TEMA 3 : Estabilidad Vertical

Sin los movimientos verticales en la atmósfera, no habría clima.

La estabilidad constituye un control esencial de la capacidad del aire para ascender o descender.

Por esta razón, la evaluación de la estabilidad es un aspecto fundamental del proceso de pronóstico.

Casi todos los procedimientos que se utilizan rutinariamente para analizar la estabilidad atmosférica emplean el "**método de la burbuja**" (o de la parcela).

Para determinar la estabilidad provocamos el ascenso o descenso de una parcela de aire hipotética y luego comparamos las condiciones resultantes en la parcela con las condiciones del ambiente circundante.

MÉTODO DE LA BURBUJA

Suponemos que las parcelas o burbujas de aire que ascienden o descienden experimentan cambios de T y humedad asociados con dos procesos primarios:

cambios de P, pero en cada momento las Ps de la burbuja y del aire circundante son iguales para un mismo nivel

y la liberación o absorción de calor latente debido a los procesos de evaporación o condensación.

Suponemos además que la parcela no interactúa con el ambiente. Mantiene su individualidad sin mezclarse con el resto del aire que la rodea (se suponen desplazamientos infinitesimales).

El movimiento de la burbuja no altera el movimiento del aire colindante

De este modo, la T de la parcela cambia adiabáticamente conforme se desplaza verticalmente una pequeña distancia desde su posición original (el proceso es adiabático). En consecuencia, la T virtual de una parcela no saturada cambia al ritmo del gradiente adiabático seco. La **temperatura virtual** (T_v) del aire se define como la T que tendría el aire seco, es decir el aire sin considerar el vapor de agua, si su presión y densidad igualasen a las del aire húmedo.

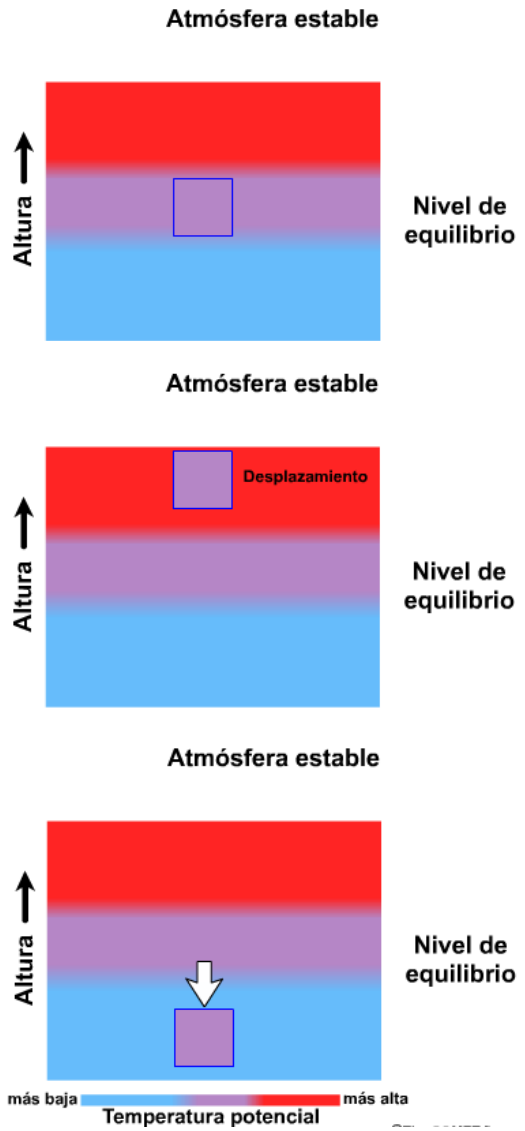
En condiciones de saturación, una parcela ascendente experimentará calor latente de condensación y, por tanto, cambiará a la razón de cambio de la adiabático saturado, mientras que una parcela descendente se calienta y deja inmediatamente de estar saturada, de forma que se calienta al ritmo del gradiente adiabático seco.

Hay que considerar 3 condiciones básicas de estabilidad atmosférica cuando se utiliza la teoría de la burbuja.

Estabilidad

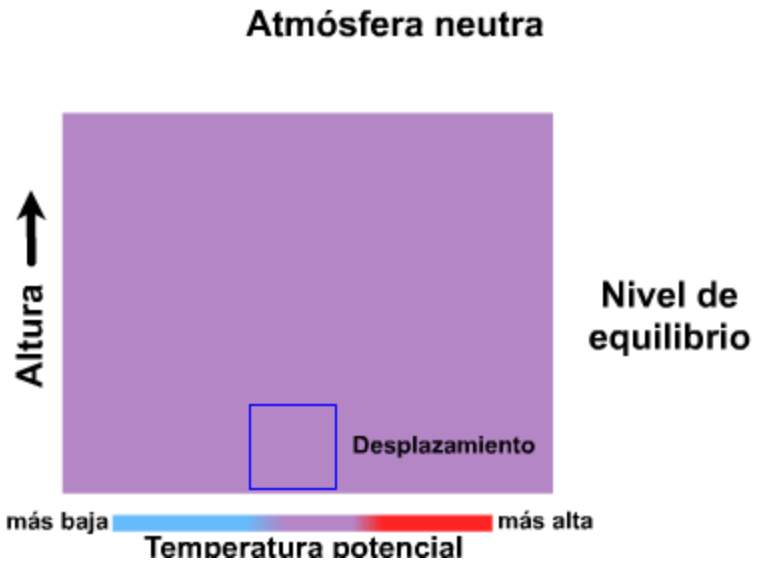
Si la Tv de una parcela que fue elevada es menor que la del ambiente circundante, la parcela es más densa que el ambiente. En este caso, la parcela desplazada tiende a regresar a su posición original y decimos que el ambiente es estable.
Bajo las mismas condiciones, una parcela que desciende tendrá una Tv mayor que el ambiente circundante, lo cual hace que suba a su posición original.

La estabilidad es la condición normal de la atmósfera, excepto cuando ciertos procesos, como el calentamiento fuerte de la superficie, el movimiento vertical, etc., crean condiciones de inestabilidad.



Estabilidad neutra

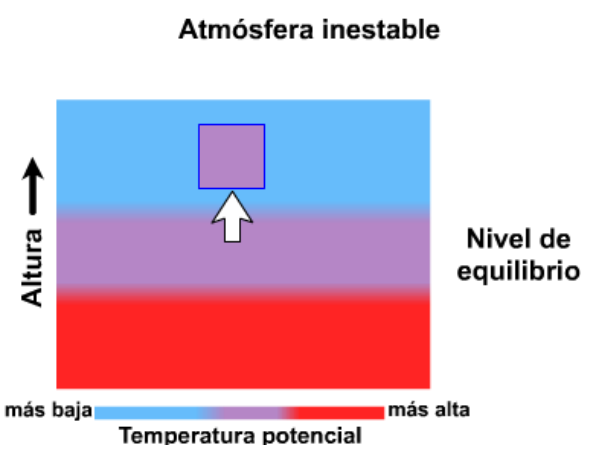
Si la Tv de una parcela que fue elevada es igual a la del ambiente circundante, la parcela tiene la misma densidad que el ambiente. En este caso, la parcela desplazada tiende a permanecer en este nuevo nivel y la estabilidad del ambiente es neutra.

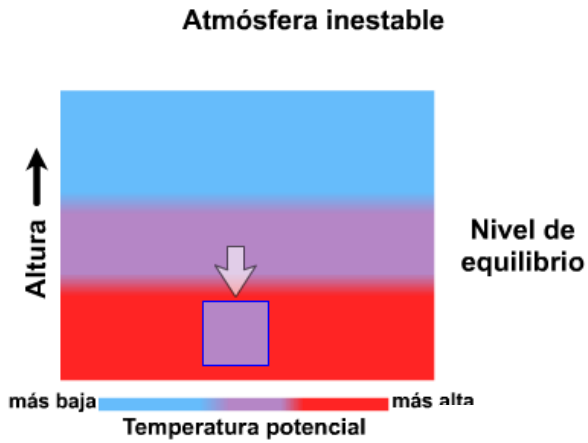


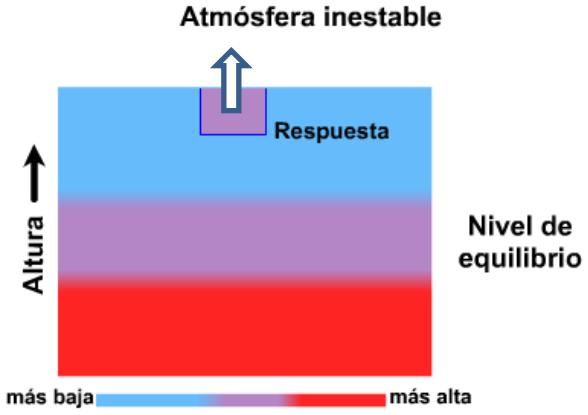
Inestabilidad

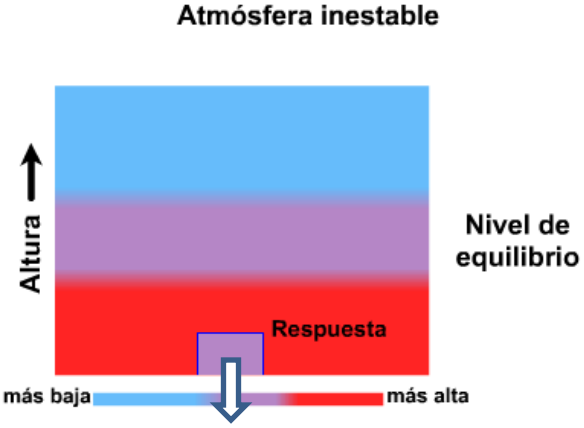
Si la Tv de la parcela que fue elevada es mayor que la del ambiente circundante, la parcela es menos densa que el ambiente. En este caso, la parcela desplazada acelerará hacia arriba, alejándose de su nivel original, y el ambiente será inestable.

Bajo las mismas condiciones, una parcela que desciende tendrá una Tv menor que el ambiente circundante y acelerará hacia abajo, alejándose de su posición original.









