

Área de Física Aplicada
Departamento de Química y Física Aplicadas
Facultad de CC. Biológicas y Ambientales
UNIVERSIDAD DE LEÓN



CARACTERIZACIÓN DE LAS ONDAS DE MONTAÑA EN SITUACIONES DE PRECIPITACIÓN INVERNAL

CHARACTERIZATION OF MOUNTAIN WAVES DURING WINTER PRECIPITATION EVENTS



Rafael Posada Navia-Osorio

NOVIEMBRE DE 2012



UNIVERSIDAD DE LEÓN

CARACTERIZACIÓN DE LAS ONDAS DE
MONTAÑA EN SITUACIONES DE
PRECIPITACIÓN INVERNAL

CHARACTERIZATION OF MOUNTAIN WAVES
DURING WINTER PRECIPITATION EVENTS

Tesis doctoral presentada por Rafael Posada Navia-Osorio
dentro del Programa de Doctorado en Ecología y Tecnología Ambiental

Dirigida por el Dr. José Luis Sánchez Gómez
y el Dr. Eduardo García Ortega

El doctorando

Los directores

León, Noviembre de 2012

Caracterización de las Ondas de Montaña en Situaciones de Precipitación Invernal
Characterization of Mountain Waves during Winter Precipitation Events

Autor: Rafael Posada Navia-Osorio

Directores: Dr. José Luis Sánchez Gómez y Dr. Eduardo García Ortega

Esta Tesis Doctoral ha sido elaborada gracias a la ayuda de Formación de Personal Investigador (FPI) de referencia **BES-2008-005570** asociada al proyecto de investigación **CGL2006-13372-C02-01**. Esta ayuda forma parte del Subprograma FPI de 2008, desarrollado por el antiguo Ministerio de Ciencia e Innovación (actualmente adscrito al Ministerio de Economía y Competitividad).



INFORME DEL DIRECTOR DE LA TESIS¹
(R.D. 99/2011, de 28 de enero y Normativa de la ULE)

El Dr. D. **José Luis Sánchez Gómez** y el Dr. D. **Eduardo García Ortega** como Directores² de la Tesis Doctoral titulada “**Caracterización de las Ondas de Montaña en Situaciones de Precipitación Invernal**” realizada por D. **Rafael Posada Navia-Osorio** en el programa de doctorado **Ecología y Tecnología Ambiental**, informa favorablemente el depósito de la misma, dado que reúne las condiciones necesarias para su defensa.

Lo que firmo, en León a ____ de _____ de 2012

¹ Este impreso solamente se cumplimentará para los casos de tesis depositadas en papel.

² Si la Tesis está dirigida por más de un Director tienen que constar los datos de cada uno y han de firmar todos ellos.



ADMISIÓN A TRÁMITE DE LA TESIS DOCTORAL¹
(R.D. 99/2011, de 28 de enero y Normativa de la ULE)

El órgano responsable del programa de doctorado **Ecología y Tecnología Ambiental** en su reunión celebrada el día ____ de _____ de 2012 ha acordado dar su conformidad a la admisión a trámite de lectura de la Tesis Doctoral titulada **Caracterización de las Ondas de Montaña en Situaciones de Precipitación Invernal**", dirigida por el Dr. D. **José Luis Sánchez Gómez** y el Dr. D. **Eduardo García Ortega**, elaborada por D. **Rafael Posada Navia-Osorio** y cuyo título en inglés es el siguiente "**Characterization of Mountain Waves during Winter Precipitation Events**".

Lo que firmo, en León a ____ de _____ de 2012

El Secretario del Departamento/
Secretario de la Comisión Académica,

Fdo.: _____

CONFORMIDAD
El Director del Departamento/
Presidente de la Comisión Académica,

Fdo.: _____

¹ Este impreso solamente se cumplimentará para los casos de tesis depositadas en papel.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero expresar mi agradecimiento y reconocimiento a los directores de esta Tesis Doctoral, los Dres. José Luis Sánchez y Eduardo García, por los conocimientos aportados y el tiempo dedicado para el desarrollo de este trabajo.

También quisiera expresar mi gratitud al Ministerio de Ciencia e Innovación por financiar la ayuda FPI de la que he sido beneficiario y gracias a la cual he podido elaborar este trabajo de investigación.

Gracias a todos los integrantes del Grupo de Física de la Atmósfera (GFA). A Roberto, por ser tan buen compañero de despacho (aunque sólo fuera por los caramelos) y por poner el “Quinielón” al servicio del grupo. A Lucía, por su optimismo y paciencia ante mis interminables suspiros. A Estíbaliz, por lo bien que lo pasamos cuando coincidimos en las campañas experimentales (¡qué viva Rascafría!). A Laura y Andrés, por resolver mis dudas sobre meteorología. A Ángel, por resolver mis otras dudas, las informáticas. A Marcos, por haberme echado una mano siempre que se lo pedía. A Merche, por haber implantado la pausa para el café y contagiarnos su alegría. Y a Marian y Sergio, por haber estado siempre para lo que necesitara. Pero sobre todo, ¡gracias a todos vosotros por los debates que nos marcábamos a media mañana con la excusa del café!

Tampoco quiero olvidarme de aquellos que alguna vez han formado parte del grupo. Cristina y Santi, gracias por haber hecho de las campañas experimentales de Madrid y Zaragoza algo especial y ¡hasta divertido!. Fue un gusto trabajar con vosotros. Y gracias a Bea, por haberme hecho comprender cómo funciona la Investigación.

Gracias también a todos los becarios y compañeros del IMA que han sufrido mis “ya estoy acabando...” desde hace tiempo: Amando, Antonio (gracias por la ayuda con la portada), Cristina, Irene, María, Ricardo, ... Y como no, Patricia, que soportaba con gusto mi humor absurdo.

Quiero mostrar también mi profundo agradecimiento a la gente que he conocido a lo largo de estos años y de la que he aprendido grandes cosas:

Vielen Dank an Prof. Dr. Clemens Simmer des Meteorologischen Instituts der Universität Bonn, dass er mich für vier Monate Teil seiner Arbeitsgruppe hat sein lassen. Die Seminare, die ich in der Zeit besucht habe, sowie die Ratschläge und die Hilfe der Gruppe haben in großem Maße dazu beigetragen, den Inhalt dieser Arbeit zu verbessern. Ich danke

auch den Doktoranden: Pablo, Sabrina, Elke, Jan-Bernd, David, Matthieu, Steffi, Sophie, Christina, und alle die ich vergessen habe, dafür, dass sie mich vom ersten Tag an in ihrem Kreise aufgenommen haben. Ihr seid klasse! Die Deutschstunden die ich in der Mensa erhielt sind unbezahlbar!

Thanks to Duncan Axisa for accepting me as a visitor student in the UCAR and for inviting me for a second stay. His trust in my work gave me confidence and energy to continue the scientific career. I will never forget that time in the US thanks to him and his wife, Marietta, whose hospitality and kindness made me feel like home. I hope that we can meet sometime in the future.

Muchas gracias también a Rodrigo, que me ha dado el impulso definitivo para completar esta Tesis. Sin su ayuda y experiencia este trabajo no hubiera sido el mismo. Colaborar con él “ha molado (y mola) mogollón”.

A David y Livia, muchas gracias por ser esos amigos con los que siempre se puede contar. Siempre cerca aunque estéis tan lejos. Os debo una cena.

Y por último, pero no menos importante, el agradecimiento más especial es para mi familia. A mis padres y hermanas, que me han apoyado incansablemente y han sufrido conmigo cada instante de la Tesis. Sus palabras de ánimo han hecho que luchara por sacar adelante este proyecto. A mi abuela y a mis tías, que me alegran el día cuando se arrancan a llamarme por teléfono. Y a mi Aliniten por su apoyo incondicional y por aguantar tantos años de incertidumbres y dudas entre país y país (“ild”).

Gracias a todos vosotros, vielen Dank, thank you!

Rafael Posada

A Alina.

Resumen

Las ondas de montaña son ondas de gravedad debidas a la orografía que juegan un papel fundamental en la circulación general de la troposfera por su capacidad para transportar energía y cantidad de movimiento. Bajo ciertas circunstancias, la energía transportada puede ser liberada produciendo turbulencia. De hecho, las ondas de montaña se han citado como causantes de numerosos accidentes aéreos, por lo que para la aeronáutica es de gran interés detectar y pronosticar actividad ondulatoria en zonas montañosas. Esto adquiere especial relevancia cuando existen aeropuertos próximos a dichas zonas, como es el caso del Aeropuerto de Madrid-Barajas, a tan sólo 70 km del Sistema Central.

Una de las tareas encomendadas al Grupo de Física de la Atmósfera dentro del proyecto TecoAgua (CEN-20091028) ha sido la realización de vuelos científicos sobre el Sistema Central para conocer las características de los hidrometeoros y los procesos microfísicos en el interior de nubes frías. A petición de la autoridad aeronáutica, se han tenido que poner a punto técnicas para el estudio y análisis de situaciones con ondas de montaña, puesto que su aparición supondría automáticamente la cancelación de los vuelos experimentales. Esta circunstancia motivó la elaboración de la presente Tesis Doctoral, centrada en el estudio de situaciones con ondas de montaña en condiciones de precipitación de nieve.

El mayor inconveniente en el estudio de ondas atmosféricas es que actualmente no existe ninguna instrumentación fiable capaz de observarlas de forma directa. Únicamente pueden detectarse sus efectos, por lo que es a través del análisis de estos efectos cuando pueden caracterizarse las ondas. En el caso de las ondas de montaña, su estudio también puede realizarse analizando las tres condiciones necesarias para su formación: (1) la existencia de una barrera montañosa que provoque el ascenso forzado del aire incidente, (2) la existencia de energía cinética suficiente para que el flujo supere la barrera, y (3) la presencia de un ambiente estáticamente estable a sotavento, de forma que el aire desplazado de su nivel de equilibrio oscile en torno a dicho nivel produciendo el movimiento ondulatorio.

La disponibilidad de datos observacionales recogidos durante tres campañas invernales consecutivas (entre 2008 a 2011) en el Sistema Central, junto con datos de modelización numérica de alta resolución, han permitido evaluar las condiciones ambientales necesarias para la formación de ondas de montaña. Entre la instrumentación instalada destaca el radiómetro de microondas multicanal *MP-3000A*. Es un sistema de teledetección pasiva que,

mediante técnicas estadísticas basadas en bases históricas de radiosondeos, es capaz de reconstruir perfiles verticales de temperatura, humedad y contenido de agua líquida. Resulta muy útil para evaluar las condiciones termodinámicas ambientales y su evolución temporal, puesto que proporciona datos de forma continua. Sin embargo, al tomar medidas sobre su vertical, la representatividad espacial de los datos es limitada.

Una forma de corregir esta limitación es la utilización de modelos numéricos mesoescalares como el *MM5*, que dan una aproximación a la evolución real de la atmósfera y proporcionan información detallada de un gran número de variables dinámicas y estructurales.

En este contexto, el trabajo de investigación presentado en esta Memoria consta de tres objetivos generales:

1. Validar los perfiles atmosféricos obtenidos por radiometría de microondas y desarrollar un método de ajuste que disminuya la incertidumbre de dichos perfiles, especialmente en los niveles más altos, donde las reconstrucciones son menos confiables.
2. Verificar los perfiles atmosféricos pronosticados por un modelo numérico de alta resolución para su posterior utilización en el cálculo de indicadores ligados a la estabilidad dinámica atmosférica.
3. Evaluar qué indicadores son más adecuados para la identificación de situaciones con ondas de montaña en el Sistema Central; cuáles son las propiedades características de estas ondas, y cuál es la capacidad del modelo para detectar zonas de turbulencia asociadas a este tipo de ondas.

Para alcanzar el **primer objetivo**, se ha realizado una comparación de los perfiles verticales de temperatura y densidad de vapor del radiómetro con los del radiosondeo del Aeropuerto Madrid-Barajas. Ante la posibilidad de que la calidad de los perfiles del radiómetro pudiera verse comprometida bajo situaciones de precipitación, la base de datos se dividió en tres grupos diferentes: grupo 1, que incluye todos los perfiles, independientemente de si se había registrado o no precipitación sobre el radiómetro; grupo 2, que sólo recoge aquellos perfiles en que no se ha registrado precipitación; y grupo 3, que incluye sólo aquellos perfiles en que sí se ha registrado precipitación.

Los resultados obtenidos de la comparación de los perfiles verticales de temperatura han mostrado unos coeficientes de correlación muy próximos a 1 y líneas de regresión con pendientes en torno a 0,98 en los tres grupos. Respecto a la densidad de vapor, los coeficientes de correlación han estado entre 0,90 y 0,96, y las pendientes de las rectas de regresión entre 0,91 y 1. Se ha podido observar que en situaciones de precipitación (grupo 3), con mayor concentración de vapor de agua, el ajuste ha sido mejor que en los perfiles sin precipitación.

Mediante esta comparación se ha comprobado la buena correlación existente entre los perfiles de temperatura y humedad reconstruidos por el radiómetro y los observados mediante radiosondeo. Sin embargo, al calcular el *bias* y el error cuadrático medio por niveles, se ha detectado cierta incertidumbre en las medidas, especialmente en los niveles más altos. Para disminuir esta incertidumbre, se ha desarrollado un método de ajuste basado en la regresión lineal que ha permitido corregir los perfiles verticales por niveles. Este método ha hecho posible reducir las discrepancias de la temperatura hasta en un 1 °C en los niveles más altos. En el caso de la densidad de vapor, las discrepancias se han reducido hasta en 0,2 g m⁻³.

El **segundo objetivo** se ha centrado en verificar las salidas del modelo, un paso previo indispensable para poder utilizar sus datos en el análisis de ondas de montaña. El modelo empleado en esta investigación ha sido el *MM5 (Fifth Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model)*. La verificación se ha llevado a cabo de forma similar a la validación del radiómetro, puesto que los datos simulados por el modelo han sido comparados con medidas tomadas con el radiosondeo del Aeropuerto de Madrid-Barajas. En este caso, se han comparado los perfiles verticales de temperatura, densidad de vapor y velocidad y dirección del viento de los días en que se ha registrado precipitación de nieve en el entorno del Sistema Central (87 días entre 2008 y 2011). Cada simulación se inicializó a las 0000 UTC para un intervalo de 24 h, y su verificación se ha realizado para dos horas diferentes: a las 1200 UTC y a las 0000 UTC del día siguiente (D+1).

Los resultados referentes a los perfiles de temperatura han indicado una correlación muy alta entre los valores observados y los pronosticados, tanto a las 1200 como a las 0000 UTC (D+1). Los perfiles de densidad de vapor del *MM5* también han presentado una correlación muy alta con los perfiles medidos por el radiosondeo en ambas horas. Respecto

a la verificación del campo de vientos, se han obtenido resultados muy satisfactorios, puesto que la correlación de la velocidad ha sido de 0,96 a las 1200 UTC, y de 0,95 a las 0000 UTC (D+1). La dirección pronosticada por el modelo no ha diferido más de $\pm 50^\circ$ con respecto a la dirección observada en el 95 % de los casos.

La verificación también se ha realizado por niveles, observando resultados igualmente satisfactorios salvo en estratos en los que sólo se han podido comparar tamaños de muestra muy pequeños.

Tras este análisis se ha demostrado que las salidas del *MM5* han sido capaces de producir sondeos pronosticados realistas durante los eventos de precipitación invernal detectados en el Sistema Central.

El **tercer objetivo** se ha centrado en tres aspectos. En primer lugar, analizar las condiciones ambientales favorables para la formación de ondas de montaña. En segundo lugar, caracterizar las ondas detectadas en el área de estudio y, finalmente, determinar la capacidad del modelo para identificar zonas de turbulencia asociadas a ondas de montaña.

Para el desarrollo de este objetivo se han seleccionado seis días de estudio en los que se observaron, mediante imágenes de satélite, nubes asociadas a ondas de montaña a sotavento del Sistema Central. También se han seleccionado otros cuatro casos en los que, presentando condiciones sinópticas similares, no se observaron nubes ligadas a este tipo de ondas.

Para evaluar las situaciones seleccionadas, se han analizado las condiciones de estabilidad estática y la capacidad del flujo incidente sobre la cordillera montañosa para superarla. Respecto al estudio de las condiciones de estabilidad, se han utilizado varios parámetros calculados a partir de datos radiométricos, como son: el gradiente de temperatura potencial, la *CAPE* y los índices de estabilidad *KI* y *TT*. Los resultados del gradiente de temperatura potencial han demostrado que todos los casos de estudio, tanto con ondas como sin ondas, han presentado un patrón de estabilidad común, caracterizado por una atmósfera estratificada y estáticamente estable. La evolución temporal de la *CAPE*, del *KI* y del *TT* ha indicado que, bajo estas condiciones ambientales, había una baja probabilidad de desarrollo de convección severa. En el caso de la *CAPE*, se ha encontrado un resultado muy interesante, puesto que sus valores han experimentado una gran variabilidad temporal. Es-

te hecho podría explicar su baja representatividad cuando se calcula a partir de medidas tomadas dos veces al día con radiosondeos tradicionales.

De forma complementaria a estos parámetros, se ha calculado el *Duct Factor*, un indicador pensado para detectar zonas favorables a la propagación de ondas mesoescales. Los resultados obtenidos en este trabajo indican que no es un buen parámetro para el estudio de ondas de montaña, al menos en el entorno del Sistema Central.

Con el fin de analizar el flujo incidente sobre la cordillera, se ha utilizado el número de Froude, un parámetro adimensional que relaciona la estabilidad estática con la velocidad del viento y la altura de la montaña. Su valor da una idea de la capacidad del flujo para superar la barrera montañosa. Cuanto mayor sea su valor, mayor será la facilidad para superar la barrera. Los resultados obtenidos indicaron que los números de Froude eran mayores en los días con ondas (del orden de 0,6) que sin ondas (por debajo de 0,4). Al someterlos al Test de Mann-Whitney, se ha confirmado que existen diferencias estadísticamente significativas entre los días con ondas y sin ondas para un grado de confianza de $\alpha = 0,05$. Esto lleva a pensar que el número de Froude es un buen indicador de la aparición de ondas de montaña, siempre y cuando se den condiciones de estabilidad a sotavento que permitan la oscilación del aire desplazado de su nivel de equilibrio.

En cuanto a la caracterización de las ondas de montaña, ésta se ha llevado a cabo mediante el estudio de la velocidad vertical pronosticada por el modelo (w). Tras aislar la perturbación de w asociada a ondas (w') y calcular la dirección de propagación horizontal, se le aplicó un análisis de transformada continua de wavelet de tipo Morlet para identificar las longitudes de onda horizontales en cada caso de estudio. Conociendo las condiciones de estabilidad, la velocidad del flujo y la dirección horizontal de propagación, se ha sido posible estimar la longitud de onda vertical y la frecuencia intrínseca en cada uno de los casos. Los resultados de esta caracterización indican que las longitudes de onda horizontales han estado en torno a 40-50 km en todos los casos, mientras que la longitud de onda vertical se ha situado entre los 3 y los 12 km. Los periodos intrínsecos medios se han encontrado en un rango de entre 20 y 50 minutos.

Por último, y como parte del tercer objetivo, se ha analizado un caso concreto en que el modelo captó turbulencia en los niveles medios de la troposfera. Se trata del 30 de Noviembre de 2009 a las 1100 y a las 1200 UTC, cuando la energía cinética turbulenta parametrizada registró valores muy altos entre 450 y 350 hPa. Esta liberación de energía no

parece estar ligada a la existencia de un nivel crítico puesto que el parámetro de Scorer –capaz de identificar estos niveles cuando su perfil vertical sufre cambios abruptos– no ha sufrido variaciones en altura. Sin embargo, el análisis de las isentropas y de la velocidad del viento de fondo han mostrado, por un lado, la existencia de una zona de inestabilidad y, por otro, una deceleración del flujo medio. Estos dos fenómenos vienen a indicar que se ha podido producir una rotura de onda que conllevara la liberación de parte de la energía transportada, depositándola en los niveles medios y dando lugar a turbulencia. Este análisis es un primer paso para la utilización de la energía cinética turbulenta como un indicador de zonas de turbulencia ligada a ondas de montaña.

