

Webinario 3.

Aspectos básicos de termodinámica I: Inestabilidad en la atmósfera y Sondeos

Fase presencial Curso PIB-M 2022



Curso de interpretación del sondeo aerológico Evoluciones adiabáticas y pseudoadiabáticas

Ernesto Barrera (ebarrera@inm.es)
Centro Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife
Delegación Territorial en Canarias

Interpretación de radiosondeos

José M^a Rodríguez González (jmrodriguez@inm.es)
Centro Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife
19-23 de octubre de 2009

MODULOS COMET
DOMINIO DEL DIAGRAMA OBLICUO
TEFIGRAMA

Curso de interpretación del sondeo aerológico Índices aerológicos

Ernesto Barrera (ebarrera@inm.es)
Centro Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife
Delegación Territorial en Canarias

Método de la burbuja o parcela

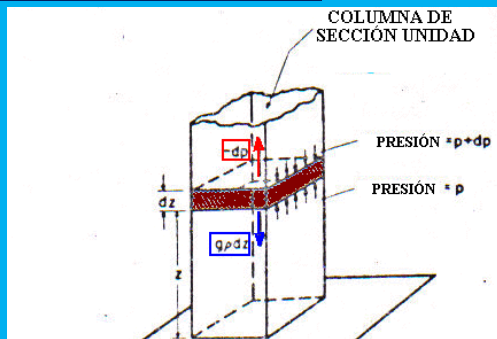
- Sistema cerrado y adiabático
- El aire se considera como gas ideal (ecuación de estado y leyes termodinámica)
- El aire es muy mal conductor del calor
- Equilibrio hidrostático
- El aire húmedo es aire seco más vapor de agua

$$PV = R^* T$$

$$dQ = dU + pdV$$

$$dQ = c_p dT - vdp$$

$$dQ = c_v dT + pdv$$



Curva de Estado o perfil térmico vertical de la atmósfera

$$\alpha = -\partial T / \partial z$$



Aire seco. Gradiente adiabático seco

$$dQ = C_p dT - V dp$$

$$dQ = 0$$

$$C_p dT = V dp$$

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

$$V = 1/\rho$$

$$C_p dT = -\rho' g dz / \rho$$

$$\rho = \rho'$$

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p} \cong 9.8^\circ C / km$$

✓ La *temperatura potencial* es la que alcanza el aire al moverse adiabáticamente hasta el nivel de referencia de 1000 hPa

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

$$\frac{dP}{P} = \frac{C_p}{R} \frac{dT}{T} \Rightarrow \left(\frac{T_o}{T} \right) = \left(\frac{P_o}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

Aire húmedo

q tiene un valor pequeño en la atmósfera

$$Cp_{aire} = 1004 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$$

$$R_{aire} = 287 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$$

$$Cp_{vapor} = 1847 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$$

$$R_{vapor} = 461 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$$

$$\tilde{C}p = (1 - q)Cp_{aire} + qCp_{vapor}$$

$$\tilde{R} = R_{aire} \left(1 + \frac{3}{5}q\right)$$

$$\tilde{C}p \approx Cp_{aire}$$

$$\bar{\gamma} = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{\tilde{C}p}$$

El aire húmedo lejos de la saturación se comporta de forma similar al aire seco

Evoluciones adiabáticas y pseudoadiabáticas

Evolución adiabática saturada

- ✓ El aire húmedo asciende como seco, enfriándose, hasta que alcanza la saturación.
- ✓ A partir del nivel de saturación, el vapor de agua comienza a condensarse.
- ✓ La condensación libera una enorme cantidad de calor (~ 600 cal/g a 0°C)
- ✓ Este calor cancela parcialmente el enfriamiento debido a la expansión adiabática.
- ✓ En una trayectoria adiabática saturada, las burbujas no intercambian calor con su entorno.
- ✓ Sin embargo, sí hay intercambios de calor entre los elementos que viajan en ellas (aire, vapor y agua líquida)

Evolución pseudoadiabática

Se considera que el agua líquida condensada se separa de la burbuja que asciende, sin aportar calor de enfriamiento ni de congelación.

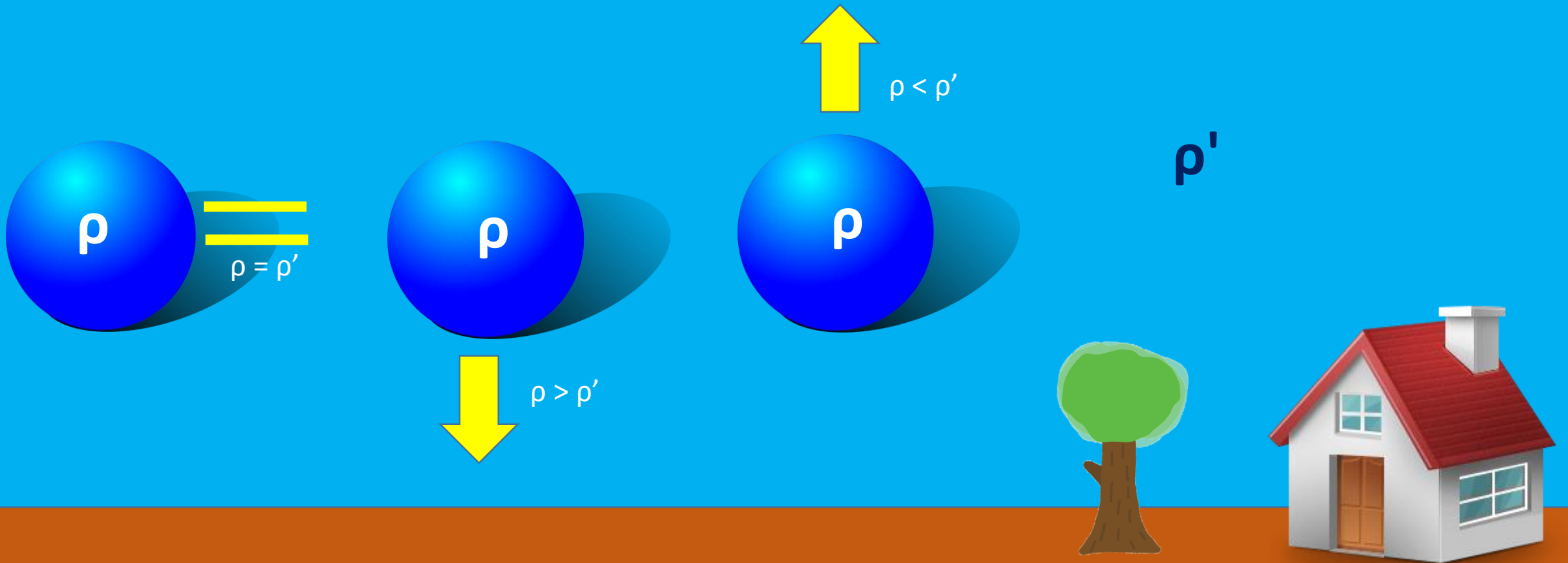
Gradiente pseudoadiabático saturado

$$\Gamma = -\frac{dT}{dz} = \gamma \frac{P + \varepsilon \frac{LE}{RT}}{P + \varepsilon \frac{L}{C_p} \frac{dE}{dT}}$$

$$\varepsilon = R_a / R_v = 0.622$$

ESTABILIDAD E INESTABILIDAD EN LA ATMÓSFERA

- Principio de Arquímedes. Empuje hidrostático. Densidad. Temperatura virtual

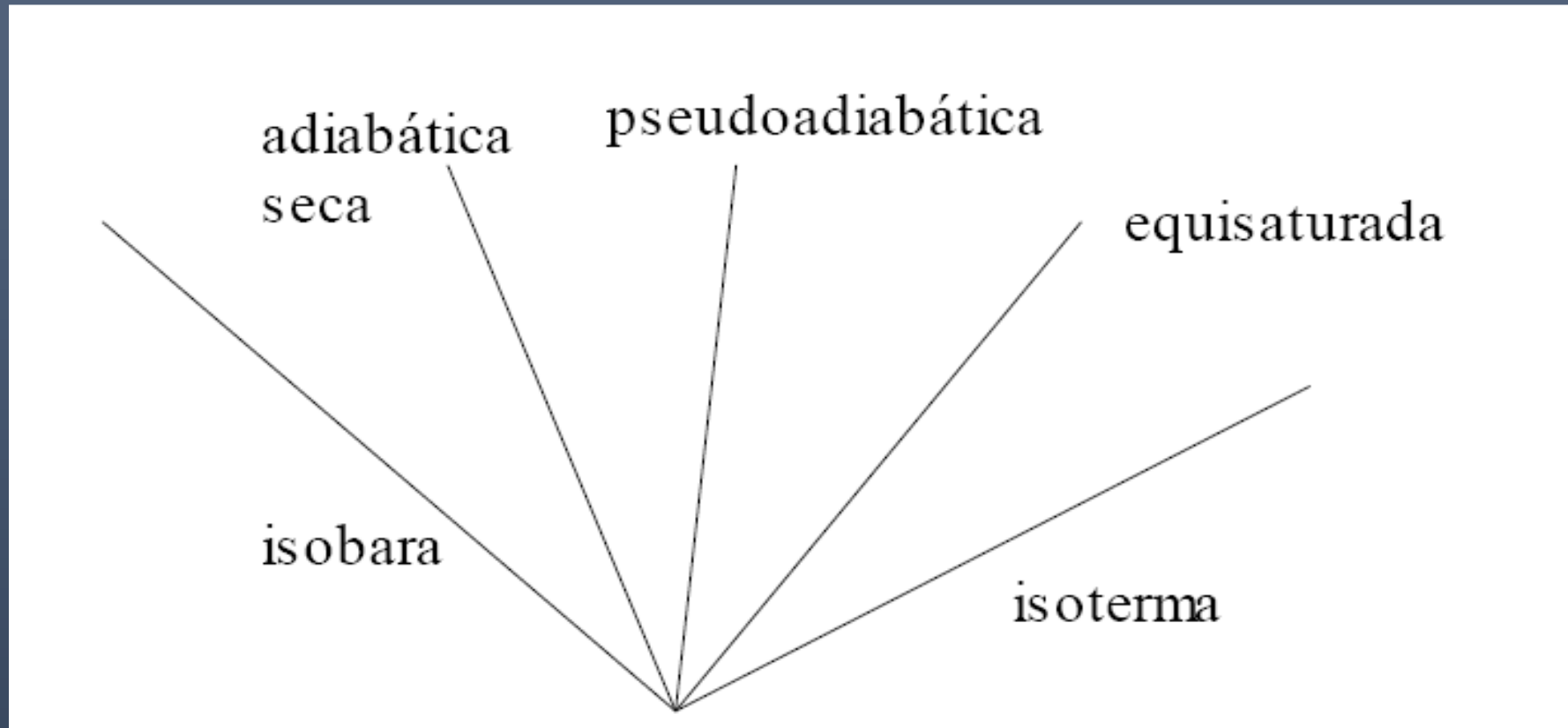


Diagramas aerológicos

- ✓ Los diagramas termodinámicos contienen varios tipos de *líneas fundamentales*, a lo largo de las cuales se mantiene constante alguna propiedad (*isopletas*):
 - Isobaras: **presión**
 - Isotermas: **temperatura**
 - Equisaturadas: **proporción de mezcla saturante aire-vapor**
 - Adiabáticas: **temperatura potencial**
 - Pseudoadiabáticas: **temperatura potencial equivalente**

Diagramas aerológicos

Situación relativa de las líneas fundamentales en sistemas $(f(p),g(T))$



Diagramas aerológicos

Criterios idóneos para la elección de coordenadas

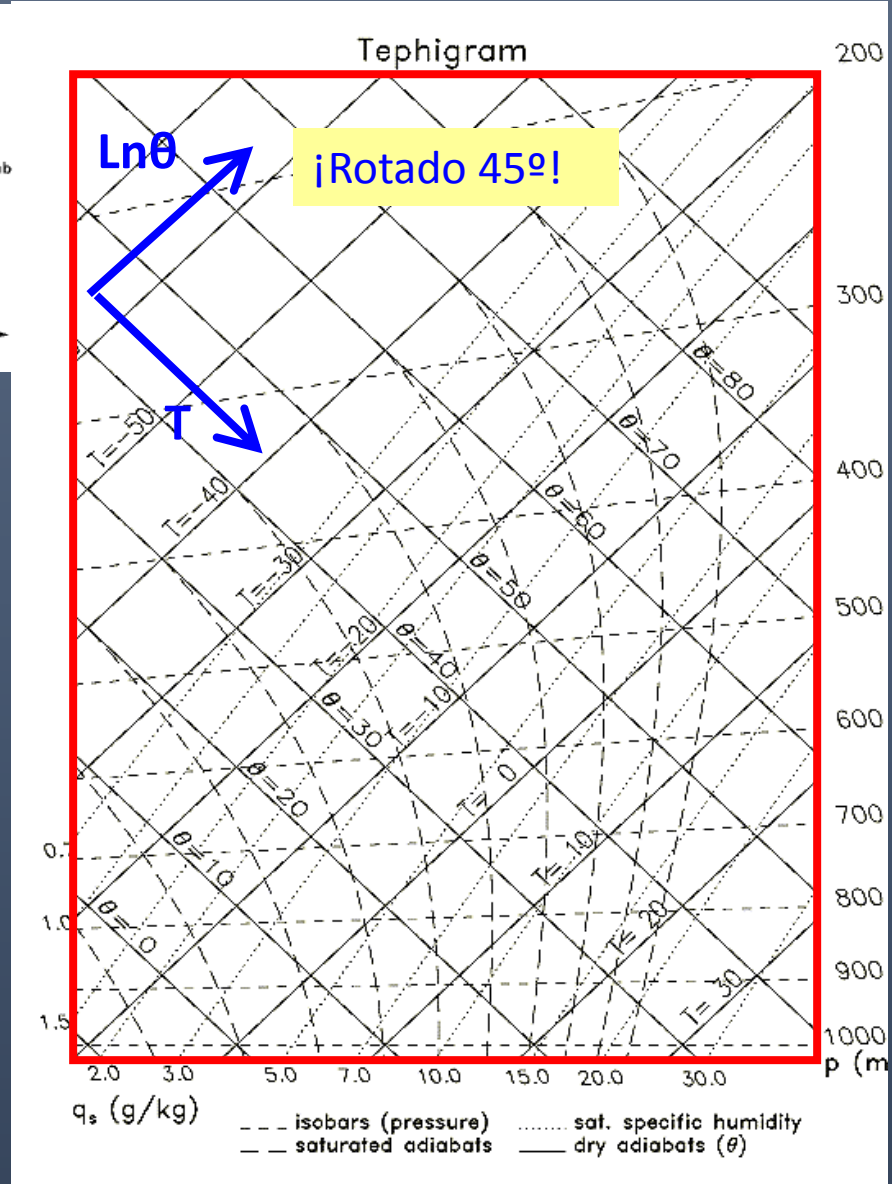
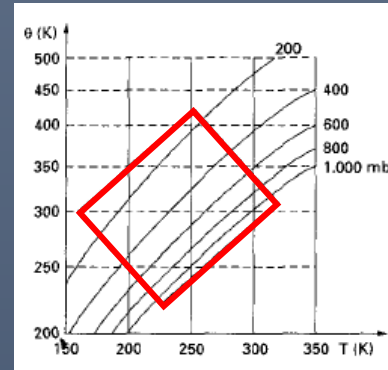
1. Ángulo grande entre isotermas y adiabáticas.
2. Qué isopletas resultan rectas. Cuantas más, mejor.
3. Qué isopletas resultan congruentes respecto al desplazamiento a lo largo de una coordenada.
4. Ordenada que varíe de forma monótona y proporcional con la altura. Permite visualizar geoméricamente la atmósfera.
5. Integrales de energía medibles con áreas en el diagrama. Emagrama

Diagramas aerológicos

Tefigrama ($\ln\theta, T$)

- ✓ Es emagrama
- ✓ Ordenada monótona con altura
- ✓ Isotermas y adiabáticas rectas
- ✓ Angulo adiabáticas/isotermas 90°
- ✓ Isobaras congruentes
- ✗ Isobaras ligeramente curvas

Utilizado en Europa y Canadá

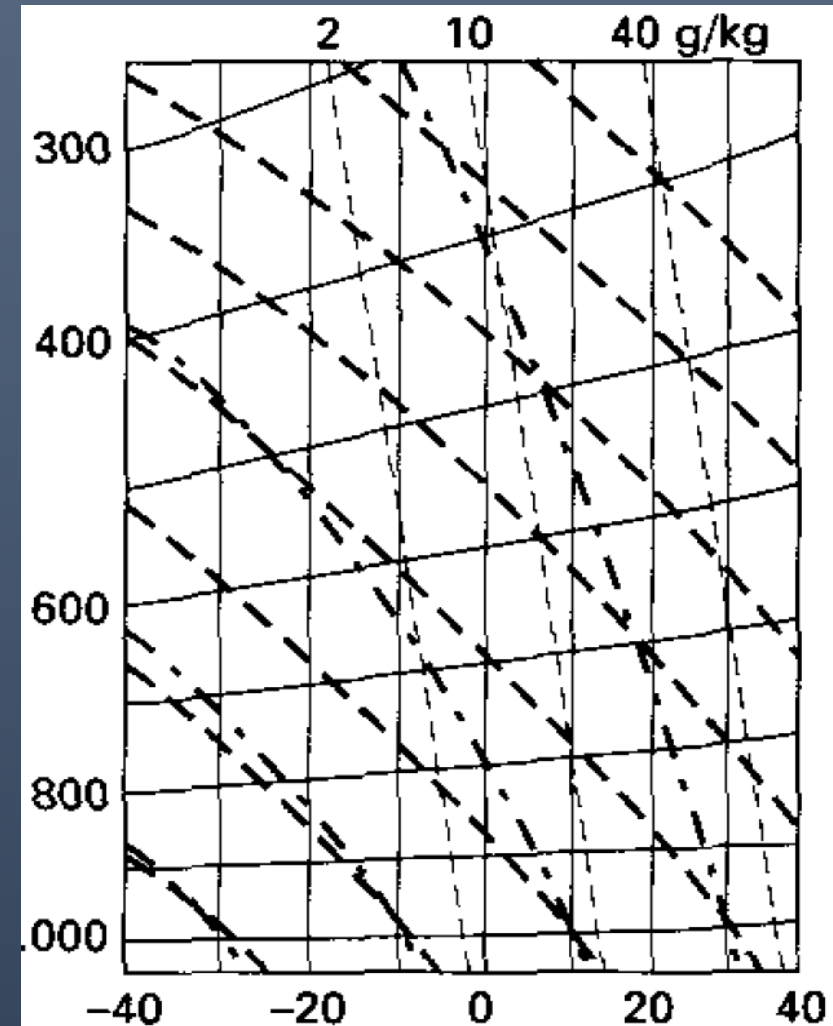


Diagramas aerológicos

Diagrama de Refsdal (-Tlnp, LnT)

- ✓ Es emagrama
- ✓ Ordenada monótona con altura
- ✓ Isotermas rectas
- ✗ Ángulo adiabáticas/isotermas $\sim 45^\circ$
- ✗ Adiabáticas e isobaras no congruentes

Escaso uso actual



Diagramas aerológicos

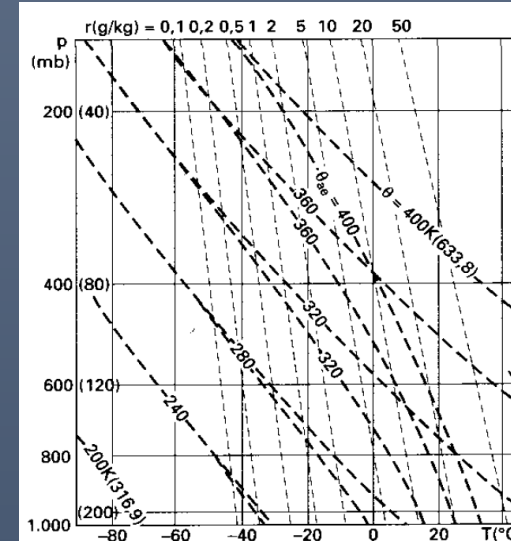
Diagrama de Neuhoff (-lnp,T)

- ✓ Es emagrama
- ✓ Ordenada monótona con altura
- ✓ Isotermas e isobaras rectas
- ✓ Adiabáticas congruentes
- ✓ Ángulo adiabáticas/isotermas $\sim 90^\circ$
- ✓ Congruencia salvo pseudoadiabáticas

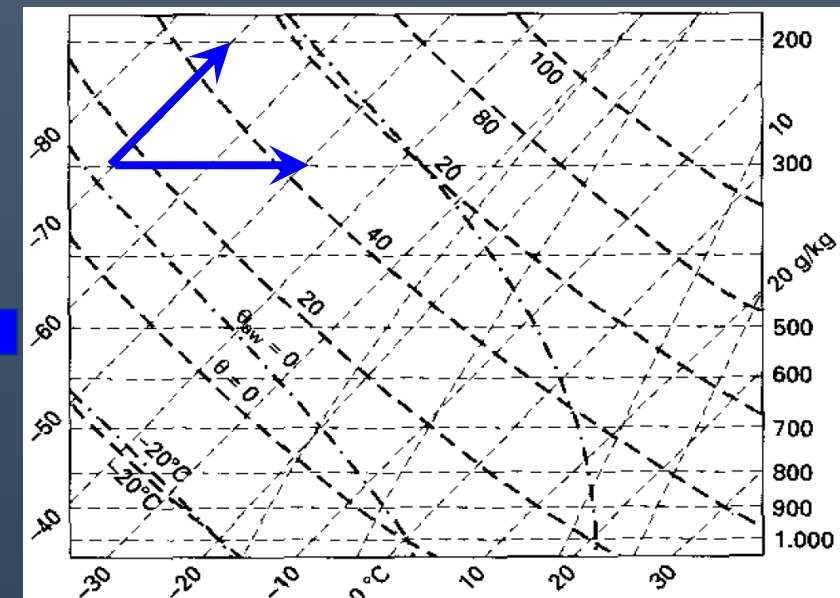
Conocido también como:

- Skew-T
- Oblicuo
- Herlofson modificado

Uso extendido EEUU y Europa



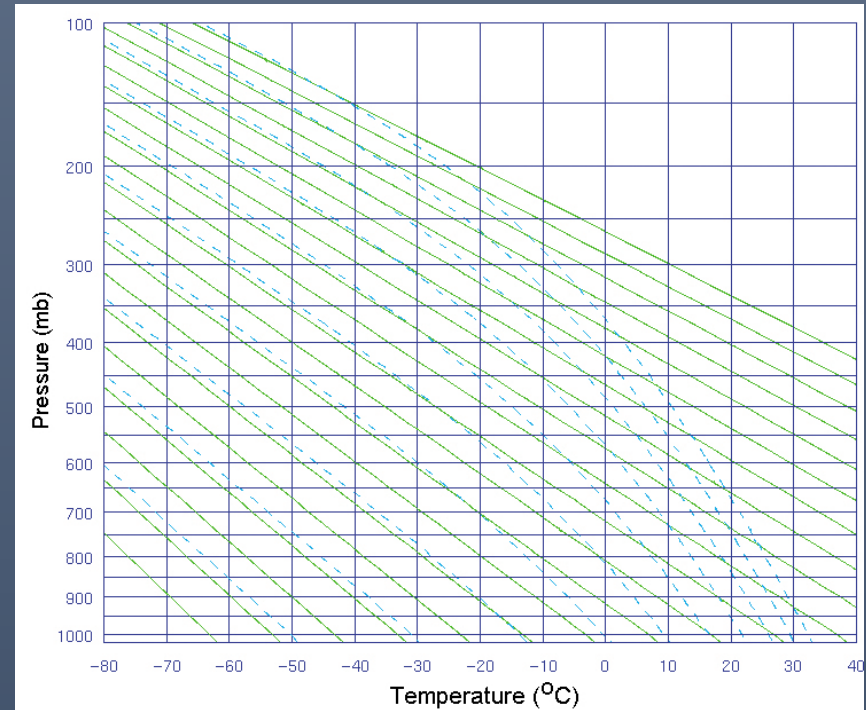
Rotación 45°



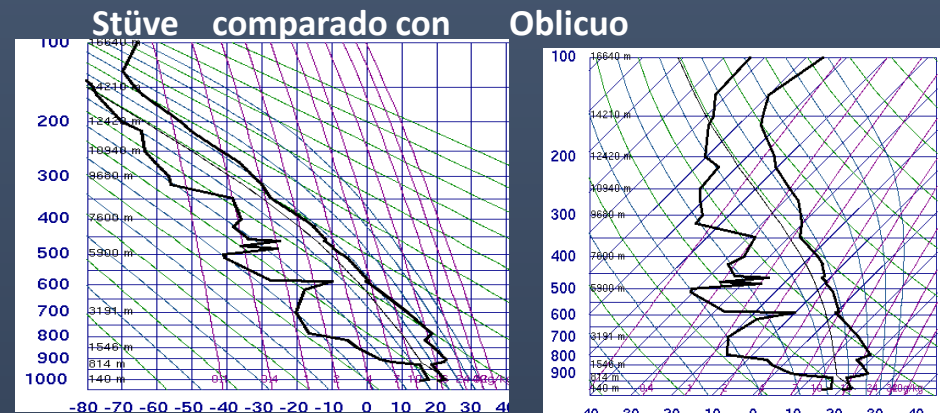
Diagramas aerológicos

Diagrama de Stüve (-p^{R/Cp},T)

- ✓ Ordenada monótona con altura
- ✓ Isobaras, isotermas y adiabáticas rectas
- ✗ No es emagrama (aunque se aproxima)
- ✗ Ángulo adiabáticas/isotermas ~45°



