

CARACTERIZACIÓN DE LA CAPA LÍMITE EN MADRID EN SITUACIONES DE ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA.

Darío Cano Espadas ⁽¹⁾; Ignacio Palacio ⁽²⁾; Eugenio Ayensa ⁽²⁾; J.A. Cabarca ⁽²⁾; Javier Casado ⁽³⁾

(1) CMT Madrid y Castilla La Mancha . INM dario@inm.es

(2) CMT Madrid y Castilla La Mancha . INM

(3) Aeropuerto de Barajas. INM

Introducción.

Se presenta un estudio de los tipos más importantes de situaciones meteorológicas que provocan fuertes vientos y fuerte cizalladura, importante inversión y reducción de visibilidad por niebla en condiciones de estabilidad en la capa límite atmosférica en Madrid.

Se han elegido dos meses de invierno, febrero y marzo de 2007, periodo durante el cual se ha dispuesto de los datos de un perfilador, LAP3000 / RASS instalado en el aeropuerto de Barajas.

Para el estudio se ha contado con todos los datos disponibles: los sensores convencionales del aeropuerto, radiosondeos, RADAR y perfilador. También se ha contado con simulaciones de HIRLAM 3D y 1D. El estudio nos permite mejorar el conocimiento de las características climatológicas en los niveles bajos de la atmósfera en Madrid

Descripción geográfica de Madrid y localización de los instrumentos de observación.

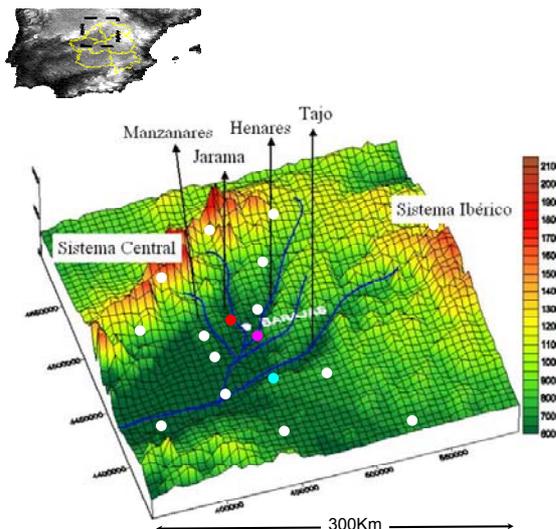


Fig 1. Localización de Madrid en el Valle Alto del río Tajo, con los principales afluentes fluviales y rodeado de montañas. Los colores se corresponden con altitudes en metros. En el centro de la imagen se destaca la localización del Aeropuerto de Barajas. Los puntos

blancos son la localización de los puntos de observación convencionales en superficie. El punto rosa es la localización del radiosondeo, el punto azul del RADAR y el rojo del perfilador

La Comunidad de Madrid está situada en el centro de la Península Ibérica, en el área donde convergen los afluentes del Tajo Alto que vienen del Sistema Central y el Sistema Ibérico. El Valle principal (escala meso-beta) es pues el Valle del Tajo que tiene una orientación NE/SW. Por las vegas de Aranjuez, al sur de la Comunidad de Madrid, convergen los ríos Tajo y Tajuña que vienen de la Serranía de Cuenca con los ríos Henares, Jarama y Manzanares que vienen del Sistema Central. La ciudad de Madrid está situada a unos 660 m de altitud.

Situaciones de estabilidad atmosférica.

Los fenómenos mesoescalares (escala meso beta Orlansky) más relevantes asociados a la estabilidad en esta región son dos: Las brisas de montaña y la retención del flujo con las montañas.

A las brisas de montaña nos referiremos con los términos katabático y anabático. El katabático representa el drenaje nocturno y el anabático el viento diurno de salida del valle. A la retención nos referiremos con el término dipolo orográfico con una mesoalta a barlovento y una mesobaja a sotavento.

Algunos autores denominan viento katabático al flujo súbito del salto hidráulico. Si bien se trata de un flujo de caída “down slope wind”, el término katabático queda reservado al drenaje de las brisas de montaña.