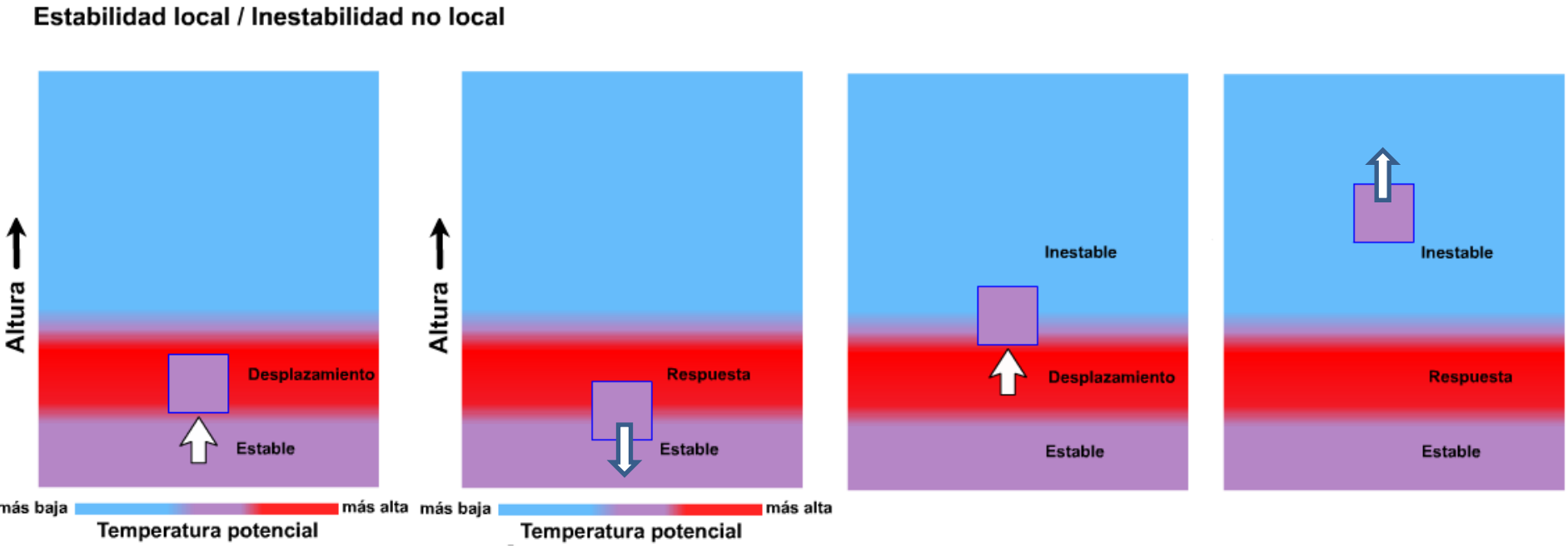
Desplazamiento de parcelas

Una suposición clave de la teoría de la burbuja es que los desplazamientos son pequeños y confinados a los niveles adyacentes al nivel de la parcela.

Sin embargo, para poder determinar de manera precisa la estabilidad de la troposfera real, es preciso examinar todo el perfil desde el suelo hasta la tropopausa.

Por ejemplo, una parcela en una inversión débil a bajo nivel es estable.

Sin embargo, podría haber una capa gruesa e inestable sobre la inversión a bajo nivel, y en este caso una parcela que se eleve hasta un punto arriba de la inversión se volverá inestable y acelerará hacia arriba.



Tipos de estabilidad, gradiente térmico y temperatura virtual (T_v)

La estabilidad de una parcela de aire en determinada capa de la atmósfera puede evaluarse en un diagrama termodinámico (ej. diagrama oblicuo T - log p).

Esto se logra comparando el gradiente térmico de la curva de temperatura virtual (T_v) correspondiente a la capa con el gradiente adiabático seco (en el caso de una parcela no saturada) o de la adiabática saturada (para una parcela saturada).

Sin embargo, para permitir una evaluación más rápida de la estabilidad o inestabilidad, en la práctica actual suele utilizarse la curva de temperatura ambiente (T) en vez de la curva de T_v (que es más exacta).

Cabe notar, sin embargo, que en ambientes muy cálidos y húmedos el uso de T en lugar de T_v puede ser una fuente de errores importante al evaluar la estabilidad.

Tipos de estabilidad:

ESTABILIDAD
INESTABILIDAD ABSOLUTA
ESTABILIDAD CONDICIONAL

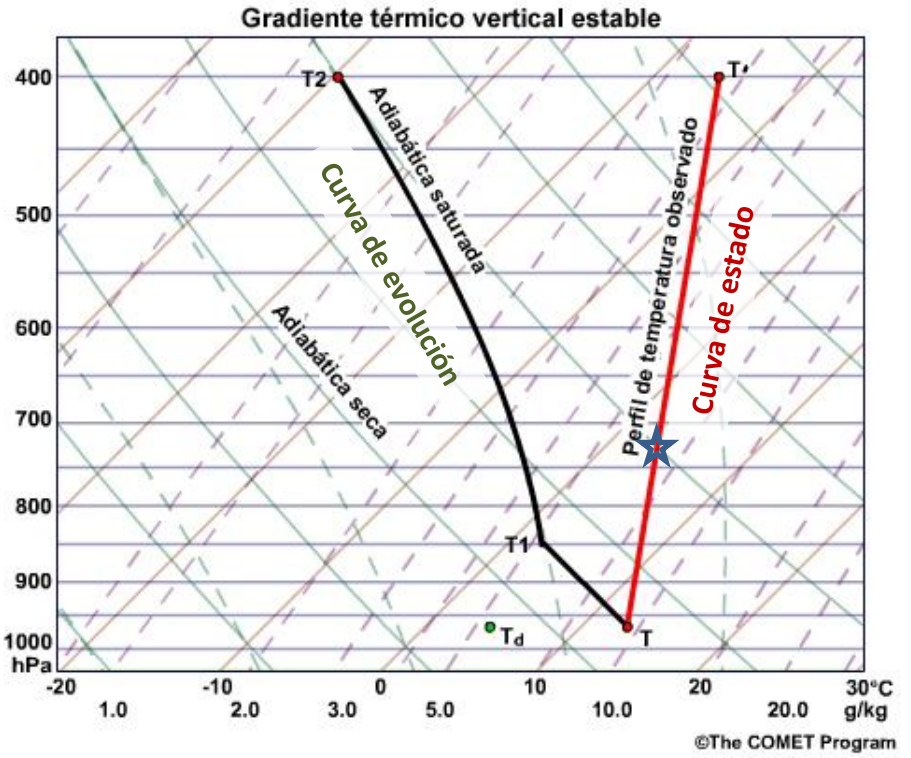
Estabilidad

En este diagrama, si elevamos una parcela de aire con temperatura T y punto de rocío T_d, la parcela seguirá una adiabática seca hasta llegar al nivel de saturación (T1).
Si la parcela se eleva aún más, seguirá una adiabática saturada (húmeda) hasta el punto T2.

En cada punto a lo largo de su ascenso la temperatura de la parcela es menor que la del aire circundante (línea T-T').

Por tanto, **el aire a lo largo de la trayectoria T-T1-T2 será siempre más denso y más frío que el aire circundante**, de forma que siempre tendrá la tendencia a volver a su estado de equilibrio. Se dice entonces que el aire es **estable**.

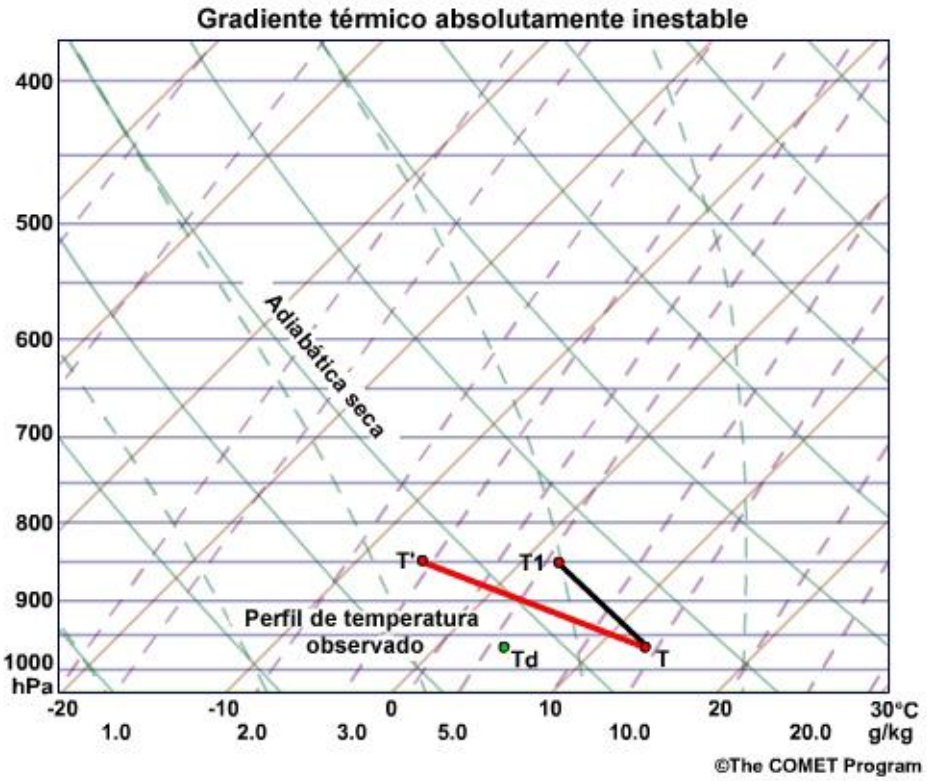
Una parcela elevada directamente hasta T2 no volverá a bajar a su posición original. La parcela se satura en el proceso de elevación y sigue una adiabática saturada sobre el NCA. Cuando la parcela estable en T2 desciende, sigue una adiabática seca hasta un punto donde se interseca con la curva de temperatura observada. Esto ocurre aproximadamente en el nivel de 730 hPa.



Inestabilidad absoluta

Si elevamos una parcela de aire con temperatura T y punto de rocío T_d, la parcela seguirá una adiabática seca hasta llegar al nivel de saturación, en el punto T1.

En cada punto a lo largo de su ascenso la parcela es más cálida que el aire circundante (línea T-T'). Por tanto, **el aire a lo largo de la trayectoria T-T1 será más cálido y menos denso que el aire circundante**, de forma que seguirá subiendo por su propia cuenta. En este caso decimos que este aire es **absolutamente inestable.**
El gradiente térmico del sondeo a lo largo de T-T' excede el gradiente adiabático seco y, por tanto, suele denominarse *gradiente superadiabático*.