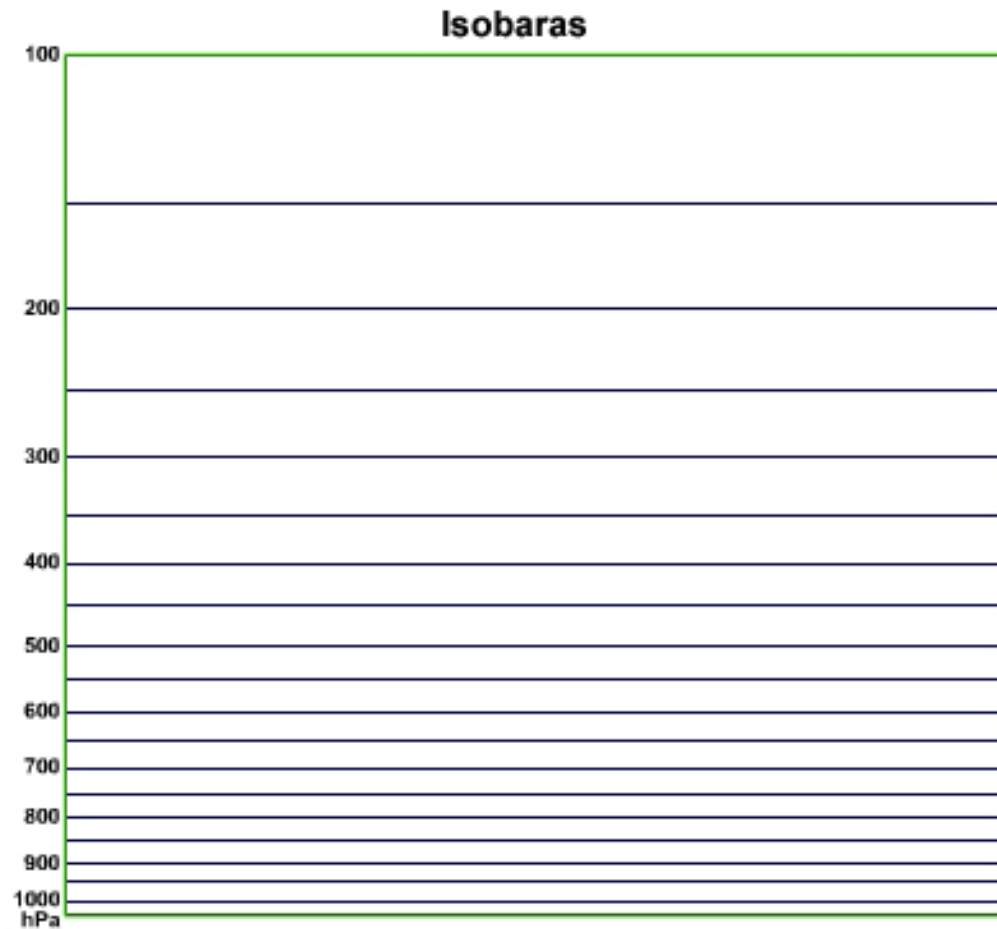
Uso extendido



Diagramas aerológicos

Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo

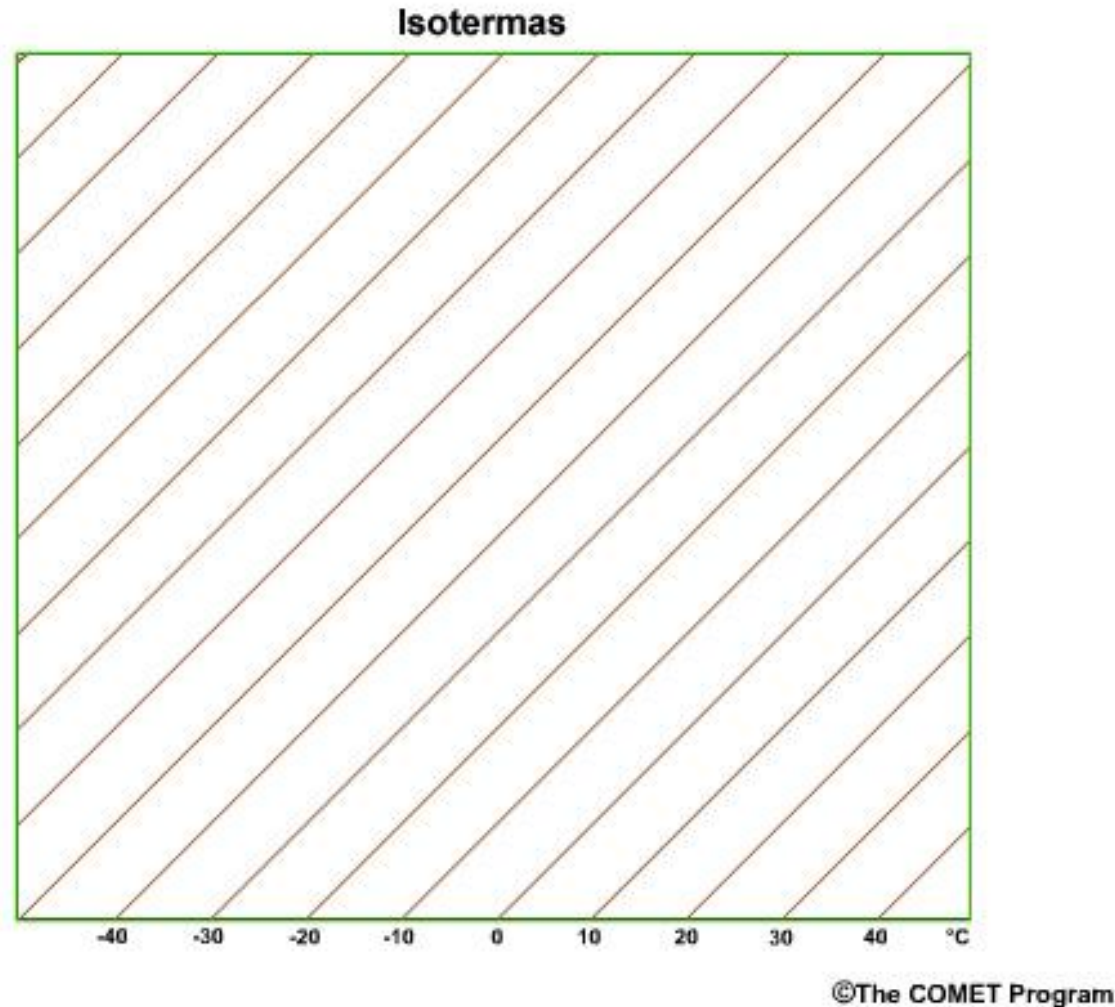
✓ Isobaras



Diagramas aerológicos

Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo

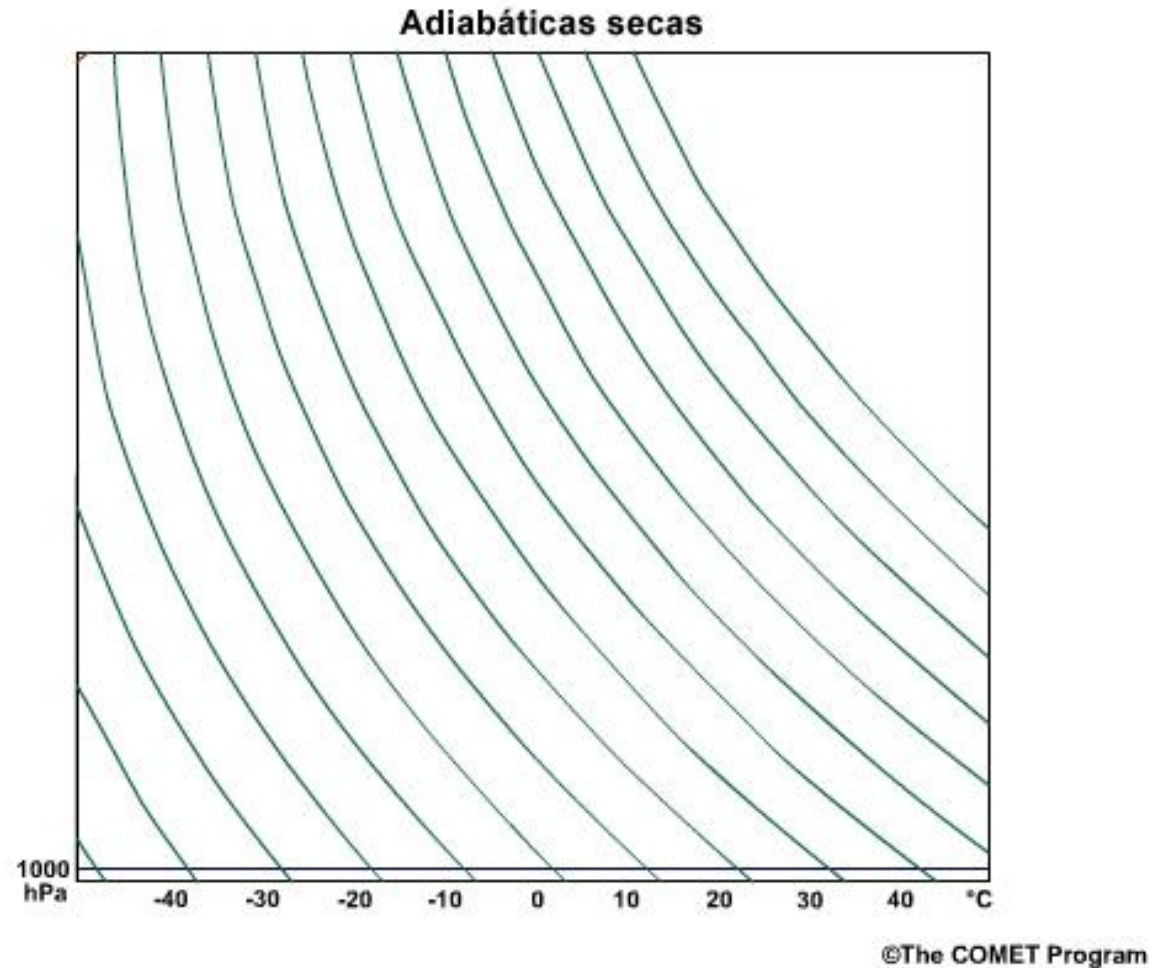
✓ Isotermas



Diagramas aerológicos

Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo

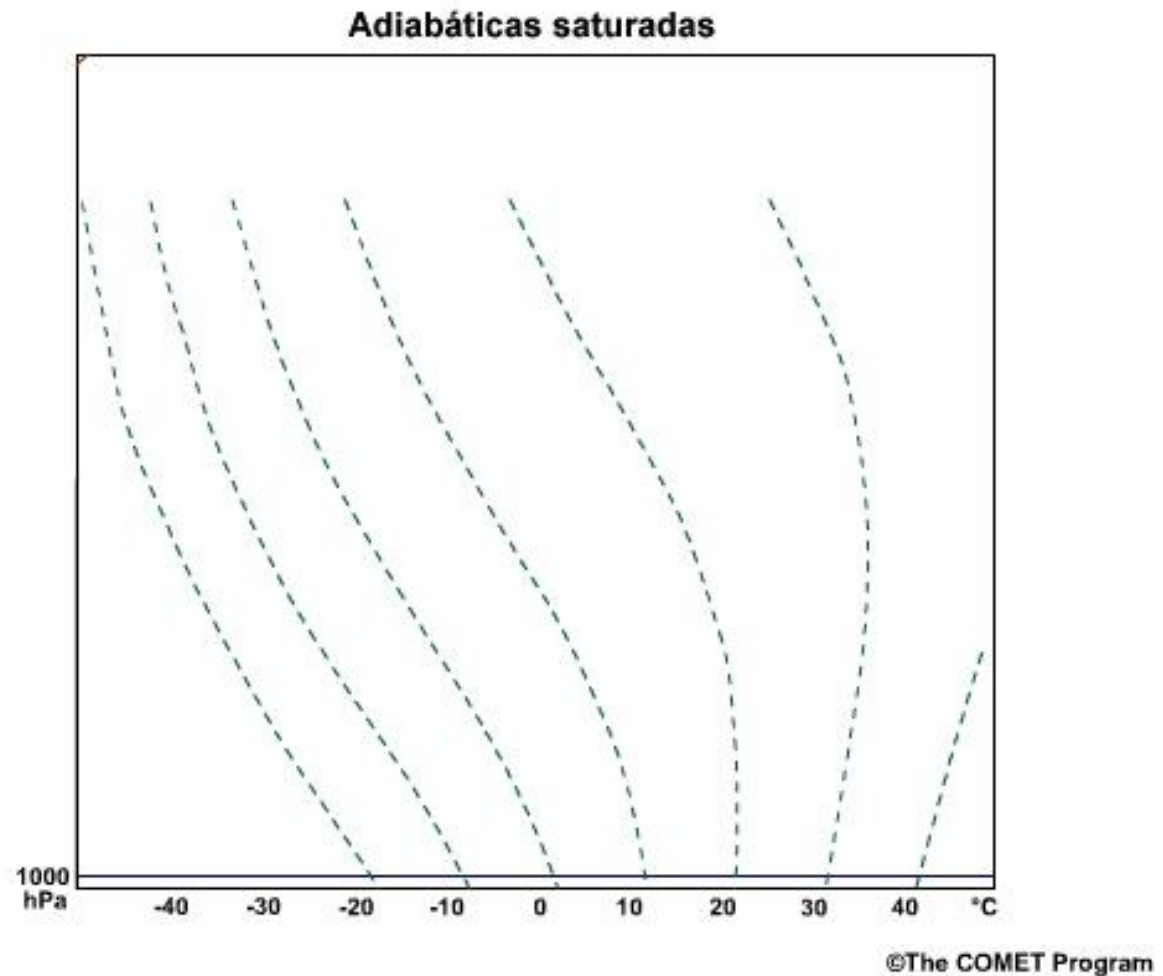
✓ Adiabáticas secas



Diagramas aerológicos

Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo

- ✓ Adiabáticas saturadas



Evoluciones adiabáticas y pseudoadiabáticas

Resumen

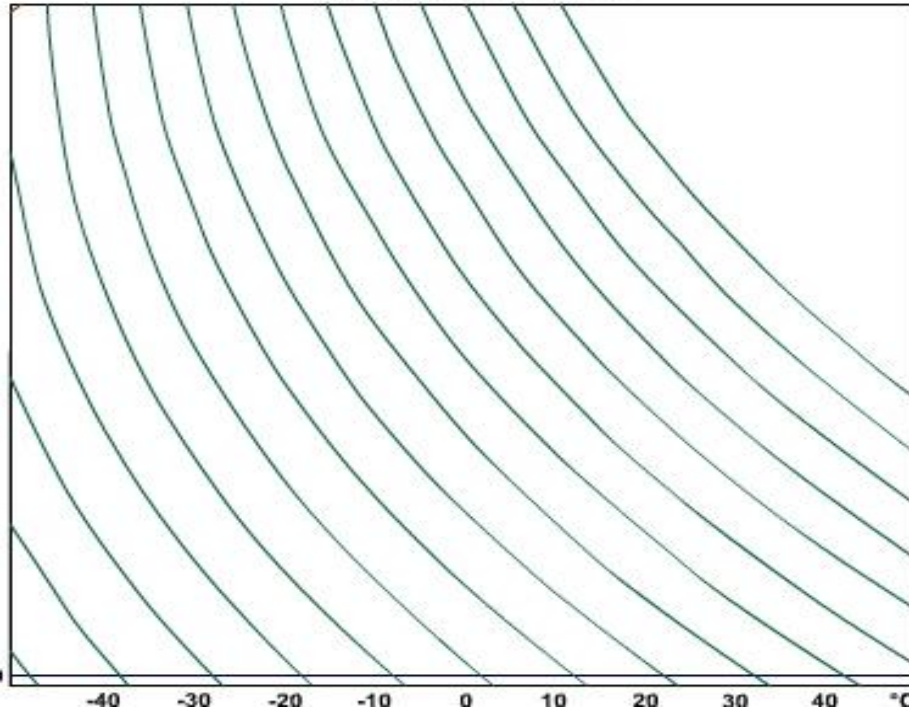
Constante

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p} \cong 9.8^\circ \text{C} / \text{km}$$

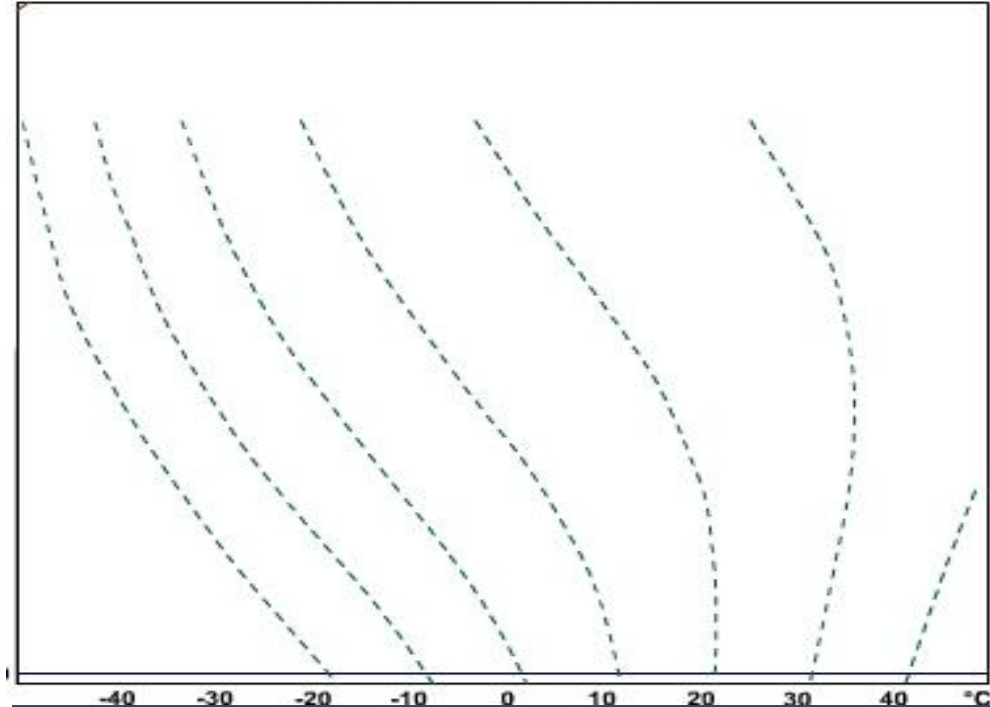
$$\Gamma = -\frac{dT}{dz} = \gamma \frac{P + \varepsilon \frac{LE}{RT}}{P + \varepsilon \frac{L}{C_p} \frac{dE}{dT}}$$

Variable

Adiabáticas secas



Adiabáticas saturadas

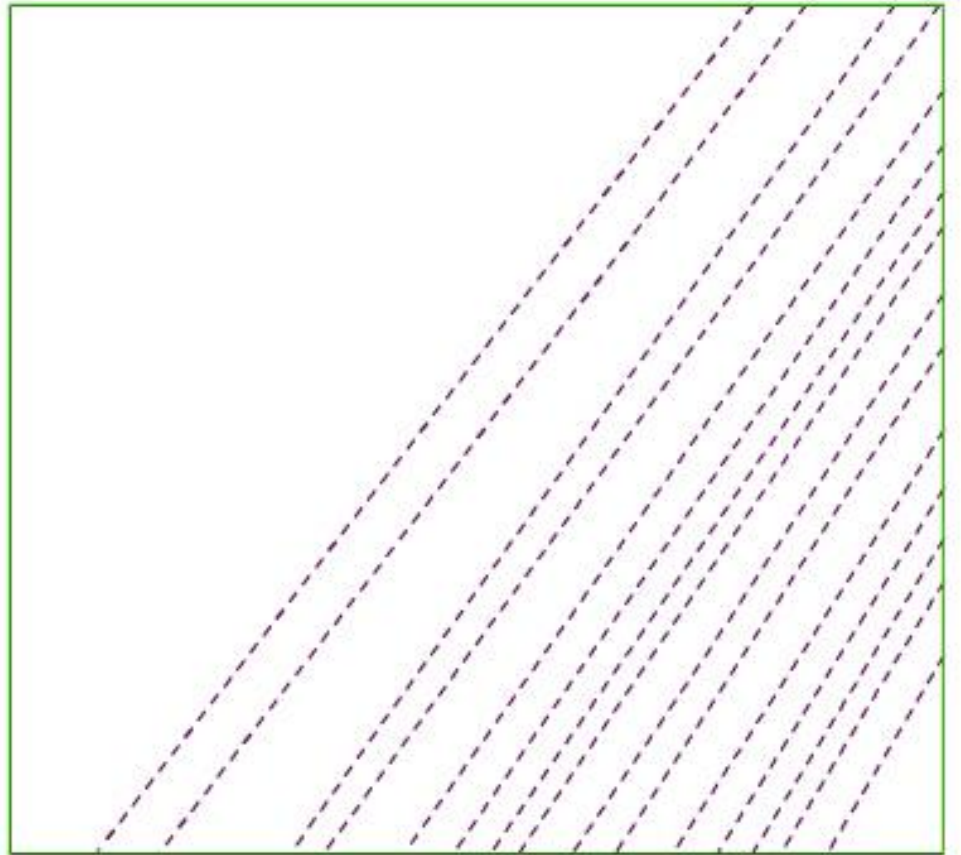


Diagramas aerológicos

Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo

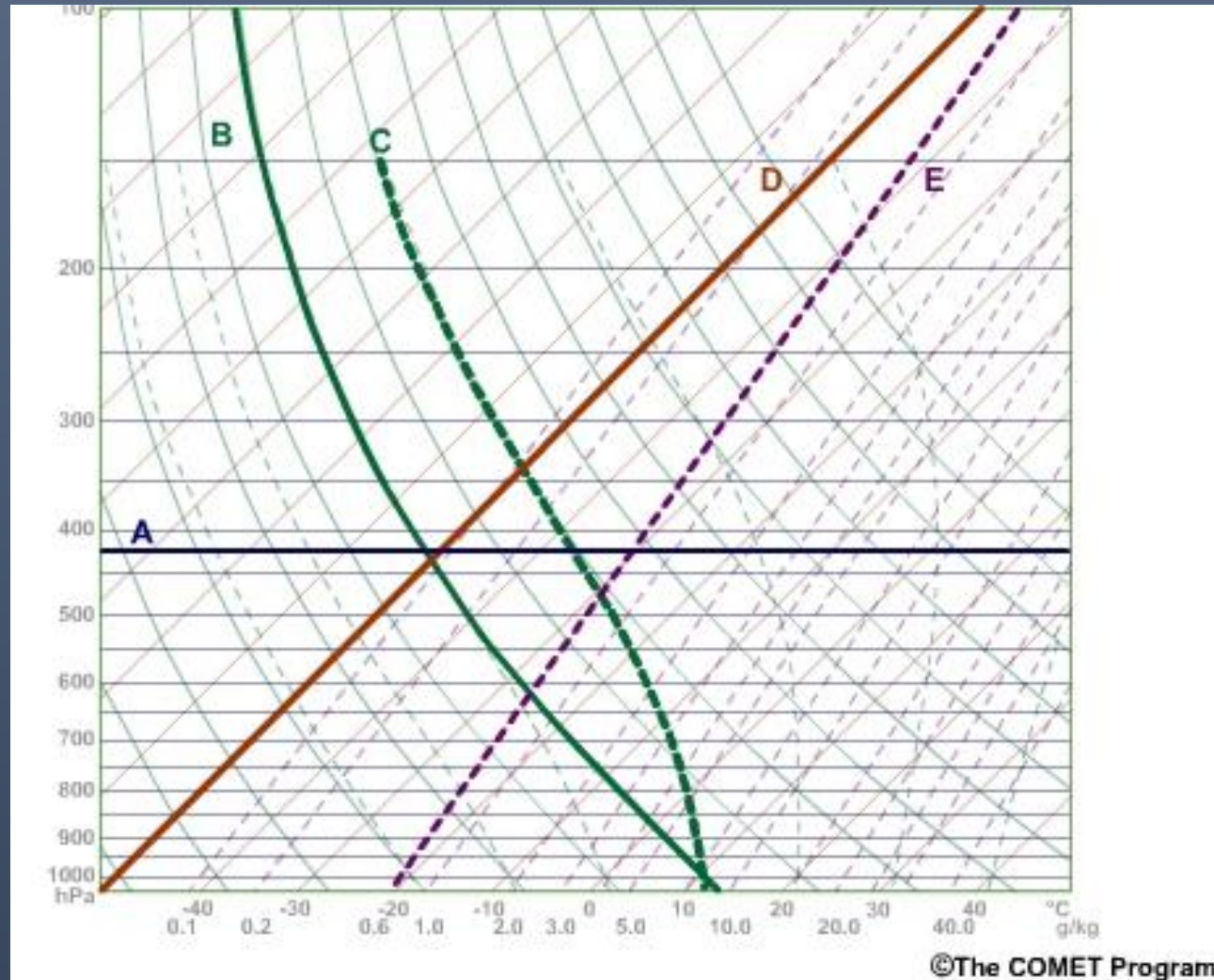
✓ Equisaturadas

Líneas de razón de mezcla de saturación



Diagramas aerológicos

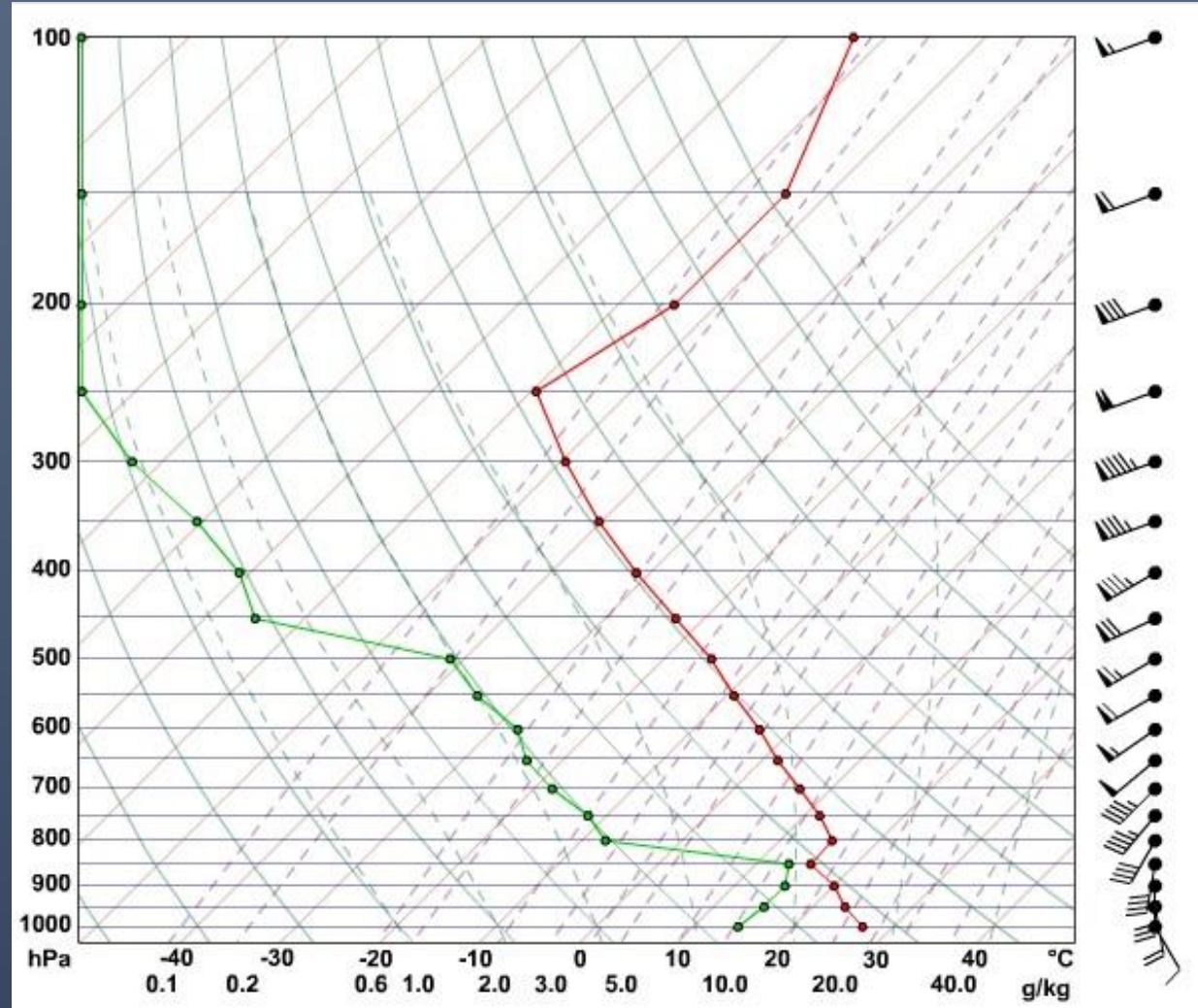
Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo



Diagramas aerológicos

Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo

- ✓ Líneas fundamentales
- ✓ Curva de T
- ✓ Curva de Td

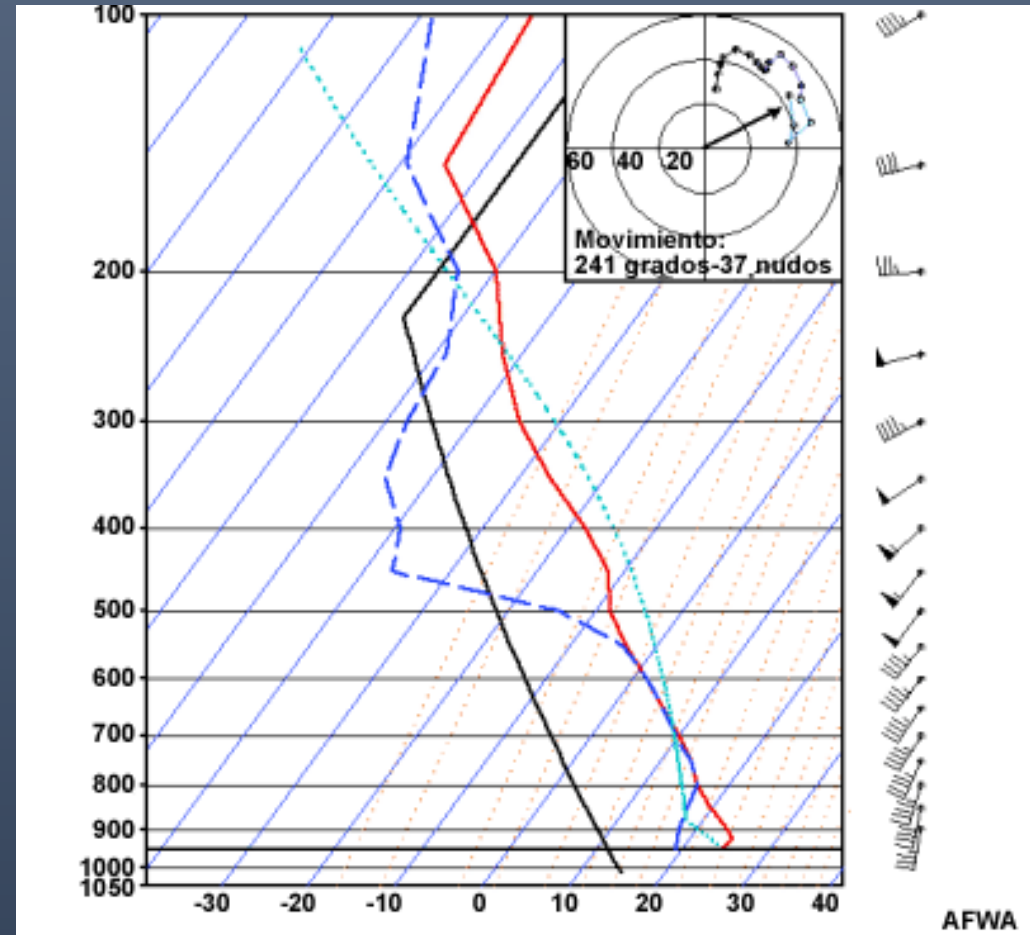
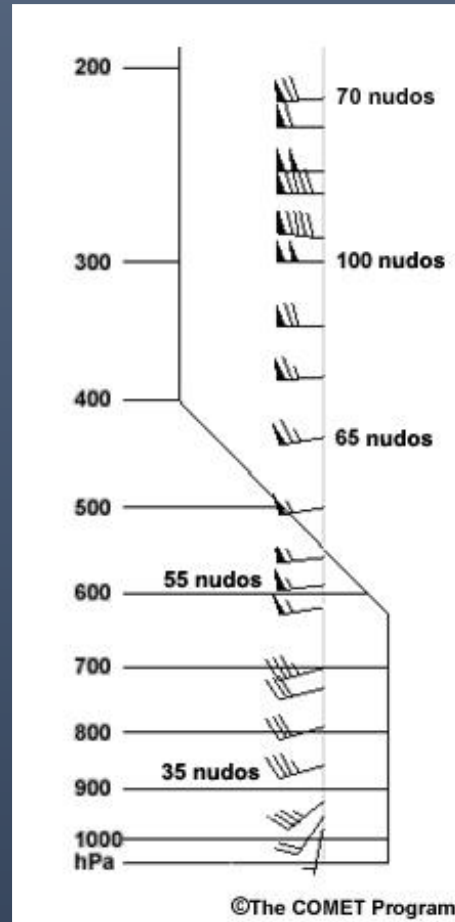


Diagramas aerológicos

Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo

✓ Representación del viento

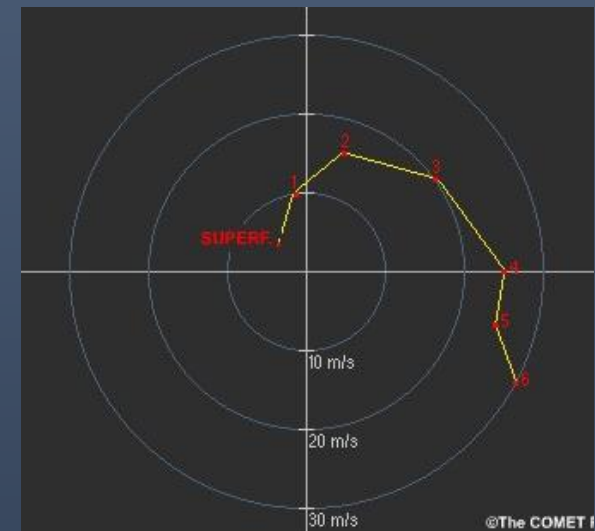
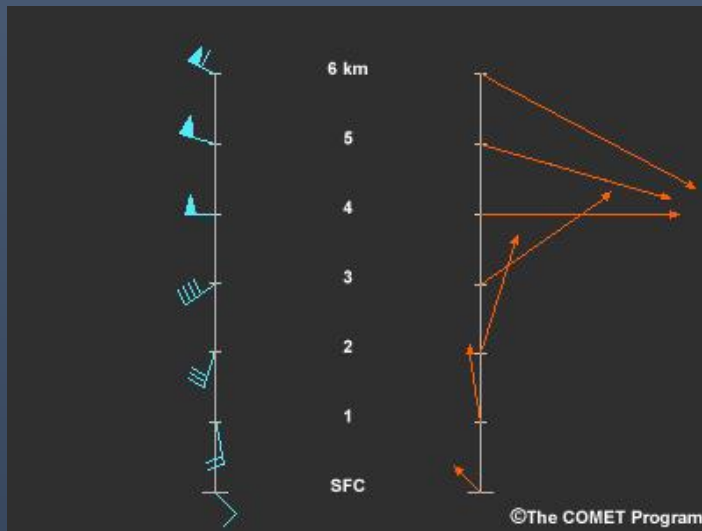
En el hemisferio sur las barbas se representan a la derecha del viento



Diagramas aerológicos

Líneas fundamentales en el diagrama oblicuo

- ✓ La hodógrafa.
- ✓ Útil para representar la cizalladura (como se verá más adelante)
- ✓ La longitud del vector representa la velocidad.
- ✓ No suelen incluirse los vectores, simplemente la línea que une los extremos



Diagramas aerológicos

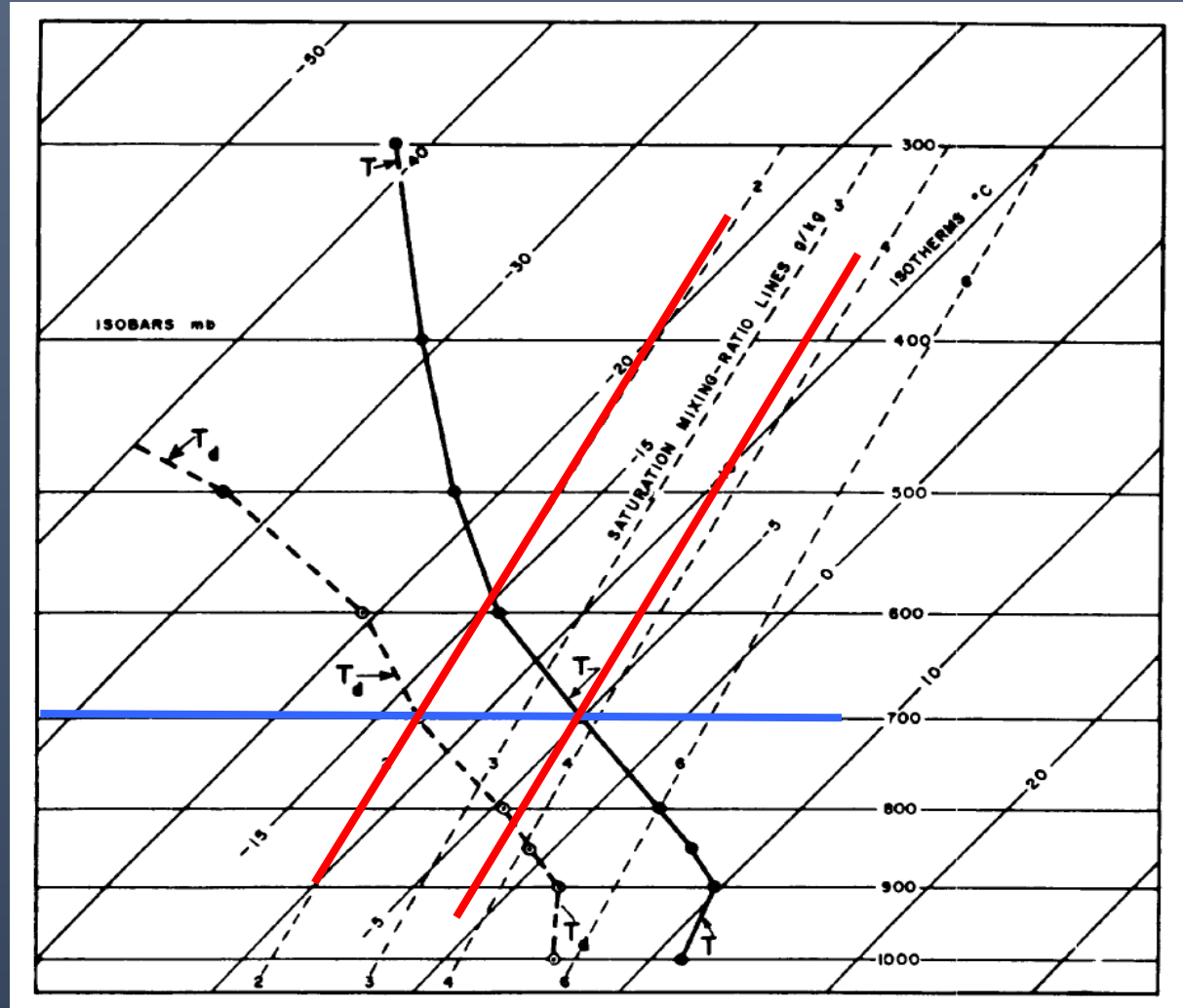
Determinación de magnitudes derivadas

✓ Razón de mezcla m :

- Valor de la equisaturada que corta a la curva de T_d
- En 700 hPa, $m=2\text{g/Kg}$

✓ Razón de mezcla saturante M :

- Valor de la equisaturada que corta a la curva de T
- En 700 hPa, $M\sim 3.8\text{ g/Kg}$



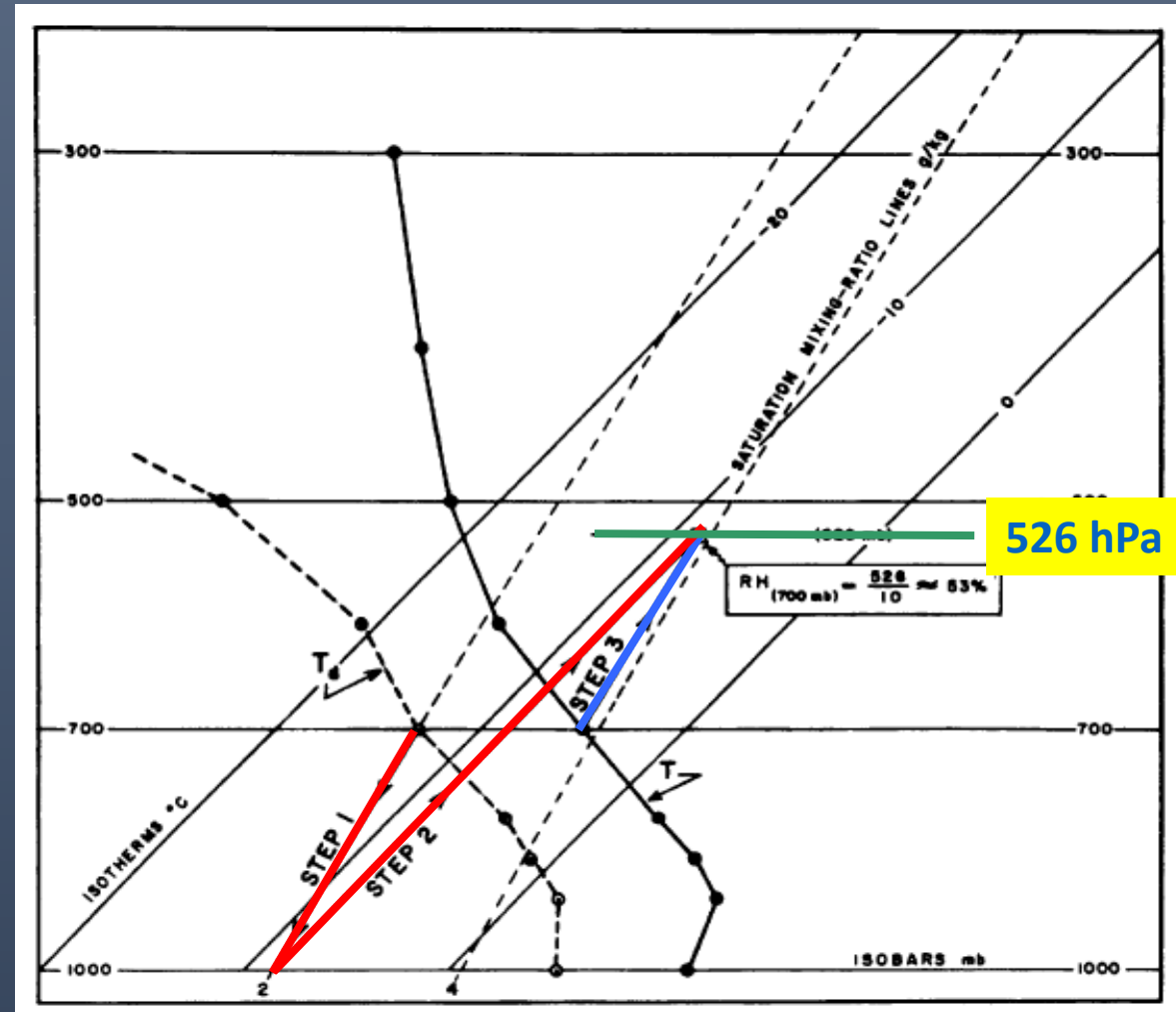
Determinación de magnitudes derivadas

Humedad relativa (1ª forma)

- $HR = 100 \frac{m}{M} = 53\%$

Humedad relativa (2ª forma)

- A: Desde la curva Td, descender por la equisaturada hasta 1000 hPa para volver a ascender por la isoterma.
- B: Desde la curva T, ascender por la equisaturada
- El valor de la isobara en el corte AB dividido por 10 es la humedad relativa



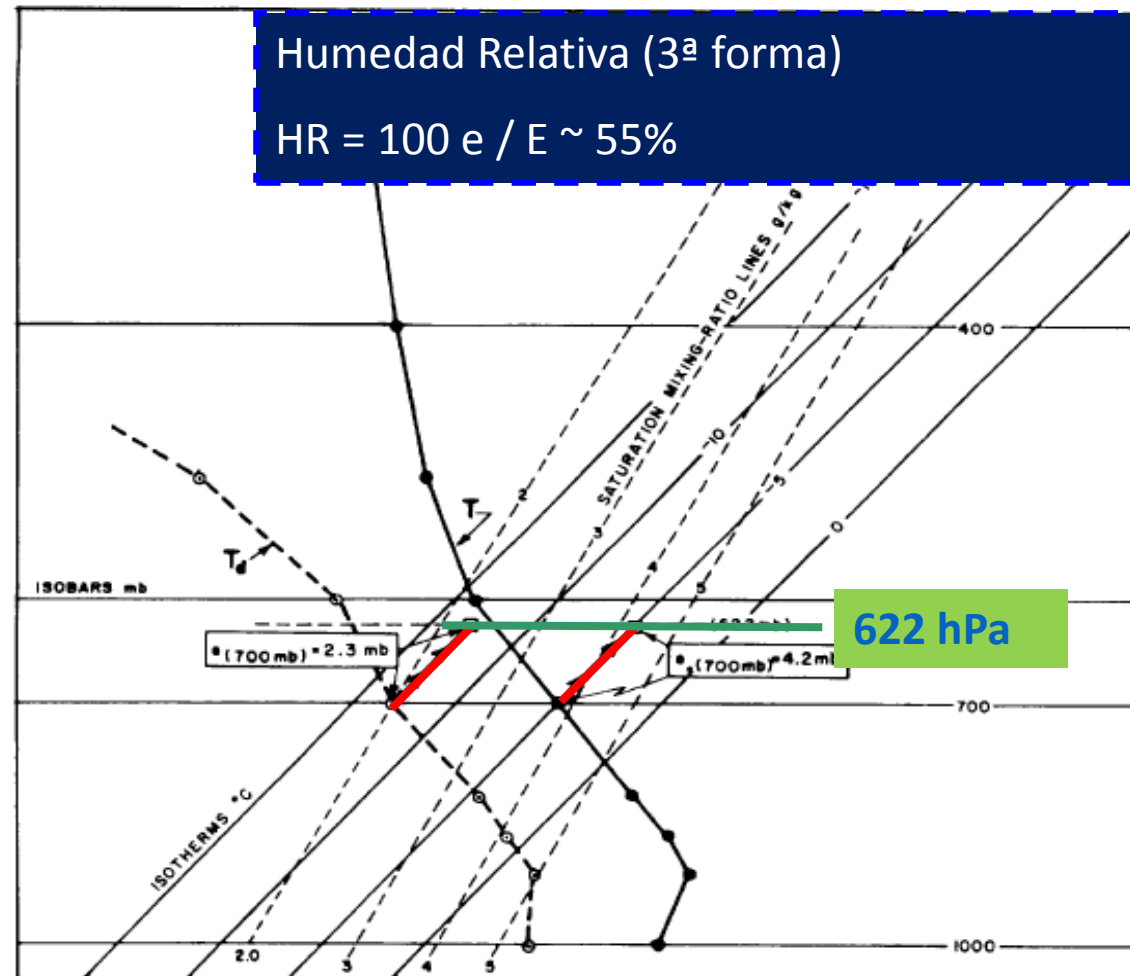
Determinación de magnitudes derivadas

Tensión de vapor e

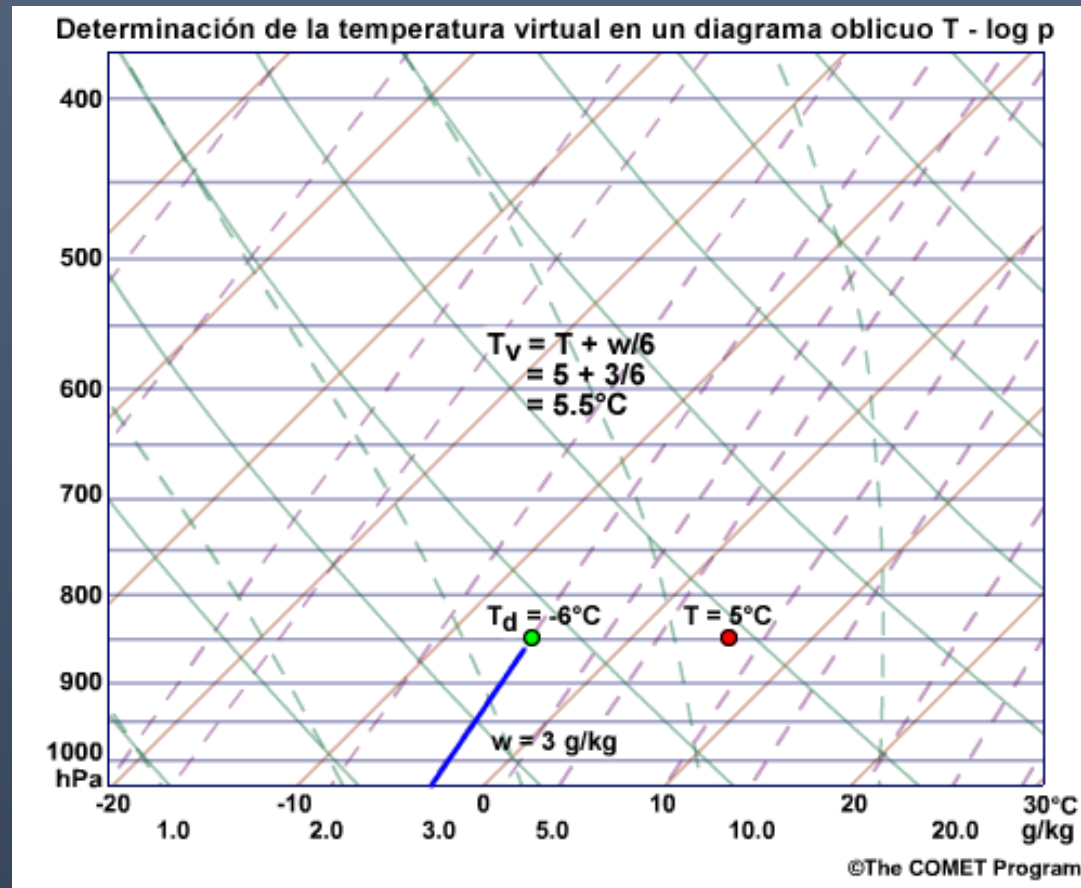
- Desde T_d , seguir la isoterma hasta la isobara 622 hPa.
- El valor de la equisaturada en el corte es la tensión de vapor en hPa
- $e \sim 2.3$ hPa

Tensión de vapor saturante E

- Desde T , seguir la isoterma hasta la isobara 622 hPa.
- El valor de la equisaturada en el corte es la tensión de vapor saturante en hPa
- $E \sim 4.2$ hPa

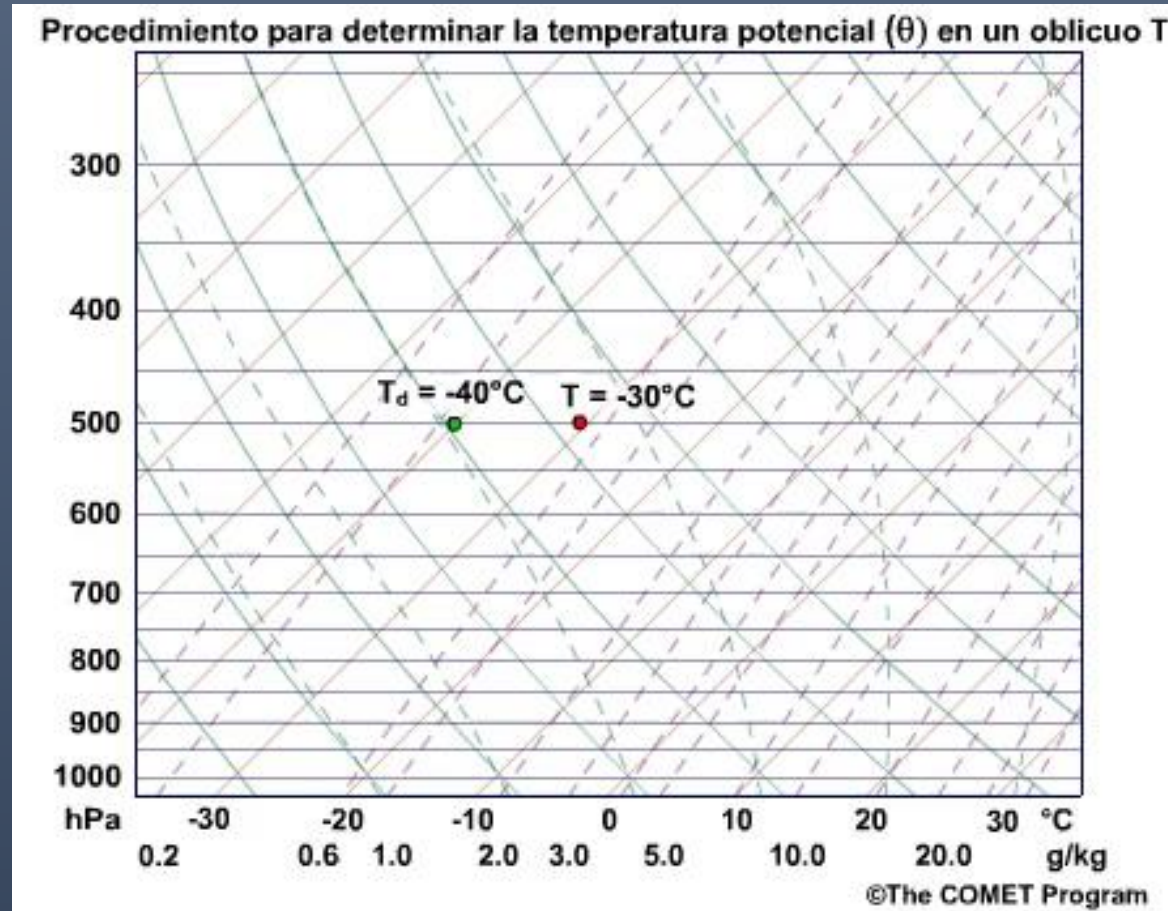


- Temperatura virtual (T_v): Temperatura que tendría el aire seco a igual presión que una muestra de aire húmedo, de modo que su densidad sea la misma que la de la muestra.
 $T + (w / 6)$
- Para cálculos de flotabilidad, es importante utilizar T_v en lugar de T , especialmente en situaciones con elevado contenido de humedad (p.e. atmósferas tropicales).