Los desarrollos de adaptación regional del modelo unidimensional H1D en Madrid para la predicción de nieblas y nubes bajas han demostrado que la inclusión de estos fenómenos de mesoescala, no siempre bien resueltos por los NWP 3D operativos, mejora la verificación. El modelo unidimensional H1d consta de un módulo de katabático que se activa en condiciones de inversión en tierra

sustituyendo ciertos valores de los niveles bajos por otros estimados por climatología. Otro módulo de dipolo desactiva el katabático cuando el viento a un determinado nivel supera cierto umbral. Las medidas del perfilador permiten mejorar estos módulos de forzamientos externos en el modelo H1D

El dipolo a sotavento:

En condiciones de estabilidad, cuando el flujo sinóptico es moderado o fuerte del N y W, las masas de aire queda retenidas al norte del Sistema Central mientras Madrid queda al abrigo del sotavento. Tanto es así que en la capital puede observarse viento en calma o del Sur mientras en los puertos de montaña, al norte a 1000 m de altura, soplan vientos fuertes del Norte. Los momentos en que la baja a sotavento se instala sobre Madrid están caracterizados por una moderada o fuerte cizalladura vertical y horizontal en los niveles bajos y la aparición de ondas de montaña en los niveles superiores. Cuando “el dipolo se rompe”, ocurre el “salto hidráulico” y los vientos del Norte irrumpen con fuerza en la capital.

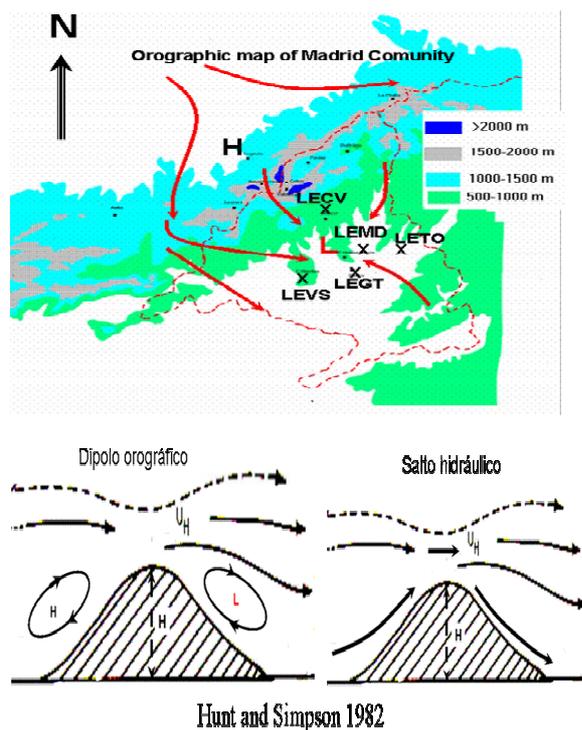


Fig 2 . A) Representación del dipolo en Madrid en situación de flujo estable del norte. H es la mesoalta a barlovento, L la mesobaja a sotavento. Con un aspa se localizan los aeropuertos de Madrid y con flechas rojas las líneas de corriente. Los colores indican la altitud en metros.

B) y C) Representación de un corte vertical de los momentos del dipolo orográfico a la izquierda y del salto hidráulico a la derecha

En ocasiones el dipolo vuelve a reestablecerse y vuelven a aparecer las calmas y los vientos de sur en los aeropuertos.

Los NWP resuelven con razonable pericia el efecto del dipolo a sotavento en Madrid aunque no son muy precisos en el pronóstico del salto hidráulico. Esto lleva asociado no sólo un fallo en la dirección y fuerza del viento sino también en el pronóstico de temperatura.

El conocimiento de la estructura de la baja a sotavento pasa por determinar: la estabilidad en las capas bajas N (frecuencia de Brut Vaisala), la altura característica de la montaña H y la velocidad característica del flujo de acercamiento U. La relación de estos parámetros se hace por el n° de Froude $F=U/NH$. Valores críticos de F determinan la aparición del salto hidráulico o la permanencia de la baja dipolar (Hunt and Simpson 1982). Además es necesario conocer la altura de la capa límite de sotavento, las características de las ondas de montaña, su periodo el valor de sus velocidades ascendentes, etc.

Estudio de la situación meteorológica del 9 de marzo de 2007.

Se trata de una situación estable con flujo del norte retenido en el Sistema Central y con un dipolo orográfico que deja a Madrid a sotavento.

