



**GF3003**  
**Ciencias Atmosféricas**

Laura Gallardo Klenner

Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile

Primavera 2010

LGK 2010

# HOY: Termodinámica (2)

## ¿Cómo tratar la presencia del agua?

- Estados de agregación del agua atmosférica
- Medidas de vapor de agua ( $T_v$ ,  $T_d$ ,  $e$ , HR, etc.)
- Transformaciones de fase y calor latente
- Gradiente vertical húmedo vs. seco

# Más específicamente, el/la alumno/a será capaz de:

- Definir temperatura virtual, temperatura de rocío, razón de mezcla, humedad relativa, etc.
- Caracterizar los estados de agregación del agua atmosférica y los cambios de fase respectivos
- Realizar estimaciones de nivel de condensación por ascenso
- Reconocer y justificar la diferencia entre perfiles de temperatura secos y húmedos



¿Cómo se forman estas nubes?

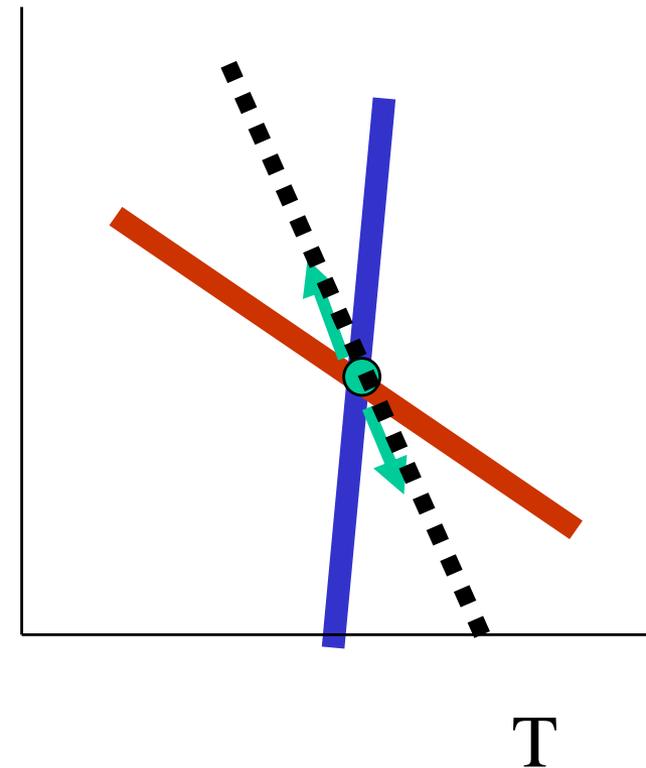


Hemos visto que para el aire seco:

$$p = \rho R T$$

$$dh = c_p dT + g dz = c_p dT + d\phi \approx 0$$

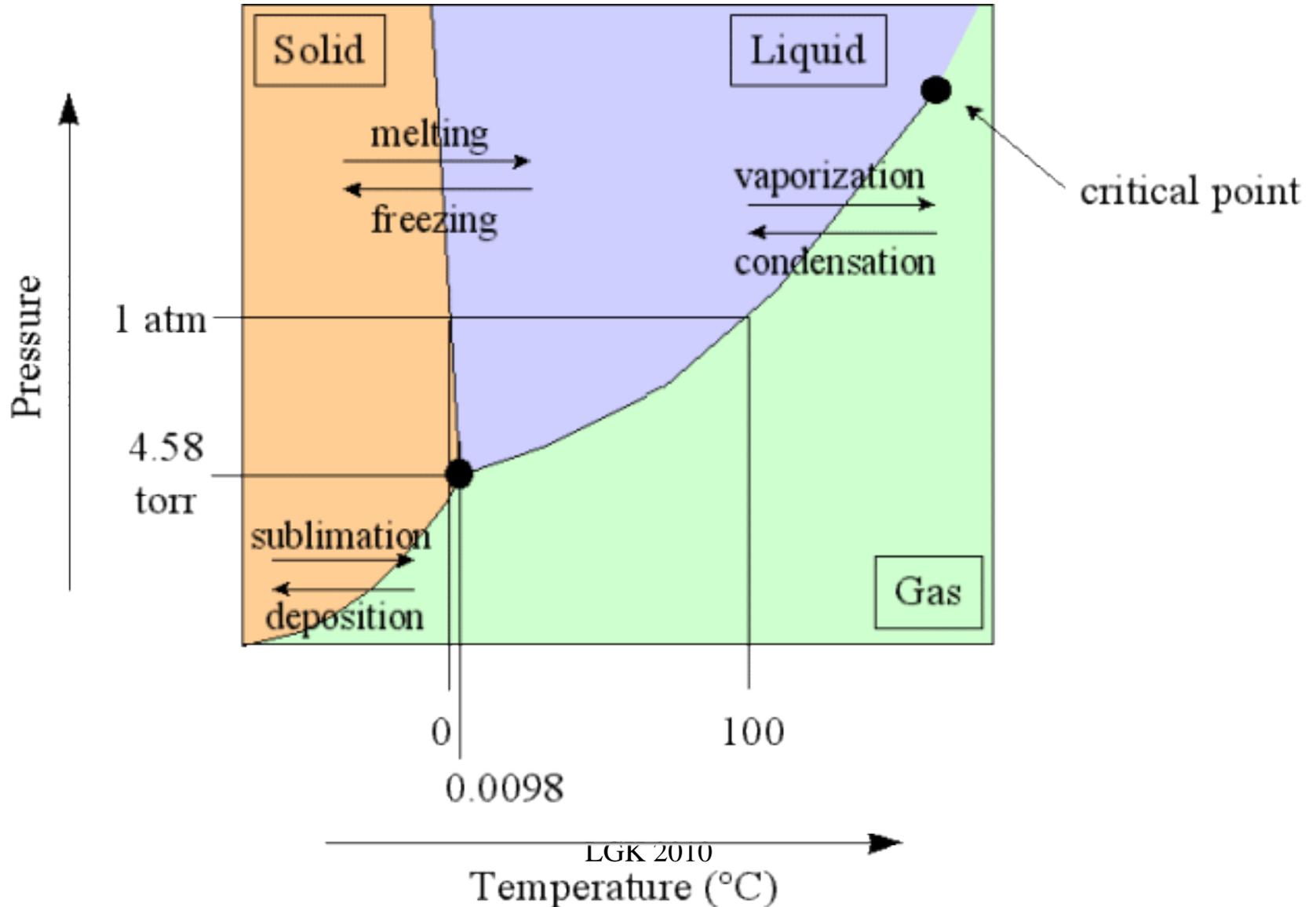
$$\Rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \approx -1^\circ / km$$



# La atmósfera contiene agua: ciclo hidrológico



# El agua se presenta en tres fases o combinaciones de ellas

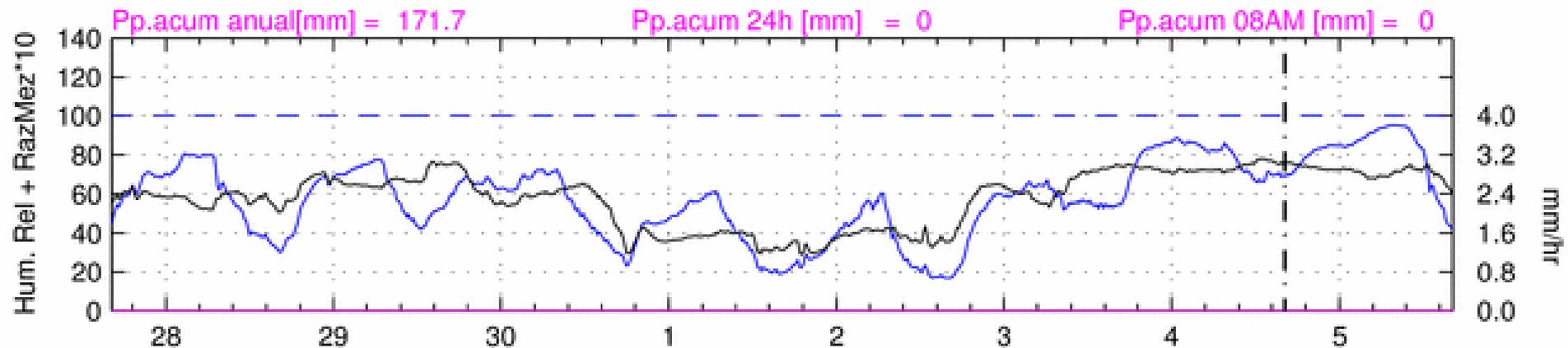


# Agua en la atmósfera



# Medidas de vapor de agua

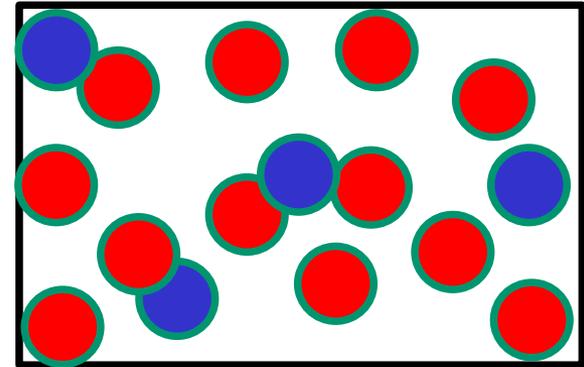
- Presión de vapor (parcial)
- Razón de mezcla
- Humedad relativa
- Humedad absoluta



