

Condiciones Favorables para la Formación de Ciclones Tropicales: Modelos Teóricos

David J. Raymond

Physics Department y Geophysical Research Center

New Mexico Tech

Socorro, NM 87801

Estados Unidos

raymond@kestrel.nmt.edu

Ciclón tropical (NOAA/NHC):

- Origen sobre aguas calientes de regiones tropicales;
- Circulación cerrada con concentración de convección profunda;
- Núcleo caliente (con respecto al ambiente).

Ciclogénesis: Condiciones favorables (Gray 1968; Palmén y Newton 1969; McBride y Zehr 1981; Challa y Pfeffer 1990)

1. Temperatura elevada de la superficie del mar ($\geq 26^{\circ} - 27^{\circ}$ C)
2. Poca cortante de viento
3. Ubicación mayor de los $3^{\circ} - 5^{\circ}$ del ecuador
4. Circulación ciclónica con vorticidad positiva a nivel bajo
5. Importación de momento angular a nivel alto

Introducción a la teoría:

- Transporte de vorticidad
 - Procesos a niveles altos
 - Procesos en la capa límite

- Producción de precipitación
 - Relación con la fracción de saturación
 - Control de la fracción de saturación por el balance de la entropía húmeda

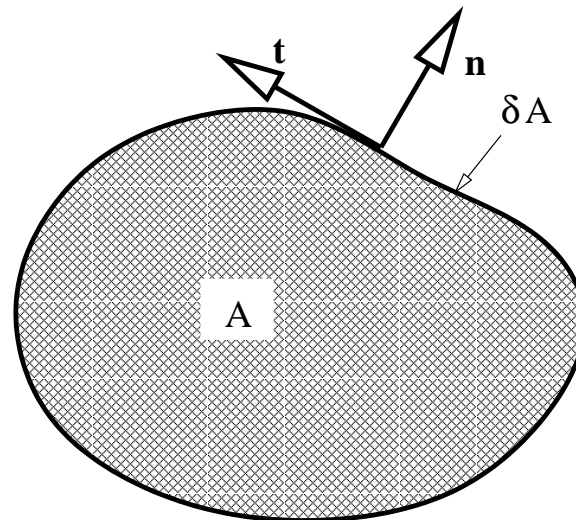
- Flujo vertical de masa en convección

Ecuación gobernante de vorticidad (Haynes y McIntyre 1987, 1990; Raymond, López, y López 1998):

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Z} = 0$$

- $\zeta_a = (\partial v / \partial x) - (\partial u / \partial y) + f$: componente vertical de la vorticidad absoluta
- $\mathbf{Z} = \mathbf{v} \zeta_a + \mathbf{k} \times [\mathbf{F} - \omega(\partial \mathbf{v} / \partial p)]$: flujo horizontal de vorticidad
- $\mathbf{v} = (u, v, 0)$: velocidad horizontal; ω : velocidad vertical
- $\mathbf{F} = (F_x, F_y, 0)$: fuerza específica (fricción de la superficie o divergencia del flujo “eddy” de momento)

Se integra la ecuación de vorticidad sobre el área A para obtener la ley de circulación absoluta:

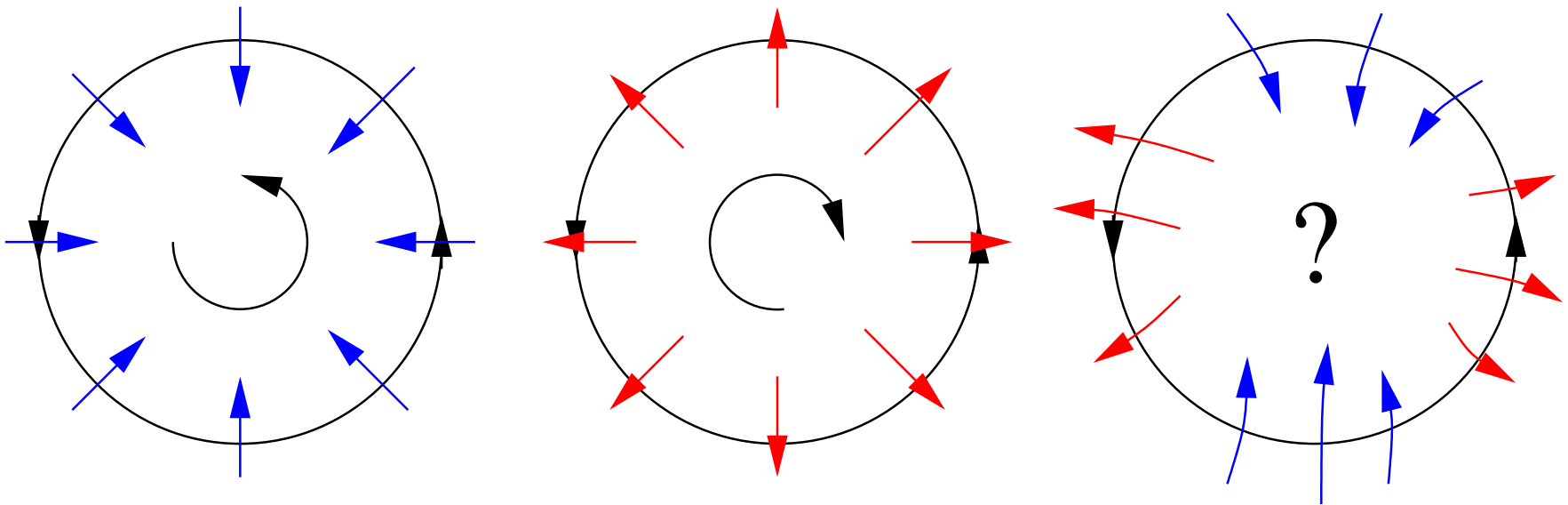


$$\frac{d\Gamma_a}{dt} = \frac{d}{dt} \int \zeta_a dA = - \oint_{\delta A} \zeta_a \mathbf{u} \cdot \mathbf{n} dl + \oint_{\delta A} \mathbf{F}^* \cdot \mathbf{t} dl$$

donde $\mathbf{F}^* = \mathbf{F} - \omega(\partial \mathbf{v} / \partial p)$ (El término con ω no importa si la línea de integración no pasa sobre la convección.)

