

Comunicación B-8

DETERMINACIÓN DE LA ISOCERO POR MEDIO DE LOS MAPAS SINÓPTICOS Y SU APLICACIÓN A LA DETERMINACIÓN DE LA ALTURA DE LA NIEVE

Gabriel Buendía Moya

GPV de Valladolid del CMT de Castilla y León (INM)

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es encontrar un método operativo que nos permita determinar la distribución espacial de las isotermas de 0 °C, con indicación de su cota de altitud, para poder estimar de una forma aproximada la cota mínima de la nieve. Para alcanzar este objetivo hemos determinado el perfil de temperatura en una capa troposférica a partir de una función que sólo depende de la presión y del espesor de la capa 500/1 000 hPa. La expresión matemática que determina la temperatura es un polinomio cuyos coeficientes han sido obtenidos a partir de una muestra de más de 400 puntos. Estos datos corresponden a 80 sondeos de temperatura correspondientes a situaciones frontales con aire saturado. Los coeficientes se han obtenido por medio de una regresión no lineal de Levenberg-Marquardt. Además, los coeficientes tienen que cumplir dos relaciones que tienen su origen en la naturaleza y dinámica de los sistemas atmosféricos. A partir de la expresión del perfil de la temperatura deducimos también el perfil del viento y el geopotencial. Una vez calculado este último podemos determinar las altitudes de las isotermas de 0 °C mediante una expresión sencilla. Asimismo presentamos varios ejemplos de sondeos teóricos y situaciones de nevadas con la distribución espacial de las altitudes de las isotermas de 0 °C.

1. Introducción

Nuestro principal objetivo ha sido la determinación de una expresión que nos permita estimar de una forma simple la velocidad vertical del aire en cualquier situación meteorológica. Para ello intentamos aplicar la ecuación adiabática de la velocidad vertical con los datos que nos suministran los mapas sinópticos. La primera dificultad que tuvimos que resolver fue la determinación de la distribución vertical de la temperatura para, de esta forma, poder disponer del gradiente vertical de temperatura. El primer paso fue expresar el geo-

potencial Z como una función polinómica de la presión p y del espesor h de la capa 500/1 000 hPa. Esta expresión no resultó satisfactoria y, por eso, introdujimos más tarde un término logarítmico en la expresión polinómica. Por ello, hicimos un nuevo ajuste estadístico para la determinación de los coeficientes polinómicos, obteniendo una expresión que se adaptaba más a la realidad. A partir de esta expresión del geopotencial obtuvimos el perfil de la temperatura a partir de la expresión (James R. Holton, 1979)

$$T = -\frac{g}{R_d} \cdot \left(\frac{\partial Z}{\partial \ln p} \right) \quad (1)$$

2. Ecuaciones básicas

Las expresiones que vamos a deducir se sustentan en una estructura de la capa troposférica que tiene las siguientes características:

Temperatura. En cualquier nivel de presión la temperatura la podemos expresar mediante la relación (G. Buendía, 1992):

$$T = F_1(p) \cdot h + F_2(p) \quad (2)$$

en la que $F_1(p)$ y $F_2(p)$ son funciones de la presión y h es el espesor de la capa 500/1 000.

A su vez, las funciones anteriores vienen determinadas por las expresiones:

$$F_1(p) = A_1 \cdot p + B_1 \cdot p^2 + C_1 \cdot p^3 + D_1 \cdot \ln p + E_1 \quad (3)$$

$$F_2(p) = A_2 \cdot p + B_2 \cdot p^2 + C_2 \cdot p^3 + D_2 \cdot \ln p + E_2 \quad (4)$$

El perfil de temperaturas que proponemos nosotros no se ajusta bien a la realidad en los niveles bajos de la troposfera, es decir, en la capa de aire que está directamente en contacto con el suelo, ya que esta capa está influenciada por las variaciones del ciclo diario de temperatura que experimenta aquél. Este modelo de temperaturas refleja bien la realidad por encima de la Capa Límite Planetaria, sobre todo en situaciones frontales estables. Para situaciones postfrontales inestables frías se han observado algunas desviaciones.