# Presión de vapor (de agua)

$$p_d = \rho_d R_d T$$

$$e = \rho_v R_v T$$



**Están en equilibrio termodinámico:  $T_e = T_d = T$**   
**Ocupan el mismo volumen**

Por definición:

$$R_x = \frac{R^*}{M_x}$$

$$\frac{R_d}{R_v} = \frac{M_d}{M_v} \equiv \varepsilon$$

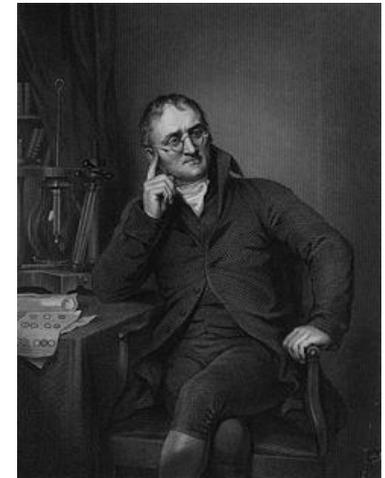
$$\varepsilon = 0.622 \approx \frac{29 \text{ g / mol}}{18 \text{ g / mol}}$$

# Temperatura Virtual ( $T_v$ )

En lugar de cambiar la masa molecular del aire húmedo, ¿qué temperatura debiera tener el aire seco, a la misma presión, de modo de tener la misma densidad que el aire húmedo?

$$p = p_d + e$$

$$\rho = \frac{p - e}{R_d T} + \frac{e}{R_v T}$$



John Dalton  
(1766-1844)

# Temperatura virtual

$$p = \rho R_d T_v$$

$$T_v = \frac{T}{1 - \frac{e}{p} (1 - \varepsilon)}$$

Como el aire húmedo es menos denso,  $T_v > T$

# Razón de mezcla (en masa de vapor de agua)

$$\omega = \frac{m_v}{m_d} \quad [g / kg]$$

**Humedad Específica**

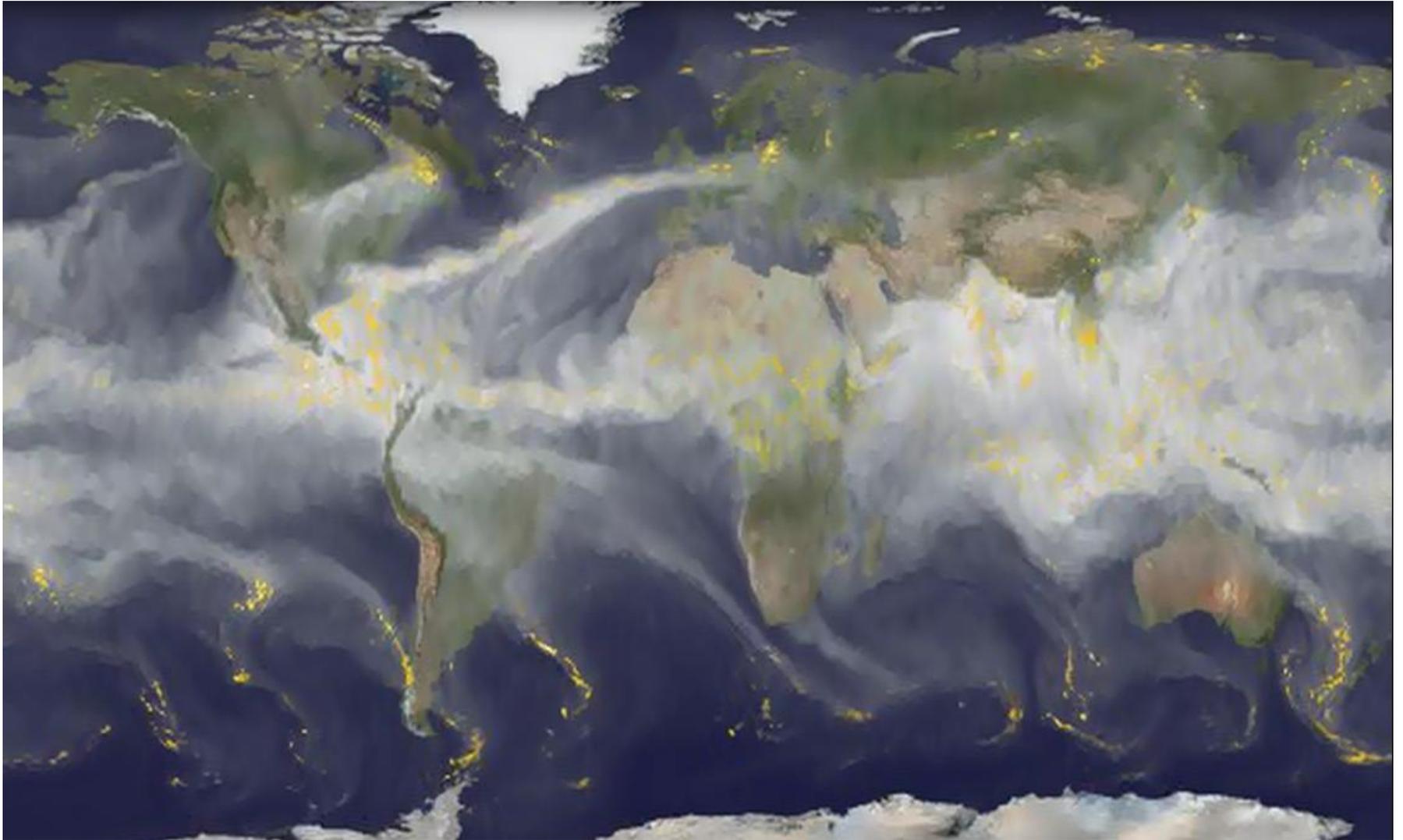
$$q = \frac{m_v}{m_v + m_d}$$
$$= \frac{\omega}{1 + \omega}$$

Mostrar que:

