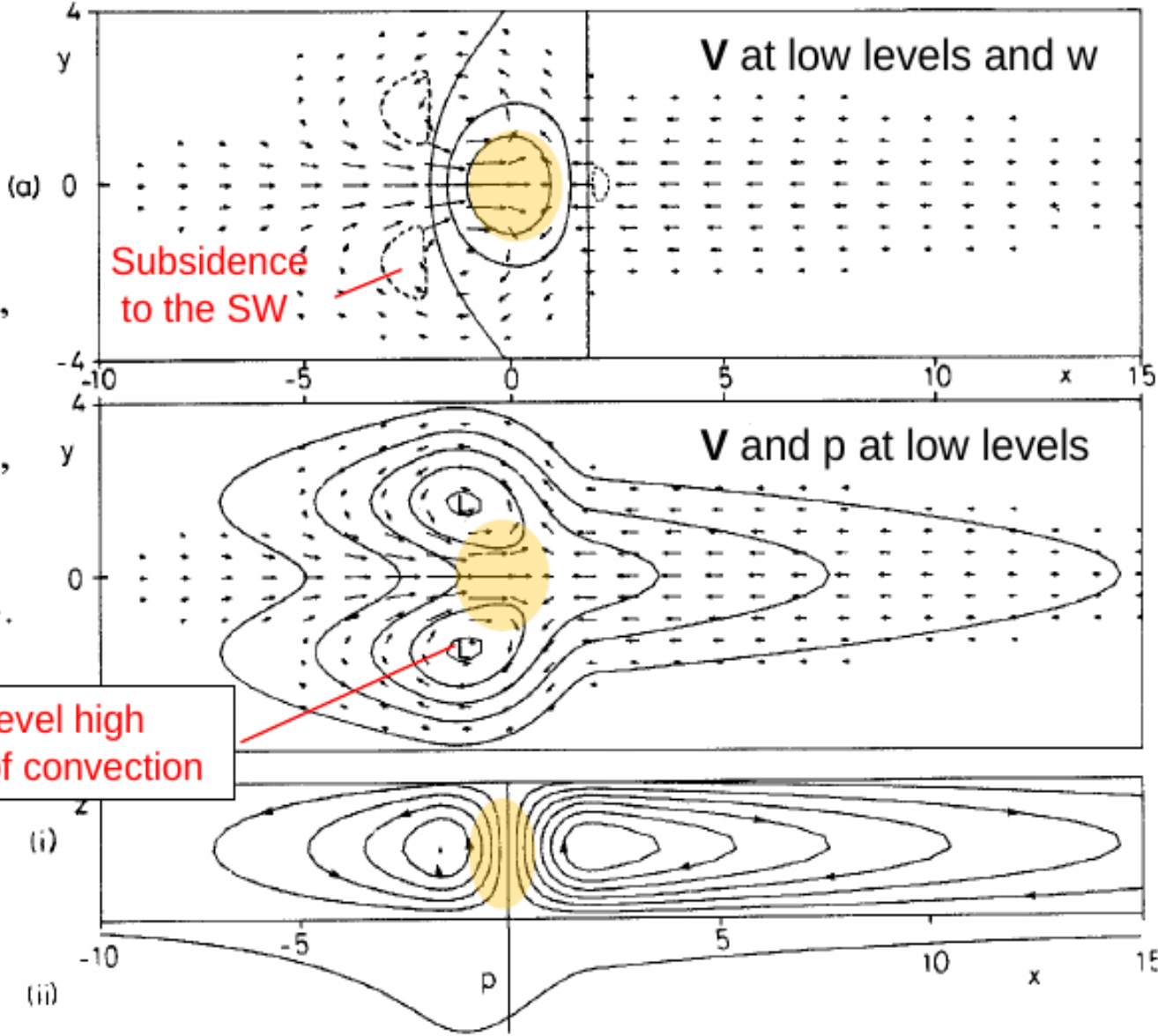
The Gill model for tropical convection: prescribed at equator

Solución estacionaria

$$\cancel{\frac{\partial v}{\partial t}} - \beta y v = -g \frac{\partial h'}{\partial x} - \frac{u}{\tau_D},$$

