

SITUACIÓN DE NEVADAS EN EL ÁREA DE MADRID: POSIBLE APLICACIÓN DEL RADAR (*)

Fermín Elizaga Rodríguez
Francisco Martín León
Lucía de Esteban Jódar

(Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción, S.T.A.P.; -INM-)

RESUMEN

Usando los análisis objetivos del modelo LAM-INM se revisan las condiciones bajo las cuales se produjeron nevadas en el área de Madrid el 19 de febrero de 1992. Se estudia el proceso ciclogénico que ocurre en el Suroeste de la Península desde el punto de vista de la vorticidad potencial y se deduce que la superposición de aire cálido sobre aire frío es el factor principal causante de estas nevadas. Se muestran imágenes radar obtenidas durante este episodio y se destaca la importancia de la aparición de la banda brillante como instrumento de predicción a muy corto plazo.

1. Introducción.

Durante la noche del 19 de febrero de 1992 se produjeron nevadas generalizadas en toda la zona centro de la Península. En concreto, en el área de Madrid la nieve penetró hasta los 500-600 m de altitud en casi todos los lugares, produciendo problemas en las vías de comunicación donde el uso de cadenas fue generalizado.

El propósito de este trabajo es, por un lado, investigar la evolución de la situación para poder deducir los factores fundamentales que provocaron las nevadas y, por otro lado, mostrar cómo la presencia de la banda brillante en las imágenes radar puede ser de mucha ayuda en la vigilancia

y predicción a muy corto plazo de estos fenómenos.

La evolución de la situación desde el punto de vista sinóptico se desarrolla en la primera parte del trabajo, donde se estudia el proceso ciclogénico que ocurre en el SW de la Península por la importancia que tiene en la redistribución del flujo de bajos niveles. Se pone de manifiesto cómo la llegada de aire húmedo y relativamente cálido del SE y del SSE, que se coloca sobre aire más frío existente en niveles bajos sobre la zona centro de la Península, es el factor fundamental que propició las nevadas. La importancia de este hecho en nevadas que ocurren en la Península ha sido notada con anterioridad (García de Pedraza, L., 1964).

(*) En lo separata de este volumen hay dos imágenes en color correspondientes a esta comunicación.

En la segunda parte de este trabajo se muestran imágenes obtenidas por el radar de Madrid en modo Doppler, demostrando la utilidad que puede tener esta herramienta en el seguimiento de las situaciones de nevadas, ya que la presencia de la banda brillante nos permite conocer la altura aproximada a la que está fundiendo la nieve.

2. Evolución sinóptica.

En el estudio sinóptico de esta situación haremos uso del punto de vista de la vorticidad potencial, ya que engloba de forma resumida toda la dinámica balanceada que normalmente tiende a describirse en términos de advección, divergencia y movimiento vertical (Hoskins, 1985). La visión conjunta de las anomalías de vorticidad potencial en niveles altos y de las anomalías térmicas cerca de la superficie nos permiten obtener rápidamente información sobre la posibilidad de desarrollos ciclogénéticos en una determinada zona, utilizando para ello modelos conceptuales simples como el desarrollado por Hoskins, McIntyre y Robertson. En este modelo la ciclogénesis se desarrolla cuando una anomalía de vorticidad potencial positiva (anomalía ciclónica) en niveles altos se acerca a una región baroclina existente a bajos niveles. La

circulación ciclónica inducida por la anomalía de vorticidad potencial sobre la zona baroclina provoca advecciones térmicas que crean una anomalía cálida a bajos niveles por delante de la anomalía de vorticidad potencial. Esta anomalía cálida induce su propia circulación ciclónica que se añade a la circulación inducida desde niveles altos para provocar ciclogénesis algo por delante de la anomalía de nivel superior que avanza. Mientras la anomalía de bajo nivel permanece por delante de la anomalía en niveles altos, existe un mecanismo de alimentación positiva que tiende a poner en fase las dos anomalías, conduciendo a su mutua intensificación. Por supuesto, este modelo de desarrollo no es completo ya que prescinde de la existencia de procesos húmedos que pueden modificar y realzar apreciablemente el desarrollo superficial.

La Fig. 1 muestra la evolución de la vorticidad potencial en 250 mb desde el 18-2-92 a 12Z hasta el 20-2-92 a 00Z a intervalos de 12 horas, la Fig. 2 la de la temperatura potencial en 850 mb para el mismo período y la Fig. 3 la del geopotencial de 1.000 mb, también para el mismo período. Todos los campos que aparecen en éstas y en las siguientes figuras han sido obtenidos de los análisis objetivos del modelo LAM-INM.