La inestabilidad absoluta es una condición relativamente rara y que normalmente se encuentra confinada a una capa delgada cerca de la superficie bajo condiciones de gran calentamiento superficial (por ejemplo, calentamiento solar o aire muy frío sobre agua cálida).

Inestabilidad condicional

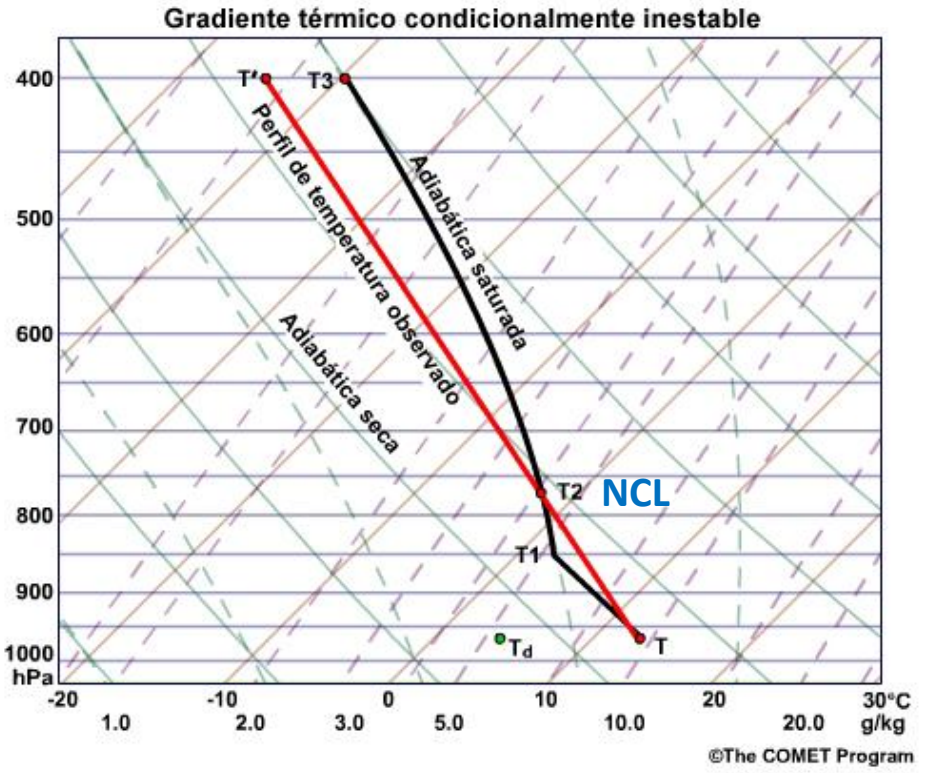
Si elevamos una parcela de aire con temperatura T y punto de rocío T_d, la parcela seguirá una adiabática seca hasta llegar al nivel de saturación, en el punto T1.

Si la parcela se eleva aún más, seguirá la adiabática saturada hasta el punto T3.

Antes de llegar al punto T2, el aire de la parcela es más frío y más denso que el aire circundante y el área T-T1-T2 puede considerarse como estable.

Pero, después de pasar el punto T2, el aire de la parcela siempre es más cálido y menos denso que el aire circundante y, por tanto, es inestable.

El punto T2 se conoce como el nivel de convección libre (NCL).



Se dice que el aire de la parcela es **condicionalmente inestable**.
Por "condicional" se entiende que la parcela elevada es estable si no está saturada. Por lo contrario, la parcela elevada es inestable (más allá del NCL) si está saturada.

En el caso de desplazamiento hacia abajo, la temperatura tanto de una parcela inicialmente saturada como de una parcela inicialmente no saturada seguiría la adiabática seca.

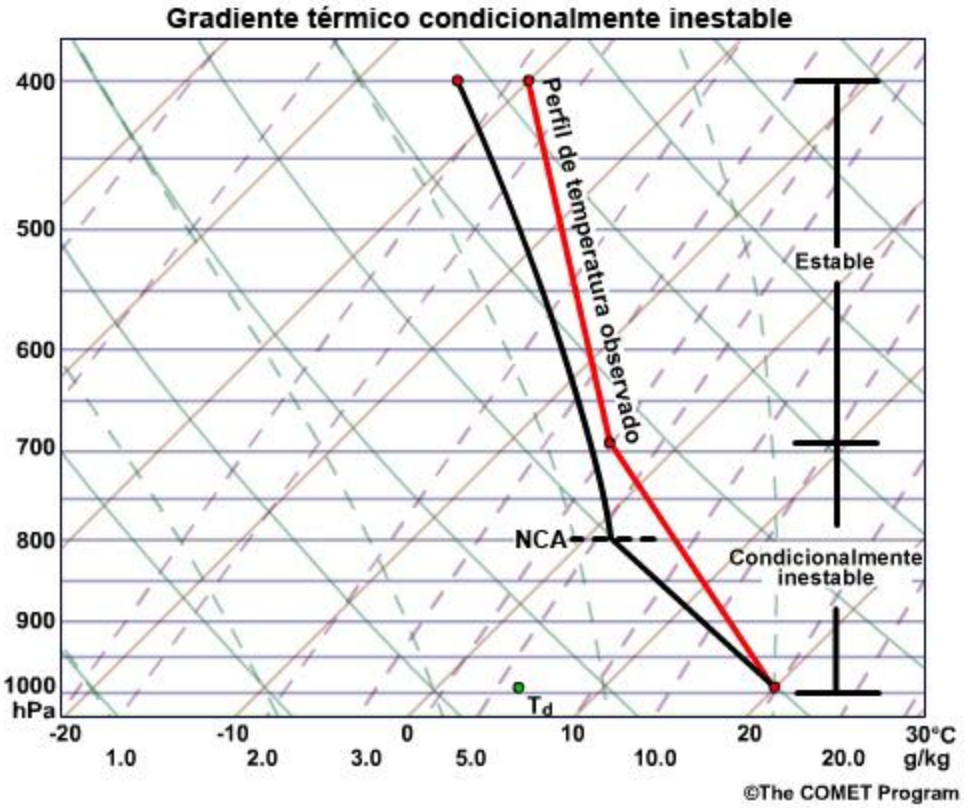
Inestabilidad condicional

El término inestabilidad condicional se utiliza en dos formas:

- la definición dada con respecto al gradiente térmico
- la definición referente a la energía disponible, es decir, las parcelas poseen energía de empuje hidrostático positivo.

Se describe un estado de inestabilidad condicional como una aseveración de incertidumbre respecto a la estabilidad.

El estado condicionalmente inestable de la atmósfera no necesariamente provoca condiciones de tiempo inestable.

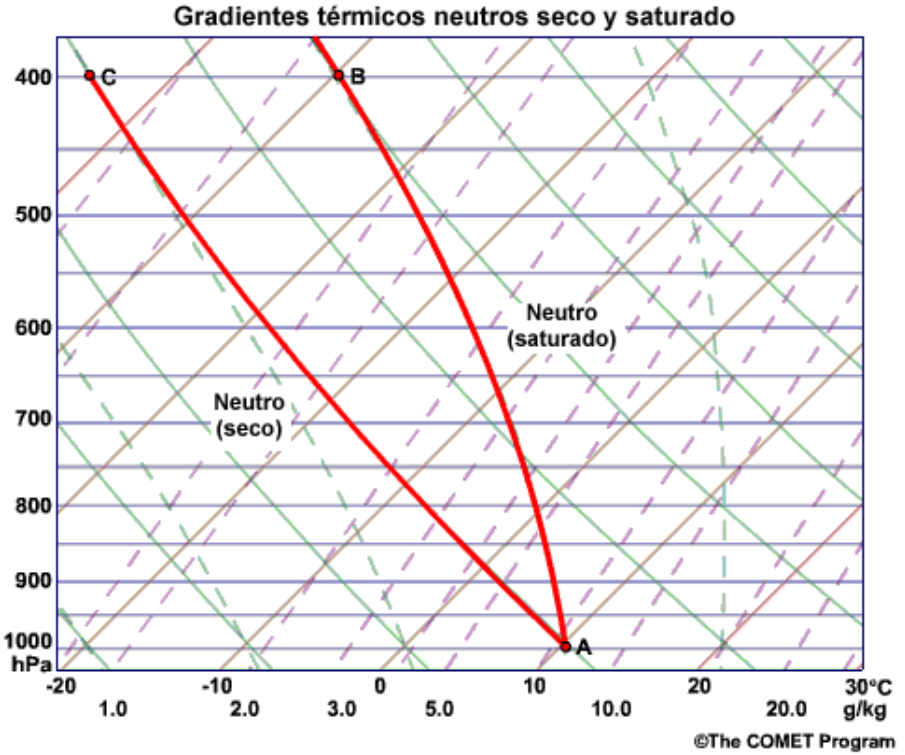


Cuando una atmósfera condicionalmente inestable no está saturada, es preciso evaluar el CAPE para determinar el grado de inestabilidad.

Si existe una capa estable encima de la capa condicionalmente inestable (como en el ejemplo) de modo que no existe NCL y el CAPE es cero, por grande que sea, ningún desplazamiento vertical de parcelas producirá empuje hidrostático positivo.