Los vientos en la Sierra de Madrid son del Norte y superan los 40 Kts mientras que en el área metropolitana son flojos incluso del Sur durante toda la mañana del 9 de marzo de 2007.

La imagen del canal VIS de Meteosat (figura 5) muestra una nubosidad retenida al norte del Sistema Central y ondas de montaña al sur .A partir del mediodía, el viento irrumpen en el aeropuerto de Barajas con rachas de dirección variable al principio e inmediatamente pasan a ser del Norte sobre las 15 UTC (Figura 3).

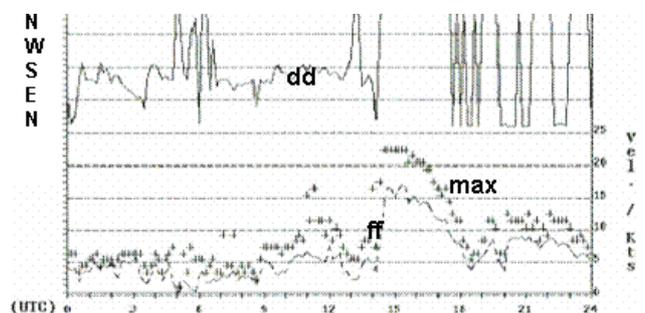


Figura 3. Registro horario de viento en superficie en Barajas.

Los datos de viento del perfilador (figura 7) muestran la evolución de la capa a sotavento pegada a tierra instalada desde las 3 UTC y rota sobre las 14 UTC por la irrupción del salto hidráulico. La altura de la zona de convergencia de los vientos del norte y los del sur es de unos 500 m sobre el terreno.

La capa límite a sotavento sobre Madrid está caracterizada según el sondeo de las 12 (figura 4) por un aire seco alojado entre la superficie y una inversión térmica localizada a 1500 m de altitud (1000 m de altura) donde también se localiza un chorro del Norte de 50 kts (figura 7). Por encima de esta capa los vientos son del Norte moderados. Por debajo de la inversión podemos distinguir 2 capas: Una pegada a tierra con 400m de profundidad donde los vientos son flojos del Sur y otra por encima con vientos moderados del Norte. La capa pegada a tierra muestra un perfil térmico propio de la radiación, esto es, inversión térmica durante la noche y calentamiento diurno durante el día desde la superficie (figuras 6). La capa entre las dos inversiones es isoterma en media aunque presenta más inversiones.

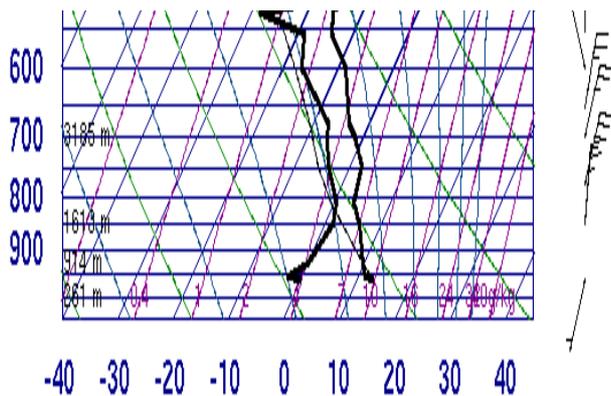


Figura 4. Radiosondeo de las 12 UTC en Barajas.

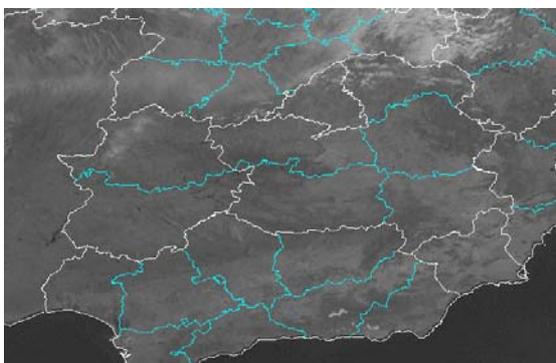


Figura 5. Imagen del canal visible, HRVS, tomada el 9 de marzo de 2007 a las 11 UTC. Por el radiómetro SEVIRI.