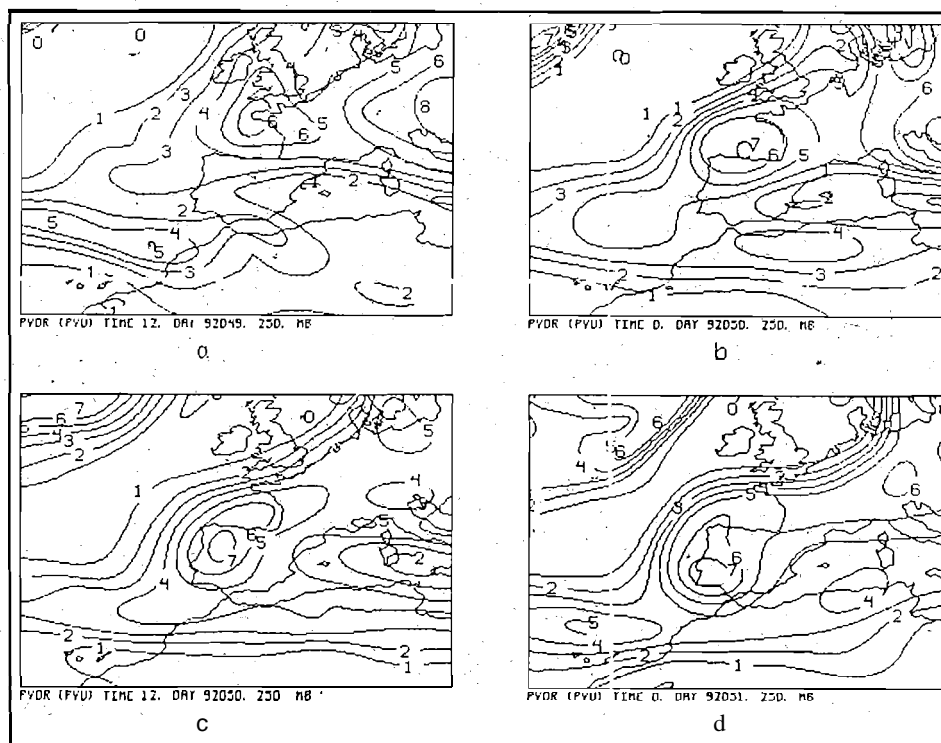


Figura 1.- Evolución de la vorticidad potencial en 250 mb desde el 18-2-92 a 12Z hasta el 20-2-92 a 00Z cada 12 horas, en unidades de vorticidad potencial (PVU). 1 PVU = $10^{-6} \text{ in}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$

En la Fig. 1 se observa cómo una anomalía de vorticidad potencial positiva, situada el día 18 a 12Z algo al Sur de Gran Bretaña (Fig. 1a), se va acercando a la Península por el Norte. Entre Canarias y el Golfo de Cádiz existe otra anomalía de vorticidad potencial, asociada a una depresión de niveles altos que afectó anteriormente a las Islas Canarias y que tiende a rellenarse lentamente, siendo absorbida por la anomalía que se desplaza hacia el Sur. Este máximo de vorticidad potencial se sitúa el día 19 a 00Z sobre la cornisa cantábrica (Fig. 1b), acercándose a la zona baroclina que existe sobre la Península y que se observa en la Fig. 2b.

En este momento la circulación inducida por la anomalía de niveles altos está empezando a actuar, aumentando la circulación ciclónica sobre la Península, como se aprecia en la Fig. 3b. Entre el 19 a 00Z y el 19 a 12Z la ciclogénesis tiene lugar, reforzándose las circulaciones inducidas por la anomalía de niveles altos y la anomalía térmica de niveles bajos en la forma que fue explicada anteriormente. En la Fig. 3c se ve, claramente, la baja que se ha desarrollado sobre el cuadrante SE de la Península, por delante de la anomalía de niveles altos que avanza, con caídas de 40 mgp desde el 19 a 00Z hasta el 19 a 12Z. Se observa también el 19 a las 12Z cómo la anomalía de niveles altos

se está echando encima de la baja en superficie, con lo cual el reforzamiento de las circulaciones inducidas que se expuso anteriormente empieza a disminuir y, como resultado, también tiende a disminuir el desarrollo de la baja superficial hasta cesar completamente cuando la anomalía de niveles altos se coloca sobre la baja. Como se ve en la Fig. 3d, desde el 19 a 12Z hasta el 20 a 00Z no se producen ya caídas de geopotencial en el Suroeste peninsular sino que, por el contrario, la baja se rellena ligeramente. La entrada fría por detrás de la baja y la respuesta cálida por delante se amplifican a partir del 19 a 12Z (véase Fig. 2d), desplazándose al mismo tiempo la dorsal cálida hacia la derecha, contribuyendo esta anomalía térmica a las caídas de geopotencial que se observan en el Norte de África, mientras la baja del Suroeste de la Península continúa rellenándose.

