

INDICES Y MAPAS DE ESTABILIDAD

Garmendia, M. J.; Seco, J.; Garmendia, J.
Departamento de Física General y de la Atmósfera
Facultad de Ciencias
Universidad de Salamanca

Resumen

Los mapas de estabilidad de las columnas de aire entre 850 y 500 hPa se confeccionan con tres índices de estabilidad. Con ellos se explican las lluvias intensas de los días: 31-IX y 1-X, del año 1986 en la costa mediterránea en la Península Ibérica.

Abstracts

The stability maps of the air columns between 850 and 500/hPa are made by three stability index.

In this way, it's explained the intensive rains in the Mediterranean Coast of the Iberian Peninsula in 31 th september and 1 th october, in 1986 year.

1. Introducción

La estabilidad hidrostática ha sido considerada como una característica importante de las masas de aire. Fenómenos de convección y turbulencia dependen, en gran parte, de las condiciones de estabilidad. La estabilidad depende de la relación entre el gradiente vertical de la temperatura, α , de la masa de aire y los gradientes adiabáticos del aire seco γ y del aire saturado γ_s . Los movimientos verticales de las masas de aire varían el gradiente vertical, de manera que la diferencia $\gamma - \alpha$ se hace menor al elevarse una columna de aire, es decir, la masa de aire se inestabiliza, y al contrario el descenso de la columna de aire, o subsidencia, estabiliza más, o sea, $\gamma - \alpha$,

se hace mayor (Ertel). Naturalmente si ciertas columnas de aire se elevan, debe de haber otras que descienden en su alrededor para compensar. La distribución espacial, a una hora determinada, de esta característica de las masas de aire es posible conocer, como veremos, dada la profusión de sondeos aerológicos que actualmente se realizan en ciertas regiones del globo terrestre.

2. Criterios de estabilidad del aire seco y potencial de Montgomery

Por lo dicho antes, el coeficiente α , de disminución geométrica de la temperatura con la altura, puede servir para determinar el grado de estabilidad de una columna de aire. Si $\alpha < \gamma$ la columna tiene una estratificación estable; si $\alpha > \gamma$ está con estratificación indiferente, y si $\delta < \gamma$ presenta estratificación inestable.

Otros criterios se basan en la temperatura potencial θ o en la entropía S . Puede verse todo esto en los libros de Termodinámica de la Atmósfera y en particular en el de Morán.

Una magnitud relacionada con la temperatura potencial y la entropía es el potencial de Montgomery, M , introducido al analizar los flujos entrópicos (1937). Su valor para la unidad de masa de aire seco, situada en el nivel z (m geodinámicos) y con temperatura absoluta T (K) es

$$M = C_p T + gz = C_p T + \Phi = 1004,8 T + 9,82z \text{ J/kg}$$

Ha recibido otros nombres como energía estática seca (Emeis), calor potencial, etc.

Teniendo en cuenta que:

$$\theta = T \left(\frac{P}{P_0} \right)^{-R/C_p}$$

tenemos:

$$\begin{aligned} \frac{d\theta}{\theta} &= \frac{dT}{T} - \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p} = \frac{dT}{T} - \frac{1}{C_p T} (-gdz) = z \\ &= \frac{1}{C_p} \frac{C_p dT + gdz}{T} = \frac{1}{C_p T} dM \end{aligned}$$

Como la relación entre entropía y temperatura potencial está expresada por

$$dS = C_p \frac{d\theta}{\theta}$$

en una evolución adiabática, $dS=0$, y también $d\theta=0$, e igualmente $dM=0$. Habrá estabilidad cuando S , θ y M crezcan con la altura, inestabilidad cuando disminuyan y estratificación indiferente cuando S , θ y M no varíen con la altura.

Como $dp=-\rho g dz$, en una columna estable se verifica que $\frac{\delta M}{\delta p} < 0$, es decir, el potencial de Montgomery aumenta al disminuir la presión (elevarse en la atmósfera). Si el potencial de Montgomery no varía en la dirección perpendicular a las superficie isobáricas, $\frac{\delta M}{\delta p} = 0$ la columna tiene estratificación indiferente, y si $\frac{\delta M}{\delta p} < 0$, es decir, si el potencial de Montgomery es mayor en los niveles de presión mayor, la columna presenta estratificación inestable.