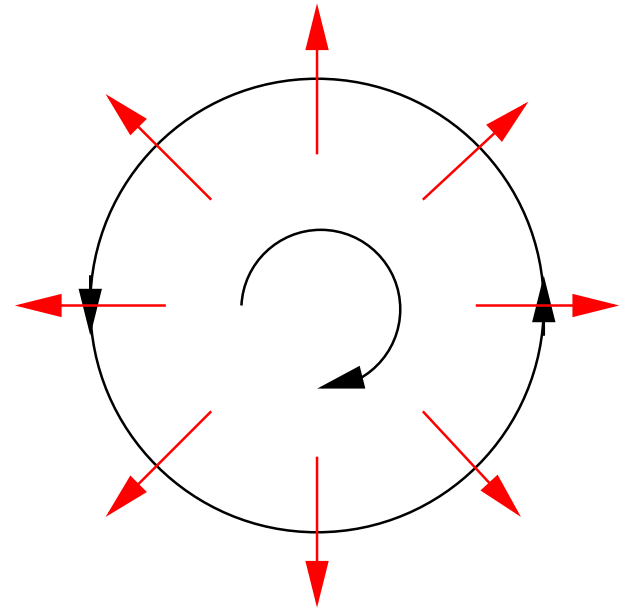
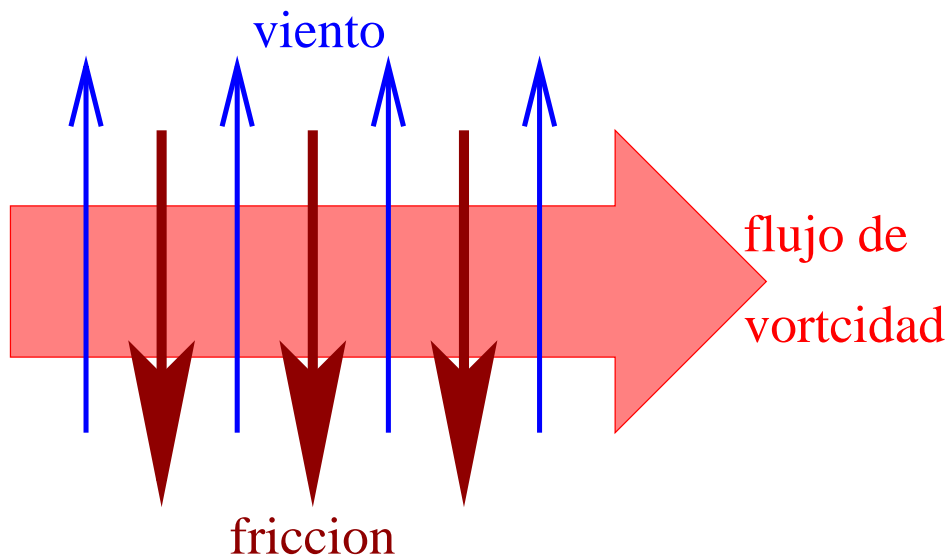
Transporte advectivo de vorticidad:

- La circulación alrededor de una área aumenta con el flujo de vorticidad hacia el interior del área.



Transporte no-advectivo de vorticidad

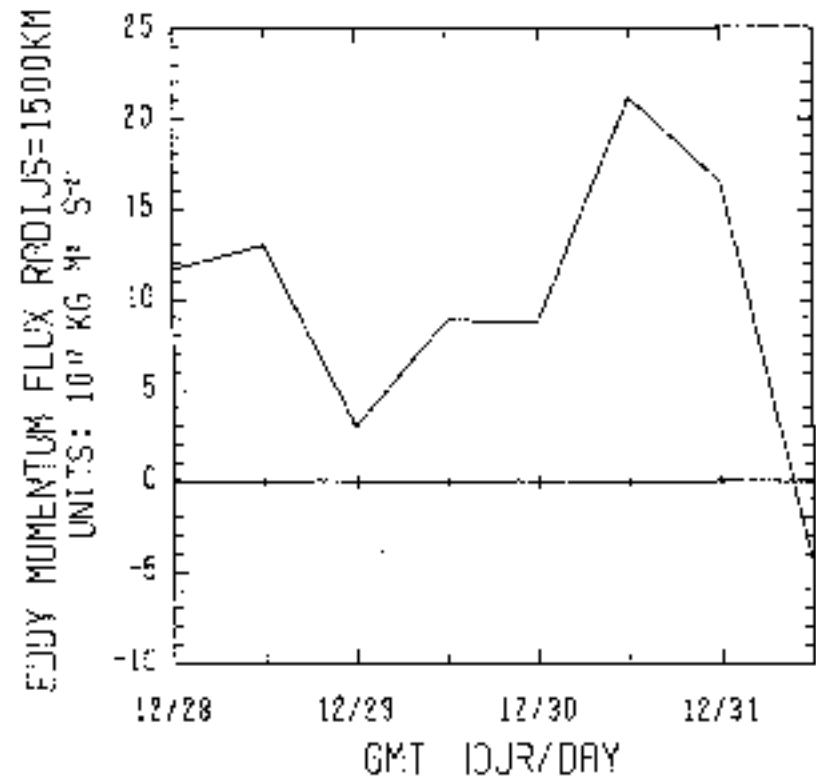
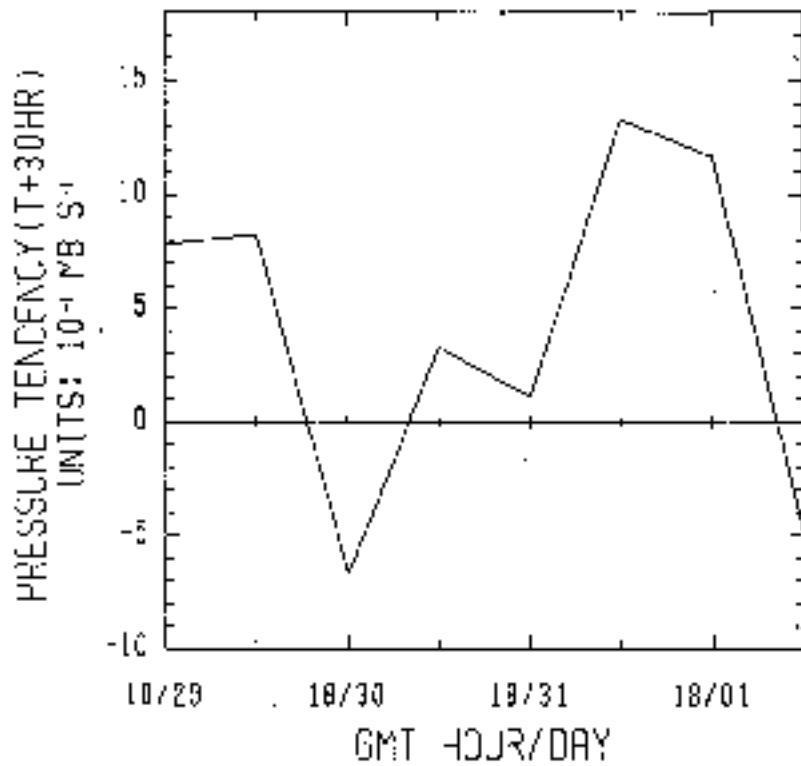
- La circulación disminuye con la acción de la fricción.