Las secciones verticales de las anomalías de vorticidad potencial, de liberación de calor latente a escala *grid* y de temperatura potencial, que se muestran en la Fig. 4 para el día 19 a 00Z, pueden ayudarnos a obtener una visión más completa de los factores que están actuando en este proceso ciclogénico, incluyendo además parte de los efectos diabáticos que pueden estar presentes (las anomalías se calculan con respecto al valor medio del campo en cada nivel a lo largo

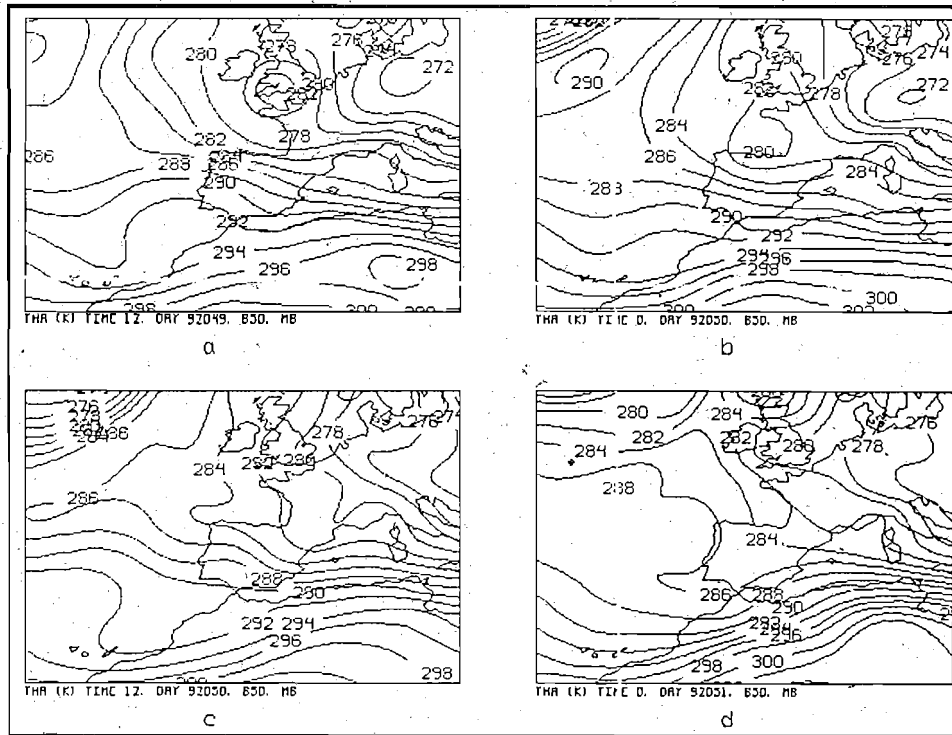


Figura 2.- Evolución de la temperatura potencial (K) para las mismas horas de la Fig. 1.