$$e = \frac{w}{w + \varepsilon} p$$

$$T_v \approx T(1 + 0.61w)$$

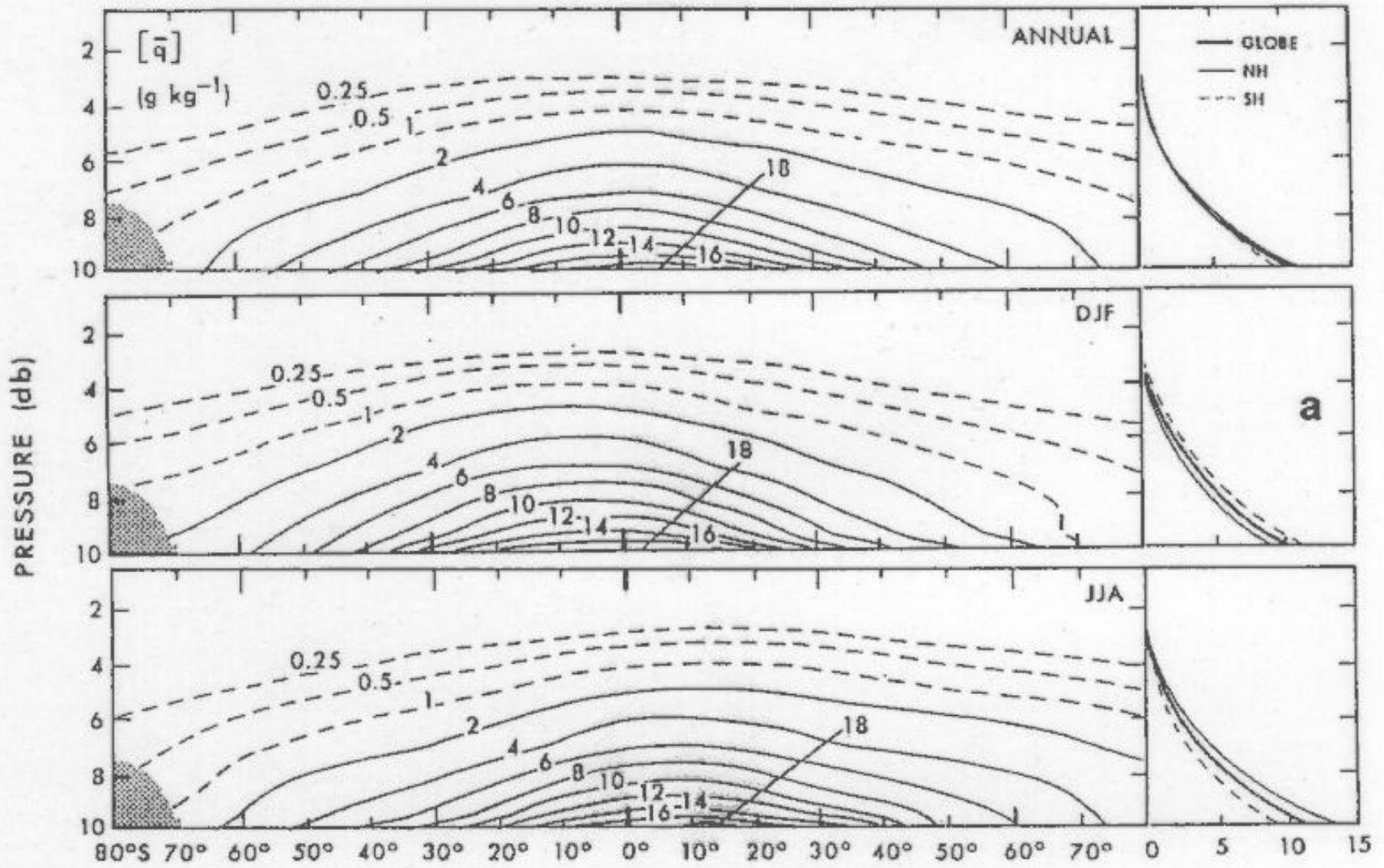
# Donde hay más evaporación hay más agua



LGK 2010

[http://visibleearth.nasa.gov/view\\_rec.php?id=13841](http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=13841)

# El agua está cerca de la fuente

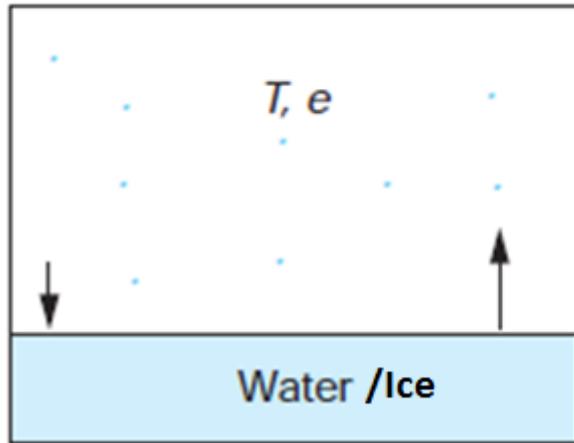


LGK 2010

# *Pausa in situ*

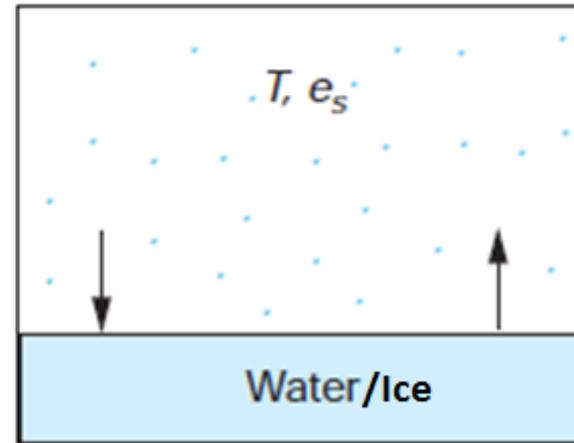


# Equilibrio entre fases del agua



«sub-saturado»

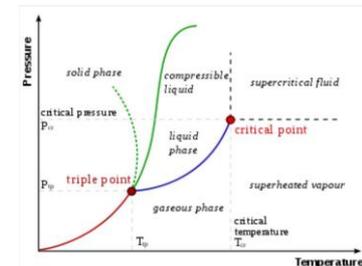
Evaporación > Condensación



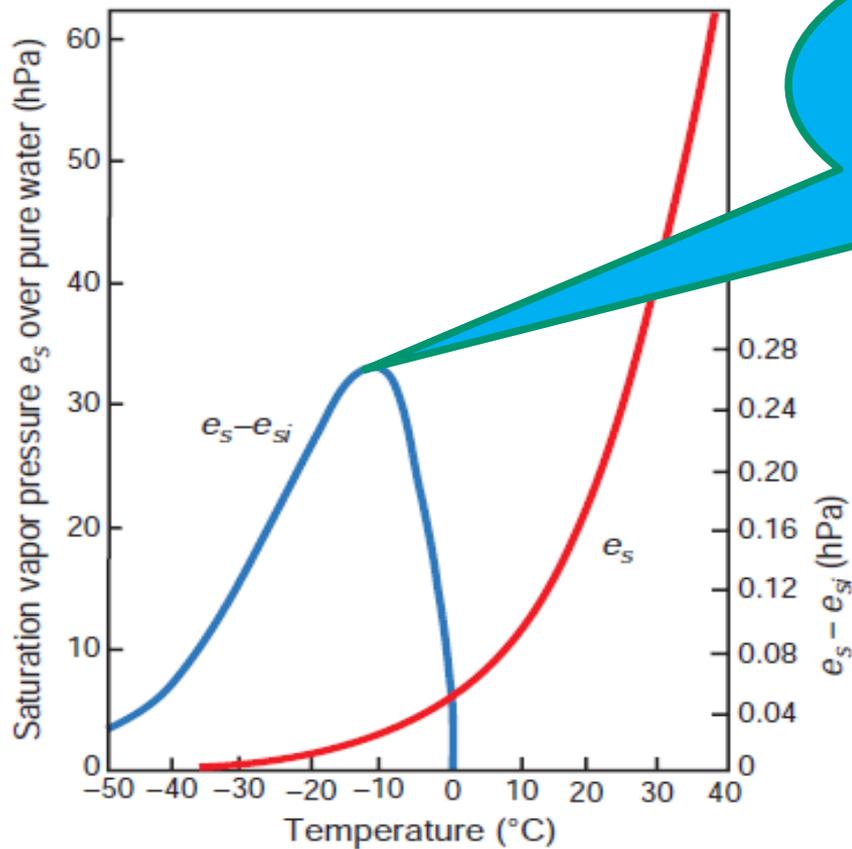
«saturado»