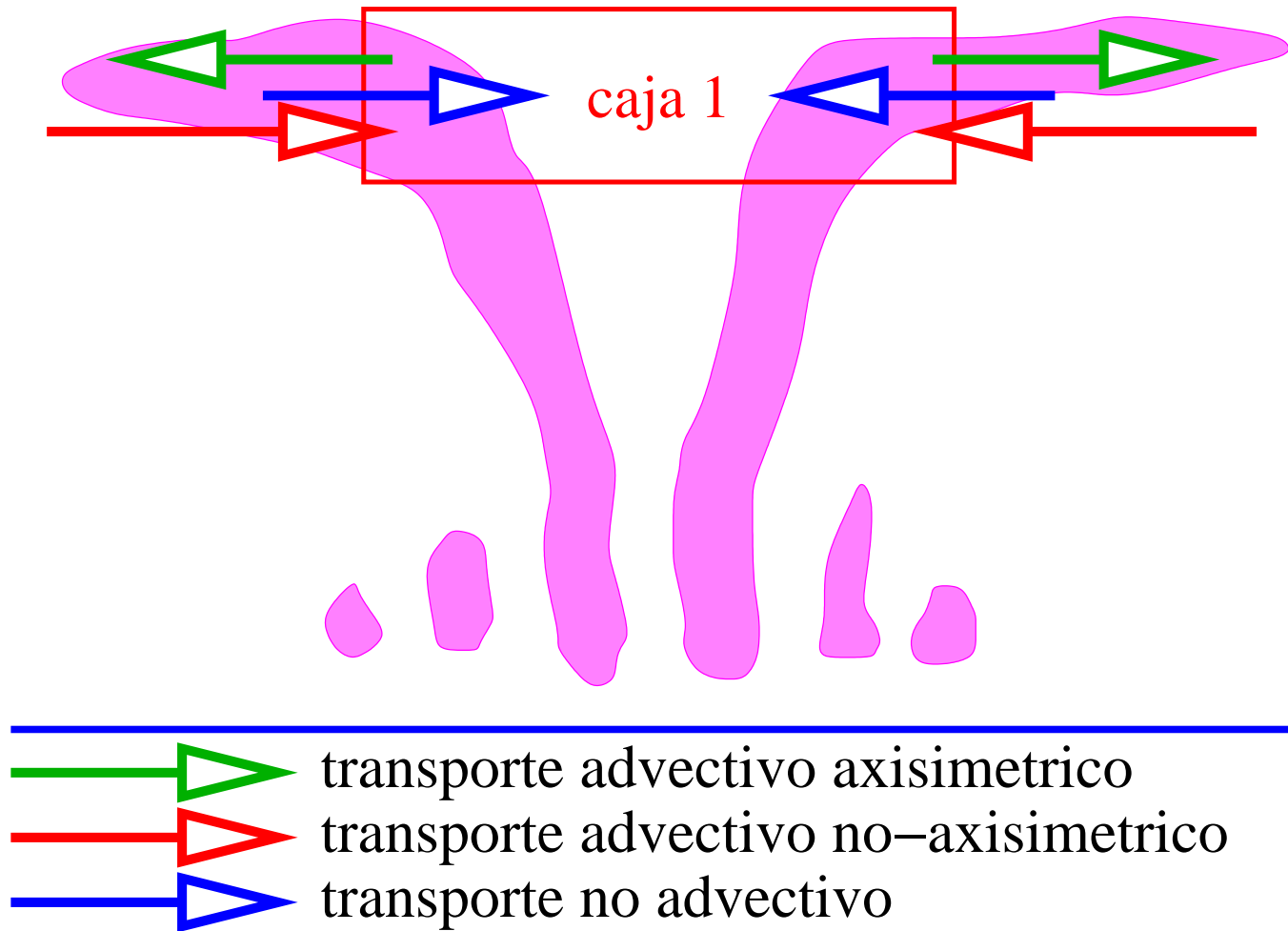
Challa y Pfeffer (1990):

- Se necesita transporte de momento angular hacia el centro del sistema a niveles altos (200 hPa).
- Este transporte de momento angular se realiza por flujos no axisimétricos de gran escala.
- Observaciones y modelos numéricos muestran estos resultados.

Importación de momento angular:



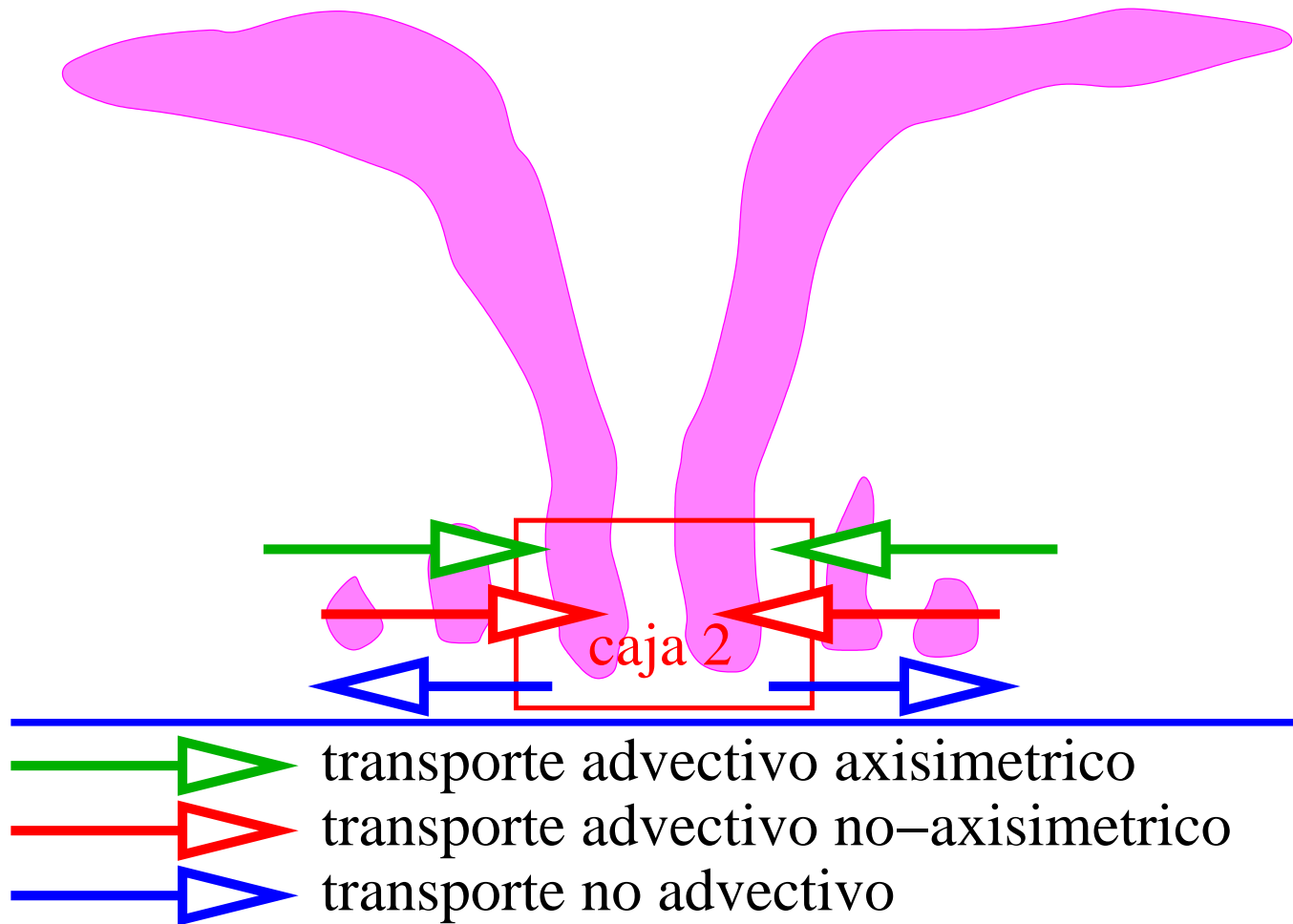
Vorticidad a niveles altos:



Balance de vorticidad en caja 1:

- A niveles altos el flujo axisimétrico exporta vorticidad desde el centro de ciclones. Así hay tendencia a reducir la circulación a estos niveles.
- Se puede importar vorticidad al centro por mecanismos no-axisimétricos. (“eddy flux”) Esta importación a niveles altos se opone a la exportación de vorticidad del flujo simétrico y produce una tendencia a incrementar la circulación.
- El transporte vertical de momento por convección puede causar flujo lateral no-advectivo de vorticidad. La magnitud de este mecanismo no es conocida.