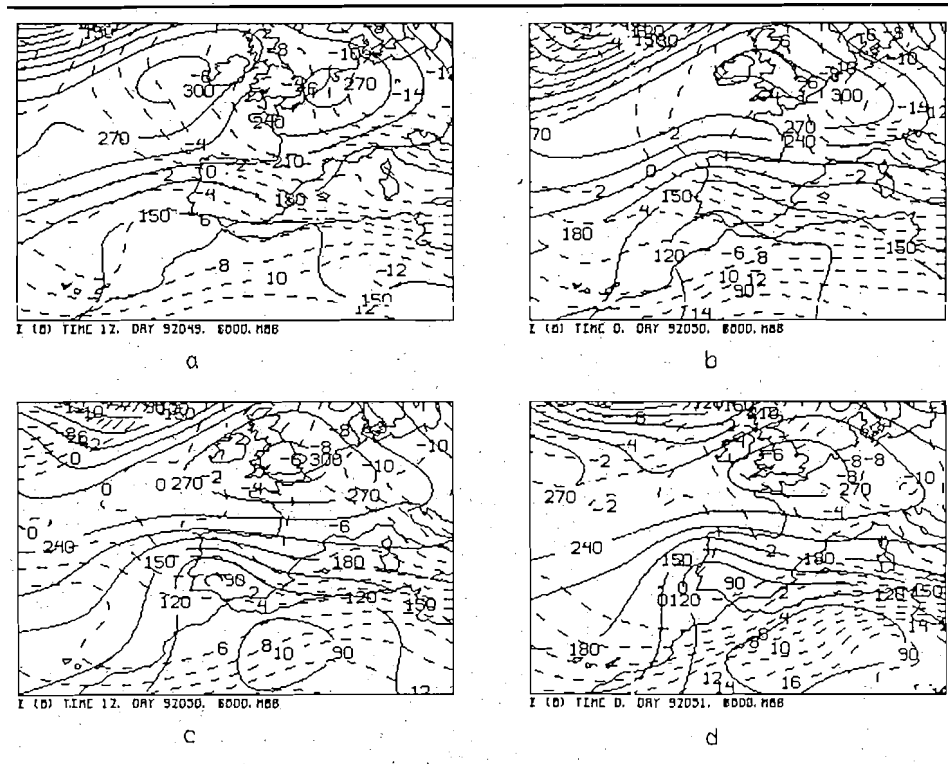


Figura 3.- Evolución del geopotencial (in) de 1.000 mb, en línea continua, y de la temperatura (°C) en 850 mb, en línea discontinua, para las mismas horas de la Fig. 1.

del eje de la sección). Véase García Méndez, A., 1992, para una discusión más completa del uso de la vorticidad potencial y del papel de los efectos diabáticos en situaciones de ciclogénesis.

Se observa cómo la anomalía de vorticidad potencial en niveles altos (Fig. 4a) se está acercando a la zona baroclina que existe sobre la

Península (Fig. 4b); se ve también en la Fig. 4a cómo el máximo de liberación de calor latente se sitúa sobre el Suroeste de la Península. El resultado que podemos esperar, por lo tanto, son caídas de geopotencial en el Suroeste de la Península, realizadas estas caídas por la presencia en la vertical del máximo de liberación de calor latente. La baja que se observa en la Fig. 3c el 19 a

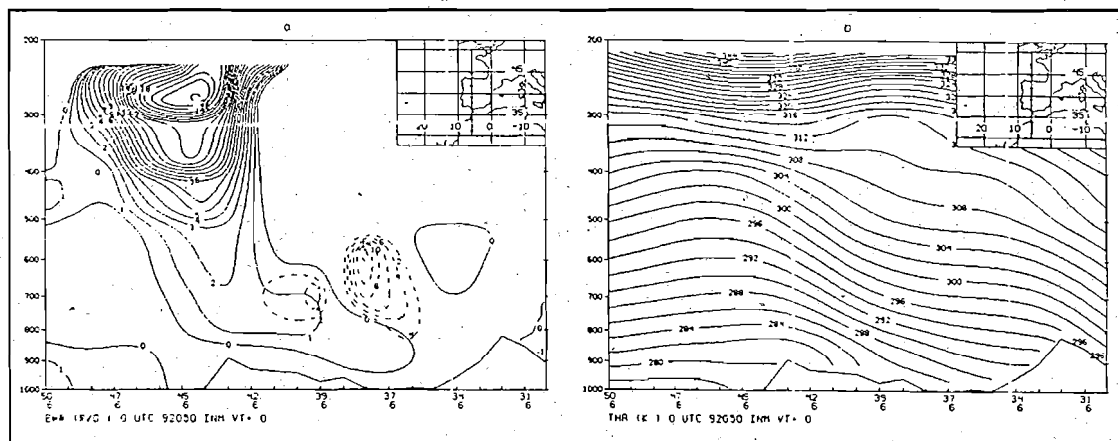


Figura 4.- Secciones verticales de a) anomalías de vorticidad potencial (línea continua) en unidades de 10^1 PVU y liberación de calor latente a escala 'grid' en K/día (línea discontinua) y b) temperatura potencial (K) el 19-2-92 a 00Z. El eje de la sección se indica en la Figura.

12Z sobre Andalucía Occidental confirma estos extremos.

