



Meteorología y Climatología

2º Ciencias Ambientales
Departamento de Física Aplicada
Universidad de Granada



TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

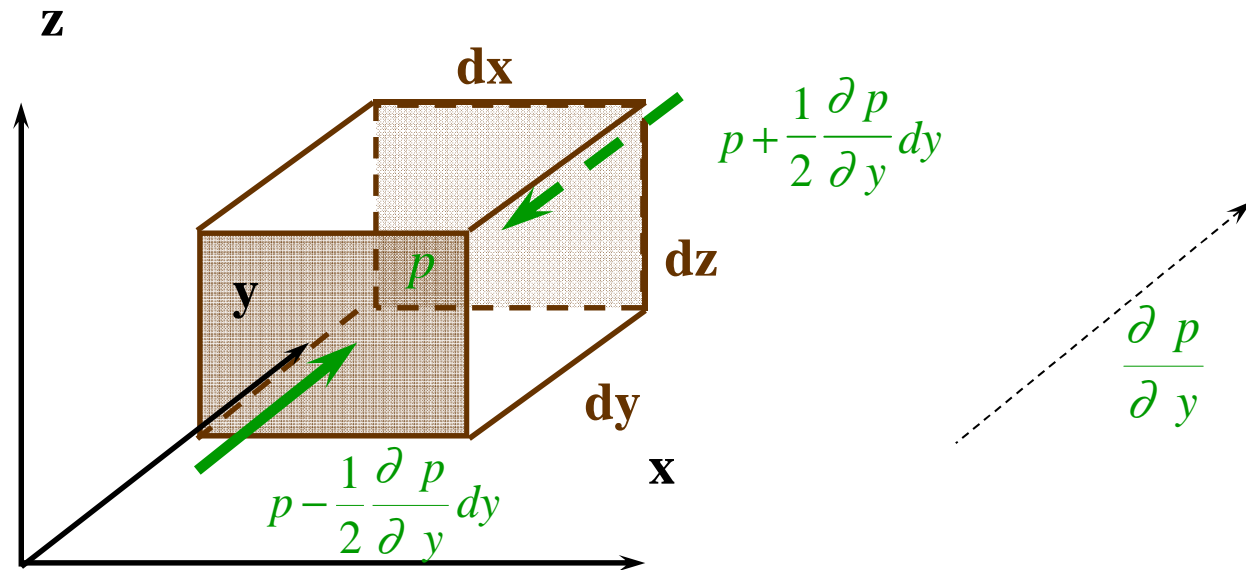
- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- DESARROLLO VERTICAL.
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- DESARROLLO VERTICAL.
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

LA FUERZA GRADIENTE DE PRESIÓN

Fuerzas por
unidad de
superficie



Fuerza
neta

$$\left[\left(p - \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial y} dy \right) - \left(p + \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial y} dy \right) \right] dx dz$$

$$\left[\left(-\frac{2}{2} \frac{\partial p}{\partial y} dy \right) \right] dx dz = -\frac{\partial p}{\partial y} dx dy dz$$

Fuerza
específica

$$\frac{F}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

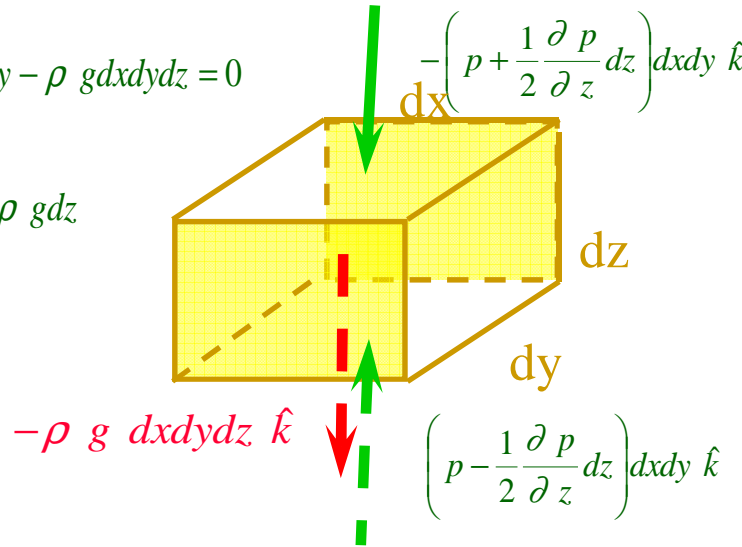
En 3-D

$$\frac{\mathbf{F}}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla p$$

EQUILIBRIO HIDROSTATICO

$$\left[\left(p - \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial z} dz \right) - \left(p + \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial z} dz \right) \right] dxdy - \rho g dxdydz = 0$$

$$-\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g = 0 \Rightarrow dp = -\rho g dz$$



$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} = g$$

$$p = \rho R_d T_v$$

$$dz = -\frac{R_d}{g} T_v \frac{dp}{p}$$

Integrando a través de una capa atmosférica

$$\int_{z_1}^{z_2} dz = -\frac{R_d}{g} \int_{p_1}^{p_2} T_v d \ln p$$

$$z_2 - z_1 = \frac{R_d}{g} \overline{T_v} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$

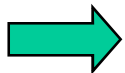
Espesor de la capa

Temperatura promedio de la capa

Equilibrio Hidrostático

La ecuación hipsométrica

$$z_2 - z_1 = \frac{R_d}{g} \overline{T}_v \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$

- Relaciona el espesor de una capa con la diferencia de presión entre su base y su cima
- Escala lineal de alturas  Escala logarítmica de presiones
- \overline{T}_v Temperatura virtual media de la capa

TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- DESARROLLO VERTICAL.
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

ATMOSFERA TIPO

- 1.- Se considera aire seco
- 2.- Nivel de presión al nivel del mar $p_0 = 101325 \text{ Pa}$
- 3.- Temperatura al nivel del mar $T_0 = 288.15 \text{ K}$
- 4.- $\alpha = 6.5 \text{ }^\circ\text{C/ km}$ para $z < 10769 \text{ m}$.
- 5.- $\alpha = 0 \text{ }^\circ\text{C/ km}$ para $z > 10769 \text{ m}$.
- 6.- $g = 9.80665 \text{ m s}^{-2}$

VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE

$$P_v = \int_{z_1}^{z_2} \rho_v dz = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{\rho_v}{g\rho} dp$$

$$P_v = - \frac{1}{g} \int_1^2 q dp \approx - \frac{1}{g} \int_1^2 r dp$$

GRADIENTES ADIABATICA SECO Y SATURADO

Gradiente Adiabático Seco $\gamma_d = -\frac{\Delta T}{\Delta z}$

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_d}{c_p} \frac{dp}{p} \rightarrow \frac{dT}{dz} = \frac{R_d T}{p c_p} \frac{dp}{dz} \rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{R_d T}{p c_p} \rho' g = -\frac{R_d T}{p c_p} \frac{p g}{R_d T'} \rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \frac{T}{T'}$$

$$dp = -\rho' g dz$$

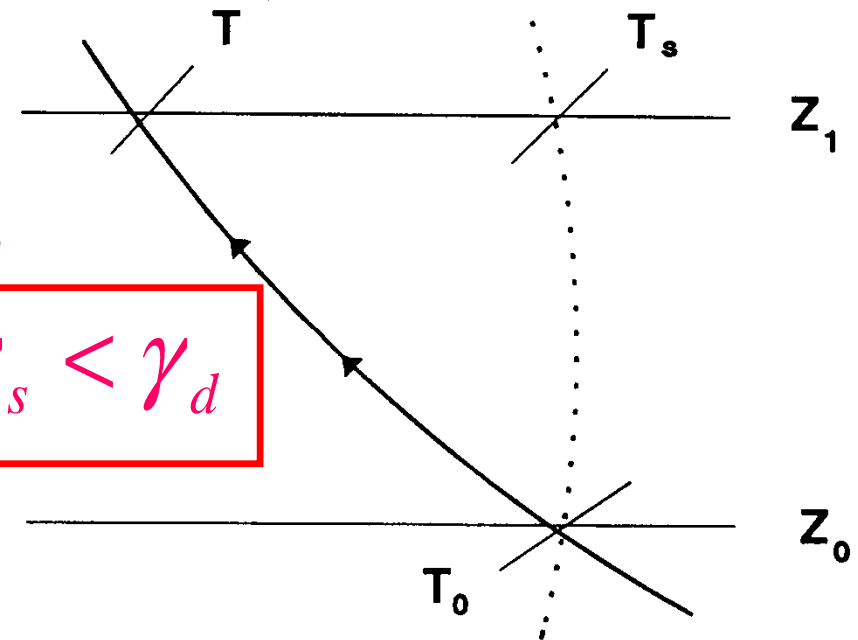
Considerando $T \approx T'$

$$\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \approx \frac{9.8^\circ \text{C}}{1000\text{m}} \approx \frac{10^\circ \text{C}}{1000\text{m}}$$

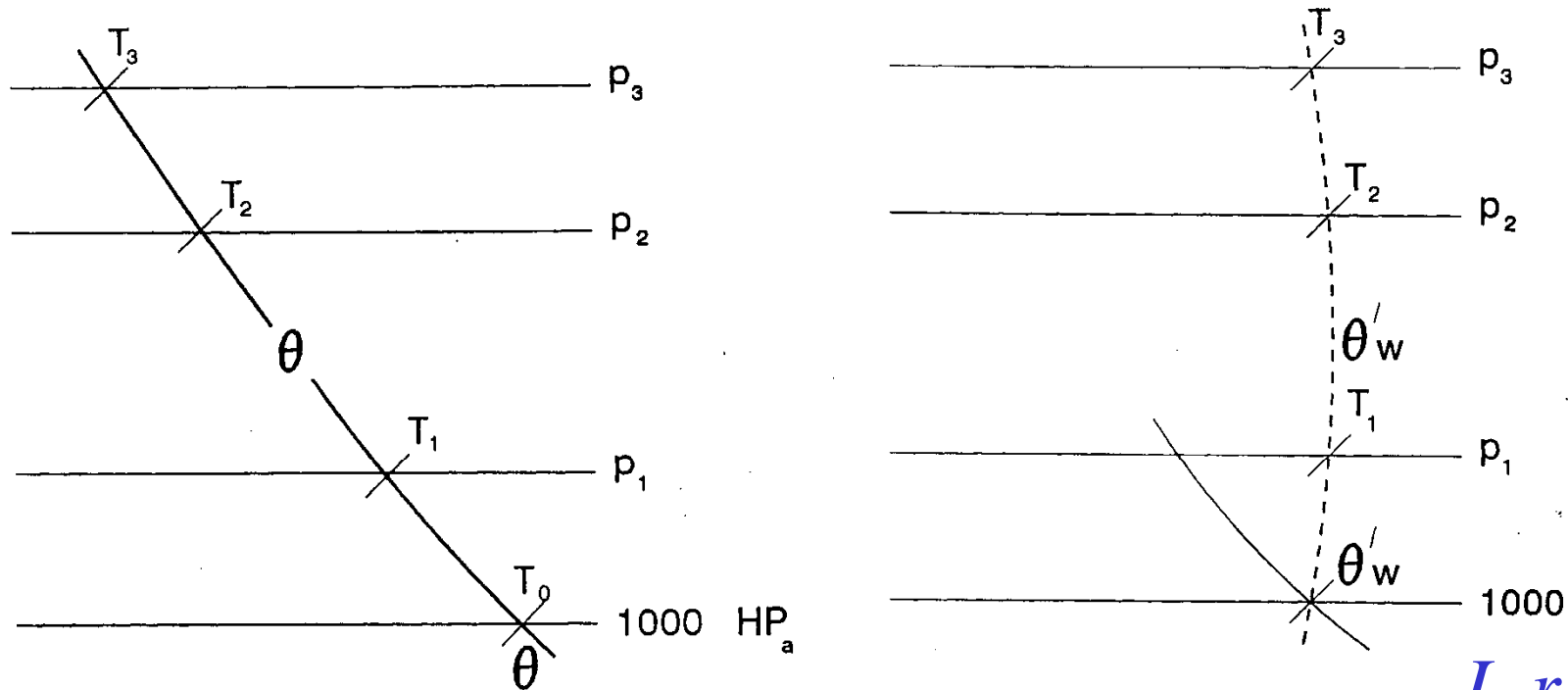
Gradiente Adiabático Saturado γ_s

$$\gamma_s \approx \gamma_d \frac{1 + \frac{L_v r_s}{R_d T}}{1 + \frac{0.622 L_v^2 r_s}{R_d c_{pd} T^2}}$$

$$\gamma_s < \gamma_d$$



GRADIENTES ADIABATICA SECO Y SATURADO



$$\gamma_d = \frac{g}{c_p}$$

$$\gamma_s < \gamma_d$$

$$\gamma_s \approx \gamma_d \frac{1 + \frac{L_v r_s}{R_d T}}{1 + \frac{0.622 L_v^2 r_s}{R_d c_{pd} T^2}}$$

TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- DESARROLLO VERTICAL.
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

Estabilidad y Dinámica



Equilibrio estable



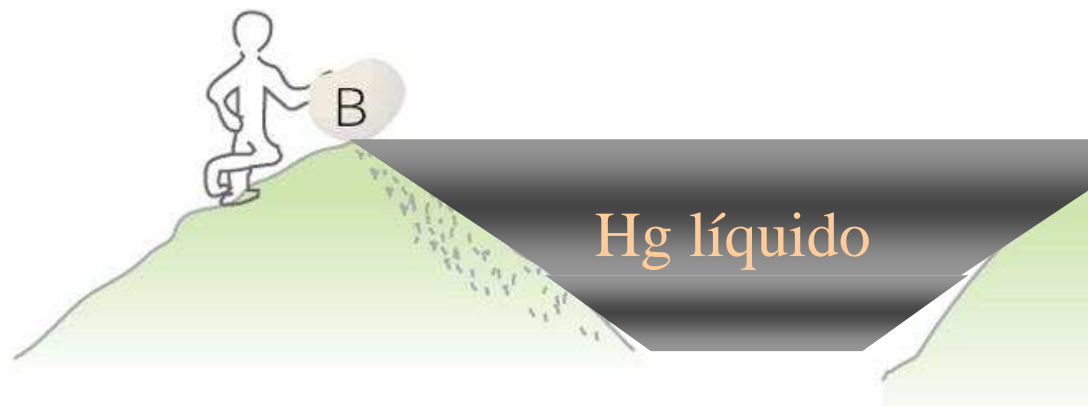
Equilibrio inestable

Las dos piedras, A y B, no se mueven antes de empujar (equilibrio)

A. Estable - Cuando la empujamos, vuelve a su lugar original

B. Inestable - se va en la dirección del empuje

Si lo que está debajo de la piedra (o digamos, de la pelota de playa) es más denso que la piedra (pelota), está en equilibrio estable

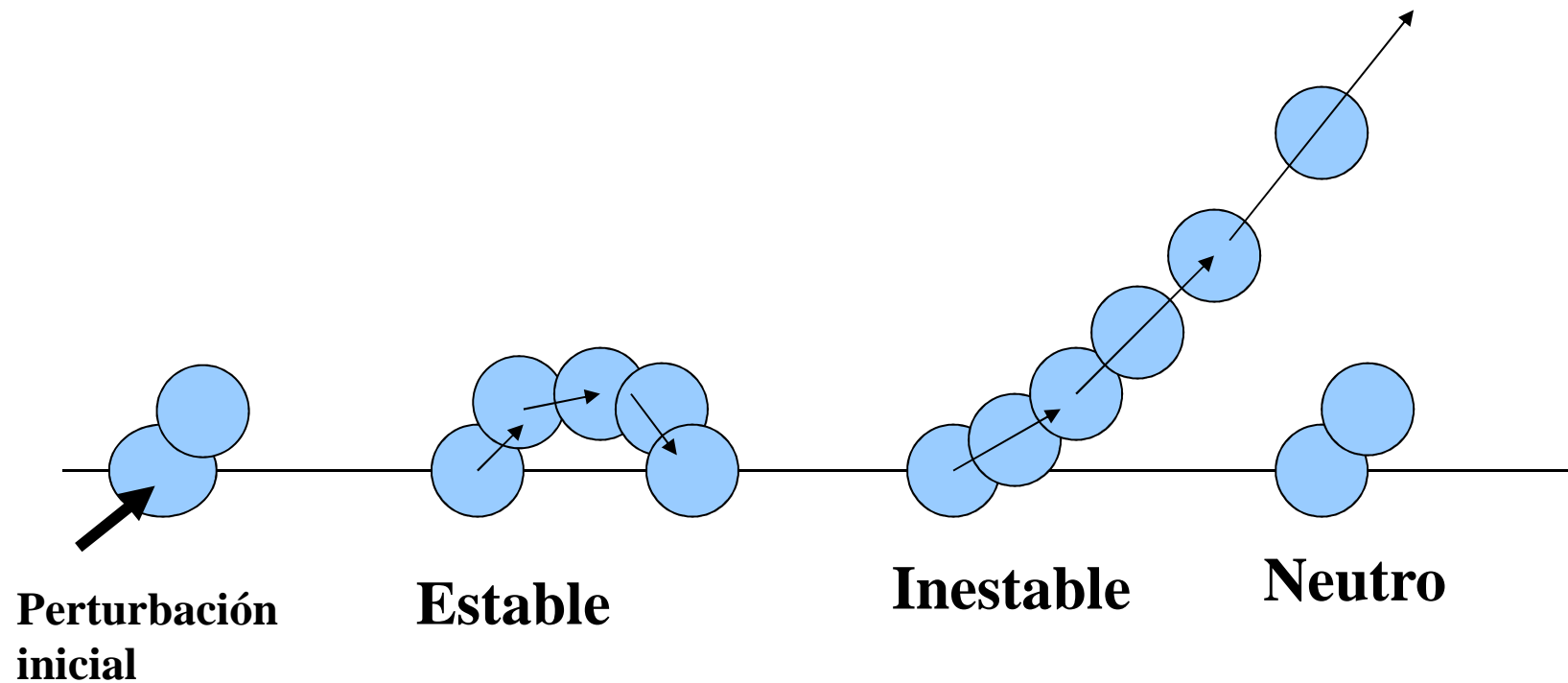


Equilibrio estable

En la atmósfera

- ¿Quién da el empuje?
 - El terreno (montañas, etc.)
 - La biología (Árboles, nosotros, pájaros, insectos, etc.)
- ¿Qué importa?
 - Las nubes, la lluvia, etc - se producen por movimiento vertical en la atmósfera
 - El movimiento vertical en la atmósfera existe debido a
 - Movimientos forzados (el viento sube la montaña)
 - La inestabilidad
- En vez de piedras, burbujas (parcelas)