Vorticidad a niveles bajos:



Balance de vorticidad en caja 2 (Raymond, Sessions, y Fuchs 2007):

- La tendencia de aumentar la circulación a niveles bajos es proporcional a la convergencia de vorticidad a estos niveles; la convergencia está relacionada al calentamiento convectivo.
- Convergencia de vorticidad no-axisimétrico puede ocurrir también a niveles bajos – hay preferencia de expulsar aire con vorticidad débil por medio de circulaciones de mesoescala (Van Sang, Smith, y Montgomery 2008).
- La tendencia de disminución de vorticidad es proporcional a la exportación lateral de vorticidad en la capa límite por fricción superficial.

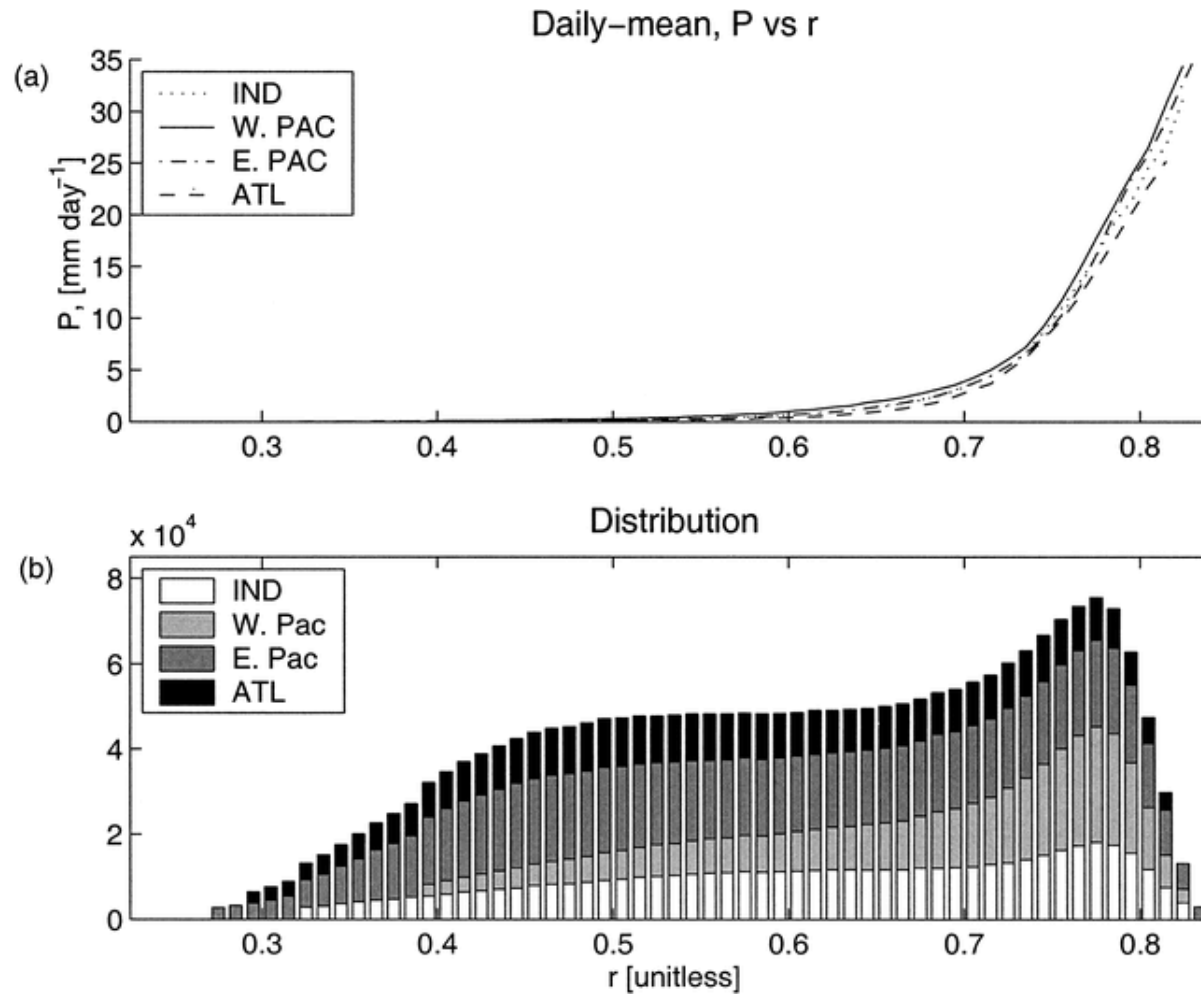
Factores que gobiernan la precipitación:

- Calentamiento convectivo en ciclones tropicales es proporcional a la producción de precipitación.
- Hay relación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación S :

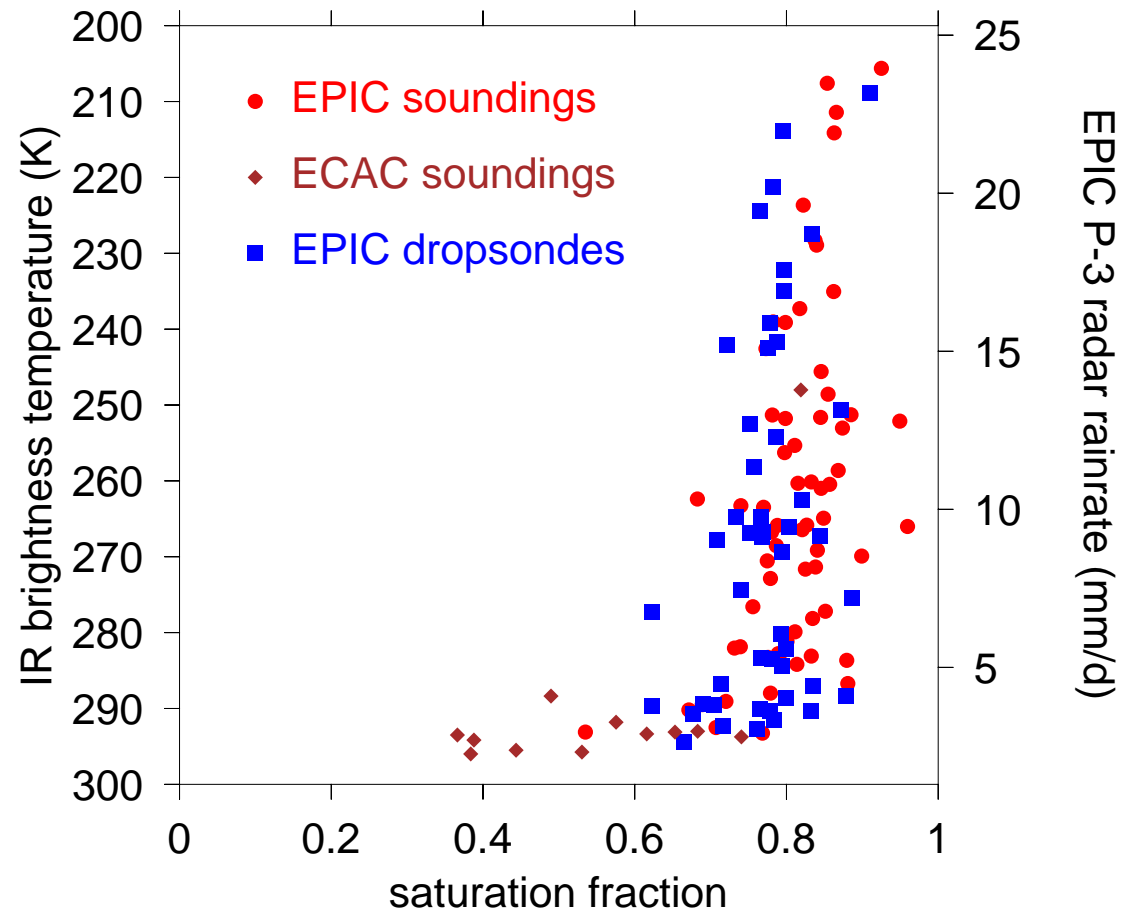
$$S = \int r dp / \int r_s dp$$

r : razón de mezcla de vapor de agua; r_s : razón de mezcla saturada.