3. Indices de estabilidad de la columna de aire

Se ha observado experimentalmente que la variación promedio del potencial de Montgomery con la presión, en una columna de aire seco, es casi de forma lineal. De los 254 casos individuales estudiados por Alcalá, un solo caso tuvo un coeficiente de correlación menor de 0,90. El hecho de que $-\frac{\delta M}{\delta p}$ sea una constante positiva

significa que la columna de aire es homogéneamente estable. Ahora bien, las pendientes pueden variar de una columna a otra y, en general, las pendientes medias para cada una son distintas. A los meses en que típicamente se dan fenómenos convectivos (junio, julio y agosto), corresponden valores más bajo de las pendientes. Por ello la constante de la relación

$$-\frac{\Delta M}{\Delta p} = \frac{M_p - M_0}{P_0 - P}$$

o la diferencia de los valores del potencial de Montgomery, $\Delta M = M_p - M_0$, en los niveles que correspondan a las presiones p y p_0 ($p < p_0$), puede tomarse como un índice numérico que nos puede servir para apreciar con precisión el término dinámico que aparece en la expresión general de la tendencia de la vorticidad junto al suelo (Petterssen), y en la teoría del desarrollo (Sutcliffe (1947-50)). Valores grandes de ΔM significan columnas de aire con estratificación muy estable y, viceversa, columnas de aire con valores pequeños o negativos de ΔM corresponden a columnas menos estables o inestables.

Por otra parte queda siempre la posibilidad de calcular fácilmente la disminución geométrica media de la temperatura T con la altura en la columna de aire; basta dividir la diferencia de temperaturas $T_p - T_0$ a los niveles que corresponden a las presiones p y p_0 , por la diferencia de altitudes de esos niveles isobáricos, $Z_p - Z_0$; o sea:

$$\bar{\alpha} = - \frac{T_p - T_0}{Z_p - Z_0}$$

Cuanto mayor sea $\bar{\alpha}$ menor es la estabilidad de estratificación de la columna de aire.

Al destacar el término adiabático del desarrollo (Garmendia 1987) justificamos la importancia de

$$\alpha_p = \frac{T_p - T_0}{p - p_0}$$

o sea, del gradiente medio vertical de la temperatura de la columna de aire en función de la pre-

sión. La estabilidad de la columna depende de la diferencia $\gamma_p - \alpha_p$. Aunque γ_p depende de la densidad del aire, se puede considerar que, aproximadamente, la estabilidad de la columna de aire depende principalmente de α_p y, por tanto, de $T_o - T_p$, una vez fijadas las superficies isobáricas p y p_o . A mayor valor de la diferencia $T_o - T_p$ menor estabilidad; en concreto, si $T_o > T_p$ habrá inversión de temperatura, que es la representación de una capa de aire muy estable.

En resumen, los valores numéricos correspondientes a $\Delta M = M_p - M_o$ y a $\bar{\alpha}$ son índices que determinan con precisión la estabilidad de una capa de aire, y la diferencia $T_o - T_p = cte \alpha_p$ es un índice aproximado de esa estabilidad.

4. Mapas de estabilidad de estratificación

Los índices antes citados se pueden obtener fácilmente disponiendo los mapas de topografía absoluta de los niveles isobáricos p y p_o . Si utilizamos el índice basado en el potencial de Montgomery, basta calcular la diferencia $M_p - M_o$ una vez fijadas p y p_o . En el caso de sistemas de presión móviles usaremos los niveles de 500 y 850 hPa. Por tanto

$$\Delta M = M_p - M_o = M_{500} - M_{850} = C_p (T_{500} - T_{850}) + g (z_{500} - z_{850})$$

Los datos de las temperaturas y de las altitudes vienen en los mapas rutinarios y el cálculo es rapidísimo para el lugar en donde se efectúa el radiosondeo.

De forma análoga se obtiene el índice del gradiente térmico vertical medio, $\bar{\alpha}$, de la temperatura de la columna de aire comprendida entre los niveles de 850 y 50 hPa. Hacen falta los mismos datos de las temperaturas y de las altitudes de esas dos superficies isobáricas y tenemos:

$$\bar{\alpha} = - \frac{T_{500} - T_{850}}{z_{500} - z_{850}}$$

Determinando el valor ΔM o de $\bar{\alpha}$ para cada estación de sondeo se colocan sus valores en un

mapa meteorológico y a continuación se trazan las isolíneas correspondientes. Esas isolíneas de igual ΔM o $\bar{\alpha}$ muestran la distribución espacial, en un momento determinado, de la estabilidad de estratificación de las masas de aire. Pero el índice de estabilidad $\bar{\alpha}$ varía en sentido opuesto a los índices $\gamma_p - \alpha_p$ y ΔM . Es decir, a mayor $\bar{\alpha}$ corresponde menor estabilidad y a menor $\bar{\alpha}$, mayor estabilidad. Esto se ha de tener en cuenta al aplicar la advección de estabilidad.

Estas representaciones de grados de estabilidad permiten valorar en forma práctica el término representativo de la estabilidad dinámica (Garmendía 1987):

$$- \frac{R}{f} \ln \frac{P_o}{p} \nabla_p^2 [\omega (\gamma_p - dp)] = - \frac{R}{f} \ln \frac{P_o}{p} \nabla_p^2 (\omega \Delta M) \quad (1)$$

que depende principalmente, de dos factores: uno, que representa los movimientos verticales, se designa por $\omega = dp/dt = \dot{p}$, y otro que expresa el grado de estabilidad de la columna de aire, ΔM , $\bar{\alpha}$ o $(\gamma_p - \alpha_p)$. Las velocidades verticales son ascendentes ($\omega < 0$) a barlovento de las montañas y en áreas borrascosas; si además, las columnas son de mínima estabilidad absoluta o relativa, el producto de los dos factores, $\omega \Delta M$, será máximo absoluto o relativo, y según (1), el efecto del término dinámico propicia, en estos casos, el aumento de la vorticidad en la proximidades del suelo.