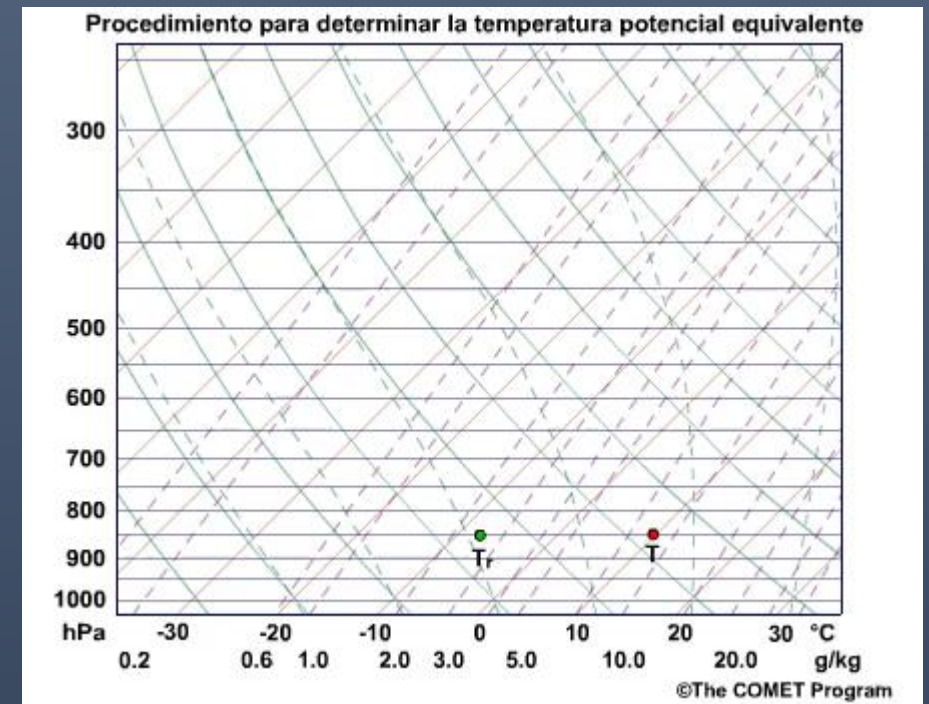
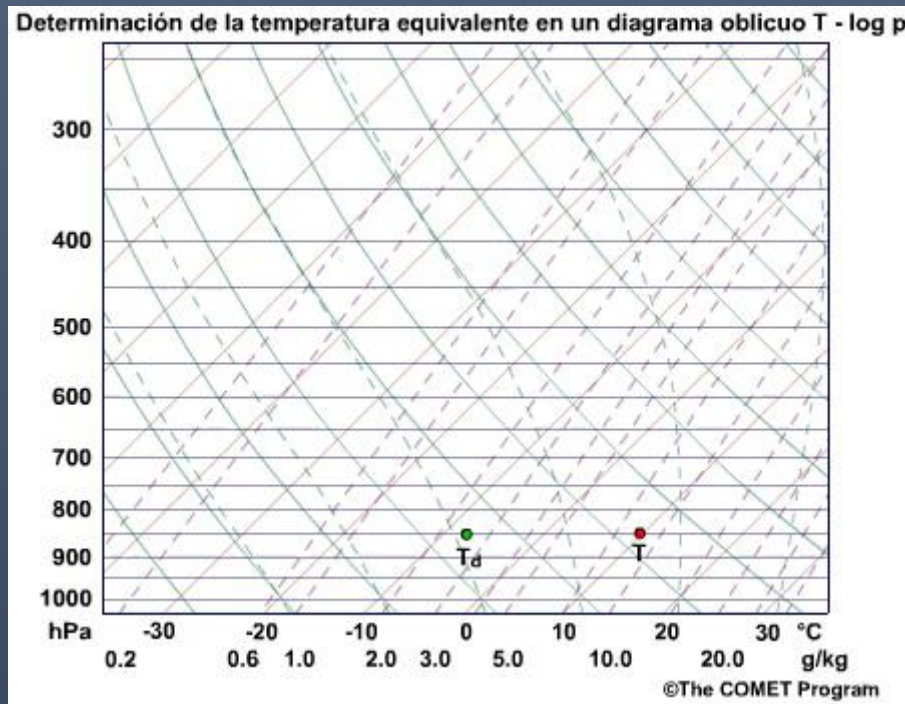


Temperatura potencial

Temperatura que toma una muestra de aire al llevarla por vía adiabática reversible a una presión convencional de referencia (1000 hPa)

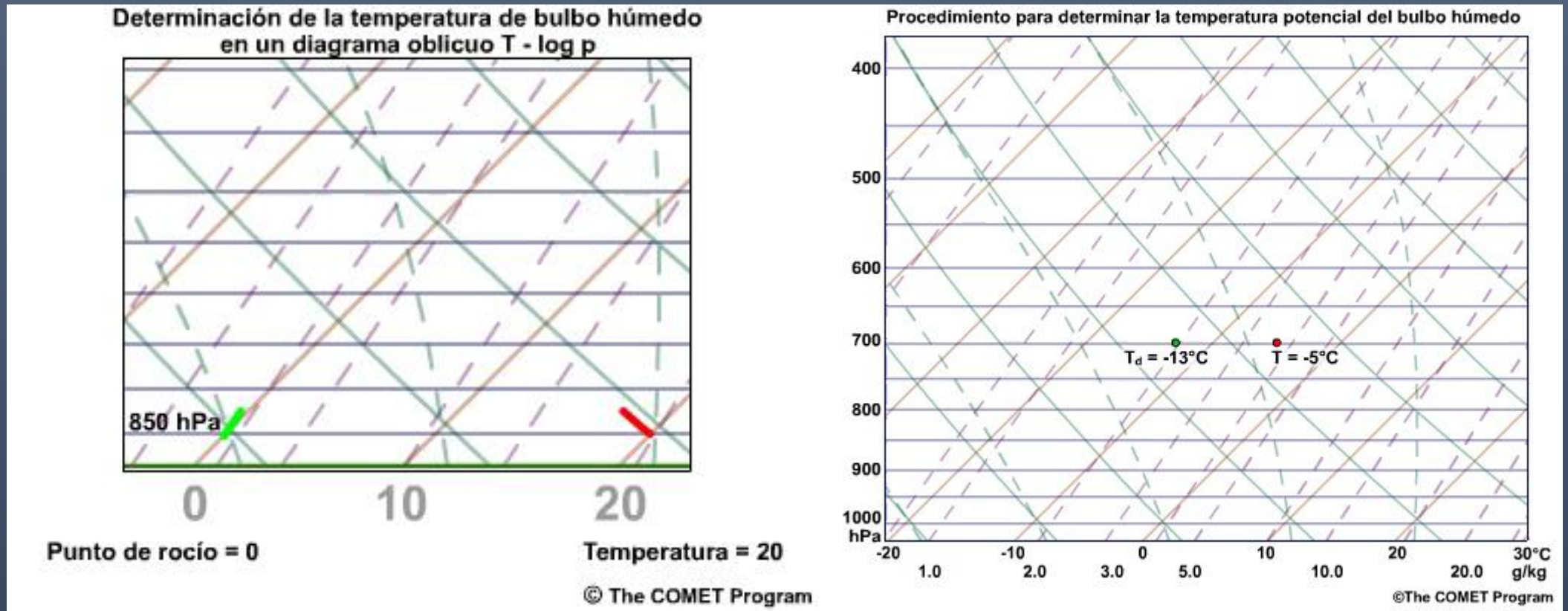


- Temperatura equivalente (T_e)
 - Temperatura que tomaría una muestra de aire si todo el vapor de agua que contiene se condensa a presión constante y el calor liberado es absorbido por la muestra.



Temperatura de termómetro húmedo (T_{wb})

Temperatura que tomaría una muestra de aire si en su seno se evapora agua líquida a expensas de calor extraído de la muestra de aire.



• Inestabilidad absoluta

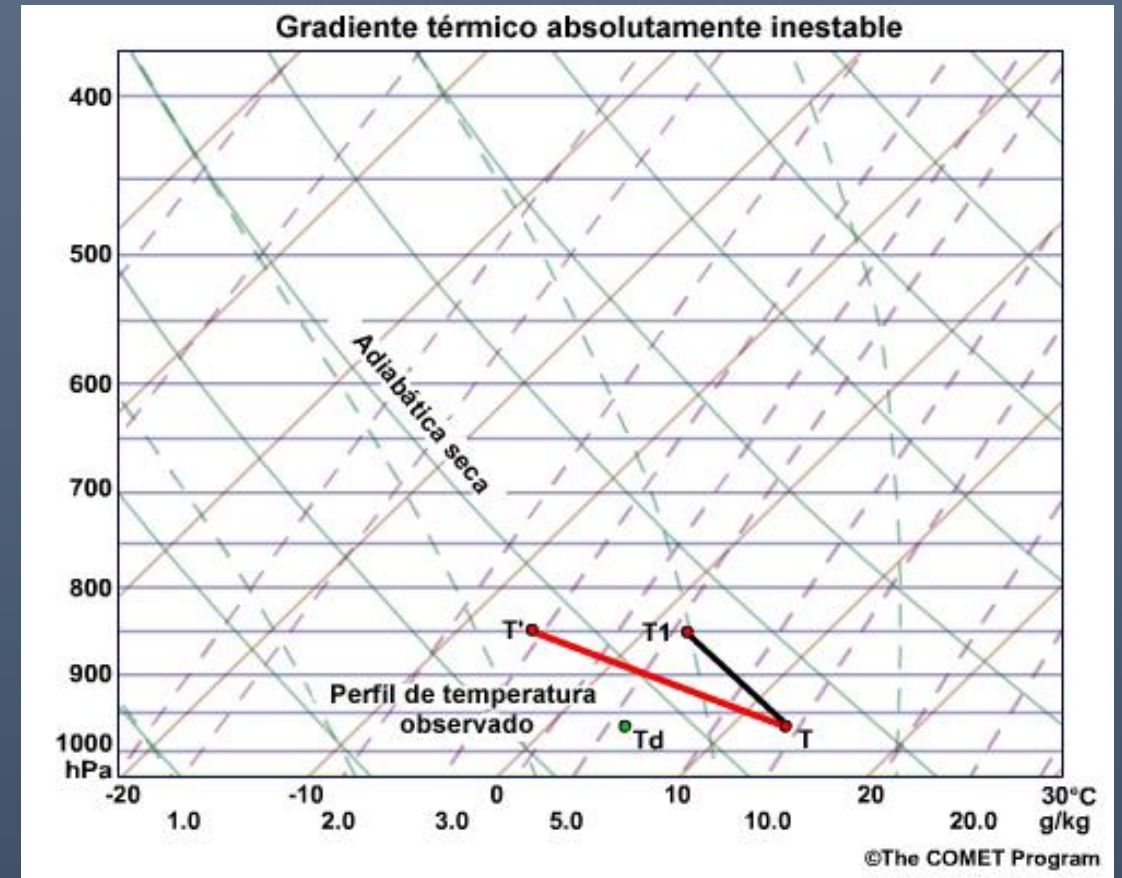
- Se da cuando una burbuja que se asciende (desciende) adiabáticamente adquiere una densidad menor (mayor) que la del entorno independientemente de su contenido de humedad
- La condición para que ocurra es que el entorno tenga un gradiente superadiabático
- Es difícil que el gradiente superadiabático sea sostenido, ya que se desencadena turbulencia que hace que el perfil sea muy próximo a la adiabática

• Criterio de la temperatura

- Inestabilidad absoluta si gradiente térmico del entorno ($-dT/dz$) es superior al de las adiabáticas secas:
 $-dT/dz > \gamma_d$

• Criterio de la temperatura potencial

- Inestabilidad absoluta si temperatura potencial disminuye con la altura
 $d\theta/dz < 0$

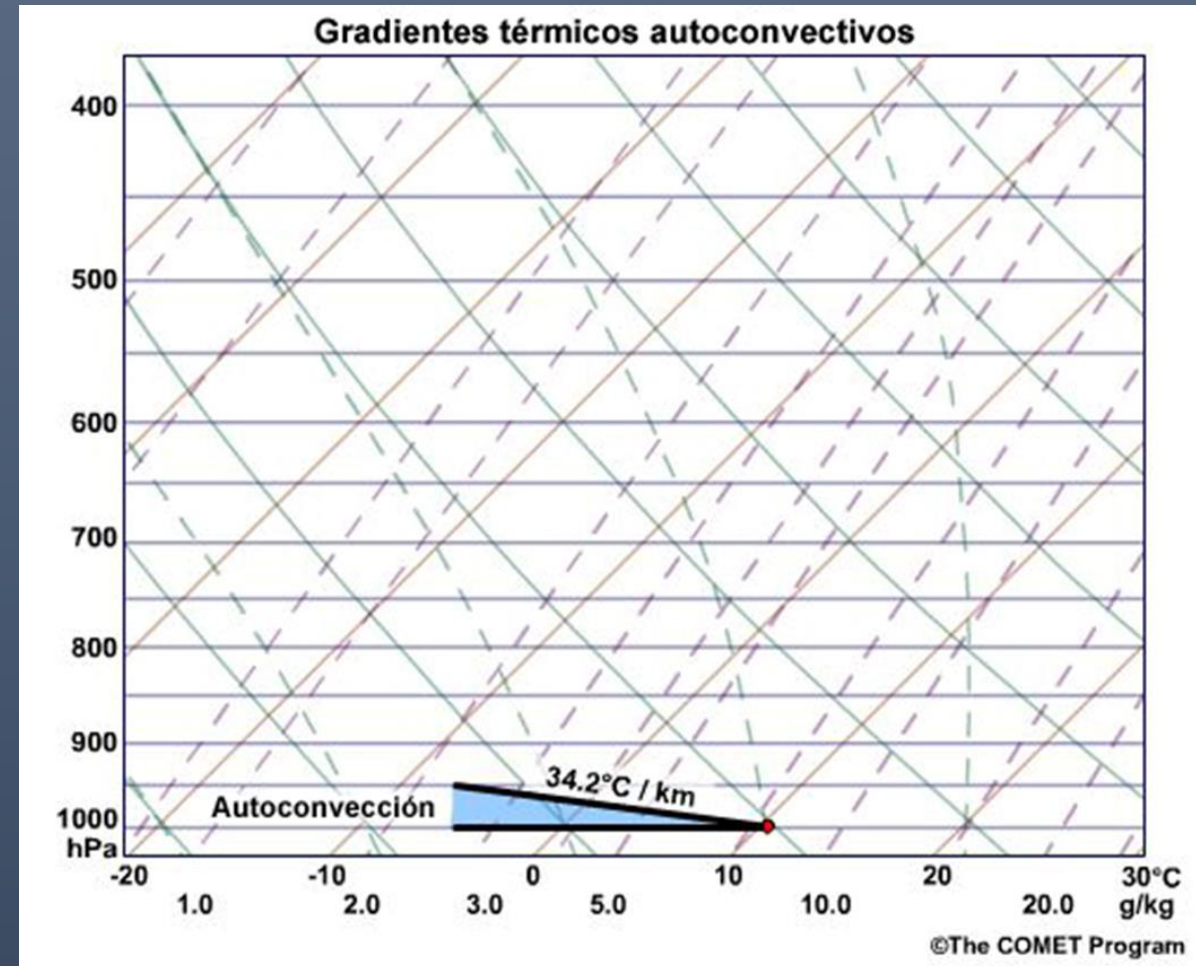


Mayor precisión con temperaturas virtuales:

$$T_v \cong T (1+0.61r)$$

$$\theta_v \cong \theta (1+0.61r) \text{ (no condensación)}$$

- Régimen autoconvectivo
 - Caso particular de la inestabilidad absoluta
 - La densidad del aire aumenta con la altitud (en valor absoluto, sin considerar la expansión adiabática)
 - Requiere gradientes de temperatura extremos $dT/dz > g/R \approx 34^{\circ}\text{C}/\text{Km}$
 - Únicamente apreciable en situaciones de gran calentamiento superficial (desiertos, incendios) y en una pequeña capa cercana a superficie
 - Causante de fenómenos de espejismo por refracción de la luz

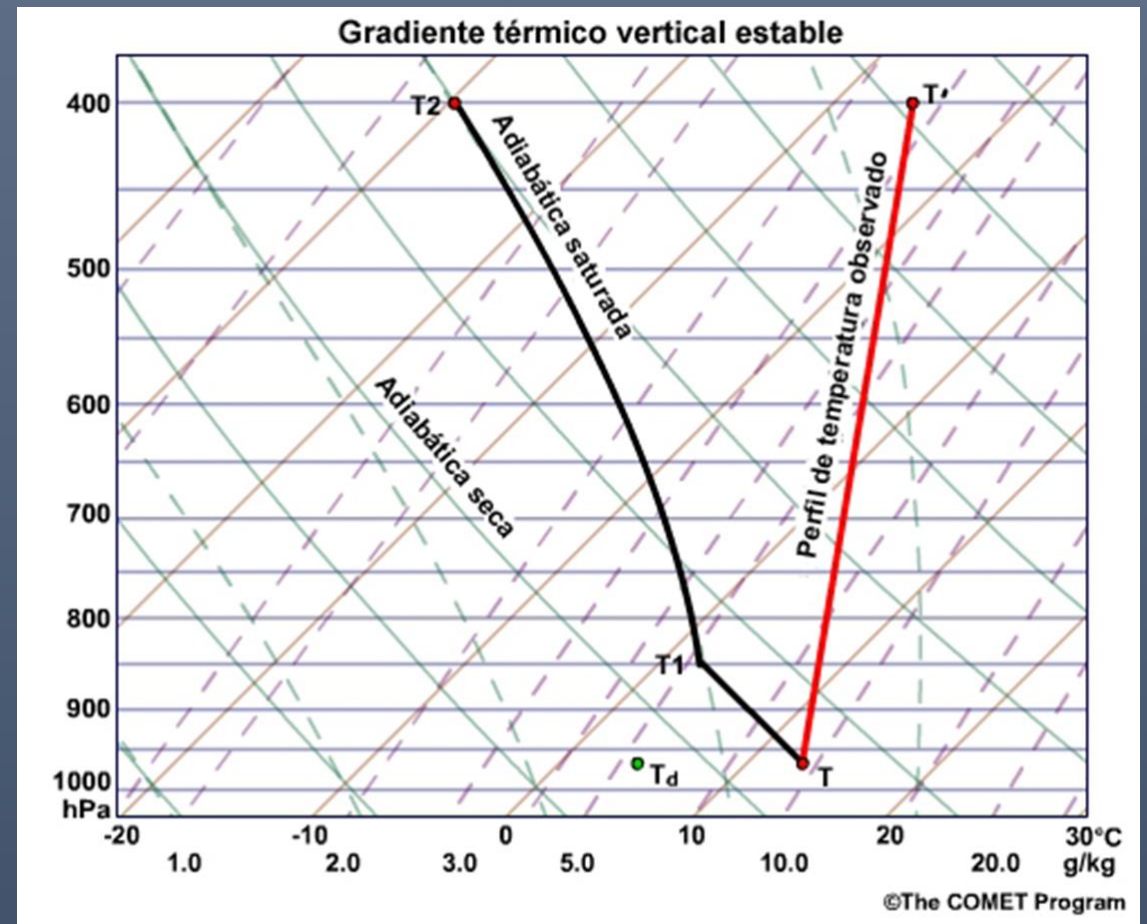


- Estabilidad absoluta

- Se da cuando una burbuja que se asciende (desciende) adiabáticamente adquiere una densidad mayor (menor) que la del entorno incluso si se produce de condensación
- La condición para que ocurra es que el entorno tenga un gradiente inferior al de las pseudoadiabáticas

- Criterio de la temperatura

- Estabilidad absoluta si gradiente térmico del entorno ($-dT/dz$) es inferior al de las pseudo-adiabáticas:
 $-dT/dz < \gamma_w$
- No es trivial introducir la corrección por temperatura virtual:
 - Para garantizar la estabilidad absoluta habría que considerar el proceso con saturación (caso más desfavorable), y en este caso hay que tener en cuenta el contenido de agua líquida en cálculo de T_v .