Evaporación = Condensación

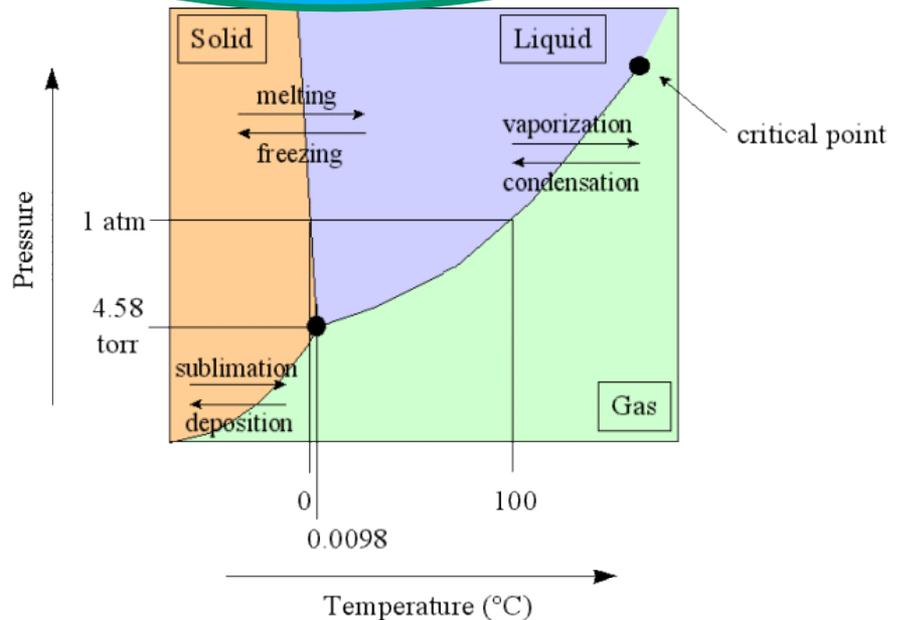
LGK 2010



# La presión de saturación sólo depende de la temperatura



Interesante: a -12 C, si el aire está saturado de  $\text{H}_2\text{O}$  (g)...el hielo crecerá



# Mostrar que:

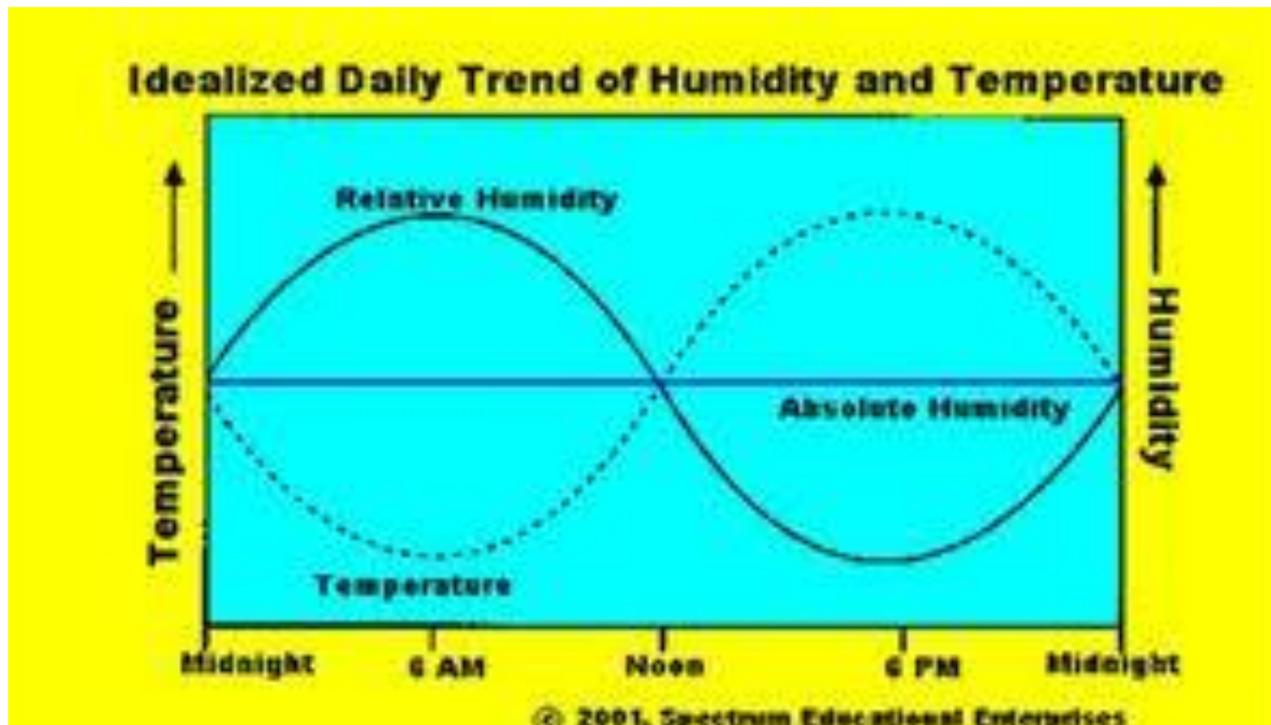
La razón de mezcla de saturación satisface en la atmósfera terrestre:

$$w_s \approx 0.622 \frac{e_s}{p}$$

Mostrar que la razón de mezcla de agua depende tanto de la temperatura como de la presión

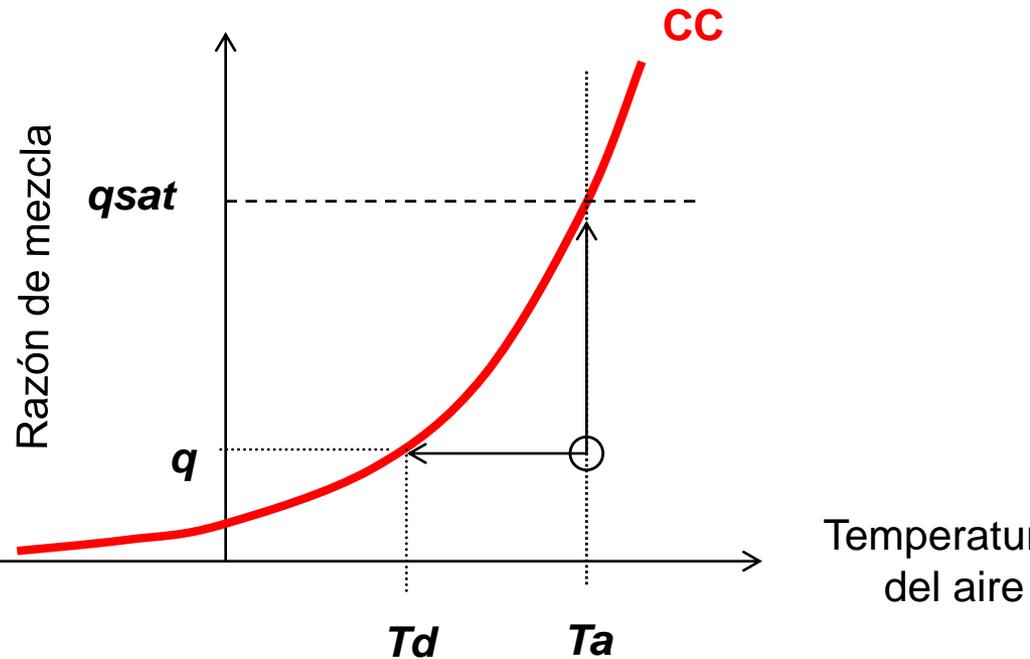
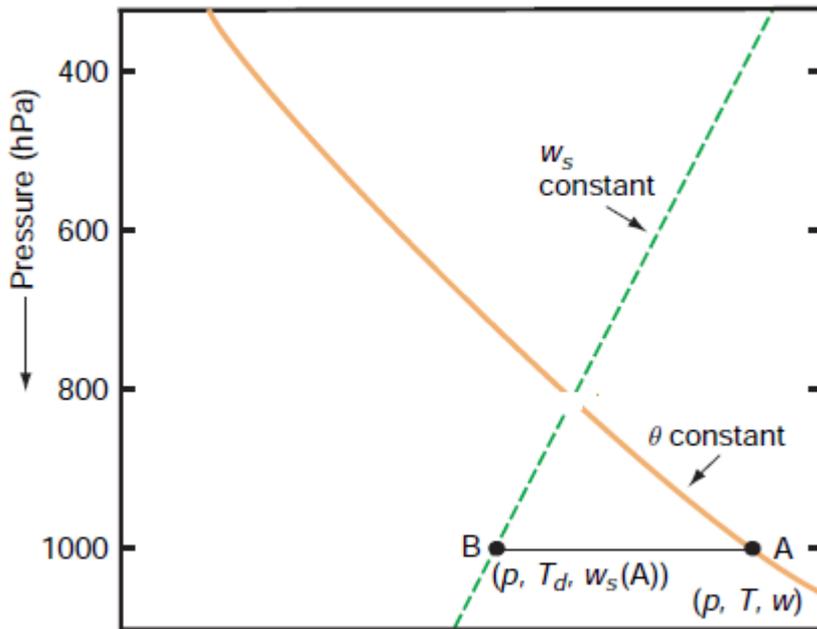
# Humedad Relativa

$$RH \equiv 100 \frac{w}{w_s} \approx 100 \frac{e}{e_s}$$



# Temperatura de punto de rocío

¿Cuánto debo enfriar el aire, a presión constante, de modo que el vapor de agua condense?