La estructura térmica vertical según las relaciones anteriores es muy simple, pues el mapa de 500/1 000 sirve para determinar la distribución vertical y espacial de las temperaturas. Los coeficientes que aparecen en las ecuaciones (3) y (4) son el resultado de un ajuste estadístico aplicado a 80 sondeos termodinámicos, de los cuales se han tomado más de 400 puntos, correspondientes a aire saturado. Este ajuste estadístico consiste en una regresión no lineal mediante un algoritmo por diferencias finitas de Levenberg-Marquard (Brown and Dennis, 1972). De esta forma se han podido determinar los coeficientes que hacen mínimos los residuos que corresponden a los puntos experimentales, encontrándose:

$A_1 = 0,27419776 \cdot 10^{-4}$	$A_2 = 0,15918849 \cdot 10^{-1}$
$B_1 = -0,1513254 \cdot 10^{-7}$	$B_2 = -0,40587559 \cdot 10^{-4}$
$C_1 = -0,92117522 \cdot 10^{-11}$	$C_2 = 0,78078306 \cdot 10^{-7}$
$D_1 = 0,34437823 \cdot 10^{-2}$	$D_2 = 0,13089242 \cdot 10$
$E_1 = 0,18771313 \cdot 10^{-1}$	$E_2 = -0,30967072 \cdot 10^2$

resultando un valor para la suma de los cuadrados de los residuos correspondientes a los parámetros finales $\Delta^2 = 1 150$ y una desviación típica $\sigma = 0,085$.

Sin embargo, no debe pensarse que este ajuste es sólo estadístico, pues, como mencionaremos más adelante, los coeficientes obtenidos deben de cumplir ciertas condiciones que están relacionadas con la estructura de los sistemas atmosféricos. La experiencia que se tiene de la aplicación de este modelo es que el perfil de temperatura se acerca mucho a la realidad en condiciones de estabilidad y refleja bastante bien la estructura térmica de los frentes. Sin embargo, para estratificaciones inestables las desviaciones son algo más acusadas. En las Tablas 1 y 2 y sus figuras correspondientes presentamos dos ejemplos de sondeos teóricos.

Tabla 1

Datos de temperatura, teóricos y reales, correspondientes al sondeo efectuado en Madrid a las 00 h del 13 de diciembre de 1987

Presión (hPa)	T (°C) (real)	T (°C) (teo)
1 000	13,0	11,0
950	10,5	9,8
900	8,0	8,3
850	5,5	6,6
800	3,0	4,4
750	0,7	1,9
700	-1,8	-1,0
650	-4,8	-4,3
600	-8,2	-8,2
550	-13,0	-12,5
500	-18,0	-17,4
450	-21,7	-23,0
400	-29,5	-29,2
350	-37,5	-36,2
300	-46,0	-44,1
250	-55,0	-53,1

h = 5 537 m

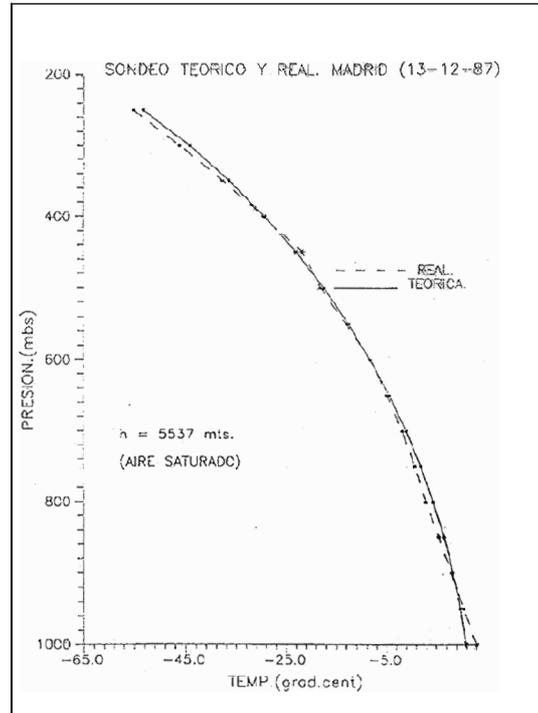


Fig. 1. Sondeo real y teórico obtenido a partir de los datos de la Tabla 1

Tabla 2

Datos de temperatura, teóricos y reales, correspondientes al sondeo efectuado en La Coruña a las 00 h el día 10 de abril de 1996