El aeropuerto de Madrid Barajas se encuentra en condiciones de aviso meteorológico por cizalladura

vertical. A las 9 UTC, por ejemplo, se registran 50 Kts del norte a 1500 m de altura mientras que el aeropuerto registra un viento de 4 kts de 130°. Supone una variación de más de 10 Kts cada 1000 ft y el umbral de aviso en el aeropuerto de Barajas es de 7 kts/1000 ft. A partir de 4 kts/1000 ft puede producirse turbulencia de cualquier intensidad (M. Ledesma 1986).

Durante la noche, la inversión térmica ha superado también los umbrales de aviso al aeropuerto que es de 7°C/1000ft.

La predicción correcta de este fenómeno mesoescalar pasa por la predicción de la cizalladura vertical, la inversión térmica, la dirección del viento en superficie y el momento del salto hidráulico que puede irrumpir con fuerza.

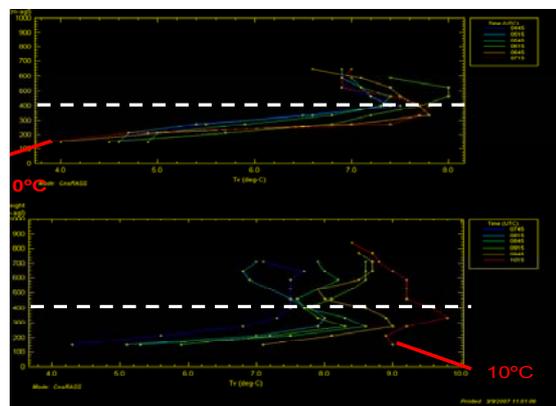


Figura 6. Evolución de los perfiles térmicos en Barajas. Los colores representan diferentes horas. En rojo se representa la temperatura medida en superficie a las 6 y 12 UTC. La línea discontinua blanca representa el nivel de la inversión térmica. También se indica la temperatura de superficie.

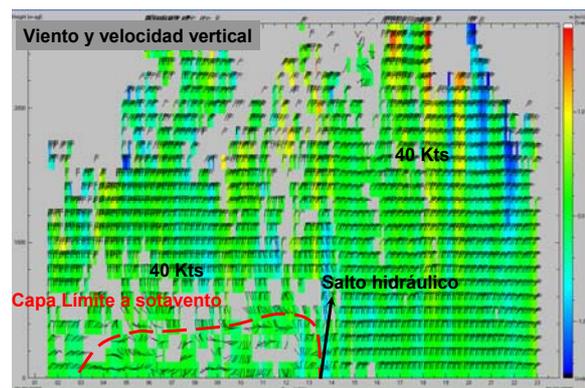


Figura 7. Evolución horaria de los datos de viento en Kts y velocidad vertical en m/s obtenidos por el perfilador de Madrid. El eje de ordenadas izquierdo es la altura en m AGL. La línea roja discontinua marca los límites del viento de sur en los niveles bajos. La alternancia de colores fríos y cálidos destaca la presencia de las ondas de montaña. También se marca el momento del salto hidráulico con la irrupción del viento del norte en superficie.

En este caso del día 9 de marzo de 2007, el modelo HIRLAM no había previsto la baja a sotavento y, aunque sí prevé las ondas de montaña y los vientos fuertes del norte, éstos llegan hasta la superficie de Madrid sin ser retenidos en ningún momento. Por este motivo el pronóstico de fuerte cizalladura es infraestimado y el de inversión térmica desestimado por completo. La predicción de temperaturas en Madrid suele ser un problema ya que según que el viento de norte entre o no en la región en superficie, la marcha de temperaturas cambiará mucho. Las temperaturas máximas aumentan más de lo previsto si la baja a sotavento permanece durante el día debido tanto a la radiación como al efecto Föhn. En el caso del 9 de marzo de 2007, la temperatura mínima ha sido menor que la prevista por HIRLAM pues la ausencia de viento junto al suelo ha permitido que el enfriamiento radiativo sea mayor.

Para terminar ilustramos con la observación aeronáutica de Barajas durante el momento del salto hidráulico.

**LEMD 091400Z 14003G16KT 9999 FEW050
BKN200 17/04 Q1030 =
LEMD 091430Z 36013KT 330V030 9999
FEW050 BKN200 17/07 Q1030 =**

A las 14 UTC el viento es del sur racheado y a las 14:30 UTC es del norte, constante a partir de ese momento, de 13 kts. El punto de rocío ha subido 3° C en esta media hora.