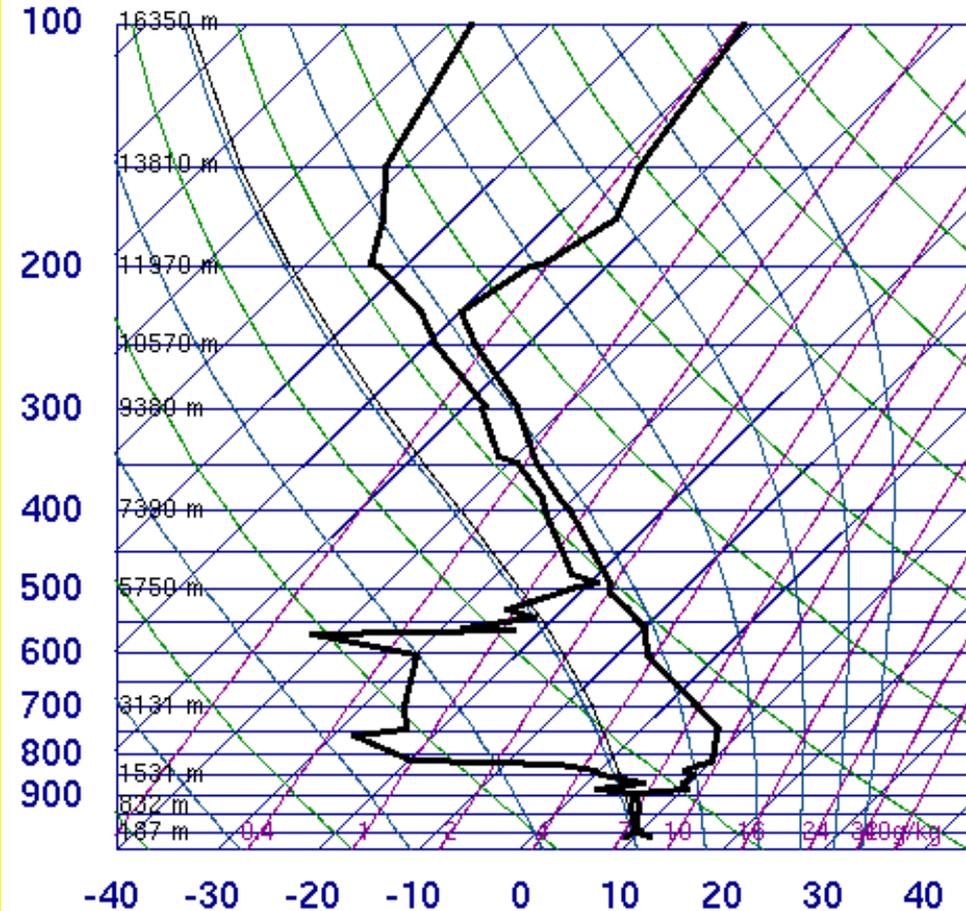
# Cuando $T_d \sim T$



$T_d > 20 \text{ }^\circ\text{C}$

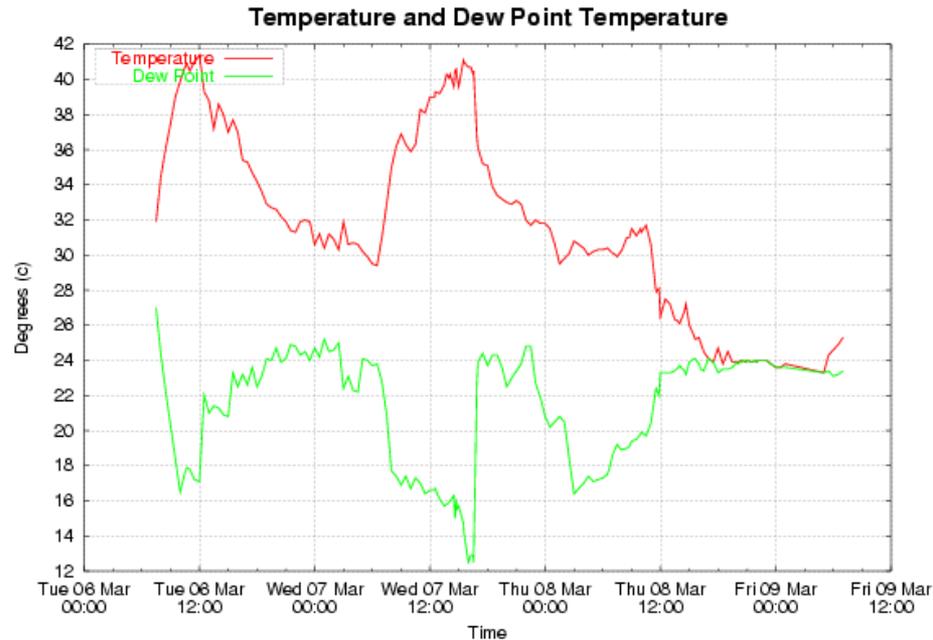
# ¿Dónde hay nubes?

