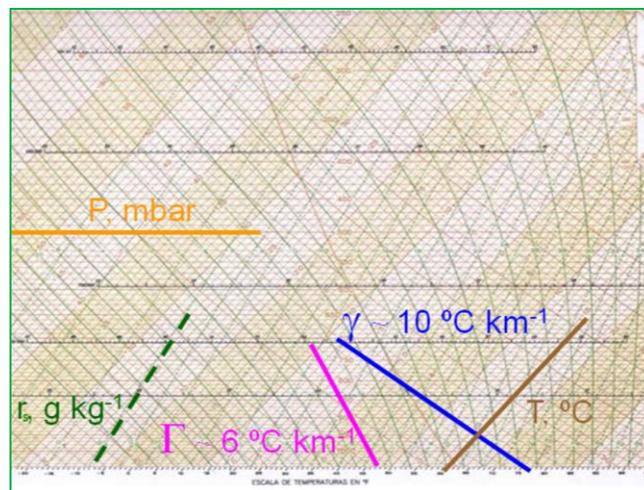




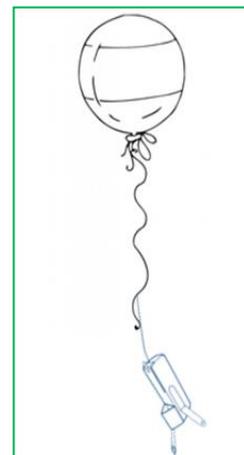
Guía de trabajo autónomo sobre un sondeo aerológico

1. Repasa las diapositivas y las anotaciones de clase correspondientes al tema 3, especialmente lo correspondiente a los contenidos del 3.2 al 3.5.
2. Trata de identificar las cinco líneas fundamentales representadas en el diagrama oblicuo y etiquétalas en el siguiente diagrama termodinámico (en caso de necesidad consulta las secciones A.1 y A.2 del Anexo):



3. En un día de invierno en Granada se lanza un sondeo obteniendo para los niveles de presión indicados los siguientes valores de temperatura y temperatura de punto de rocío que se muestran en la tabla. Intenta representar el perfil de temperatura (curva de estado) y temperatura del punto de rocío en un diagrama oblicuo (pídelo al profesor o descárgalo de la plataforma Moodle de la asignatura, <http://atmosfera.ugr.es/doc/>).

Presión (hPa)	Temperatura (°C)	Temperatura de punto de rocío (°C)
1015	11.0	1.0
1000	12.0	2.0
950	9.0	1.0
895	5.0	-1.0
830	0.0	-7.0
780	-4.0	-15.0
720	-15.0	-21.0
680	-21.0	-25.0
600	-27.0	-32.0
460	-37.0	-45.0
400	-49.0	-57.0
350	-55.0	-62.0



4. Repasa el concepto de nivel de condensación por elevación (NCE) e identifícalo sobre el diagrama oblicuo anterior para el nivel inicial y el nivel de 550 hPa. Encontrarás información para el cálculo gráfico del NCE en la sección A.3 del Anexo.
5. Repasa nuevamente las diapositivas y las anotaciones de clase correspondientes a las secciones 3.2-3.4 del tema 3. Determina para el nivel inicial y el de 550 hPa:
 - a) Proporción de mezcla (r)
 - b) Tensión de vapor (e)
 - c) Humedad relativa (U)
 - d) Temperatura de condensación o saturación (T_c)
 - e) Temperatura potencial (θ) y compárala con el resultado determinado numéricamente

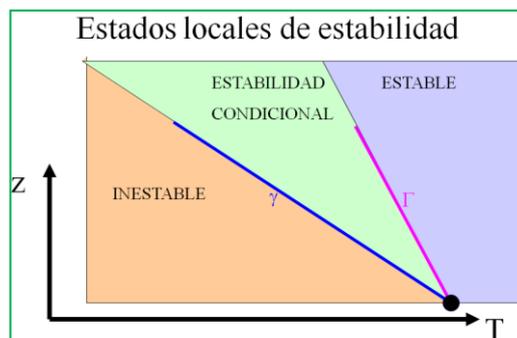
Encontrarás información para el cálculo gráfico de la mayoría de estas variables en la sección A.4 del Anexo.