Estabilidad en la atmósfera



Una partícula desplazada puede:

Volver a su altura original

Acelerar en la misma dirección

Quedarse en el nuevo lugar

- **Estable**

- **Inestable**

- **Neutro**

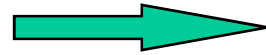
Densidad de una burbuja

- En un nivel dado
 - $p = \rho R_d T_v$
 - $p = \text{cte.}$
 - $R = \text{cte.}$
 - $k = p/R_d \text{ (cte.)}$
 - $\rho = k T_v^{-1}$
- En un nivel (p) dado, más frío \rightarrow más denso
- Ahora, vamos a ver lo que pasa con los pequeños desplazamientos verticales

ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCION

Método de la burbuja

Equilibrio hidrostático



$$0 = -g - \frac{1}{\rho'} \frac{\partial p}{\partial z}$$

**Balance de
fuerzas
específicas**

‘prima=ambiental

Si la burbuja no está en equilibrio hidrostático, acelerará

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \Rightarrow \frac{dw}{dt} = \frac{g(\rho' - \rho)}{\rho}$$

$$p = p' = \rho R_d T_v = \rho' R_d T_v' \Rightarrow \frac{dw}{dt} = \frac{g(T_v - T_v')}{T_v'}$$

Donde hemos considerado $p = p'$. Usando las expresiones de $T = T(z)$

$$\frac{dw}{dt} = \frac{g}{T_v'} [(T_{v_o} - T_{v_o}') + (\alpha_v - \gamma_v)(z - z_o)]$$



Pequeño
desplazamiento
vertical

Teniendo en cuenta que $T_{v_o}' = T_{v_o}$



$$\frac{dw}{dt} = \frac{gz(\alpha_v - \gamma_v)}{T_v'}$$

ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCION

$$\frac{dw}{dt} = \frac{gz(\alpha_v - \gamma'_v)}{T'_v}$$

Equilibrio inestable z y dw/dt idéntico signo $\Rightarrow \alpha_v > \gamma'_v$

Equilibrio indiferente $dw/dt = 0$ $\Rightarrow \alpha_v = \gamma'_v$

Equilibrio estable z y dw/dt signos opuestos $\Rightarrow \alpha_v < \gamma'_v$

ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCION

Desplazamientos adiabáticos

Aire no saturado

$$T_v = (1 + 0.61r_o)T \Rightarrow \boxed{\gamma_v} = (1 + 0.61r_o)\gamma = (1 + 0.61r_o) \left(\frac{g}{c_{pm}} \right) = \frac{(1 + 0.61r_o)}{(1 - 0.8r_o)} \left(\frac{g}{c_{pd}} \right) = (1 - 0.2r_o)\gamma_d \approx \gamma_d \quad \boxed{\gamma_d}$$

Así las adiabáticas secas representan las curvas de expansión del aire no saturado

Aire saturado

$$T'_v = (1 + 0.61r_s)T \Rightarrow \gamma'_{vs} = (1 + 0.61r_s)\gamma'_s - 0.61T' \frac{dr_s}{dz}$$

$$dr_s/dz < 0 \Rightarrow \gamma'_{vs} - \gamma_s > 0 \text{ Aunque se admite } \boxed{\gamma'_{vs} \approx \gamma_s}$$

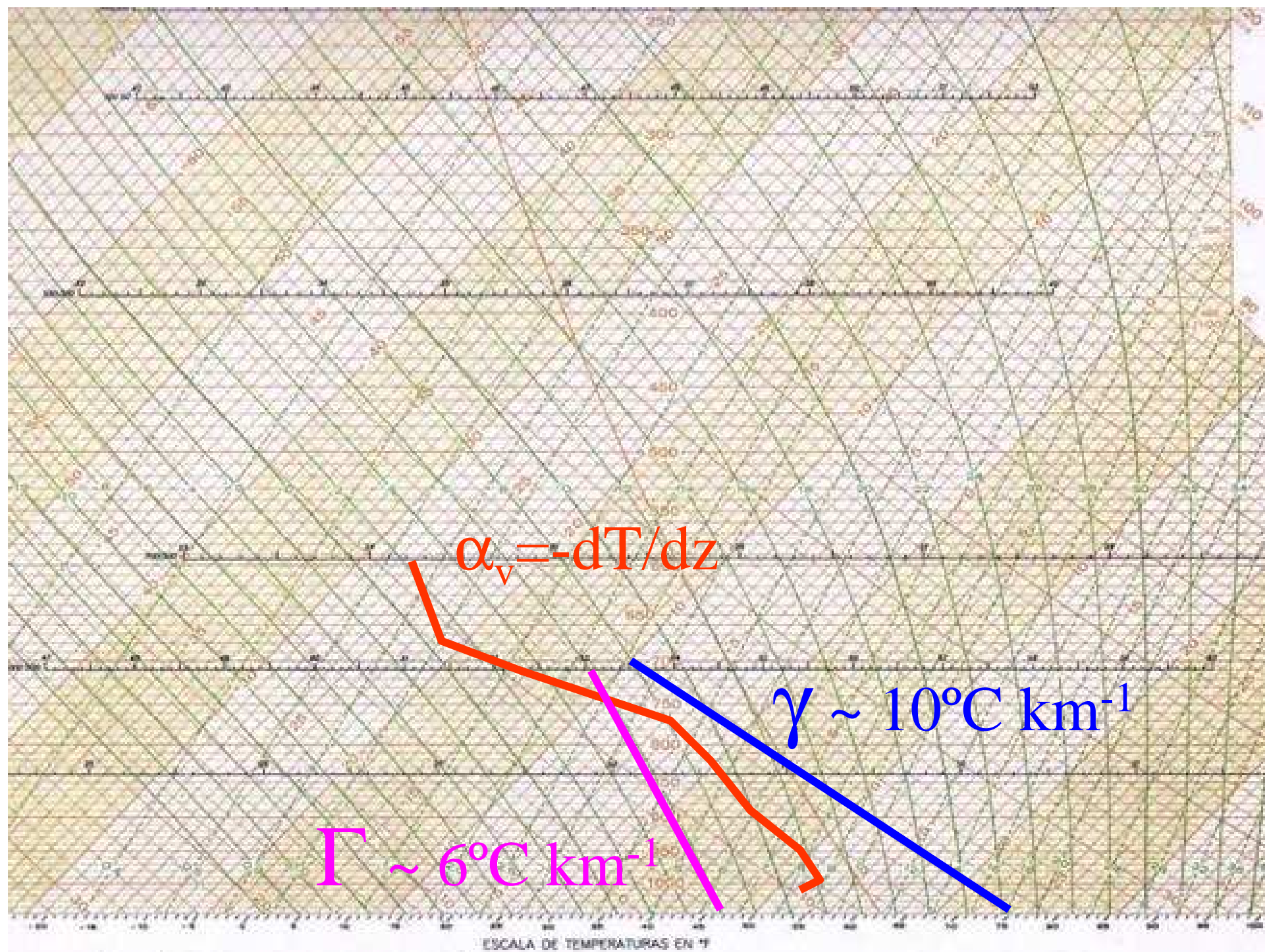
Relación entre el gradiente geométrico de T y T_v

$$\alpha_v = (1 + 0.61r)\alpha - 0.61T \frac{dr}{dz} \text{ puesto que } dr/dz < 0 \Rightarrow \alpha_v > \alpha \text{ Aunque } \boxed{\alpha_v \approx \alpha}$$

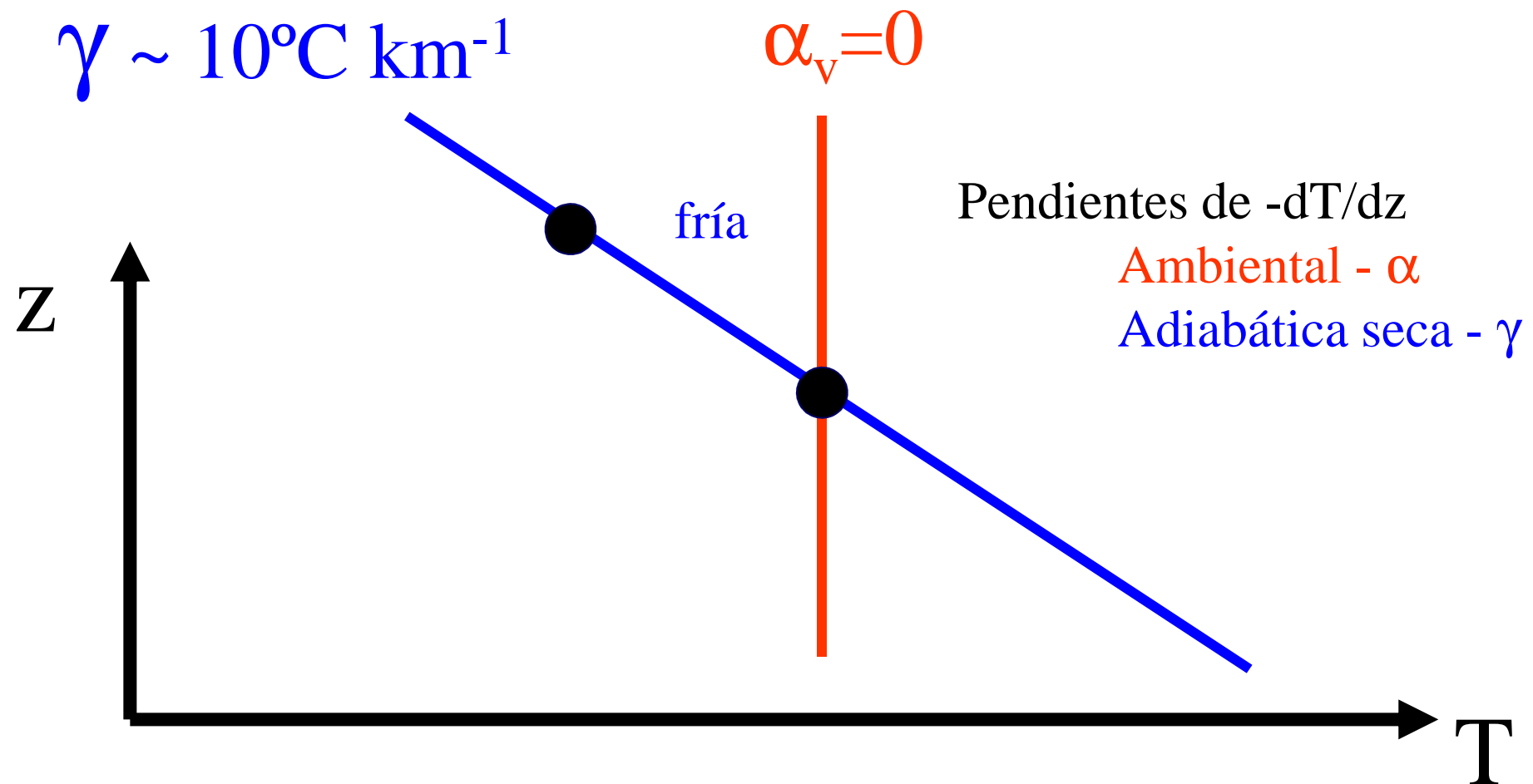
Luego el análisis de estabilidad del aire húmedo se puede llevar a cabo usando los gradientes geométrico de temperatura, α , y los gradientes adiabáticos seco, γ_d , y saturado, γ_s .

La Estabilidad Estática

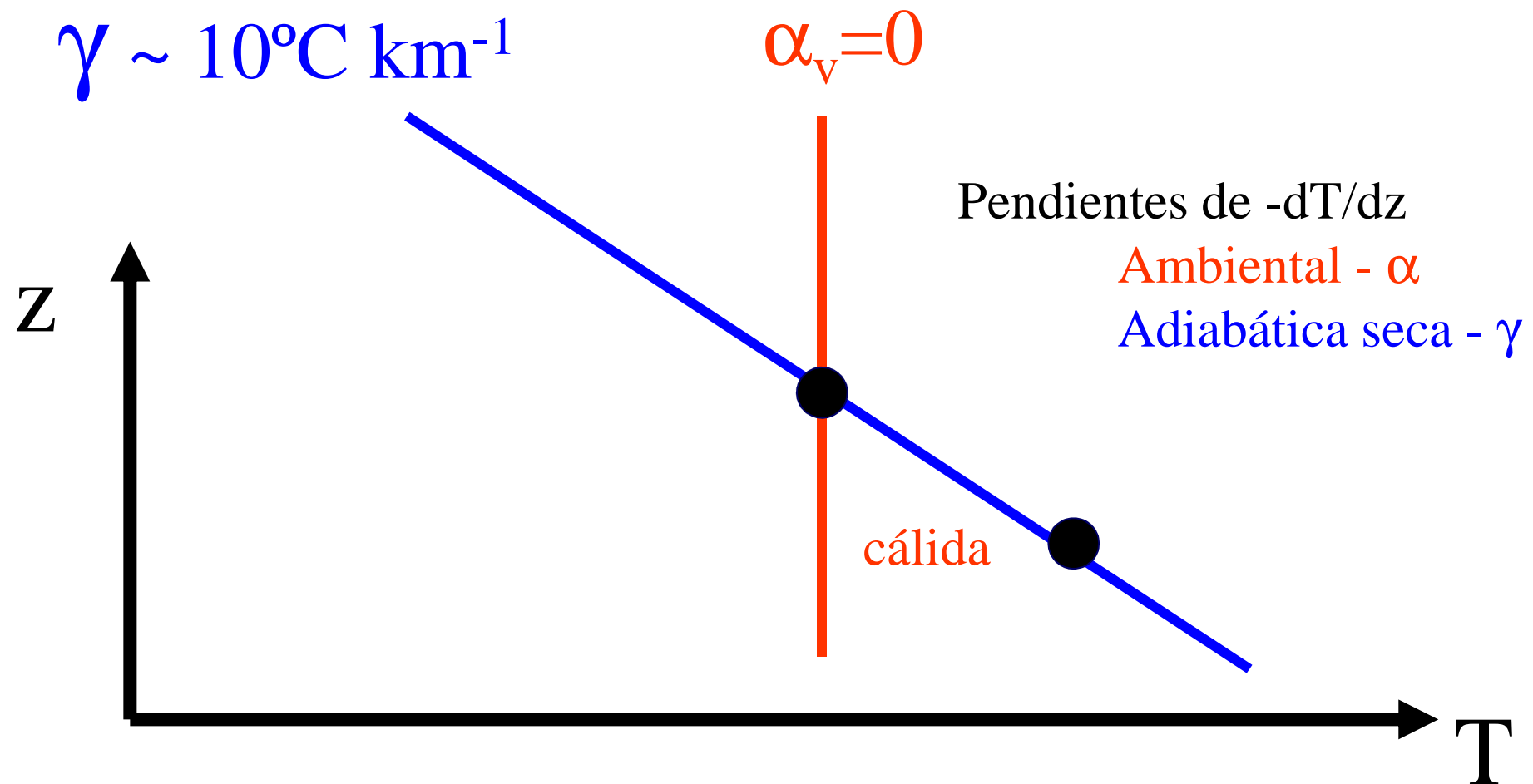
- Examinaremos las pendientes de $-dT_v/dz$
 - Ambiental - α_v
 - Adiabática seca - γ
 - Pseudoadiabática - Γ