85586 SCSN Santo Domingo



00Z 04 Oct 2010

University of Wyoming



LGK 2010

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

# Psicrómetro



Cobertizo  
Meteorológico

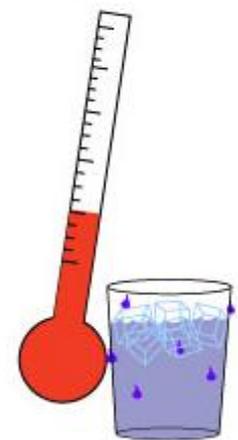
Dry Bulb  
Temperature



Wet Bulb  
Temperature



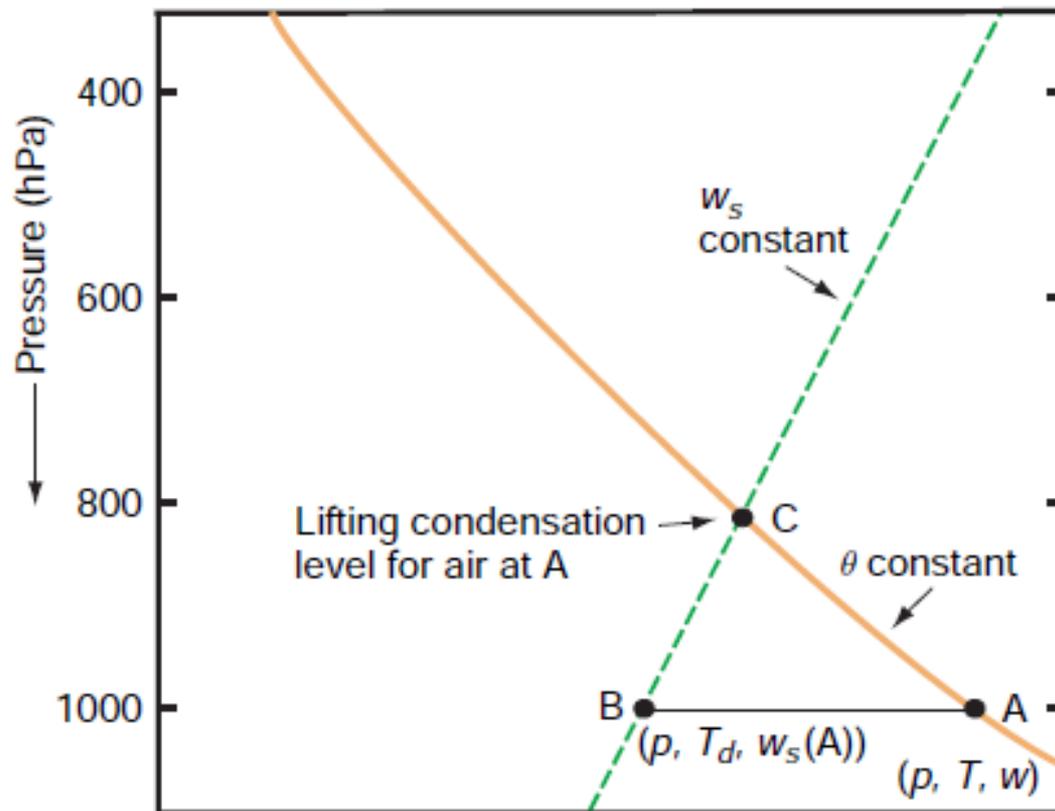
Dew Point  
Temperature



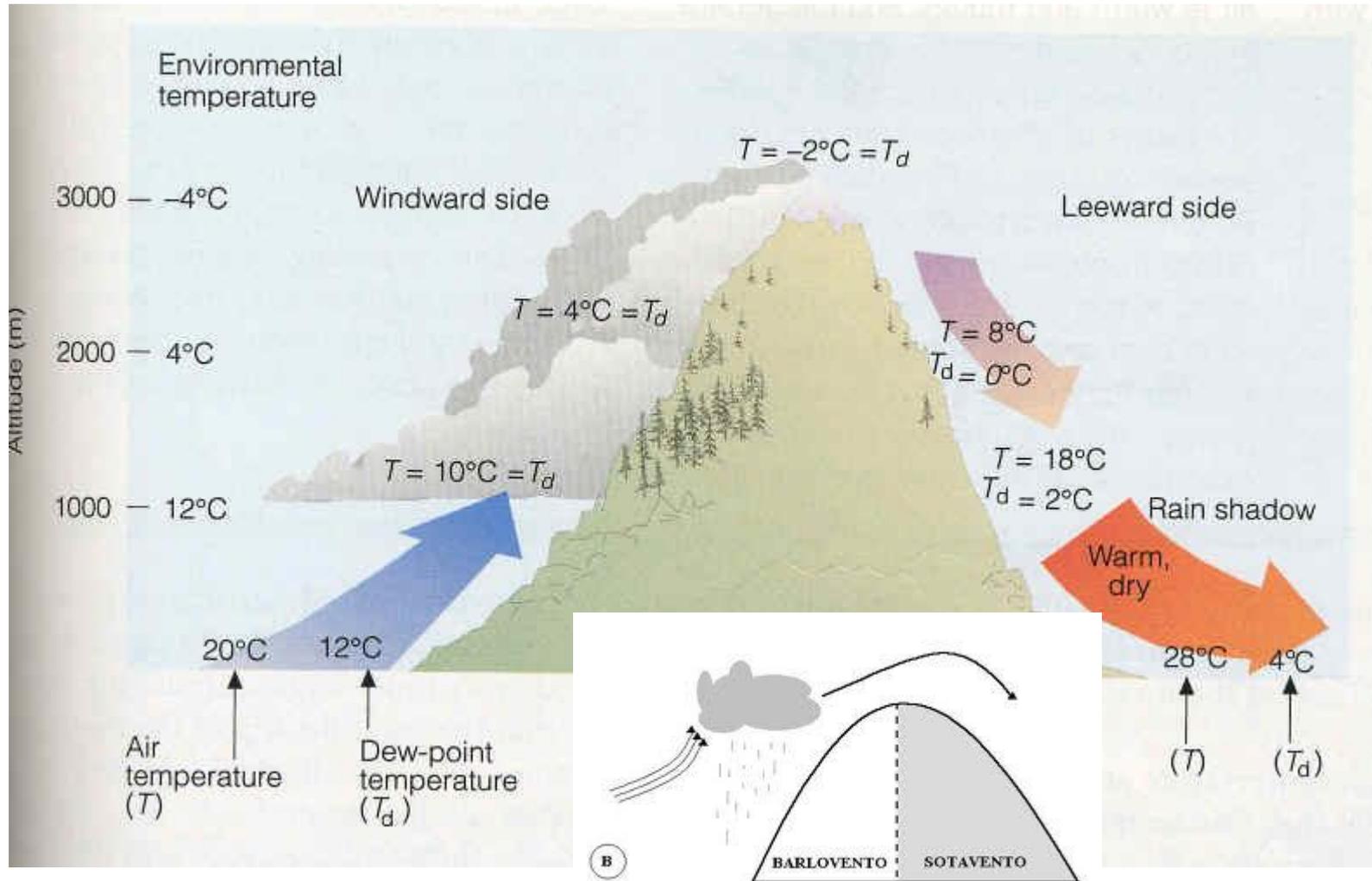
¡Más en clase auxiliar!

¿Qué pasa si el aire se enfría y  $p$  no es constante?