3. Flujo en bajos niveles.

Antes del establecimiento de la circulación ciclónica sobre la Península los vientos son predominantemente de componente NE sobre toda la mitad Norte, conducido este flujo por la presencia de una extensa zona anticiclónica situada al Norte de la Península, como puede apreciarse en la Figura 3a. La entrada de este aire frío del NE hace que la isoterma de 0 grados abarque casi toda la mitad Norte de la Península el día 18 a 12Z, con un mínimo de temperatura en 850 mb de -5°C en Santander. El aumento de circulación ciclónica que se observa el 19 a 00Z en la Fig. 3b produce un cambio sustancial en esta situación: vientos de SE y del SSE comienzan a soplar sobre toda la zona centro, desplazándose la entrada del Nordeste hacia el Oeste y provocando una disminución de temperatura en 850 en el cuadrante Noroeste de la Península, abarcando a estas horas la isocera algo más de la mitad Norte: Este aire que llega del SE y del SSE, al ser más cálido y húmedo que el aire frío que había entrado anteriormente del NE y que se encontraba sobre la zona centro, tiende a colocarse por encima, produciendo una estratificación con inversión en la que el aire frío está pegado al suelo y aire relativamente más cálido y húmedo se sitúa sobre él.

En las secciones verticales de la Figura 5 se observa claramente esta superposición de distintas masas de aire. En la Fig. 5a se muestra una sección vertical de temperatura del termómetro

húmedo y del viento el día 19 a 00Z; se ve cómo mientras al Sur de la zona centro los vientos en niveles bajos son del SE y SSE, al Norte los vientos son del NE. Se ve también que la masa de aire situada al Sur posee temperaturas del termómetro húmedo más altas que las de la masa de aire situada al Norte.

En estas condiciones, la advección de aire relativamente más cálido y húmedo por los vientos del SE y del SSE sobre la zona centro hará que éste se coloque encima del aire más frío, que permanecerá cerca de la superficie. La sección de la advección de temperatura potencial equivalente que se observa en la Figura 5b reafirma el punto anterior: la advección de aire frío penetra hacia el Sur en niveles bajos, situándose la advección cálida por encima. Se observa también en la Fig. 5a cómo sobre el área de Madrid la isocera del termómetro húmedo se encuentra bastante baja. Teniendo en cuenta que la nieve no funde hasta que no se alcanza la isocera del húmedo, está claro que se dan las condiciones necesarias para que se produzcan nevadas en cotas bajas.

Un aspecto importante y que no debe ser despreciado en esta situación es la existencia de una masa de aire muy húmedo en la vertical de la Península, como se ve en la Fig. 6a. Este máximo de humedad hace que la precipitación sea bastante eficiente, lo que provoca un enfriamiento debido a la fusión de la nieve que cae, con la consiguiente disminución en la altura de la isocera del húmedo y la penetración hacia abajo, durante los primeros momentos del episodio, de la altura a la que se están produciendo las nevadas. Este mecanismo deja de actuar, por supuesto, en el

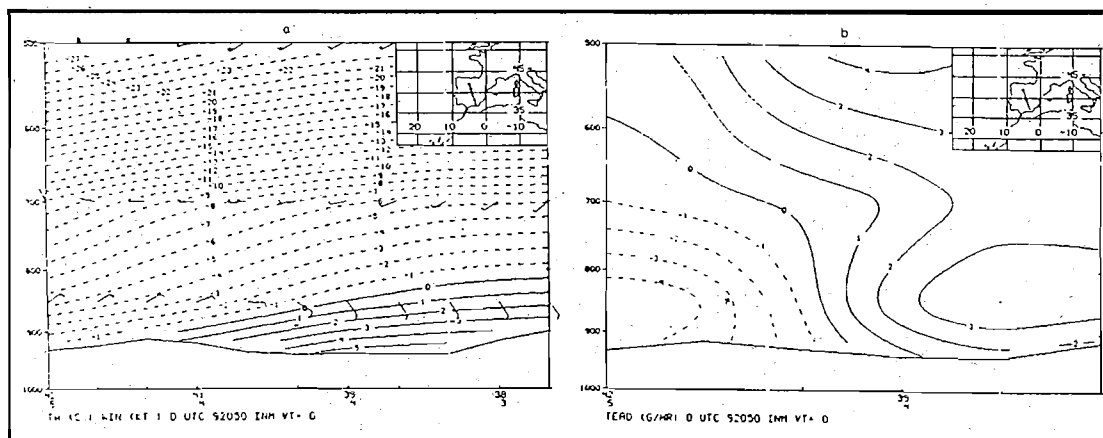


Figura 5.- Secciones verticales el día 19 a 00Z de a) temperatura del termómetro húmedo ($^{\circ}\text{C}$) y viento (Kt) y b) advección de temperatura potencial equivalente (K/12h). Se indica el eje de corre.

momento en que la nieve alcanza el suelo (estuvo nevando en todo el área de Madrid desde las 4 de la madrugada hasta un poco antes de las 12 del mediodía).