Equilibrio neutro o indiferente

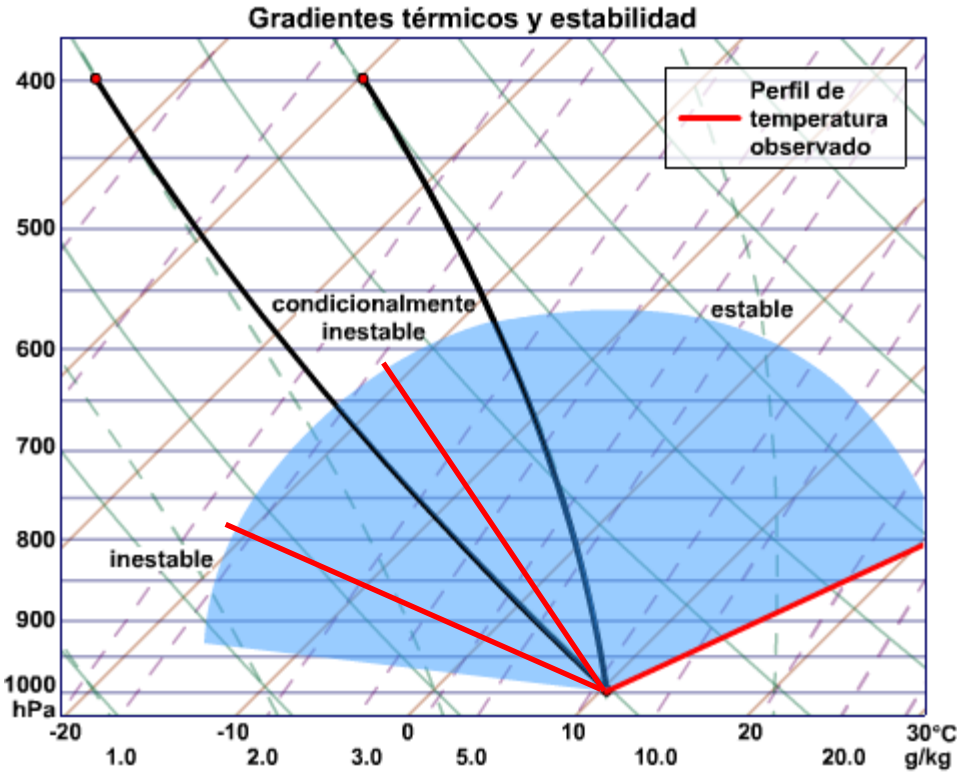
Si la curva de temperatura de un sondeo es paralela a una adiabática saturada, la atmósfera circundante no ayudará ni dificultará el ascenso de una parcela saturada, sino que la parcela tenderá a mantenerse en el nivel hasta donde se desplazó. En este caso, la parcela saturada que se desplazó hacia arriba está en equilibrio neutro o indiferente respecto del ambiente.



De forma análoga, si la curva de temperatura del sondeo es paralela a una adiabática seca, una parcela no saturada que se desplaza hacia arriba también tiende a mantenerse en el nivel hasta donde se desplazó. Por lo tanto, decimos que la parcela no saturada que se desplazó hacia arriba está en equilibrio neutro o indiferente respecto del ambiente.

La suposición de ascenso adiabático inherente al método de la burbuja requiere que el desplazamiento hacia abajo de las parcelas se produzca siempre de forma adiabática seca, independientemente de que la parcela esté saturada o no. Por lo tanto, cualquier parcela que se desplace hacia abajo estará en equilibrio neutro si el sondeo exhibe un gradiente térmico igual al de la adiabática seca.

Determinación de la estabilidad a partir de gradientes térmicos



Además del método en que se sigue la trayectoria de una parcela de aire, la estabilidad también se puede determinar comparando el gradiente térmico del ambiente con el gradiente térmico de las adiabáticas secas y de saturación.

La **estabilidad absoluta** ocurre cuando el gradiente térmico del ambiente es menor que el gradiente adiabático saturado.

La **inestabilidad absoluta** ocurre cuando el gradiente térmico del ambiente es mayor que el gradiente adiabático seco. Tales gradientes térmicos se conocen como superadiabáticos.

El **equilibrio neutro** ocurre cuando el gradiente térmico del ambiente es igual al gradiente adiabático seco en un ambiente no saturado, o cuando el ambiente está saturado y el gradiente térmico ambiental es igual al gradiente adiabático saturado.

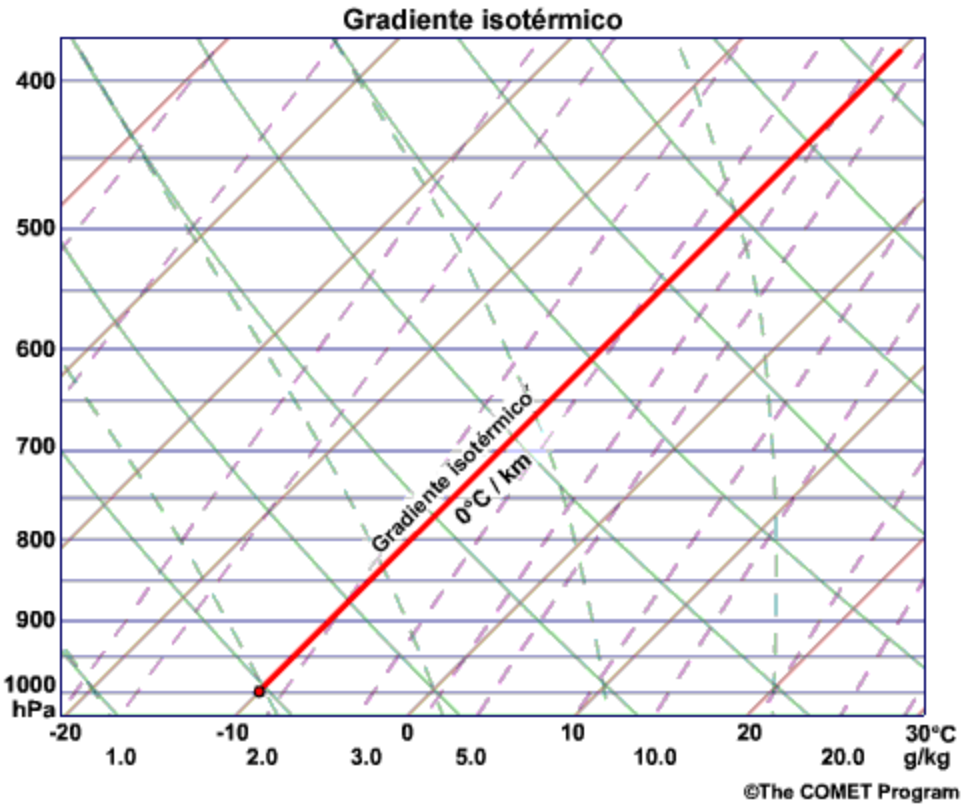
Si el gradiente térmico del ambiente se encuentra entre los valores del gradiente térmico seco y del gradiente térmico de saturación, el ambiente será **condicionalmente inestable**. En este caso, para evaluar la estabilidad debemos tener información sobre el contenido de humedad de la parcela:

si la parcela está saturada, exhibirá inestabilidad absoluta húmeda.
si la parcela no está saturada, la estabilidad dependerá del valor del CAPE:
si el CAPE = 0, la parcela es absolutamente estable.
si el CAPE > 0, la parcela se vuelve inestable cuando se eleva más allá del NCL.

Gradientes isotérmicos

Los gradientes isotérmicos ocurren cuando la temperatura no cambia con la altura.

Debido a que toda parcela de aire que se desplaza verticalmente se enfría o se calienta de acuerdo con el gradiente adiabático apropiado, un gradiente isotérmico es un caso especial de un gradiente térmico estable.



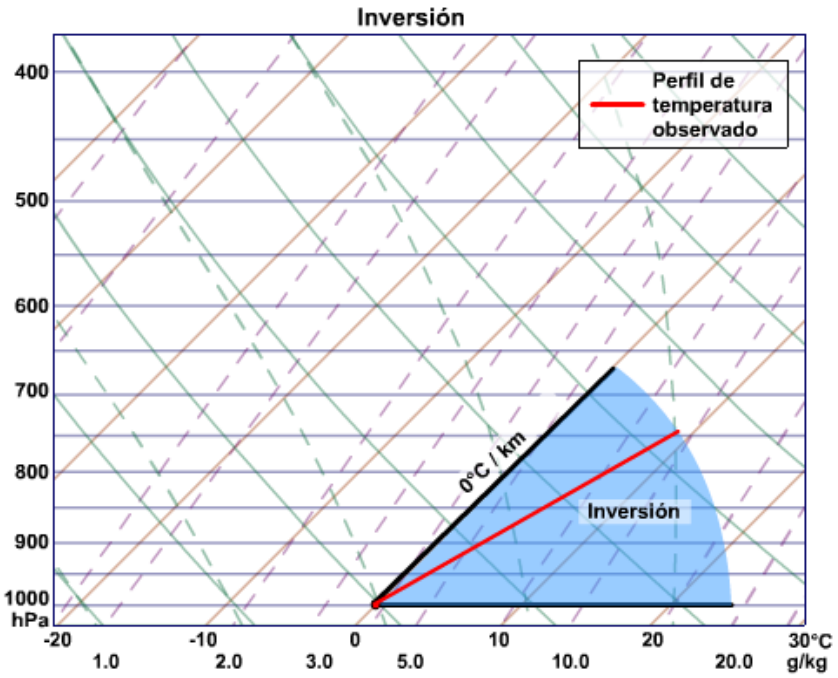
Inversión

Una inversión ocurre cuando la temperatura aumenta conforme aumenta la altura.

Debido a que una parcela de aire que se desplaza hacia arriba se enfría de acuerdo con el gradiente adiabático apropiado, las inversiones son un caso especial de un gradiente térmico estable.

Las inversiones se forman en respuesta a varios procesos, como los siguientes:

- enfriamiento radiativo de la superficie
- subsidencia en altitud
- paso de frentes



Inestabilidad potencial

El criterio de estabilidad aunque es muy utilizado, y en términos generales se puede aplicar, para los pequeños desplazamientos de una parcela, no es un buen indicador de lo que puede ocurrir cuando una capa o parcela se desplaza grandes distancias verticales.

Estos desplazamientos ocasionan el cambio de tipo de estabilidad de una capa completa sobre un área extensa, o bien el enfriamiento adiabático de ciertas parcelas hasta que se saturen e inclusive que penetren profundamente en capas que tienen un tipo de estabilidad diferente.

Por esto se han propuesto varios procedimientos para aplicar la teoría de la burbuja al problema de los desplazamientos verticales grandes.

Uno de estos enfoques para el problema de la elevación involucra el **concepto de inestabilidad potencial**, donde se considera el efecto de elevar físicamente una capa cualquiera.