## Nivel de condensación por ascenso



# Nube orográfica (ascenso forzado)

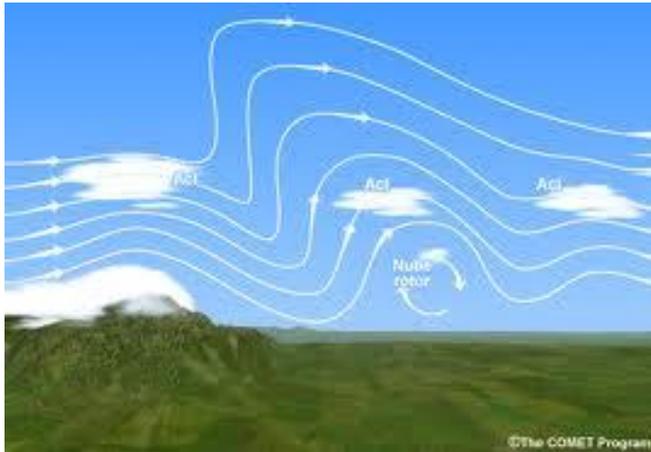


# Nubes orográficas



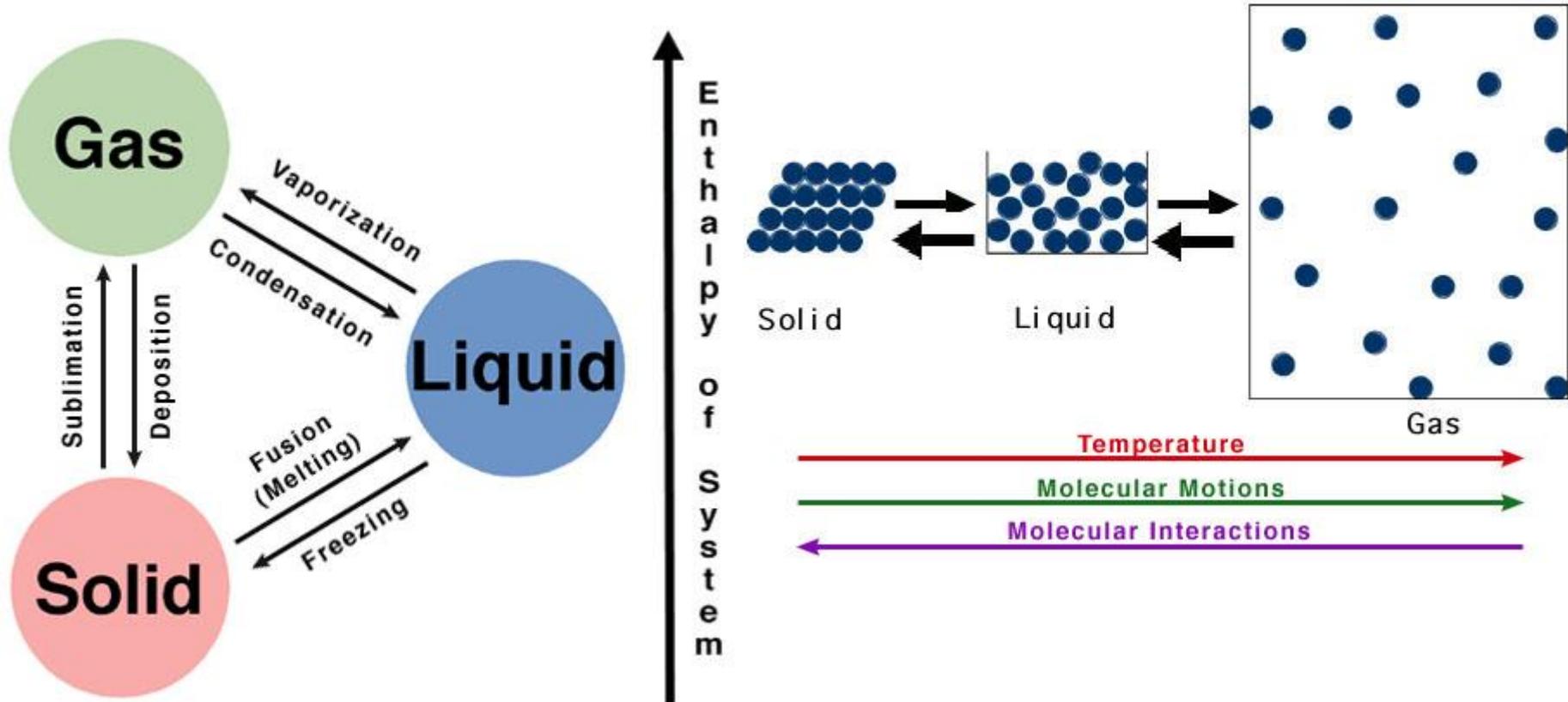
L

# En sotavento...nubes lenticulares



**Ondas de gravedad  
(A sotavento/ «Lee waves»)**

# Transformaciones de fase



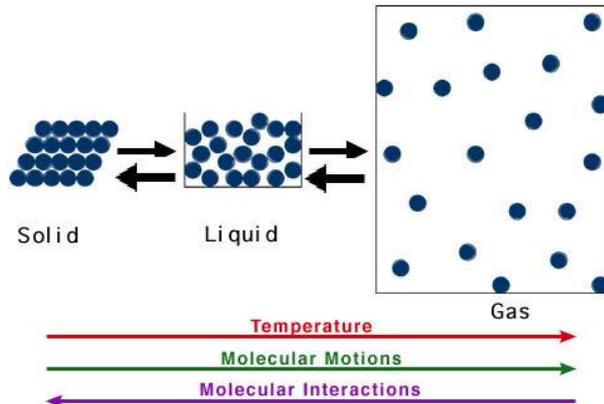
LGK 2010

# ¿Puede cambiar la energía interna del agua sin cambiar la temperatura?

Sí. Porque la energía puede «reacomodarse» como energía potencial.

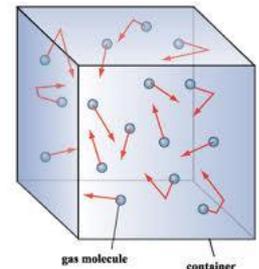
$$U = EP + EC$$

Energía potencial



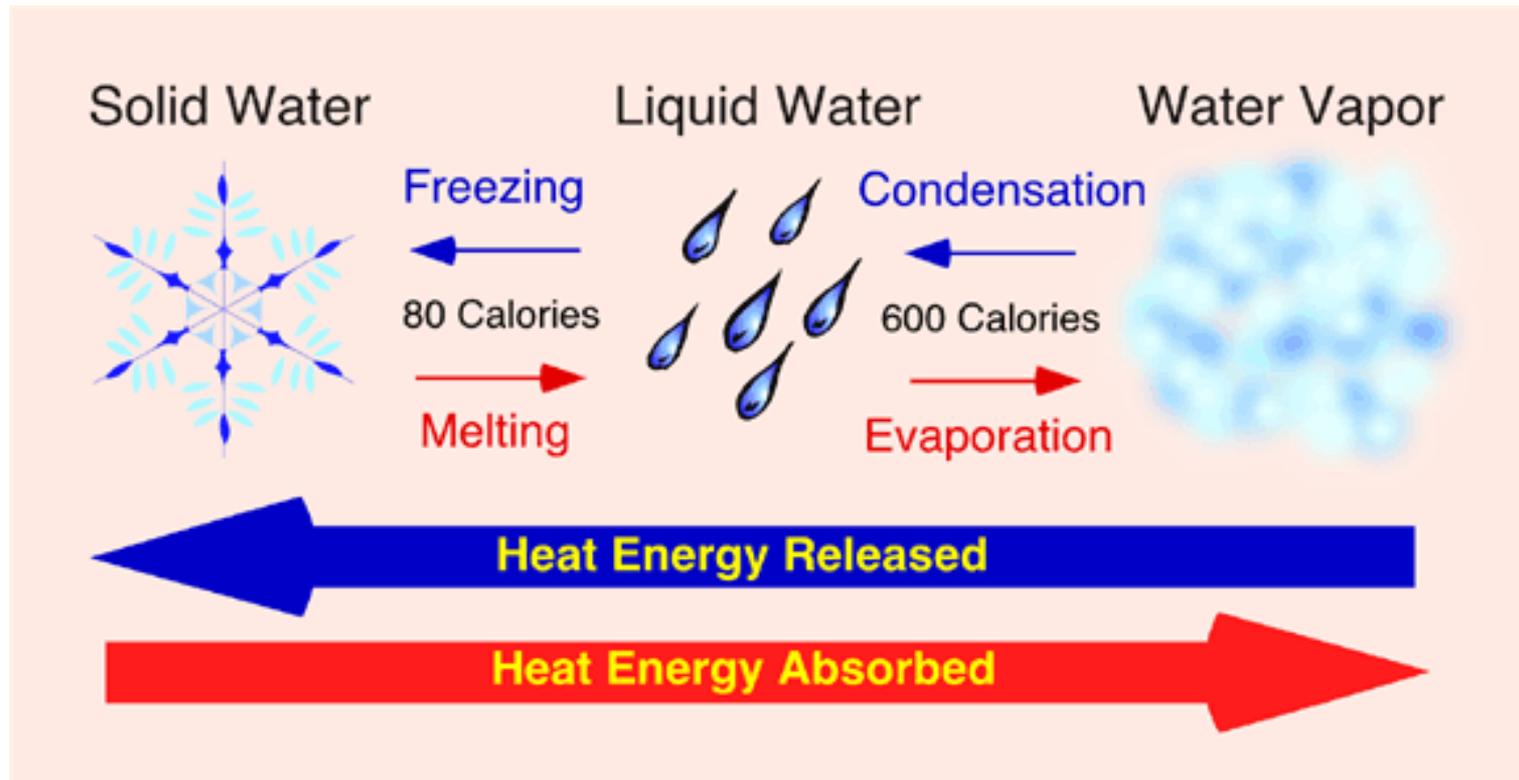
Energía translacional

$$EC = \frac{1}{2} m v^2$$
$$\sim T = \frac{2}{3} \frac{EC}{N k_{\text{Boltzmann}}}$$



# Calor latente

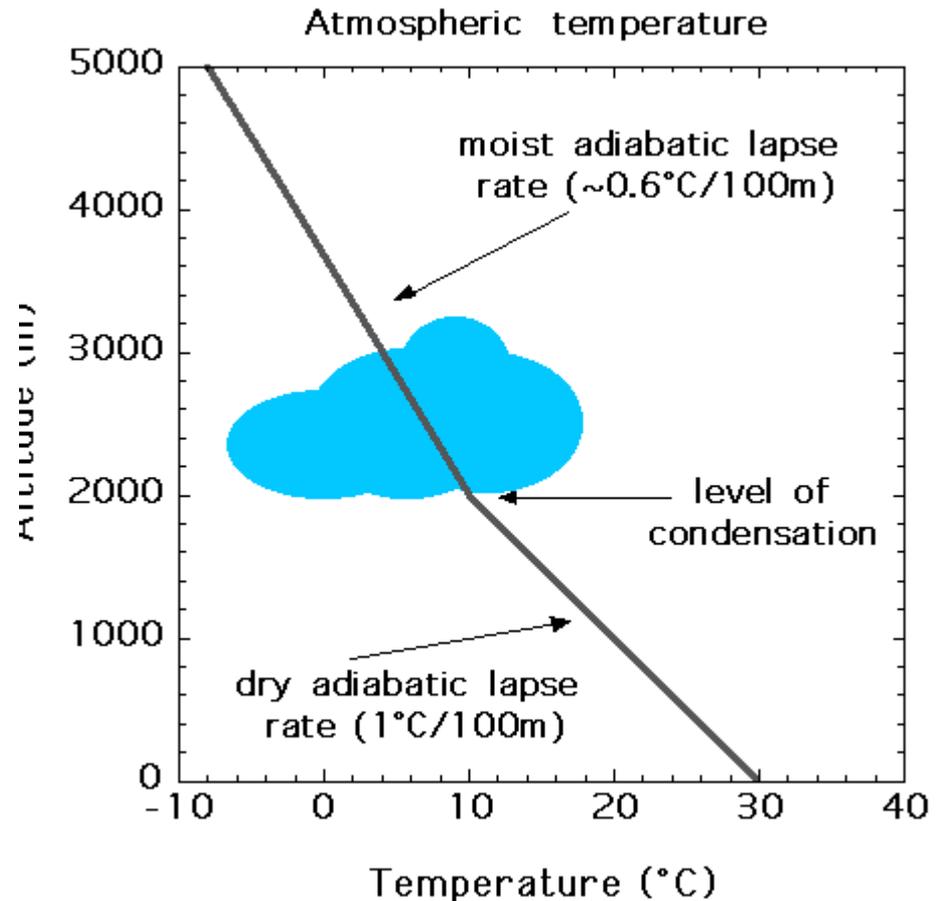
Calor requerido para cambiar el estado de agregación sin cambiar la temperatura