El katabático nocturno y la formación de niebla.

En condiciones de estabilidad con noches despejadas la cuenca del río Tajo se ve afectada por un suave flujo del NNE seco y frío que drena de las zonas altas de las montañas (figura 8). Por encontrarse Madrid en el fondo del valle, se produce una convergencia de masa que hace elevarse el aire junto al suelo con una velocidad estimada de unos 0,05 m/s.

La interacción de este flujo de drenaje katabático con los flujos húmedos y cálidos durante la noche gobierna la aparición de nieblas en la región. Se ha comprobado que el valor de la velocidad vertical es muy sensible a la aparición de nieblas y nubes bajas (Terradellas & Cano, 2006).

Uno de los artilugios empleados en el módulo de katabático era suponer que el viento del N tiene una profundidad doble que la inversión de tierra. Una típica situación meteorológica de formación de nieblas ocurre cuando la Península se sitúa entre un frente frío en el Atlántico y uno cálido por Europa Central. El flujo en los niveles bajos es del sur pero,

al quedar las tierras despejadas durante la noche, en superficie el viento está gobernado por las brisas de montaña, por el drenaje katabático.

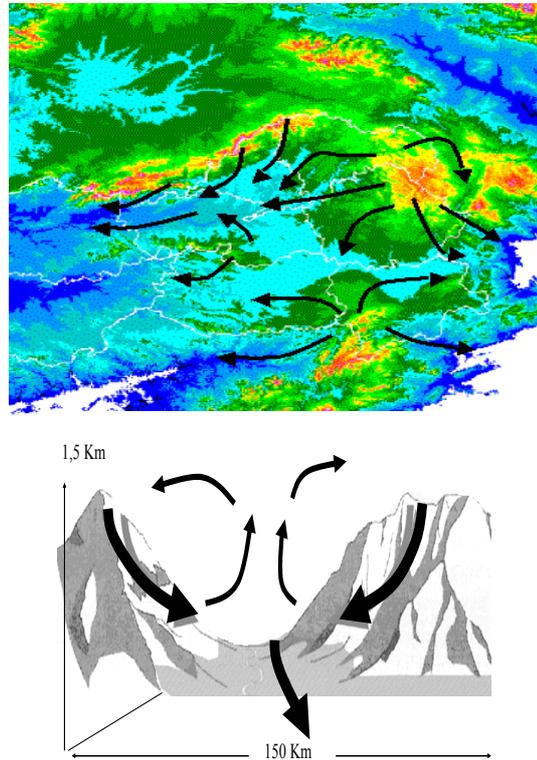


Figura 8. Arriba líneas de corriente en superficie para una noche de drenaje katabático sobre la Meseta meridional donde los colores indican la orografía. Abajo modelo de circulación vertical en el área de Madrid.

Estudio de la situación del 9 de marzo de 2007.

Los vientos en superficie son del norte flojos (<5kts) durante toda la noche en Madrid.

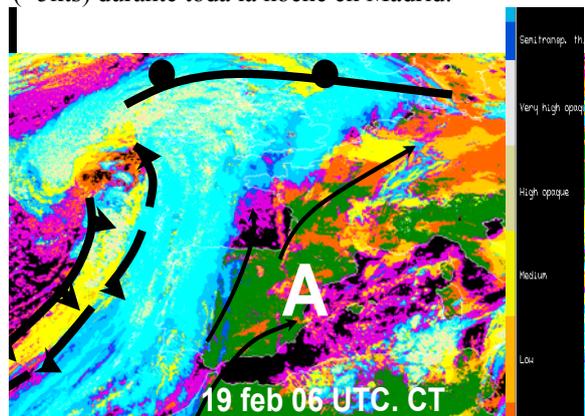


Figura 9. Imagen de la clasificación nubosa del a las 6 UTC con el diagnóstico en superficie de los frentes. Las flechas negras representan el flujo en los niveles bajos y la A la posición del anticiclón.