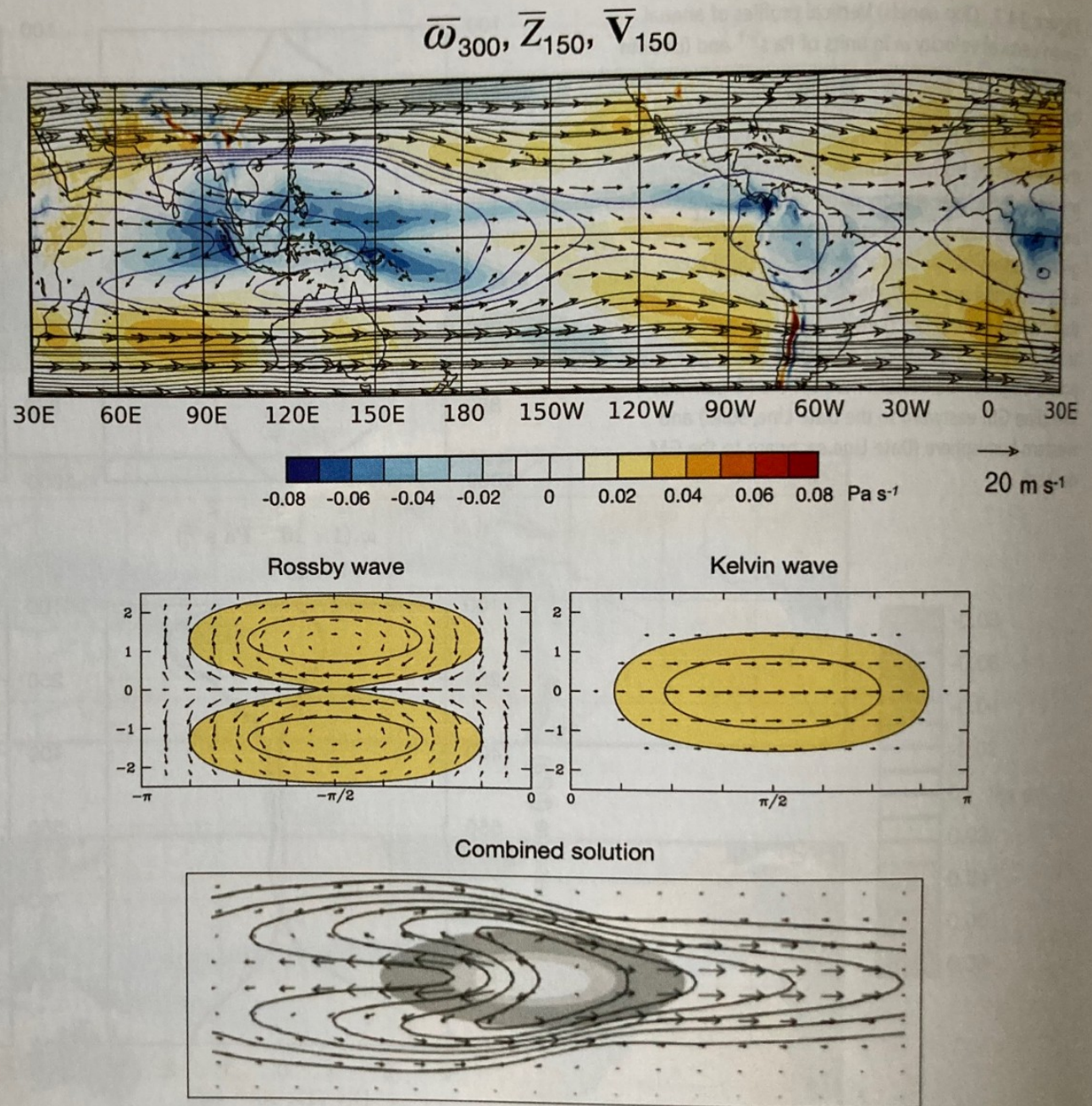
$$\cancel{\frac{\partial v}{\partial t}} + \beta y u = -g \frac{\partial h'}{\partial y} - \frac{v}{\tau_D},$$

$$\cancel{\frac{\partial h'}{\partial t}} = -h_0 \nabla \cdot \mathbf{v} + \mathcal{Q} - \frac{h'}{\tau_D}.$$