Summary

Mountain waves are a kind of gravity waves generated by orography and play a fundamental role in the general circulation of the troposphere, due to their capacity to transport energy and momentum. Under certain conditions, the energy transported can be released, producing turbulence. In fact, mountain waves have been cited as the cause of numerous aerial accidents, and as such, it is of great interest for aeronautics to detect and predict wave activity in mountainous areas. This takes on special relevance when there are airports near these areas, such as the Madrid-Barajas Airport, placed at 70 km away from the Central Range.

One of the tasks undertaken by the Group for Atmospheric Physics within the Teco-Agua project (CEN-20091028) has been to carry out scientific flights over the Central System in order to improve the knowledge about the characteristics of hydrometeors and the microphysical processes in the interior of cold clouds. Per the request of aeronautic authorities, techniques for the study and analysis of situations with mountain waves needed to be optimized, since their presence would automatically lead to the cancellation of the experimental flights. This circumstance motivated the elaboration of the current PhD Thesis, which is centered on the study of situations of mountain waves during snow precipitation events.

The greatest inconvenience in the study of atmospheric waves is that currently, there is no reliable instrumentation capable of observing them directly. It is only possible to detect their effects, and such, it is through the analysis of these effects that the waves can be characterized. In the case of mountain waves, their study can also be done by analyzing the three conditions necessary for their formation: (1) the existence of a mountainous barrier that provokes the forced ascent of resultant air, (2) the existence of sufficient kinetic energy for airflow to overcome the barrier, and (3) the presence of a statically stable atmosphere leeward, so that the air displaced from its equilibrium level oscillates around it, producing wave activity.

The availability of observational data gathered during three consecutive winter campaigns (between 2008 and 2011) in the Central Range, along with data from high-resolution numerical models, have allowed the evaluation of the environmental conditions necessary for mountain waves formation. Among the instrumentation deployed, a multi-channel microwave radiometer, MP-3000A, stands out. It is a passive teledetection system that, via

statistical techniques based on historical radiosounding databases, is capable of retrieving vertical profiles of temperature, humidity, and liquid water content. It is very useful for evaluating thermodynamic conditions and their temporal evolution, since it provides data continuously. However, in taking measurements over a vertical profile, the spatial representation of the data is limited.

Numerical models, such as the MM5, allow to diminish this limitation and give an approximation of the real evolution of the atmosphere and detailed information about a large number of dynamic and structural variables.

In this context, the research work presented in this Memory consists of three general objectives:

1. Validating the atmospheric profiles obtained by microwave radiometry and developing a model-fitting that diminishes the uncertainty of these profiles, especially at the highest levels, where retrievals are less reliable.
2. Verifying the atmospheric profiles forecasted by a high-resolution numerical model for its later use in the calculation of indicators linked to dynamic atmospheric stability.
3. Evaluating which indicators are the most adequate for identifying mountain waves situations in the Central Range; the properties of the waves, and the capacity of the model to detect areas with turbulence linked to this types of waves.

In order to reach the **first objective**, a comparison between the radiometric vertical profiles of temperature and water vapor density with those of the radiosonde from the Madrid-Barajas Airport was carried out. Faced with the possibility that the quality of radiometric retrievals could be compromised under precipitation, the database was divided into three different groups: Group 1, which includes all of the profiles, regardless of whether or not there was precipitation registered by the radiometer; Group 2, which only gathers those profiles in which precipitation was not registered; and Group 3, which includes only those profiles in which precipitation was registered.

The results obtained from the comparison of the vertical temperature profiles show correlation coefficients very close to 1, and regression lines with slopes close to 0.98 in the three groups. With respect to water vapor density, the correlation coefficients were between

0.90 and 0.96, and the slopes of the regression lines were between 0.91 and 1. It could be seen that in situations with precipitation (Group 3) –with greater concentration of water vapor–, the fit is better than in the profiles without precipitation.

In making this comparison, it was possible to prove the high correlation that exists between the profiles of temperature and humidity retrieved by the radiometer and those observed by the radiosonde. However, upon calculating the bias and the quadratic error by levels, some uncertainties were detected, especially at the highest levels. In order to diminish them, a model-fitting method based on linear regression was developed. This allows the correction of vertical profiles level by level. After applying this method, the discrepancies in temperature were reduced up to 1 °C at the highest levels. In the case of water vapor density, the discrepancies were reduced to 0.2 g m⁻³.

The **second objective** is focused on verifying the departures from the model, an indispensable previous step to being able to use the data in the analysis of mountain waves. The model used in this research was the MM5 (Fifth Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model). Verification was carried out in a similar way to that of the validation of the radiometer, since the data simulated by the model has been compared with measurements taken by the radiosonde from the Madrid-Barajas Airport. In this case, the vertical profiles of temperature, water vapor density, and wind speed and direction were compared. The comparison was made with a database of 87 days, which corresponds to the number of days when snow precipitation was recorded in the Central Range between 2008 and 2011. Each simulation was initialized at 0000 UTC for an interval of 24 hours, and the verification was done for two different hours: at 1200 UTC and at 0000 UTC on the next day (D+1).

The results pertaining to the temperature profiles indicated a very high correlation between the observed values and those predicted, both at 1200 UTC and at 0000 UTC (D+1). The water vapor density profiles from the MM5 also presented a very high correlation with the profiles measured by the radiosonde at both times. With respect to the verification of wind fields, very satisfactory results were obtained, since the correlation of wind speed was 0.96 at 1200 UTC, and 0.95 at 0000 UTC (D+1). The forecasted wind direction did not differ more than $\pm 50^\circ$ with respect to the direction observed in 95% of the cases.

The verification was done also by levels, finding satisfactory results in most of them. It was only in those levels where a small sample sizes were available when the correlation coefficients were not statistically significant.

From this analysis, it was demonstrated that the MM5 outputs were capable of producing realistic sounding forecasts during winter precipitation events detected in the Central Range.

The **third objective** was focused on three aspects. First, analyzing environmental conditions favorable to the formation of mountain waves. Second, characterizing waves detected in the study area, and finally, determining the capacity of the model to identify areas of turbulence associated to mountain waves.

In order to develop this objective, we selected six snowy days in which lee clouds associated with mountain waves were observed via satellite images. Another four days with similar synoptic conditions but without leeward clouds were also selected.

To evaluate the selected situations, the static stability conditions and the flow capacity to overcome the barrier were analyzed. With respect to the study of static stability, various parameters were calculated using the radiometric data. They are: potential temperature gradient, the CAPE and the stability indices KI and TT. The results of the potential temperature gradient showed that all case studies, with and without waves, presented a common pattern of stability, characterized by a stratified and statically stable atmosphere. The temporal evolution of the CAPE, KI, and TT indicated that, under these environmental conditions, there was a low probability of severe convection development. In the case of CAPE, a very interesting result was found, since its values showed a large temporal variation. This fact could explain its low representativeness when calculated from measurements taken twice per day with traditional radiosondes.

Similarly, the Duct Factor was calculated, an indicator to detect areas favorable to propagating mesoscale waves. The results obtained indicate that it is not a good parameter for the study of mountain waves, at least in the Central Range.

With the objective of analyzing the incoming flow over the mountain, the Froude number was used. It is a dimensionless parameter that relates static stability with wind speed and mountain height. Its value gives an idea of the capacity of the flow to overcome the

mountain barrier. The higher its value, the greater the ease of overcoming the barrier. The results obtained indicate that the Froude number were greater on days with mountain waves (to the order of 0.6) than on days without waves (lower than 0.4). When applying the Mann-Whitney Test, an statistically significant difference between days with and without waves was found for a significant level of $\alpha=0.05$. This lead to the thought that the Froude number is a good indicator for the appearance of mountain waves, as long as there are stability conditions on the leeward that allow the oscillation of displaced air around its equilibrium level.

Regarding the characterization of mountain waves, this was carried out using the study of vertical velocity forecasted by the model (w). After isolating the perturbation of w associated with waves (w') and calculating the direction of horizontal propagation, a Morlet continuous wavelet transform was applied to identify the horizontal wavelengths in each case study. Knowing the stability conditions, the flow speed, and the direction of horizontal propagation, it was possible to calculate the vertical wavelength and the intrinsic frequency in each case. The results of this characterization indicated that the horizontal wavelengths were around 40-50 km in all days, while the vertical wavelengths were between 3 and 12 km. The average intrinsic periods were found within a range of 20 and 50 minutes.

Lastly, as part of the third objective, a specific case in which the model forecasted turbulence in the mid-levels of the troposphere was studied. It was the 30th November 2009 at 1100 UTC and 1200 UTC, when the parameterized turbulent kinetic energy registered very high values at around 450 and 350 hPa. This release of energy did not seem to be linked to the existence of a critical level, since the Scorer Parameter –capable of identifying these levels when its vertical profile experiences abrupt changes– did not experience any changes in height. However, the analysis of the isentropes and of background wind speed show, on one hand, the existence of an area of instability, and on the other, a deceleration of average flow. These two phenomena indicate that a wave break could have been produced, which would lead to a liberation of part of the energy transported, depositing it in the mid-levels and giving rise to turbulence. This analysis is the first step in the use of turbulent kinetic energy as an indicator of areas of turbulence linked to mountain waves.

Índice general

Índice de figuras	xxvii
Índice de tablas	xxxiii
Acrónimos	xxxv
1 Introducción	1
1.1 Características generales de las ondas	4
1.2 Ondas de gravedad	6
1.2.1 Fuerza de flotabilidad	6
1.2.2 Teoría lineal	8
1.3 Ondas de montaña	11
1.3.1 Efectos	12
1.3.2 Técnicas de detección	14
1.3.3 Parámetros para el estudio de OM	16
1.4 Marco del trabajo	23
1.5 Objetivos y estructura de la Memoria	24
2 Descripción Experimental	27
2.1 Introducción	27
2.2 Área de Estudio	27
2.3 Instrumentación	32
2.3.1 Radiómetro	32
2.3.2 Disdrómetro	39
2.3.3 Satélite MSG-2	40
2.4 Modelo numérico mesoescalar <i>MM5</i>	41
2.5 Gestión de la base de datos	46

3 Validación del radiómetro	47
3.1 Introducción	47
3.2 Estratificación de los datos	48
3.3 Resultados de la comparación de los perfiles	49
3.4 Un método para disminuir la incertidumbre	55
3.5 Discusión de resultados	57
4 Verificación del modelo MM5	59
4.1 Introducción	59
4.2 Características de las simulaciones realizadas	60
4.3 Descripción de los datos de salida	61
4.4 Verificación de las simulaciones	63
4.4.1 Verificación de los perfiles de temperatura y humedad	64
4.4.2 Verificación de los perfiles de velocidad y dirección del viento	69
4.5 Discusión de resultados	76
5 Detección y caracterización de OM	79
5.1 Casos de estudio	80
5.2 Situaciones sinópticas	81
5.2.1 Días con ondas	81
5.2.2 Días sin ondas	94
5.3 Estabilidad estática	102
5.3.1 Gradiente de temperatura potencial	103
5.3.2 Representatividad de la estabilidad estática	107
5.3.3 La <i>CAPE</i> y otros índices de estabilidad	111
5.3.4 Duct Factor	117
5.4 Condiciones dinámicas: número de Froude	120
5.5 Discusión de resultados	125
5.6 Caracterización de las OM	127
5.7 Liberación de energía	137
Conclusiones	143
Conclusions	147
Futuras líneas de investigación	151

Bibliografía	153
Anexo A	169
Anexo B	203
Anexo C	225

Índice de figuras

1.1	Movimiento de una onda sobre el plano x, z en el tiempo τ y $\tau + \Delta t$ (Nappo, 2002).	5
1.2	Trayectoria de oscilación de una parcela de aire (flecha sólida) (a) en ausencia de fuerzas debidas al gradiente de presión, y (b) en presencia de fuerzas debidas al gradiente de presión. δs representa la distancia que ha sido desplazada la parcela (adaptado de Holton, 1990).	8
1.3	Distribución instantánea de velocidad y flotabilidad en una onda de gravedad interna. La fase de la onda es constante a lo largo de las líneas azules continuas y discontinuas. La velocidad de la perturbación alcanza sus valores extremos en las líneas continuas, donde la flotabilidad es cero. La flotabilidad alcanza valores extremos a lo largo de las líneas discontinuas, donde la velocidad es cero. La flecha discontinua representa la dirección de la velocidad de grupo, y la flecha continua la velocidad de fase.	11
1.4	Líneas de flujo sobre un sistema montañoso sinusoidal en condiciones de estabilidad y velocidad de viento constantes. (a) en el caso de cadenas montañosas estrechas y (b) en el caso de cadenas montañosas amplias. Las líneas discontinuas en (b) representan la inclinación de las líneas de fase constante (Durrán, 1990).	20
1.5	Ondas atrapadas a sotavento debidas al flujo variable en altura (adaptado de Durrán y Klemp, 1983)	22
2.1	Área de estudio.	28

2.2	Evolución mensual de las temperaturas en el Puerto de Navacerrada (facilitado por el Dr. Francisco Valero de la Universidad Complutense de Madrid).	30
2.3	Evolución mensual de las precipitaciones máximas, mínimas y medias en el Puerto de Navacerrada (facilitado por el Dr. Francisco Valero de la Universidad Complutense de Madrid).	30
2.4	(a) Número de días de nieve y (b) evolución temporal de la nieve acumulada entre 1962 y 2009.	31
2.5	Modelo de absorción de Rosenkranz (1998) para condiciones típicas en superficie ($T = 288,15$ K, $p = 1013,25$ hPa, $RH = 100$ % y $L = 0,2$ g m^{-3}). Las líneas grises indican el centro de algunas de las frecuencias de los canales del radiómetro <i>MP – 3000A</i> (Hewison, 2007).	35
2.6	Diagrama del método de estimación de observaciones a partir de un perfil atmosférico utilizando el modelo de transferencia radiativa (adaptado de Hewison, 2007).	36
2.7	Principales elementos que componen el radiómetro <i>MP – 3000A</i> .	38
2.8	Esquema conceptual sobre el funcionamiento del disdrómetro. Se representan: (a) las partículas que atraviesan el haz de luz; (b) el cambio de voltaje detectado por el receptor; y (c) el cambio del voltaje una vez suavizado e invertido (adaptado de Löffler-Mang y Joss, 2000).	40
2.9	(a) Malla horizontal de tipo Arakawa-Lamb. Los puntos representan las esquinas de cada rejilla (magnitudes vectoriales), y las cruces su centro (magnitudes escalares). (b) Estructura vertical del modelo. Las líneas discontinuas indican los niveles sigma medios, y las líneas sólidas los niveles sigma (Grell et al., 1994).	43
3.1	Comparación de los perfiles de (a) temperatura y (b) densidad de vapor del radiómetro y del radiosondeo para el grupo 1.	50
3.2	Igual que la Figura 3.1, pero para el grupo 2.	50
3.3	Igual que la Figura 3.1, pero para el grupo 3.	51

3.4	Medidas estadísticas de las reconstrucciones de (a) temperatura y (b) densidad de vapor. Se muestran el <i>bias</i> del radiómetro –línea negra discontinua–, el <i>rms</i> del radiómetro –línea negra continua–, la desviación estándar del radiómetro –línea roja continua–, y la desviación estándar del radiosondeo –línea azul continua– para el grupo 1.	52
3.5	Igual que la Figura 3.4, pero para el grupo 2.	53
3.6	Igual que la Figura 3.4, pero para el grupo 3.	54
3.7	Resultados del método de corrección aplicado a la submuestra 1 para (a) la temperatura y (b) la densidad de vapor. Las líneas discontinuas representan los valores originales de <i>rms</i> –en rojo– y <i>bias</i> –en negro–, y las líneas continuas los valores corregidos.	56
3.8	Igual que la Figura 3.7, pero para la submuestra 2.	57
4.1	Los tres dominios de la simulación (D01,D02 y D03).	61
4.2	(a) y (b) Diagramas de dispersión de la temperatura (a) a las 1200 UTC y (b) a las 0000 UTC (D+1). La línea discontinua representa la recta de regresión de la muestra, y la línea continua la correspondencia perfecta entre modelo y radiosondeo (1:1). (c) y (d) <i>bias</i> del modelo –línea negra discontinua–, <i>rms</i> del modelo –línea negra continua–, desviación estándar del modelo –línea roja continua–, y desviación estándar del radiosondeo –línea azul continua–; (c) a las 1200 UTC y (d) a las 0000 UTC (D+1).	65
4.3	Igual que la Figura 4.2, pero para la densidad de vapor.	68
4.4	Igual que la Figura 4.2, pero para la velocidad del viento.	71
4.5	Rosa de los vientos con la dirección y velocidad del viento a todos los niveles según el radiosondeo (a) a las 1200 UTC y (b) a las 0000 UTC (D+1), y según el modelo (c) a las 1200 UTC y (d) a las 0000 UTC (D+1).	73
4.6	Igual que la Figura 4.2, pero para la dirección del viento.	74
4.7	Histograma de diferencia entre ángulos ($\alpha_{MM5} - \alpha_{RW}$) en grados decimales (a) a las 1200 UTC y (b) a las 0000 UTC (D+1).	76

5.1	(a) Altura geopotencial y temperatura a 850 hPa y (b) a 500 hPa; (c) velocidad del viento a 750 hPa y (d) a 300 hPa; (e) humedad relativa media entre 850 y 500 hPa; y (f-g) imágenes del canal visible de MSG-2 para el 24 de Noviembre de 2008 (ver Anexo C, págs. 227-233).	83
5.2	Igual que la Figura 5.1, pero para el 10 de Diciembre de 2008 (ver Anexo C, págs. 234-240).	85
5.3	Igual que la Figura 5.1, pero para el 7 de Febrero de 2009 (ver Anexo C, págs. 241-247).	87
5.4	Igual que la Figura 5.1, pero para el 30 de Noviembre de 2009 (ver Anexo C, págs. 248-254).	89
5.5	Igual que la Figura 5.1, pero para el 30 de Enero de 2010 (ver Anexo C, págs. 255-261).	91
5.6	Igual que la Figura 5.1, pero para el 11 de Febrero de 2010 (ver Anexo C, págs. 262-268).	93
5.7	Igual que la Figura 5.1, pero para el 28 de Noviembre de 2008 (ver Anexo C, págs. 269-275).	95
5.8	Igual que la Figura 5.1, pero para el 13 de Enero de 2009 (ver Anexo C, págs. 276-282).	97
5.9	Igual que la Figura 5.1, pero para el 7 de Enero de 2010 (ver Anexo C, págs. 283-289).	99
5.10	Igual que la Figura 5.1, pero para el 29 de Enero de 2011 (ver Anexo C, págs. 290-296).	101
5.11	Perfiles medios de $\partial\theta/\partial z$ (a) días cOM, (b) días sOM. Las líneas discontinuas representan la desviación estándar de cada perfil.	103
5.12	Evolución temporal del perfil vertical de $\partial\theta/\partial z$ de los días cOM.	105
5.13	Evolución temporal del perfil vertical de $\partial\theta/\partial z$ de los días sOM.	106
5.14	Imagen del canal de infrarrojo de $10,8 \mu\text{m}$ del MSG-2 en la que se indican las cuatro zonas donde se han calculado las temperaturas de techo de nube. (Esta imagen se corresponde con el 24 de Noviembre 2008 a las 1000 UTC). 107	