Por lo dicho anteriormente el grado de estabilidad de una capa se valora aproximadamente por $T_{850} - T_{500}$. Para un mismo valor de α_p la columna más cálida tiene menor valor de $\bar{\alpha}$ o mayor valor de ΔM , ya que el factor $(z_{500} - z_{850})$ es mayor en columnas cálidas que en las frías. En consecuencia, una forma aproximada del término (1) es:

$$- \frac{R}{f} \ln \frac{P_o}{p} \nabla_p^2 [\omega (T_{850} - T_{500})]$$

o sea, que la presencia de diferencias grandes de temperatura entre 850 y 500 hPa, significa que

la columna de aire es poco estable, y la de diferencias pequeñas al contrario.

En resumen, estos mapas de estabilidad de estratificación nos muestran el reparto de las columnas de aire de máxima y mínima estabilidad. El movimiento horizontal de esas columnas está regido por el viento medio, y, en el estrato que consideramos, es por el viento el nivel de 700 hPa. En consecuencia, la advección de columnas menos estables se expresará por los productos escalares:

$$\begin{aligned} V_{700} \cdot \nabla \alpha_{,,} - V_{700} \cdot \nabla (\Delta M)_{,,} - V_{700} \cdot \nabla (\gamma_p - \alpha_p) \\ \simeq V_{700} \cdot \nabla (T_{850} - T_{500}) \end{aligned}$$

y será tanto más rápida cuanto mayores y más coincidentes sean los módulos y direcciones de los vectores que se multiplican.

5. Aplicación al pronóstico de intensificación de lluvias

Sabemos (Sutcliffe, Petterssen, Medina, Guerra) que en la intensificación de la vorticidad, influyen: Las advecciones de vorticidad y de mayores espesores, los calentamientos directos de la columna, los movimientos convectivos y el grado de estabilidad de la columna de aire. La advección de columnas menos estables se puede valorar, como hemos dicho antes, teniendo en cuenta nuestros mapas de estabilidad. La apreciación de los otros términos de intensificación, está expuesta en la bibliografía. Vamos a estudiar dos casos prácticos para presentar los distintos mapas de estabilidad y mostrar su influencia:

Día 30 de septiembre de 1986

En los mapas de superficie de las OO UTC del Boletín Meteorológico Europeo hay un anticiclón centrado en el norte de Francia y la isobara de 1020 hPa pasa por Castellón y Gibraltar. Hay un flujo del Este y señalan un frente cálido según el meridiano 8° E.

Trazados los mapas de estabilidad (figs. 1, 2, 3), con los datos de los mapas del Boletín Me-

teorológico Europeo y con el sondeo de las OO UTC de Murcia, cedidos amablemente por el INM, en donde figuran estos datos:

| Nivel (hPa) | T (° C) | z (m geod.) |
|-------------|---------|-------------|
| 850 | 8 | 1.542 |
| 500 | -15 | 5.750 |

se observa un centro de estabilidad en la mitad oriental de la Península. Así en Murcia tenemos los siguientes índices:

$$T_{850} - T_{500} = 23^\circ \text{ C}, \bar{\alpha} = 0,55^\circ \text{ C/hm} \text{ y } \Delta M = 181 \text{ hJ/kg}$$

Pero en el nivel de 700 hPa hay una baja presión, centrada al norte de Africa y 1° E, y todo el norte de Africa tiene una masa de aire de poca estabilidad. La advección hará disminuir la estabilidad en la costa española mediterránea, a la vez que los vientos tendrán una componente ascendente, por motivos orográficos y por estar en zona de borrasca y además el aire de esa zona es caliente aunque exista una columna relativamente fría centrada en Almería. En consecuencia es de esperar que el término dinámico favorecerá la intensificación de la lluvia en la costa mediterránea al norte de Alicante.

En el BMD español de 1 de octubre se dice: Ayer llovió en cantidad de moderada a fuerte, en las regiones de Valencia y Murcia destacando 48 l/m² en Alicante y 30 en su aeropuerto y 20 en Murcia. De forma moderada llovió en Baleares midiéndose 17 l/m² en Palma y 11 en Menorca y muy débilmente en Cataluña y Albacete. En la noche pasada las precipitaciones más fuertes se han medido en Cataluña y región Valenciana con registros de 51 l/m² en Barcelona (A). De forma débil o moderada ha llovido en Baleares, Albacete y Melilla.

Día 1 de octubre de 1986

En el mapa de superficie de las OO UTC se observa un general descenso en la presión en la Península Ibérica. La isobara de 1015 hPa susti-

tuye aproximadamente a la de 1020 de ayer, y aparece señalado un mínimo de 1010 hPa entre Alicante y la costa africana.