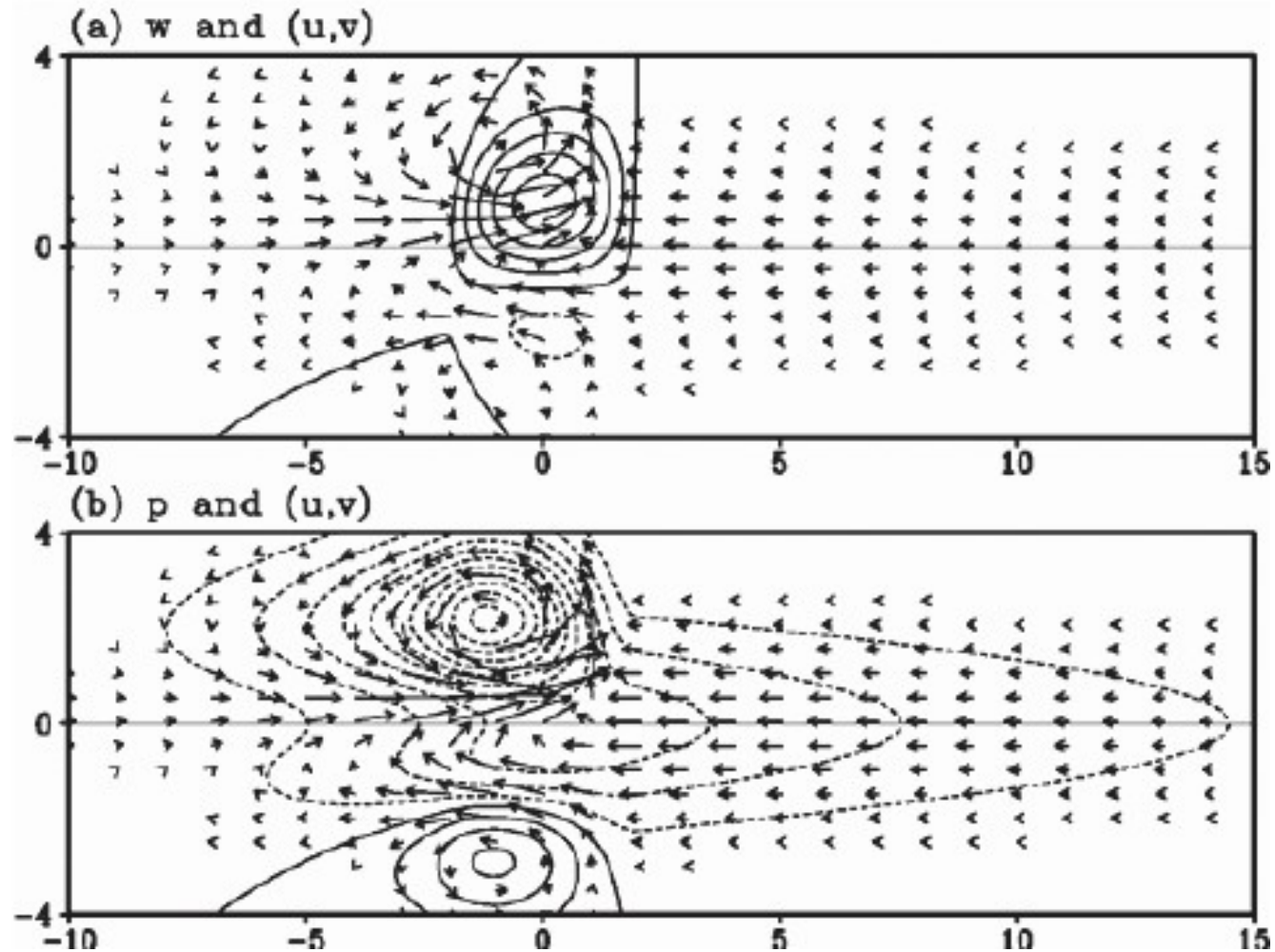


Tau_D= 5 dias permite solución estacionaria

Figure 14.4 (Top) Annual mean vertical velocity ω at the 300 hPa level (colored shading), superimposed on 150 hPa wind vectors (scale at bottom right) and geopotential height (contour interval 100 m for the black contours and 20 m for the blue contours; the lowest of the blue contours corresponds to 14 200 m). (Middle panels) Geopotential and horizontal wind extending over a half cycle in (left) the equatorially trapped $n = 1$ Rossby wave and (right) the $n = -1$ Kelvin wave. (Bottom) The Gill (1980) solution for the response to an isolated heat source located on the equator, indicated by the shading, which consists of a superposition of the wave solutions, with a Rossby wave to the west of the heat source and a Kelvin wave to the east of it.