Determinación de la inestabilidad potencial

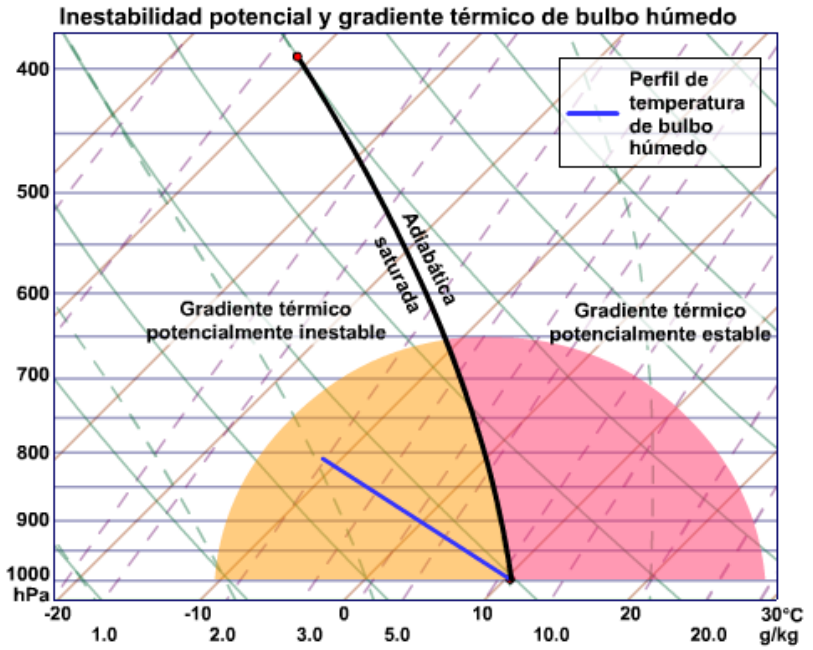
Rossby 1930: introdujo un criterio para la estabilidad o inestabilidad cuando se eleva una capa en su totalidad al encontrarse con un frente o una montaña.

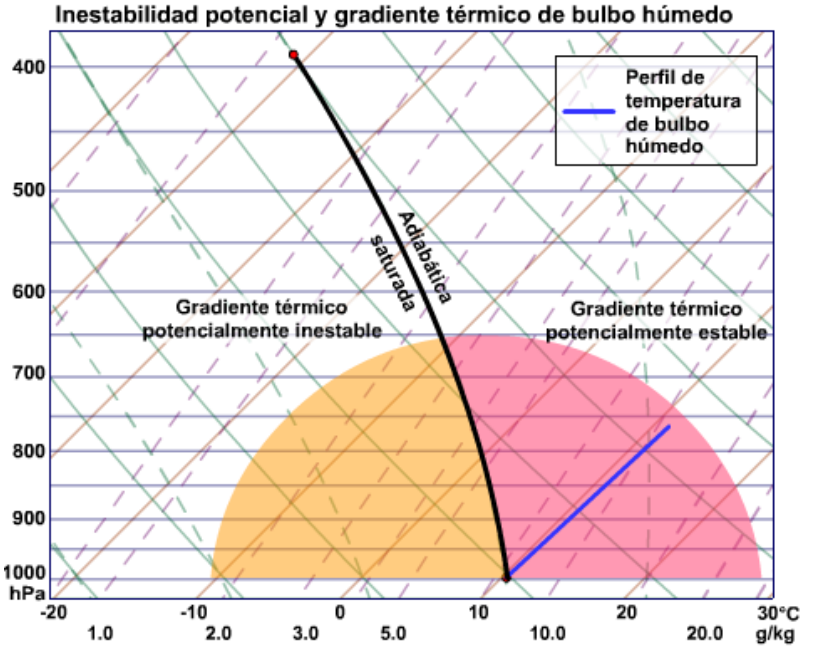
Este criterio se llegó a conocer como "**inestabilidad potencial**" (o "inestabilidad convectiva“).

Para determinar la inestabilidad potencial, se compara el gradiente térmico de la temperatura de bulbo húmedo (TB) vs. el gradiente adiabático saturado (AS):

- Las capas en las que el **TB > AS** → son **potencialmente inestables**.

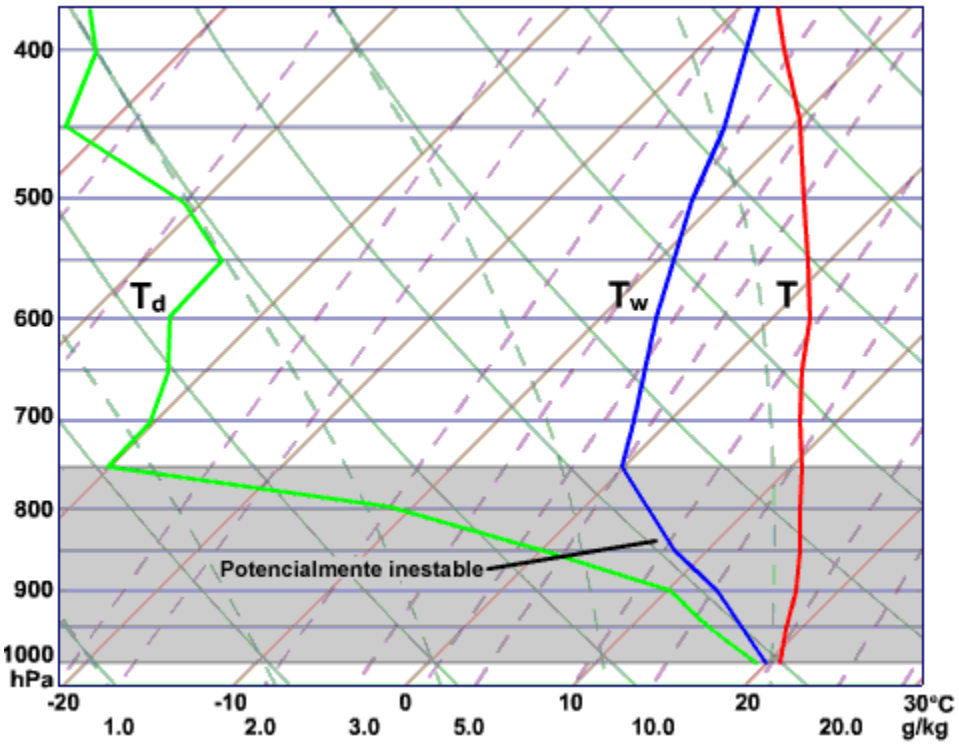
- Las capas en las que el **TB < AS** → son **potencialmente estables**.





En esta figura y en las que siguen, la línea azul entre el perfil de temperatura y el perfil del punto de rocío representa el perfil de la temperatura de bulbo húmedo.

Estudie este diagrama oblicuo T - log p y luego conteste las preguntas.



¿Cómo caracterizaría el gradiente térmico desde la superficie hasta 500 hPa?

a) Estable

b) Inestable

c) Neutro

La respuesta correcta es (a) Estable. El gradiente térmico es menor que el gradiente adiabático húmedo.

¿Hay algunas capas en el intervalo 1000-500 hPa que exhiban inestabilidad POTENCIAL?

a) Sí, 700-500 hPa

b) Sí, 750-600 hPa

c) Sí, 1000-750 hPa

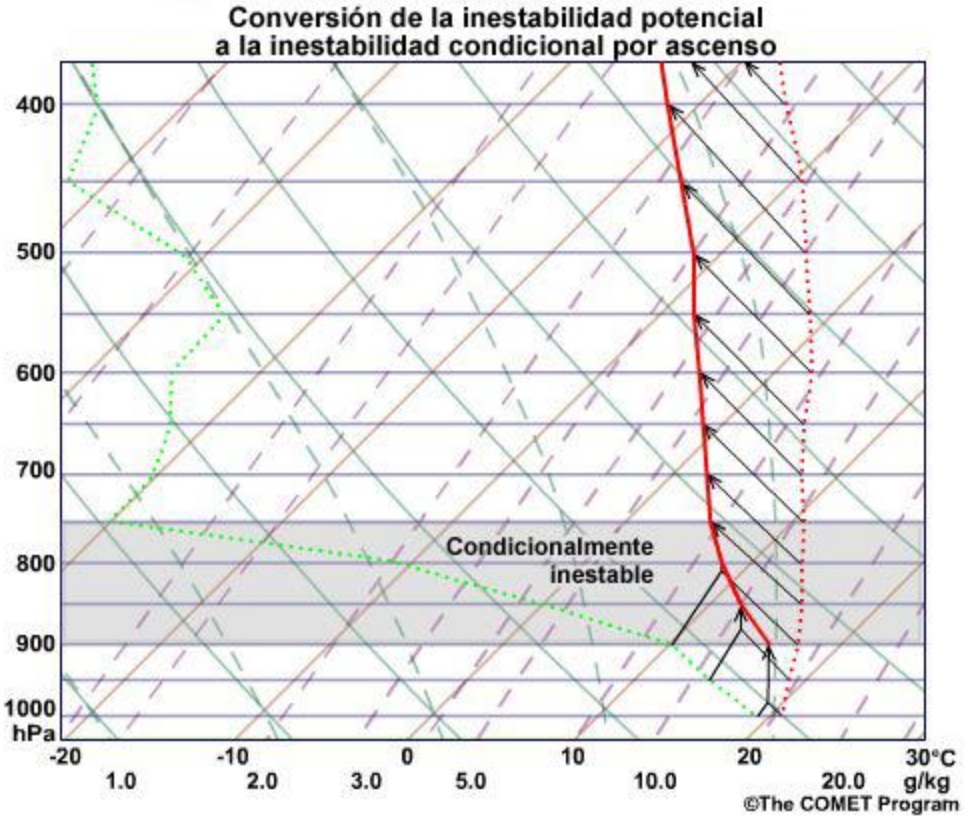
d) No, todas las capas son potencialmente estables.

La respuesta correcta es c) Sí, la capa de 1000-750 hPa. Mientras que el perfil de temperatura exhibe un gradiente térmico estable, el perfil de punto de rocío se seca rápidamente con la altura. Por consiguiente, el gradiente térmico de la temperatura de bulbo húmedo excede el gradiente térmico de la adiabática saturada, lo cual ocasiona que la capa sea potencialmente inestable. Esto nos enseña que si un sondeo tiene perfiles estables de temperatura, pero se seca con la altura, se debe examinar con cuidado para determinar si existe inestabilidad convectiva o potencial.

Ejemplo de elevación

Para aplicar el concepto de inestabilidad potencial al desplazamiento vertical de una capa, examinemos la misma capa inicialmente estable que vimos en el ejemplo anterior.