Presión (hPa)	T (°C) (real)	T (°C) (teo)
1016	14,6	10,5
960	9,8	9,3
953	9,6	9,1
842	5,2	5,4
813	3,8	4,2
802	3,8	3,7
786	3,8	2,9
754	1,6	1,3
659	-4,1	-4,5
639	-5,9	-6,0
630	-6,3	-6,7
625	-6,5	-7,0
620	-7,1	-7,4
612	-7,9	-8,0
574	-12,5	-11,2
562	-11,9	-12,3
549	-12,5	-13,4
474	-21,7	-21,1
445	-24,1	-24,4
440	-24,7	-25,0
376	-34,7	-33,3
312	-45,7	-42,9
248	-59,3	-54,2
213	-66,1	-61,4
209	-66,7	-62,2
179	-66,7	-69,0

h = 5 520 m

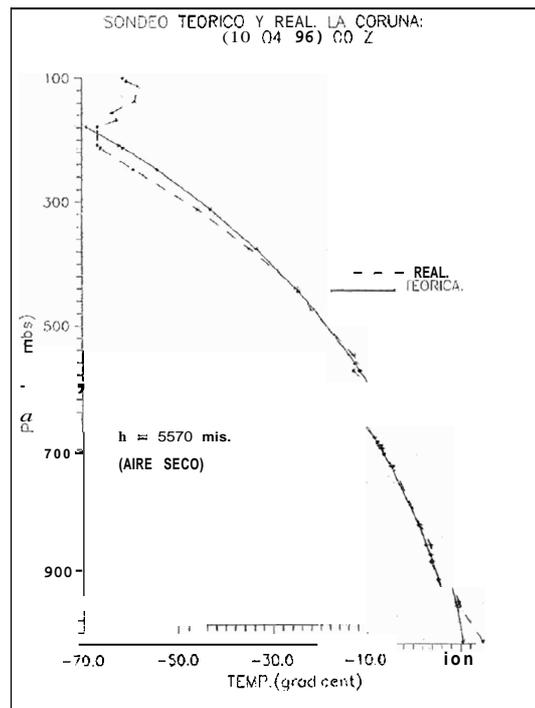


Fig. 2. Sondeo real y teórico obtenido a partir de los datos de la Tabla 2

Viento. La estructura del viento se deduce a partir de la configuración de la temperatura.

Basándose en la definición de viento geostrófico y teniendo en cuenta la variación del mismo con la altura (George J. Haltiner and Frank L. Martin, 1957) se ha obtenido que:

$$\vec{V}_p = \vec{V}_{1000} + \frac{R_d}{g} \cdot [\alpha(1000) - \alpha(p)] \cdot \vec{V}_T \quad (5)$$

en la que:

\vec{V}_p es el viento en el nivel p

\vec{V}_T es el viento térmico de la capa 500/1 000

R_d es la constante de los gases para el aire seco

g es la intensidad de la gravedad

α , es una función de la presión

Esta última viene determinada por la expresión:

$$\alpha(p) = A_1 \cdot p + \frac{1}{2} \cdot B_1 \cdot p^2 + \frac{1}{3} \cdot C_1 \cdot p^3 + \frac{1}{2} \cdot D_1 \cdot (\ln p)^2 + E_1 \cdot \ln p \quad (8)$$

Si tenemos en cuenta que

$$\vec{V}_{500} - \vec{V}_{1000} = \vec{V}_T \quad (9)$$

debe de cumplirse que:

$$\left(\frac{R_d}{g} \right) \cdot [\alpha(1000) - \alpha(500)] = 1 \quad (10)$$

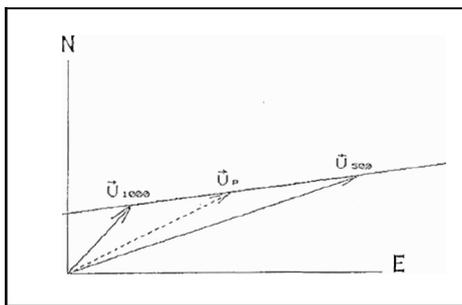


Fig. 3. Estructura esquemática del viento en nuestro modelo de atmósfera. El viento térmico, $\vec{V}_T = \vec{V}_{500} - \vec{V}_{1000}$, está representado en la figura por el segmento de línea gruesa. El viento a cualquier nivel está representado en la figura por \vec{V}_p . Su extremo se encuentra sobre el segmento de línea gruesa y está determinado por α_p