6. Repasa nuevamente las diapositivas y las anotaciones de clase correspondientes a las secciones 3.4 y 3.5 del tema 3, y atiende a la explicación del profesor. Determina para el nivel inicial y el de 550 hPa:
 - f) Pseudotemperatura del termómetro húmedo (T_{sw})
 - g) Pseudotemperatura potencial del termómetro húmedo (θ_{sw})
 - h) Temperatura pseudoequivalente (T_{se}). Compara con la temperatura equivalente (T_e) determinada numéricamente
 - i) Temperatura pseudopotencial equivalente (θ_{se}). Compara con la temperatura equivalente potencial (θ_e) determinada numéricamente

Encontrarás información para el cálculo gráfico de la mayoría de estas variables en las secciones A.5, A.6 y A.7 del Anexo.

7. Atiende a la explicación del profesor y reflexiona sobre los estados locales de estabilidad mostrados en la siguiente figura e indica las características de estabilidad o inestabilidad según el método de la burbuja para cada uno de los estratos definidos por parejas sucesivas de niveles de presión incluidos en el sondeo aerológico de Granada, comparando la pendiente de la curva de estado (α) con las de la adiábata seca (γ) y pseudoadiábata (Γ):

Estrato entre	Carácter del estrato
1015-1000 hPa	
1000-950 hPa	
950-895 hPa	
895-830 hPa	
830-780 hPa	
780-720 hPa	
720-680 hPa	
680-600 hPa	
600-460 hPa	
460-400 hPa	
400-350 hPa	



8. Atiende a la explicación del profesor, repasa las diapositivas y las anotaciones de clase correspondientes a la sección 4.5 del tema 4. Define el nivel de convección libre (NCL) e identifícalo sobre el diagrama oblicuo.
9. Atiende a la explicación del profesor, lee las secciones A.8 y A.9 del Anexo y estudia la posible existencia de inestabilidad latente en relación con la actividad anterior.
10. Repasa las diapositivas y las anotaciones de clase correspondientes a la sección 4.6 del tema 4. Define el nivel de condensación por convección (NCC) e identifícalo sobre el diagrama oblicuo. Define y calcula la temperatura de convección (T_{conv}) y discuta la posibilidad de formación de cúmulos.
11. Repasa las diapositivas y las anotaciones de clase correspondientes a la sección 4.1 del tema 4. Determina el espesor geométrico del estrato comprendido entre 460 y 350 hPa, usando como temperatura media del estrato aquella temperatura cuya isoterma delimita áreas aproximadamente iguales con las isobaras extremas del estrato y la curva de estado, y compáralo con el espesor que tendría una atmósfera tipo entre estos dos niveles a partir de su lectura en el diagrama oblicuo.
12. Repasa las diapositivas y las anotaciones de clase correspondientes a la sección 4.4 del tema 4, y lee la sección A.10 del Anexo. Estudia la inestabilidad potencial del estrato comprendido entre 950 y 895 hPa.

ANEXO I

(adaptado de Retallack, B.J., Compendio de Meteorología, Parte 2, Meteorología Física. O.M.M., Ginebra, 1974)

A.1. El diagrama de Herlofson

Este diagrama termodinámico es ampliamente usado en todo el mundo. Las líneas *isotermas* (es decir, líneas de igual temperatura) están inclinadas hacia la derecha un ángulo de 45° con respecto a las *isobaras* (es decir, líneas de igual presión) (Figura A.1).

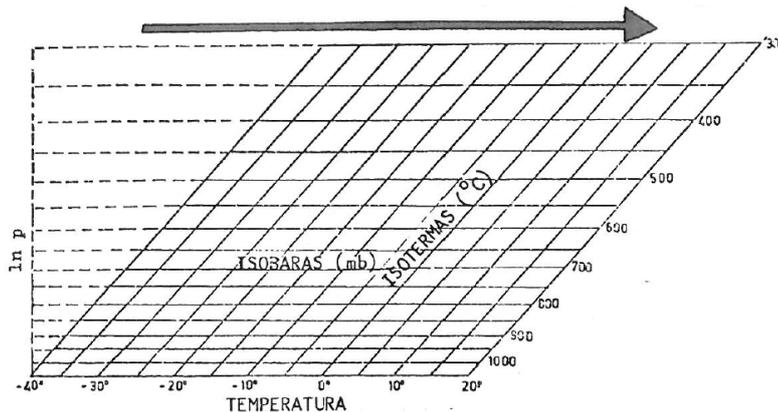


Figura A.1. Diagrama de Herlofson resultante de inclinar las isotermas.