- Criterio de la temperatura potencial

- No es tan evidente como en el caso de la inestabilidad absoluta
- Estabilidad absoluta si temperatura potencial equivalente saturada aumenta (adiabáticas saturadas) con la altura $d\theta_{es}/dz > 0$
- θ_{es} es función de la temperatura únicamente

• Inestabilidad condicional

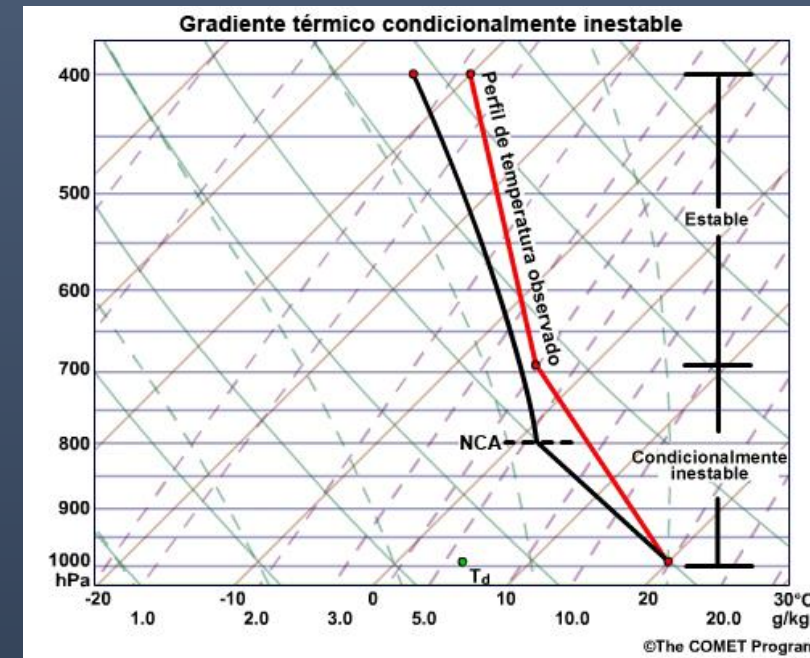
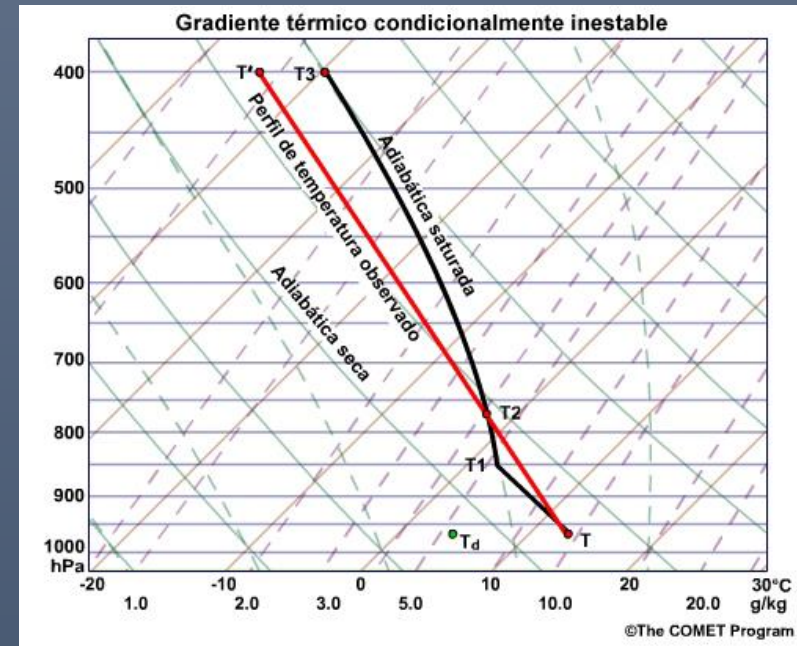
- La clasificación en estable o inestable depende del contenido de humedad del aire:
 - Estable para ascensos o descensos no saturados
 - Inestable si se produce saturación (inmediatamente) en el ascenso
- Se determina inestabilidad condicional cuando el gradiente térmico se encuentra entre el adiabático y el pseudo-adiabático
- Es el caso más interesante y requiere análisis más profundo.

Criterio: si la temperatura potencial equivalente saturada disminuye con la altura se tendrá inestabilidad condicional

$$d\theta_{es}/dz < 0 \rightarrow \text{inestabilidad condicional}$$

Inestabilidad latente: efectiva/falsa

Caso estable

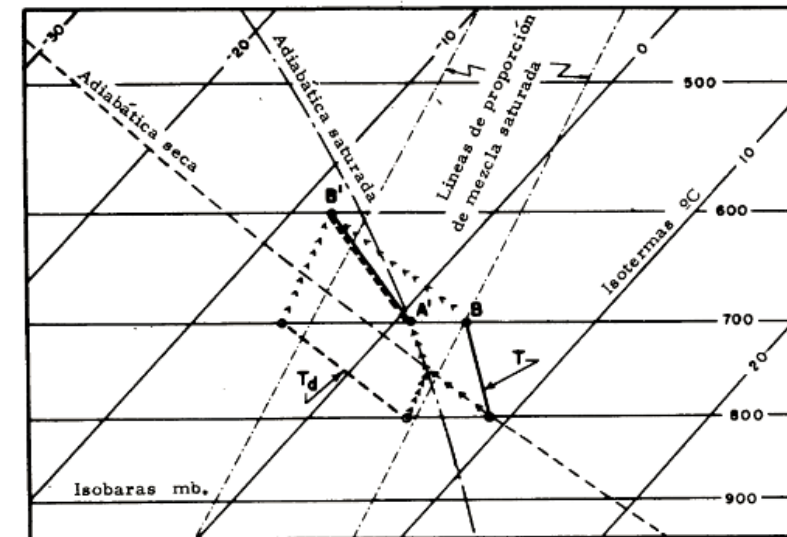
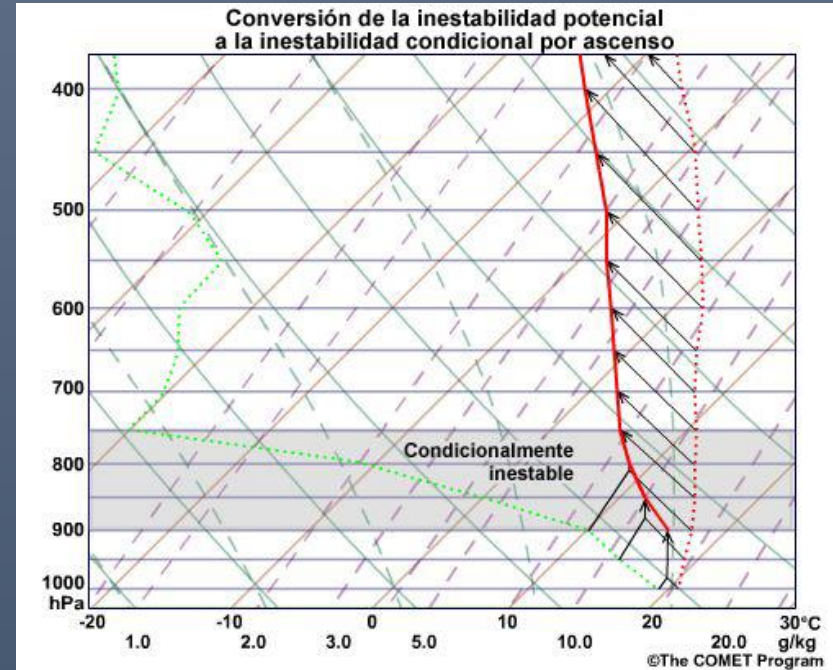


- Inestabilidad latente
 - Se precisa un desplazamiento (ascenso) finito para que se desencadene la inestabilidad
 - El ascenso inicial de la burbuja se produce en oposición a las fuerzas de flotabilidad, y requiere un aporte externo de energía
 - El ascenso puede ser forzado por el relieve o por deslizamiento en una superficie frontal
 - En función de la magnitud de la energía requerida en el ascenso forzado y la recuperada en el espontáneo, se puede distinguir en inestabilidad latente falsa o real
- Criterio de la temperatura potencial equivalente
 1. Comparar la temperatura potencial equivalente (θ_e) en el nivel de partida (p_i) de la burbuja con la temperatura potencial equivalente saturada (θ_{es}) en los niveles superiores
 2. Si en algún nivel superior p se verifica
$$\theta_{es}(p) \leq \theta_e(p_i)$$
entonces hay inestabilidad latente

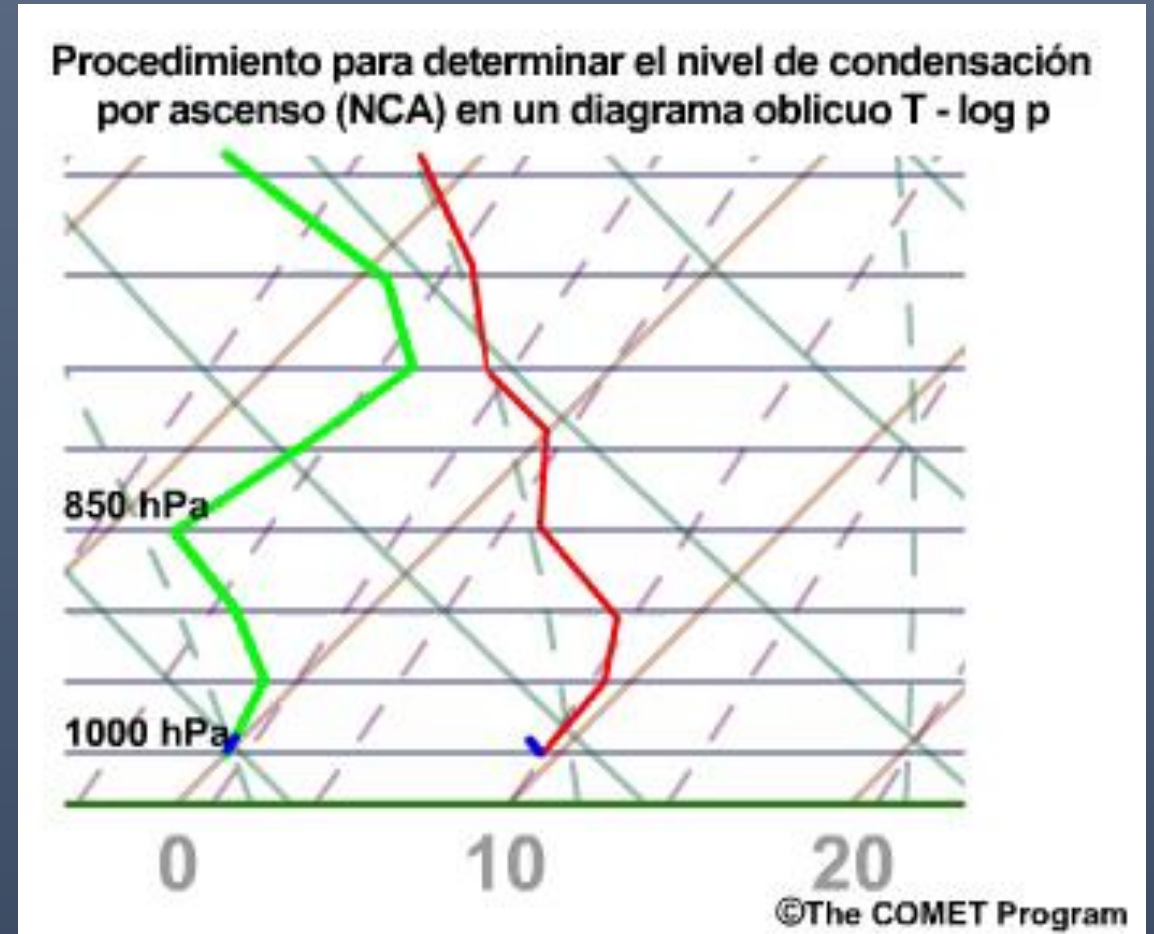
- Inestabilidad potencial

- Relacionada con el ascenso vertical de estratos completos de atmósfera
- Dado un perfil inicialmente estable, es posible que se inestabilice en el ascenso si la evolución de la base y la cima del estrato sigue un gradiente diferente (saturado en base y seco en cima)
- La inestabilización del estrato depende del perfil de concentración de vapor de agua (húmedo en niveles bajos y seco por encima)

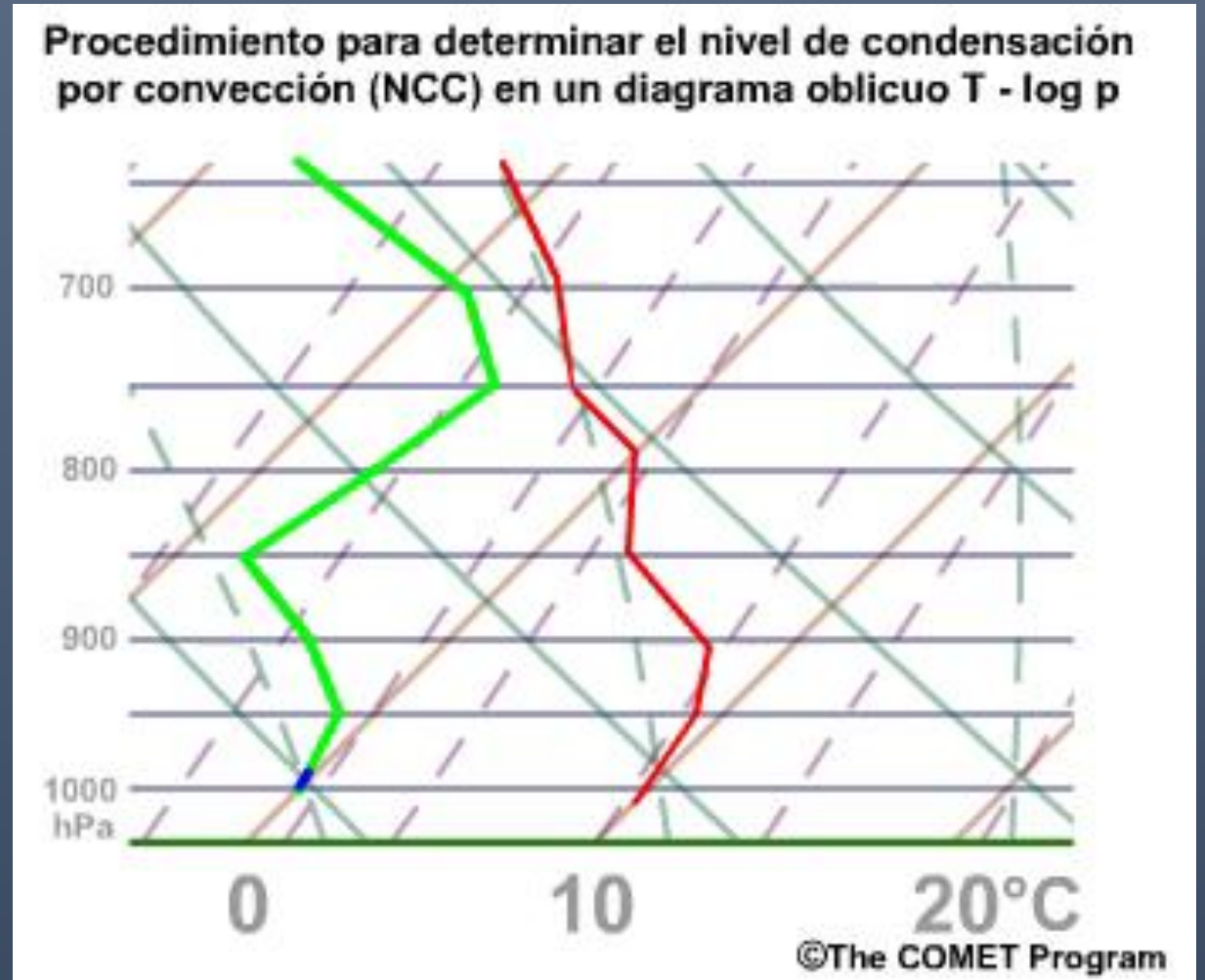
Criterio: Inestabilidad potencial si la curva de T_w tiene una pendiente mayor que la pseudo-adiabática



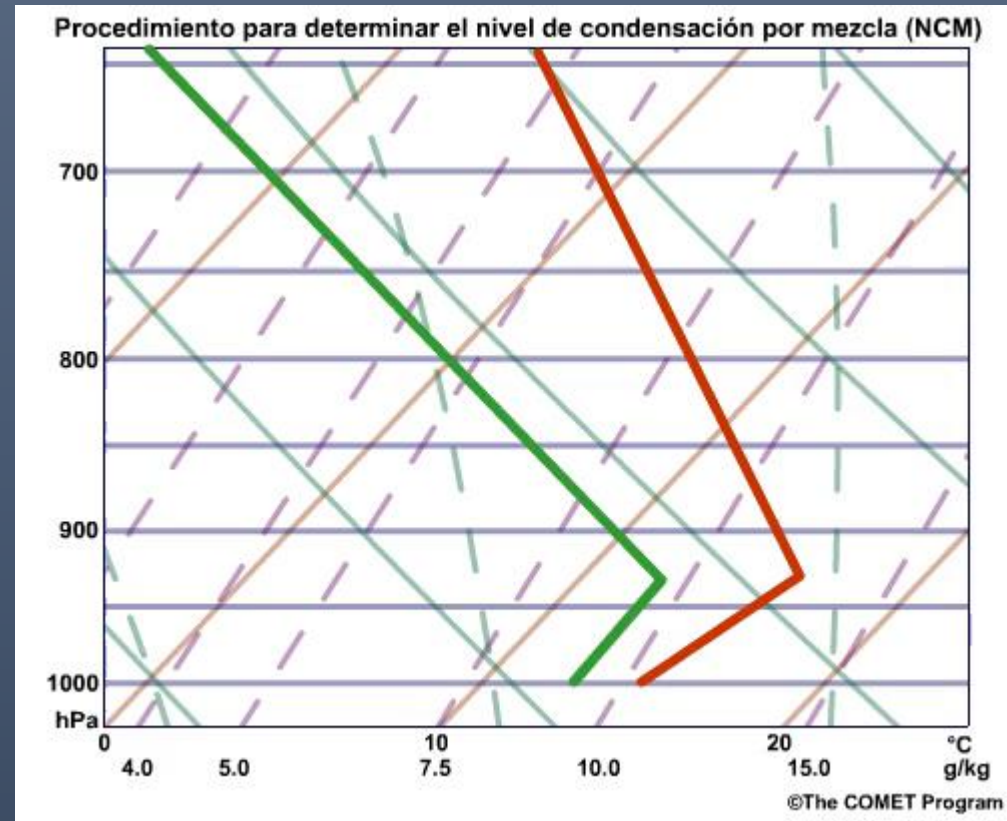
- Nivel de condensación por ascenso (NCA) alias LCL (lifted condensation level)
- Nivel en el que una masa de aire alcanza la saturación por ascenso adiabático
- Para encontrar el NCA en diagrama, buscar la intersección de la adiabática seca (curva de T) con la equisaturada (curva de T_d) partiendo de un nivel del sondeo
- Relación con la altura de la base de las nubes



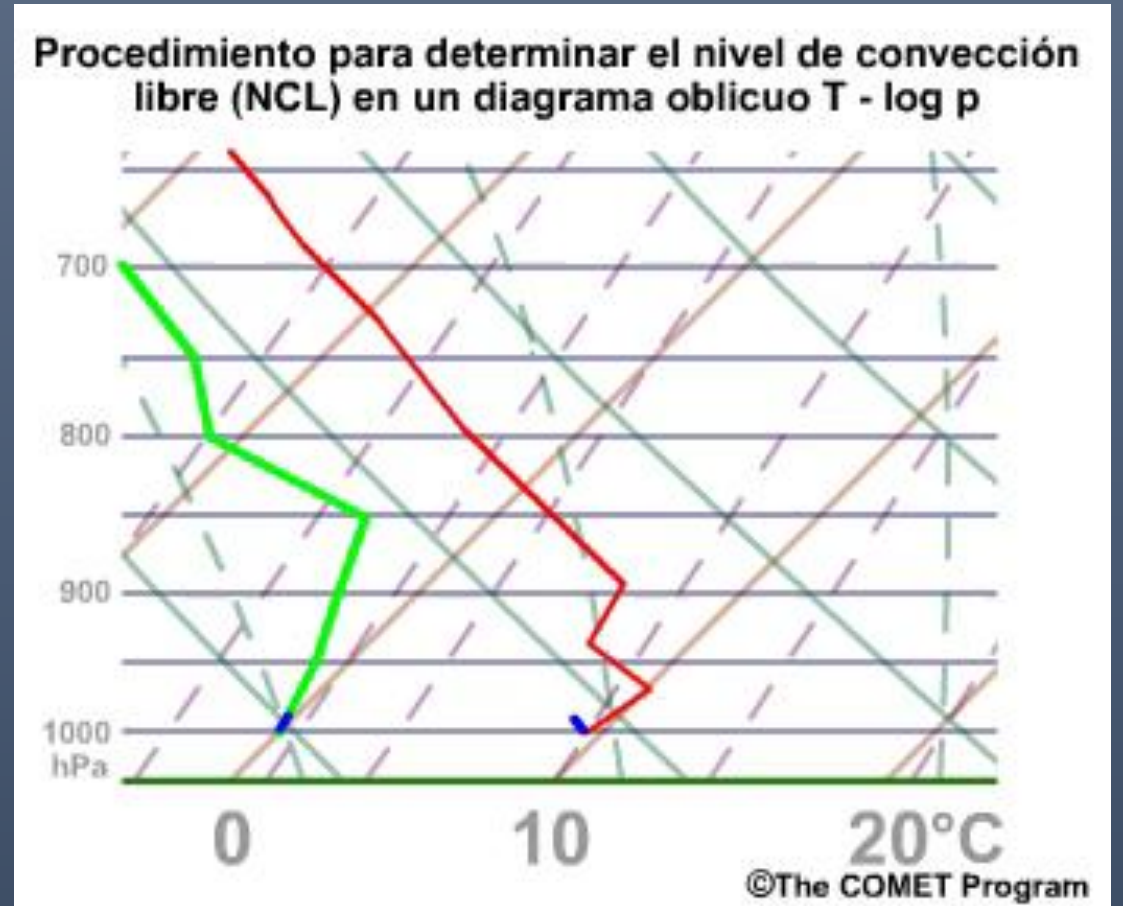
- Nivel de condensación convectivo (NCC) alias CCL (convective condensation level)
- Nivel en el cual llegaría a la saturación una masa de aire en superficie que se calienta sin modificar su contenido de vapor de agua
- El ascenso de la masa de aire se produce sin aportar ningún empuje mecánico, sino exclusivamente debido a su calentamiento
- Relacionado con la altura de la base de nubes cumuliformes en situaciones de calentamiento superficial, sin ascensos forzados



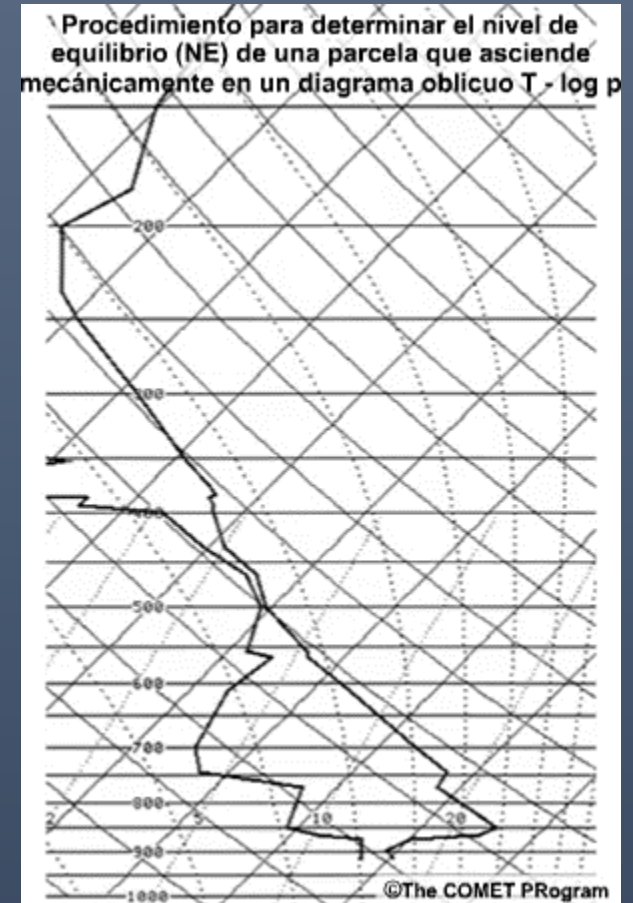
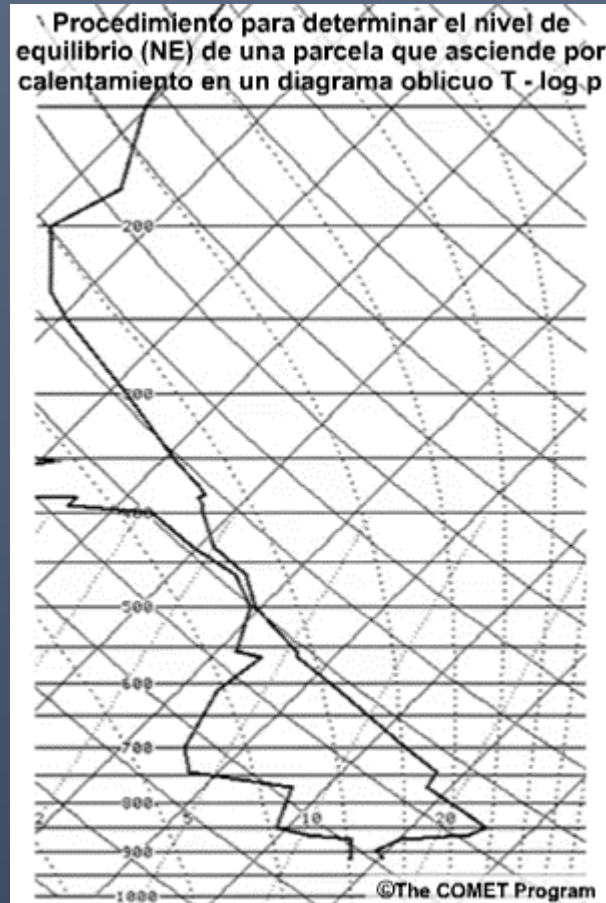
- Nivel de condensación por mezcla (NCM)
alias MCL (mixing condensation level)
 - Altura a la que se alcanza la saturación después de que se haya mezclado completamente un estrato de atmósfera (normalmente sobre la superficie)
 - Se debe estimar el espesor de la capa de mezcla
 - El NCM tiene sentido únicamente en caso de que se encuentre dentro del estrato de mezcla



- Nivel de convección libre (NCL)
 - Nivel por encima del nivel de condensación (por ascenso, mezcla o convectivo) en el cual una burbuja que llegue a él adquiere una densidad igual que la del entorno
 - Por encima del NCL el ascenso de la burbuja es espontáneo al tener esta menor densidad que el entorno
 - En el diagrama se determina mediante la intersección de la curva de evolución con la curva de estado de la temperatura



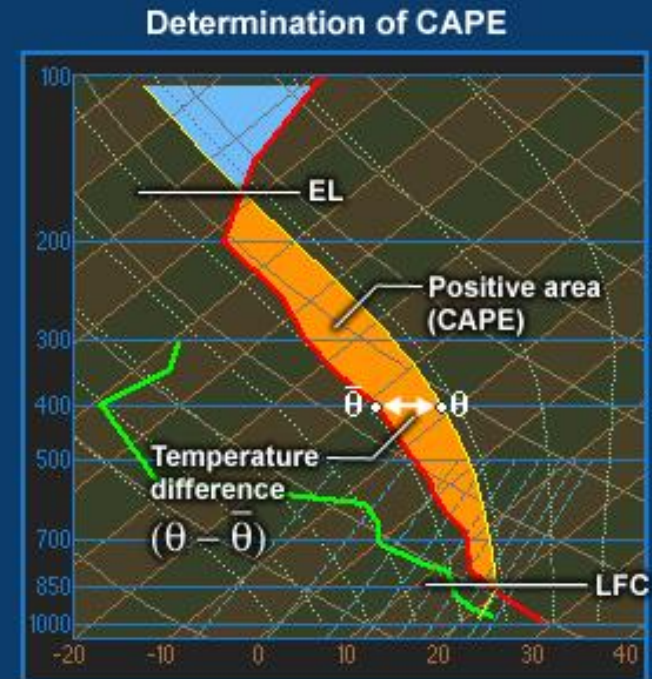
- Nivel de equilibrio
 - Nivel por encima del NCL en el que la densidad de la burbuja ascendente iguala nuevamente a la del entorno
 - En el diagrama se determina mediante la intersección de la curva de evolución con la curva de estado de la temperatura



Índices aerológicos

Energía potencial convectiva disponible (CAPE)

- ✓ El CAPE viene representado por el área comprendida entre la **curva de estado** y la **curva de evolución**, entre el **Nivel de Convección Libre (LFC)** y el **Nivel de Equilibrio (EL)**.
- ✓ Esta área indica la cantidad de energía de flotación disponible cuando la partícula se acelera en su ascenso vertical.
- ✓ El CAPE se mide en julios por kilogramo (J/Kg).
- ✓ Cuanto mayor es esta área positiva, mayor es la inestabilidad y el potencial para el desarrollo de convección profunda.