Los mapas de estabilidad trazados por nosotros (figs. 4, 5 y 6) presentan un núcleo de masa estable, centrado en Madrid, que abarca toda la Península. En comparación con los mapas de estabilidad de ayer, día 30, ha desaparecido la masa estable situada en Gibraltar, pero la masa poco estable, situada ayer al norte de Africa, se ha aproximado hacia la costa mediterránea.

En la topografía de la superficie de 700 hPa sigue la baja más acusada y centrada algo más al norte. Esta situación propicia la advección de columnas menos estables hacia la costa mediterránea peninsular, al estar dichas masas cerca de la costa, y por los vientos con componente vertical, debidos a la orografía y a la borrasca, se intensificarán las lluvias en la *costa mediterránea*, ya que se cumplen, para el término dinámico, las condiciones que desarrollan la vorticidad.

En el BMD español del día 2 de octubre se decía: "Se han registrado nubosidad abundante y precipitaciones ocasionalmente tormentosas y localmente intensas en puntos de Cataluña y Baleares y chubascos débiles y dispersos en puntos de la mitad oriental de Catilla-La Mancha y cuenca del Ebro. Han destacado 45 l/m² en el Montseny, 42 en Gerona y 20 en Palma. Ha habido bancos de niebla en puntos de Galicia, Cantábrico y Alto Ebro. La nubosidad ha sido escasa en el resto y las temperaturas suaves". Además en ese Boletín figuran las precipitaciones de 06 a 18 horas del día 1, de 30 l/m² en Gerona (A) y 32 en Montseny, ya que los dicho antes para esas localidades, se refería a las precipitaciones de noche, o sea de 18 (TMG) del día 1 a 06 (TMG) del día 2. Concretando, desde las 06 horas del día 1 a las 06 horas del día 2, se recogieron 77 l/m² en el Montseny y 72 l/m² en Gerona.

En resumen, se ve que cualquier mapa de estabilidad confeccionado con uno de los índices

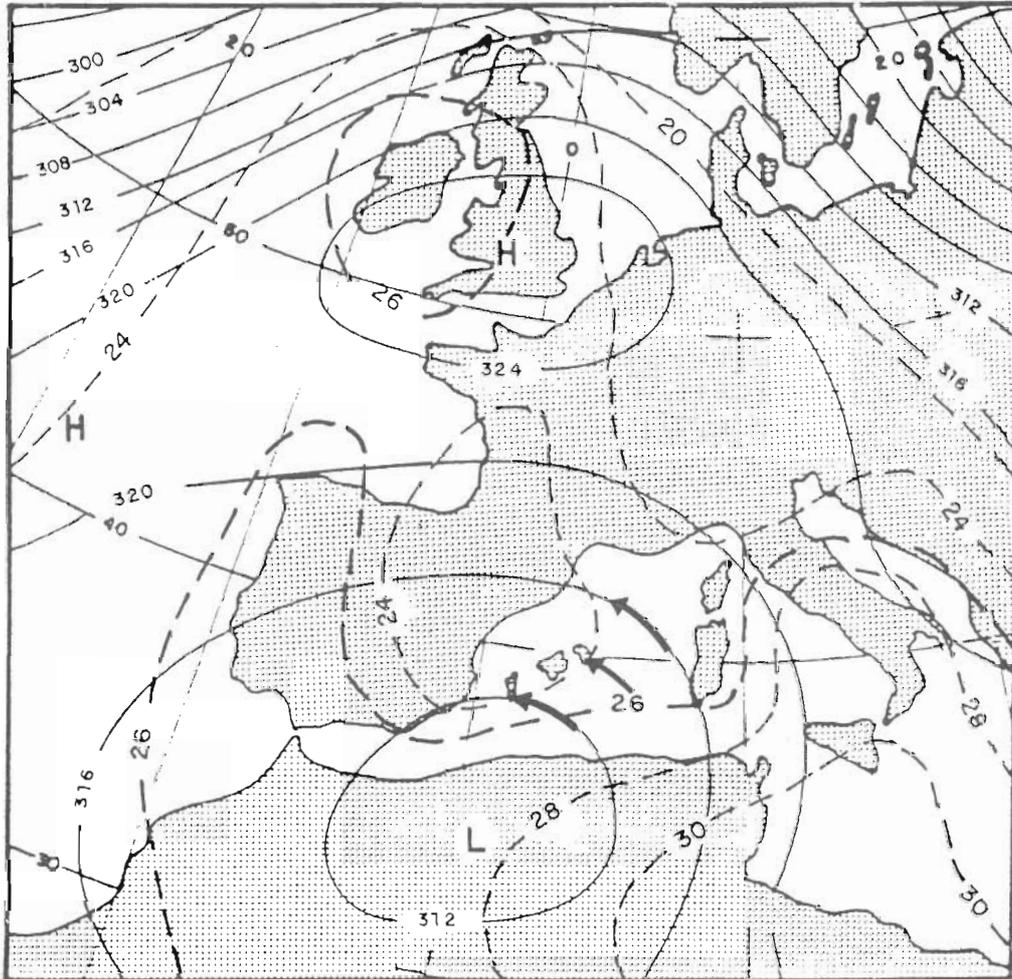
$\Delta M, \bar{\alpha}$, o $T_{850} - T_{500}$, permite conocer la influencia del término de estabilidad dinámica en la intensificación de las lluvias.