Primero eleve la capa 100 hPa y luego fíjese el gradiente térmico que resulta. La capa elevada es condicionalmente inestable, mientras que la capa no elevada es potencialmente inestable



Estabilidad local

AIRE SECO:

$\gamma_d > \alpha_d$ -> est $\gamma_d = g/c_{pd}$ aprox= 0,98ºC/100m

$\gamma_d < \alpha_d$ -> inest $\gamma_d = -dT/dz$ burbuja

$\gamma_d = \alpha_d$ -> ind $\alpha_d = -\delta T/\delta z$ entorno

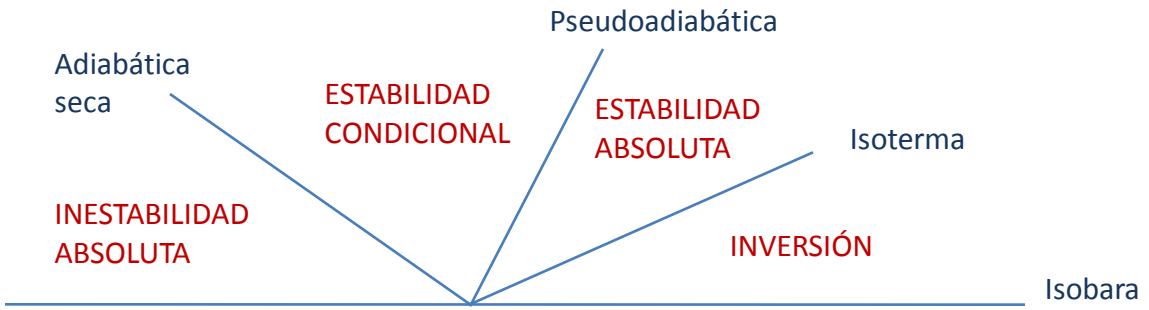
AIRE HÚMEDO (AIRE SECO + VAPOR DE AGUA)

$T_v = T(1+3/5\ q)$ $\alpha_v = -\delta T_v / \delta z$

$\alpha_v < \gamma_d$ -> est

$\alpha_v > \gamma_d$ -> inest

$\alpha_v = \gamma_d$ -> ind



AIRE SATURADO:

γ y Γ ($\Gamma < \gamma$)

$\alpha > \gamma_d$ -> inestabilidad absoluta

$\alpha < \Gamma$ -> estabilidad absoluta

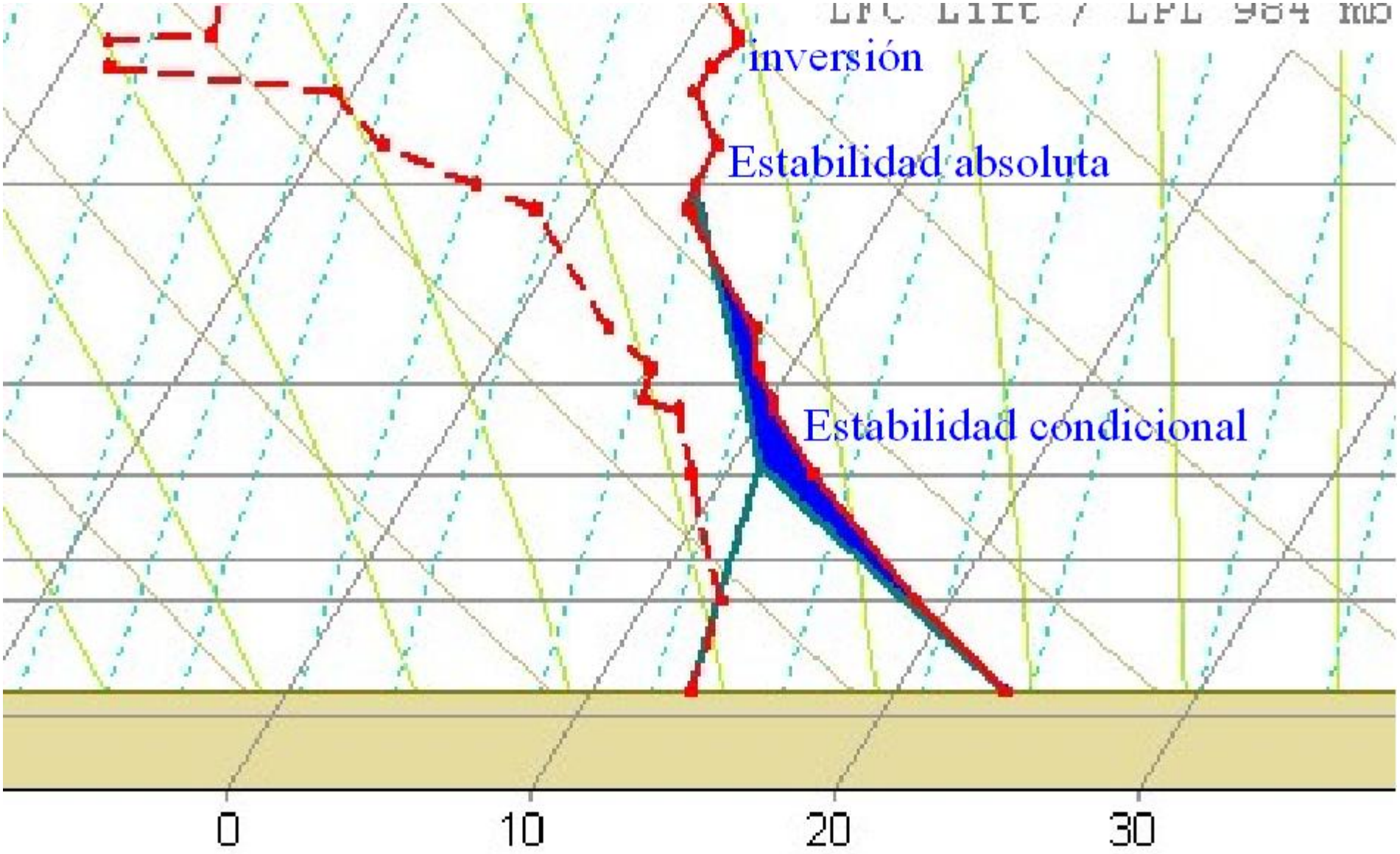
$\Gamma < \alpha < \gamma_d$ -> estabilidad/inestabilidad condicional

en un diagrama, si la curva de estado está:

entre la adiabática seca y la pseudoadiabática -> estabilidad condicional

a la izquierda de la adiabática seca-> inestabilidad absoluta

a la derecha de la pseudoadiabática-> estabilidad absoluta



Razón de mezcla Adiabática Pseudoadiabática

Ahora hay que estudiar la ESTABILIDAD CONDICIONAL

2.11 Desplazamientos verticales finitos

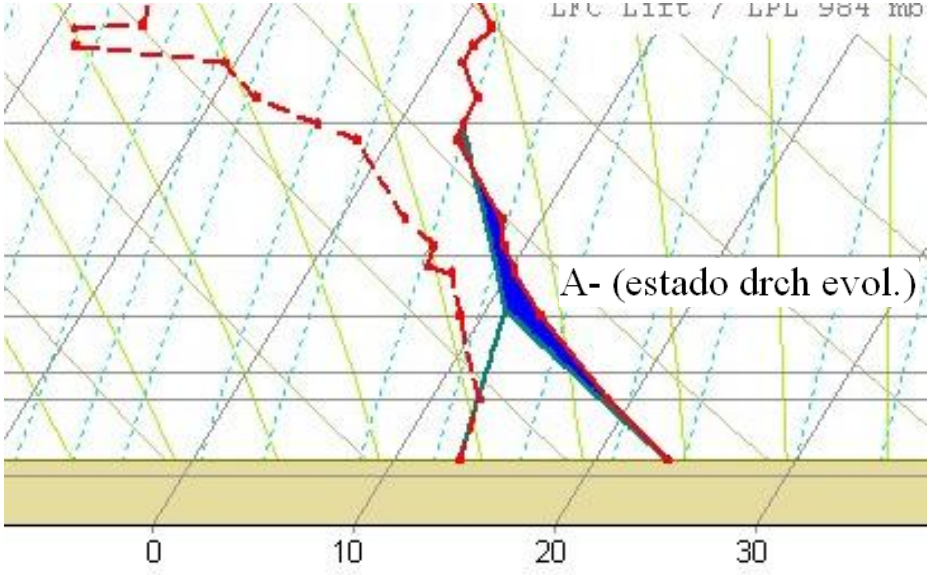
¿Qué ocurre en un estrato condicionalmente inestable cuando burbujas procedentes de diferentes niveles ascienden verticalmente con desplazamientos finitos?

- curva de estado (P,T) -> estado termodinámico de la atmósfera

- curva de evolución -> camino seguido por una burbuja en un desplazamiento finito

suponemos que la curva de evolución no es adiabática seca ni pseudoadiabática

el área existente entre la curva de evolución y la curva de estado entre dos isobaras es proporcional al trabajo que las fuerzas de presión y gravedad hacen sobre la burbuja



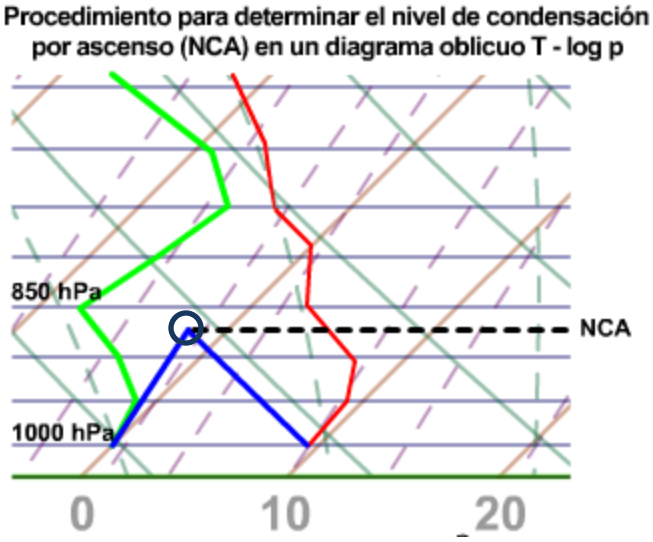
curva de evolución dcha de curva de estado (A+): trabajo aplicado a la burbuja -> aceleración vertical -> inestabilidad

curva de evolución izq curva de estado (A-): burbuja se desacelera

Definiciones habituales

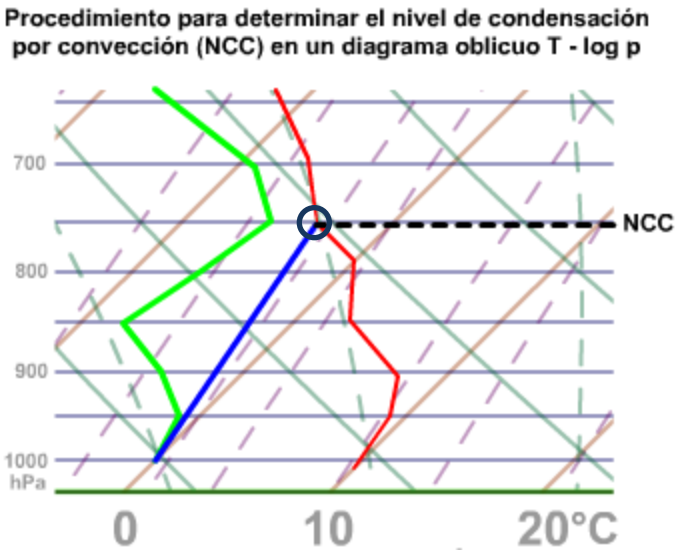
El **nivel de condensación por ascenso** (NCA) es la altura a la que una parcela de aire se satura cuando asciende siguiendo un proceso adiabático seco.