$\bar{\theta}$ Potential temperature of environment

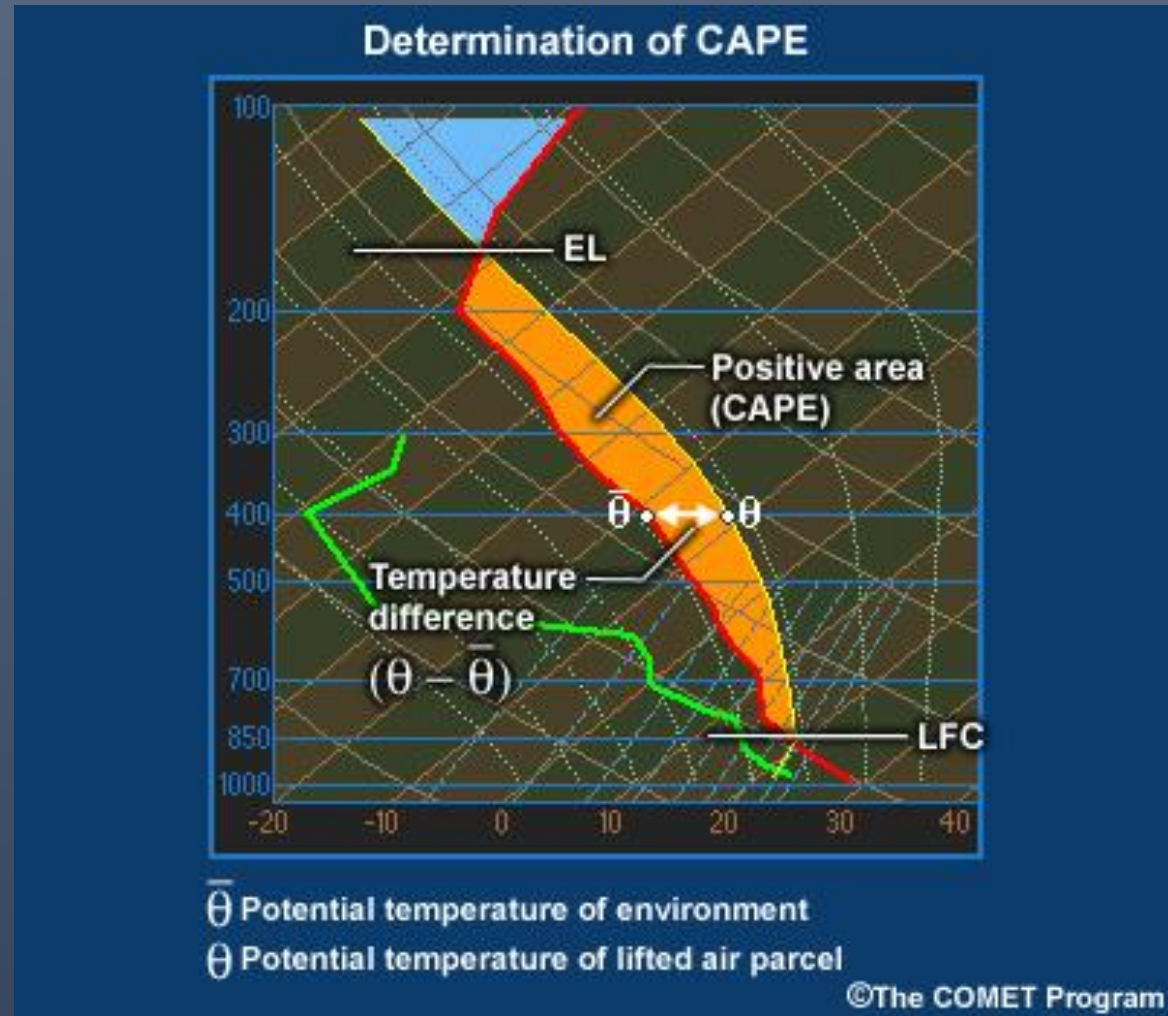
θ Potential temperature of lifted air parcel

©The COMET Program

Índices aerológicos

Energía potencial convectiva disponible (CAPE)

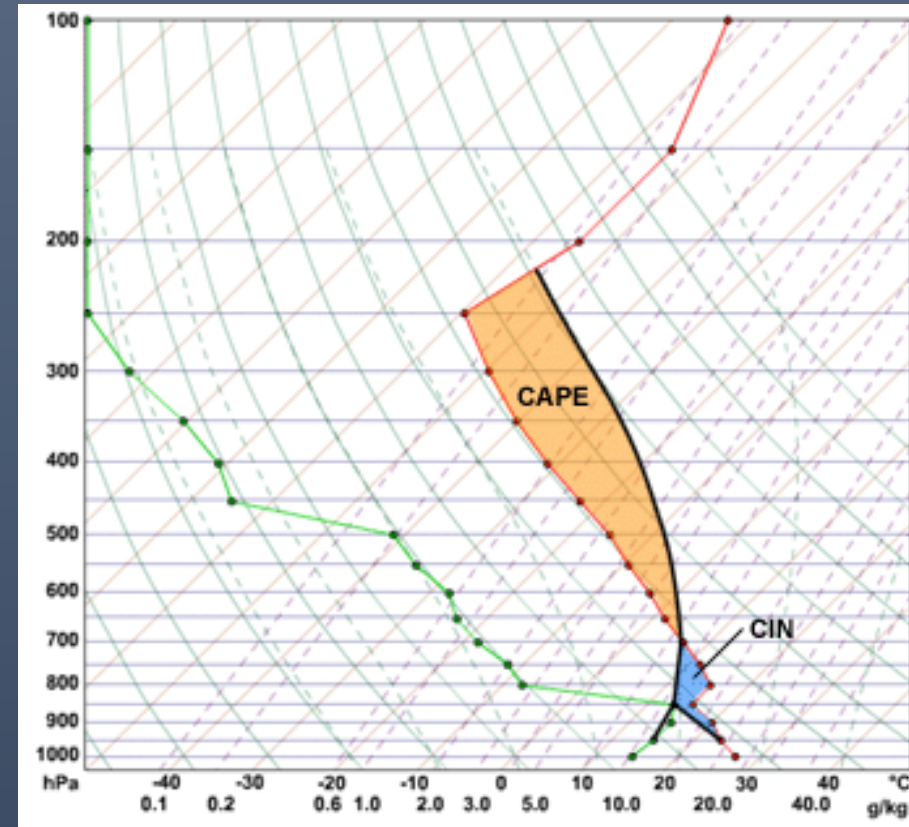
CAPE (J/Kg)	Estabilidad
0	Estable
0-1000	Ligeramente inestable
1000-2500	Inestabilidad moderada
2500-3500	Muy inestable
>3500	Extremadamente inestable



Índices aerológicos

Inhibición convectiva (CIN)

- ✓ El CIN viene representado por el área comprendida entre la curva de estado y la curva de evolución, entre un nivel de partida y el Nivel de Convección Libre (LFC).
- ✓ Esta área indica la cantidad necesaria para llevar una burbuja desde un nivel dado hasta el LFC.
- ✓ Se mide en julios por kilogramo (J/Kg)
- ✓ Cuanto mayor es esta área negativa, menor es la probabilidad de desarrollo de actividad convectiva.
- ✓ Suele ser el resultado de la existencia de una capa estable que actúa como tapadera.
- ✓ $CIN \sim 200$ J/Kg pueden inhibir la actividad convectiva.
- ✓ Si es grande y aún así se desarrollan las tormentas, éstas tienden a ser más intensas.
- ✓ La inhibición puede desaparecer por un aumento de temperatura o humedad en niveles superficiales.



Índices aerológicos

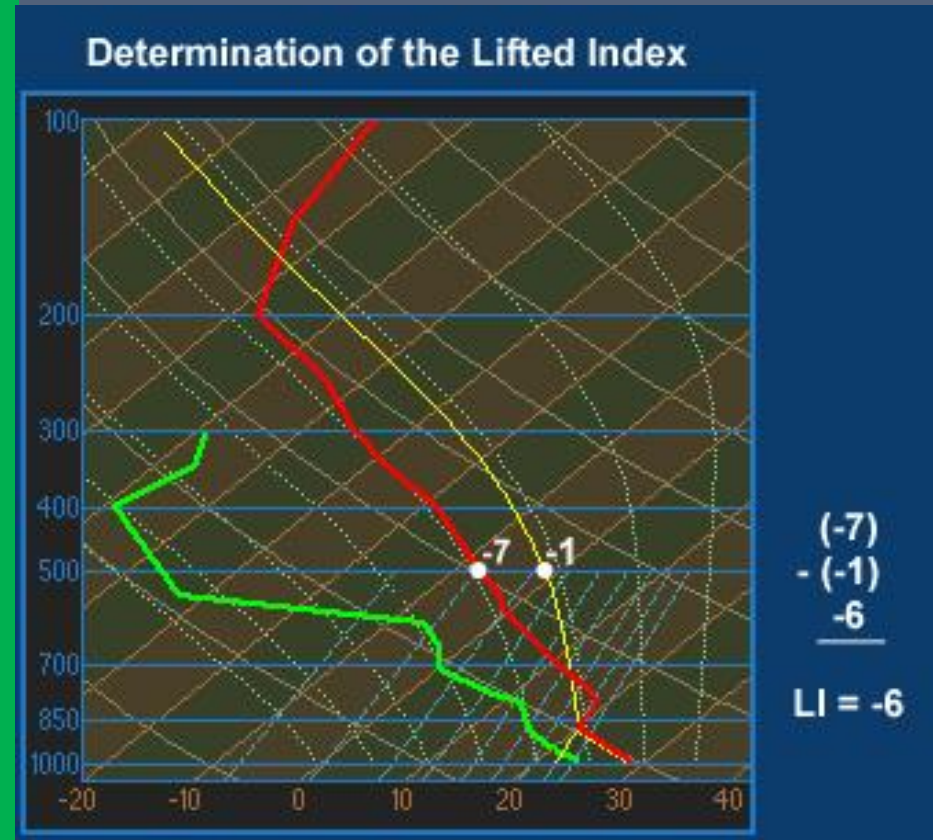
Índice *lifted* (LI)

- ✓ El LI es la diferencia entre la temperatura observada en 500 hPa y la que tendría en ese mismo nivel una burbuja elevada desde superficie (promedio de 100 hPa sobre el suelo).
- ✓ Cuanto más negativo es el LI, más inestable es el entorno.
- ✓ Requiere cierta 'calibración' regional.
- ✓ En la mitad oriental de Norteamérica se observa la siguiente correlación:

LI	Potencial de "tiempo severo"
-2	Débil
-3 a -5	Moderado
Menor que -6	Fuerte

- ✓ Sin embargo, en zonas montañosas los valores del LI han de ser más negativos.
- ✓ No puede usarse de forma única para evaluar el potencial convectivo.

$$LI = T_{500} - T'_{500}$$



Útil también su cálculo al nivel de 700 hPa

Índices aerológicos

Índice *lifted* (LI)

Puntos fuertes

- ✓ Fácil de calcular.
- ✓ Con frecuencia es útil para diagnosticar inestabilidad ambiental.

Limitaciones

- ✓ Solo tiene en cuenta temperatura y humedad en la capa límite y temperatura en 500 hPa.
- ✓ Puede pasar por alto inversiones y capas secas.
- ✓ No tiene en cuenta la cizalladura del viento y puede infraestimar el potencial de convección.

Índices aerológicos

Índice de estabilidad de Showalter (SSI)

✓ El SSI es la diferencia entre la temperatura observada en 500 hPa y la que tendría en ese mismo nivel una burbuja elevada desde 850 hPa

✓ Cuanto más negativo es el SSI, más inestable es el entorno.

✓ Requiere cierta 'calibración' regional.

✓ En la mitad oriental de Norteamérica se observa:

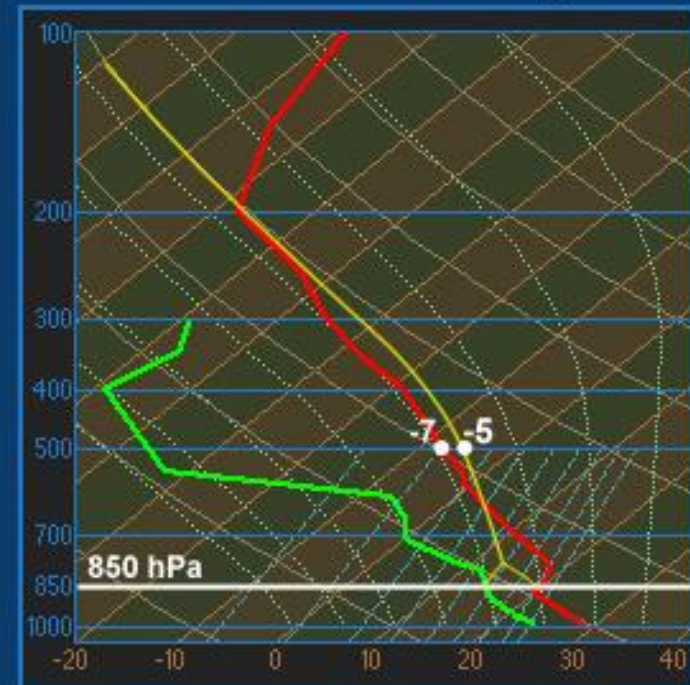
SSI	Potencial de "tiempo severo"
+3 a +1	Chubascos
+1 a -2	Tormentas
-3 a -6	Tormentas fuertes
Menor que -6	Posibilidad tornados

✓ En zonas montañosas los valores del SSI han de ser más negativos.

✓ No puede usarse de forma única para evaluar el potencial convectivo.

$$SSI = T_{500} - T'_{500_desde_850}$$

Determination of Showalter Stability Index (SSI)



Índices aerológicos

Índice de estabilidad de Showalter (SSI)

Puntos fuertes

- ✓ Fácil de calcular.
- ✓ Con frecuencia es útil para diagnosticar inestabilidad ambiental.

Limitaciones

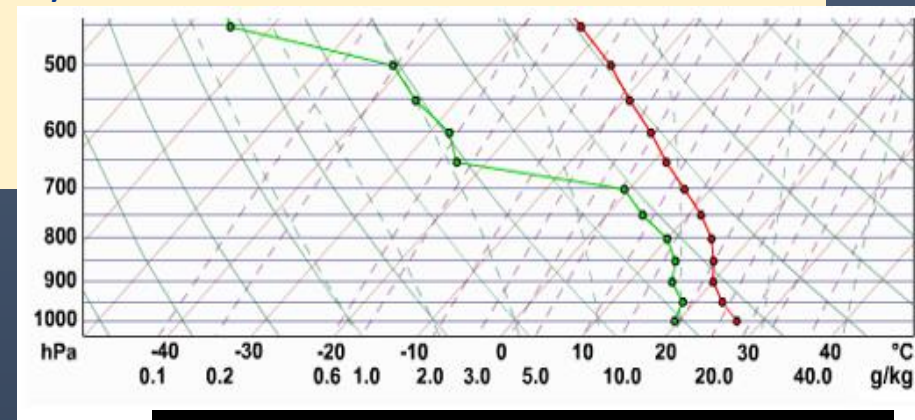
- ✓ Infraestima la inestabilidad si el tope de la capa húmeda está por debajo de 850 hPa.
- ✓ No indicado en emplazamientos con altitudes superiores a 300 m (ok)
- ✓ No tiene en cuenta la cizalladura del viento y puede infraestimar el potencial de convección.

Índices aerológicos

Índice K (KI)

- ✓ $K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$
- ✓ No requiere un diagrama aerológico para su cálculo.
- ✓ Si la presión en superficie < 900 hPa, se usa 800 hPa en lugar de 850hPa
- ✓ Especialmente útil para identificar entornos convectivos y de precipitación intensa.
- ✓ Tiene en cuenta la distribución vertical de temperatura y humedad.
- ✓ A mayor KI, mayor potencial potencial convectivo.

KI	Probabilidad de tormentas
< 20 (15 en montaña)	Muy baja
> 35 (30 en montaña)	Muy Alta



$$KI = 18 - (-15) + 13 - (7 - (-1)) = 38$$

Índices aerológicos

Índice K (KI)

Puntos fuertes

- ✓ Fácil de calcular.
- ✓ Útil para diagnosticar el potencial convectivo.

Limitaciones

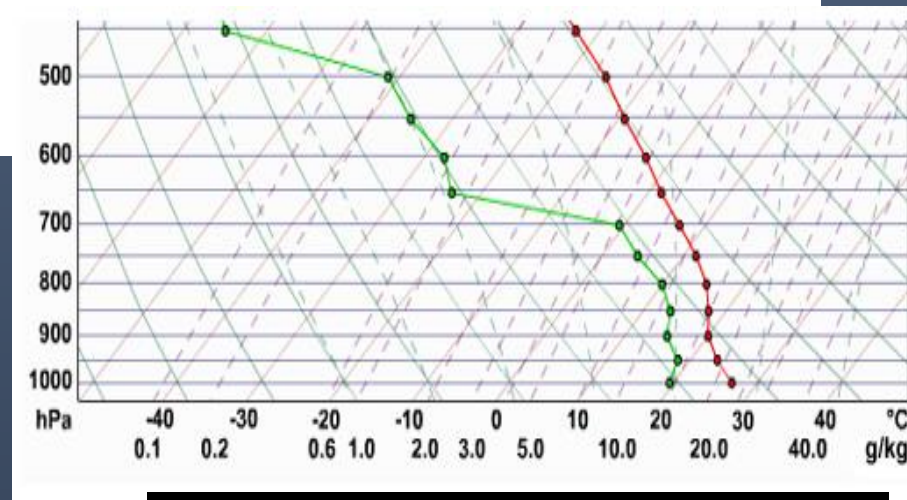
- ✓ Se basa solo en la curva de estado, no en la de evolución.
- ✓ No es útil para diagnosticar la intensidad de los fenómenos convectivos.
- ✓ No funciona en áreas de montaña (presión superficial < 850 hPa)
- ✓ No tiene en cuenta la cizalladura del viento.

Índices aerológicos

Índice Total de totales (TT)

- ✓ $TT = T_{850} + T_{d850} - 2 * T_{500}$
- ✓ No requiere un diagrama aerológico para su cálculo.
- ✓ Identificación de entornos convectivos y de precipitación intensa.
- ✓ Tiene en cuenta la distribución vertical de temperatura y humedad.
- ✓ A mayor TT, mayor inestabilidad.

TT	Fenómeno
44	Tormentas
50	Posibilidad de fuertes tormentas
>55	Probabilidad de tormentas fuertes Posibilidad de tornado.



$$TT = (18 + 13) - 2 * (-15) = 61$$

Índices aerológicos

Índice Total de totales (TT)

Puntos fuertes

- ✓ Fácil de calcular.
- ✓ Uso muy extendido.

Limitaciones

- ✓ Se basa solo en la curva de estado, no en la de evolución.
- ✓ No es útil para diagnosticar la intensidad de los fenómenos convectivos.
- ✓ No funciona en áreas de montaña (presión superficial < 850 hPa)
- ✓ No tiene en cuenta la cizalladura del viento.

Índices aerológicos

Índice SWEAT (Severe WEather Threat)

✓ $SWEAT = 12 * T_{d850} + 20(TT - 49) + 2 * V_{850} + V_{500} + 125 * [\text{sen}(D_{500} - D_{850}) + 0.2]$

- TT: índice total de totales
- V: velocidad del viento (nudos)
- D: Dirección del viento (°)

✓ A mayor SWEAT, mayor potencial potencial convectivo:

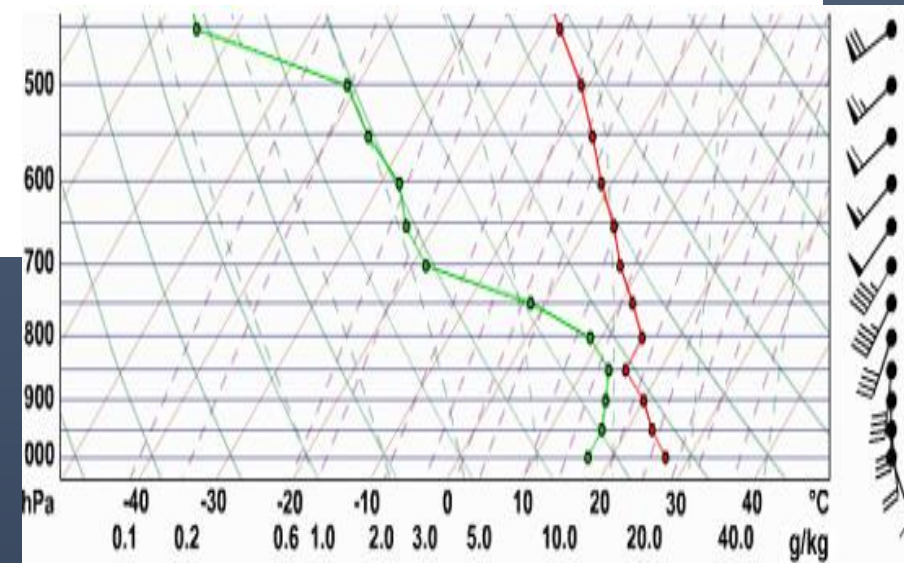
- Temperatura y humedad alta en niveles bajos.
- Temperaturas bajas en niveles medios
- Fuerte cizalladura vertical del viento (módulo y dirección).

✓ Empíricamente se ha observado (EEUU):

KI	Potencial de tiempo 'severo'
150-300	Leve
300-400	Posible
> 400	Posibilidad de tornados

Regla de cálculo

- Se descartan los términos negativos
- Si el viento no cambia con la altura el último término se descarta



$SWEAT = 12 * 13 + 20(51 - 49) + 2 * 40 + 65 + 125 * (\text{sen}(240 - 190) + 0.2) = 464.2$

Índices aerológicos

Índice SWEAT (Severe WEather Threat)

Puntos fuertes

- ✓ Muy útil para estimar el potencial de convección intensa.
- ✓ Tiene en cuenta la humedad en superficie, la inestabilidad y la cizalladura del viento

Limitaciones

- ✓ Se basa solo en los niveles de 850 y 500 hPa
- ✓ Inversiones y capas secas en niveles intermedios pueden quedar enmascarados.
- ✓ Lioso de calcular manualmente.