Bibliografía

- ALCALA, A. (1986): "La distribución de la energía como método de predicción de fenómenos convectivos atmosféricos". Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- EMEIS, S.; HANTEL, M. (1984): "Alpex-Diagnostics: Subsytotic Heat Fluxes" *Beit. Phys. Atmosph.* 57,4, nov.
- ERTEL, H. (1942): "Ein neuer Hydrodynamische Wirbelsatz". *Met. Zeits.* Bd. 59,9
- GARMENDIA, M. J.; MATEOS, J.; GARCÍA, J. (1987): "Apreciación signóptica del término adiabático del desarrollo". *Primeras Jornadas Internacionales sobre Agricultura y Modificación del Tiempo*. León.
- GARMENDIA, M. J.; GARCÍA, E.; GARMENDIA, J. (En prensa). "Expresiones del término de estabilidad del desarrollo ciclónico". *Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*. Madrid.
- GARMENDIA, M. J.; MATEOS, J.; GARCÍA, E.; GARMENDIA, J. (En prensa). "Aplicación del término de estabilidad dinámica en el desarrollo de las borrascas en los días 25 y 26 de agosto de 1983". *Lurralde. Investigación y Espacio*. San Sebastián.
- GUERRA, J. J. (1985): "Método sinóptico para el pronóstico de intensificación inusual de la lluvia. Caso de lluvias torrenciales". Tesis Doctoral. Universidad de Madrid.
- MEDINA, M. (1984): "Teoría de la predicción meteorológica". INM. Madrid.
- MONTGOMERY, R. B. (1937): "A Suggested Method for Representing Gradient Flow in Isentropic Surfaces". *Bull. Am. Meteor. Soc.* 18.
- MORÁN, F. (1944): "Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera". INM. Madrid.
- PETERSEN, S. (1956): "Weather Analysis and Forecasting". Mc Graw Hill. New York.
- SUTCLIFFE, R. C. (1947): "A contribution to the problem of development". *Quart. J. R. Met. Soc.* 73, 370-383.
- SUTCLIFFE, R. C., FORSDYKE A. G. (1950): "The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting". *Quart. J. R. Met. Soc.* 76, 189-217.