# Entonces, cuando una parcela alcanza el NCA

Al condensar, se libera calor latente y el gradiente de temperatura disminuye

Si NO llueve, entonces el proceso es adiabático y reversible



# Cambio vertical de temperatura si hay calor latente

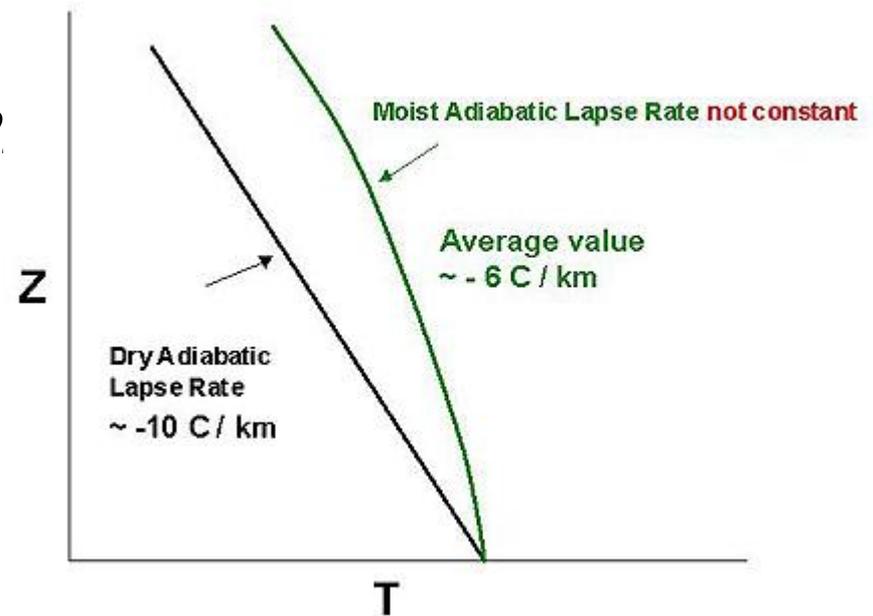
$dq = c_p dT + g dz$  Si no hay liberación de calor latente,  $dq=0$

Si hay liberación/consumo de calor latente:

$$dq = c_p dT + g dz = -L_v d\omega$$

$$\Rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} - \frac{L_v}{c_p} \frac{d\omega_s}{dz}$$

$$\Gamma_s = \Gamma_d - \frac{L_v}{c_p} \frac{d\omega_s}{dz}$$



Sabiendo que:

$$\omega_s = \omega_s(T, p)$$

Y que:

$$-\rho L_v \left( \frac{d\omega_s}{dp} \right)_T \simeq 0.12$$

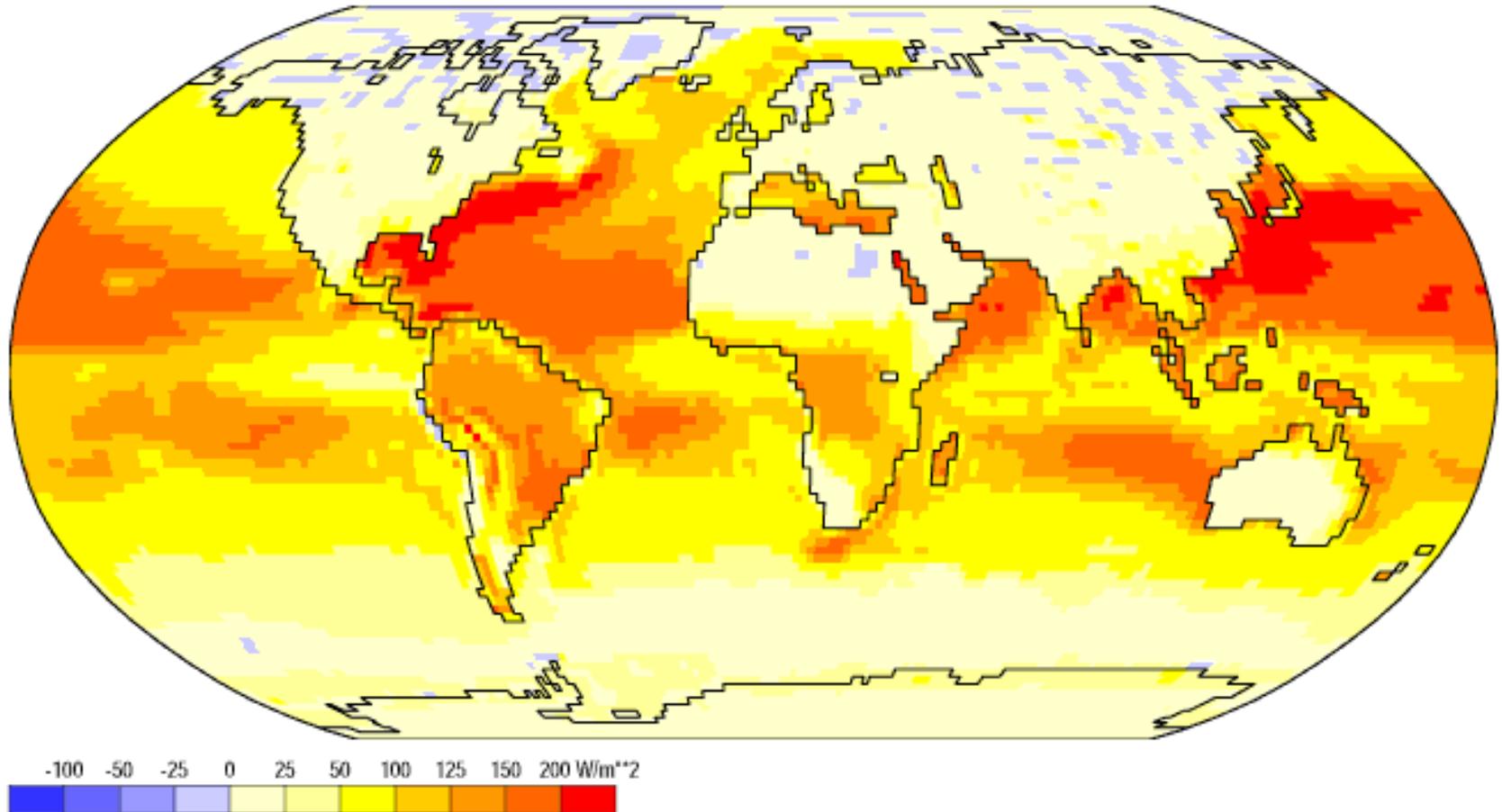
Mostrar que:

$$\Gamma_s \equiv -\frac{dT}{dz} \simeq \frac{\Gamma_d}{1 + \frac{L_v}{c_p} \left( \frac{d\omega_s}{dT} \right)_p}$$

# Flujos de calor latente

Latent Heat Flux

Dec



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies  
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

LGK 2010

# Lecturas de hoy

- Obligatoria
  - Wallace and Hobbs, Atmospheric Science (Ch. 3.1 & 3.5)
- Más sobre termodinámica
  - GF500 (Física de la Atmósfera)
  - Clase auxiliar del Jueves: Sondeos y diagramas TD (2)

Próximamente...

- Temperatura potencial equivalente y estabilidad
- Clausius-Clapeyron
- Nubes y precipitación (Diagrama de Köhler)