En la figura A.2 se muestra un sondeo de aerológico representado sobre este tipo de diagrama.

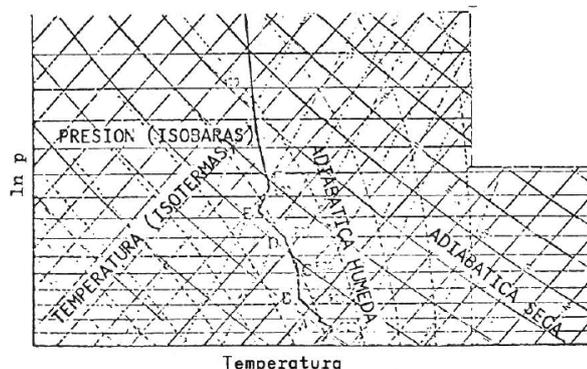


Figura A.2. Sondeo de temperatura representado en un diagrama de Herlofson.

Nótese que las *adiabáticas secas* son líneas levemente curvadas que se extiende desde la parte inferior derecha a la parte superior izquierda del diagrama (tienen la concavidad hacia arriba). Debido a que las isotermas son inclinadas, el ángulo entre las líneas isotérmicas y adiabáticas es de aproximadamente 90° .

Las *adiabáticas saturadas* están claramente curvadas. Esta característica no puede ser evitada sin sacrificar la proporcionalidad entre el área y la energía. Por el contrario, las líneas *equisaturadas* (es decir, líneas de igual *proporción de mezcla saturante*) son esencialmente rectas.

En resumen, el diagrama de Herlofson tiene las siguientes propiedades:

- (i) el área es proporcional a la energía
- (ii) tres tipos de líneas son exactamente (o casi) líneas rectas, otro tipo es levemente curvado y otro es marcadamente curvado
- (iii) el ángulo entre las isotermas y las adiabáticas varía según la posición en el diagrama, pero es de aproximadamente 90°
- (iv) en la parte baja de la atmósfera el ángulo entre las adiabáticas secas y las saturadas es apreciable

A.2. Interpretación de un sondeo representado en un diagrama aerológico

Si se representa la temperatura en varios niveles de presión sobre un diagrama aerológico, se puede determinar el gradiente vertical de temperatura (α) en distintas capas de la atmósfera. Esto permitirá estudiar la estabilidad de la capa en relación con los desplazamientos verticales de una pequeña parcela o burbuja.

Además sobre el diagrama se pueden representar valores de la temperatura de punto de rocío en varios niveles de presión. La temperatura de punto de rocío es una medida del contenido de vapor de agua en una muestra de aire. Su valor nunca es mayor que la temperatura de la muestra.

Las curvas correspondientes a la temperatura y a la temperatura de punto de rocío coinciden en aquellos niveles donde el aire está saturado. En los niveles en que las curvas de temperatura y de temperatura de punto de rocío están separadas, el aire está sin saturar.

A.3. Nivel de condensación por elevación

El *nivel de condensación por elevación* (NCE) es el nivel de presión al cual una muestra de aire sin saturar debe ser elevada según una adiabática seca para convertirse en saturada. En el diagrama aerológico está situado en el punto de intersección de las dos siguientes líneas:

- (i) la adiabática seca que pasa por el punto de la curva de temperatura (curva de estado) en el nivel de presión considerado
- (ii) la equisaturada que pasa por el punto de la curva de temperatura de punto de rocío en el nivel de presión considerado

A.4. Otras variables de interés

Como ya sabemos la temperatura y la temperatura de punto de rocío reales del aire en los distintos niveles de presión encima de una estación meteorológica se pueden representar en un diagrama aerológico. A partir de los sondeos de estas dos propiedades se pueden derivar las siguientes cantidades en cualquier punto de la atmósfera:

- (i) *proporción de mezcla* (r): en la curva de temperatura de punto de rocío del sondeo se lee el valor dado por la línea de proporción de mezcla de saturación que pasa a través de este punto ya que $r(T) = r_s(T_d)$.