00 UTC

30-IX-86



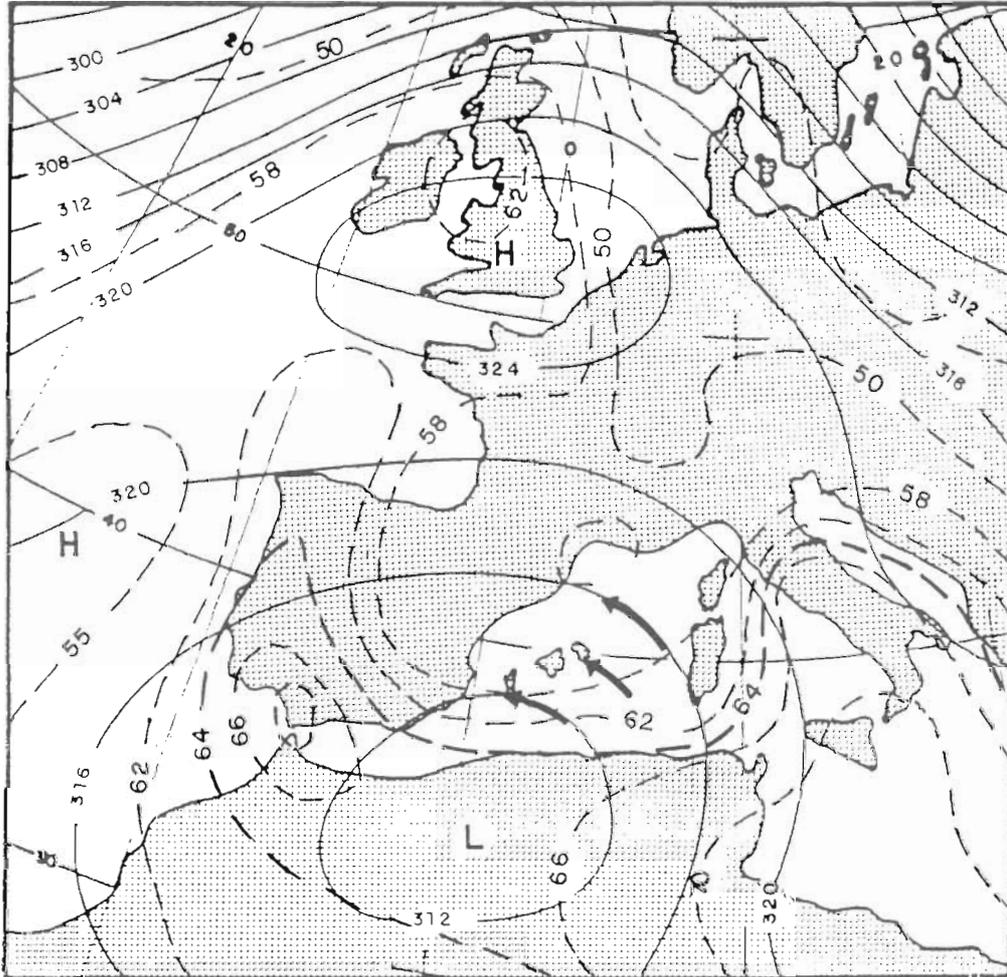
MAPA DE ISOHIPSAS a 700 hPa —————

MAPA DE ESTABILIDAD (T850-T500) - - - - -

Figura 1

00 UTC

30-IX-86

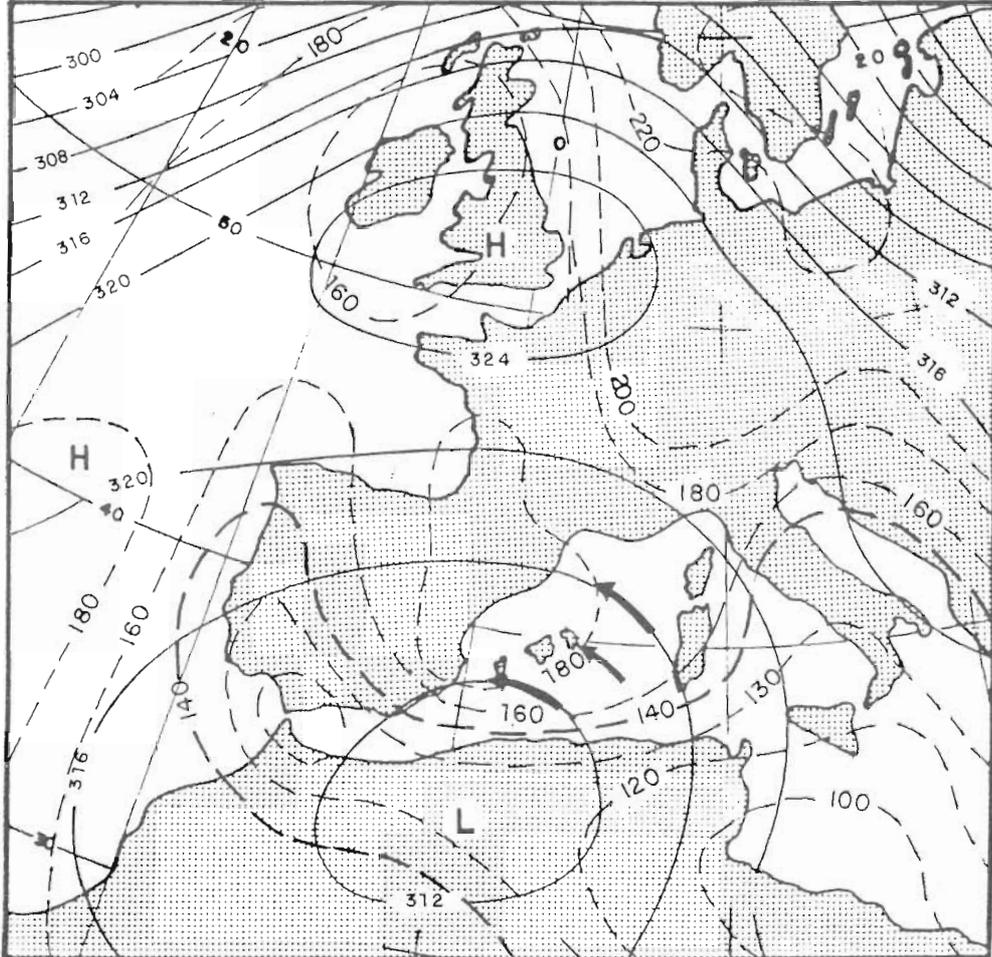


MAPA DE ISOHIPSAS a 700 hPa —————
MAPA DE ESTABILIDAD (α) - - - - -