5.15	$\partial\theta/\partial z$ combinado con la altura del techo de las nubes lenticulares de cada zona.	110
5.16	Evolución temporal de la <i>CAPE</i> en los días cOM.	112
5.17	Evolución temporal de la <i>CAPE</i> en los días sOM.	113
5.18	Evolución temporal de los índices de estabilidad estática <i>KI</i> (azul) y <i>TT</i> (verde) durante los días cOM. Las líneas discontinuas representan los valores umbrales de cada índice.	115
5.19	Igual que la Figura 5.18, pero para los días sOM.	116
5.20	<i>DF</i> en los días cOM a las 1200 UTC.	119
5.21	Localización de los puntos seleccionados para el cálculo de <i>Fr</i>	121
5.22	Evolución temporal de <i>Fr</i> de los días cOM. Las líneas discontinuas verticales delimitan el intervalo horario en que se visualizaron OM en MSG-2.	123
5.23	Igual que la Figura 5.22, pero para los días sOM.	124
5.24	Mapa de <i>Fr</i> elaborado a partir de las salidas operativas del <i>MM5</i> de las 0000 UTC del 5 de Febrero de 2012 para las 1200 UTC.	126
5.25	Imagen tomada por el satélite <i>AQUA</i> a las 1340 UTC del 5 de Febrero de 2012. La zona encuadrada con el rectángulo azul representa el área del tercer dominio del <i>MM5</i>	127
5.26	w' a 700 hPa en los días cOM. (a) 24 de Noviembre de 2008; (b) 10 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Febrero de 2009; (d) 30 de Noviembre de 2009; (e) 30 de Enero de 2010; y (f) 11 de Febrero de 2010. La hora seleccionada en cada caso se corresponde con aquella en que mejor se visualizaron las ondas en MSG-2.	129
5.27	w' a 700 hPa en los días sOM. (a) 28 de Noviembre de 2008; (b) 13 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Enero de 2009; y (d) 29 de Noviembre de 2009. La hora seleccionada en todos los casos son las 1200 UTC.	130
5.28	Ejemplo de cálculo de λ_x y λ_y mediante un análisis de <i>CWT</i> aplicado sobre w' para el 30 de Noviembre de 2009 a las 1200 UTC.	131

5.29 (a) Área del tercer dominio del <i>MM5</i> . La línea $a - a'$ denota la localización del corte transversal. (b) Corte vertical de $a - a'$	132
5.30 Evolución temporal de w' a 700 hPa en los días cOM sobre el eje $a - a'$. (a) 24 de Noviembre de 2008; (b) 10 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Febrero de 2009; (d) 30 de Noviembre de 2009; (e) 30 de Enero de 2010; y (f) 11 de Febrero de 2010. La hora seleccionada en cada caso se corresponde con aquella en que mejor se visualizaron las ondas en MSG-2.	134
5.31 Perfil vertical de w' sobre el eje $a - a'$. (a) 24 de Noviembre de 2008; (b) 10 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Febrero de 2009; (d) 30 de Noviembre de 2009; (e) 30 de Enero de 2010; y (f) 11 de Febrero de 2010. La hora seleccionada en cada caso se corresponde con aquella en que mejor se visualizaron las ondas en MSG-2.	135
5.32 Análisis <i>CWT</i> de w' sobre el eje $a - a'$ a 700 hPa. (a) 24 de Noviembre de 2008; (b) 10 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Febrero de 2009; (d) 30 de Noviembre de 2009; (e) 30 de Enero de 2010; y (f) 11 de Febrero de 2010. La hora seleccionada en cada caso se corresponde con aquella en que mejor se visualizaron las ondas en MSG-2.	136
5.33 <i>TKE</i> parametrizada a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.	139
5.34 w' a niveles de presión estándar a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.	139
5.35 Perfil vertical de l^2 a niveles de presión estándar a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.	140
5.36 Isentropas a niveles de presión estándar a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.	140
5.37 Velocidad horizontal proyectada sobre el eje $a - a'$ a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.	141

Índice de tablas

2.1	Localización geográfica de los centros de toma de datos.	29
4.1	Límites geográficos y extensión de los tres dominios.	61
4.2	Variables de salida del <i>MM5</i>	62
4.3	Días en los que se ha registrado precipitación en forma de nieve en el S.C.	63
4.4	Coefficiente de correlación (r) por intervalos de alturas ($h_1 - h_2$) a las 1200 y a las 0000 UTC (D+1) para la temperatura. N es el tamaño de la muestra en cada intervalo.	66
4.5	Igual que la Tabla 4.4, pero para la densidad de vapor.	69
4.6	Igual que la Tabla 4.4, pero para la velocidad del viento.	72
4.7	Igual que la Tabla 4.4, pero para la dirección del viento.	75
5.1	Días e intervalos horarios en los que se detectaron OM (cOM).	81
5.2	Días e intervalos horarios en los que no se detectaron OM (sOM).	81
5.3	<i>CAPE</i> en los días cOM.	111
5.4	<i>CAPE</i> en los días sOM.	113
5.5	Niveles de presión que delimitan las capas estable y condicionalmente inestable, para los días cOM, de acuerdo con las salidas del <i>MM5</i>	117
5.6	Coordenadas y altitud de los puntos seleccionados para el cálculo de <i>Fr</i>	120

5.7	Valores del estadístico Z_u para cada localización, y para diferentes rangos horarios. N_{cOM} es el tamaño de la muestra de los días cOM, y N_{sOM} es el tamaño de la muestra de los días sin ondas.	125
5.8	Parámetros de onda de los días seleccionados a 700 hPa.	137

Acrónimos

<i>AEMET</i>	Agencia Estatal de Meteorología
<i>ASN</i>	<i>Aviation Safety Network</i>
<i>CAPE</i>	<i>Convective Available Potential Energy</i> (Energía Potencial Convectiva Disponible)
<i>CEFA</i>	Centro Experimental de la Fase Atmosférica
<i>CENIT-E</i>	Programa de Consorcios Estratégicos Nacionales en Investigación Técnica
<i>CIAIAC</i>	Comisión de Investigación de Accidentes e Incidentes de Aviación
<i>cOM</i>	Días con ondas de montaña
<i>CT</i>	<i>Cross Totals</i>
<i>CWT</i>	<i>Continuous Wavelet Transform</i> (Transformada Continua de Wavelet)
<i>CYII</i>	Canal de Isabel II
<i>DF</i>	<i>Duct Factor</i>
<i>EL</i>	<i>Equilibrium Level</i> (Nivel de Equilibrio)
<i>Fr</i>	<i>Froude Number</i> (Número de Froude)
<i>GFA</i>	Grupo de Física de la Atmósfera
<i>INTA</i>	Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial
<i>IWV</i>	<i>Integrated Water Vapor</i> (Cantidad Integrada de Vapor de Agua)

<i>KI</i>	Índice K
<i>LAM</i>	<i>Limited Area Models</i> , (Modelos de Área Limitada)
<i>LFC</i>	<i>Level of Free Convection</i> (Nivel de Convección Libre)
<i>LWC</i>	<i>Liquid Water Content</i> (Contenido de Agua Líquida)
<i>LWP</i>	<i>Liquid Water Path</i> (Cantidad Integrada de Agua Líquida)
<i>mA</i>	Marítima Ártica
<i>MM5</i>	<i>Fifth Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model</i>
<i>mP</i>	Marítima Polar
<i>NBL</i>	<i>Nocturnal Boundary Layer</i> (Capa Límite Nocturna)
<i>NCEP</i>	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
<i>NOAA</i>	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
<i>OM</i>	Ondas de Montaña
<i>S.C.</i>	Sistema Central
<i>SEVIRI</i>	<i>Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager</i>
<i>sOM</i>	Días sin ondas de montaña
<i>TAC</i>	Turbulencia en Aire Claro
<i>TKE</i>	<i>Turbulence Kinetic Energy</i> (Energía Cinética Turbulenta)
<i>TT</i>	<i>Total Totals</i>
<i>UCAR</i>	<i>University Corporation for Atmospheric Research</i>
<i>VT</i>	<i>Vertical Totals</i>

CAPÍTULO

1

Introducción

Una onda atmosférica se define como cualquier perturbación periódica que se propaga en el espacio y/o en el tiempo sobre la atmósfera. Es el producto de las interacciones entre varias fuerzas, como los gradientes de presión, la fuerza de Coriolis, la gravedad o la fricción. Estas ondas ocurren sobre una amplia gama de escalas espaciales y temporales. Por ejemplo, las ondas planetarias (de Rossby) y las sinópticas, ambas a gran escala, se pueden detectar con claridad en los mapas de isobaras. En estas ondas los movimientos horizontales exceden los movimientos verticales en varios órdenes de magnitud.

Las ondas atmosféricas de menor escala también son comunes, y sus movimientos verticales son muy significativos. Su importancia reside en su capacidad para transportar horizontal y verticalmente cantidad de movimiento y energía, jugando un papel crucial en la circulación general de la troposfera y la estratosfera (Lindzen, 1990). Es el caso de las ondas de gravedad, cuya fuerza restauradora es la flotabilidad. Su aparición se produce cuando la atmósfera presenta una estratificación estable. En ese caso, una parcela de aire desplazada verticalmente de su equilibrio hidrostático experimenta oscilaciones de flotación, produciendo un movimiento ondulatorio (Holton, 1990, Nappo, 2002).

Los primeros trabajos relativos al estudio de ondas de gravedad datan de los años 40 y 50 (Koffi et al., 2000, Scorer, 1949, Gossard y Munk, 1954, Palm, 1955, Sawyer, 1959). Sin

1. INTRODUCCIÓN

embargo, es a partir de Hines (1960) cuando se reconoce por primera vez que las ondas de gravedad juegan un papel importante en la dinámica atmosférica. El interés por estas ondas ha ido aumentando con los años, a medida que se conocían los efectos que producían sobre la dinámica, tanto a escala sinóptica (e.g. Lindzen, 1981, Holton, 1982), como a mesoescala (e.g. Uccellini, 1975, Stobie et al., 1983, Uccellini y Koch, 1987, Chimonas y Nappo, 1987) y microescala (Chimonas, 1972, Einaudi y Finnigan, 1981, Fua et al., 1982).

Los mecanismos de formación de ondas de gravedad son muy diversos e incluyen el forzamiento orográfico (e.g. Lott y Teitelbaum, 1993), la convección (e.g. Preusse et al., 2002), las inestabilidades de cizalladura y el ajuste geostrófico en las proximidades de las corrientes en chorro (e.g. Murayama et al., 1994).

En particular, las ondas debidas a la orografía, conocidas como ondas de montaña, son un importante mecanismo de transporte de energía. Ésta puede ser absorbida por la troposfera o ser liberada pudiendo producir turbulencia (Clark et al., 2000). A su vez, esta turbulencia supone un riesgo para la aviación. Lilly (1978) fue el primero en relacionar OM con turbulencia observada en vuelo. Desde entonces, las OM se han citado como causantes de numerosos accidentes aéreos, tanto de vuelos comerciales como militares (Doyle y Durran, 2002). Lane et al. (2009) demostraron que casi el 40 % de la turbulencia ocurrida sobre Groenlandia fue debida a actividad ondulatoria generada por la orografía. Kim y Chun (2011) confirmaron que el 20 % de la turbulencia moderada o fuerte sobre Corea del Sur fue atribuida a las OM. Las actividades aeronáuticas en aeropuertos próximos a cordilleras montañosas son susceptibles de sufrir estos efectos, por lo que es de gran interés detectar y pronosticar ondas en esas zonas. Este es el caso del Aeropuerto de Madrid-Barajas, cuarto aeropuerto con más pasajeros de Europa (Cloodt, 2012) y ubicado a unos 70 km al S de la Sierra de Guadarrama, en el Sistema Central (S.C.). Durante el periodo invernal, los aviones también son susceptibles de sufrir engelamiento¹ por congelación del agua líquida sobreenfriada en contacto con la superficie del avión. Este fenómeno es la primera causa de accidente aéreo de origen meteorológico (Moreno y Gil, 2003), por lo que supone un riesgo más para la aviación.

Durante el invierno de 2011–2012 el Grupo de Física de la Atmósfera (GFA) de la Universidad de León, en colaboración con el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial

¹Formación de hielo o escarcha al entrar en contacto agua líquida sobreenfriada con las superficies del avión.

(INTA), llevó a cabo una serie de vuelos científicos para la obtención de datos de microfísica en el interior de nubes frías. Estos vuelos, enmarcados dentro de un Programa de Consorcios Estratégicos Nacionales en Investigación Técnica (CENIT-E), debían realizarse en situaciones de precipitación en forma de nieve y a unos 10000–15000 ft ($\sim 3000 - 4500$ m) en las proximidades del S.C. A estas altitudes y en situaciones de nevada, la temperatura en el interior de las nubes suele ser de entre -2 y -6 °C, por lo que es muy probable que exista agua líquida sobreenfriada en dichas nubes. Además, al volar cerca de un sistema montañoso, es esperable la aparición de OM. Ambos fenómenos suponen un riesgo para la aviación. El primero por poder provocar engelamiento en diferentes estructuras del avión, cambiando su aerodinámica e, incluso, dañando los motores. El segundo supone un riesgo por su capacidad para producir turbulencia. El escaso número de trabajos sobre esta materia en el entorno del S.C. ha motivado la realización de la investigación que aquí se presenta, centrada en el estudio de las condiciones termodinámicas que favorecen la formación de OM. Además, a partir de este estudio, se ha podido desarrollar un sistema de alerta con el que informar a los pilotos del riesgo de aparición de OM antes de cada vuelo.

Las OM, al igual que el resto de ondas de gravedad, no se observan de forma directa, sino que se detectan sus efectos. Es sólo a través del análisis de estos efectos cuando se pueden empezar a percibir las ondas (Nappo, 2002). Los instrumentos y plataformas empleados para la observación de estos efectos son muy diversos. El instrumento puede tomar medidas *in situ* o de forma remota, y la plataforma puede ser fija o móvil. En general, no es posible obtener todos los campos de onda a partir de una única técnica de medición. Por ejemplo, los datos de un radiosondeo pueden utilizarse para estimar la estructura vertical de un campo de onda, pero sus características horizontales, como su velocidad de fase y la longitud de onda sólo pueden estimarse por medios indirectos. Sin embargo, los datos de una red horizontal de sensores pueden servir para estimar la velocidad de fase y el número de onda de forma directa, pero no la estructura vertical de la onda.

En los últimos 15 años se han desarrollado nuevas técnicas de teledetección pasiva que, a diferencia de los radiosondeos, son capaces de obtener perfiles verticales de forma continua, y con un bajo coste de operatividad. Entre estos sistemas se encuentra el radiómetro de microondas multicanal que proporciona perfiles de temperatura, humedad y contenido de agua líquida cada dos minutos. A partir de los datos radiométricos se pueden obtener

1. INTRODUCCIÓN

otras variables meteorológicas e índices de estabilidad que pueden ayudar a caracterizar los ambientes termodinámicos de la zona.

Dada la dificultad para determinar la presencia de OM mediante observaciones, en los últimos años se ha potenciado su estudio empleando simulaciones numéricas de alta resolución. Varios autores han demostrado la capacidad de estos modelos para simular la estructura real de las OM (e.g. Shutts, 1992, Smith, 2004). Actualmente son una herramienta muy útil para la caracterización y pronóstico de OM, ya que permiten estudiar la estructura vertical y horizontal de las ondas, así como su evolución temporal. Por este motivo, parte del trabajo de investigación presentado en esta Memoria se apoya en las simulaciones numéricas de alta resolución.

1.1 Características generales de las ondas

La expresión matemática más sencilla de una onda es la que define la propagación en el espacio de un movimiento armónico simple sobre un medio homogéneo y bidimensional. Si esta onda se desplaza horizontalmente sobre el eje x , y verticalmente sobre el eje z , su movimiento se define según la función

$$f(x, z, t) = A \cos(kx + mz - \omega t) \quad (1.1)$$

donde A es la amplitud de la onda (elongación máxima o altura de la cresta de la onda), k es el número de onda en el eje x , m es el número de onda en el eje z , ω la frecuencia angular y t el tiempo.

El número de onda se define como

$$k = \frac{2\pi}{\lambda_x} \quad ; \quad m = \frac{2\pi}{\lambda_z} \quad (1.2)$$

donde λ_x y λ_z son las longitudes de onda sobre el eje x y el eje z , respectivamente.

Otro elemento de una onda es el periodo, τ , que es el tiempo necesario para hacer una oscilación completa. La frecuencia angular de la onda, ω , es 2π veces el número de oscilaciones de onda por unidad de tiempo

1.1 Características generales de las ondas

$$\omega = \frac{2\pi}{\tau} \quad (1.3)$$

La fase de onda, ϕ , indica una posición cualquiera en el ciclo de oscilación

$$\phi = kx + mz - \omega t \quad (1.4)$$

y la velocidad de fase, c , es la velocidad a la que un punto de fase constante se mueve en la misma dirección en que se propaga la onda (Figura 1.1)

$$c = \frac{\omega}{\sqrt{k^2 + m^2}} \quad (1.5)$$

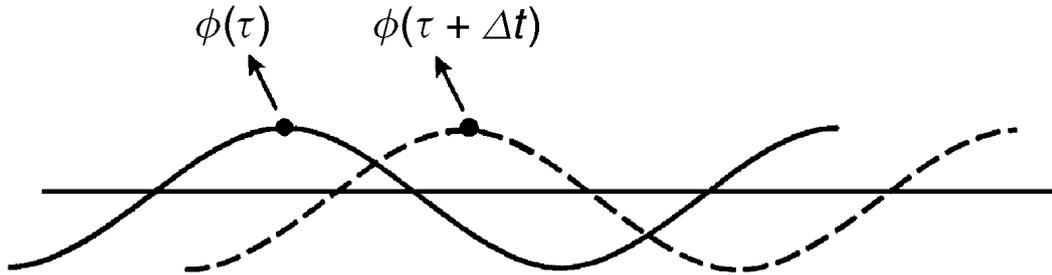


Figura 1.1: Movimiento de una onda sobre el plano x,z en el tiempo τ y $\tau + \Delta t$ (Nappo, 2002).

Así, la velocidad de fase es la velocidad a la que viaja una única onda armónica. Sin embargo, una onda de gravedad está compuesta por la suma de muchas ondas armónicas, que constituyen un paquete de ondas. Si el medio en que se propaga este paquete de ondas es no dispersivo, entonces su velocidad será igual a la velocidad de fase. Sin embargo, si se propaga en un medio dispersivo como la atmósfera, su velocidad será diferente y se denomina velocidad de grupo (c_g). Sus componentes son

$$c_{gx} = \frac{\partial \omega}{\partial k}, \quad c_{gz} = \frac{\partial \omega}{\partial m} \quad (1.6)$$

1. INTRODUCCIÓN

1.2 Ondas de gravedad

Se entiende como onda de gravedad aquella perturbación ondulatoria debida al desplazamiento de una parcela de aire de su equilibrio hidrostático cuya fuerza restauradora es la flotabilidad. De ahí que también se conozcan como ondas de flotación. Se pueden producir en cualquier fluido en equilibrio hidrostático, como el océano o la atmósfera. En el océano, las ondas se propagan fundamentalmente en el plano horizontal, ya que las que se propagan verticalmente se reflejan en los límites superior e inferior formando ondas estacionarias. Las formadas en la atmósfera se comportan de modo similar, aunque el límite superior puede superar varios kilómetros. Su aparición se puede deber a un gran número de fenómenos meteorológicos, incluyendo la convección, ajustes geostroficados asociados con *jet streaks* y sistemas frontales, topografía o inestabilidad vertical (Koch y O’Handley, 1997).

El estudio de este tipo de ondas se basa casi exclusivamente en la teoría lineal. A pesar de que no tiene en cuenta procesos no lineales como las interacciones de onda – onda, es una herramienta útil para la comprensión y análisis de las observaciones (Nappo, 2002).

En esta Sección se describen las características de las fuerzas restauradoras que originan las ondas, así como los principios que rigen la teoría lineal. Puede encontrarse información más detallada en numerosos trabajos (Smith, 1979, Gill, 1982, Durran, 1986, Nappo, 2002 o Sutherland, 2010).