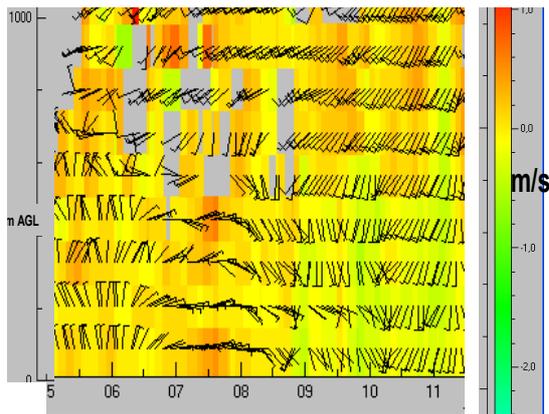


Figura10. Datos de viento y velocidad vertical del perfilador de Barajas del 19 de febrero de 2007 entre las 5 y las 11 UTC. En colores se muestra la velocidad vertical en m/s.

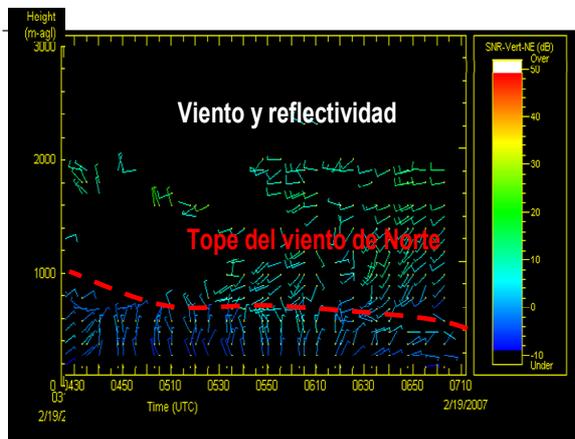


Figura 11. Datos de viento y reflectividad obtenidos por el perfilador de Barajas del 19 de febrero de 2007 entre las 5 y las 7 UTC. La línea roja discontinua representa el topo de la inversión de tierra.

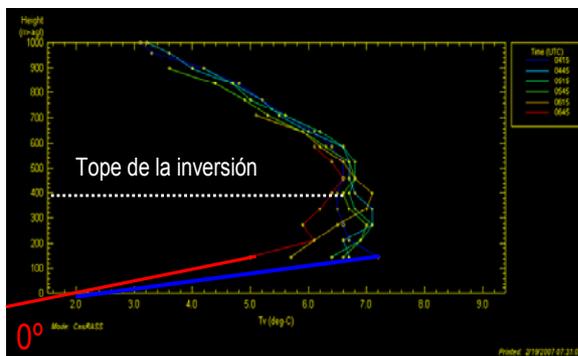


Figura 12. Datos del perfil de temperatura obtenidos por el perfilador de Barajas del 19 de febrero de 2007 entre las 5 y las 7 UTC. El dato de superficie está tomado por termómetro.

El perfilador (Figura 11) muestra una capa de unos 1000 m de espesor con viento del norte durante toda la noche. Esto es un indicador de que no va a formarse niebla ya que en ningún momento se registra viento del sur en superficie y, por lo tanto, la convergencia debe estar situada más al sur.

Las velocidades verticales motivadas por la convergencia de masa en el fondo del valle han sido estimadas de unos 5 cm/s a partir de los datos VAD del Radar de Madrid. El modelo H1d tiene mejores verificaciones cuando se supone una velocidad vertical proporcional al valor de la inversión de tierra. Si bien el perfilador no es un instrumento adecuado para medirlas ya que la precisión es de unos 10 cm/s, ocasionalmente puede ser estimada como ocurre en este caso donde se observan velocidades ascendentes desde los niveles bajos. (figura 10).

Estudio de la situación meteorológica del 16 de Febrero de 2007.

Este es un caso típico de flujo moderado del Sur sobre Madrid en que los modelos no prevén la aparición del katabático. HIRLAM 3D preve niebla en Madrid y H1d también cuando no se activa el módulo de katabático. El evento de no niebla esta previsto correctamente por H1d cuando se activa el módulo de katabático.