- (ii) *proporción de mezcla saturante* (r_s): en la curva de temperatura del sondeo (curva de estado) se lee el valor dado por la línea de la proporción de mezcla saturante que pasa a través de ese punto.
- (iii) *humedad relativa* (U): es la relación entre la presión parcial de vapor de agua (e) y la presión saturante de vapor de agua (e_s), y generalmente se multiplica por 100 para expresarla en porcentaje. También se puede obtener como la relación entre la proporción de mezcla de vapor de agua (r) y la proporción de mezcla saturante (r_s), expresada en porcentaje.
- (iv) *temperatura potencial* (Θ): es la temperatura que tendría la muestra de aire si fuera llevada adiabáticamente a una presión de referencia de 1000 mb. Sobre el sondeo localizamos el punto considerado en la curva de estado y nos desplazamos a lo largo de la adiabática seca (o paralelamente a la adiabática seca más cercana) hasta alcanzar el nivel de presión de 1000 mb. La temperatura en el nivel de presión de 1000 mb es la temperatura de la muestra de aire.

A.5. Temperatura del termómetro húmedo

La *temperatura del termómetro húmedo* es la temperatura a la cual hay que enfriar la muestra de aire, introduciendo en esa muestra agua por evaporación manteniendo la presión constante, hasta que el aire esté saturado. Esta temperatura se determina mediante un psicrómetro, que es un instrumento de medida compuesto por dos termómetros (uno de ellos se denomina termómetro de bulbo seco y el otro húmedo). Un proceso meteorológico por el cual el aire alcanza su temperatura del termómetro húmedo es el debido a la lluvia, donde se produce evaporación del agua que está precipitando y se satura una capa de aire que inicialmente no lo estaba.

El diagrama aerológico se puede usar para determinar una variable meteorológica que es aproximadamente igual a la temperatura del termómetro húmedo y se denomina pseudotemperatura del termómetro húmedo (T_{sw}). El método de cálculo es el siguiente:

- (i) en primer lugar una parcela de aire sin saturar es enfriada por una expansión adiabática seca hasta alcanzar la saturación. Para ello se sigue la adiabática seca que pasa por el punto correspondiente del diagrama aerológico hasta alcanzar el nivel de condensación por elevación (NCE)
- (ii) en segundo lugar esa misma parcela desciende suponiendo que la compresión y el calentamiento tienen lugar a lo largo de una adiabática saturada. En este proceso se supone que se introduce agua continuamente por evaporación
- (iii) este descenso continúa hasta que se alcanza el nivel de presión original

En este proceso la parcela de aire se ha saturado al introducir en la muestra de aire agua por evaporación, de forma que el calor latente es proporcionado por la misma muestra. Finalmente se alcanza el nivel de presión original. Este proceso no es estrictamente isobárico ya que durante el ascenso y el descenso se producen cambios de presión. Sin embargo, la presión inicial y final es la misma. Además, la composición de la parcela de aire también cambia (se ha incorporado de vapor de agua) y así existe un pequeño intercambio de calor con el medio circundante, por lo que las transformaciones no son estrictamente adiabáticas. Sin embargo, la pseudotemperatura del termómetro

húmedo es aproximadamente igual a la temperatura del termómetro húmedo ($T_{sw} \approx T_w$). Por tanto, el diagrama aerológico proporciona un método sencillo para determinar el valor aproximado de la temperatura del termómetro húmedo.

A.6. Temperatura equivalente

La *temperatura equivalente* (T_e) de una parcela de aire es la temperatura obtenido tras condensarse todo el vapor de agua de forma que el calor latente se emplea en calentar el aire seco de la muestra, en un proceso isobárico.

El diagrama aerológico se puede usar para determinar la *temperatura pseudoequivalente* (T_{se}), que es aproximadamente igual a la temperatura equivalente. El método de cálculo es el siguiente:

- (i) en primer lugar una parcela de aire sin saturar es enfriada por una expansión adiabática seca hasta alcanzar la saturación. Para ello se sigue la adiabática seca que pasa por el punto correspondiente del diagrama aerológico hasta alcanzar el nivel de condensación por elevación (NCE).
- (ii) en segundo lugar, la parcela de aire se eleva por un proceso pseudoabiabático siguiendo la adiabática saturada hasta que todo el vapor de agua se ha condensado. Se supone que todos los productos condensados debido al enfriamiento caen fuera de la muestra de aire inmediatamente tras formarse.
- (iii) finalmente, la muestra de aire está ahora completamente seca y en el descenso se calienta según la adiabática seca hasta alcanzar su presión original.