Ejemplo: una capa seca y isotérmica



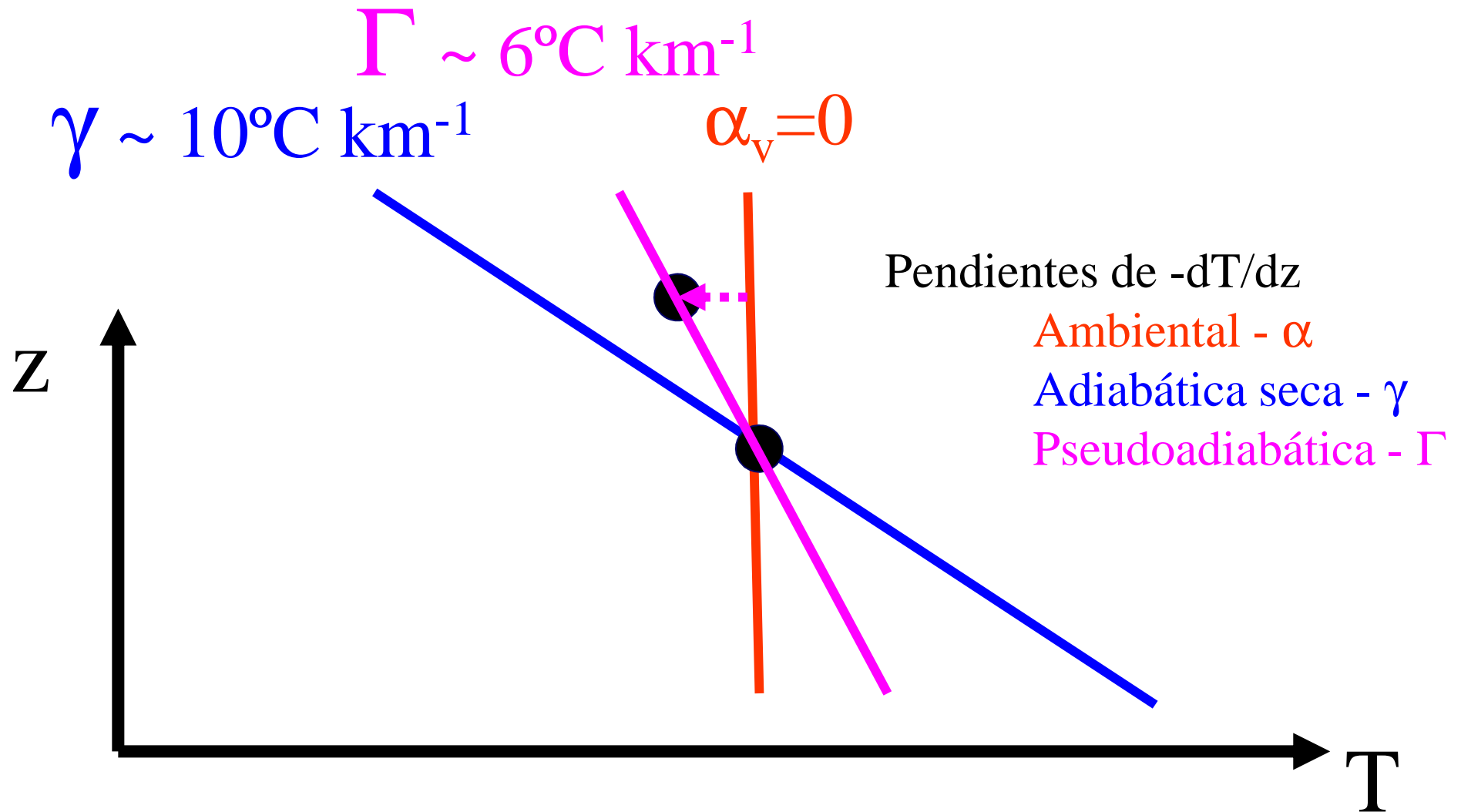
Ejemplo: una capa seca y isotérmica



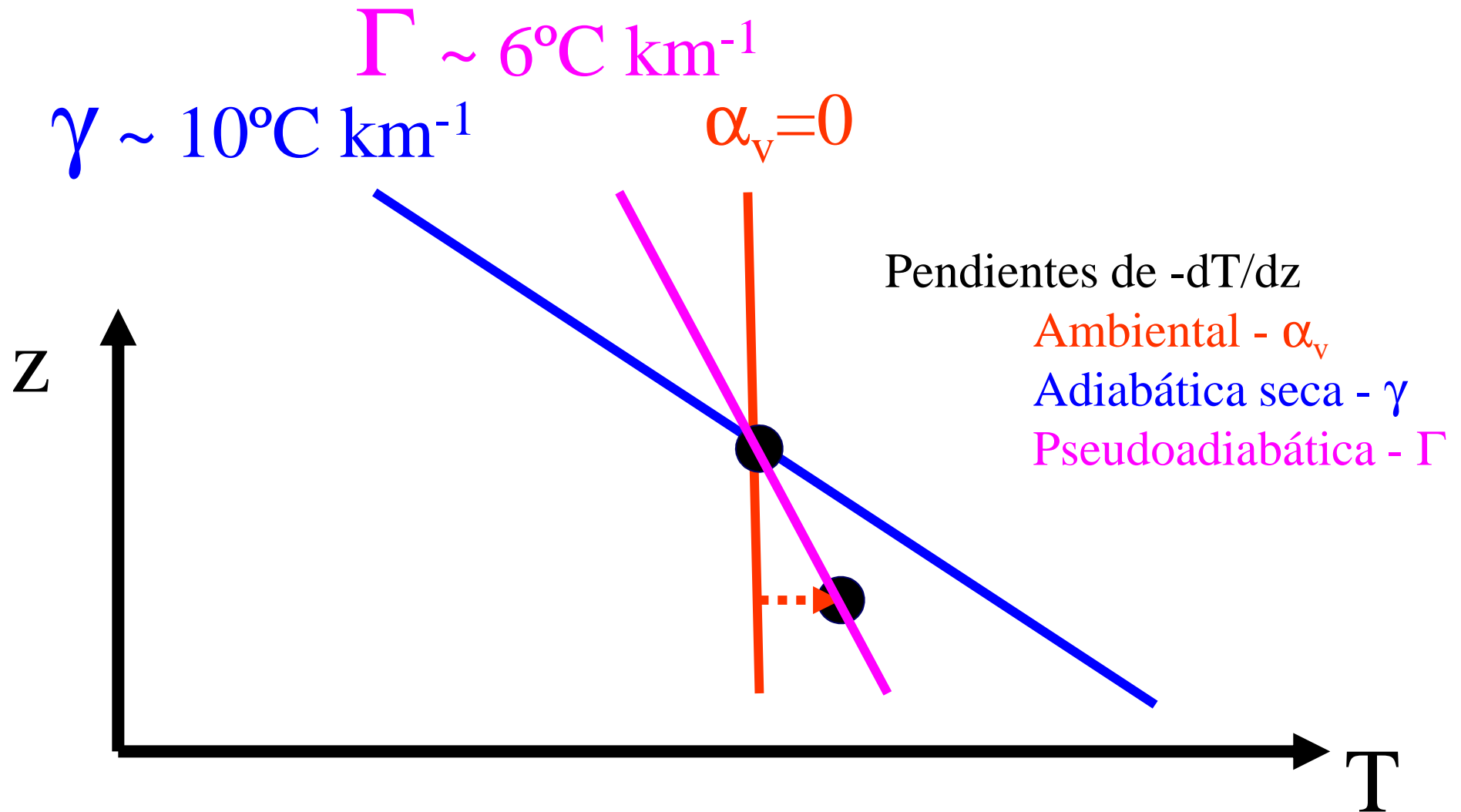
Conclusión Inicial

- Una capa isotérmica y seca es estable
- ¿Qué pasa si no está seca la capa isotérmica?
 - Procesos pseudoadiabáticos
 - Comparar α_v con Γ

Ejemplo: una capa isotérmica



Ejemplo: una capa isotérmica



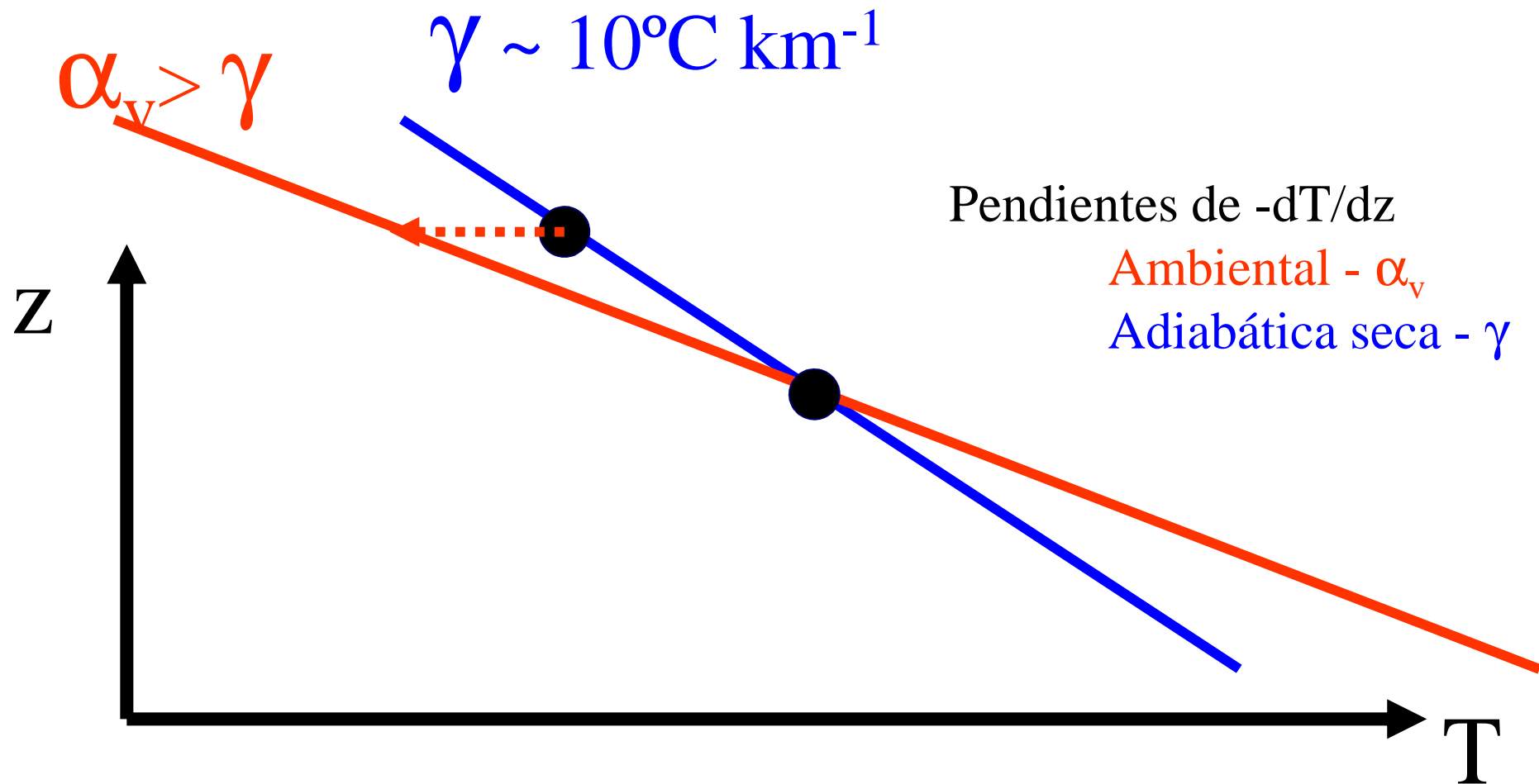
Conclusión Inicial

- Una capa isotérmica y seca es estable
- ¿Qué pasa si no está seca la capa isotérmica?
 - Da igual
 - Una capa isotérmica es estable

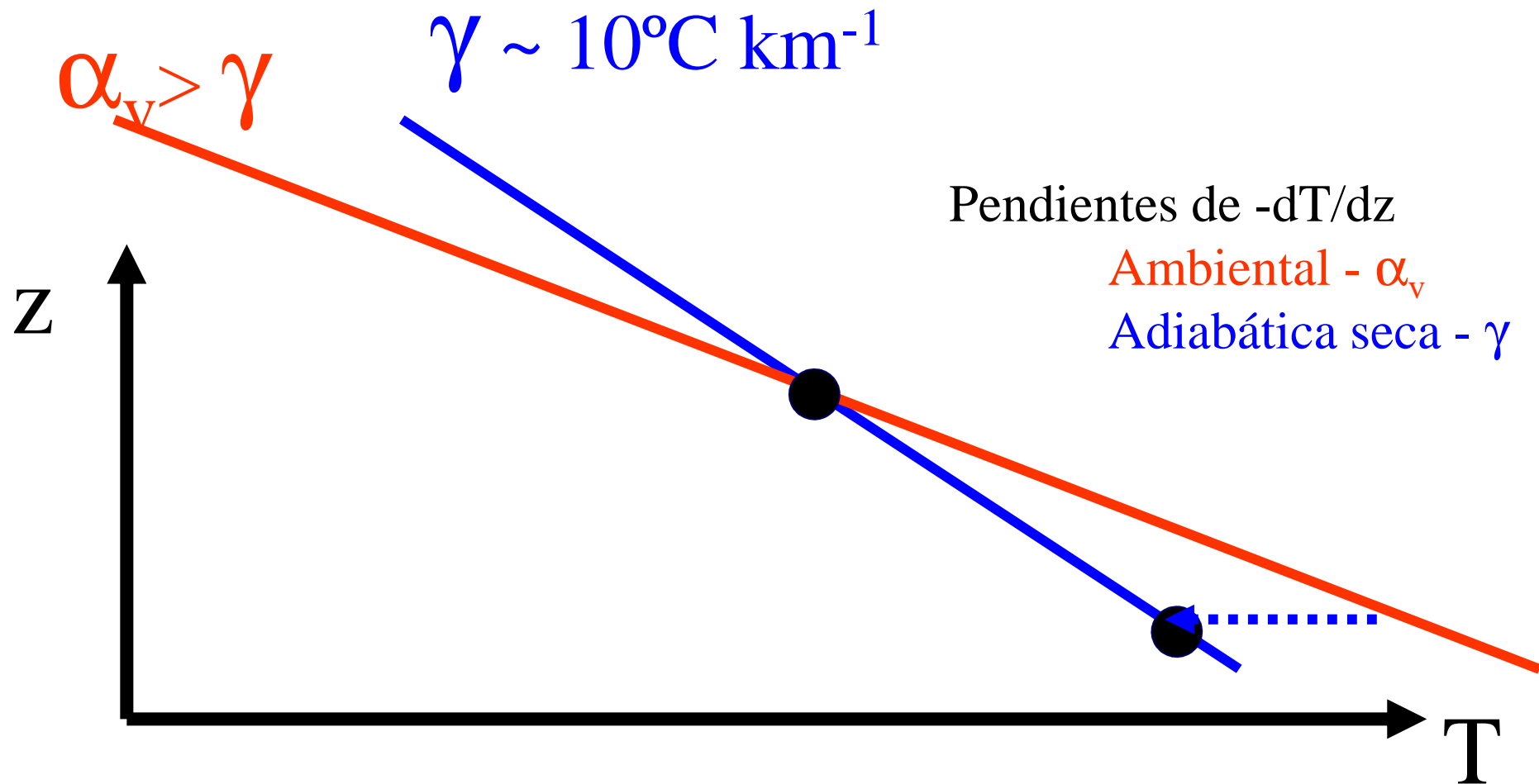
Unas Preguntas Interesantes

- 1. ¿Qué pasa con α_v cuando el sol calienta la superficie?
- 2. ¿Qué pasa de noche?

Ejemplo: insolación fuerte en la capa superficial



Ejemplo: insolación fuerte en la capa superficial



Unas Preguntas Interesantes

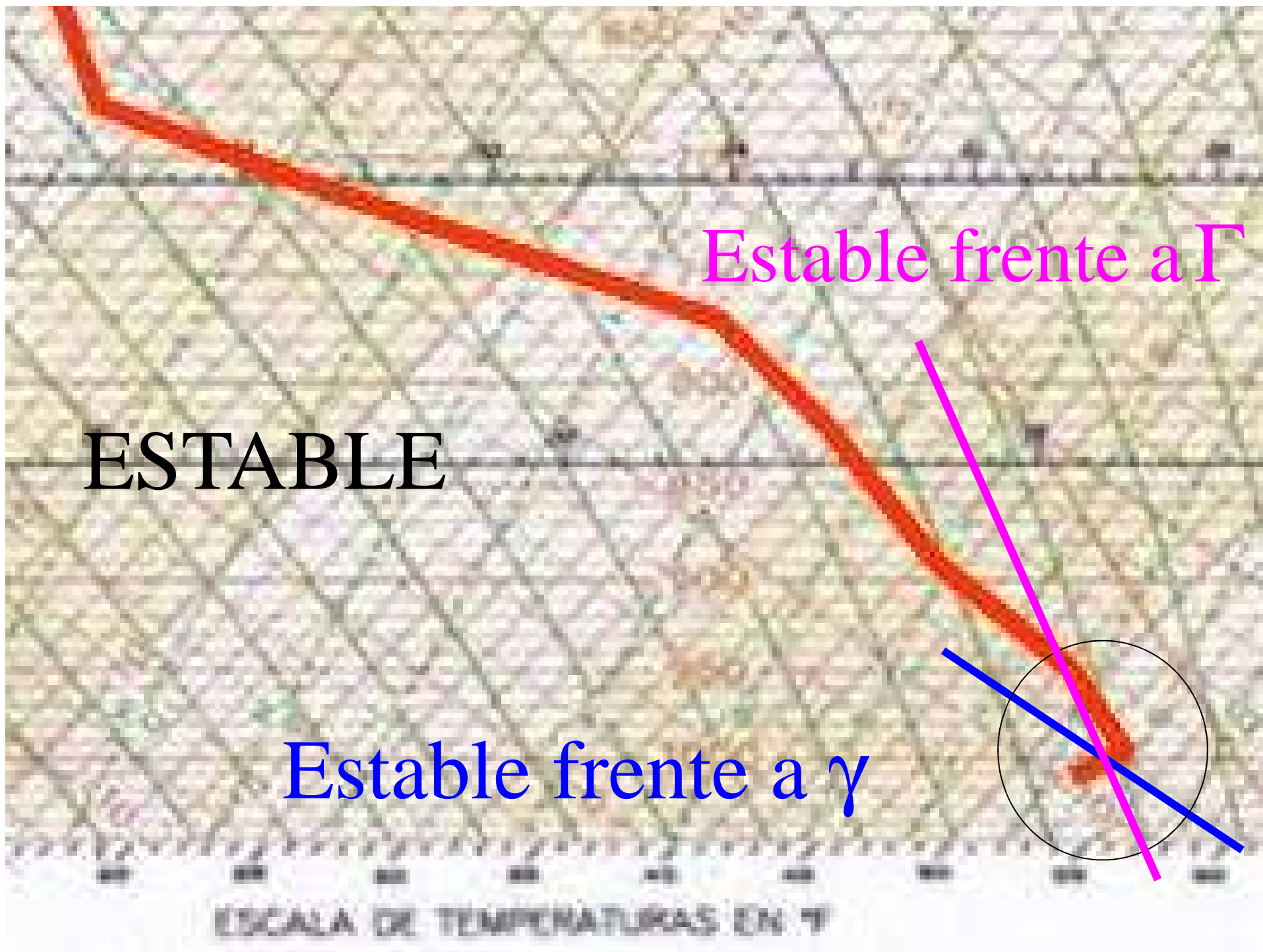
- 1. ¿Qué pasa con α_v cuando el sol calienta la superficie?
 - La insolación es una fuente de inestabilidad
- 2. ¿Qué pasa de noche?