De lo expuesto anteriormente se deduce que, en nuestro modelo de atmósfera, el vector viento es el resultado de la suma de otros dos: un vector constante \vec{V}_{1000} y otro vector de dirección y sentido constantes y cuya intensidad varía en función del nivel de presión y que es proporcional al viento térmico. De acuerdo con esto y a grandes rasgos, puede decirse que el viento se incrementa con la altura y a medida que se asciende a partir del nivel 1 000 mb va girando, disminuyendo el ángulo que forma con el viento térmico a medida que se asciende de nivel. (Véase Fig. 3).

Por medio de la ecuación hidrostática y tomando como base nuestra distribución vertical y espacial de temperaturas obtenemos una expresión para el geopotencial que viene dada por:

$$Z_p = Z_{1000} + \frac{R_d}{g} \cdot \{[\alpha(1000) - \alpha(p)] \cdot h + \beta(1000) - \beta(p)\} \quad (14)$$

en la que

$$\beta(p) = A_2 \cdot p + \frac{1}{2} \cdot B_2 \cdot p^2 + \frac{1}{3} \cdot C_2 \cdot p^3 + \frac{1}{2} \cdot D_2 \cdot (\ln p)^2 + E_2 \cdot \ln p \quad (15)$$

Puede comprobarse que debe de cumplirse la relación:

$$\beta(1000) - \beta(500) = 0 \quad (16)$$

Ésta es otra relación que deben de cumplir los coeficientes ajustados que intervienen en las expresiones de la temperatura. Debe resaltarse, pues, que el ajuste al que hemos sometido los coeficientes no es puramente estadístico, sino que, por el contrario, deben de cumplir las condiciones (10) y (16).

La atmósfera definida por nosotros puede sintetizarse por medio de las expresiones (2), (5) y (14).

En la Fig. 4 pueden verse las diferentes rectas correspondientes a la ecuación (14) para los niveles de presión 1000, 850, 700, 600, 500, 400 y 300 hPa. A cada valor de h , que hemos dispuesto en el eje horizontal, le corresponde un valor del espesor $Z_p - Z_{1000}$ en una superficie isobárica determinada. Se representan también, por medio de líneas discontinuas, las isoterms, disponiéndose el valor de la temperatura en cada nivel de presión para un valor determinado de h , de acuerdo con la expresión (2). Hemos incorporado sobre la misma gráfica la correspondiente a la Atmósfera Estándar.

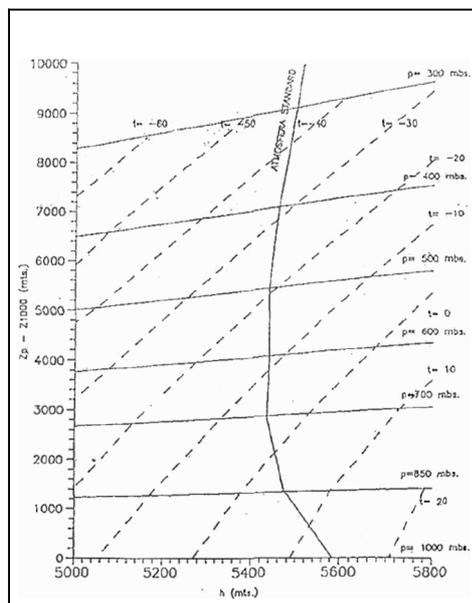


Fig. 4. Representación esquemática del modelo de atmósfera utilizado. Las líneas rectas casi horizontales, representan superficies isobáricas. Las líneas discontinuas son isoterms

3. Determinación de la isoterma de 0 °C

Despejando el espesor h de la expresión (2) y asignando a T el valor de 273,2, obtenemos:

$$h = \frac{273,2 - F_2(p)}{F_1(p)} \quad (17)$$

Para cada valor del espesor h le corresponde un nivel de presión p en el que se encuentra la isoterma de 0 °C. A partir de la expresión (14) podemos obtener el valor de la altitud Z_p a la que se encuentra la isoterma en un nivel de presión determinado. También podemos decir que cuanto menor sea h más baja se encontrará la isoterma. En la Fig. 4 podemos ver la situación de la isoterma de 0 °C y cómo varía su altitud en función del espesor h .