En este proceso todo el vapor de agua ha abandonado la muestra y el calor latente correspondiente a su transformación en agua ha sido usado para calentarla. Finalmente se alcanza el nivel de presión original. Este proceso no es estrictamente isobárico ya que durante el ascenso y el descenso se producen cambios de presión. Sin embargo, la presión inicial y final es la misma. Además, el proceso no es estrictamente adiabático ya que se han producido cambios de composición, y por tanto cambios en el contenido de calor, durante el ascenso. Sin embargo, la temperatura pseudoequivalente es aproximadamente igual a la temperatura equivalente del aire húmedo ($T_{se} \approx T_e$). Por tanto, el diagrama aerológico proporciona un método sencillo para determinar el valor aproximado de la temperatura equivalente.

A.7. Temperatura pseudopotenciales

Dos importantes indicadores de la parcela de aire, que pueden ser usados aunque tengan lugar procesos de condensación y precipitación, son la temperatura pseudopotencial del termómetro húmedo (Θ_{sw}) y la temperatura pseudopotencial equivalente (Θ_{se}). El método de cálculo es el siguiente:

Temperatura pseudopotencial del termómetro húmedo (Θ_{sw}):

- (i) se determina la pseudotemperatura del termómetro húmedo (T_{sw}) de la parcela de aire como se indica en la sección anterior

- (ii) después se continúa a lo largo de la adiabática saturada hasta alcanzar el nivel de presión de referencia de 1000 mb. La temperatura a ese nivel de presión es la temperatura pseudopotencial del termómetro húmedo (Θ_{sw})

Temperatura potencial pseudoequivalente (Θ_{se}):

- (i) se determina la temperatura pseudoequivalente (T_{se}) de la parcela de aire como se indica en la sección anterior
- (ii) después se continúa a lo largo de la adiabática saturada hasta alcanzar el nivel de presión de referencia de 1000 mb. La temperatura a ese nivel de presión es la temperatura potencial pseudoequivalente (Θ_{se})

Como se puede apreciar, los diagramas aerológicos se pueden usar para determinar un número importante de variables meteorológicas. Además como veremos más adelante, también se pueden usar para estudiar las fuerzas que entran en juego cuando en la atmósfera se producen movimientos verticales.

A.8. Inestabilidad latente

Si el aire está en estado condicional, pero no saturado en todos los niveles, es efectivamente estable. Una parcela de aire sometida a un *pequeño desplazamiento* retornará a su posición original. A pesar de ello, una fuerza de magnitud suficiente puede producir un considerable desplazamiento hacia arriba de la parcela de aire. Si además se enfría hasta su punto de saturación antes de cesar el ascenso, puede eventualmente alcanzar un nivel donde está en equilibrio inestable.

Si la atmósfera está en estado condicional, una parcela de aire no saturado encontraría primero resistencia para elevarse. Esto se debe al hecho de que se enfría rápidamente según el gradiente adiabático seco. Si se enfría hasta el punto de saturación, el ascenso producido mecánicamente debe ser suficiente para vencer esta resistencia.

Una vez producida la condensación, la liberación de calor latente reduce el enfriamiento, que ahora será según el gradiente adiabático saturado. Durante su ascenso, la temperatura de la parcela se hace igual a la del entorno en un momento y nivel de presión dados. Para niveles de presión superiores, la parcela se vuelve más caliente que el aire circundante, por lo que continúa su ascenso de forma espontánea. Estos procesos se ilustran en la figura A.3. La saturación tiene lugar en el punto B, pero el cambio a condiciones de inestabilidad se retarda hasta que la parcela alcanza el nivel C, que se conoce como *nivel de convección libre* (NCL).

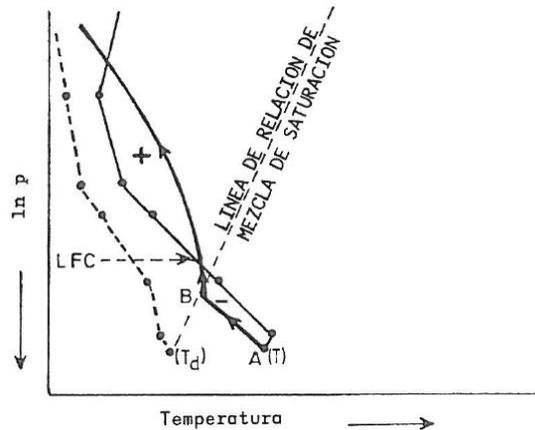


Figura A.3. Nivel de convección libre.

Se dice que una capa de la atmósfera posee *inestabilidad latente* (*u oculta*) cuando dentro de ella una parcela de aire resulta eventualmente inestable como consecuencia de un ascenso forzado.