1.2.1 Fuerza de flotabilidad

Las ondas de gravedad son perturbaciones producidas por el desplazamiento de una parcela de aire respecto a su equilibrio hidrostático. En ausencia de fuerzas debidas al gradiente de presión horizontal, la parcela oscilaría a lo largo del eje vertical respecto a su posición de equilibrio. La frecuencia de estas oscilaciones puede deducirse considerando una parcela que se desplaza verticalmente una distancia δz sin perturbar el medio que la rodea (Figura 1.2a). Si el medio está en equilibrio hidrostático, $\bar{p}g = -d\bar{p}/dz$, donde g , \bar{p} y $\bar{\rho}$ son la aceleración de la gravedad, la presión y la densidad del medio, respectivamente; la aceleración vertical de la parcela es

$$\frac{dw}{dt} = \frac{d^2(\delta z)}{dt^2} = -g - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (1.7)$$

donde p la presión de la parcela y ρ su densidad. Si el ascenso de la parcela no altera el medio que le rodea, entonces se asume que su presión se ajusta instantáneamente a la presión del ambiente durante el desplazamiento ($p = \bar{p}$). En ese caso, utilizando la aproximación hidrostática, se puede eliminar la presión, de forma que la aceleración vertical de la parcela sea función de la densidad

$$\frac{d^2(\delta z)}{dt^2} = g \left(\frac{\bar{\rho} - \rho}{\rho} \right) \quad (1.8)$$

La fuerza de flotabilidad también se puede escribir en función de la temperatura potencial, θ

$$\frac{d^2(\delta z)}{dt^2} = g \left(\frac{\theta - \bar{\theta}}{\bar{\theta}} \right) \quad (1.9)$$

Si la parcela está inicialmente en el nivel $z_0 = 0$ donde la temperatura potencial es $\bar{\theta}_0$, entonces la temperatura potencial del ambiente para un pequeño desplazamiento δz será

$$\bar{\theta}(\delta z) \approx \bar{\theta}_0 + \left(\frac{d\bar{\theta}}{dz} \right) \delta z \quad (1.10)$$

Si el desplazamiento de la parcela es adiabático, entonces su temperatura potencial se mantiene constante ($\theta(\delta z) = \bar{\theta}_0$). Así, la ecuación (1.9) se puede escribir como:

$$\frac{d^2(\delta z)}{dt^2} = -\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{d\bar{\theta}}{dz} \delta z \quad (1.11)$$

donde $\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{d\bar{\theta}}{dz}$ constituye una medida de la estabilidad hidrostática del ambiente. Este término se conoce como N^2 . Si el valor de N^2 es mayor que 0, la parcela oscilará alrededor de su nivel inicial con una frecuencia N . Este término se denomina entonces frecuencia de flotabilidad o de Brunt-Väisälä:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{d\bar{\theta}}{dz}} \quad (1.12)$$

Si N^2 es menor que 0, significa que la temperatura potencial disminuye con la altura lo que, a su vez, implica inestabilidad. En ese caso, la parcela de aire no oscilará alrededor de

1. INTRODUCCIÓN

su nivel inicial, sino que tenderá a ascender. Si N^2 es 0, entonces la parcela se encontrará en equilibrio con el nuevo nivel.

Sin embargo, si se tienen en cuenta las fuerzas debidas al gradiente de presión horizontal, las ondas de gravedad ya no oscilan sobre el eje vertical, sino sobre un plano inclinado (Figura 1.2b). En este caso, la parcela se ha desplazado una distancia δs , pero verticalmente ha ascendido δz . La relación entre δs y δz es entonces $\delta z = \delta s \cos\alpha$, donde α es el ángulo de inclinación de las líneas de fase respecto a la vertical. La fuerza de flotación es de esta forma

$$\frac{d^2(\delta s)}{dt^2} = (-N^2 \cos\alpha)(\delta s \cos\alpha) = -(N \cos\alpha)^2 \delta s \quad (1.13)$$

Esto significa que la parcela de aire ejecuta una oscilación armónica simple de frecuencia $\nu = \pm N \cos\alpha$.

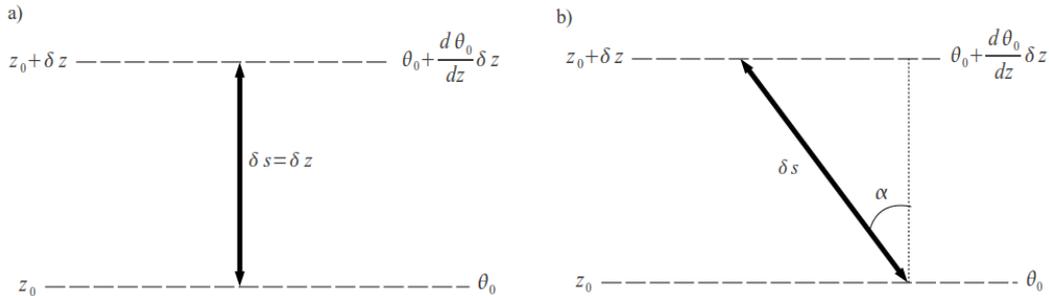


Figura 1.2: Trayectoria de oscilación de una parcela de aire (flecha sólida) (a) en ausencia de fuerzas debidas al gradiente de presión, y (b) en presencia de fuerzas debidas al gradiente de presión. δs representa la distancia que ha sido desplazada la parcela (adaptado de Holton, 1990).

1.2.2 Teoría lineal

Los fundamentos teóricos sobre ondas de gravedad parten de que la atmósfera se comporta como un fluido en equilibrio, no viscoso e incompresible (aproximación de Boussinesq), y en la que los efectos de la curvatura de la Tierra se asumen despreciables (Nappo, 2002). Manteniendo la simplificación de que las ondas se propagan en el plano x, z , las ecuaciones fundamentales que rigen el movimiento bidimensional de una atmósfera incompresible pueden escribirse como

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.14)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad (1.15)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = 0 \quad (1.16)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad (1.17)$$

donde u es la velocidad horizontal, w es la velocidad vertical, p es la presión, g es la constante de la gravedad, ρ es la densidad del aire y θ es la temperatura potencial. (1.14) se conoce como ecuación de conservación de la masa; (1.15) y (1.16) son las ecuaciones de conservación de movimiento en el eje x y en el eje z , respectivamente; y (1.17) es la ecuación de conservación de la energía.

Si se linealizan las ecuaciones anteriores descomponiendo cada variable, q , en una parte media, \bar{q} , y otra parte perturbada, q' , y se asume la atmósfera en equilibrio hidrostático, el sistema de ecuaciones (1.14) a (1.17) se convierte en

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (1.18)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} = 0 \quad (1.19)$$

$$\frac{\partial w'}{\partial t} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\theta'}{\bar{\theta}} g = 0 \quad (1.20)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + w' \frac{d\bar{\theta}}{dz} = 0 \quad (1.21)$$

1. INTRODUCCIÓN

Restando la $\partial(1.19)/\partial z$ de la $\partial(1.20)/\partial z$, se puede eliminar p' para obtener

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial w'}{\partial z} - \frac{\partial u'}{\partial z} \right) - \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta'}{\partial x} = 0 \quad (1.22)$$

Se pueden eliminar u' y θ' de la ecuación (1.22) utilizando las ecuaciones (1.18) y (1.21) y dando lugar a una única ecuación para w'

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} \right) + N^2 \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} = 0 \quad (1.23)$$

Una solución armónica de (1.23), describiendo la velocidad vertical debida a la perturbación en una onda de gravedad interna, es

$$w' = \bar{w} \cos(kx + mz - \omega t) \quad (1.24)$$

donde $kx + mz - \omega t$ es la fase (ϕ).

Las ecuaciones (1.18) y (1.24) implican que $u'/w' = -m/k$, lo que significa que todos los movimientos de la parcela de aire son paralelos a los frentes de ondas o líneas de fase.

La velocidad de fase viene dada por $c_x = \omega/k$ en el eje horizontal y por $c_z = \omega/m$ en el eje vertical. Por su parte la velocidad de grupo se define como

$$c_{gx} = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{Nm^2}{(k^2 + m^2)^{3/2}} \quad (1.25)$$

$$c_{gz} = \frac{\partial \omega}{\partial m} = \frac{-Nkm}{(k^2 + m^2)^{3/2}} \quad (1.26)$$

La componente vertical de la velocidad de grupo tiene signo opuesto a la componente vertical de la velocidad de fase. Esto implica que si la propagación de fase es negativa (hacia abajo), la propagación de grupo es positiva (hacia arriba). Además, a partir de (1.25) y (1.26) se puede deducir que el vector de velocidad de grupo es paralelo a las líneas de fase constante. Así, las ondas de gravedad tienen la propiedad de que la velocidad de grupo es perpendicular a la dirección de propagación de la fase. Debido a que la energía se propaga a la velocidad de grupo, su propagación es paralela a las crestas y valles de las ondas en vez

de ser perpendicular, como sucede en ondas acústicas. Las ondas de gravedad generadas en la troposfera tienen la capacidad de propagar energía hacia arriba, pudiendo alcanzar la atmósfera superior aún cuando las oscilaciones de las parcelas de fluido individuales pueden estar confinadas a distancias verticales muy inferiores al kilómetro (Holton, 1990).

La Figura 1.3 representa el comportamiento de la perturbación en un instante de tiempo para un caso en que $k < 0$ y $m > 0$, donde se comprueba que la velocidad de grupo es perpendicular a la de fase.

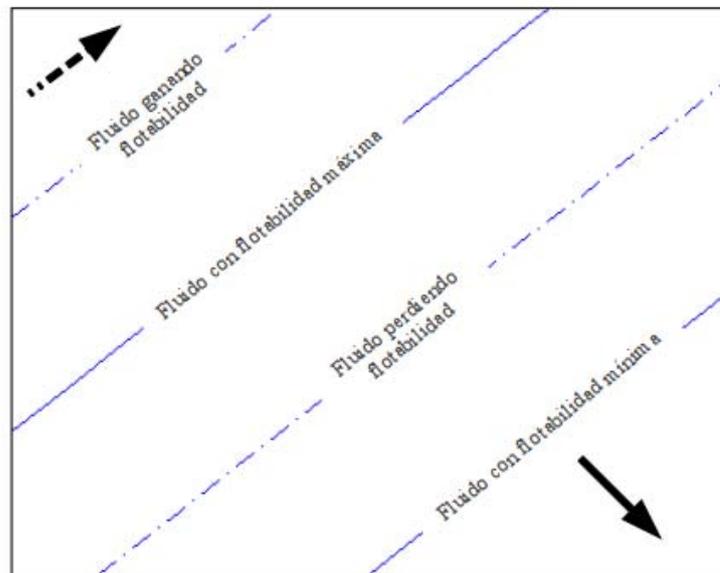


Figura 1.3: Distribución instantánea de velocidad y flotabilidad en una onda de gravedad interna. La fase de la onda es constante a lo largo de las líneas azules continuas y discontinuas. La velocidad de la perturbación alcanza sus valores extremos en las líneas continuas, donde la flotabilidad es cero. La flotabilidad alcanza valores extremos a lo largo de las líneas discontinuas, donde la velocidad es cero. La flecha discontinua representa la dirección de la velocidad de grupo, y la flecha continua la velocidad de fase.

1.3 Ondas de montaña

Las ondas de gravedad forzadas por la orografía son conocidas específicamente como ondas de montaña (OM, Durran, 1990). En estos casos, la fuerza restauradora actúa una vez que la parcela de aire supera la barrera montañosa, causante de su desplazamiento respecto de su situación de equilibrio. Las OM son uno de los tipos de ondas de gravedad más estu-

1. INTRODUCCIÓN

diados por su capacidad para transportar energía y cantidad de movimiento. Actualmente se conoce que las deposiciones de energía y movimiento por OM son componentes esenciales de la circulación global (Nappo, 2002).

1.3.1 Efectos

Las OM son capaces de iniciar y organizar convección (e.g. Zhang et al., 2001), generar y modular turbulencia atmosférica (e.g. Doyle y Durran, 2002) y modificar la distribución de las precipitaciones (Gaffin et al., 2003, Roe, 2005). También están involucradas en la intensificación de vientos fuertes de ladera a sotavento (Peltier y Clark, 1979); y en la mezcla de componentes atmosféricos en la vertical, como el vapor de agua, los aerosoles y diversos componentes químicos (Dörnbrack y Dürbeck, 1998).

Bajo ciertas condiciones, las amplitudes de onda inducidas por el terreno pueden crecer a medida que se propagan hacia arriba y, eventualmente, romperse, tal y como ocurre con las olas en la playa. Estas roturas son una de las causas de aparición de turbulencia, y cuando se produce en situaciones de cielo despejado, se conoce como turbulencia en aire claro, TAC (Clark et al., 2000).

Uno de los motivos por los que puede romper una onda es la existencia de un nivel crítico provocado por cizalladura. Este nivel no permite que la energía de propagación vertical siga ascendiendo, sino que la desvía de vuelta a la superficie. Esto contribuye al desarrollo e intensificación de los vientos fuertes de ladera. Existen otros factores que pueden provocar el rompimiento, como un incremento de la amplitud de onda (Moldovan et al., 2002), interacciones entre ondas (Franke y Robinson, 1999), y/o resonancias de onda no lineales (Peltier y Clark, 1983, Bacmeister y Schoeberl, 1989).

En el momento en que se produce una rotura, el comportamiento del flujo ya no se puede explicar de acuerdo con la teoría lineal, ya que los valores perturbados de las variables (q') son muy altos respecto a los valores medios (\bar{q}). Las ecuaciones fundamentales de la dinámica atmosférica requieren entonces soluciones no lineales (Doyle y Jiang, 2006) que pueden obtenerse a partir de modelos numéricos no hidrostáticos.

La turbulencia es la tercera causa de accidentes aéreos de origen meteorológico, sólo por detrás del engelamiento y la cizalladura (Moreno y Gil, 2003). Lilly (1978) fue el primero en identificar la turbulencia asociada a OM como un riesgo para la aviación. Desde

entonces se han publicado diversos trabajos en esta área. Es el caso de Lane et al. (2009), que demostraron que el 40 % de los casos de turbulencia significativa sobre Groenlandia se debía a la acción de las OM. Otro ejemplo es Kim y Chun (2011), que confirmaron que casi el 20 % de los eventos de turbulencia moderada a fuerte sobre Corea del Sur se debía a TAC ligada a OM.

Se han documentado numerosos accidentes producidos por actividad ondulatoria en todo el mundo. Uno de los más recientes fue el ocurrido el 20 de Diciembre de 2008 en el Aeropuerto Internacional de Denver (Colorado, EEUU), durante el despegue de un Boeing 737. El avión se salió de la pista por la presencia repentina de rachas de viento de entre $15,5 \text{ m s}^{-1}$ y $20,5 \text{ m s}^{-1}$ (NTSB, 2010). Tras el accidente, la *University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)* simuló las condiciones meteorológicas en el momento del siniestro, captando los vientos racheados que habían sido observados. Además, la simulación indicó actividad ondulatoria con una onda a sotavento muy bien definida que fue aumentando en amplitud minutos antes del accidente. Esto provocó, a su vez, los vientos racheados que cruzaron la pista de despegue (UCAR, 2010). En este incidente 38 personas resultaron heridas y el avión no pudo ser reparado.

Según la *Aviation Safety Network (ASN)* de EEUU, el 9 de Diciembre de 1992 un vuelo de cargo DC8 perdió un motor y una gran parte de su ala izquierda mientras sufría fuertes turbulencias a 31000 ft, a 36 km al W de Denver (Colorado, EEUU) (ASN, 2010). Nance y Colman (2000) mencionaron que este accidente coincidió con vientos fuertes de ladera ligados a OM.

En España también se han registrado accidentes relacionados con ondas. La Comisión de Investigación de Accidentes e Incidentes de Aviación Civil (CIAIAC) documentó varios sucesos ligados a la existencia de turbulencia. Este fue el caso de un vuelo operado por Iberia el 7 de Febrero de 2001. Un Airbus A-320-B con origen Barcelona y destino Bilbao, encontró condiciones de turbulencia durante la aproximación a su destino. El avión había atravesado un cúmulo turbulento y había experimentado velocidades de viento de 55 kn a unos 6000 ft (más fuerte en altura). En la última fase de la aproximación, por debajo de 200 ft sobre superficie, la aeronave experimentó la acción de ráfagas de aire verticales y horizontales fuertes y cambiantes. Esto provocó que el morro del avión impactara sobre la pista y se reventaran las cuatro ruedas del tren principal. Como consecuencia una persona resultó herida grave, 24 sufrieron heridas leves y la aeronave no pudo ser reparada

1. INTRODUCCIÓN

(CIAIAC, 2003).

En 2005, un vuelo comercial operado por Air Europa desde Madrid con destino Santo Domingo (República Dominicana) sufrió un incidente al pasar por una zona de TAC cuando sobrevolaba el Océano Atlántico. En este caso, la turbulencia no se produjo por OM, pero sí por ondas de gravedad asociadas a la corriente en chorro polar (CIAIAC, 2007).

Más recientemente, en Febrero de 2010, un vuelo de Air Nostrum de Bilbao a Vigo sufrió una turbulencia moderada con cambios de ± 10 kn del anemómetro. Al tomar tierra, una intensa ráfaga de viento elevó la aeronave unos 0,5 m, inclinándola y provocando que una de las alas chocara contra el suelo. Las condiciones meteorológicas durante el vuelo resultaron favorables para la formación de OM. Se registraron vientos fuertes del tercer cuadrante en todos los niveles, y aumentando sobre la vertical de Galicia. Así, pasaron de 30 kn en niveles bajos a 79 kn a 15000 ft, y a 98 kn a 30000 ft (CIAIAC, 2011).

1.3.2 Técnicas de detección

El mayor inconveniente en el estudio de ondas de gravedad es que actualmente no existe una instrumentación capaz de observarlas de forma directa. Sólo pueden detectarse sus efectos, como perturbaciones de velocidad del viento, de temperatura, de densidad, de humedad, de presión, etc. (Nappo, 2002). El tipo de observaciones que pueden realizarse se determinan en función de las características del instrumento y de la plataforma que se utilizan. Los instrumentos pueden tomar medidas *in-situ* o de forma remota, y las plataformas pueden ser fijas o móviles. Sin embargo, no existe una única técnica de observación que proporcione información completa sobre las características de las ondas. Por ejemplo, un radiosondeo puede utilizarse para estimar la estructura vertical del campo de onda a partir de variaciones periódicas de la velocidad vertical (e.g. Reid, 1972) o de la temperatura (e.g. de la Torre y Alexander, 1995), pero no para conocer sus características horizontales. Por contra, un conjunto de sensores de temperatura o presión dispuestos en superficie pueden servir para conocer de forma directa la velocidad de fase horizontal y el número de onda, pero no la estructura vertical. Estos métodos de observación con plataforma fija fallan cuando las ondas a estudiar son generadas por la orografía, puesto que son estacionarias respecto al suelo. Para poder estudiar este tipo de ondas, es necesario resolver su estructura espacial, por lo que es más conveniente la utilización de plataformas móviles de

observación, como los globos de volumen constante (e.g. Koffi et al., 2000) o las mediciones con avión (e.g. Smith, 2004). Los satélites son otra herramienta de observación que se emplea casi exclusivamente para el estudio de OM que generan nubosidad a sotavento de los sistemas orográficos (e.g. Alexander y Teitelbaum, 2011, Uhlenbrock et al., 2007).

El desarrollo de técnicas de teledetección pasiva con radiometría de microondas multicanal es un método de observación vertical sobre un punto fijo que permite la obtención de perfiles termodinámicos de forma continua. Esto mejora sensiblemente la resolución temporal proporcionada por los radiosondeos, por lo que, aunque no se puedan estimar las características de las OM a partir de sus observaciones, sus medidas en continuo facilitan el estudio de la evolución temporal de la estabilidad estática, condición necesaria para la formación de OM.