El sondeo de Barajas de las 12Z del día 19, realizado momentos después de que cesaran las precipitaciones (Fig. 6b), confirma la presencia de flujos de diferente dirección en niveles bajos: mientras en superficie el viento es del Norte, por encima el viento cambia a SE. (Hubiera sido deseable poder disponer del sondeo de 00Z, pero no se realizó).

Se ve entonces que la existencia de una masa de aire frío en niveles bajos, resultado de la entrada del NE que se había producido en los días anteriores, sobre la que se coloca un aire más cálido y húmedo procedente del SE y del SSE, que es conducido por la baja que se desarrolla sobre el Suroeste de la Península, es la principal causa de que las nevadas afectaran a puntos situados a altitudes entre 500-600 m. La penetración adicional de la nieve hacia abajo debido a la existencia de precipitación continua es otro factor a tener en cuenta en los primeros momentos. La colocación de aire relativamente cálido sobre aire frío pegado al suelo se produce también en las oclusiones y es también la principal causa de que en los frentes ocluidos se produzcan importantes precipitaciones de nieve en circunstancias adecuadas de temperatura.

4. Posible uso del radar.

El uso de la banda brillante observada en las imágenes radar para el seguimiento de las situaciones de nevadas y, en concreto, para situar la altura a la que está produciéndose la fusión de la nieve es un hecho apuntado por numerosos autores; antes de tratar este tema, sin embargo, conviene estudiar la Imagen A16-1 (en la separata del libro) ya que corrobora la existencia de flujos de diferente dirección en el área de Madrid en niveles bajos.

En esa Imagen se muestra el PPI de viento obtenido en modo Doppler durante la noche del día 19, cuando se estaban produciendo ya nevadas en todo el área de Madrid. La línea negra marca la separación entre los vientos que se acercan (valores negativos) y los que se alejan del radar (valores positivos), señalándose la posición del radar por un punto. Se observa cómo en las proximidades del radar (esto es, en niveles bajos) y al Sur del mismo los vientos son del SE y del SSE, mientras que al Norte la dirección del viento es del NE, reafirmando los resultados obtenidos en el punto anterior. Hacia el Norte y a distancias alejadas del radar, es decir, a niveles más altos, la situación no es tan clara ya que los ecos se encuentran fuertemente alterados por la orografía; de todas formas parece que los vientos tienen una componente de alejamiento respecto del radar. Este esquema de flujos recuerda al asociado a las

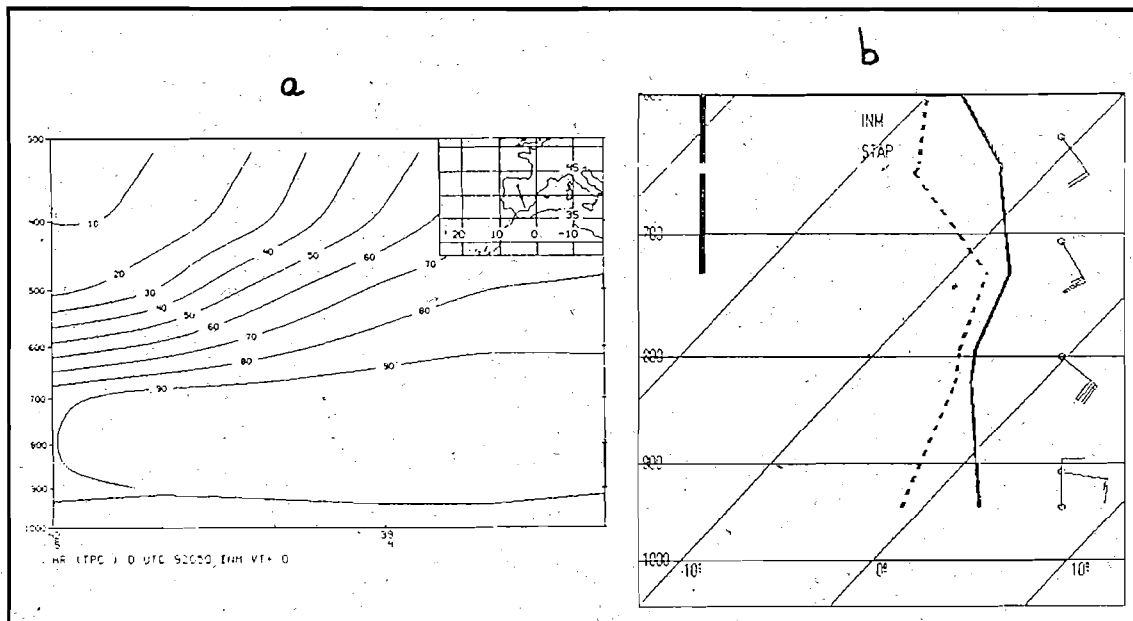


Figura 6.- a) Sección vertical de humedad relativa (%) el día 19 a 00Z;
b) sondeo de Barajas del día 19 a 12 Z