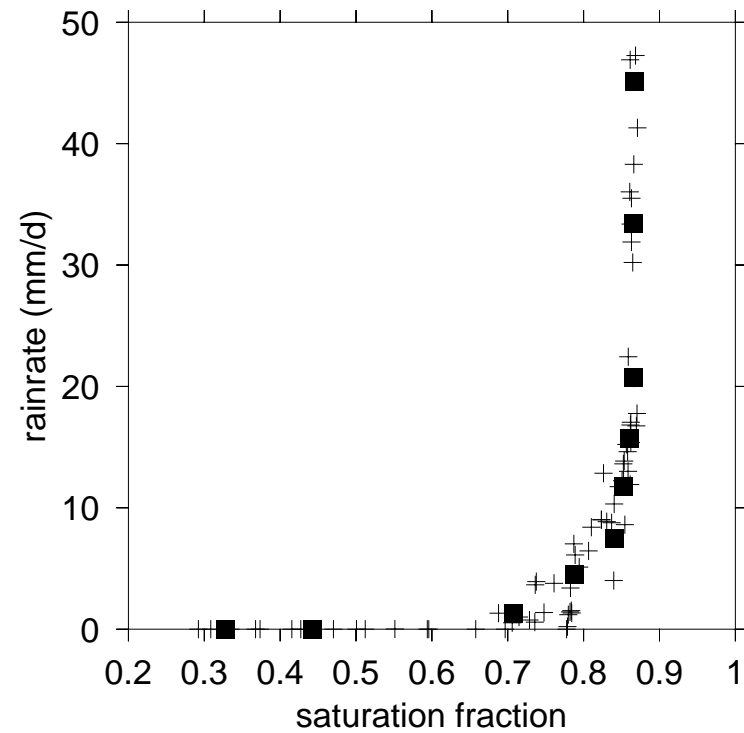
Observaciones de satélite (Bretherton et al. 2004):



Mediciones por sondeo en el Pacífico oriental y el suroeste del Caribe:



Resultados de Raymond y Zeng (2005) en un modelo numérico de convección:



Una pregunta:

- Valores elevados de la fracción de saturación producen precipitación fuerte.
- Esta precipitación está relacionada a la convergencia en niveles bajos de la troposfera y el crecimiento de la circulación del ciclón.
- Cómo se mantienen niveles elevados de la fracción de saturación?

Fracción de saturación y entropía:

- Se puede escribir la fracción de saturación en términos de la entropía:

$$S = \frac{[s] - [s_d]}{[s_s] - [s_d]}$$

donde s es la entropía húmeda, s_s es la entropía saturada, s_d es la entropía seca, y $[\]$ indica la integral de presión sobre la troposfera.

- Entonces, cambios en S están controlados por el balance de la entropía húmeda.

Balance de entropía húmeda:

- La entropía húmeda integrada sobre la troposfera obedece la ecuación

$$\frac{\partial [s]}{\partial t} = -\nabla \cdot [\mathbf{v}s] + F_s - [R]$$

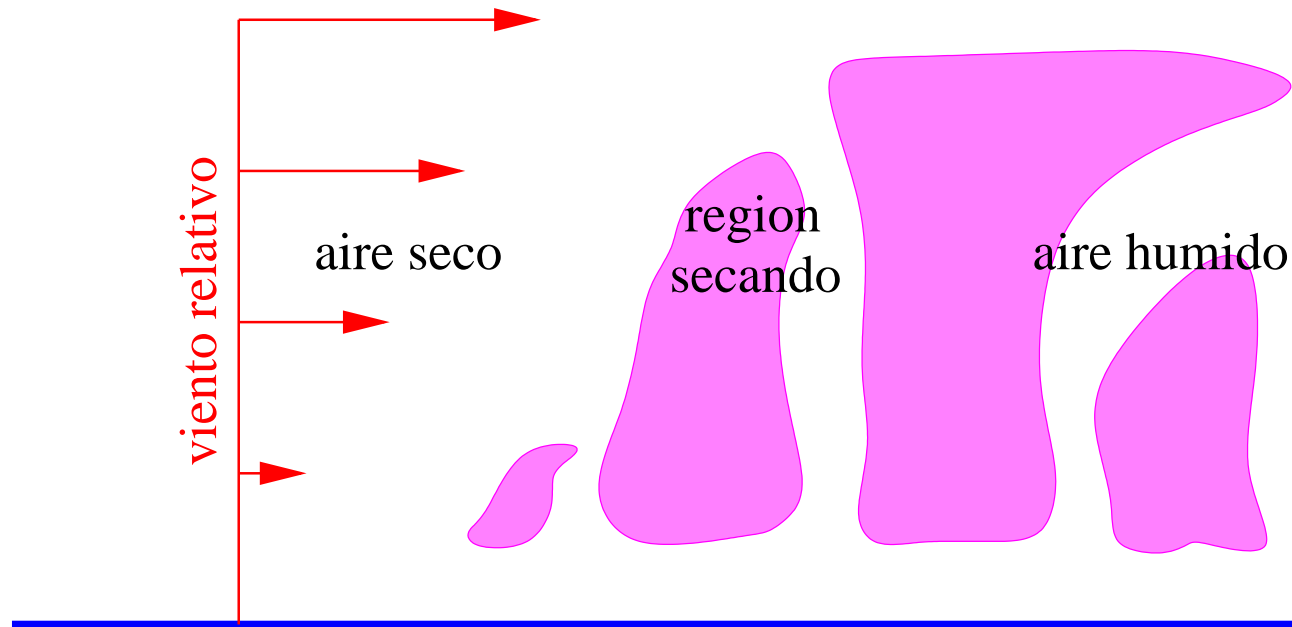
donde F_s es el flujo de entropía de la superficie y R es la tasa de enfriamiento radiativo. Si $[s]$ aumenta, también crece la precipitación.