Una herramienta poderosa para el estudio de OM es la utilización de modelos numéricos de alta resolución espacial. Numerosos trabajos han demostrado que son capaces de simular satisfactoriamente el comportamiento de un flujo sobre una barrera montañosa y pronosticar, por tanto, la aparición de ondas. Por ejemplo, Shutts (1992) simuló ondas a sotavento con un modelo de alta resolución, estableciendo que los modelos operacionales podrían predecir OM y TAC. Clark et al. (1994) realizaron simulaciones 2D y 3D de un evento de vientos fuertes en Boulder (Colorado, EEUU). Concluyeron que, si bien el modelo podía predecir estos vientos de ladera, no era capaz de simular su evolución o localización espacial detallada. Además, los resultados eran fuertemente dependientes del esquema de capa límite seleccionado. Trabajos posteriores, como los de Colle y Mass (1998) o Doyle y Shapiro (2000) también fueron capaces de simular otros eventos de vientos fuertes de ladera (de 36 m s^{-1} y 55 m s^{-1} , respectivamente). Mientras que el éxito cualitativo de los modelos está demostrado por numerosos trabajos, la evaluación cuantitativa es difícil de determinar debido a las observaciones limitadas en terreno complejo. El *MAP (Mesoscale Alpine Program)* proporcionó varias oportunidades de verificar las simulaciones de los modelos frente a las observaciones, aunque fue difícil obtener comparaciones cuantitativas precisas (Doyle et al., 2002; Garvert et al., 2007). Respecto al estudio de turbulencia ligada con ondas, Clark et al. (2000) compararon observaciones de lidar con simulaciones de ondas durante un episodio de tormenta de viento en Boulder. El modelo fue capaz de representar de forma precisa la región de rotura y la TAC asociada.

1. INTRODUCCIÓN

1.3.3 Parámetros para el estudio de OM

Las dificultades existentes para estudiar OM mediante observaciones directas, obligan a analizarlas mediante métodos indirectos. Así, en esta Memoria se ha optado por analizar las condiciones termodinámicas que favorecen la formación y propagación de las ondas. Dichas condiciones se limitan, fundamentalmente, a: (1) la existencia de estabilidad estática a sotavento, que favorezca la oscilación de la parcela respecto a su nivel de equilibrio; y (2) la presencia de vientos perpendiculares a la montaña, que aporten la energía cinética suficiente para que la parcela de aire pueda superar la barrera montañosa. Así, los parámetros utilizados para el estudio de situaciones con OM deben ser indicadores de las condiciones de estabilidad estática y dinámica presentes en la atmósfera.

Respecto a la estabilidad estática, ésta se ha estudiado por medio del gradiente vertical de temperatura potencial ($\partial\theta/\partial z$). De forma complementaria, se han calculado la Energía Potencial Convectiva Disponible (*Convective Available Potential Energy, CAPE*), y otros índices de estabilidad, que normalmente se utilizan para el análisis de ambientes preconvectivos. En este caso han servido para determinar si las condiciones ambientales presentes en días con OM y sin OM podrían favorecer la aparición de convección y, por tanto, inestabilidad.

También se ha trabajado con el *Duct Factor (DF)*, un parámetro ligado a la estabilidad que se puede utilizar para estimar áreas favorables a la formación de ondas mesoescalares.

Respecto a la estabilidad dinámica, se han utilizado tres indicadores que tienen en cuenta tanto la dirección como la velocidad del viento: el número de Froude (*Fr*), que permite conocer el comportamiento del flujo de aire frente a la orografía; el parámetro de Scorer, que detecta la existencia de niveles críticos en altura; y la energía cinética turbulenta (*Turbulent Kinetic Energy, TKE*), que puede indicar zonas de deposición de energía asociada con la ruptura de OM.

a) Gradiente vertical de temperatura potencial

La temperatura potencial (θ) se define como la temperatura que tendría una parcela de aire seco si se llevara adiabáticamente a un nivel de presión de referencia, p_0 (generalmente $p_0 = 1000$ hPa).

Al trabajar con θ , se elimina la variación de temperatura debida a cambios de presión con la altura. Si θ se mantiene constante con la altura ($\partial\theta/\partial z = 0$), el ambiente será estáticamente neutro o indiferente, si disminuye ($\partial\theta/\partial z < 0$), el ambiente será estáticamente inestable (se favorece el ascenso de la parcela de aire), y si θ aumenta con la altura ($\partial\theta/\partial z > 0$) el ambiente será estáticamente estable.

b) CAPE y otros índices de estabilidad estática

Estos índices suelen utilizarse para determinar la probabilidad de aparición de tormentas durante periodos estivales. Aunque su uso es menos frecuente en situaciones invernales, dan una estimación del grado de inestabilidad presente en la atmósfera. La existencia de un ambiente inestable es un factor inhibitor de la propagación de OM porque impide la acción de las fuerzas restauradoras que provocan el movimiento ondulatorio. Además, en este trabajo se han podido calcular a partir de datos en continuo, lo que ha permitido conocer su evolución temporal. Se trata de un aspecto interesante, puesto que estos índices suelen calcularse a partir de datos de radiosondeo, disponibles únicamente dos veces al día.

La *CAPE* representa la cantidad máxima de energía disponible para una parcela de aire que asciende verticalmente a través de un ambiente no perturbado (Weisman y Klemp, 1986). Se utiliza principalmente para determinar la probabilidad de aparición de convección severa. Su valor se calcula mediante la ecuación (e.g. Emanuel, 1994)

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{T_{v_{parc}} - T_{v_{amb}}}{T_{v_{amb}}} dz \quad (1.27)$$

donde $T_{v_{parc}}$ y $T_{v_{amb}}$ son la temperatura virtual de la parcela y del ambiente, respectivamente; *LFC* es el Nivel de Convección Libre (*Level of Free Convection*), y *EL* es el Nivel de Equilibrio (*Equilibrium Level*).

El *LFC* se define como la altura a la que una parcela de aire que asciende pasa a ser más cálida que la atmósfera que la rodea, experimentando un empuje convectivo. En un diagrama termodinámico, el *LFC* viene dado por el punto de intersección entre la curva de ascenso pseudoadiabático de la parcela de aire, y la curva de la temperatura ambiental. Desde este nivel, y hasta el punto en el que la parcela pasa a ser más fría que el ambiente (cuando se alcanza el *EL*), la atmósfera se caracteriza por tener una inestabilidad latente.

1. INTRODUCCIÓN

En general, valores de la *CAPE* por debajo de 1000 J Kg^{-1} indican una baja probabilidad de aparición de convección (Djurić, 1994).

Existen otros índices de estabilidad estática, como son el índice K (*KI*) y el *Total Totals* (*TT*), que permiten evaluar si las condiciones ambientales son favorables para el desarrollo de convección.

El *KI* (George, 1960) se calcula utilizando los valores de temperatura ambiental y de rocío (T_d) a varios niveles de presión estándar

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (1.28)$$

El primer término hace referencia al gradiente vertical de temperatura, mientras que el segundo y tercer término se refieren a la humedad entre 850 y 700 hPa.

El *TT* (Miller, 1972) es en realidad la suma de otros dos índices de estabilidad: el *Vertical Totals* (*VT*) y el *Cross Totals* (*CT*). El primero mide el gradiente vertical de temperatura entre 850 hPa y 500 hPa, y el segundo incorpora el nivel de humedad en las capas bajas de la troposfera.

$$VT = T_{850} - T_{500} \quad (1.29)$$

$$CT = T_{d850} - T_{500} \quad (1.30)$$

$$TT = VT + CT \quad (1.31)$$

El mayor inconveniente de los índices *KI* y *TT* es que los valores umbrales que determinan la mayor o menor probabilidad de convección son muy dependientes de la zona geográfica.

c) Duct Factor

Se trata de un parámetro de escala sinóptica o meso- α descrito por Koch y O'Handley (1997) que tiene como finalidad la detección de zonas favorables para la propagación de ondas. Es un índice basado en la teoría lineal de Lindzen y Tung (1976), que establece

que una propagación eficiente se da cuando una capa condicionalmente inestable se sitúa sobre otra estáticamente estable con base en superficie. Esta teoría asume que las ondas quedan “atrapadas” en la capa estable, y son reflejadas por la condicionalmente inestable. Actualmente, la *NOAA* (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) utiliza este factor como parte del procedimiento operacional de predicción y detección de ondas de gravedad mesoescalares (Koch y Saleeby, 2001).

El DF se define como:

$$DF = [\theta(p_2) - \theta(p_1)] + [\theta_e(p_2) - \theta_e(p_3)] \quad (1.32)$$

donde θ es la temperatura potencial y θ_e es la temperatura potencial equivalente a los niveles de presión $p_1 > p_2 > p_3$. De este modo, la capa condicionalmente inestable queda definida por los niveles de presión $p_2 - p_3$, y está situada por encima de la capa estáticamente estable con base en superficie, $p_1 - p_2$. Su cálculo da una idea de la localización óptima para la formación y propagación de ondas (Gaffin et al., 2003).

En general, áreas positivas de DF representan regiones muy favorables para la aparición de las ondas. Aparentemente, no hay un valor mínimo a partir del cual una región se considera favorable. Mientras Koch y Saleeby (2001) sugieren que un DF de entre 10 y 15 es suficiente para considerar el ambiente altamente favorable para la propagación, otros autores han demostrado que las ondas pueden formarse en ambientes con valores de entre 5 y 10 (e.g. Gaffin, 1999).

Además de conocer la estabilidad estática, otro factor determinante en la formación de OM es la dirección y velocidad de flujo sobre la barrera. En esta Tesis se ha investigado el campo de vientos a partir de las simulaciones de alta resolución proporcionadas por un modelo de predicción meteorológica de alta resolución. El conocimiento de este campo permite estudiar el comportamiento del flujo de aire frente a una barrera montañosa, así como la caracterización de las OM y la posible aparición de turbulencia.

d) Análisis de flujo: Número de Froude

El número de Froude (Fr) es un parámetro adimensional utilizado tradicionalmente para conocer la capacidad de bloqueo de la barrera montañosa respecto a un flujo de aire inci-

1. INTRODUCCIÓN

dente (Koletsis et al., 2009). De este modo, su cálculo permite estimar si el flujo superará o no dicha barrera orográfica. Se define como

$$Fr = \frac{\bar{u}}{NH} \quad (1.33)$$

donde \bar{u} es la velocidad del viento perpendicular a la barrera montañosa, N es la frecuencia de Brunt-Väisälä y H es la altura efectiva de la barrera (Carruthers y Hunt, 1990). La explicación teórica establece que si $Fr < 1$ el flujo quedaría bloqueado o bordearía la barrera; si $Fr \geq 1$, entonces habría probabilidad de actividad ondulatoria, y si $Fr \gg 1$ el flujo superaría la barrera sin oscilaciones significativas. Sin embargo, varios estudios (e.g. Smolarkiewicz y Rotunno (1989), Smith (2004)) han demostrado que, para obstáculos tridimensionales, el flujo es capaz de superar la barrera si $Fr > 0,5$.

e) Parámetro de Scorer

Cuando un flujo de aire con una velocidad media de viento, \bar{u} , es forzado sobre un patrón montañoso sinusoidal infinito bajo condiciones de estabilidad estática constantes, las parcelas de aire son desplazadas de forma alternante por encima y por debajo de sus niveles de equilibrio. Así, experimentan oscilaciones de flotación a medida que se mueven sobre el patrón montañoso, como se muestra en la Figura 1.4.

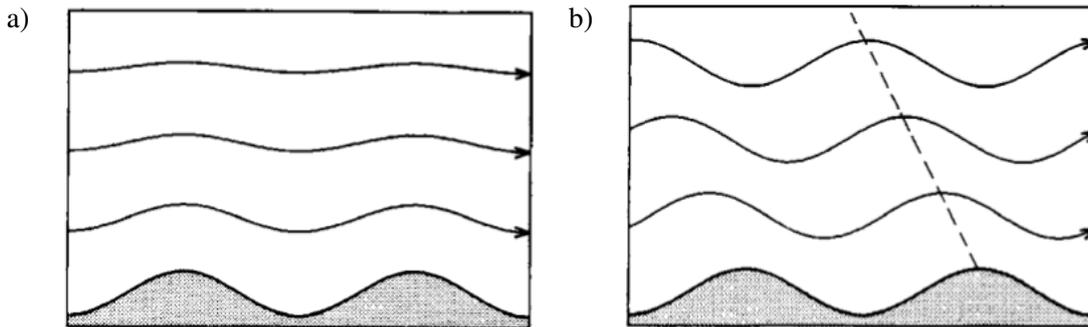


Figura 1.4: Líneas de flujo sobre un sistema montañoso sinusoidal en condiciones de estabilidad y velocidad de viento constantes. (a) en el caso de cadenas montañosas estrechas y (b) en el caso de cadenas montañosas amplias. Las líneas discontinuas en (b) representan la inclinación de las líneas de fase constante (Durrán, 1990).

En este caso teórico idealizado, las OM son estacionarias respecto al suelo, por lo que w' sólo depende de (x, z) y la ecuación (1.23) se puede simplificar a

$$\left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} \right) + \frac{N^2}{\bar{u}^2} w' = 0 \quad (1.34)$$

Sin embargo, en situaciones reales, tanto la velocidad, \bar{u} , como el parámetro de estabilidad, N , varían con la altura, y los sistemas montañosos suelen ser aislados en vez de periódicos (Figura 1.5). En estos casos, la ecuación (1.34) debe ser reemplazada por otra en la que se incluya un término que recoja esta variabilidad. A este término se le conoce como parámetro de Scorer (l^2) y la ecuación se define entonces como

$$\left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} \right) + l^2 w' = 0 \quad (1.35)$$

l^2 relaciona la estabilidad atmosférica y la cizalladura vertical según la ecuación (Scorer, 1949)

$$l^2 = \frac{N^2}{\bar{u}^2} - \frac{1}{\bar{u}} \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2} \quad (1.36)$$

Scorer (1949) estableció que si este parámetro disminuye o se mantiene constante con la altura, la atmósfera es favorable para la formación de OM. También demostró que una condición necesaria para la aparición de ondas atrapadas es la existencia de una atmósfera de doble capa, en cada una de las cuales l^2 fuera constante y se cumpliera la condición

$$l_L^2 - l_U^2 > \frac{\pi^2}{4H^2} \quad (1.37)$$

donde l_L^2 y l_U^2 son los parámetros de Scorer en las capas inferior (*lower*) y superior (*upper*), respectivamente. H es el espesor de la capa inferior.

1. INTRODUCCIÓN

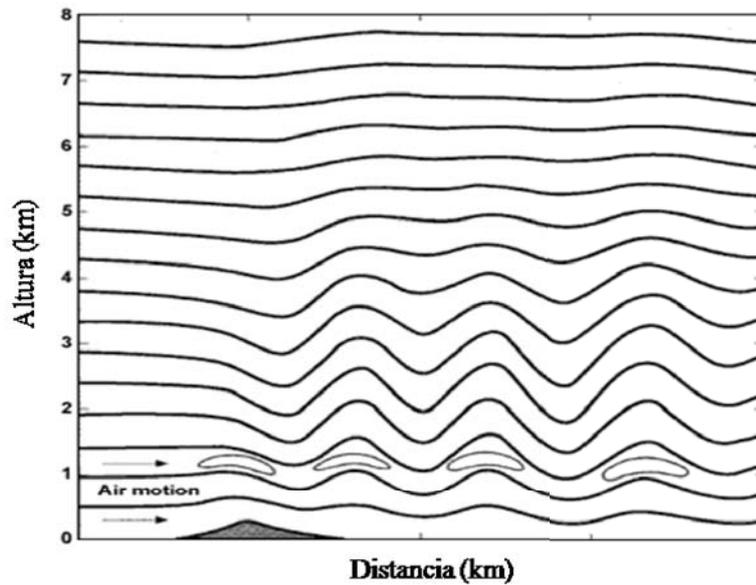


Figura 1.5: Ondas atrapadas a sotavento debidas al flujo variable en altura (adaptado de Durran y Klemp, 1983)

f) Energía cinética turbulenta

Como se ha comentado anteriormente, una de las propiedades más importantes de las ondas es su capacidad de transportar energía. Aunque esta energía puede ser absorbida parcial o totalmente en la troposfera a medida que éstas se disipan, es posible que las ondas se rompan antes y produzcan, por tanto, turbulencia. La energía liberada por la rotura de la onda se puede medir mediante la *TKE*). Representa una medida de la intensidad de la turbulencia y está directamente relacionada con el transporte de cantidad de movimiento, calor y humedad (Stull, 1988). Suele estar ligada al estudio de turbulencia en la capa límite, pero también adquiere valores notables en niveles altos por la existencia de fuentes de turbulencia, como es la rotura de onda.

1.4 Marco del trabajo

El presente trabajo de Tesis Doctoral surge de la necesidad de dar apoyo a dos proyectos de investigación financiados por el Canal de Isabel II (CYII), que han tenido por objeto la caracterización de nubes invernales que se generan en el S.C.

El primer proyecto, desarrollado entre 2008 y 2011, y titulado “Estimulación de las precipitaciones invernales en la Sierra Nororiental de la Comunidad de Madrid”, tuvo como objetivo ampliar el conocimiento y comprensión de los procesos involucrados en la precipitación invernal sobre el S.C. (CYII, 2009). Para ello, se realizaron tres campañas experimentales de recogida de datos. El segundo proyecto se inició en 2009 bajo el título “Tecnologías Sostenibles para el Ciclo Integral del Agua” (TecoAgua). Aún continúa vigente, y tiene como objetivo principal el desarrollo de tecnologías sostenibles para la generación de recursos hídricos alternativos (CYII, 2010). Está liderado por la empresa Befesa Agua S.A., y en él participan un total de 13 empresas y 22 centros de investigación, entre los que se encuentra la Universidad de León. Este proyecto viene a ampliar al iniciado en 2008, encomendando al GFA la toma y análisis de datos meteorológicos, y la realización de vuelos científicos durante el invierno de 2011-2012. Estos vuelos, realizados en colaboración con el INTA tenían como finalidad la obtención de datos de microfísica en el interior de nubes frías. Debían realizarse, por tanto, en situaciones de precipitación en forma de nieve y a unos 10000-15000 ft en el entorno del S.C. A estas altitudes y en situaciones invernales la temperatura en el interior de las nubes es inferior a 0 °C, por lo que hay una gran probabilidad de que contengan gotas de agua líquida sobreenfriada. Estas gotas podrían congelarse al impactar sobre la estructura del avión en vuelo afectando seriamente a sus características aerodinámicas e incluso al funcionamiento de sus componentes. Por otra parte, la aeronave era susceptible de sufrir turbulencia debida a OM por volar en las proximidades del S.C. La existencia de cualquiera de estos dos fenómenos llevaría automáticamente a la cancelación del vuelo experimental, lo que motivó el interés por crear una herramienta de predicción de ondas para informar a los pilotos de su posible aparición durante las horas de vuelo.

Por otra parte, el Aeropuerto Internacional de Madrid-Barajas se encuentra muy próximo al S.C., por lo que los vuelos con destino o procedencia Madrid son también susceptibles de sufrir los efectos de las OM.

1. INTRODUCCIÓN

1.5 Objetivos y estructura de la Memoria

Los objetivos generales que se pretenden alcanzar con este trabajo son los siguientes:

- Validar los perfiles atmosféricos obtenidos por radiometría de microondas y desarrollar un método de ajuste que disminuya la incertidumbre de dichos perfiles, especialmente en los niveles más altos, donde las reconstrucciones son menos confiables.
- Verificar los perfiles atmosféricos pronosticados por un modelo numérico de alta resolución para su posterior utilización en el cálculo de indicadores ligados a la estabilidad dinámica atmosférica.
- Evaluar qué indicadores son más adecuados para la identificación de situaciones con ondas de montaña en el Sistema Central; cuáles son las propiedades características de estas ondas, y cuál es la capacidad del modelo para detectar zonas de turbulencia asociadas a este tipo de ondas.