ESTABLE

Estable frente a Γ

Estable frente a γ

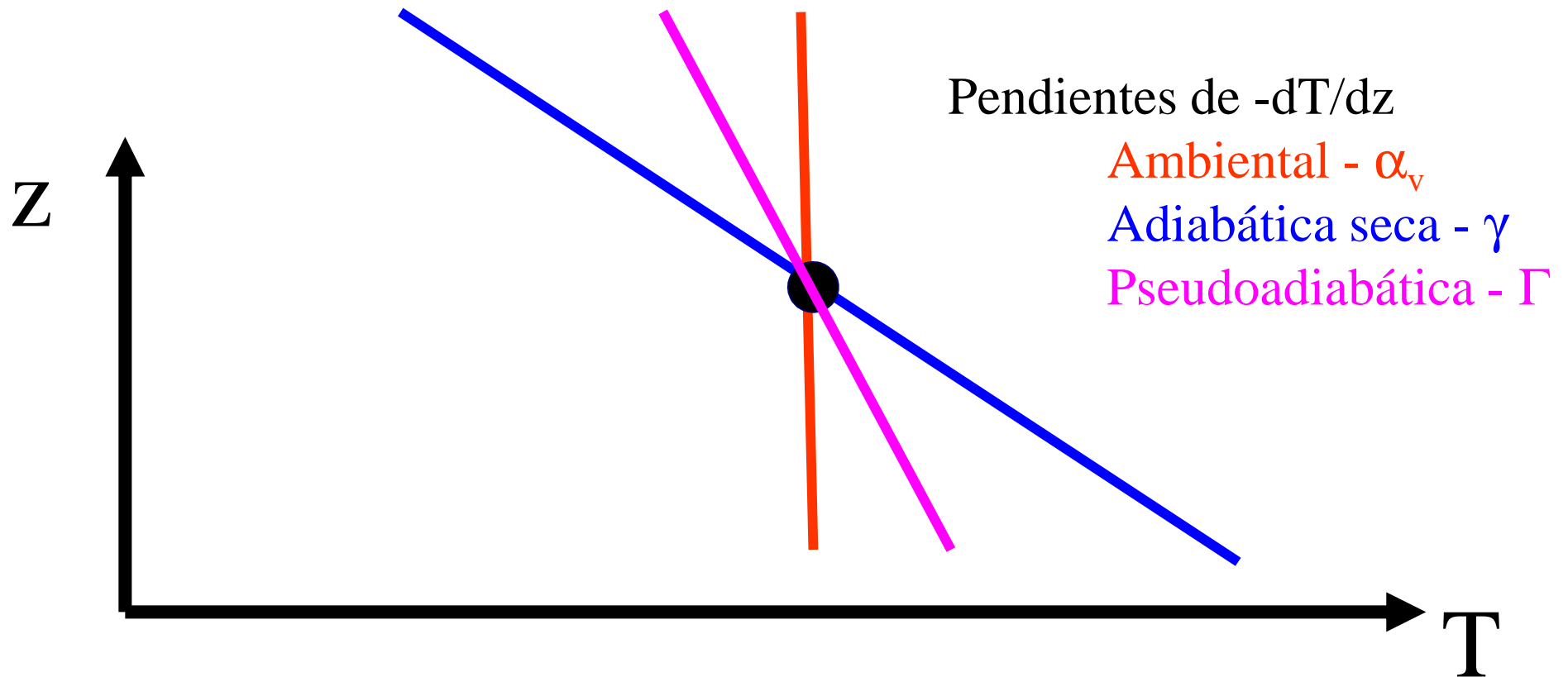
ESCALA DE TEMPERATURAS EN °C



Unas Preguntas Interesantes

- 1. ¿Qué pasa con α_v cuando el sol calienta la superficie?
 - La insolación es una fuente de inestabilidad
- 2. ¿Qué pasa de noche?
 - Enfriamiento de la superficie
 - Supresión de la turbulencia (estable)

Estabilidad Condicional



Inestable frente a Γ

Estable frente a γ

ESTABILIDAD CONDICIONAL

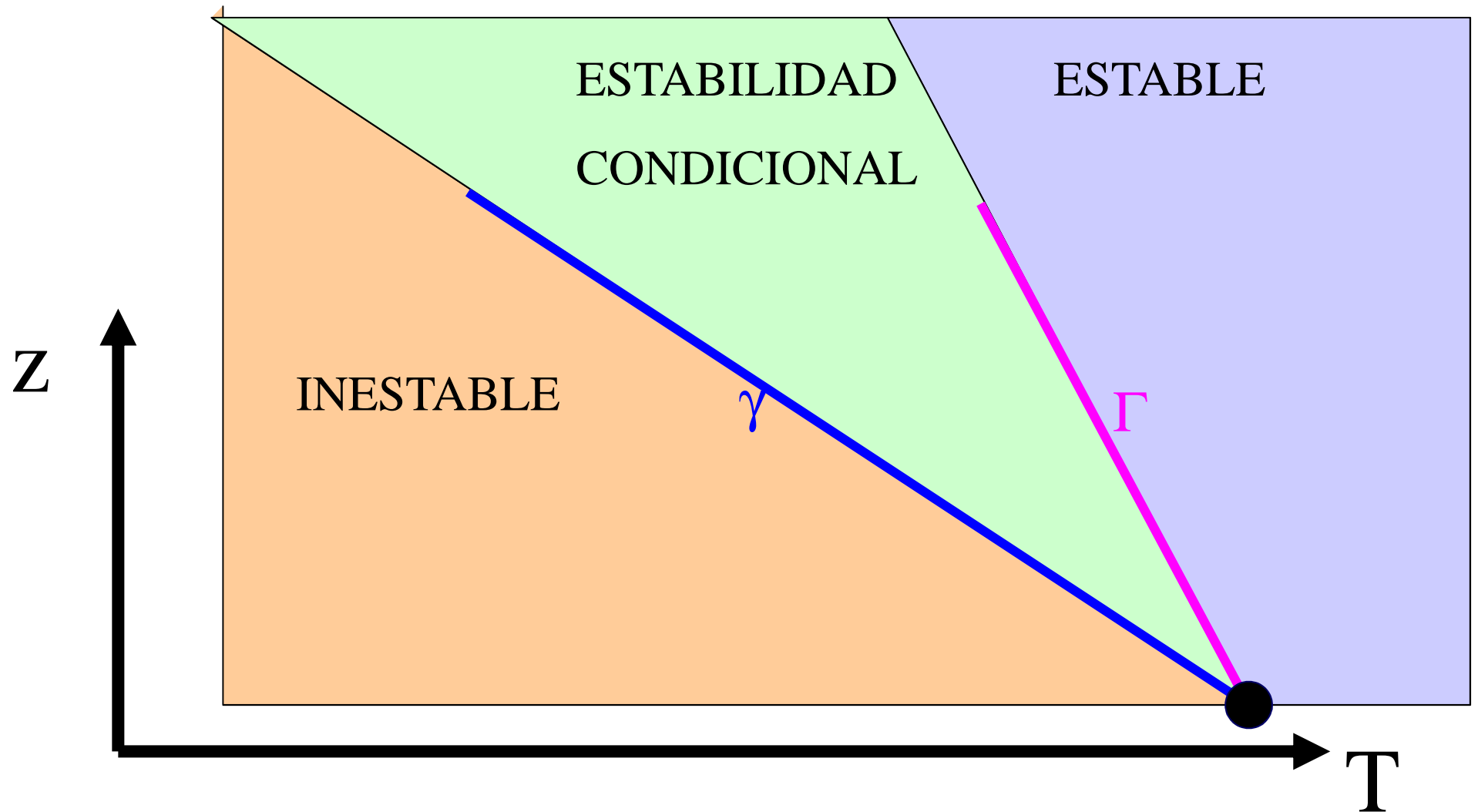
ESCALA DE TEMPERATURAS EN °F



Estados locales de estabilidad

- $\alpha_v < 0 \rightarrow$ Inversión, muy estable
- $\alpha_v < \Gamma \rightarrow$ Estable
- $\Gamma < \alpha_v < \gamma \rightarrow$ Estabilidad condicional
 - Seco \rightarrow Estable
 - Saturado \rightarrow Inestable
- $\alpha_v > \gamma \rightarrow$ Inestable
- $\alpha_v = \gamma \rightarrow$ Neutro (seco)
- $\alpha_v = \Gamma \rightarrow$ Neutro (saturado)

Estados locales de estabilidad



ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCION

Criterios de estabilidad

Aire no saturado

Inestable $\alpha > \gamma_d$

Indiferente $\alpha = \gamma_d$

Estable $\alpha < \gamma_d$

Aire saturado

Inestable $\alpha > \gamma_s$

Indiferente $\alpha = \gamma_s$

Estable $\alpha < \gamma_s$

Absolutamente Inestable $\alpha > \gamma_d$

Condicionalmente inestable $\gamma_s < \alpha < \gamma_d$

Absolutamente estable $\alpha < \gamma_s$

ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCION

Absolutamente Inestable

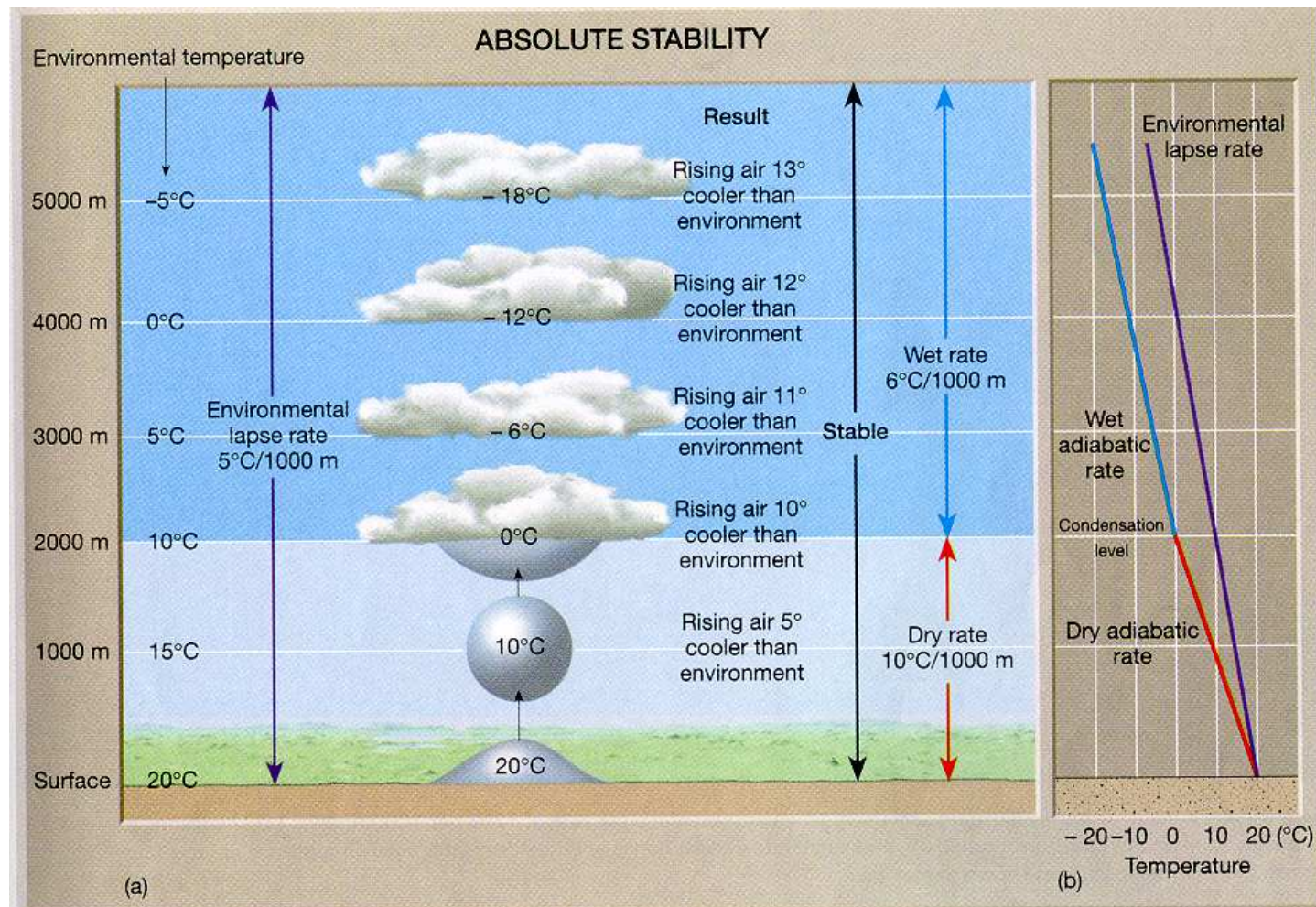
$$\alpha > \gamma_d$$

Condicionalmente inestable

$$\gamma_s < \alpha < \gamma_d$$

Absolutamente estable

$$\alpha < \gamma_s$$



ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCION

Absolutamente Inestable

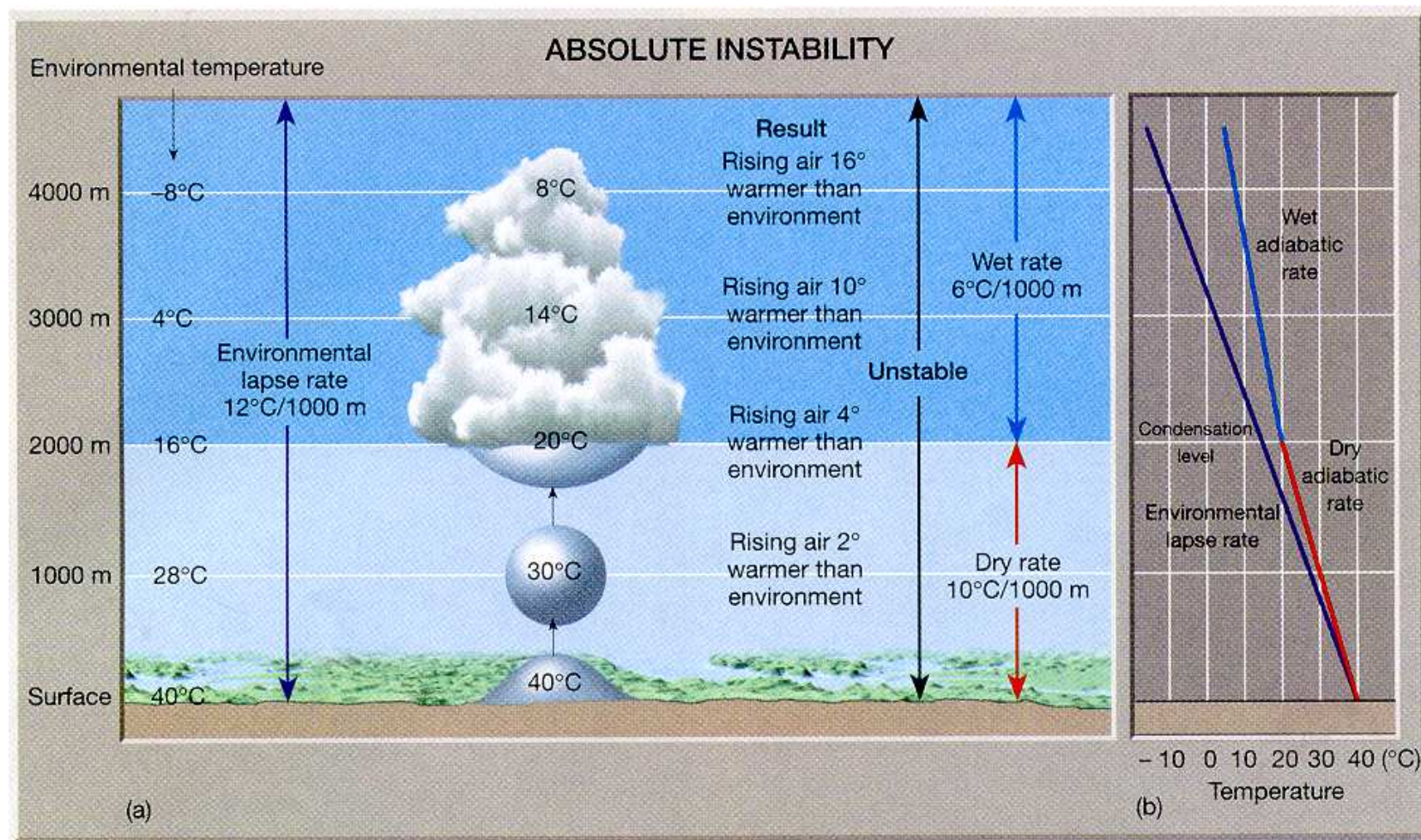
$$\alpha > \gamma_d$$

Condicionalmente inestable

$$\gamma_s < \alpha < \gamma_d$$

Absolutamente estable

$$\alpha < \gamma_s$$



TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- DESARROLLO VERTICAL.
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCION

Criterios de estabilidad en función de la temperatura potencial θ

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_d / c_{pd}}$$

$$\ln \theta = \ln T + \frac{R_d}{c_{pd}} \ln 1000 - \frac{R_d}{c_{pd}} \ln p$$

$$d \ln \theta = d \ln T - \frac{R_d}{c_{pd}} d \ln p$$

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT}{T} - \frac{R_d}{c_{pd}} \frac{dp}{p}$$

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_d}{c_{pd} p} \frac{\partial p}{\partial z}$$

$$dp = -\rho g dz \quad \text{y} \quad p = \rho R_d T$$

$$\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{g}{c_{pd}} - \alpha = \gamma_d - \alpha$$

ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCION

$$\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \gamma_d - \alpha$$

De modo que los criterios de estabilidad pueden expresarse

Aire no saturado

Criterio

Aire saturado

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$$

inestable

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} < 0$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$$

indiferente

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$$

estable

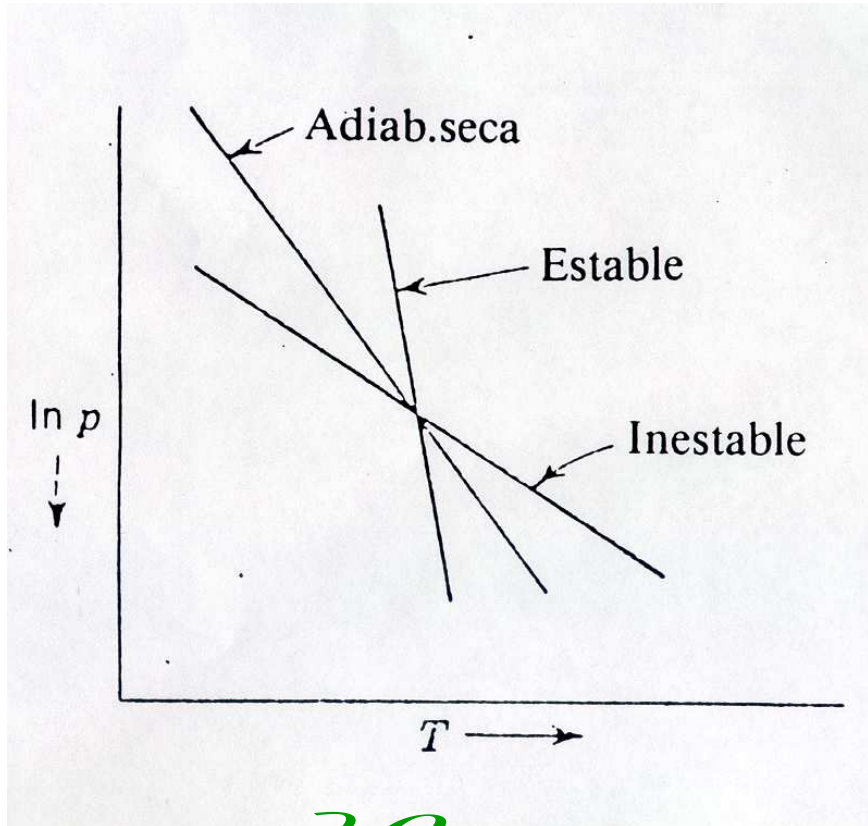
$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} > 0$$

Comparar gradiente ambiental con

Adiabático Seco

Pseudoadiabático

CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE LAS TEMPERATURAS POTENCIALES θ Y θ_{sw}



$$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$$

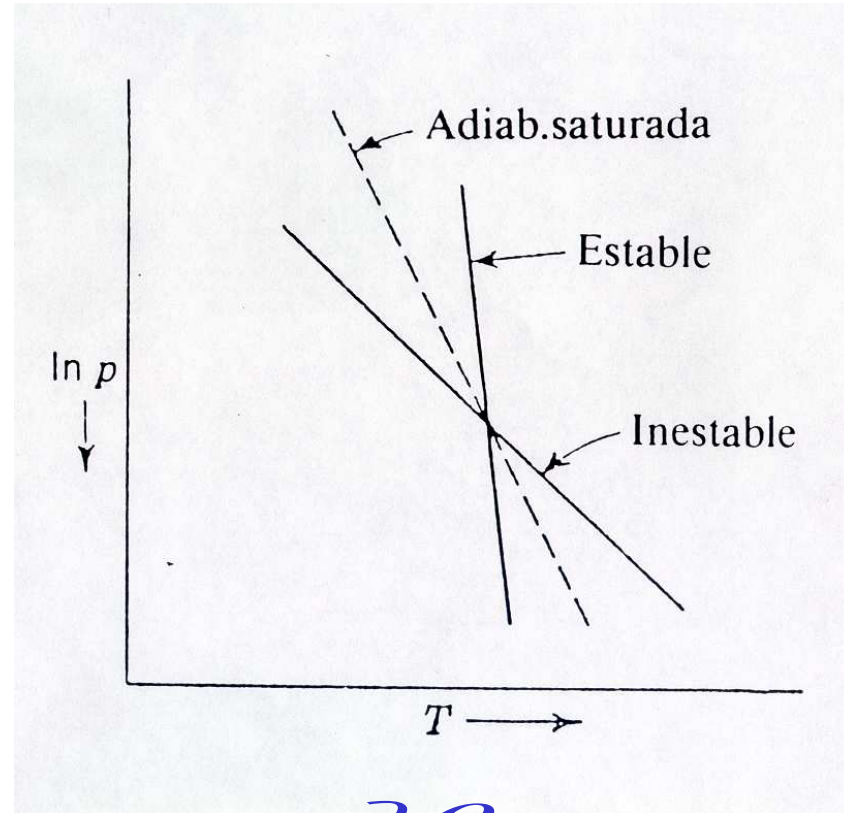
inestable

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$$

indiferente

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$$

estable



$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} < 0$$

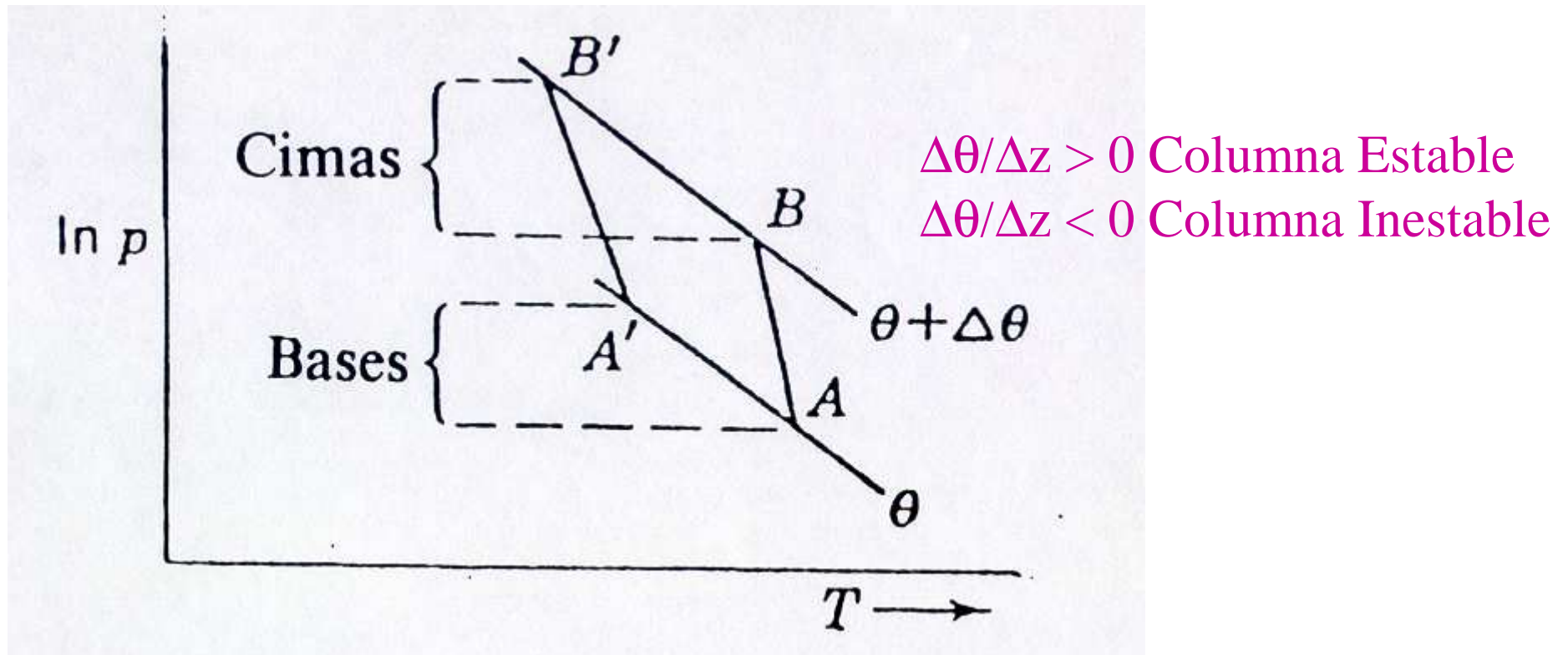
$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} > 0$$

TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- **DESARROLLO VERTICAL.**
 - **DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.**
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

DESARROLLO VERTICAL.



P. adiabático

$\Delta\theta = \text{cte}$

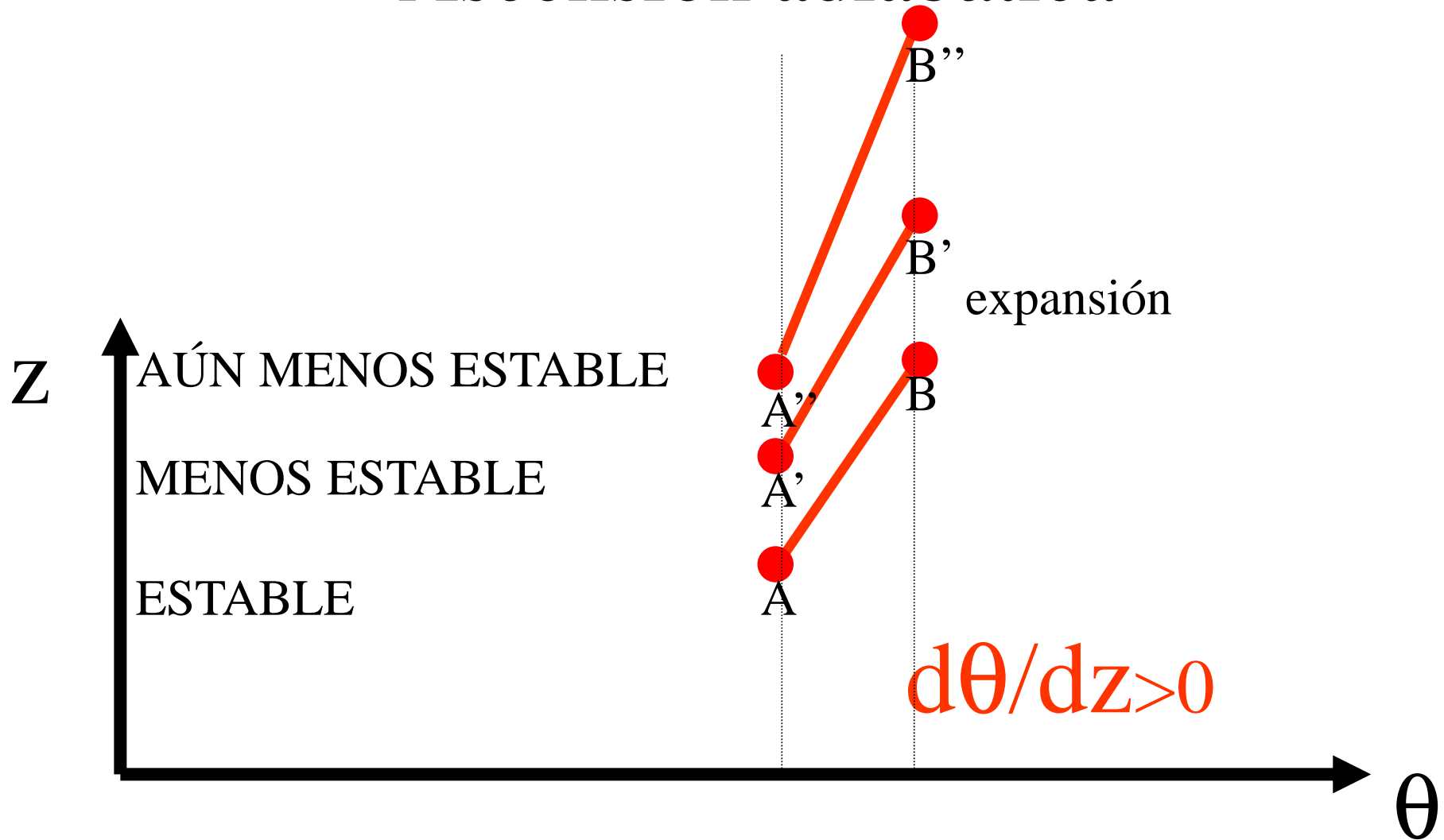
$\Delta z \uparrow$ en el ascenso $\Rightarrow |\Delta\theta/\Delta z| \downarrow \Rightarrow |\Delta\theta/\Delta z| \rightarrow 0$



$\Delta z \downarrow$ en el descenso $\Rightarrow |\Delta\theta/\Delta z| \uparrow \Rightarrow |\Delta\theta/\Delta z|$ se aleja de 0