El valor de Z_{1000} , que nos aparece en la expresión (14) y en la ordenada de la Figura 4, viene determinado por la expresión:

$$Z_{1000} = 8,2 \cdot (P_M - 1000) \quad (18)$$

en la que P_M es la presión a nivel del mar. Esta expresión la hemos obtenido suponiendo que, en la capa de aire que está cercana al suelo, por cada 8,2 metros de ascenso en la vertical la presión desciende 1 hPa.

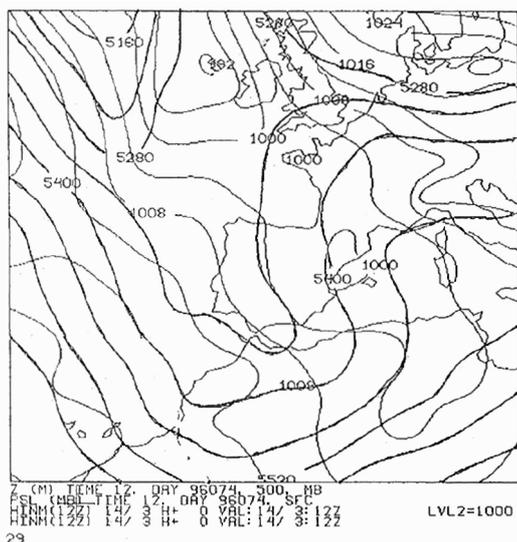


Fig. 5. Mapa de superficie y topografía de 500/1 000 hPa correspondientes a las 12 horas del día 14 de marzo de 1996

4. Caso práctico

En la Fig. 5 presentamos un mapa superpuesto correspondiente a las 12 horas del día 14 de marzo de 1996. Las líneas de trazo fino corresponden al mapa de superficie y las de trazo grueso a la topografía relativa de 500/1 000 hPa. Prácticamente toda la Península Ibérica se encontraba sometida a la influencia de una vaguada situada en los niveles medios al mismo tiempo que en los niveles bajos aparecía un depresión situada sobre Cataluña.

La masa de aire que se encontraba sobre Castilla y León era muy inestable, inestabilidad producida por la entrada de aire frío en niveles medios, situación que produjo precipitaciones de nieve en toda Castilla y León. En la Fig. 6 presentamos la fotografía del Meteosat correspondiente, en la que se puede ver la masa de nubes situada sobre la Comunidad de Castilla y León, así como otras zonas nubosas.

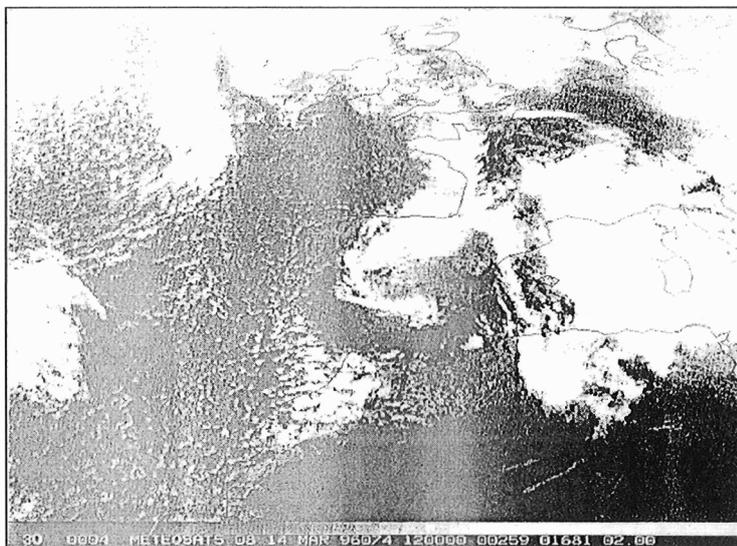


Fig. 6. Fotografía del Meteosat (IR) correspondiente al día 14 de marzo a las 12 horas

Basándonos en las ecuaciones teóricas que hemos expuesto anteriormente y por medio de un programa informático hemos podido obtener en el McIdas el campo de las altitudes de la isocero, tomando solamente como campos base el mapa de superficie y la topografía de 500/1 000 hPa. En la Fig. 7 disponemos el campo de las altitudes de la isocero correspondiente a la situación meteorológica representada por los mapas anteriores.