Para el desarrollo de estos objetivos se ha trabajado con los tres factores que determinan el comportamiento de un flujo de aire ante una barrera montañosa: (1) la estabilidad atmosférica, (2) la velocidad y dirección del flujo y (3) las características topográficas del terreno.

Los resultados del trabajo de investigación presentados en esta Memoria están organizados en los siguientes capítulos:

Capítulo 2. Recopilación de la información relativa a las campañas experimentales y los datos recogidos durante las mismas. Se describe la zona de estudio y su climatología, la instrumentación empleada y la base de datos con la que se ha trabajado.

Capítulo 3. Descripción de la validación de los perfiles verticales de temperatura y humedad obtenidos con un radiómetro de microondas multicanal. Además, se incluye un método de ajuste desarrollado para disminuir la incertidumbre de estas mediciones. Los resultados de este capítulo han dado lugar al artículo *A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor by means of a ground-based microwave radiometer*, publicado por la revista *Atmospheric Research*. Puede consultarse en el Anexo A de esta Memoria.

1.5 Objetivos y estructura de la Memoria

Capítulo 4. Recoge la verificación del modelo numérico mesoescalar empleado para el pronóstico de OM y el análisis de estabilidad dinámica de la zona de estudio. En este apartado se verifican las variables de temperatura, humedad y dirección y velocidad del viento. Los resultados de este capítulo han sido publicados en la revista *Atmospheric Research* bajo el título *Verification of the MM5 model using radiosonde data from Madrid-Barajas Airport*. El artículo se recoge en el Anexo B.

Capítulo 5. En este capítulo se presentan los resultados obtenidos del análisis de estabilidad estática y dinámica de una serie de días con ondas y sin ondas seleccionados a partir de imágenes de MSG-2. También se incluye un estudio de las características de las ondas detectadas y de la capacidad del *MM5* para detectar turbulencia ligada dichas ondas.

En el último capítulo se recogen las conclusiones de esta Tesis Doctoral.

Descripción Experimental

2.1 Introducción

En este Capítulo se exponen brevemente las características geográficas y climatológicas del S.C. y su entorno, así como una descripción de la instrumentación y de los datos empleados para el desarrollo de este trabajo de investigación.

Entre los instrumentos utilizados destaca el radiómetro de microondas multicanal, una técnica de teledetección pasiva que proporciona perfiles verticales de temperatura y humedad cada dos minutos.

Finalmente, en la última Sección, se describe el modelo mesoescalar de libre distribución *Fifth Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model, MM5* (Dudhia, 1993, Grell et al., 1994), puesto que sus salidas han servido para complementar los datos observacionales recogidos por la instrumentación.

2.2 Área de Estudio

El S.C. está situado en el centro de la Península Ibérica, con una longitud aproximada de 600 km y una dirección según el eje SW – NE. Se extiende desde el centro de Portugal hasta

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

el Sistema Ibérico y representa la división natural entre Castilla y León, al N, y Extremadura, Madrid y Castilla la Mancha, al S. Además, esta cordillera se subdivide en varias sierras, como son: la Serra da Estela (en Portugal); la Sierra de Gredos (donde se sitúa el pico Almanzor, la cima más alta del S.C. con 2592 m); la Sierra de Guadarrama; y la Sierra de Ayllón. Las campañas experimentales se desarrollaron en la Sierra de Guadarrama, también conocida como Sierra de Madrid por su proximidad a la capital. Esta sierra divide las provincias de Segovia, Ávila y Madrid, y su pico más alto es el Peñalara, de 2430 m de altura. Además, presenta otras cimas de envergadura, como Siete Picos (2138 m), Montón de Trigo (2154 m), Peña del Oso (2196 m), o el pico Pasapán (2003 m). En la Figura 2.1 se muestra el área de estudio.

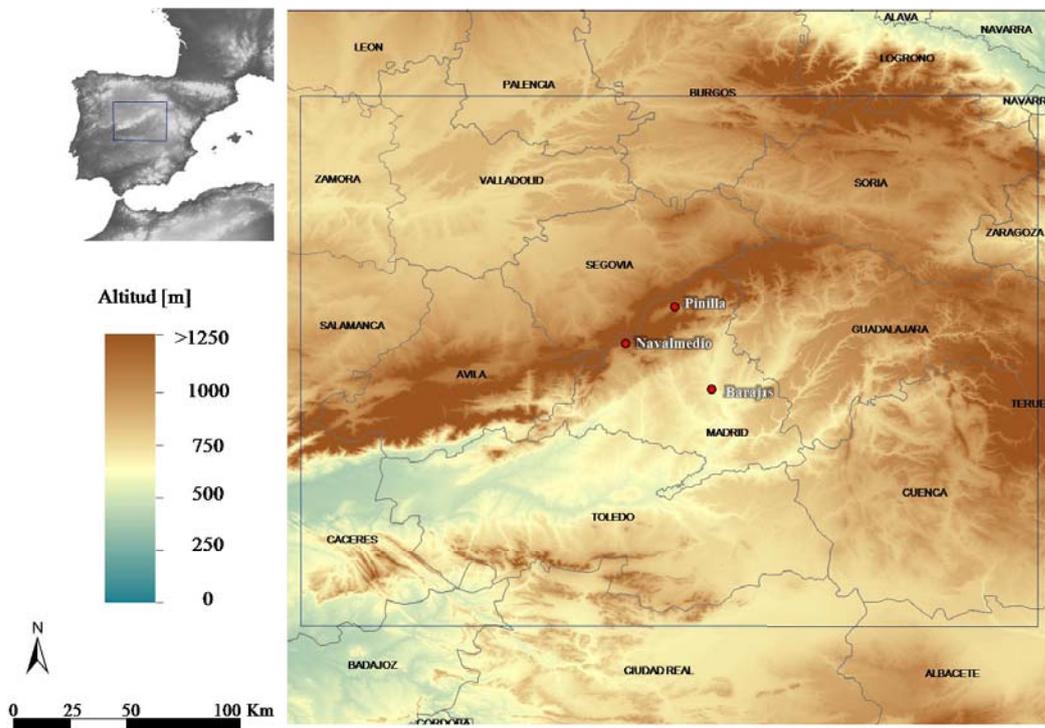


Figura 2.1: Área de estudio.

La instrumentación, ubicada en lo que se denominó Centro Experimental de la Fase Atmosférica (CEFA), se instaló en terrenos del CYII. El CEFA se localizó junto al embalse de Navalmedio durante las dos primeras campañas (2008-2009 y 2009-2010) y junto al de Pinilla, a 30 km al E de Navalmedio, en la campaña 2010-2011 (Tabla 2.1).

Tabla 2.1: Localización geográfica de los centros de toma de datos.

Localización	Coordenadas	Altitud (m)
Navalmedio	40° 44' 55" N, 4° 2' 16" W	1294
Pinilla	40° 56' 48" N, 3° 46' 34" W	1090

La presa de Navalmedio se encuentra en la vertiente SE de Siete Picos y en las cercanías de un cordal montañoso que comienza en la Bola del Mundo (2265 m) y que separa este valle del de la Barranca. Tiene una capacidad de 11 hm³ y una superficie de 93 ha. Su función es regular las aguas del río para trasvasarlas a la presa de Navacerrada. El embalse de Pinilla se ubica en el Valle del Lozoya y está rodeado por montañas de más de 2000 m al N, y de alrededor de 1700 m al S. Su capacidad y extensión son mucho mayores que las de Navalmedio, pudiendo almacenar hasta 38 hm³ de agua en un área de 480 ha. Entre sus funciones destacan el abastecimiento de agua potable a los pueblos cercanos y la producción de energía hidroeléctrica.

En la región de estudio existe una diversidad climática considerable, no sólo a causa de la altitud y efectos orográficos, sino también por su situación y orientación que la convierten en una divisoria climática. Hay que tener en cuenta la frecuente irrupción de las masas de aire frío del NW y de las cálidas del SW, cuyos efectos meteorológicos son normalmente opuestos en ambas vertientes. Según la clasificación Köppen (Kottek et al., 2006), el entorno del S.C. se caracteriza por un clima mediterráneo templado con veranos secos y una temperatura media del mes más cálido inferior a 22 °C (clima tipo *Csb*), mientras que en las cumbres más elevadas se da un clima templado con medias del mes más frío inferiores a -3 °C (tipo *D*). La variabilidad climática también se debe al efecto protector del S.C. respecto a los vientos fríos, que se manifiesta por una diferencia de temperatura entre la vertiente meridional y septentrional, tanto en invierno como en verano, de unos 4 °C.

Los principales centros de acción que condicionan la meteorología de la zona son: (a) el frente polar, que descarga sus masas de aire húmedas, y (b) el anticiclón de las Azores. En invierno las zonas de alta presión de carácter térmico que aparecen sobre Castilla la Mancha dan a la región un tiempo seco y frío con frecuentes nieblas, que llegan a ser persistentes.

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

La estación meteorológica de Navacerrada, en la Sierra de Guadarrama, da una aproximación a la climatología del S.C. Los datos recogidos desde 1962 indican que los meses invernales son fríos con una frecuencia elevada de temperaturas negativas (Figura 2.2). Respecto a la pluviometría, en la Figura 2.3 se aprecia que la época más lluviosa es la primavera, seguida del otoño. Son las estaciones en las que llegan las masas de aire polar marítimo asociadas al frente polar. En invierno, la aparición frecuente de anticiclones térmicos sobre la región provocan un tiempo seco, soleado y frío, con nieblas persistentes.

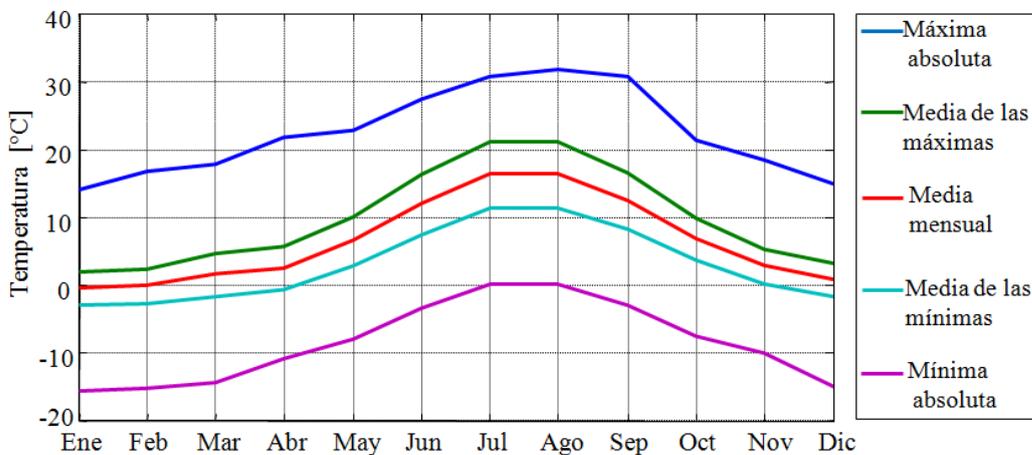


Figura 2.2: Evolución mensual de las temperaturas en el Puerto de Navacerrada (facilitado por el Dr. Francisco Valero de la Universidad Complutense de Madrid).

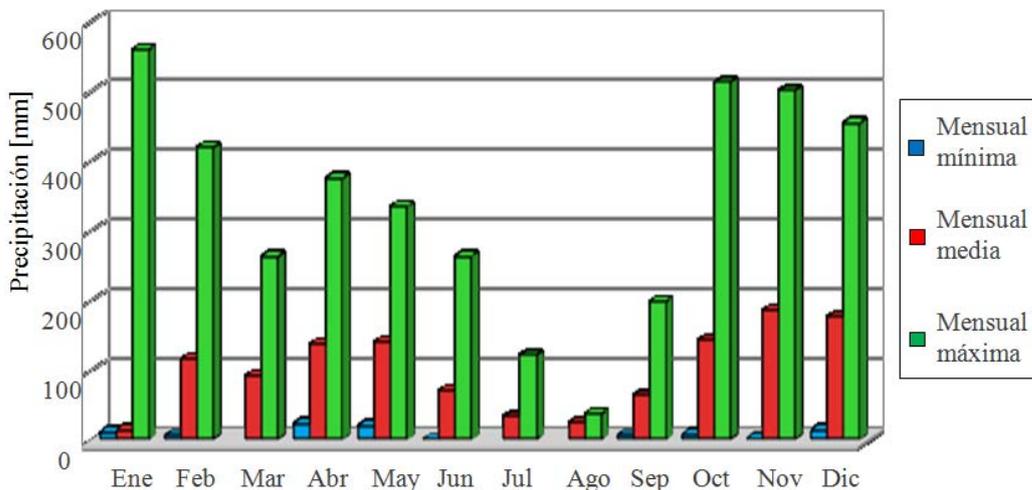


Figura 2.3: Evolución mensual de las precipitaciones máximas, mínimas y medias en el Puerto de Navacerrada (facilitado por el Dr. Francisco Valero de la Universidad Complutense de Madrid).

Los datos de la estación de Navacerrada indican, además, que el número medio de días con precipitación de nieve es de unos 55 al año, aunque existe una gran variabilidad inter-anual. El espesor medio acumulado anualmente es de 50 cm. Sin embargo, tanto el número de días con precipitación en forma de nieve como el espesor acumulado tienden a disminuir durante los últimos 30 años (Figura 2.4).

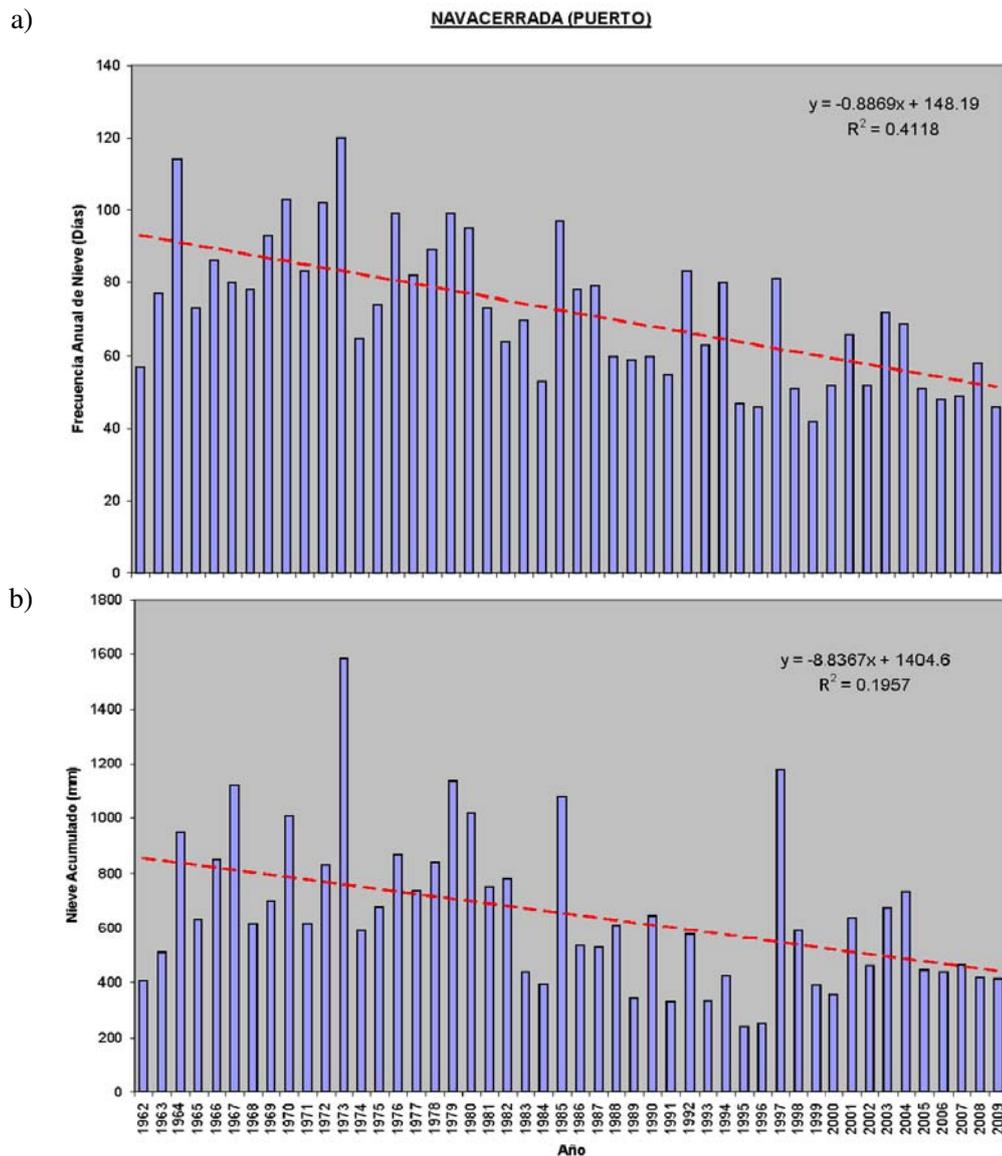


Figura 2.4: (a) Número de días de nieve y (b) evolución temporal de la nieve acumulada entre 1962 y 2009.

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

2.3 Instrumentación

Las campañas experimentales realizadas en el S.C. han permitido recopilar gran cantidad de información meteorológica, ya que durante las mismas se han tomado datos diarios de aerosoles (sonda PCASP-X) y núcleos de congelación (cámara de nubes); y de forma continua del campo de vientos en la capa límite (sodar), de la precipitación (disdrómetro PMI GBPP-100), de los perfiles verticales de temperatura, humedad y contenido de agua líquida (radiómetro), y de las condiciones ambientales en superficie (estación meteorológica).

De forma complementaria, se han simulado los días en que se registró precipitación en forma de nieve con el modelo numérico *MM5*. Es conveniente recordar que estos días son de especial interés por presentar unas condiciones meteorológicas similares a los días de los vuelos experimentales de la campaña 2011-2012.

Para el desarrollo de esta Memoria, se han utilizado los datos del radiómetro y de las simulaciones numéricas. Asimismo, los datos recogidos por el disdrómetro han servido para identificar periodos de precipitación. La identificación de estos periodos es fundamental para validar los perfiles radiométricos, puesto que su calidad puede verse comprometida en situaciones de precipitación (ver Sección 3.2). Puntualmente, también se ha utilizado la información recogida por la estación meteorológica instalada en el CEFA, y la instalada en el Observatorio de la AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) del Puerto de Navacerrada. Esta información se ha empleado únicamente para complementar la descripción sinóptica de los casos de estudio que se muestran en la Sección 5.1.

2.3.1 Radiómetro

Las observaciones verticales de temperatura y humedad son claves para la caracterización del estado termodinámico básico de la atmósfera. Estas variables definen la estabilidad estática y la inhibición de convección debida a la presencia de inversiones de temperatura, que a su vez determinan el transporte vertical de calor, humedad y momento entre la superficie, la capa límite, y el resto de la troposfera. Hasta hace algo más de 15 años, la única instrumentación fiable en la medición de estos perfiles han sido los radiosondeos. Éstos son capaces de medir los perfiles verticales de presión, temperatura, humedad y velocidad horizontal del viento hasta unos 20-30 km de altura, y normalmente son lanzados entre 1 y 4 veces al día. En España sólo existen 7 estaciones de radiosondeo, y las sondas

se lanzan de forma operativa sólo dos veces al día debido a su elevado coste (a las 0000 y 1200 UTC). Entre ambas horas pueden suceder numerosos fenómenos meteorológicos de corta duración, como movimientos de frentes, desarrollo de nubes convectivas, etc., que no pueden ser detectados por las sondas.