Figura 2

00 UTC

30-IX-86

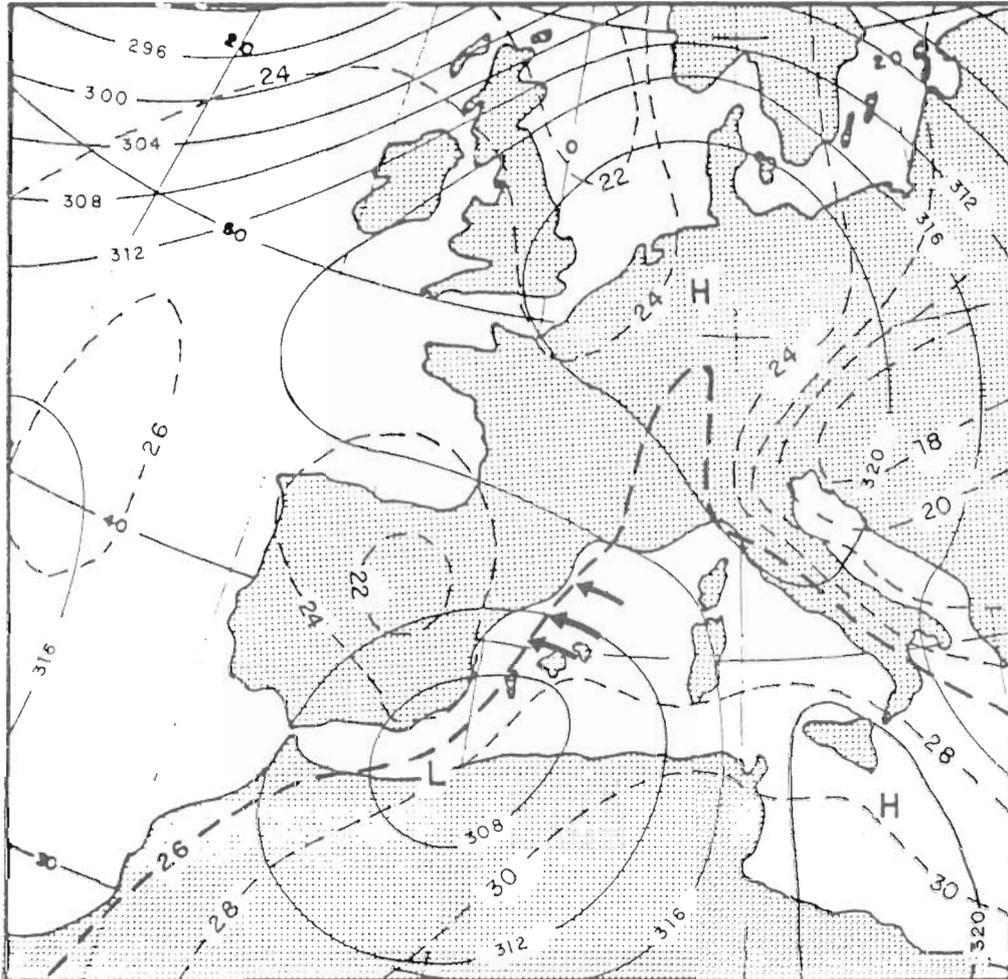


MAPA DE ISOHIPSAS a 700 hPa —————
MAPA DE ESTABILIDAD (ΔM) - - - - -

Figura 3

00 UTC

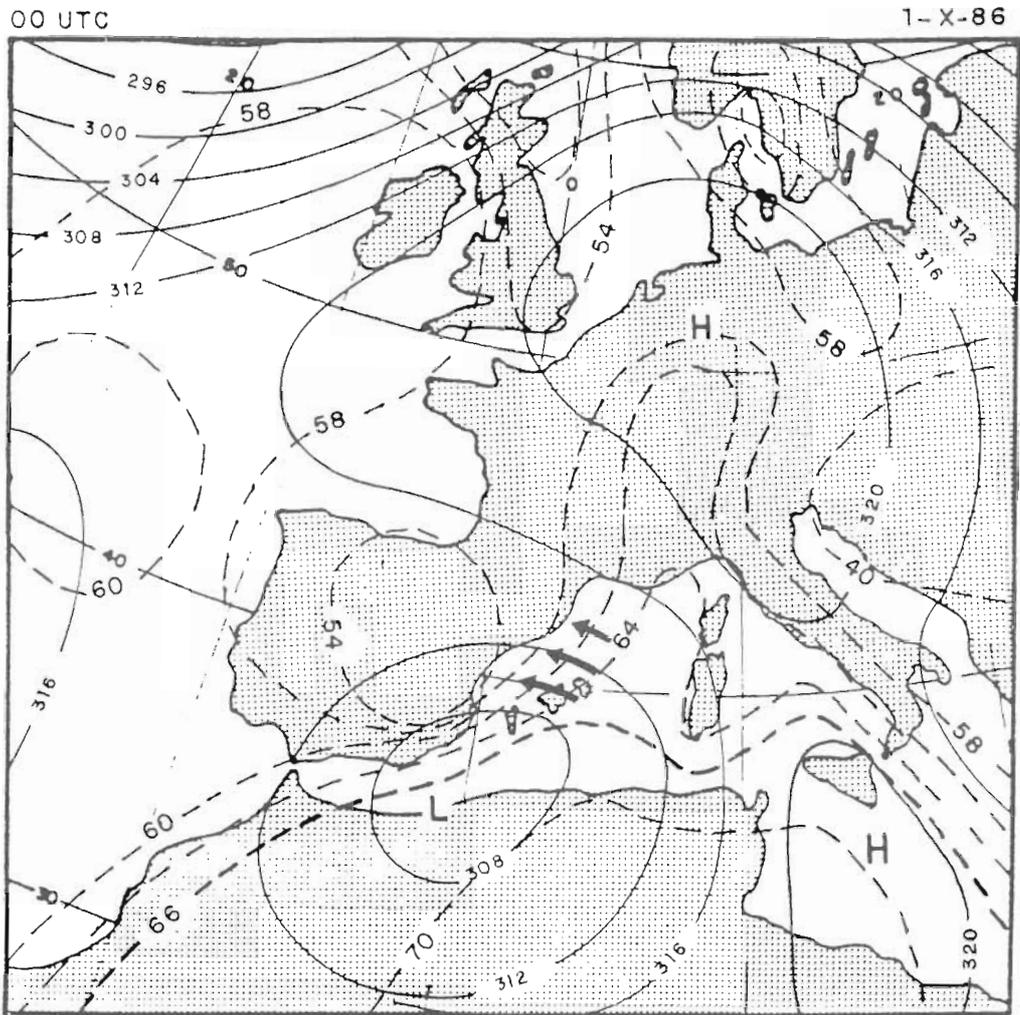
1-X-86



MAPA DE ISOHIPSAS a 700 hPa —————