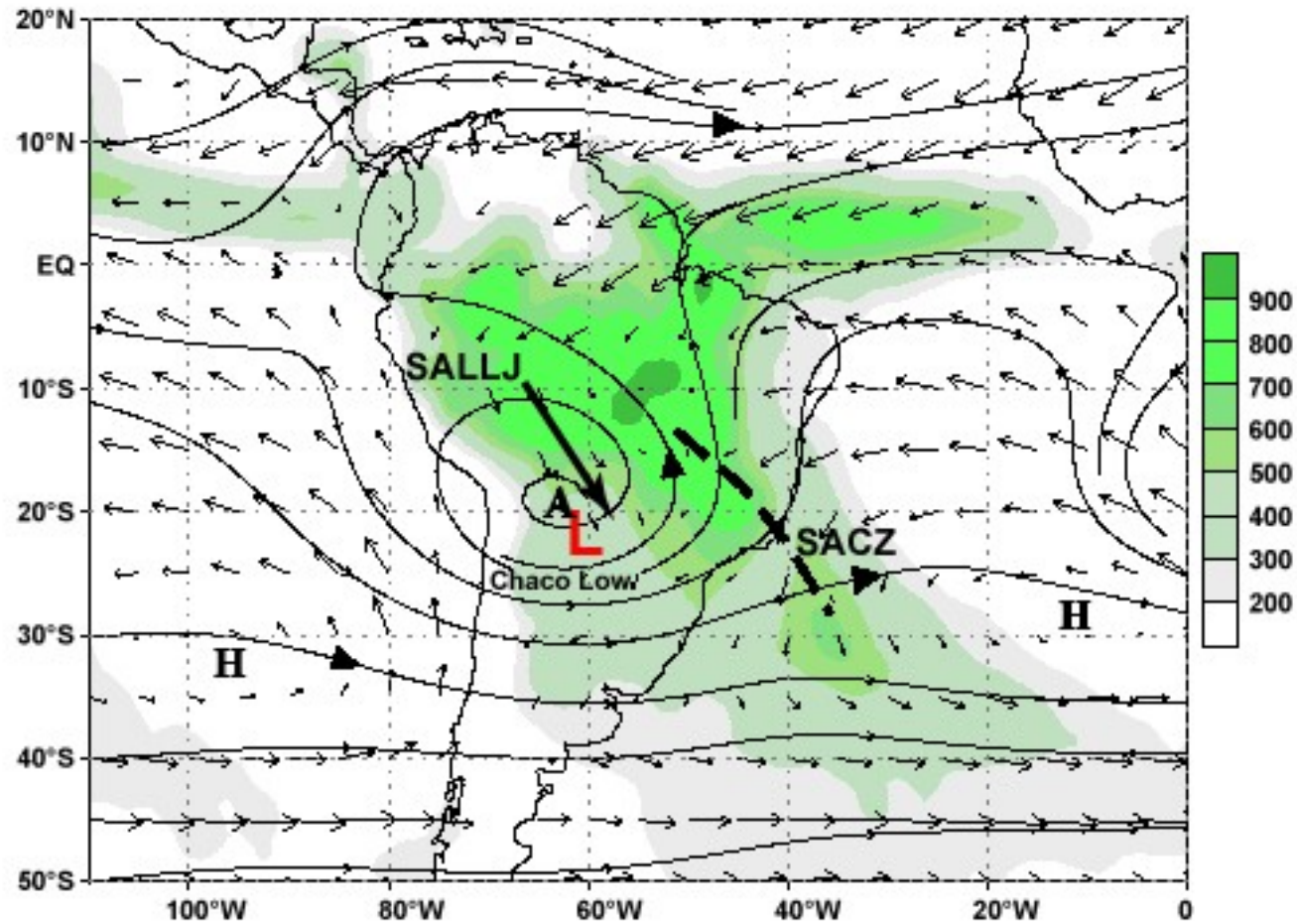
Si la fuente de calor se introduce al norte del Ecuador, la solución de Gill es:



Gill's solution for atmospheric response to a "monsoon-like heating" in an idealized equatorial plane of longitude and latitude (units: 1000 km). (a) Upward motion (w , solid contours) is collocated with imposed heating at 0 longitude just north of the Equator. Low-level zonal (u) and meridional (v) winds respond to imposed heating, leading to convergence on the Equator and cyclonic circulations north of it, in a pattern that resembles the monsoons. (b) The response to the heating of surface pressure (p , contours, dashed for negative values) is in approximate geostrophic balance with near-surface winds.

Zona de Convergencia del Atlántico Sur

925 hPa Vector Wind, 200 hPa streamlines,
and Merged Gauge and Satellite Estimated Precipitation
December-February Mean (1979-1995)



Courtesy of Vernon E. Kousky, NOAA/ Climate Prediction Center