- Se puede escribir

$$-\nabla \cdot [\mathbf{v}s] = [-\mathbf{v} \cdot \nabla s] + [-\omega(\partial s / \partial p)]$$

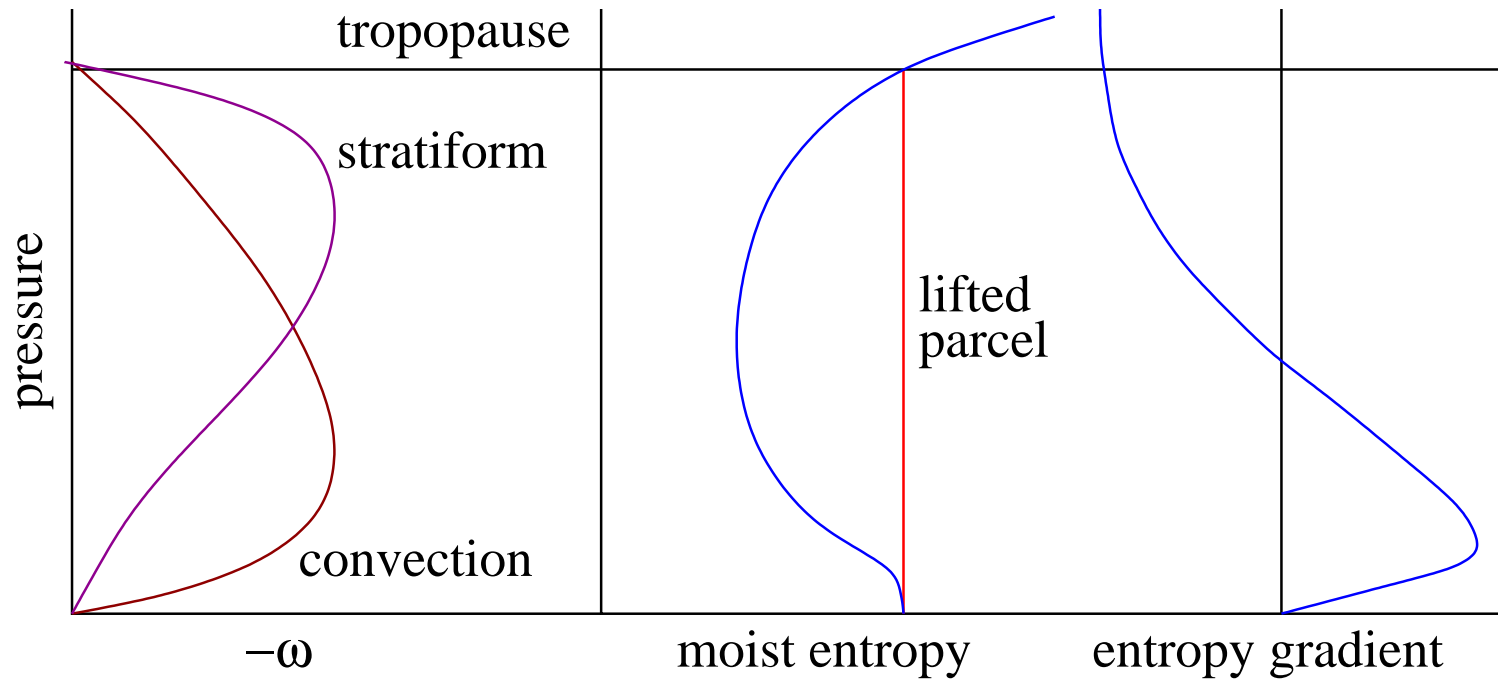
usando la continuidad de masa $\nabla \cdot \mathbf{v} + \partial \omega / \partial p = 0$ e integración por partes.

Término de advección horizontal, $[-\mathbf{v} \cdot \nabla s]$:



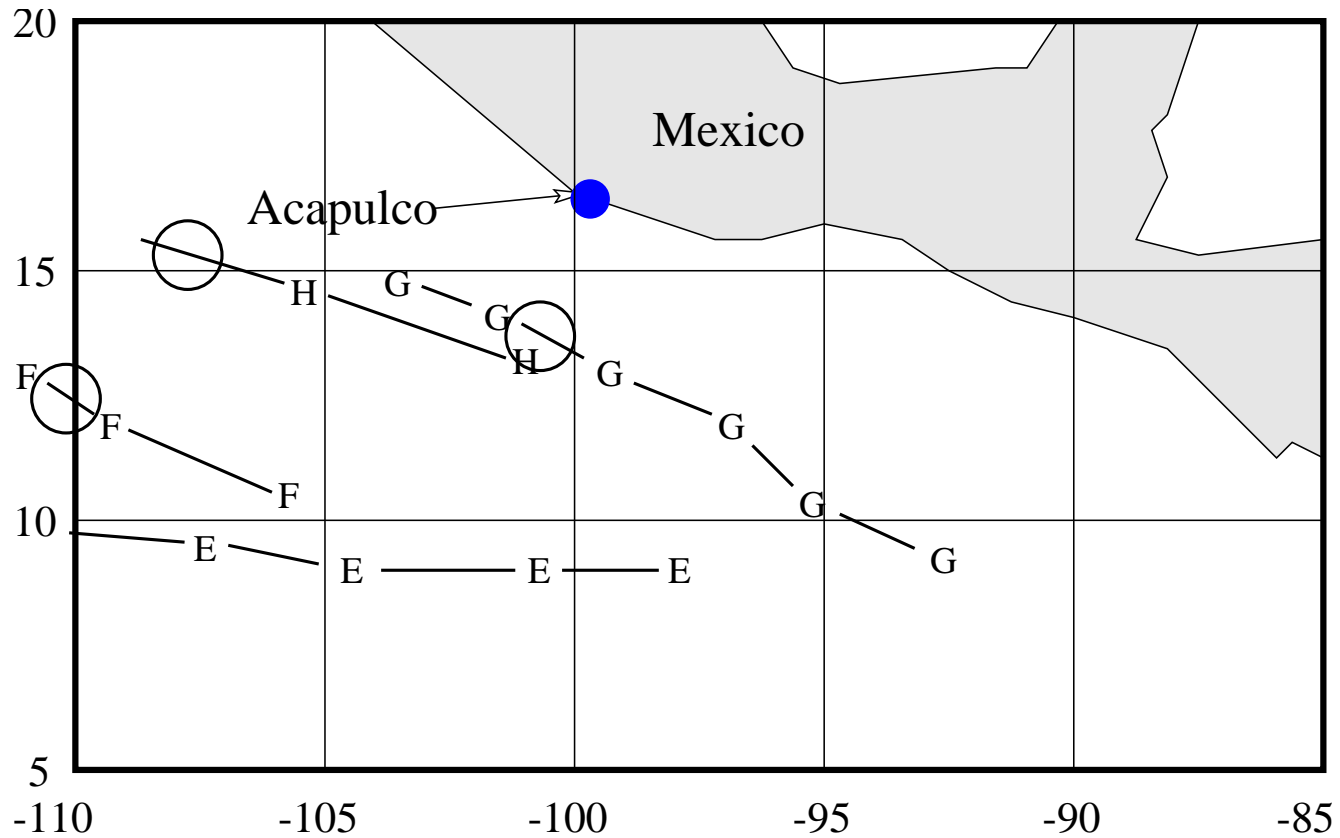
- Importante cuando hay viento ambiental relativo con respecto al ciclón – disminuye la entropía húmeda por el efecto de ventilación.