De las consideraciones anteriores, es evidente que deben cumplirse dos condiciones para que el aire que está en estado condicional se transforme en inestable:

- (i) se necesita un ascenso originado mecánicamente, de intensidad suficiente para vencer las fuerzas estabilizadores de los niveles inferiores. Este ascenso debe elevar la parcela hasta el nivel de convección libre (NCL) indicado en el punto C del diagrama
- (ii) debe haber una cantidad suficiente de humedad en el aire que permita que la parcela se sature rápidamente durante su ascenso (en el punto B). Esto es necesario para que la parcela pueda seguir una adiabática saturada que intersecta la curva de temperatura del sondeo

El ascenso mecánico del aire húmedo puede ser producido por procesos tales como un ascenso forzado por elevaciones del terreno, ascenso inducido por frentes, etc. Para que tenga lugar la inestabilidad latente, la porción saturada de la curva de la parcela debe ubicarse en algún momento a la derecha de la curva del entorno. En la figura A.3 esto tiene lugar por encima del nivel de convección libre.

A.9. Áreas positivas y negativas

Cuando se estudia la inestabilidad latente, conviene con frecuencia considerar las transformaciones energéticas que ocurren. Si se consume energía, el área que le corresponde en el diagrama aerológico se considera negativa. Por el contrario, un área positiva indica que se libera energía.

En la figura A.3, el área ABC por debajo de C representa el trabajo que debe realizar la unidad de masa de aire para poder elevarse desde el nivel A hasta el nivel B. La energía se consume y el área ABC a la izquierda de la curva del entorno es negativa. Por encima de C, la curva de la parcela se sitúa a la derecha de la curva del entorno, por lo que es un área positiva. La energía liberada por la parcela en esta etapa se convierte en energía cinética de la corriente ascendente junto con algo de energía eléctrica que se produce en el interior de la nube.

La diferencia entre el tamaño de las áreas positiva y negativa da una indicación de la estabilidad. Cuanto mayor es el área positiva neta más vigorosa es la actividad. Así, pueden distinguirse dos casos:

- (i) *inestabilidad latente real*: ocurre cuando el área positiva excede al área negativa
- (ii) *inestabilidad latente falsa o pseudoinestabilidad latente*: ocurre cuando el área negativa excede al área positiva. Algunas veces no existe área positiva y se dice que el sondeo es estable

La figura A.4 muestra un sondeo trazado en un diagrama aerológico y que indica inestabilidad latente real.

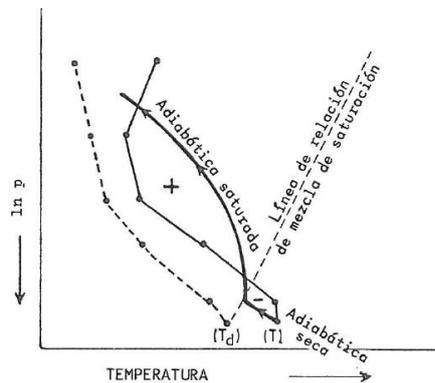


Figura A.4. Ejemplo de sondeo aerológico indicando inestabilidad latente real.

9.15. Estabilidad de capas

El método de la burbuja o parcela atañe al ascenso de una parcela de aire. Un procedimiento alternativo es considerar la estabilidad de una capa cuando la misma se eleva como un todo. Esto ocurriría si una masa de aire se elevara en su conjunto sobre una cadena montañosa o sobre un frente. El ascenso puede resultar también de la convergencia horizontal en niveles inferiores asociada con una divergencia en el nivel superior. Este concepto se conoce como *inestabilidad potencial* (en algunos textos antiguos se le denomina *inestabilidad convectiva*).

Una capa es potencialmente inestable cuando resulta inestable después de toda la capa ha sido elevada hasta alcanzar la saturación. La inestabilidad ocurre si el calor latente liberado durante el ascenso produce una diferencia de temperatura suficiente entre la base y la cima de la capa. Esto resulta evidente en un diagrama aerológico si el nuevo gradiente vertical de temperatura es mayor que el gradiente adiabático saturado.

En general, las capas en las que el gradiente de la pseudotemperatura del termómetro húmedo (T_{sw}) es mayor que el gradiente adiabático saturado son potencialmente inestables. Ello puede determinarse representando los valores de T_{sw} correspondientes a las presiones apropiadas en un diagrama aerológico.