MAPA DE ESTABILIDAD ($T_{850}-T_{500}$) - - - - -

Figura 4

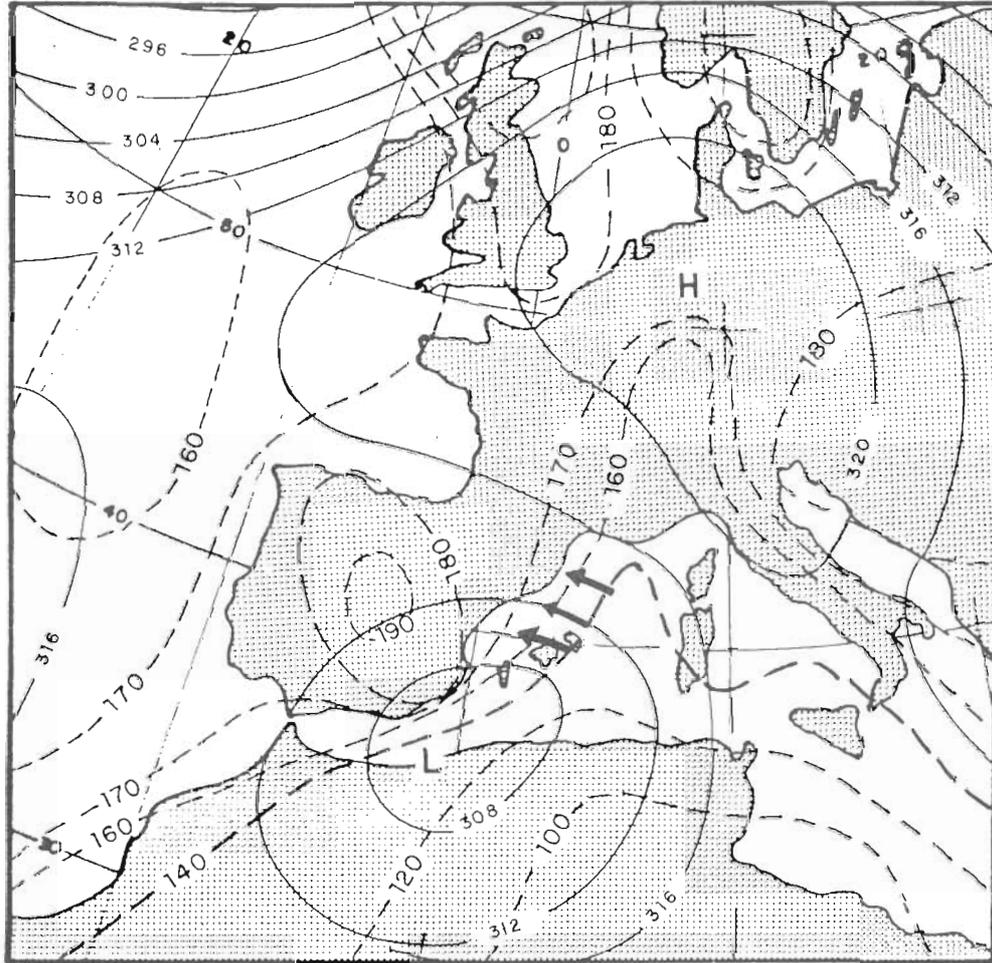


MAPA DE ISOHIPSAS a 700 hPa —————
MAPA DE ESTABILIDAD ($\bar{\alpha}$) - - - - -

Figura 5

00 UTC

1-X-86



MAPA DE ISOHIPSAS a 700 hPa —————
MAPA DE ESTABILIDAD (ΔM) - - - - -

Figura 6