Los sistemas de teledetección pasiva como el radiómetro de microondas multicanal obtienen perfiles verticales de forma continua y con un bajo coste de operatividad. El radiómetro mide la intensidad de radiación emitida por las partículas de oxígeno, de vapor de agua y de agua líquida presentes en la atmósfera y la convierte en variables como temperatura, densidad de vapor, contenido de agua líquida (*Liquid Water Content, LWC*), o cantidades integradas de vapor de agua (*Integrated Water Vapor, IWV*) y de agua líquida (*Liquid Water Path, LWP*). Aunque estas variables no se miden directamente, sí se pueden reconstruir a partir de las temperaturas de brillo recogidas por el radiómetro.

El radiómetro adquirido por el GFA, y utilizado en esta Memoria es el *Microwave Profiler 3000A, (MP – 3000A)*. Se corresponde con la cuarta generación de radiómetros del fabricante *Radiometrics Corporation*, pionero en el mundo en el desarrollo de esta tecnología. El instrumento consta de 35 canales de microondas distribuidos en dos bandas de frecuencias: una banda comprendida entre 22 y 30 GHz (21 canales), y otra entre 51 y 59 GHz (14 canales). El carácter multicanal del radiómetro hace que pueda proporcionar perfiles verticales de temperatura, humedad y contenido de agua líquida. A continuación se describen los aspectos más importantes para comprender cómo se obtienen estos perfiles a partir de la radiación de microondas emitida por la atmósfera. Puede encontrarse información más detallada en Janssen (1994) o Hewison (2007).

a) Principios de radiometría de microondas

El origen físico de la emisión de las microondas atmosféricas está en las rotaciones que efectúan ciertas moléculas. Esto produce transiciones entre niveles energéticos y, por tanto, emisión de radiación electromagnética. La utilización del intervalo espectral de las microondas (entre 1 mm y 100 cm) se debe a sus propiedades especiales en comparación con la radiación en el rango óptico, ya que no se ve afectada por la atenuación atmosférica y, en consecuencia, puede penetrar a través de las nubes o la niebla, siempre que no se produzcan episodios de lluvia intensa (Sobrino, 2001).

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

En la atmósfera, las principales fuentes de absorción y emisión de microondas son: el vapor de agua, el oxígeno y el agua líquida de la nube. Sus líneas espectrales determinan los canales de frecuencia en los que trabaja el radiómetro. El espectro del oxígeno incluye 33 líneas entre 51,5 y 67,9 GHz. La absorción es muy fuerte cerca del centro de esta banda de frecuencias, por lo que un canal que detecte radiación próxima al centro (~ 59 GHz) experimenta una absorción muy fuerte y no es capaz de penetrar en la atmósfera más allá de unos 300 m (Troitsky et al., 1993). Frecuencias más alejadas del centro experimentan una menor absorción, como un canal a 51 GHz que permite detectar emisiones atmosféricas procedentes de alturas de unos 10 km. Las diferencias de absorción entre los distintos canales de esta banda de frecuencias proporciona el principio para reconstruir los perfiles verticales de temperatura.

Por su parte, el vapor de agua tiene dos líneas de absorción: una a 22,235 GHz y otra a 183 GHz. El radiómetro *MP-3000A* trabaja con canales próximos a la primera frecuencia, más adecuada en zonas relativamente húmedas (Radiometrics, 2008). La atmósfera es ópticamente delgada en el entorno de esta frecuencia, incluso en el centro de máxima absorción. Esto conlleva que la radiación observada por un canal a 22,235 GHz sea la suma de las emisiones de toda la vertical atmosférica. Sin embargo, los canales más alejados de esta frecuencia experimentan una menor absorción y, por tanto, son menos sensibles al contenido de vapor de agua cerca de la superficie. Los diferenciales de absorción entre los distintos canales es el principio que permite reconstruir los perfiles verticales de humedad. Hay que tener en cuenta, sin embargo, que la intensidad de emisión de la atmósfera a estas frecuencias no sólo depende de la densidad de vapor, sino también de la temperatura. Esto lleva a que el perfil de vapor sólo se pueda reconstruir una vez conocido el perfil de temperatura.

Respecto al agua líquida, dependiendo de la cantidad presente en la atmósfera, su emisión puede dominar la señal de microondas en la ventana de 30-50 GHz. La emisión continua no resonante del agua líquida hace que los canales a dichas frecuencias proporcionen poca información de su distribución vertical, pero sí de la cantidad integrada de agua líquida total presente en la columna de aire (*LWP*). En la Figura 2.5 se muestran los espectros de absorción del oxígeno, el vapor de agua y el contenido de agua líquida entre 10 y 80 GHz para unas condiciones ambientales concretas.

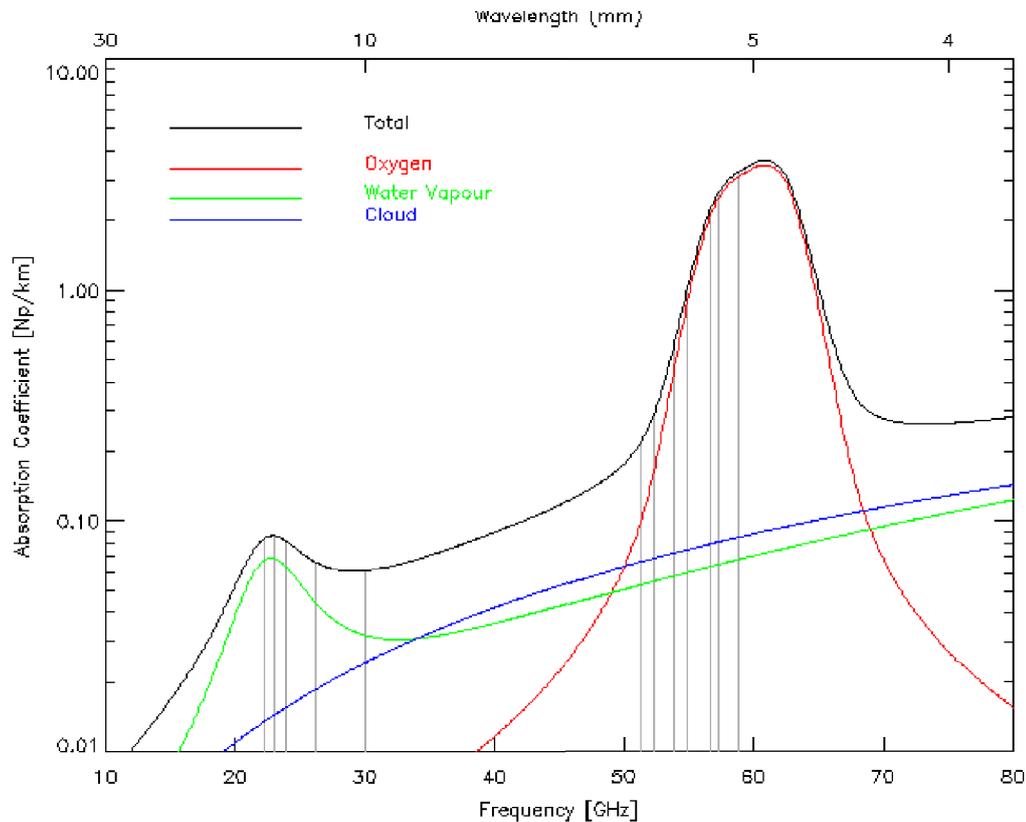


Figura 2.5: Modelo de absorción de Rosenkranz (1998) para condiciones típicas en superficie ($T = 288,15$ K, $p = 1013,25$ hPa, $RH = 100\%$ y $L = 0,2$ g m⁻³). Las líneas grises indican el centro de algunas de las frecuencias de los canales del radiómetro MP – 3000A (Hewison, 2007).

b) Modelo de transferencia radiativa y reconstrucción de perfiles

Los datos de salida del radiómetro son intensidades de radiación recibidas por los diferentes canales y expresadas en temperaturas de brillo (T_b). Estas T_b no aportan, en sí mismas, información sobre las condiciones atmosféricas, sino que han de ser convertidas en variables termodinámicas. A este proceso se le denomina “reconstrucción” (*retrieval*) y presenta un *ill-posed problem*: no existe una única solución que encaje con un conjunto de observaciones. Es decir, no existe un único perfil atmosférico para un grupo de T_b específico. La única solución a este problema es cubrir la variabilidad atmosférica, aportando información “a priori” a partir de datos climatológicos pasados (radiosondeos), datos de modelización o

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

datos de observación. Por tanto, se requiere de un modelo “hacia adelante” para transformar los perfiles pasados de temperatura, humedad y agua líquida en una magnitud de radiancia (T_b). Este modelo es el que se conoce como Modelo de Transferencia Radiativa (*Radiative Transfer Model, RTM*) desarrollado por primera vez por Chandrasekhar (1960). Las predicciones del *RTM* dependen de las variables atmosféricas de entrada, de la frecuencia del radiómetro (ν), el ángulo cénit (θ) y las condiciones iniciales dadas por la temperatura efectiva de radiación del cuerpo negro (T_{cmb}). La Figura 2.6 ilustra el método de obtención de un perfil de T_b mediante el *RTM*.

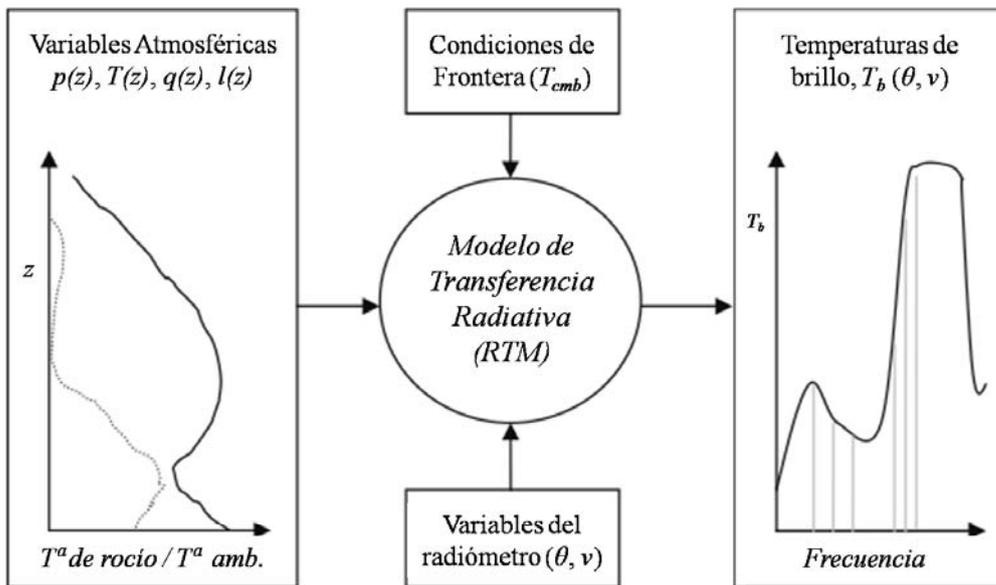


Figura 2.6: Diagrama del método de estimación de observaciones a partir de un perfil atmosférico utilizando el modelo de transferencia radiativa (adaptado de Hewison, 2007).

Una vez está “entrenado” con datos climatológicos pasados, el radiómetro convierte las observaciones de radiancias en perfiles termodinámicos mediante diferentes técnicas de reconstrucción. La empleada por el radiómetro *MP – 3000A* es la red neuronal desarrollada por Solheim et al. (1996) y conocida como “Simulador de Redes Neuronales de Stuttgart”. Como resumen, la técnica de las redes neuronales permite disponer de una regresión $x = f(y)$, donde y representa el vector de las observaciones (T_b) y x el de los perfiles verticales atmosféricos. Tras obtener T_b , la red neuronal reconstruye el perfil vertical de la atmósfera en términos de temperatura, humedad y contenido de agua líquida.

El principio de la reconstrucción de perfiles es la diferencia de absorción entre canales. El perfil de temperatura se obtiene a partir de las diferencias de absorción entre los canales de la banda V (51-59 GHz), y el de densidad de vapor a partir de las diferencias entre los canales de la banda K (22-30 GHz).

c) Componentes del radiómetro

El radiómetro de microondas consta de un radomen, un espejo de escaneo plano, una antena gaussiana y dos receptores de microondas (uno para la banda K y otro para la banda V). La antena está formada por una lente dieléctrica, una rejilla polarizada y dos *feedhorns* de alimentación que transmiten la señal a dos receptores independientes: el de temperatura (banda V) y el de vapor de agua (banda K). Además, incluye sensores de presión atmosférica, temperatura y humedad en superficie, un sensor de precipitación, un radiómetro de infrarrojos y un receptor GPS. En la Figura 2.7 se muestran los elementos principales que componen el radiómetro.

La radiación emitida por la atmósfera atraviesa el radomen y es reflejada por el espejo que la envía hacia la antena. La lente de la antena dirige la señal hacia los *feedhorns* asociados con cada receptor. La rejilla polarizada separa la energía de microondas en dos vías, de forma que las ondas polarizadas verticalmente pasan hacia el receptor de banda K, y las polarizadas horizontalmente pasan a la banda V. El primer receptor consta de 21 canales y el segundo, de 14. Una vez éstos reciben la señal, la convierten en una banda de infrarrojo común. El módulo de infrarrojo (sintetizador de frecuencias) amplifica, filtra y detecta la señal, que luego es digitalizada por el procesador de banda (*Baseband Processor, BBP*) incorporado en el instrumento. Se puede encontrar información más detallada sobre todos los elementos del radiómetro y su funcionamiento en Radiometrics (2008).

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

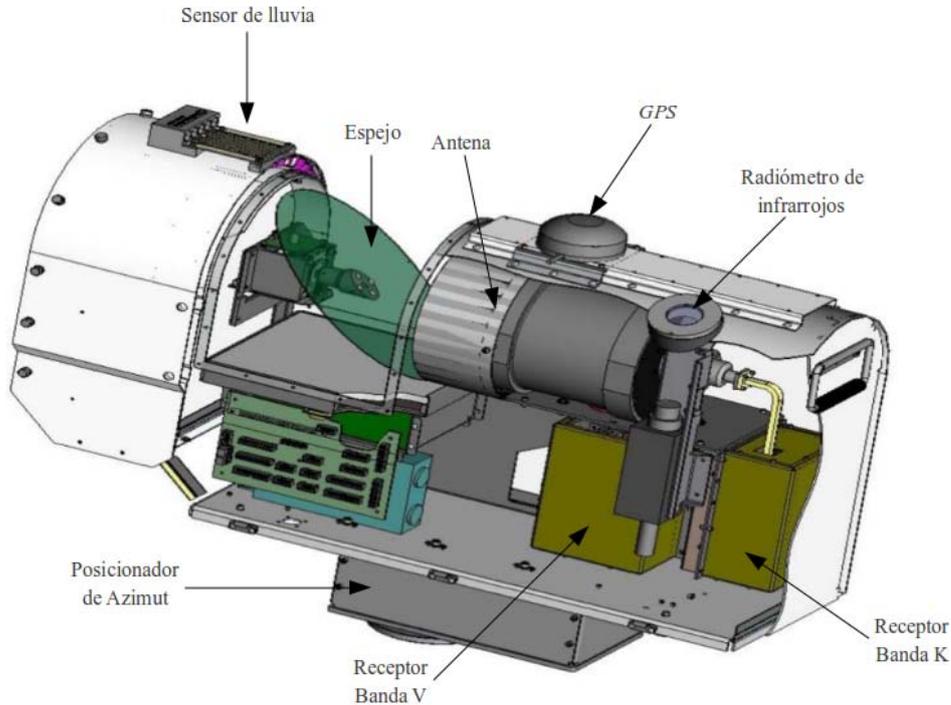


Figura 2.7: Principales elementos que componen el radiómetro *MP – 3000A*.

El radiómetro también presenta algunas limitaciones asociadas. La calidad de sus reconstrucciones depende de factores como la existencia de transmisores de radio que emitan en frecuencias próximas a las medidas por el radiómetro, la radiación solar, los datos empleados en el entrenamiento del radiómetro, y la presencia de agua líquida en el radomen.

Para no tener interferencias con ningún repetidor de ondas, el instrumento se instaló en lugares alejados de cualquier transmisor. Por otra parte, el Sol, como cuerpo negro, emite en todas las frecuencias y, por tanto, también en el rango de medida del radiómetro. Para no tener un error de medida de las T_b por radiación solar, se evitó hacer observaciones en la dirección de $\pm 15^\circ$ respecto a la posición del Sol, tal y como recomienda el fabricante. Además, al haber realizado las mediciones en invierno, y en posición cénit, se ha minimizado el riesgo de recibir microondas en ese ángulo de inclinación.

Los datos utilizados para el entrenamiento del radiómetro constan de 10 años de series de radiosondeos de las estaciones de Madrid, Denver (Estados Unidos) y A Coruña. La ausencia de datos de radiosondeo en altitudes cercanas a las del radiómetro en la Península Ibérica ha llevado a la inclusión de los datos de la estación de Denver, que está ubicada a

una altura y latitud similares a las del lugar de colocación del radiómetro.

Para minimizar el efecto del agua sobre el radomen, además de estar tratado con una capa hidrofóbica, lleva adjunto un potente sistema ventilador que limpia su superficie (*superblower*). Además, durante las campañas se comprobó diariamente que no se hubieran acumulado gotas y/o hielo sobre el radomen, y que el ventilador estuviera funcionando correctamente.

Otra posible fuente de error es una incorrecta calibración de la temperatura del “ruido de los diodos” (*noise diode temperature, T_{nd}*). Para evitarlo se han seguido las instrucciones del fabricante, calibrando dichas temperaturas diariamente mediante el método TIP², y al comienzo de cada campaña mediante el uso de nitrógeno líquido (Radiometrics, 2008).

2.3.2 Disdrómetro

La calidad de los datos del radiómetro puede verse comprometida durante periodos de precipitación. Por este motivo, el instrumento lleva incorporado un sensor de lluvia que indica los instantes en que ha caído agua sobre el radomen. Sin embargo, este sensor sólo detecta lluvia intensa y no es sensible a la caída de nieve ni de lluvia débil. Para detectar todo tipo de precipitación, se ha instalado un disdrómetro PMI GBPP-100 junto al radiómetro, ya que mide todas las partículas precipitantes con diámetros de entre 0,2 y 12,4 mm.

El funcionamiento de este disdrómetro se basa en el efecto que produce el paso de una partícula a través de un haz de rayos láser de He-Ne. El transmisor produce el haz de rayos, plano y horizontal, que es convertido por el receptor en una señal eléctrica (voltaje). Cuando un hidrometeoro atraviesa el haz, la señal cambia disminuyendo el voltaje. Este cambio es convertido, mediante la función de transferencia correspondiente, a un tamaño de hidrometeoro (Figura 2.8).

Consta de 64 canales y tiene un rango de medida que va desde 0,2 mm hasta 12,4 mm, con una resolución de 200 μm en cada canal. En el archivo de salida se almacena el número acumulado de partículas precipitadas durante intervalos de 10 segundos para cada uno de los canales.

²El método de calibración TIP mide la atenuación atmosférica a diferentes ángulos de elevación y sólo es aplicable a los canales de banda K.