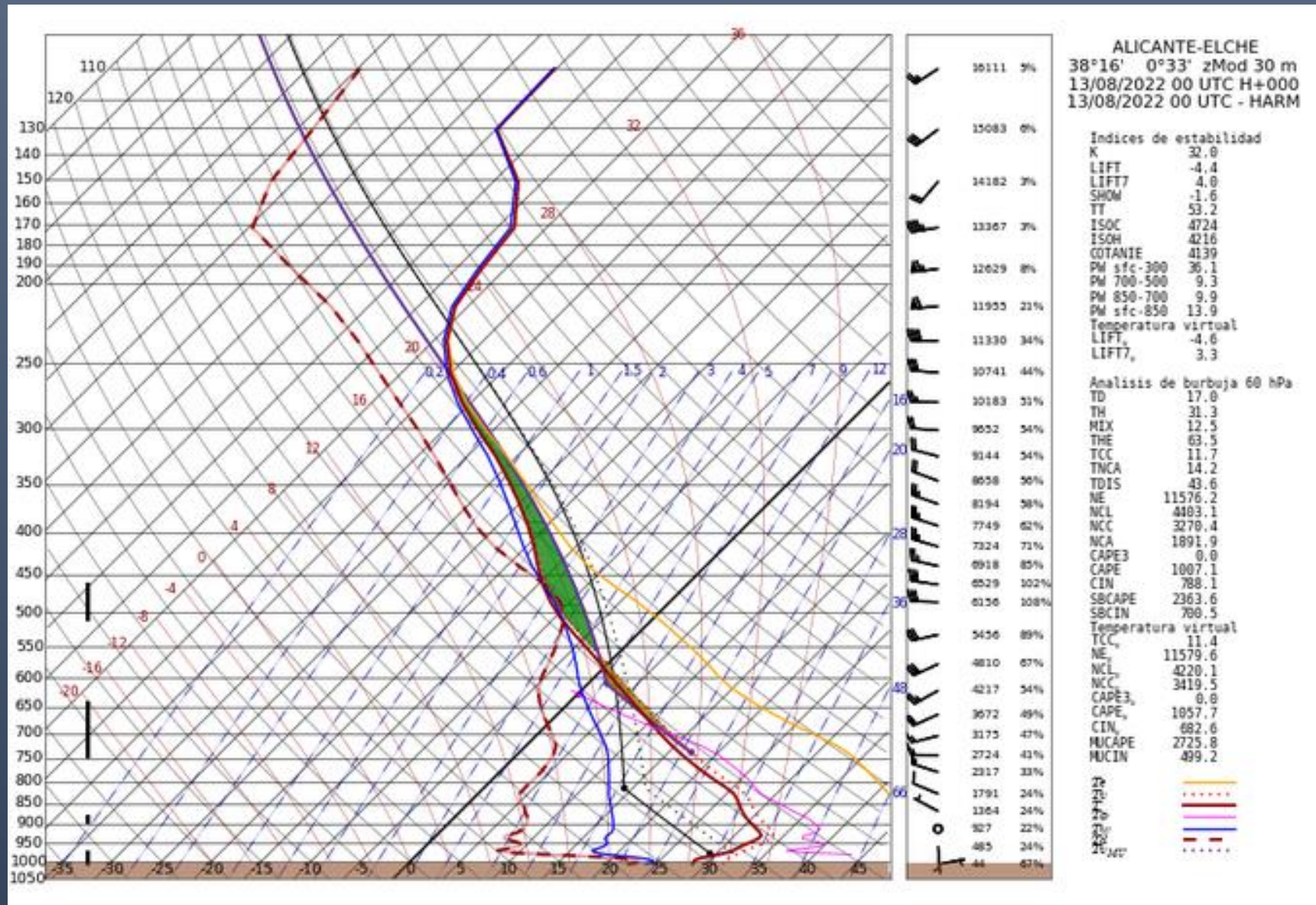
Bibliografía

- Termodinámica de la atmósfera, Iribarne & Godson, MMA 1996
- Apuntes de Termodinámica de la atmósfera, Francisco Morán, INM, 1944
- Introduction to Dynamic Meteorology, Holton, Academic Press, 3rd edition, 1992
- The use of Skew T, Log P diagram in analysis and forecasting, AWS/TR-79/006
- Skew-T Mastery, COMET Program/UCAR , 2006

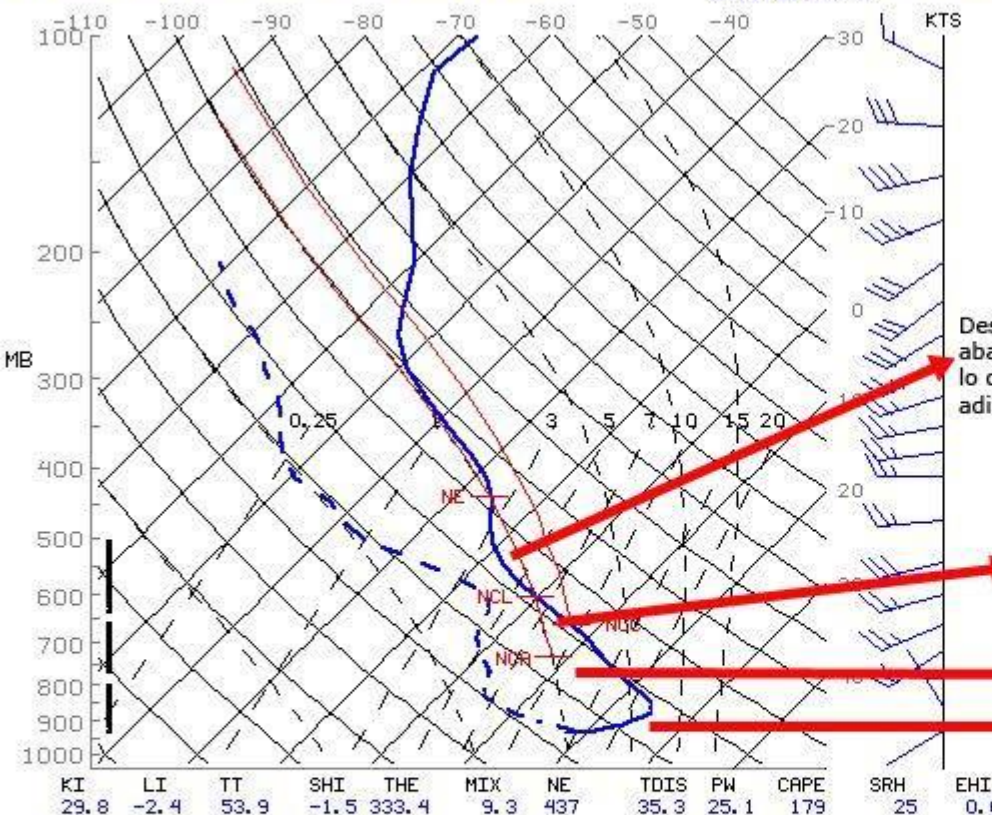
- Página sondeos previstos:
- <http://sureste.aemet.es:81/webtools/sond/src/index.html>
- Archivo sondeos previstos
- <http://brisa.aemet.es/repremet/>

Reventón cálido

<https://www.lavanguardia.com/vida/20220813/8464484/madrigada-reventones-calidos-deja-minimas-40o-alicante.html>



ONR 03/09/14 0Z H+ 3 Valido 03/09/14 a 3Z Lat= 39.00 Lon= 1.00
Altitud: 737m



Desde niveles medios (unos 5km de altitud) hacia abajo, el perfil del sondeo es prácticamente indiferente, lo que hace que el aire descienda calentándose adiabáticamente 1 °C cada 100 m. de descenso.

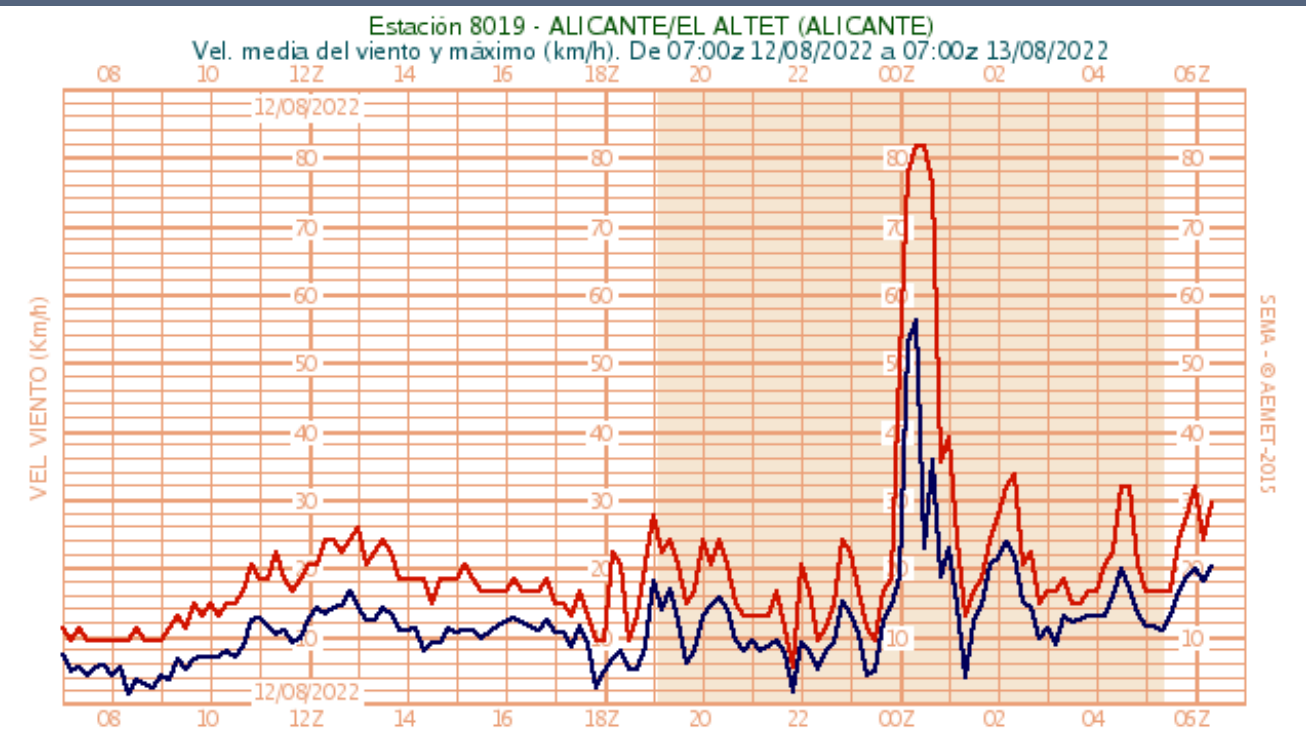
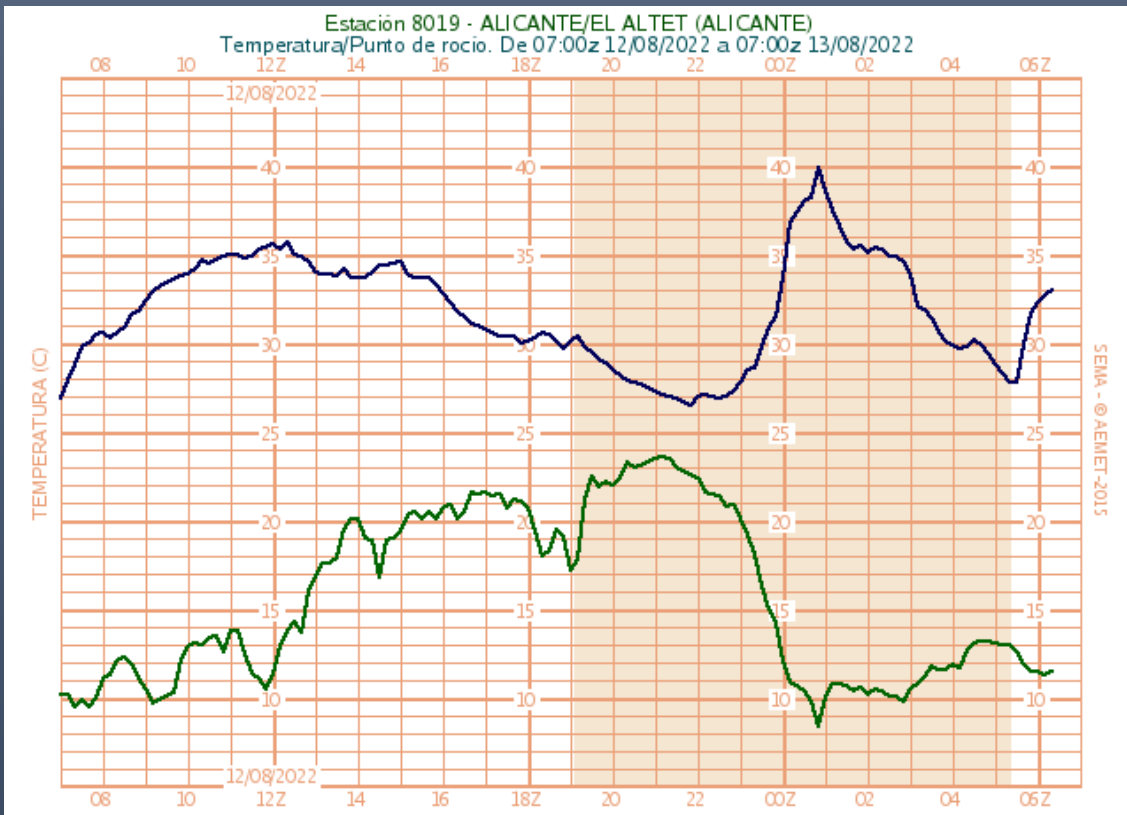
La escasa precipitación que se produce en la tormenta se evapora en esta capa seca, el aire se hace más denso que el de alrededor y comienza a descender hasta superficie, acelerándose, calentándose y resecaándose en el descenso hasta llegar a superficie.

Capa seca entre 1km y 4 km

Inversión térmica por debajo de 1000m.

McIDAS

Pseudosondeo del Modelo HIRLAM-AEMET válido para las 03horas UTC del día 3 de septiembre de 2014. La forma del sondeo, con inversión en capas bajas, capa seca por encima, con una línea de estado siguiendo aproximadamente la adiabática seca y una capa húmeda en capas medias, además de inestabilidad termodinámica es la típica situación para que se produzcan reventones cálidos si se dispara la convección. Suele ser la fase final de las tormentas que se forman en el interior de la Península.



http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/NT_28_AEMET/Reventon_calido_Almeria-NT_28_.pdf

Palmas) en la pasada de hoy a las 00 UTC para el alcance H+72. Considera niveles híbridos.

Desarrollo:

1. Entra en <http://brisa.aemet.es/repremet/>.
2. En el selector de gráficos, elige la opción **sondeo**.
3. Clica en **fFuente de datos**.
4. En el selector de fuentes, elige la opción **harm**.
5. En el selector de niveles, elige la opción **híbridos**.
6. Marca la opción **archivo**.
7. En la casilla de fechas, selecciona la fecha de hoy.
8. En el selector de pasadas, elige la opción **0**.
9. En el selector de alcances, elige la opción **72**.
10. En el selector de dominios, elige la opción **canarias**.
11. Marca la opción **grib**.
12. Clica en **volver**.
13. En la casilla de lugar, introduce con el teclado **Teror**.
14. Clica sobre **Teror** en el desplegable.
15. Clica sobre **CREAR PETICIÓN**.
16. Clica sobre **DIBUJO**.

Resultado:

Table of Contents

- Información general
- Información específica
- Contenidos
- Prácticas
 - 1. Sondeos
 - 1.1. Objetivos
 - 1.2. Enlaces
 - 1.3. Sondeos observados
 - 1.4. Web de sondeos
 - 1.5. Sondeos en RePReMET
 - 2. EcCharts
 - 3. Panel avanzado
- Enlaces
- Recursos
- Referencias
- Glosario

Previous topic

Prácticas

Next topic

2. EcCharts

Siguiendo los pasos, vuelve a generar el sondeo anterior aplicando un espesor de la capa de mezcla de 80 hPa y un punto vecino (nueve sondeos en total).

Desarrollo:

1. Activa la casilla `opciones`.
2. En la casilla de `Espesor de la capa de mezcla`, introduce `80`.
3. En la casilla de `puntos vecinos`, introduce `1`.
4. Clica sobre `CREAR PETICIÓN`.
5. Clica sobre `DIBUJO` (y ten paciencia, por favor).

9.2 Simbología para las Guías de Diagnóstico

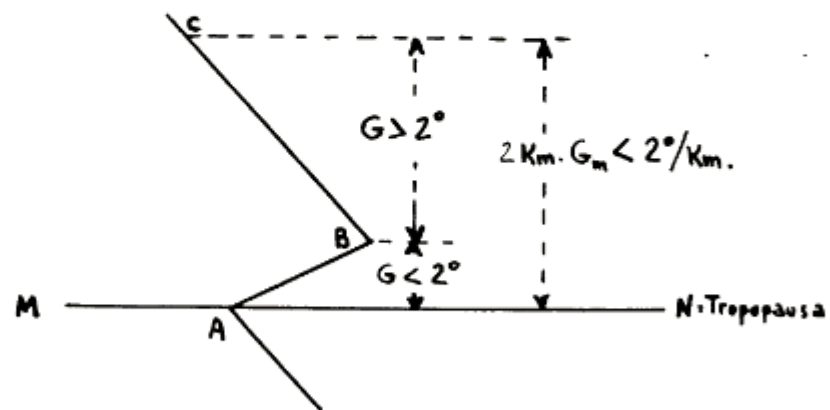
ISOBARAS		NEGRO
ISALOBARAS		AZUL si aumenta P ROJO si disminuye P. La de 0 en azul o rojo según el factor a resaltar
ISOTERMAS		ROJO
LÍNEAS DE CORRIENTE		NEGRO Se debe procurar pintarlas cortas
ISOTACAS		AZUL En mapas de niveles altos y a partir de valores altos
LÍNEAS DE UNIÓN DE MÁXIMOS DE VORTICIDAD DE POR CIZALLADURA		ROJO
OTRAS		VERDE Todo tipo de isolíneas que en alguna situación determinada queramos realzar
CHORRO Niveles Medios y Bajos		AZUL
CHORRO Niveles Altos		AZUL
VAGUADA Niveles Altos		ROJO
DORSAL Niveles medios y altos		AZUL
LÍNEA DE CONVERGENCIA DE superficie		NEGRO
LÍNEA DE DEFORMACIÓN		NEGRO
ADVECCIÓN FRÍA		AZUL
ADVECCIÓN CÁLIDA		ROJO

INTRUSIÓN SECA		MARRÓN En niveles medios
ANOMALÍA CÁLIDA		ROJO en mapas de niveles altos para destacar la troposfera alta
ANOMALÍA FRÍA		AZUL en mapas de niveles medios-altos
CENTRO DE BAJAS PRESIONES Principales	B	ROJO En mapas de superficie
CENTRO DE BAJAS PRESIONES Secundarias	b	ROJO En mapas de superficie
CENTRO DE ALTAS PRESIONES Principales	A	AZUL
CENTRO DE ALTAS PRESIONES Secundarias	a	AZUL
CENTRO VORTICIDAD CIZALLADURA	X	ROJO En mapas de niveles altos
CENTRO VORTICIDAD CURVATURA		ROJO En mapas de niveles altos
DESPLAZAMIENTO CENTRO DE BAJAS		NEGRO. Se dibujará un aspa en la posición del centro de bajas en el período anterior y una flecha que indique el desplazamiento hasta la posición actual
DESPLAZAMIENTO FRENTES		NEGRO La flecha indicará solamente el sentido previsto del movimiento. Cuando se conozca la velocidad del desplazamiento se escribirá en negro encima de la flecha
DESPLAZAMIENTO CENTRO VORTICIDAD		
RAYOS POSITIVOS Y NEGATIVOS		ROJO Zonas de positivos y negativos o con predominio de negativos
RAYOS POSITIVOS		ROJO Solamente si son zonas muy significativas

TROPOPAUSA

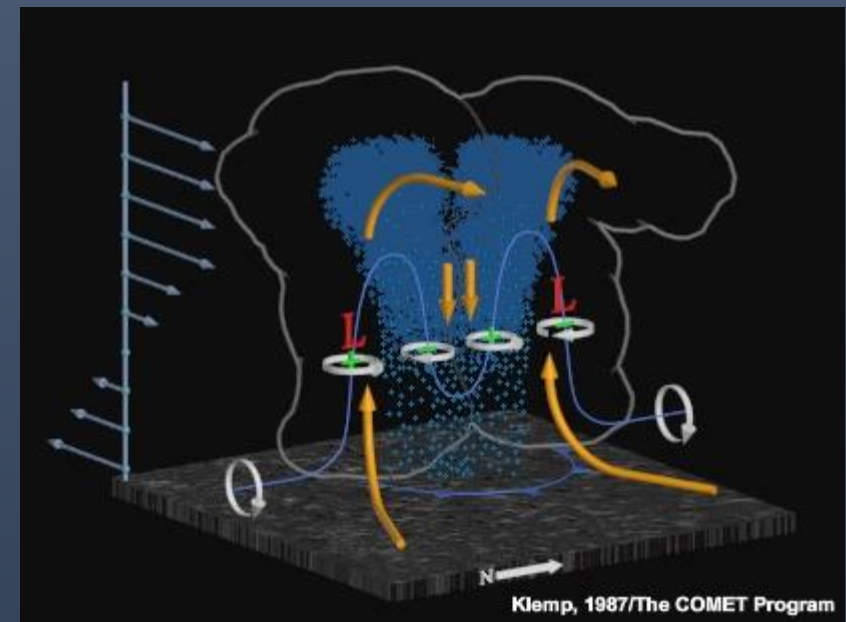
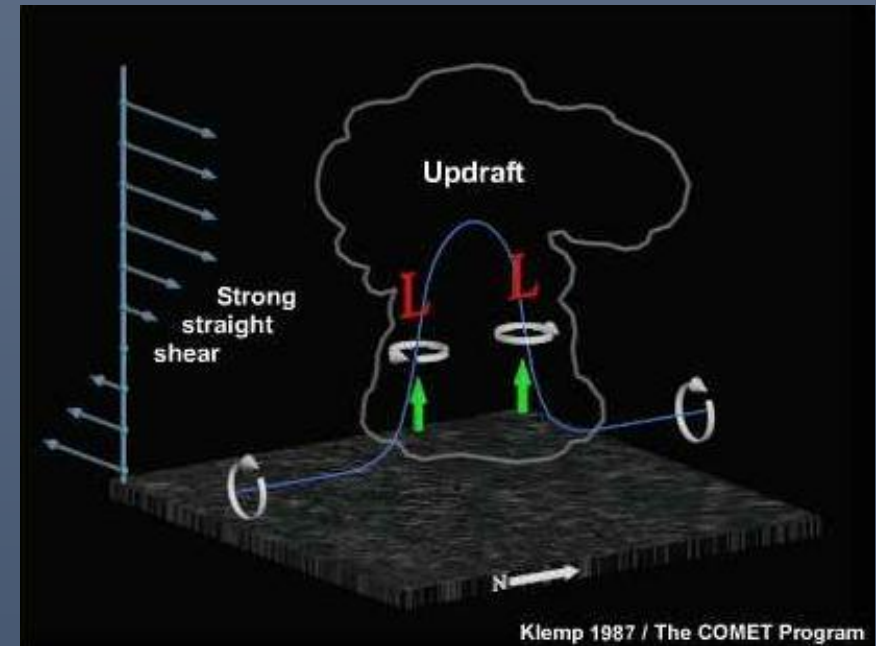
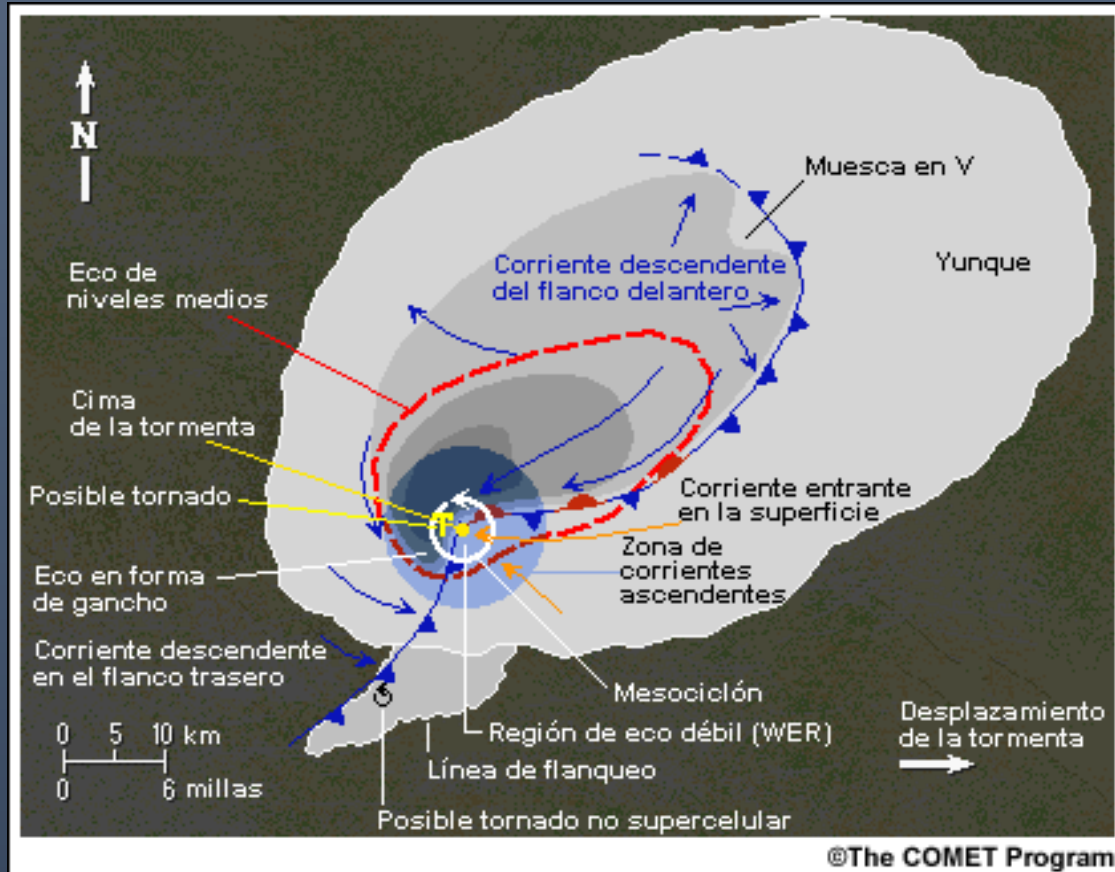
Un nivel será considerado como tropopausa si reúne estas dos condiciones: 1ª) Que el gradiente vertical de temperatura en el estrato por encima de dicho nivel sea igual o inferior a 2°C por kilómetro, 2ª) Que el gradiente medio a partir de dicho nivel y el nivel de 2 km por encima de él sea inferior a 2°C por kilómetro.