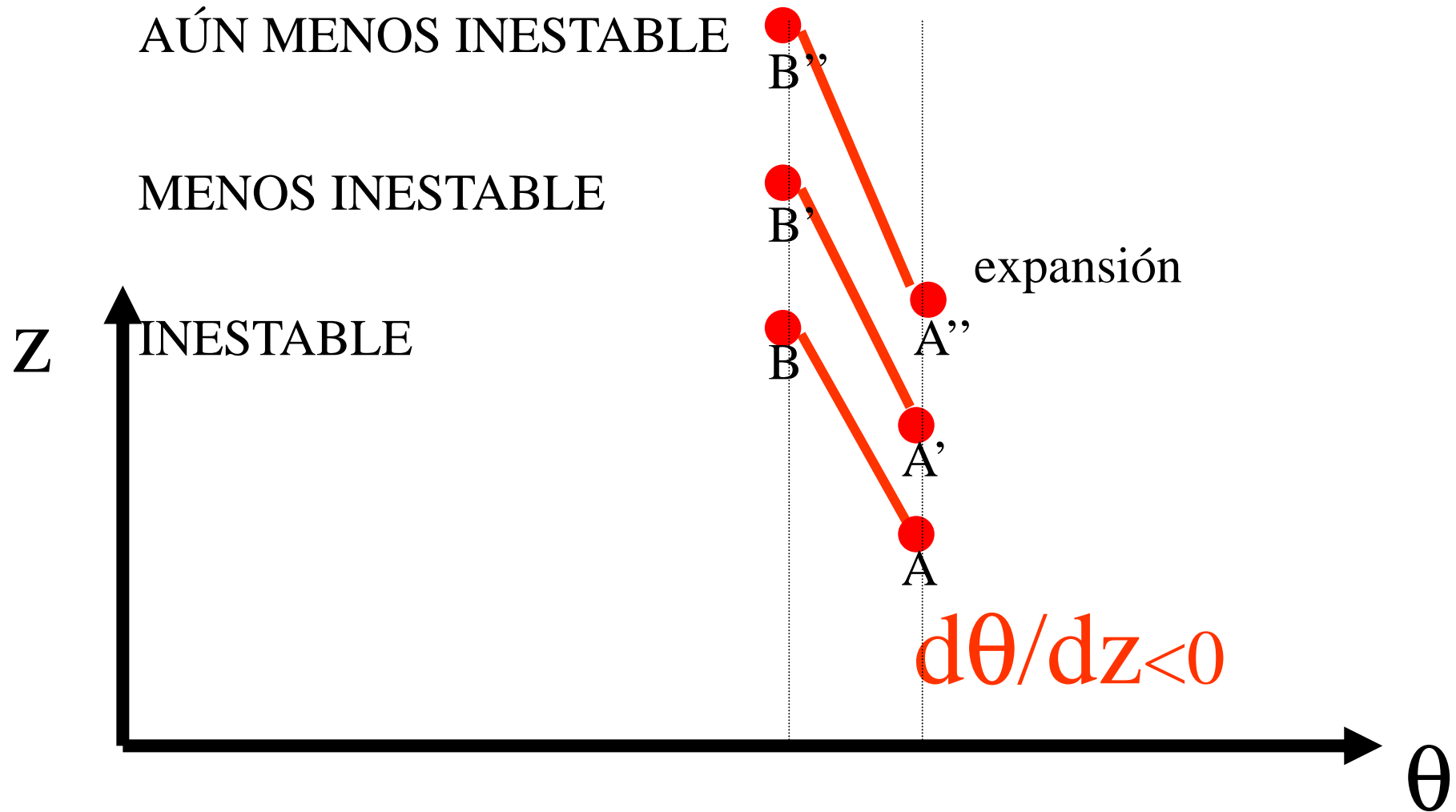
Desarrollo Vertical

Ascensión adiabática

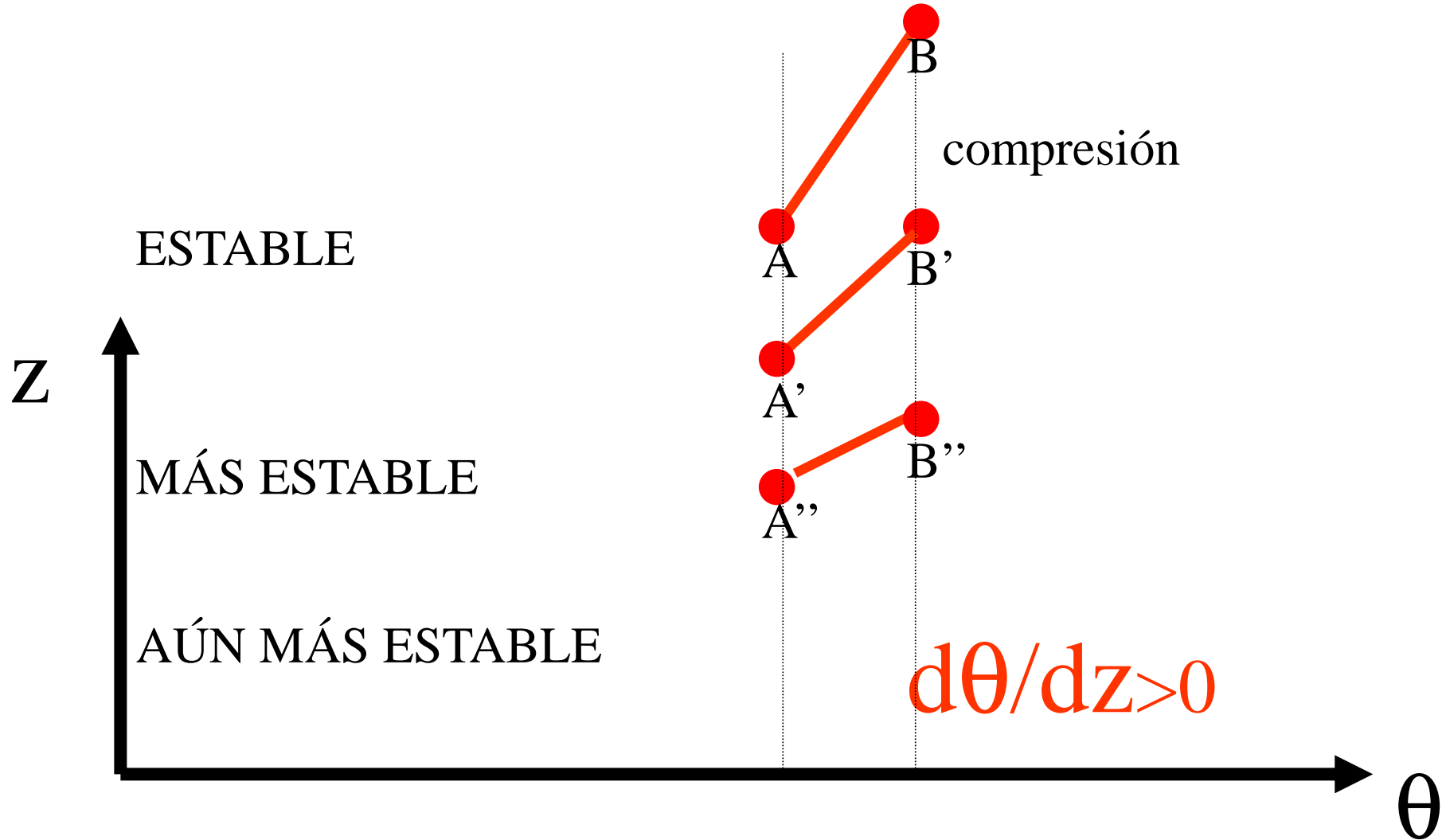


Desarrollo Vertical

Ascensión adiabática



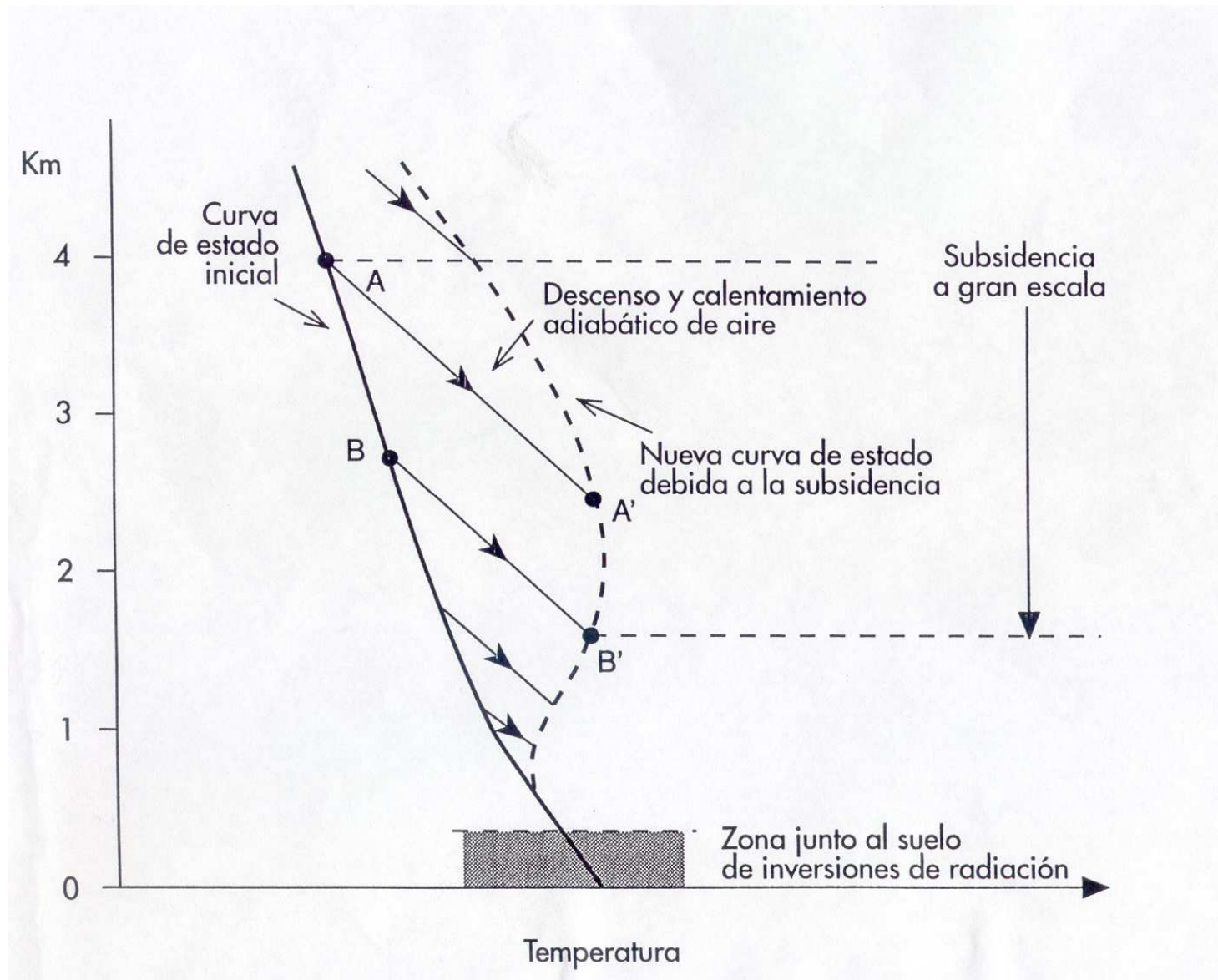
Desarrollo Vertical Subsidencia



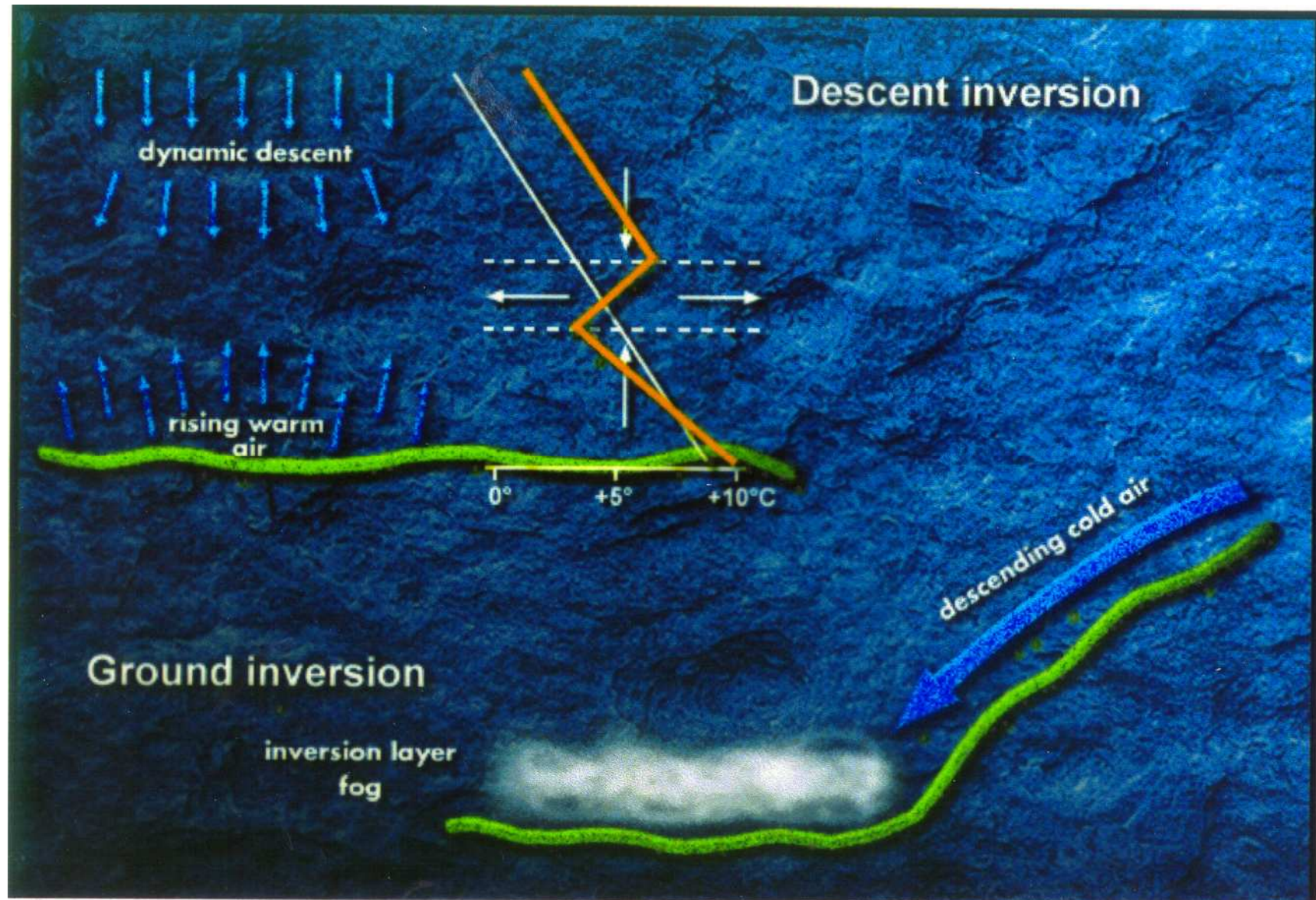
TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- **DESARROLLO VERTICAL.**
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - **INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.**
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

INVERSION DE SUBSIDENCIA



INVERSION DE SUBSIDENCIA



TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- **DESARROLLO VERTICAL.**
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - **DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.**
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

Inestabilidad potencial: un ejemplo particular

SATURADA
INESTABLE

Más expansión
pseudoadiabática

Expansión adiabática
hasta saturación

Expansión adiabática
hasta saturación

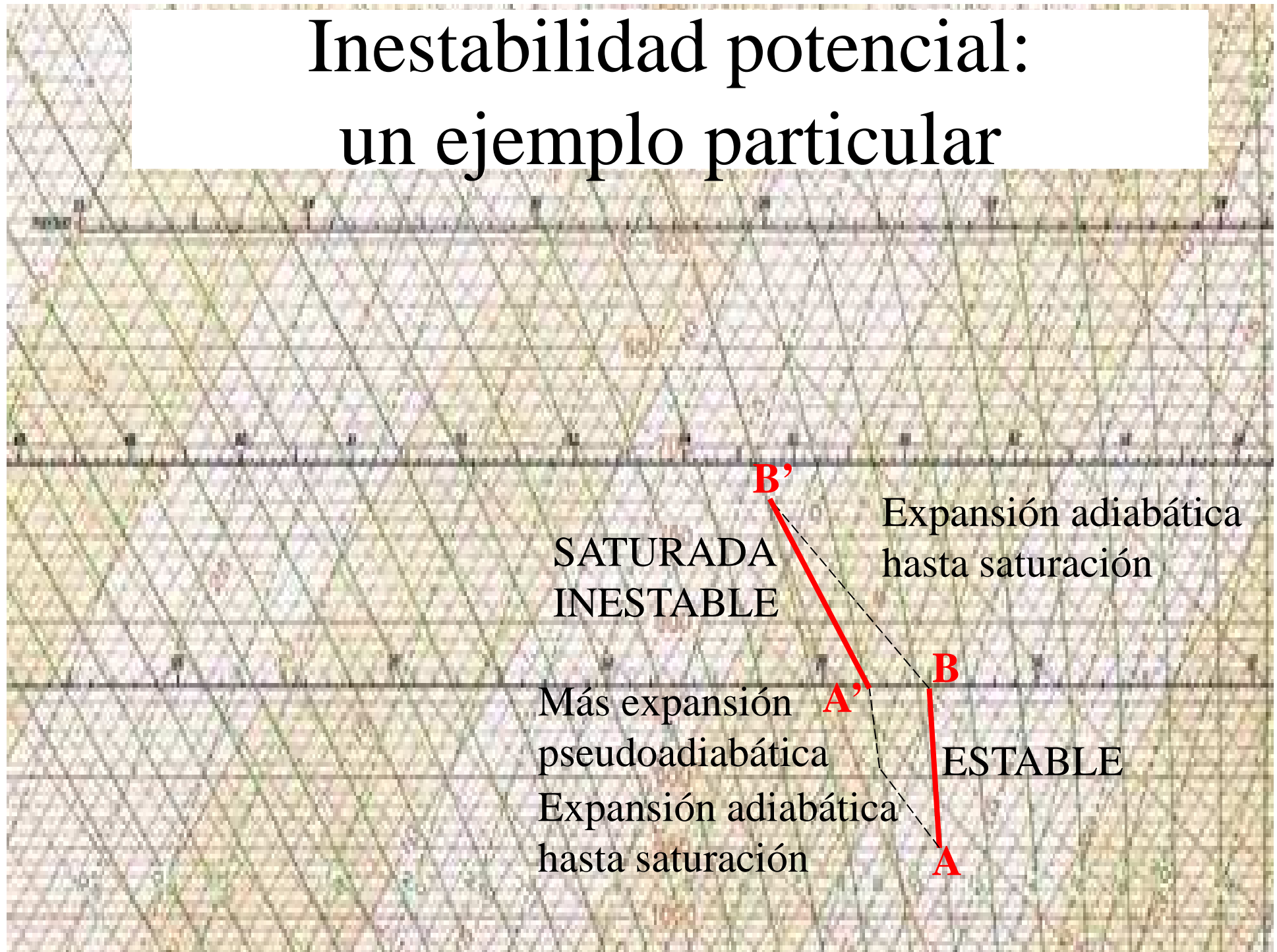
ESTABLE

B'

A'