El NCA se encuentra en la intersección de la línea de razón de mezcla de saturación que pasa por la temperatura de punto de rocío en la superficie con la adiabática seca que atraviesa la temperatura de la superficie. En este ejemplo, el aire en la superficie con T=9 °C y T_d=0 °C se saturará cuando alcance el nivel de 870 hPa al ascender por la adiabática seca, o sea, cuando alcance el nivel de condensación por ascenso



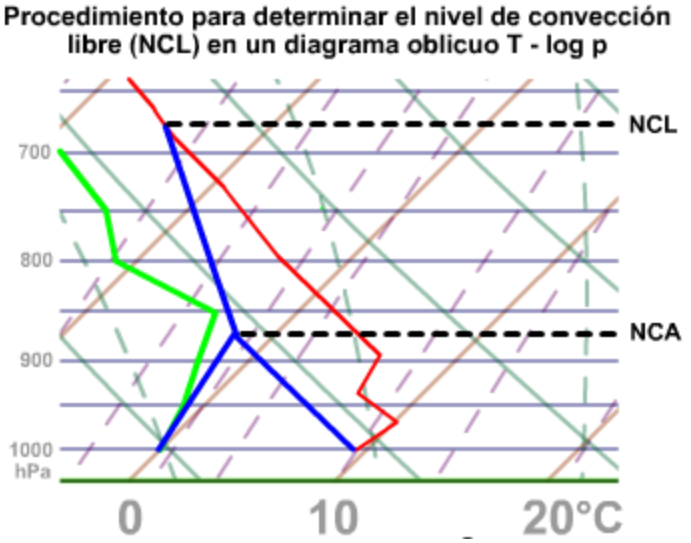
El **nivel de condensación por convección** (NCC) es la altura a la que una parcela de aire que se calienta lo suficiente desde la superficie subirá adiabáticamente hasta que esté saturada. Normalmente, es la altura de la base de las nubes Cu formadas por la convección térmica producida exclusivamente por el calentamiento de la superficie.

Para determinar el NCC en un sondeo, comience en el punto de rocío en la superficie, siga una línea de razón de mezcla de saturación hacia arriba hasta que interseque el perfil de temperatura del sondeo. El nivel de intersección es el NCC.



El **nivel de convección libre** (NCL) es la altura a la que una parcela de aire que asciende se torna más cálida que la atmósfera circundante y experimenta empuje convectivo. La parcela asciende siguiendo un proceso adiabático seco hasta saturarse (en el NCA) y luego continúa su ascenso siguiendo un proceso adiabático húmedo.

A partir del nivel de condensación por ascenso (NCA) siga una adiabática saturada hacia arriba hasta intersecar con la curva de temperatura del sondeo. El nivel de esta intersección es el NCL.
En este ejemplo, en la superficie T = 9.5 °C y T_d = 0 °C, lo cual produce un NCA de 870 hPa y un NCL de 675 hPa.



si cambiamos de A+ a A- la aceleración obtenida en el ascenso puede hacer que siga subiendo hasta la siguiente A+

si A- > A+ se puede forzar el ascenso -> NCA forzado a partir de este nivel, aún encontrándonos en inestabilidad condicional habrá inestabilidad porque el aire está saturado.

Si el estado inicial es de INESTABILIDAD CONDICIONAL

inestabilidad latente efectiva o real:

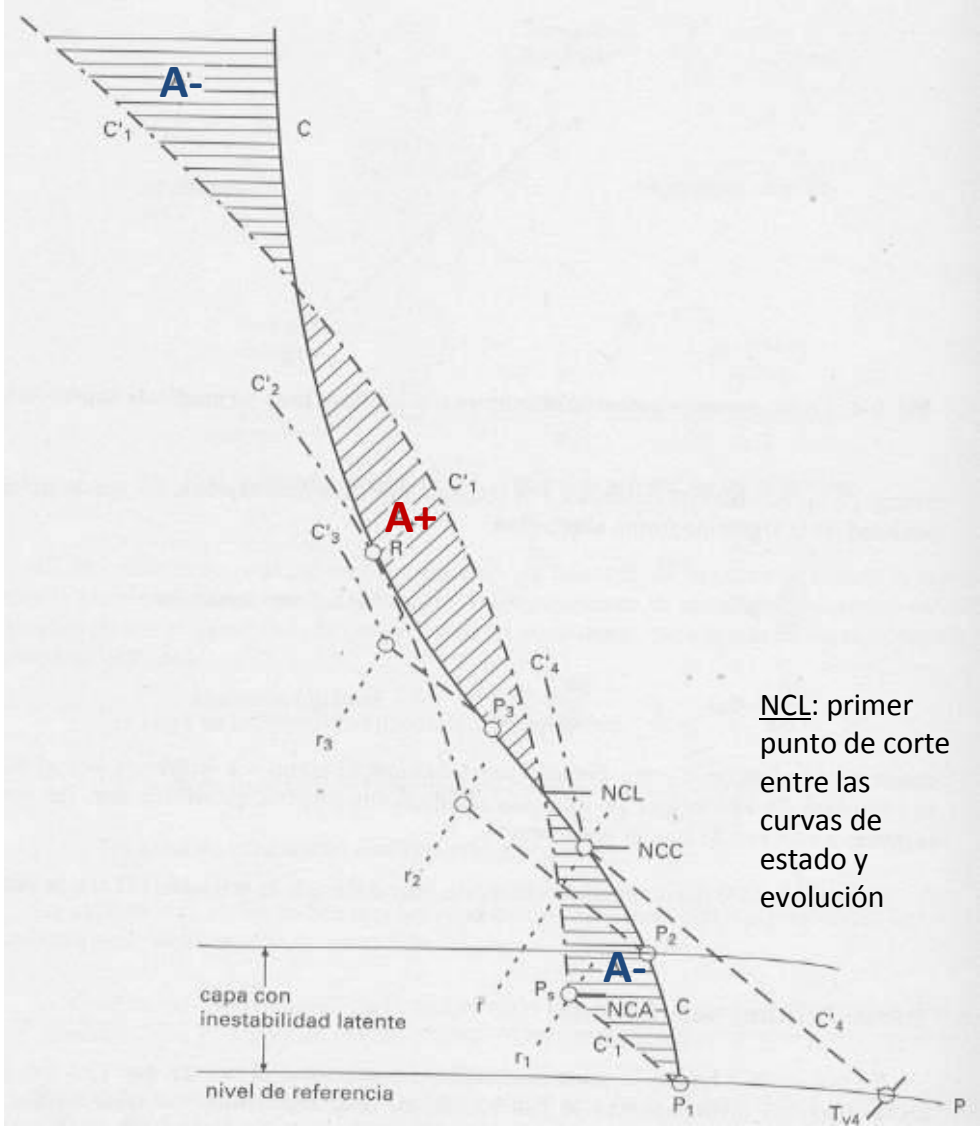
-> A+ > A- a partir del NLC

puede existir cierta facilidad para el ascenso, pero (cuidado) si inicialmente es muy negativa o no existen mecanismos que permitan ascenso puede que no se den ascensos.

falsa inestabilidad latente

-> A- > A+ a partir del NLC

el ascenso está muy dificultado. Requiere de mecanismos externos muy energéticos

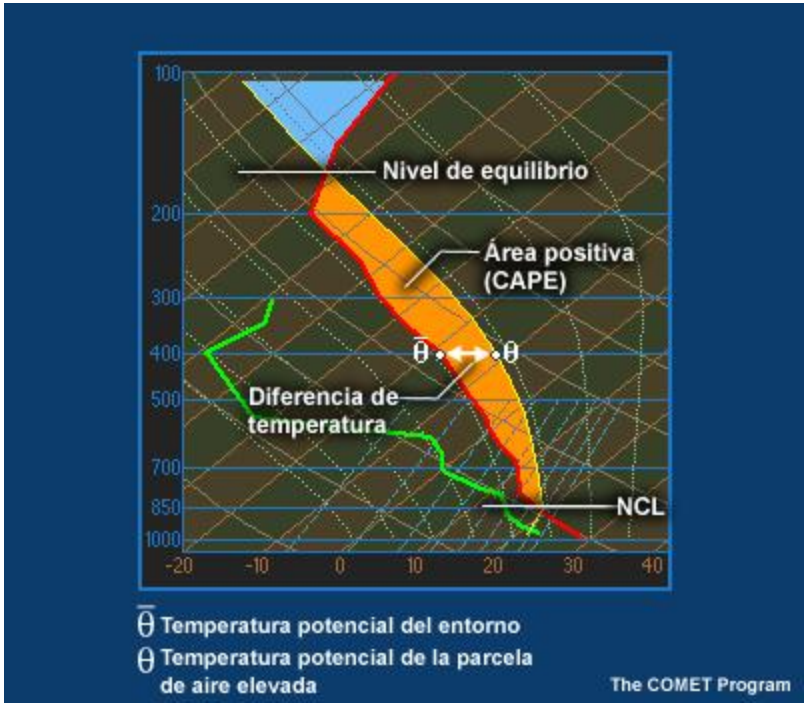


NCL: primer punto de corte entre las curvas de estado y evolución

CAPE = (suma A+) – (suma A-)

CAPE

En un diagrama oblicuo T - log p, la energía potencial convectiva disponible (EPCD, o CAPE por las siglas del inglés *Convective Available Potential Energy*) es proporcional al área encerrada entre las líneas del perfil de temperatura del ambiente y la adiabática húmeda desde el nivel de convección libre (NCL) hasta el nivel de equilibrio (NE). Esta área, que se muestra en anaranjado en el diagrama adjunto, indica el valor de energía disponible para el ascenso conforme la parcela acelera hacia arriba. La CAPE se expresa en julios por kilogramo (J/kg).