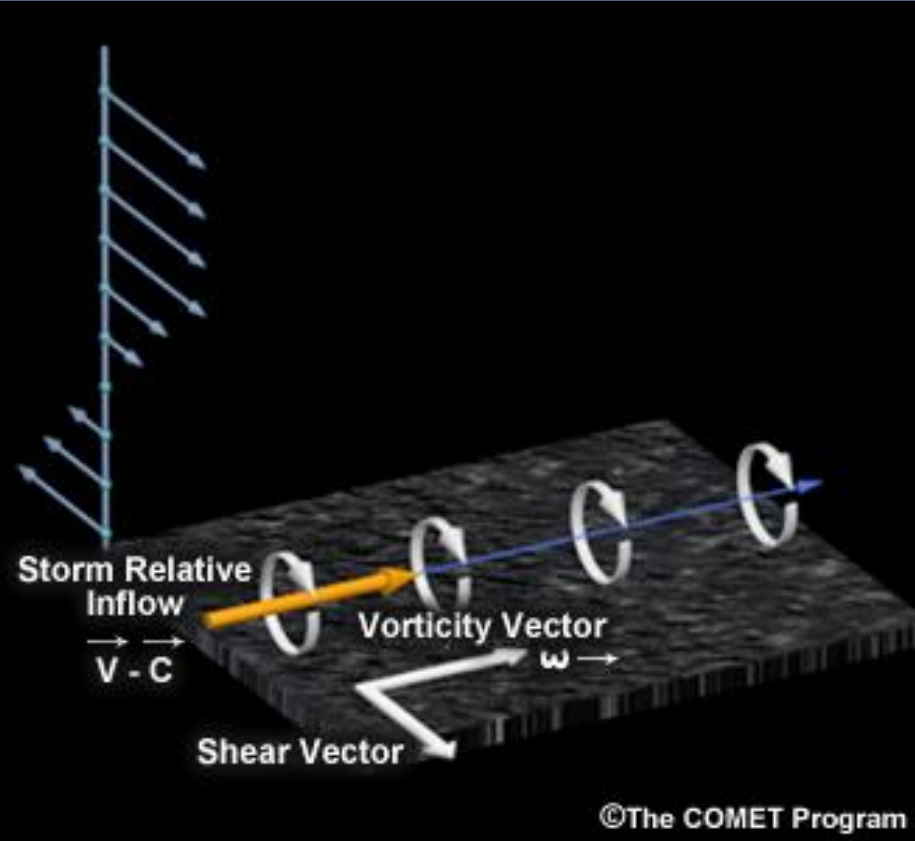
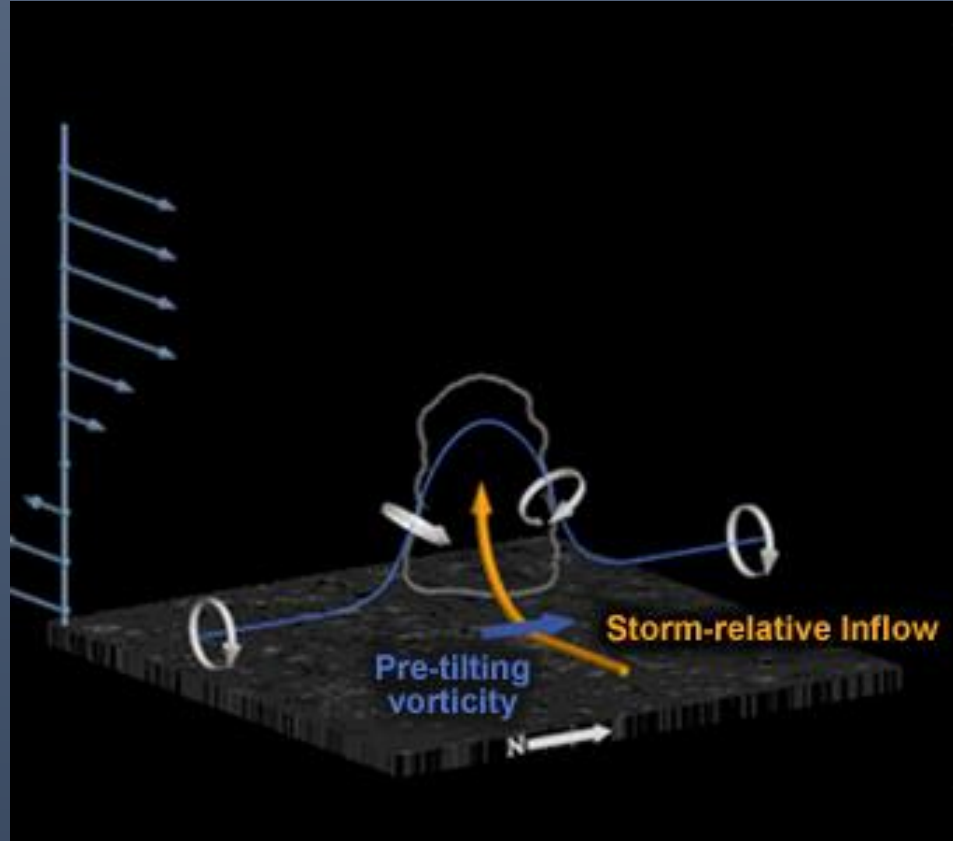
Ejemplo 1ª

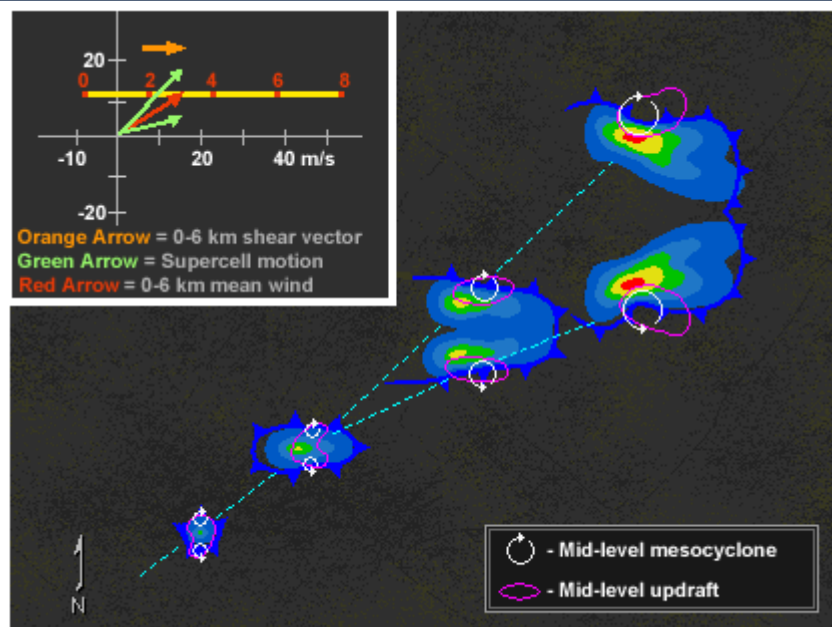


El nivel MN es la tropopausa porque : 1ª), el estrato AB que está por encima de dicho nivel tiene un gradiente $G < 2^{\circ}\text{km. y } 2^{\circ}$, el gradiente medio del estrato AC de es

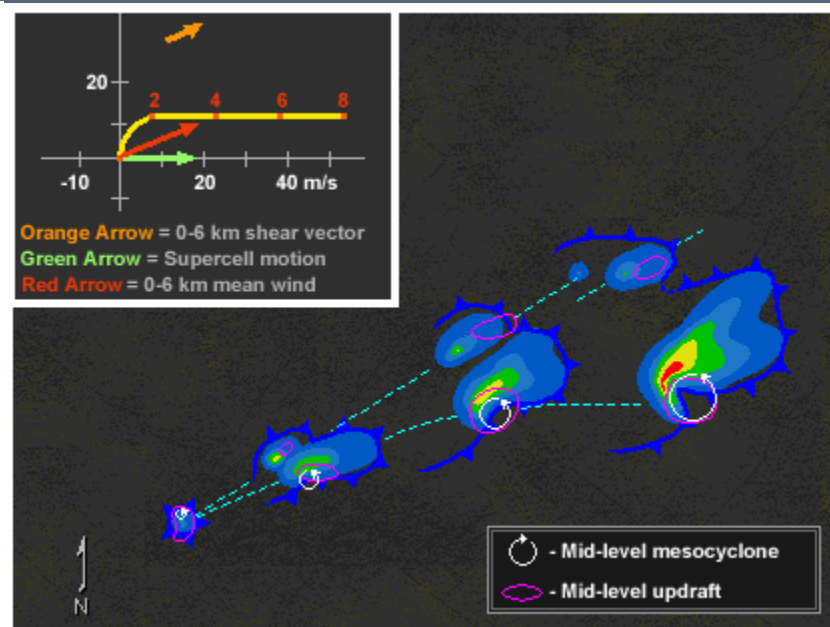
supercélulas



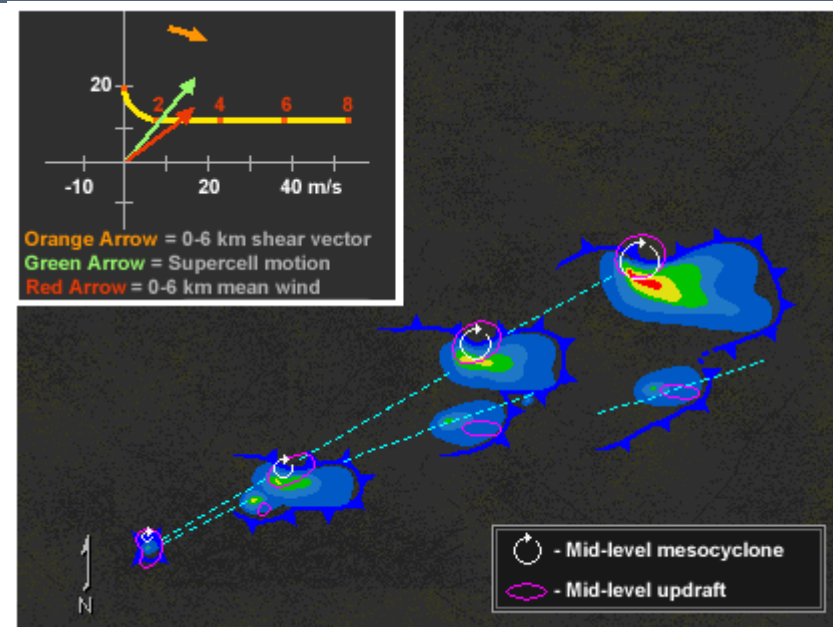




Weisman and Klemp, Ray, Ed., 1986 / The COMET Program

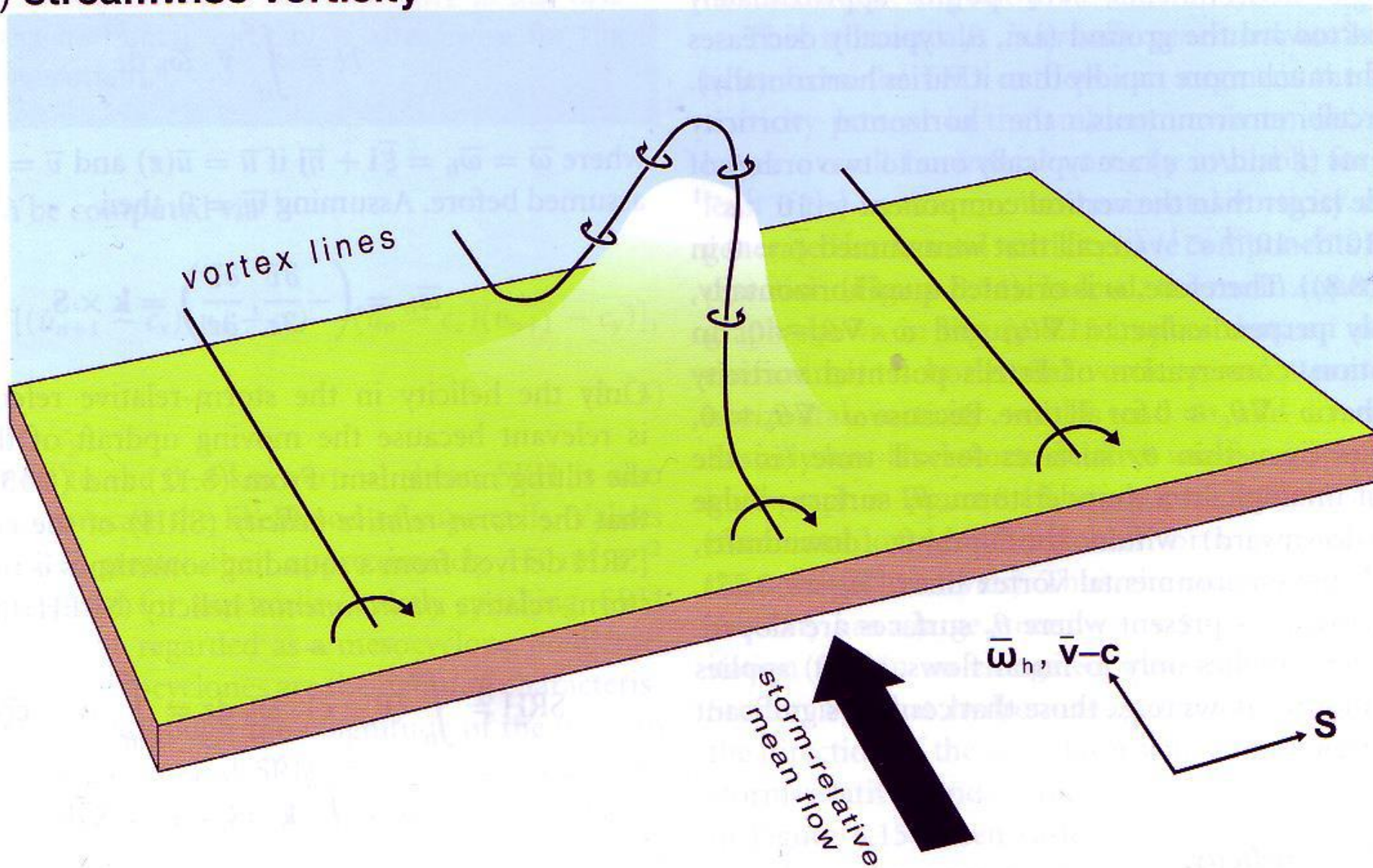


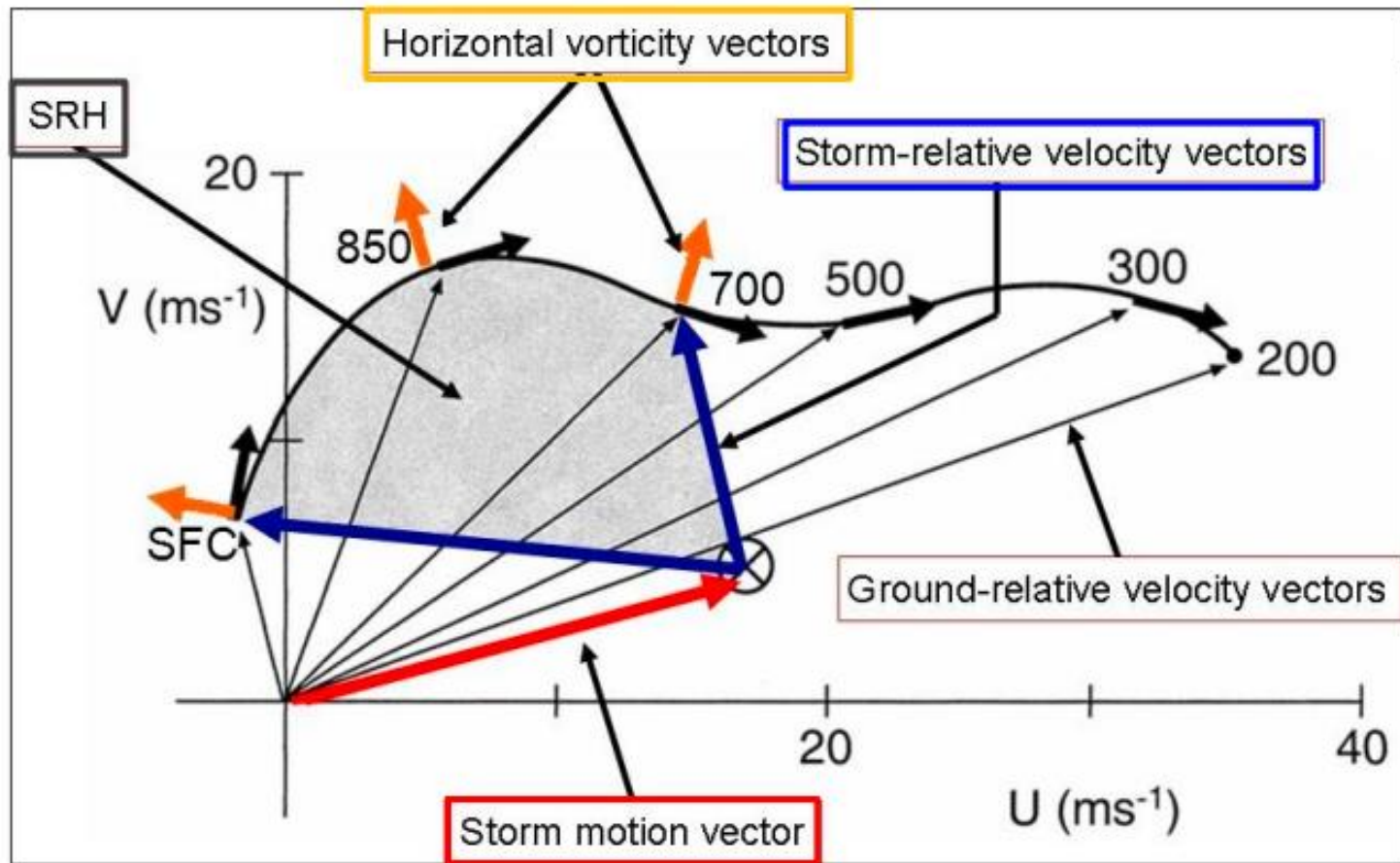
Weisman and Klemp, Ray, Ed., 1986 / The COMET Program



Weisman and Klemp, Ray, Ed., 1986 / The COMET Program

(b) streamwise vorticity





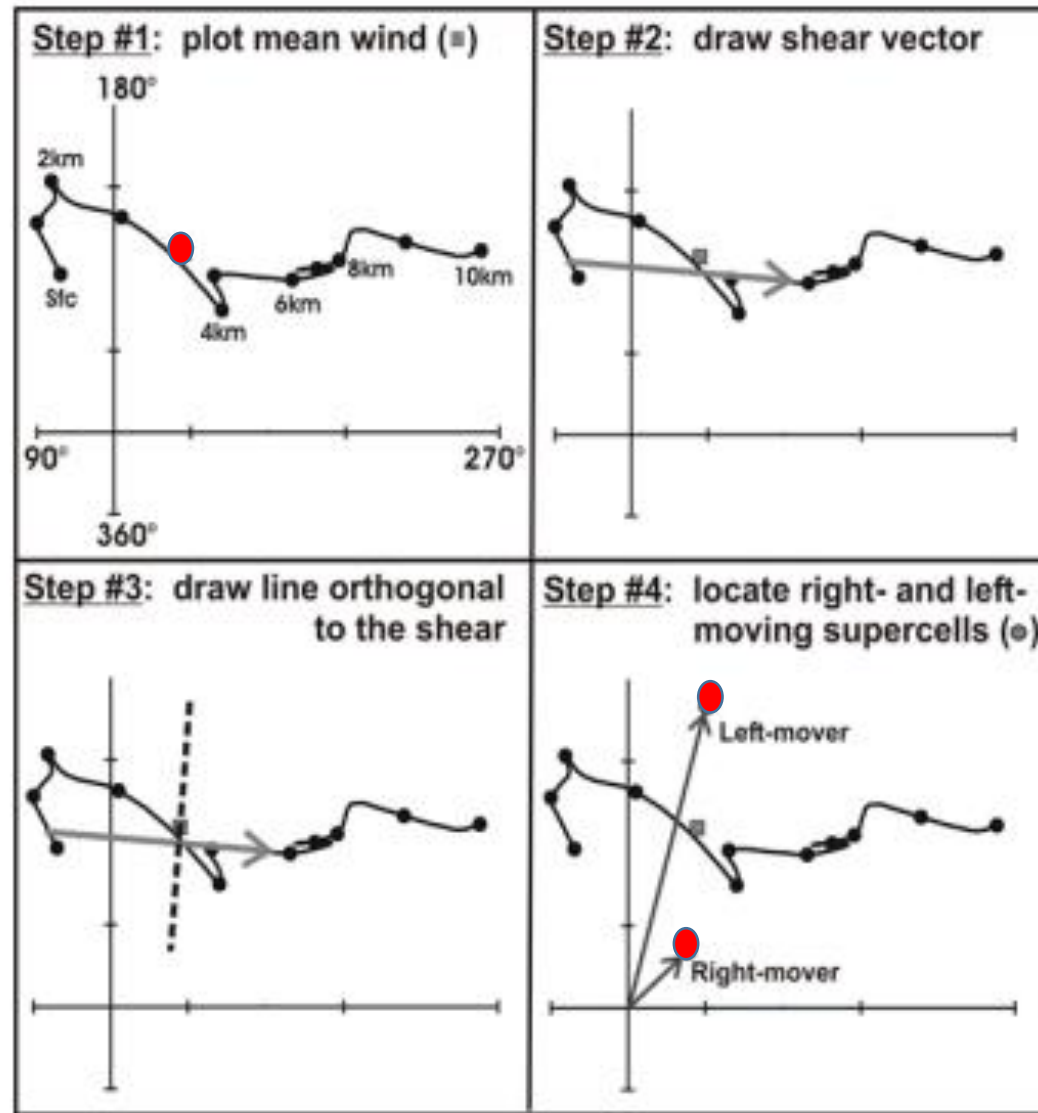


Figure 10. Construction of storm motion vectors using the Bunker's ID-method (Bunkers, 2000).
Image courtesy of Matthew Bunkers.

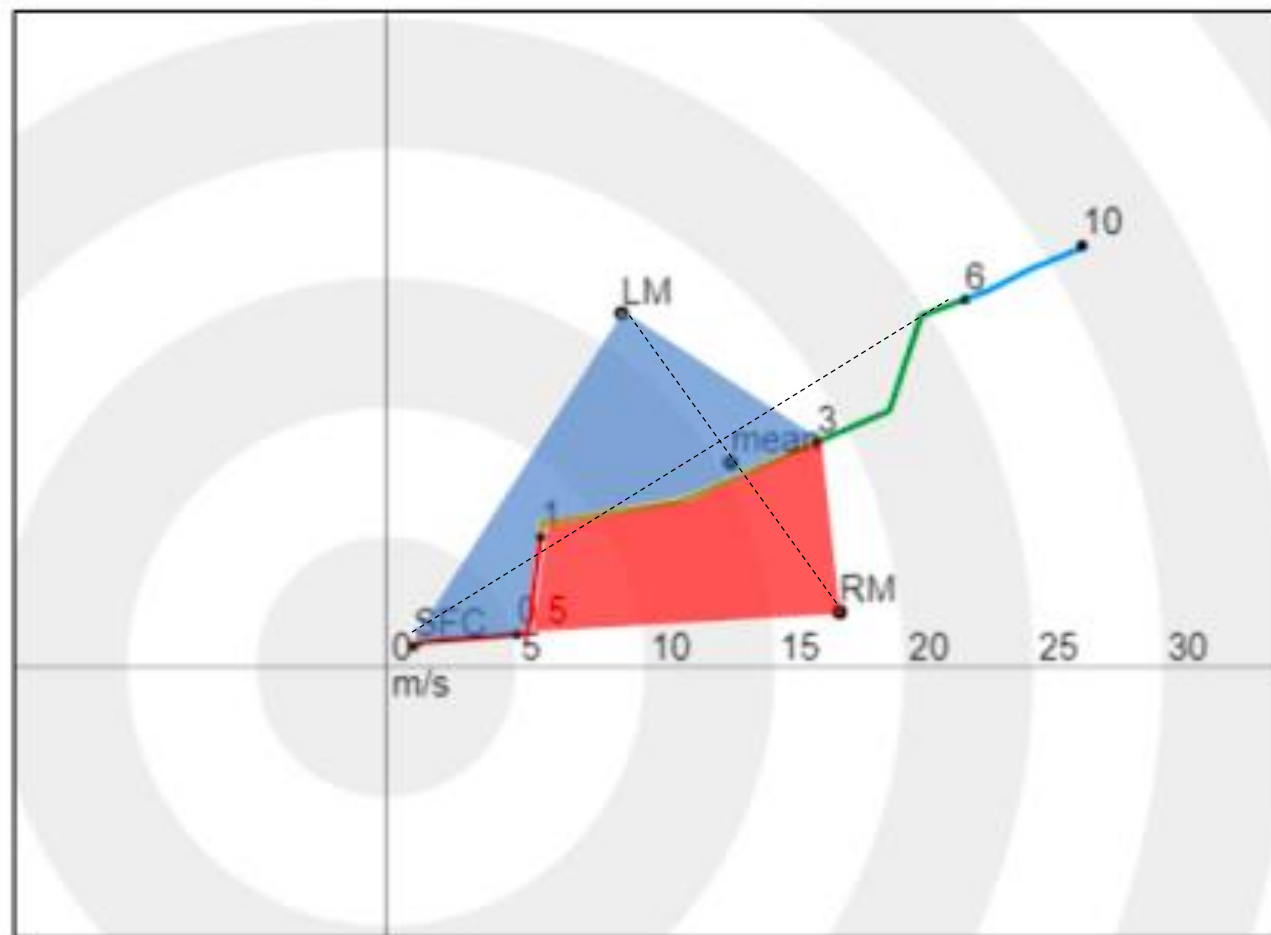


Figure 9. A straight hodograph with areas of storm-relative helicity for left-moving (blue, LM) and right-moving (red, RM) supercells.