B

A

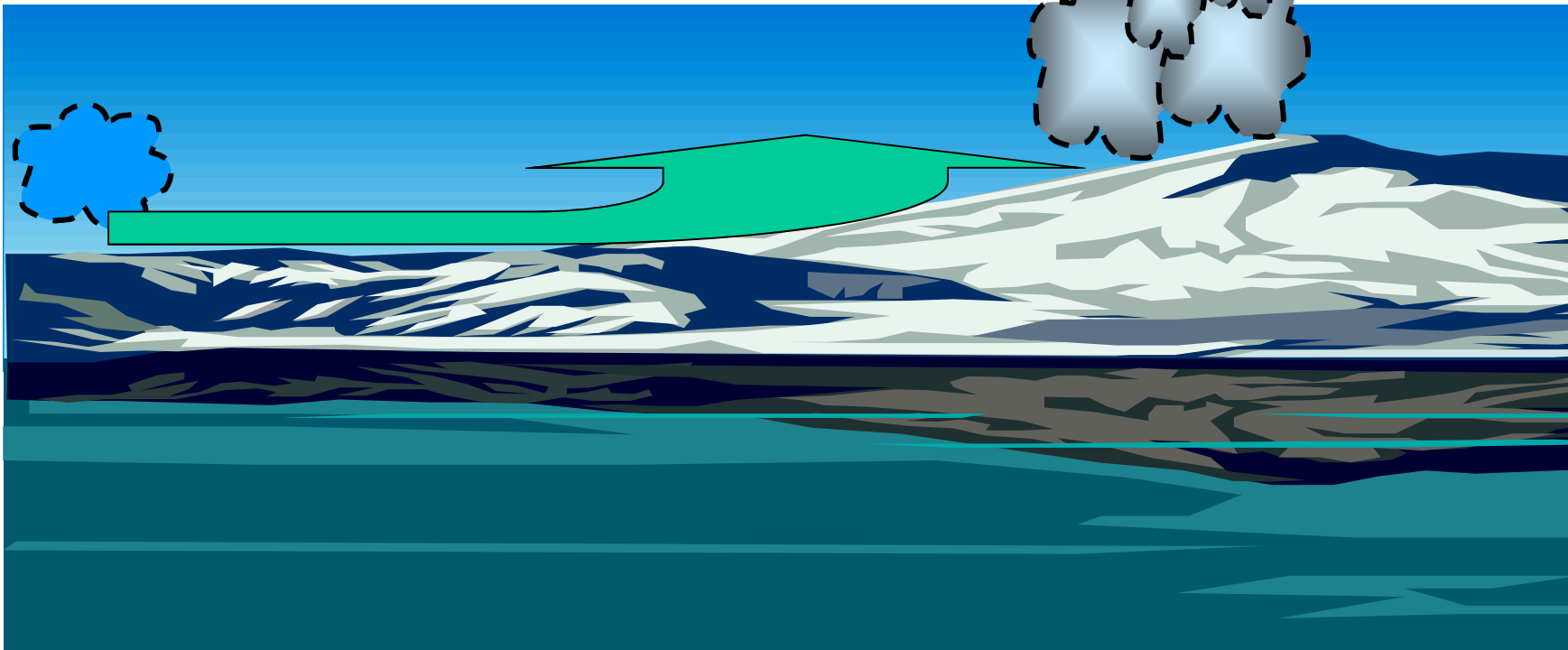


Estabilidad Potencial

ESTABLE

ASCENSO
FORZADO

INESTABLE



DESARROLLO VERTICAL. INESTABILIDAD POTENCIAL

Potencialmente
inestable

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} < 0$$

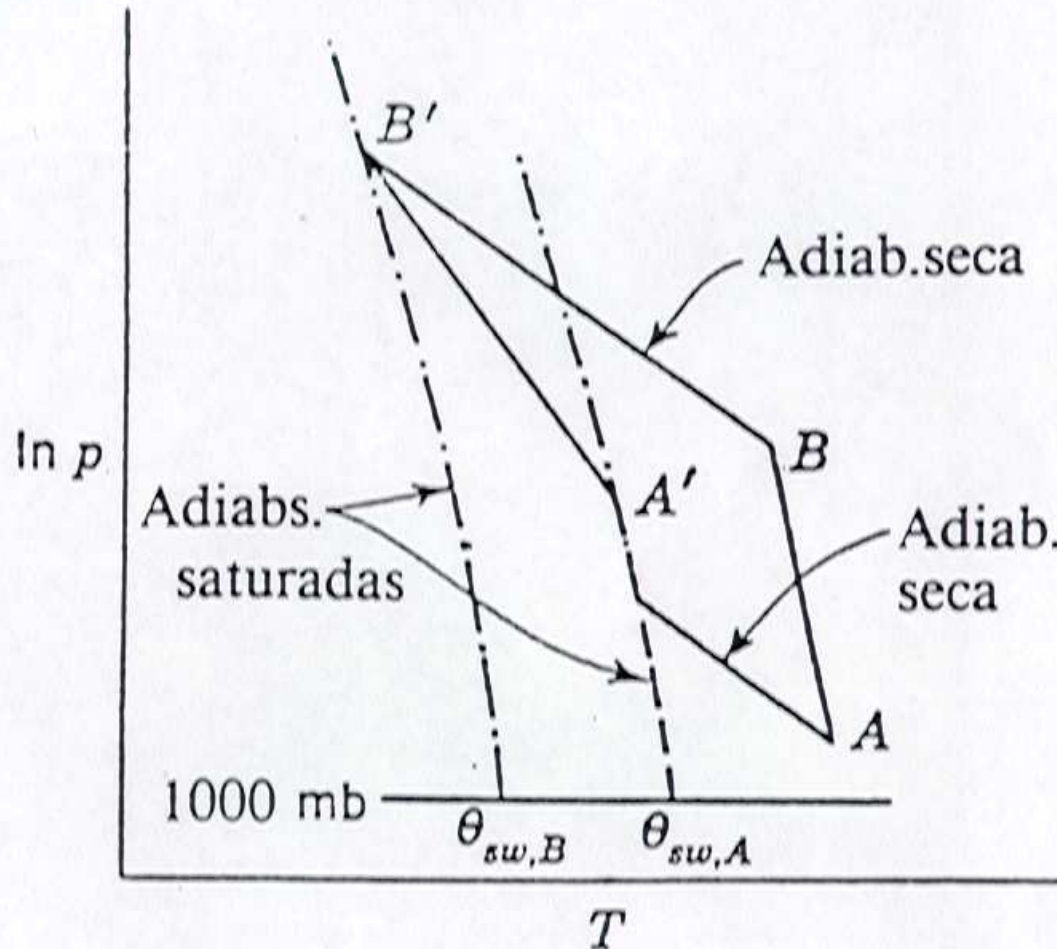
Potencialmente
indiferente

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} = 0$$

Potencialmente
estable

$$\frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} > 0$$

Ascenso en columna hasta alcanzar la saturación



TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- DESARROLLO VERTICAL.
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

Inestabilidad Latente

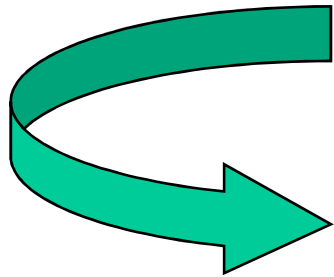
- Si se levantara una parcela con propiedades (p , T , T_d) hasta otro nivel (saturado) donde se encontraría más caliente que el ambiente
- Para una parcela de la superficie, el nivel se puede producir esta condición es el “nivel de convección libre” (NCL)
- Hace falta un proceso externo para disparar (e.g., el aire sube una montaña)

ENERGÍA CINÉTICA DE LA BURBUJA

$$\frac{dw}{dt} dz = \frac{g(T_v - T_v')}{T_v'} dz = \frac{d(w^2)}{2}$$

$$dp = \rho' g dz$$

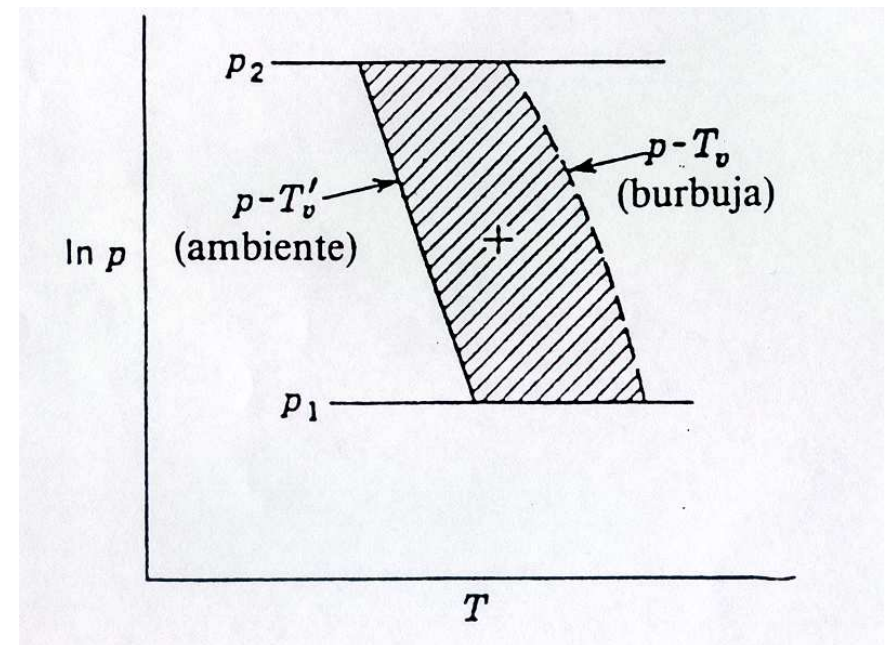
$$p = \rho' R_d T_v'$$



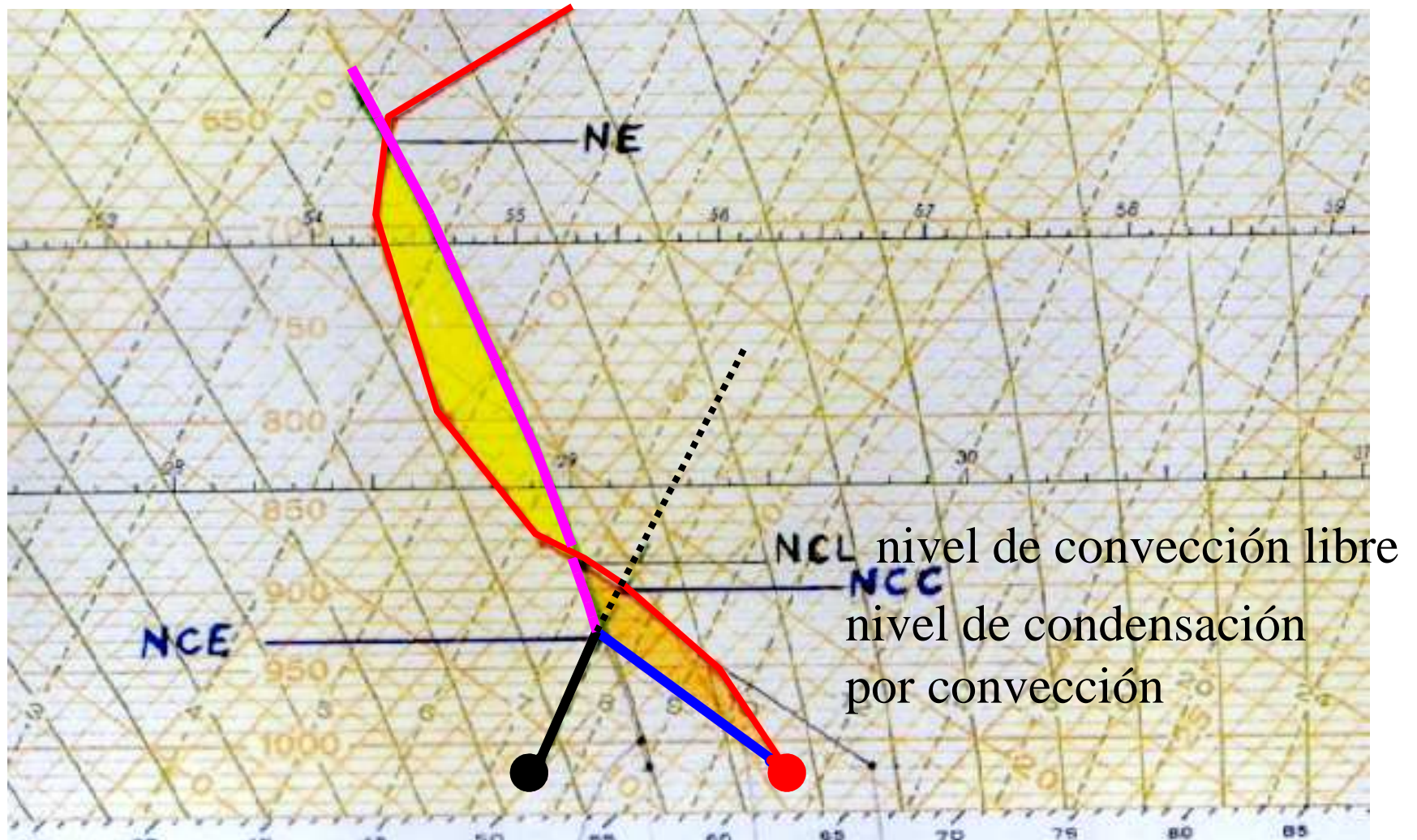
$$\frac{d(w^2)}{2} = -\frac{(T_v - T_v')}{T_v' \rho'} dp = -R_d (T_v - T_v') d(\ln p)$$

$$\frac{w_2^2 - w_1^2}{2} = -R_d \int_1^2 (T_v - T_v') d(\ln p)$$

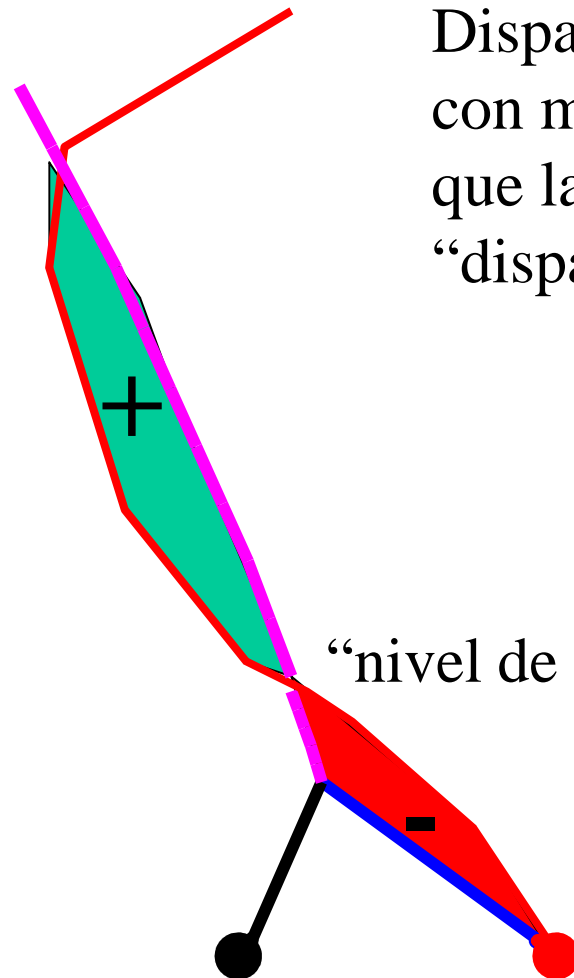
$$\frac{w_2^2 - w_1^2}{2} = R_d (\bar{T}_v - \bar{T}_v') \ln \frac{p_1}{p_2}$$



Inestabilidad Latente



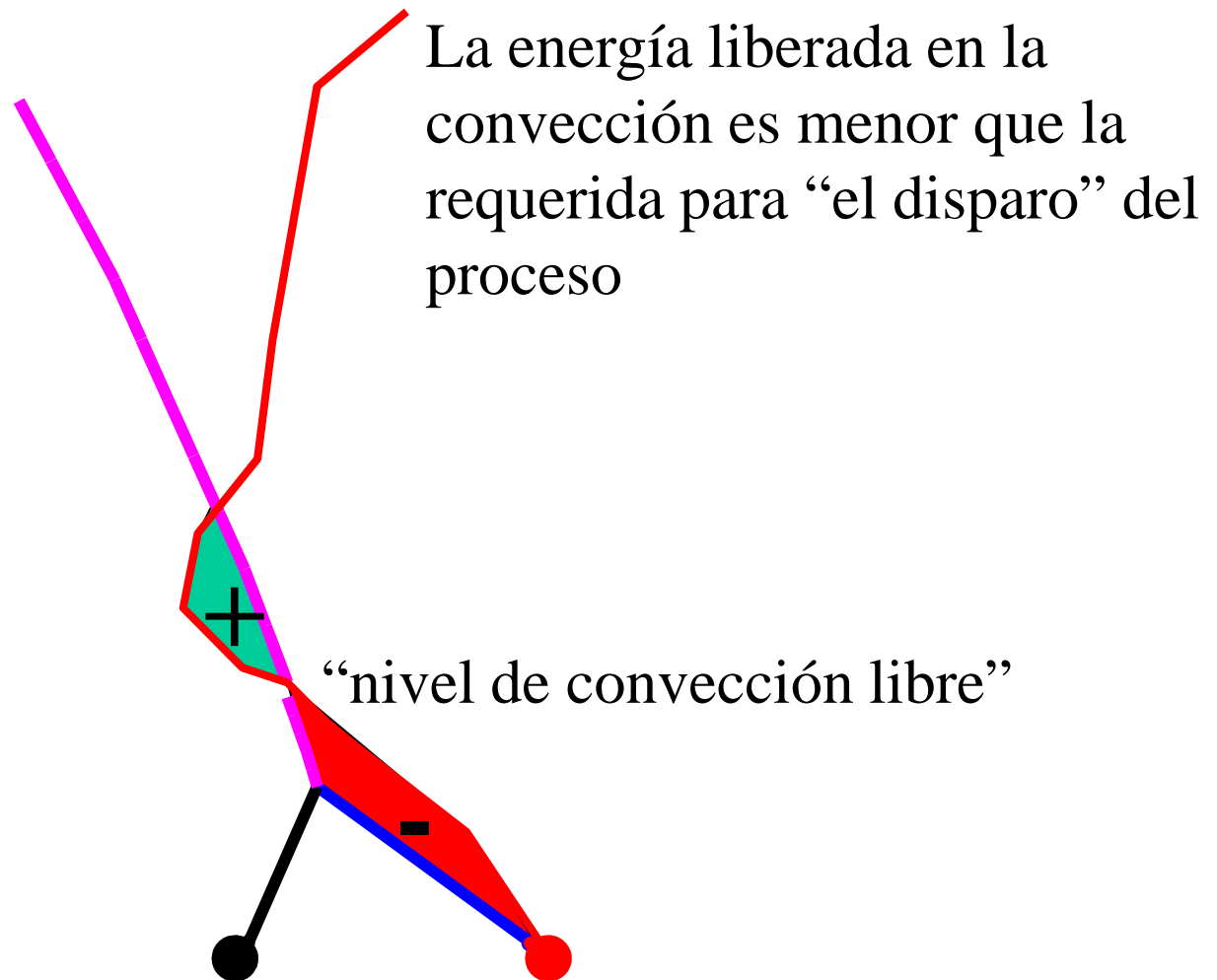
Inestabilidad Latente “Real”