Término de advección vertical, $[-\omega(\partial s/\partial p)]$:



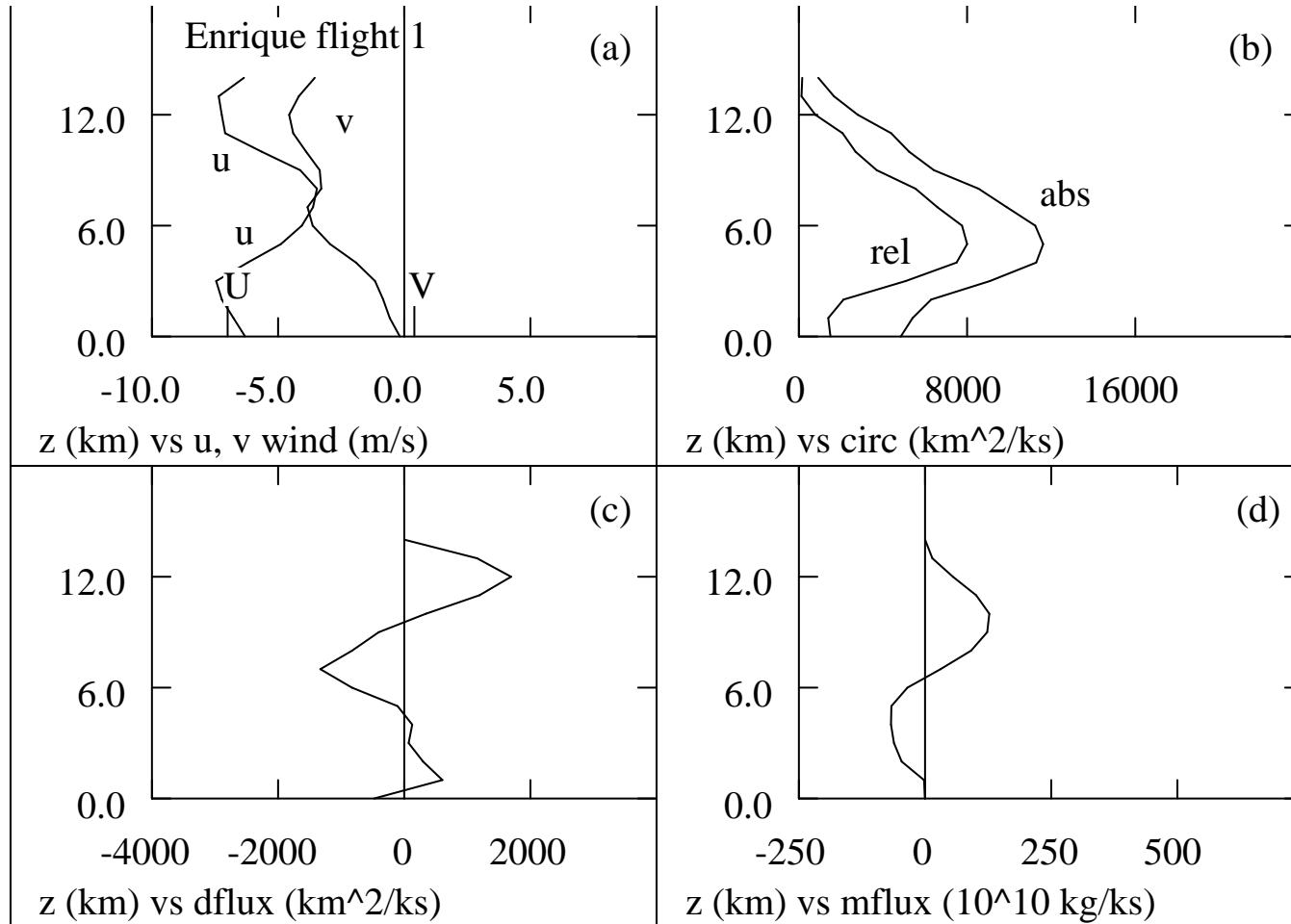
- Perfil de $-\omega$ convectivo: $[-\omega(\partial s/\partial p)] > 0$.
- Perfil de $-\omega$ stratiforme: $[-\omega(\partial s/\partial p)] < 0$.

Ejemplos del proyecto TEXMEX (Bister y Emanuel 1997; Raymond, López, y López 1998):

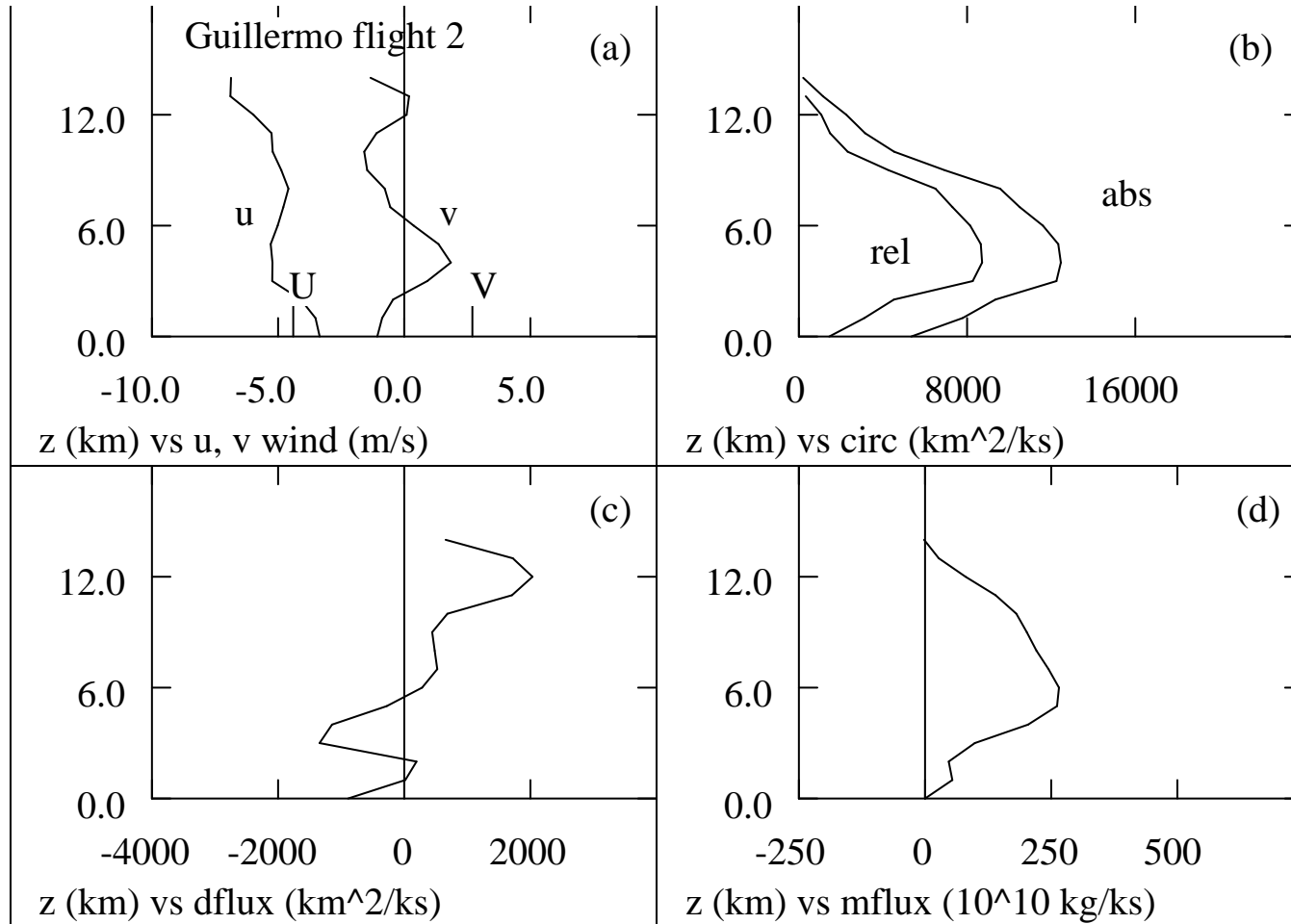


Los círculos indican la formación de tormenta tropical.