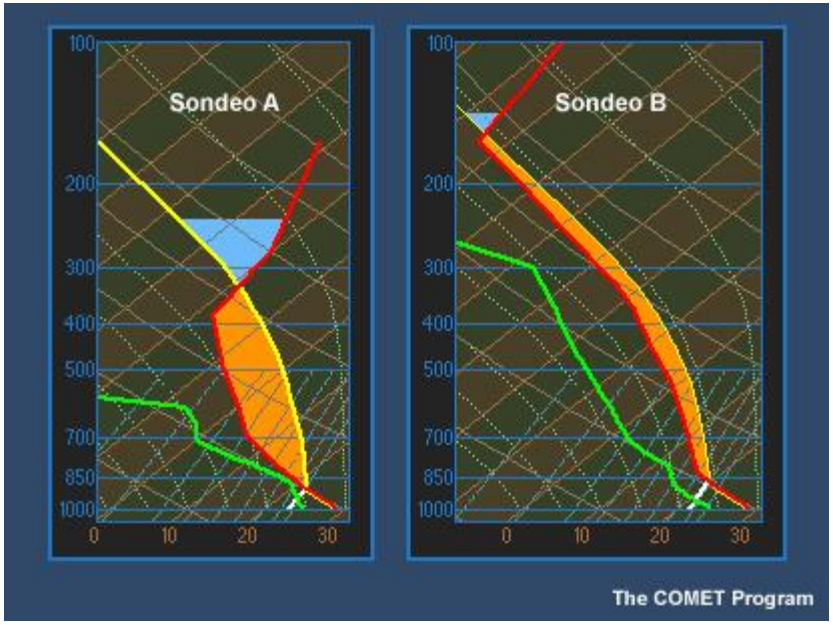
Los valores altos de CAPE son indicativos de un alto potencial de convección fuerte o severa.

Valor de CAPE	***Potencial convectivo***
0	Estable
0-1000	Marginalmente inestable
1000-2500	Moderadamente inestable
2500-3500	Muy inestable
3500 o más	Extremadamente inestable

El efecto neto del CAPE sobre una parcela ascendente se ve fuertemente afectado por la distribución vertical del empuje hidrostático y la humedad en el sondeo.

Por ejemplo, estos dos sondeos presentan magnitudes de CAPE idénticas, pero en el sondeo A la CAPE se encuentra concentrada en la mitad inferior del perfil, a diferencia del sondeo B, en el cual la CAPE está distribuida a lo largo de una capa mucho más profunda. En condiciones iguales, el sondeo A produciría una corriente ascendente más fuerte que el sondeo B, especialmente en los niveles inferiores.

El motivo principal es que una parcela de aire en la superficie que presenta el sondeo A acelera más rápidamente, lo cual no permite suficiente tiempo para incorporar el aire seco y estable de los niveles intermedios que podría reducir su empuje hidrostático neto. Además, la corriente ascendente más fuerte en los niveles inferiores del sondeo A llevaría más precipitación a niveles más altos, reduciendo la cantidad de precipitación que vuelve a caer en la porción inferior de la corriente ascendente. Esto reduce el arrastre hacia abajo de la carga de agua en la parte inferior de la nube, lo cual contribuye a mantener una fuerte corriente ascendente. Aunque los efectos negativos de la incorporación de aire ambiental en el sondeo B serían mínimos, en comparación con el sondeo A los efectos de la mayor carga de agua reducirían considerablemente la intensidad máxima de la corriente ascendente.



Factores que afectan los efectos del estado del tiempo

El tipo de tiempo atmosférico que realmente ocurre depende de una serie de factores, entre los cuales podemos mencionar los siguientes:

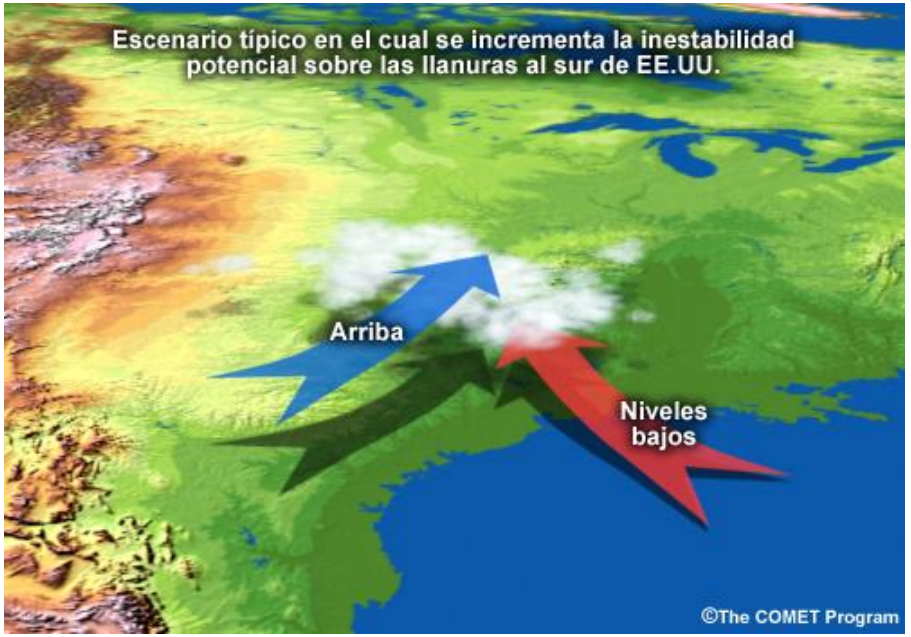
- la cantidad de elevación necesaria para iniciar la condensación
- la pendiente del gradiente térmico de bulbo húmedo
- el grado de estabilidad de las capas adyacentes
- la rapidez y uniformidad espacial del proceso de elevación

Para muchos fines prácticos puede haber poca diferencia en las nubes y el estado del tiempo que resultan del levantamiento de una capa delgada potencialmente estable en comparación con el levantamiento de una capa delgada potencialmente inestable.

Por eso pueden darse casos en los cuales el aspecto "inestable" de la inestabilidad potencial es de importancia trivial

Procesos que cambian la inestabilidad potencial

En general los procesos que aumentan el contenido de humedad de los niveles inferiores y/o disminuyen el contenido de humedad de los niveles superiores tienden a crear o aumentar la inestabilidad potencial.
Ésta es una representación gráfica de un ejemplo de advección de aire cálido y húmedo que proviene del Golfo de México en los niveles bajos y la advección de aire más seco que fluye del suroeste a mayor elevación. Estas condiciones aumentan considerablemente la inestabilidad potencial que lleva al desarrollo de tormentas eléctricas severas sobre las llanuras del sur de EE.UU., especialmente en la primavera.
Es importante notar que todos los efectos que cambian el gradiente térmico que describimos previamente pueden cambiar de forma indirecta la distribución vertical de la estabilidad e inestabilidad potencial en un lugar específico



Calentamiento y enfriamiento no adiabáticos

Utilizamos el método de la burbuja para evaluar la estabilidad porque los resultados se correlacionan bien con el tiempo atmosférico observado.
No obstante, debido a que el método de la burbuja depende únicamente de procesos adiabáticos, no toma en cuenta varios procesos que también afectan la estabilidad.

Por ejemplo, si estudiamos un ambiente convectivo, podemos encontrar varios procesos que resultan de la transferencia de calor y humedad entre corrientes de aire ascendente y el ambiente circundante. Entre estos procesos se incluyen los siguientes:

•Mezcla horizontal entre las corrientes de aire verticales o los cúmulos y su entorno. La mezcla del aire saturado de la corriente ascendente con el aire seco circundante enfría la corriente ascendente por evaporación y reduce su contenido de agua. Este proceso reduce el empuje hidrostático de la corriente ascendente, particularmente en la parte exterior de la columna convectiva.
•Mezcla vertical, tanto dentro de la corriente de aire ascendente como entre el ambiente y la corriente de aire ascendente en el nivel superior de la capa de la nube. En los cúmulos, estos procesos producen corrientes descendentes que redistribuyen el agua condensada y el calor. Por consiguiente, los gradientes térmicos pueden alejarse de la adiabática de saturación.
•Enfriamiento latente por la fusión de la precipitación. Por ejemplo, el gradiente térmico en aire saturado que se eleva y se enfría por la fusión de la nieve o del granizo que cae puede superar en gran medida el gradiente adiabático de saturación.

Otros efectos que modifican el movimiento vertical

Existen varios efectos no termodinámicos que afectan el movimiento vertical debido al empuje hidrostático de las parcelas, acelerándolo o frenándolo, particularmente dentro y alrededor de las tormentas convectivas. El método de la burbuja no toma en cuenta estos procesos. Entre dichos efectos cabe mencionar los siguientes:

•Fricción y arrastre entre la térmica o nube ascendente y los vientos circundantes. Estos procesos exhiben su efecto más importante cuando hay una fuerte cortante vertical de viento en el ambiente.

•Reducción del empuje hidrostático debido al peso del agua condensada. Este efecto retarda las corrientes ascendentes e intensifica las corrientes descendentes.

•Arrastre debido a la precipitación. Éste es otro proceso que retarda las corrientes ascendentes e intensifica las corrientes descendentes.

•Subsidencia compensadora cerca de una corriente ascendente convectiva. Parte del aire circundante se aspira hacia abajo para reemplazar la corriente de aire que asciende y se expande.