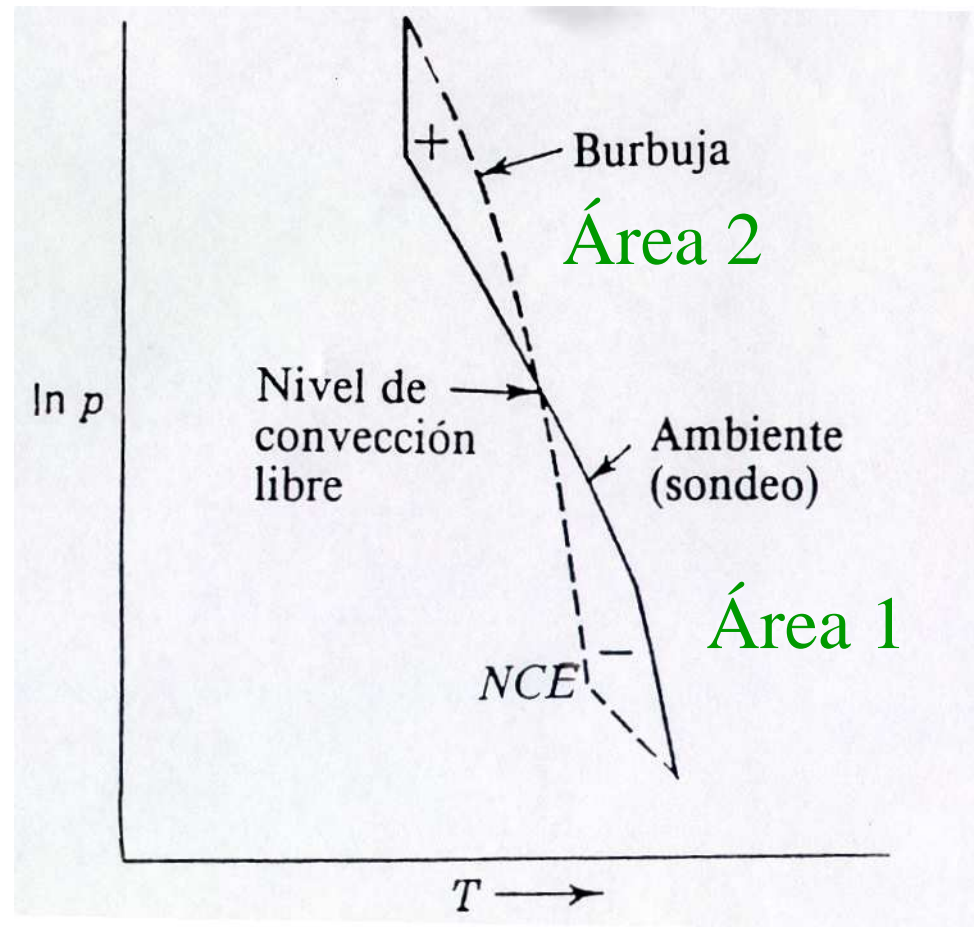
Dispara una convección fuerte,
con mayor devolución de energía
que la que se necesita para
“disparar” el proceso

“nivel de convección libre”

Pseudoinestabilidad Latente



INESTABILIDAD LATENTE.



- Área 1 > Área 2 \Rightarrow Pseudoinestabilidad Latente
- Área 1 < Área 2 \Rightarrow Inestabilidad Latente Real
- Área 2 no existe \Rightarrow Estabilidad

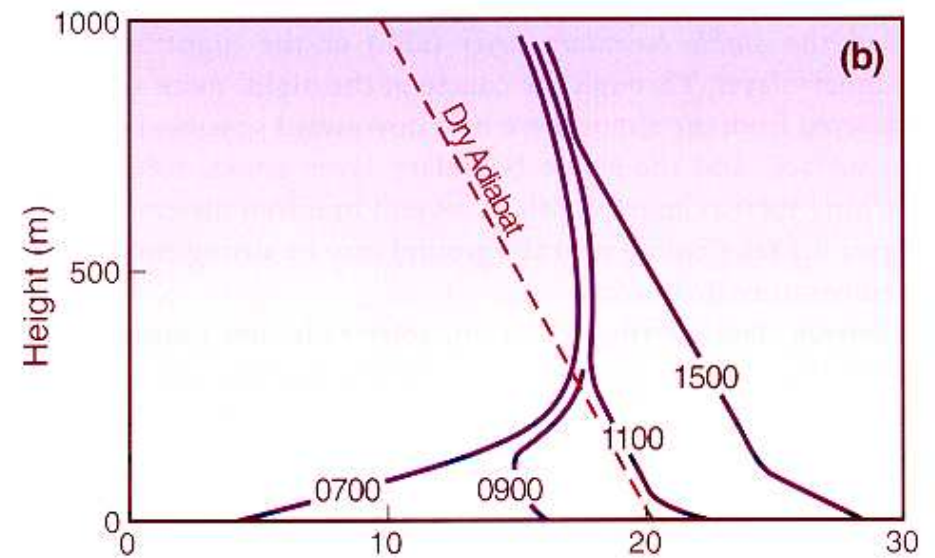
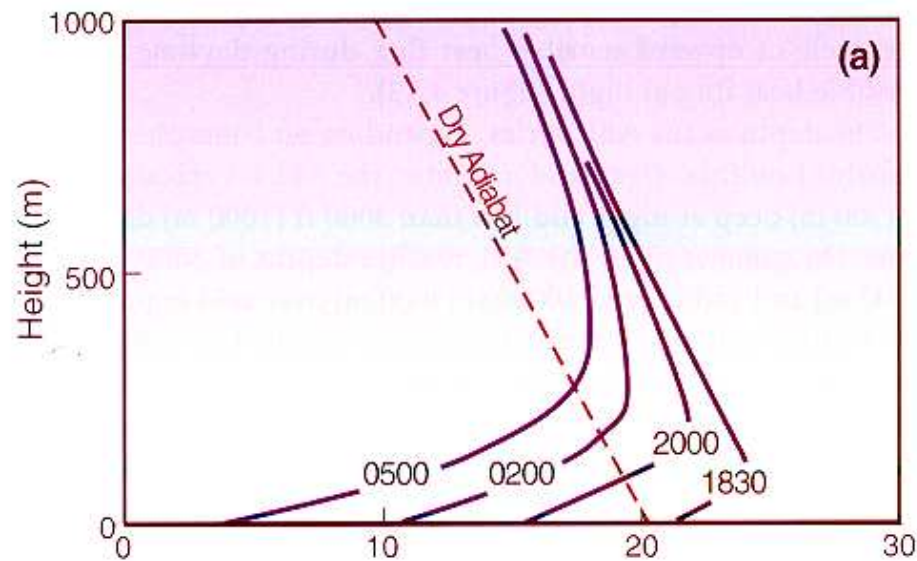
TEMA 4. EQUILIBRIO VERTICAL EN LA ATMÓSFERA. ESTABILIDAD.

- EQUILIBRIO ESTÁTICO Y BALANCE HIDROSTÁTICO.
- GRADIENTE VERTICAL DE TEMPERATURA.
- ESTABILIDAD VERTICAL Y CONVECCIÓN.
 - MÉTODO DE LA BURBUJA.
 - CRITERIOS DE ESTABILIDAD EN FUNCIÓN DE θ Y θ_{sw} .
- DESARROLLO VERTICAL.
 - DESARROLLO VERTICAL DE UNA COLUMNA SIN SATURAR.
 - INVERSIÓN DE SUBSIDENCIA.
 - DESPLAZAMIENTO VERTICAL DE UNA COLUMNA HASTA SATURACIÓN. INESTABILIDAD POTENCIAL.
- INESTABILIDAD LATENTE.
- INESTABILIDAD CONVECTIVA. NIVEL DE CONDENSACIÓN POR CONVECCIÓN.

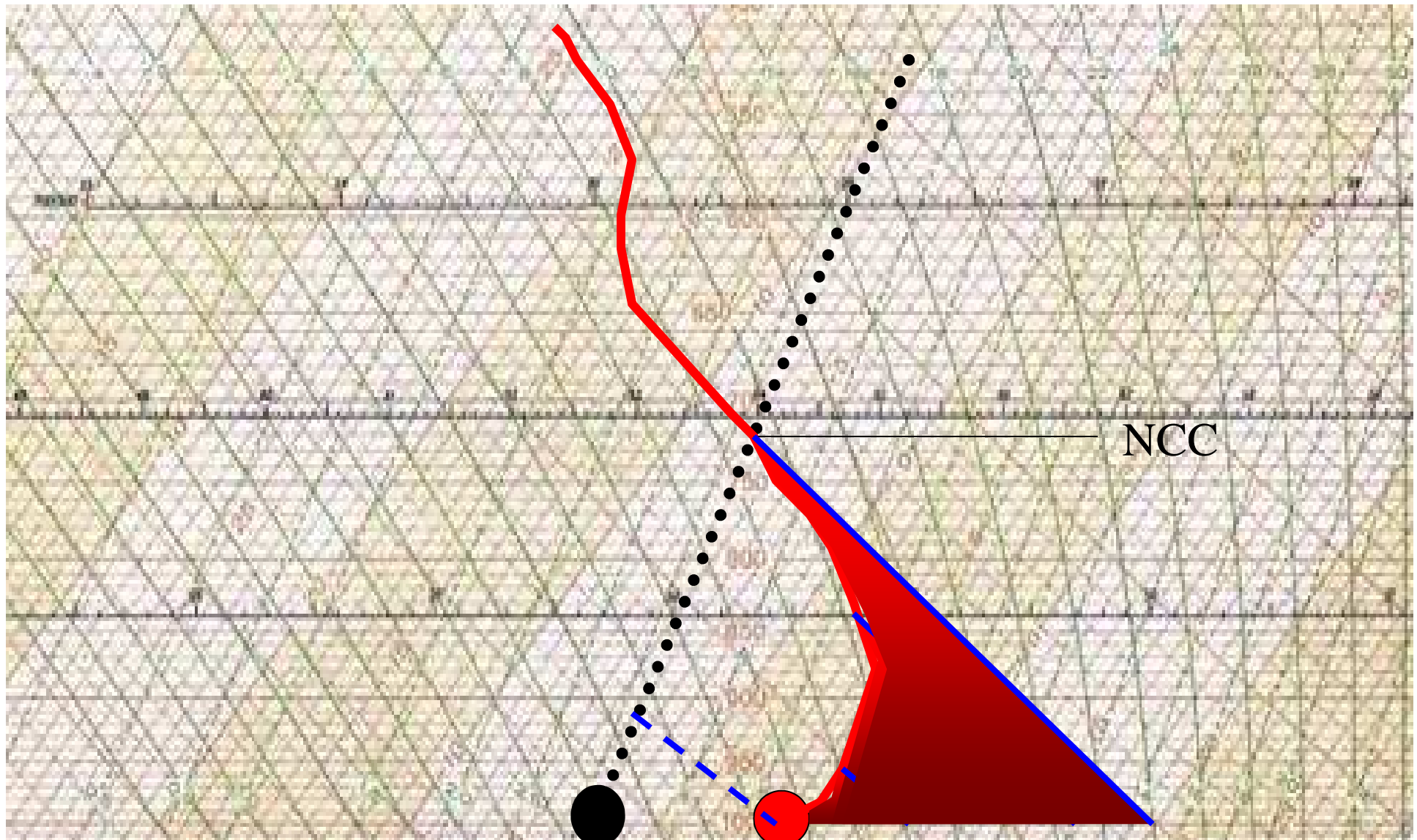
El Nivel de Condensación por Convección (NCC)

- ¿Qué sentido tiene el Nivel de Condensación por Elevación (NCE) en un caso estable (no se puede elevar)?
- Sin embargo, podemos estudiar casos así

EVOLUCIÓN DIARIA DEL PERFIL TÉRMICO EN LAS PROXIMIDADES DE LA SUPERFICIE

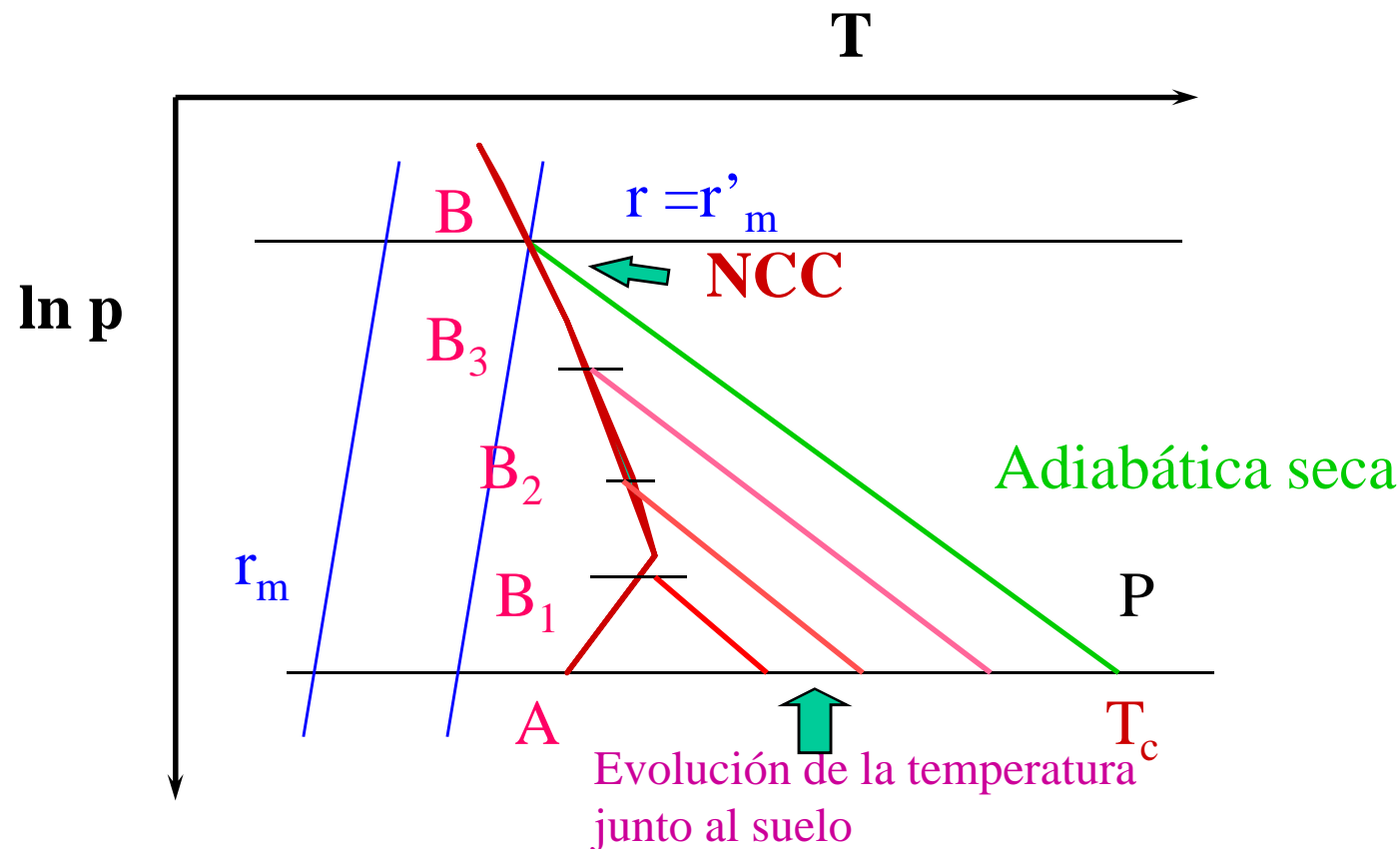


08:00 09:00 11:00 13:00



CONVECCION Y MEZCLA VERTICAL

NIVEL DE CONDENSACION POR CONVECCION



AB= sondeo de primera hora de la mañana

NCC=Nivel de condensación por convección: nivel de formación de los cúmulos por ascenso convectivo de las masas de aire.

T_c = temperatura de convección: mínima temperatura necesaria para que se alcance el NCC

Es un modelo

- Definiciones, por intersección con la equisaturada de la superficie
 - NCE: con la adiabática seca
 - NCC: con el perfil ambiental de T
- En realidad, la situación es más complicada porque hay evaporación (transpiración) en la superficie (humidificación de la capa)
- Pero el NCC da una buena estimación de donde empiezan las nubes
- En condiciones convectivas (nubes tipo cúmulos), hay buen acuerdo (NCE ~ NCC)