oclusiones típicas, con la banda de aire frío girando ciclónicamente en niveles bajos y la banda de aire cálido ascendiendo y girando anticiclónicamente en niveles altos (Véase Imagen A16-1, en la separata del libro).

La Imagen A16-2 de la separata del libro muestra un PPI de reflectividad en modo Doppler obtenido el día 19 a las 13,272. Se ve claramente cómo aparece la banda brillante en forma de un anillo concéntrico con el radar dentro del cual aumentan los valores de reflectividad. Este aumento de señal dentro de la banda brillante es debido al proceso de fusión de la nieve y, en concreto, a que las reflectividades del agua y de la nieve húmeda son mayores que las de los cristales de hielo (véase Nota Técnica del S.T.A.P. núm. 6). En las horas siguientes y debido inuy probablemente a la disminución de altura de la isocero del húmedo por fusión, la banda brillante desapareció ya que la nieve fue penetrando cada vez a niveles más bajos hasta llegar a tierra.

A la altura donde se encuentra la banda brillante se está produciendo la fusión de la nieve, de forma que existirá una alta probabilidad de que la precipitación por encima de esa altura sea en forma de nieve y por debajo en forma de agua o de precipitación mezclada. Esta altura puede obtenerse si se conocen las condiciones de propagación del haz; como esto no es posible hacerlo

de forma operativa, se puede usar la aproximación consistente en utilizar unas condiciones de propagación estándar. En la Fig. 8 (Anexo) se muestra un gráfico donde aparece la altura del haz medio en función de la distancia al radar para radares de banda C y banda S).

En la Fig. 7 se muestra un corte de reflectividad a través de la banda brillante según un eje que pasa por el valor máximo. Se observa cómo la reflectividad aumenta de manera más o menos regular hasta alcanzar un máximo dentro de la banda brillante, para disminuir después según nos alejamos del radar.

Conclisiones.

Se ha puesto de manifiesto cómo la llegada de aire cálido y húmedo sobre aire frío situado en niveles bajos es la razón principal de las nevadas ocurridas el día 19 de febrero de 1992 en el área de Madrid, así como que el desarrollo de estos flujos es consecuencia directa del proceso ciclogénico que tuvo lugar sobre el cuadrante Suroeste de la Península. La importancia de esa superposición en la vertical de aires de distinto origen no se circunscribe únicamente a este caso, sino que deberá tenerse en cuenta en bastantes de las nevadas que afectan a distintos puntos de la Península, principalmente en las que se desarro-

REFLECTIVIDAD A TRAVÉS DE LA BANDA BRILLANTE

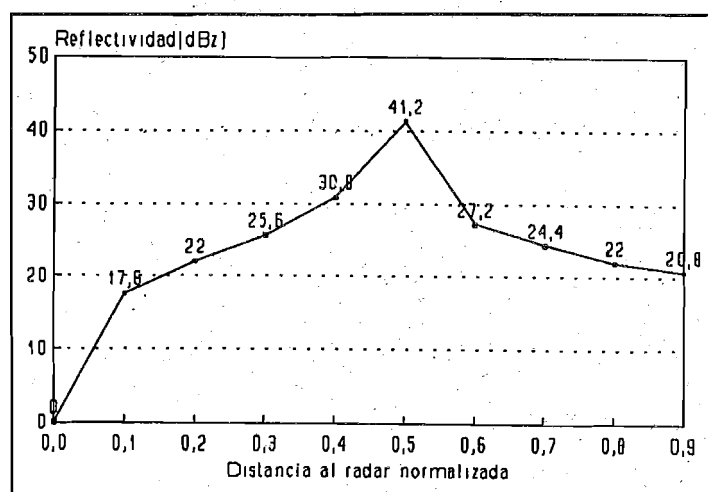


Figura 7.- Coste de reflectividad (dBz) a través de la banda brillante

llan en frentes ocultos o cuando tenemos un embolsamiento de aire frío estancado en superficie y sobre él se coloca aire más cálido.