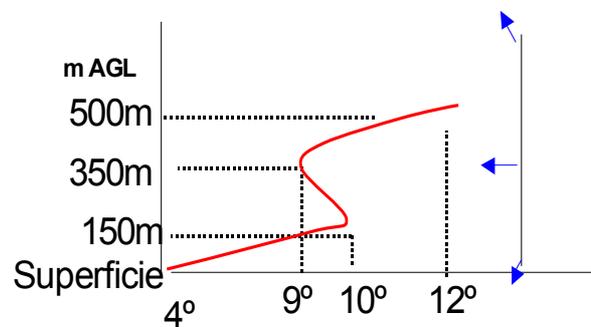


Figura 13. Perfil de temperatura y viento el 16 de feb de 2007 a las 06 UTC. Datos del perfilador de Barajas y de temperatura en superficie. La escala vertical está referida a metros sobre el terreno

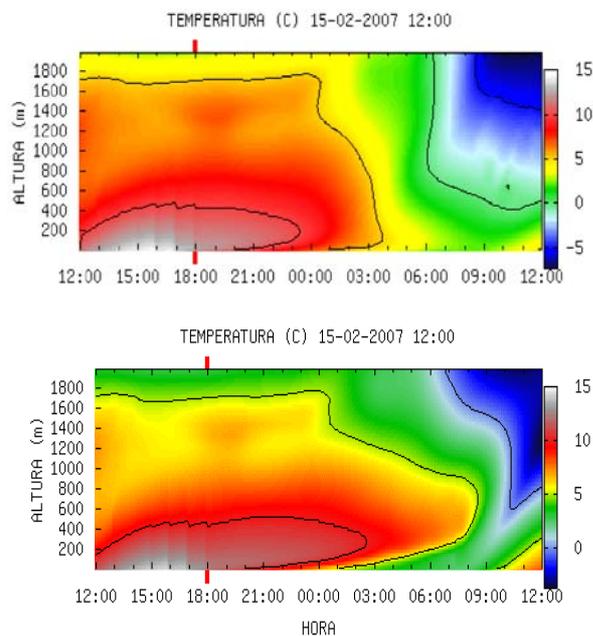


Figura 14. Simulación H1d del perfil de temperaturas. Arriba cuando no se activa el módulo de katabático y abajo cuando se activa. La escala vertical está referida a metros sobre el nivel del mar.

Además del flujo del N en los niveles muy bajos, la simulación de H1d H + 15 para las 6 UTC con módulo de katabático prevé una inversión de tierra (Figura 14 inferior) que no prevé la simulación con el módulo desactivado (Figura 14 superior). Los perfiles mostrados por el perfilador (figura 13) son más próximos a la simulación con katabático.

Conclusiones.

Se han caracterizado los perfiles verticales de dos situaciones meteorológicas estables típicas. Una de retención de flujo en las montañas que hemos denominado de dipolo orográfico y dos de drenaje katabático nocturno.

El forzamiento local introducido por el módulo de katabático en H1d a partir de estimaciones climatológicas: divergencia de masa, altura de la zona con vientos del N, y evolución del perfil de temperatura, reproduce aceptablemente las observaciones del perfilador en situaciones de brisas de montaña nocturnas.

El perfilador es una herramienta muy útil en situaciones de estabilidad y fuerte viento ya que aporta información sobre la cizalladura vertical, ondas de montaña y fuertes inversiones térmicas. Es también una herramienta idónea para el estudio de

las parametrizaciones y simulaciones de dipolos orográficos en la escala mesobeta.

En la simulación del 16 de febrero de 2007 en la cual el katabático interactúa con un flujo del Sur (típica situación de formación de nieblas en la región) es necesario complementar la información obtenida del perfilador con los datos de superficie para observar cómo el flujo del norte queda reducido a un estrato de 100m, por debajo de la precisión del aparato.

Referencias

Soriano C et ali ,2003 “Estudio de la formación de vientos catabáticos en la región de Madrid mediante la simulación un modelo de mesoescala de alta resolución” <http://ame-web.org/JORNADAS/soriano.pdf>

Cano D. Et ali, 2003 “uso del modelo unidimensional H1D en el estudio de un caso típico de formación de nieblas en la vertiente atlántica de la Península Ibérica” <http://ame-web.org/JORNADAS/cano.pdf>

Cano, D. Et ali, 2000 “Estudios de nieblas realizados en el CMT en Madrid Y Castilla - La Mancha” http://www.inm.es/web/sup/ciencia/divulga/vsimposio/trabajos/pdf/B11-MAD_Nieblas.pdf

E. Terradellas D. Cano, 2007. **Implementation of the HIRLAM-1D model for local forecasts at Madrid airport . COST 722**