En la Tabla 3 siguiente disponemos el tipo de precipitación que se estaba produciendo en los observatorios principales así como las altitudes de las estaciones y la altitud aproximada de la isocero correspondiente.

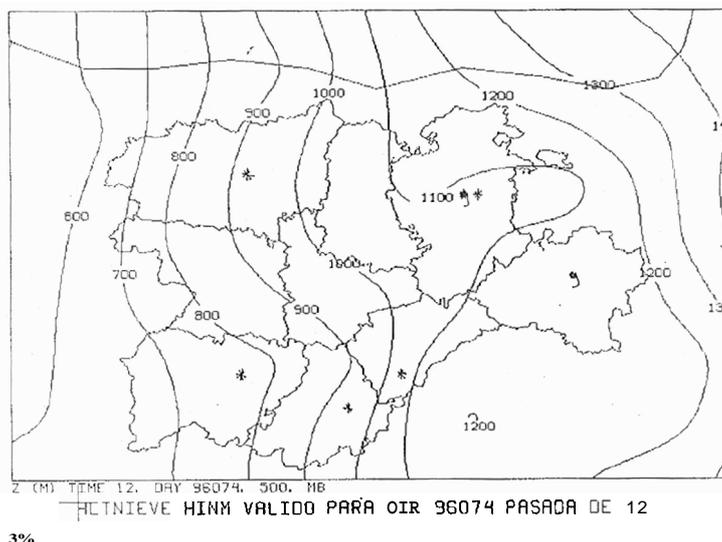


Fig. 7. Altitudes de la isoterma de 0 °C correspondientes al 14 de marzo de 1996 a las 12 horas. Se han transcrito también sobre el mismo los símbolos de la precipitación que se estaba produciendo a esa hora

Tabla 3

ESTACIÓN	METEORO	ALTITUD (m)	ALTITUD DE LA ISOCERO (m)
León	Nieve	914	910
Salamanca	Nieve	728	780
Burgos	Aguanieve	891	1 090
Soria	Lluvia	1 082	1 150
Segovia	Nieve	1 005	1 050
Avila	Nieve	1 130	950

Como podemos ver por la tabla anterior las altitudes estimadas de la isocero nos permiten evaluar de manera aproximada las altitudes de la cota mínima de la nieve. Debemos destacar, no obstante, que la determinación de esta cota no solamente se determina con la altitud de la isocero sino que, también, hay que tener en cuenta las condiciones locales de cada comarca dentro de la región, ya que las condiciones previas, referidas principalmente a las temperaturas de la capa situada sobre el suelo, influyen decisivamente en la altitud de la cota mínima de la nieve.

Por último debemos destacar que el problema de la predicción de la nieve y la determinación de la cota mínima de la misma lleva, como problema añadido, la predicción de la precipitación en general y de la cantidad aproximada de la misma que se puede producir. Es por esto que es necesario conocer previamente, de una manera fundamental, los mecanismos físicos que propician la producción de precipitaciones así como las condiciones de tipo dinámico y sinóptico que son propicias al desencadenamiento de las precipitaciones. Por lo tanto, si pretendemos determinar la cota mínima de la nieve, es necesario evaluar previamente si se van a producir precipitaciones.

Referencias

Brown, K. M. and J. E. Dennis (1972): Derivative free analogues of the Levenberg-Marquardt and Gauss algorithms for nonlinear least squares approximations. Numerische Mathematik, 18-289.

Buendía, G. (1992): Determinación de las velocidades verticales del aire en la Troposfera por medio de los mapas sinópticos. Tesis Doctoral. Universidad de Valladolid, p. 64.

Haltiner, George J., Ph. D. and Ph. D. Frank L. Martin (1957): Dynamical and Physical Meteorology. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York, p. 202.

Holton, James R. (1979): An Introduction to Dynamic Meteorology. International Geophysics Series. Academic Press Inc. New York, p. 131.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento a Dña. Nieves Garrido del Pozo por su ayuda en la confección de este trabajo al pasar a un programa McIDAS la determinación de las alturas de la isocera.