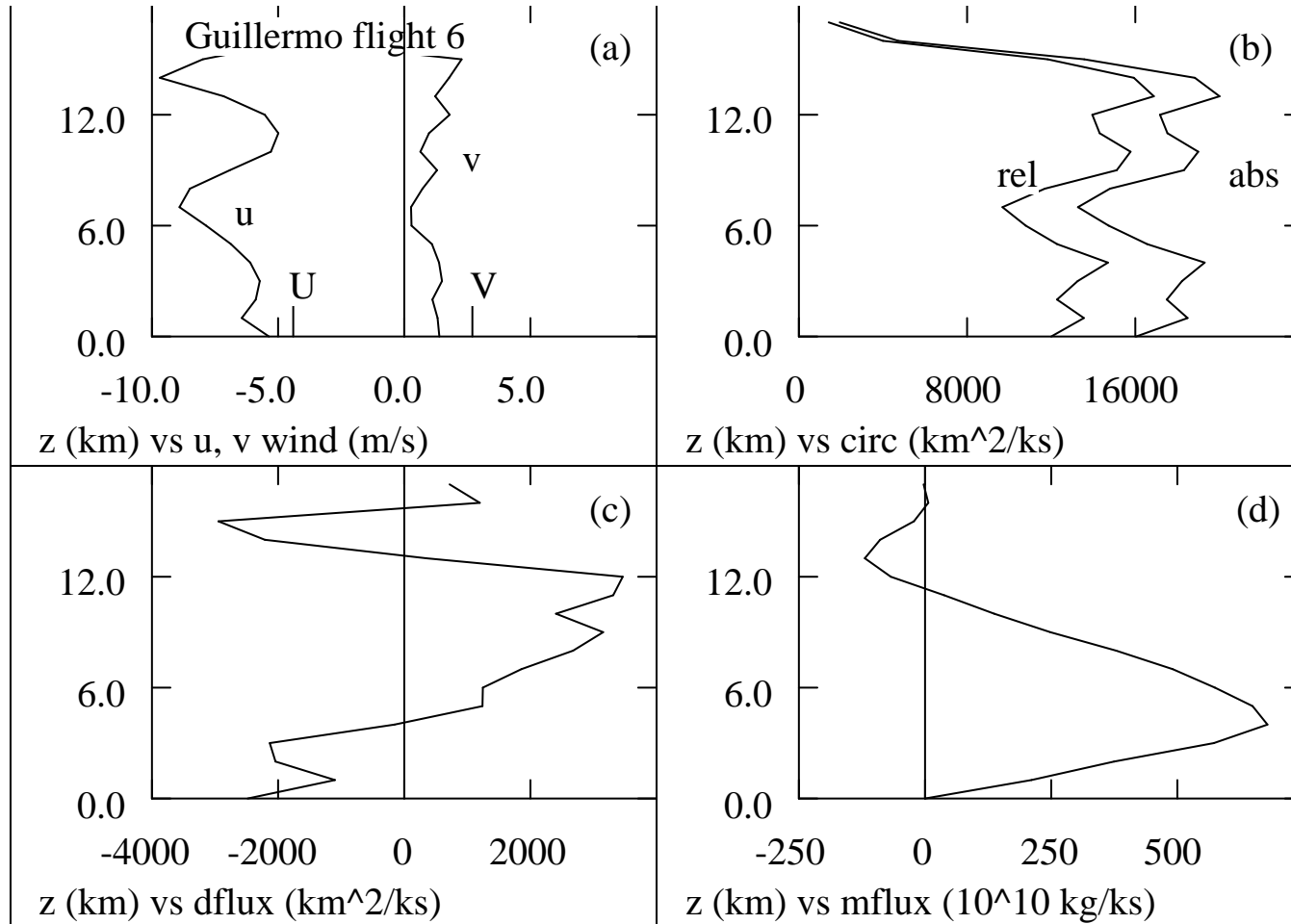
TEXMEX; Enrique 1:



TEXMEX; Guillermo 2:



TEXMEX; Guillermo 6:



Resumen – vorticidad:

- Sólo hay dos procesos que pueden cambiar la circulación alrededor de un ciclón:
 - La convergencia de vorticidad por transporte advectivo aumenta la circulación. Puede ser flujo axisimétrico o no-axisimétrico.
 - Las fuerzas relacionadas a la fricción de la superficie o el transporte vertical de momento por convección resultan en flujos no-advectivos en dirección perpendicular a la dirección de la fuerza.

Resumen – precipitación:

- La convergencia a niveles bajos es proporcional a la tasa de precipitación. Entonces, ciclogénesis necesita precipitación fuerte sobre un período de unos días.
- La precipitación aumenta con crecimiento de la fracción de saturación.
- Los cambios en la fracción de saturación dependen del balance de la entropía húmeda.

Resumen – balance de entropía:

- Los perfiles del flujo vertical convectivo de masa con máximo a niveles bajos promueven el crecimiento de entropía húmeda.
- El transporte advectivo del aire con entropía baja al centro del ciclón por vientos relativos al movimiento del ciclón puede debilitarlo o destruirlo.

Ciclogénesis: Condiciones favorables (Gray 1968; Palmén y Newton 1969; McBride y Zehr 1981; Challa y Pfeffer 1990)

1. Temperatura elevada de la superficie del mar ($\geq 26^{\circ} - 27^{\circ}$ C)
2. Poca cortante de viento
3. Ubicación mayor de los $3^{\circ} - 5^{\circ}$ del ecuador
4. Circulación ciclónica con vorticidad positiva a nivel bajo
5. Importación de momento angular a nivel alto

Bibliografía:

Bister, M., and K. A. Emanuel, 1997: The genesis of hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2662-2682.

Bretherton, C. S., M. E. Peters, and L. E. Back, 2004: Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans. *J. Climate*, **17**, 1517-1528.

Challa, M., and R. L. Pfeffer, 1990: Formation of Atlantic hurricanes from cloud clusters and depressions. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 909-927.

Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.

Haynes, P. H., and M. E. McIntyre, 1987: On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 828-841.

Haynes, P. H., and M. E. McIntyre, 1990: On the conservation and impermeability theorems for potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2021-2031.

McBride, J. L., and R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of nondeveloping versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132-1151.

Molinari, J., and D. Vollaro, 1989: External influences on hurricane intensity: Part I. Outflow layer eddy angular momentum fluxes. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1093-1105.

Palmén, E, and C. W. Newton, 1969: *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*. Academic Press, New York, 603 pp.

Raymond, D. J., C. López-Carrillo, and L. López Cavazos, 1998: Case-studies of developing east Pacific easterly waves. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 2005-2034.

Raymond, D. J. and Sharon L. Sessions, 2007: Evolution of convection during tropical cyclogenesis. *grl*, 34, L06811, doi:10.1029/2006GL028607.

Raymond, D. J., S. L. Sessions, and Ž. Fuchs, 2007: A theory for the spinup of tropical depressions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 1743-1754.

Raymond, D. J., and X. Zeng, 2005: Modelling tropical atmospheric convection in the context of the weak temperature gradient approximation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1301-1320.

Van Sang, N., R. K. Smith, and M. T. Montgomery, 2008: Tropical-cyclone intensification and predictability in three dimensions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 563-582.