Se destaca también la utilidad que pueden tener las imágenes radar y la aparición de la banda brillante en la vigilancia y predicción a muy corto

plazo de nevadas, siendo éstas además casi la única herramienta de que puede disponer el predictor operativo para este fin. Dado que el PPI en modo Doppler tiene más resolución que el PPI en modo normal, el primero será más útil a nivel operativo a la hora de localizar posibles bandas brillantes.

ANEXO

En la Fig. 8 se observa la elevación y divergencia con la distancia al radar del haz emitido para radares de banda C con ángulo de elevación de $0,5^\circ$ y para radares de banda S con ángulo de elevación de $0,9^\circ$, en condiciones normales de propagación en una atmósfera estándar. La mayor anchura del haz en los radares de banda S ($1,9^\circ$ frente a $0,9^\circ$ para los de banda C) hace que la detección con ellos de la banda brillante sea más difícil (véase Nota Técnica del S.T.A.P. núm. 6). Coincidiendo la altitud a la que se encuentra el radar y utilizando las alturas aproximadas a las que se encuentra el haz medio a diferentes distancias según la Fig. 8, puede deducirse la altitud a la que se está produciendo el cambio de fase, dato de gran importancia para predicciones a muy corto plazo.

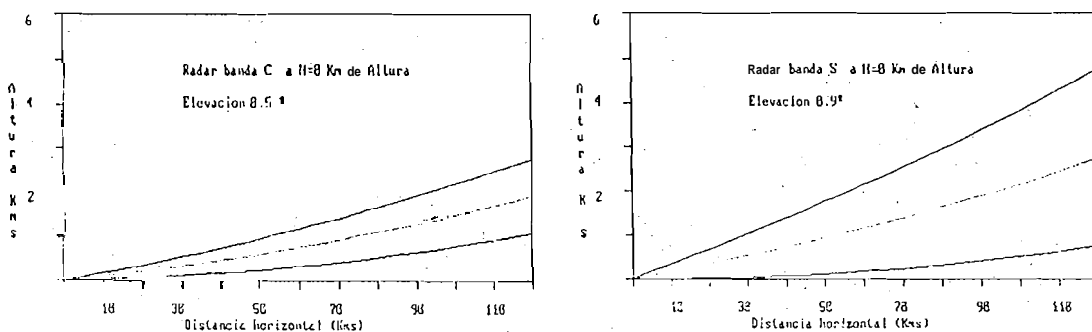


Fig. 8.- Altura del haz a diferentes distancias del radar para una atmósfera estándar según el modelo de los 4/3. a) Radar banda C y b) radar banda S. Se muestran el haz medio y los límites del haz. La anchura del pulso es de $0,9^\circ$ para el radar de banda C y $1,9^\circ$ para el radar de banda S.

Referencias.

Elizaga Rodríguez, F. (1992). Consideraciones sobre la predicción de nevadas. Resultados de la campaña 1991-92. Nota Técnica núm. 6 (S.T.A.P.). INM.

García de Pedraza, L. (1964). La predicción del tiempo en el Valle del Ebro. INM.

García Méndez, A. (1992). Diagnóstico de una ciclogénesis atlántica explosiva bajo el punto de vista de la vorticidad potencial. III Simposio Nacional de Predicción. INM.

Hoskins, B.J.; McIntyre, M.E.; Robertson, A.W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart. J. R. Met. Soc., vol. 111, pp. 877-946.

Ivens, A.A.M. (1987). Forecasting the kind of precipitation in winter. Proc. Symp. Mesoscale analysis and forecasting. ESA SP-282, pp. 163-166.

Lumb, F.E. (1963). Downward penetration of snow in relation to the intensity of precipitation. Met. Mag. Vol. 92, pp. 1-14.

Matsuo, T.; Sasyo, Y. (1981). Melting of snowflakes below freezing level in the atmosphere. J. Met. Soc. Japan. Vol. 59, pp. 10-24.

Matsuo, T.; Sasyo, Y. (1981). Non-melting phenomena of snowflakes observed in subsaturated air below freezing level. J. Met. Soc. Japan. Vol. 59, pp. 26-32.

Pike, W.S. (1990). Radar study of the snowfall in southwest Cornwall on 12 January 1987. Met. Mag. Vol. 119, pp. 97-102.

Steward, R.E. (1987). Nowcasting rain/snow transitions and freezing rain. Proc. Symp. Mesoscale analysis and forecasting. ESA SP-282, pp. 155-161.