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

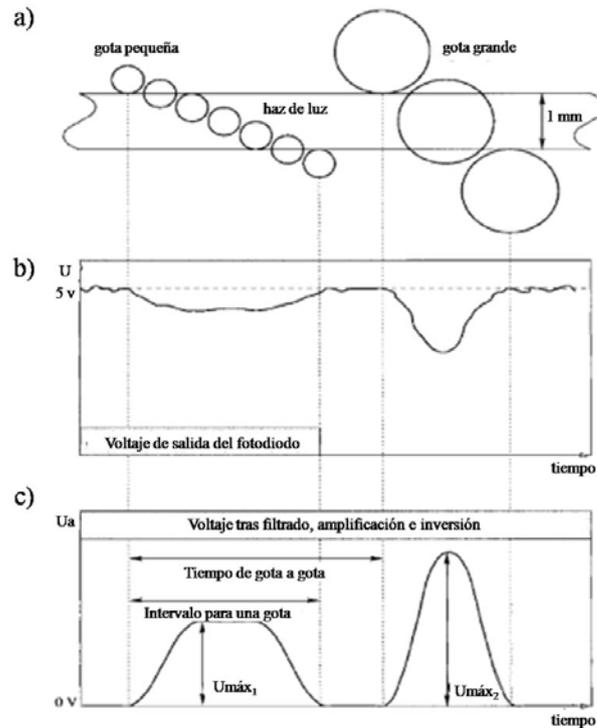


Figura 2.8: Esquema conceptual sobre el funcionamiento del disdrómetro. Se representan: (a) las partículas que atraviesan el haz de luz; (b) el cambio de voltaje detectado por el receptor; y (c) el cambio del voltaje una vez suavizado e invertido (adaptado de Löffler-Mang y Joss, 2000).

2.3.3 Satélite MSG-2

Como se ha comentado en la Sección 1.3.2, el estudio de ondas de gravedad está supeditado al análisis de los efectos que éstas producen sobre las variables atmosféricas. Una de las técnicas más empleadas para la detección de OM es la visualización de imágenes de satélite porque permiten identificar uno de los efectos más comunes de estas ondas: la formación de nubes lenticulares estacionarias a sotavento de las montañas.

Así, para la identificación de situaciones con OM se han utilizado las imágenes proporcionadas por el Meteosat-9, también conocido como MSG-2, puesto que es el segundo de una serie de 4 satélites Meteosat de Segunda Generación (MSG). Es de tipo geoestacionario y está centrado sobre el Ecuador y el meridiano de Greenwich. Entre su equipamiento se encuentra el *SEVIRI* (*Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager*), un instrumento encargado de escanear la superficie terrestre y la atmósfera cada 15 minutos. El *SEVIRI*

posee doce canales espectrales. Ocho de ellos reciben señal en el infrarrojo térmico, proporcionando datos sobre las temperaturas de las nubes, los continentes y los océanos. De los cuatro restantes, tres son canales solares y el último es un canal visible de alta resolución (1 km de resolución horizontal) (Schmetz et al., 2002). Es precisamente este canal el empleado para detectar situaciones con OM por tener la mejor resolución espacial y por permitir identificar con mayor claridad las estructuras lenticulares en comparación con las imágenes de infrarrojo. La única limitación es que estas situaciones sólo pueden estudiarse durante las horas diurnas.

Por otra parte, los datos digitalizados de las imágenes de infrarrojo hacen posible analizar cuantitativamente las temperaturas de los techos de nube (Ralph et al., 1997), algo que no es posible con las imágenes del visible. En este trabajo se ha utilizado el canal de infrarrojo de $10,8 \mu\text{m}$ para calcular dichas temperaturas, y se han combinado con los datos del radiómetro para conocer la altura del techo de las nubes observadas (ver Sección 5.3.1).

2.4 Modelo numérico mesoescalar *MM5*

El estado termodinámico de la atmósfera se ha estudiado tradicionalmente a partir de los datos proporcionados por radiosondeos. Como se ha comentado anteriormente, es una instrumentación costosa, que suele lanzarse dos veces al día en localizaciones muy distancias entre sí. Esta baja resolución espacial y temporal hace que aporten una información limitada acerca del estado real de la atmósfera. Algunos instrumentos de reciente aplicación, como el radiómetro multicanal, mejoran notablemente la resolución temporal, con una precisión equiparable a la de un radiosondeo (ver Capítulo 3). Sin embargo, la resolución horizontal sigue siendo un inconveniente cuando se quieren estudiar procesos meso y microescalares. Las OM son uno de esos procesos, cuyo estudio está condicionado a la existencia de un radiosondeo a barlovento en el momento en que las ondas están teniendo lugar. En caso contrario, es muy difícil identificarlas con datos observacionales y, si bien el radiómetro ayuda a comprender el grado de estabilidad estática de la atmósfera, no aporta ninguna información relativa a la dinámica atmosférica.

Una forma de corregir esta limitación es la utilización de modelos numéricos, que dan una aproximación a la evolución real de la atmósfera y proporcionan información detallada de un gran número de variables dinámicas y estructurales. Sin embargo, antes de realizar

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

cualquier análisis con los resultados numéricos es primordial verificar y contrastar dichos resultados con datos observacionales (Fita, 2008).

Para el estudio de las OM sobre el S.C. se ha trabajado con el modelo *MM5*. Fue desarrollado en los años 70 por Anthes y Warner (1978) y ha pasado a ser uno de los más empleados en meteorología.

A diferencia de los modelos globales, que simulan la dinámica atmosférica para todo el planeta, el *MM5* permite realizar simulaciones en áreas o dominios de interés, mejorando la resolución espacial y temporal respecto a los modelos globales. A este tipo de modelos se les denomina de área limitada (*Limited Area Models, LAM*).

Otra de sus cualidades es que se trata de un modelo no hidrostático, por lo que incluye una ecuación de pronóstico para los movimientos verticales. De este modo, considera directamente los procesos de empuje vertical y las perturbaciones dinámicas de presión. Además, tiene la capacidad de anidar hasta 9 dominios simultáneamente, que pueden interactuar en dos direcciones (*two-ways nesting*) o en una sola dirección (*one-way nesting*).

El *MM5* se caracteriza por tener una malla horizontal del tipo *Arakawa-Lamb* de diferenciación entre los escalares y los vectores. Las magnitudes escalares se definen en el centro de cada rejilla, mientras que las vectoriales se definen en las esquinas (Figura 2.9a). En la discretización vertical se emplean coordenadas normalizadas sigma (σ), que varían de 1 (superficie) a 0 (techo del dominio). Estas coordenadas siguen el contorno del terreno en sus niveles más bajos y coinciden con el nivel de presión en el techo del dominio (Figura 2.9b). Así, en cada punto de la rejilla la altura a la que corresponda cada nivel será diferente dependiendo de la altura del terreno. Las coordenadas sigma son adimensionales y se definen como

$$\sigma = (p_0 - p_t)/(p_{s0} - p_t) \quad (2.1)$$

donde p_0 es la presión en un punto, p_t la presión en el techo del dominio y p_{s0} la presión en superficie.

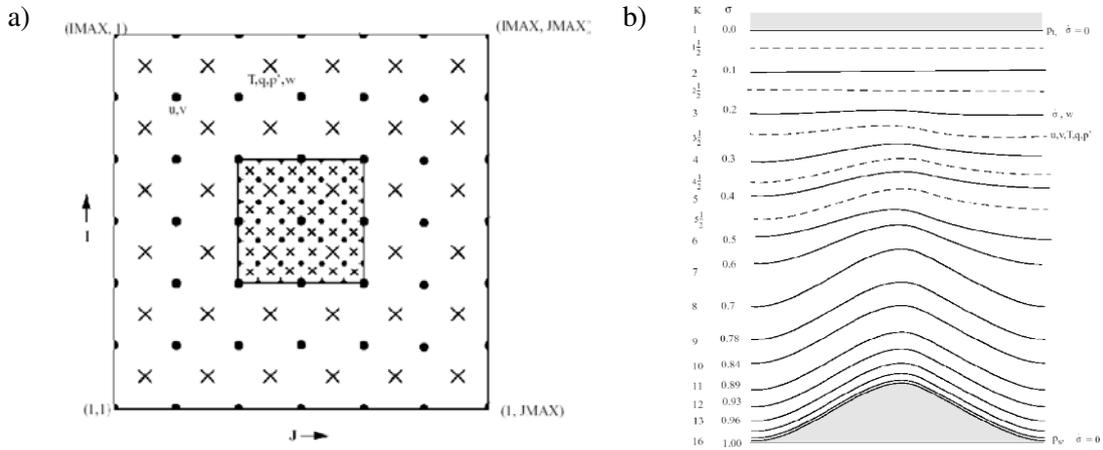


Figura 2.9: (a) Malla horizontal de tipo Arakawa-Lamb. Los puntos representan las esquinas de cada rejilla (magnitudes vectoriales), y las cruces su centro (magnitudes escalares). (b) Estructura vertical del modelo. Las líneas discontinuas indican los niveles sigma medios, y las líneas sólidas los niveles sigma (Grell et al., 1994).

Al tratarse de un modelo no hidrostático, sus ecuaciones de dinámica de fluidos tienen en cuenta los movimientos verticales de las masas de aire y, por tanto, los cambios de presión debidos a turbulencia o convección. Esto hace que el modelo sea muy útil en simulación mesoescalar, donde los procesos convectivos adquieren relevancia.

La dinámica de un sistema continuo como la atmósfera viene dada por las ecuaciones básicas (Stull, 1988): movimiento en las tres componentes del viento (u, v, w), temperatura (T), humedad (q) y presión (p).

A continuación se muestran las ecuaciones básicas en su versión seca.

- Presión:

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot \mathbf{v} = - \mathbf{v} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left(\frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_0 \right) \quad (2.2)$$

donde p' es la perturbación no hidrostática de la presión hidrostática ($p_0, p = p_0 + p'$); ρ_0 es la densidad hidrostática; g es la aceleración de la gravedad; w es la velocidad vertical; $\gamma = c_p/c_v$ (donde $c_{p(v)}$ es el calor específico del aire a presión (volumen) constante); \mathbf{v} es el vector velocidad (u, v, σ); ∇ es el operador diferencial ($\partial_x, \partial_y, \partial_\sigma$); \dot{Q} representa el intercambio de calor con el ambiente; T_0 es la temperatura del

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

término de flotabilidad ($\rho_0 = p_0/R_d T_0$); θ_0 es la temperatura potencial de referencia; y D_0 el término de disipación de calor de viscosidad y turbulencia.

- Movimiento horizontal (componente x):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{v} \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \cos \alpha - \frac{uw}{r_{earth}} + D_u \quad (2.3)$$

donde m es el factor de escala del mapa; p^* es la diferencia de presión entre superficie y techo del modelo ($p^* = p_{surf} - p_{top}$); f es el término de Coriolis; $u \frac{\partial m}{\partial y}$, $v \frac{\partial m}{\partial x}$ y r_{earth} son los términos de curvatura terrestre; $e = 2\Omega \cos \lambda$ es la componente de Coriolis (λ es la latitud); $\alpha = \phi - \phi_c$, donde a su vez ϕ es la longitud, y ϕ_c es la longitud central. D_u es el término de disipación debido a la fricción y turbulencia siguiendo la componente x .

- Movimiento horizontal (componente y)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{v} \cdot \nabla v + u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \sin \alpha - \frac{vw}{r_{earth}} + D_v \quad (2.4)$$

- Movimiento vertical (componente $z(\sigma)$):

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \rho_0 \rho \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{gp'}{\gamma p} = -\mathbf{v} \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{gR_d}{c_p} \frac{p'}{p} + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w \quad (2.5)$$

donde R_d es la constante del aire seco.

- Termodinámica:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{Q}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_0 \quad (2.6)$$

Las variaciones térmicas son derivadas de las advecciones térmicas (primer término de la ecuación), dinámica de fluidos (segundo término), flujo de calor (tercer término), y efectos de dispersión por fricción y turbulencia (último término).

Además de resolver las ecuaciones fundamentales de la dinámica de fluidos, el modelo dispone de varios conjuntos de parametrizaciones que dan cuenta de los procesos que no se pueden resolver explícitamente cuando la resolución es baja. Entre estos procesos están: la formación de cúmulos, los que afectan a la capa límite o la microfísica de nubes. La variabilidad de los esquemas de parametrizaciones confiere al modelo una gran versatilidad y la capacidad de simular escenarios muy diferentes. Sin embargo, no todas las combinaciones son posibles para todos los estudios. La selección de una combinación respecto a otra depende de (a) la situación que se va a estudiar, (b) el área de estudio seleccionada, y (c) la experiencia del propio investigador.

El esquema general de funcionamiento del *MM5* consiste en un conjunto de módulos que se ejecutan secuencialmente. El primer paso es la definición de los dominios geográficos que se desean simular. Esto se lleva a cabo a través del módulo *TERRAIN*, que además define la topografía, el tipo de vegetación y los usos del suelo de los dominios creados. Asimismo, calcula las coordenadas de la malla horizontal, los factores de escala de los mapas y el parámetro de Coriolis.

Tras la definición de los dominios, el módulo *REGRID* fija las condiciones iniciales y de frontera del dominio más grande, adaptando los valores de entrada a las rejillas definidas en *TERRAIN*. El siguiente módulo, *INTERPF*, transforma las coordenadas verticales de presión a coordenadas normalizadas sigma y, a continuación, realiza el cálculo del estado base, necesario para la inicialización del modelo. Al ejecutar este módulo, se obtienen tres archivos: uno de condiciones iniciales que contiene los campos 2D y 3D, otro de condiciones de contorno, y un tercero de condiciones del suelo.

Una vez fijadas las condiciones iniciales, se ejecuta el módulo *MM5*. Es en este paso cuando se definen las parametrizaciones más adecuadas al caso de estudio. Este módulo es, por tanto, el que ejecuta la simulación. El tiempo de procesamiento depende, en gran medida, de la resolución espacial y temporal que se haya elegido.

Como resultado de la simulación se genera un archivo de salida en coordenadas sigma por cada dominio. Es posible volver a convertirlas a coordenadas de presión ejecutando el último módulo *INTERPB*.

2. DESCRIPCIÓN EXPERIMENTAL

2.5 Gestión de la base de datos

La gestión de los datos recopilados durante tres campañas experimentales ha sido uno de los grandes retos a los que se ha hecho frente para la elaboración de este trabajo. Cada uno de los instrumentos operativos recogía y almacenaba datos a intervalos de tiempo y en formatos muy dispares. Esto motivó la creación de un sistema personalizado de lectura de datos que hizo posible cruzar la información recogida por diferentes instrumentos.

Este sistema se ha basado en MATLAB[®], un software matemático que ofrece un lenguaje de programación propio (lenguaje M) y que permite trabajar con una gran cantidad de datos de forma rápida y fiable. También se ha utilizado para leer y representar las salidas del *MM5*. Se optó por este programa en vez de otros más específicos (e.g. RIP, Stoelinga, 2006; GrADS, Doty et al., 1995; Vis5D, Hibbard et al., 1999) porque de este modo los datos de las simulaciones se han podido comparar con las medidas observacionales de forma directa. MATLAB[®] tiene, además, un potente entorno gráfico que ha permitido generar la mayor parte de las figuras que se muestran en esta Memoria.

Validación del radiómetro

3.1 Introducción

Las mayores ventajas del radiómetro frente a los radiosondeos son su alta resolución temporal y su capacidad de tomar mediciones de forma autónoma. Sin embargo, las observaciones pueden verse comprometidas en presencia de precipitación y presentan una resolución vertical menor a la del radiosondeo. (Guldner y Spänkuch, 2001, Löhnert y Maier, 2012).

Guldner y Spänkuch (2001) investigaron la capacidad de este tipo de radiómetros para sondear de forma casi continua el estado termodinámico de la atmósfera. Encontraron una precisión de los perfiles de temperatura reconstruidos de $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ cerca de superficie, por encima de $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ a partir del primer kilómetro y en torno a $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 7 km. En el caso del vapor de agua, la precisión fue de $0,3\text{ g m}^{-3}$ en superficie. En altura, los valores alcanzaron un máximo de $1,2\text{ g m}^{-3}$ a 2 km. Más recientemente, Knupp et al. (2009) analizaron la capacidad de un radiómetro de microondas para caracterizar el ambiente en diferentes condiciones dinámicas meteorológicas. Seleccionaron una serie de eventos meteorológicos y analizaron los perfiles termodinámicos en continuo. Iassamen et al. (2009) estudiaron la distribución del vapor de agua troposférico en días despejados y días cubiertos, encontrando que las reconstrucciones radiométricas eran muy próximas a los valores obtenidos por radiosondeos operacionales.

3. VALIDACIÓN DEL RADIÓMETRO

En el contexto del proyecto TecoAgua se han llevado a cabo una serie de medidas dirigidas a caracterizar los procesos de precipitación invernales que tienen lugar en el S.C., y a mejorar la predictibilidad de las caídas de nieve en Madrid. Entre estas medidas se encuentran las tomadas por el radiómetro *MP – 3000A*, que permiten conocer el grado de estabilidad estática presente en la zona.

Este Capítulo se centra en la comparación de los perfiles termodinámicos reconstruidos por el radiómetro con los obtenidos por el radiosondeo del Aeropuerto de Madrid-Barajas (40° 30' N, 3° 34' E) durante tres campañas invernales comprendidas entre 2008 y 2011. Adicionalmente, se incluye un método de corrección basado en la regresión lineal que permite disminuir la incertidumbre de las reconstrucciones.

Los resultados de este Capítulo han llevado a la publicación del artículo *A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor by means of a ground-based microwave radiometer*, por la revista *Atmospheric Research*. Puede consultarse en el Anexo A adjuntado al final de esta Memoria.

3.2 Estratificación de los datos

El objetivo inicial ha sido determinar la validez de las reconstrucciones de temperatura (T) y densidad de vapor (ρ_{wv}) en cada nivel/perfil dados por el radiómetro. Hay que tener en cuenta que la calidad de los datos puede verse afectada por la precipitación líquida al poder producir ésta una alteración de la señal recibida (ver Sección 2.3.1). Algunos autores utilizan este hecho para establecer una estimación de la precipitación (e.g. Marzanos et al., 2002, 2006)

El radiómetro tiene incorporado un sensor de lluvia que marca presencia/ausencia de precipitación. Sin embargo, es poco sensible a precipitación de lluvia débil o de nieve, por lo que se ha complementado con la instalación del disdrómetro PMI-GBPP-100 junto al radiómetro.

Para realizar la comparación entre el radiómetro y el radiosondeo del Aeropuerto de Madrid-Barajas a las 0000 y a las 1200 UTC, se han tomado las reconstrucciones obtenidas entre las 2330 y las 0030 UTC para calcular los valores medios de los perfiles de temperatura y vapor de agua a las 0000 UTC. Análogamente, los perfiles medios de las

3.3 Resultados de la comparación de los perfiles

reconstrucciones a las 1200 UTC se han obtenido a partir de los datos recogidos entre las 1130 y las 1230 UTC.

La base de datos se ha estratificado en tres grupos diferentes:

- Grupo 1. Todos los perfiles verticales de T y ρ_{wv} a las 0000 y a las 1200 UTC independientemente de si se ha registrado o no precipitación sobre el radiómetro (el tamaño de la muestra, $N = 18304$ perfiles).
- Grupo 2. Recoge sólo aquellos perfiles en que no se ha registrado precipitación ($N = 6226$ perfiles).
- Grupo 3. Recoge sólo aquellos perfiles en que se ha registrado precipitación ($N = 2645$ perfiles).

Las reconstrucciones de la red neuronal proporciona datos a 58 niveles verticales que van desde superficie hasta los 10 km agl. La resolución vertical disminuye con la altura, pasando de 50 m entre superficie y 500 m, a 100 m entre 500 m y 2 km, y a 250 m entre 2 y 10 km. Así, se han tomado los valores de T y ρ_{wv} obtenidos en cada nivel y se han comparado con los correspondientes valores observados por el radiosondeo a esas mismas alturas. De este modo ha sido posible establecer una correlación entre la temperatura estimada por el radiómetro (T_{RD}) y la observada por el radiosondeo (T_{RW}) a cada nivel (i). Análogamente, se ha establecido una correlación entre la densidad de vapor del radiómetro ($\rho_{wv_{RD}}$) y la del radiosondeo ($\rho_{wv_{RW}}$) para cada uno de esos niveles.

3.3 Resultados de la comparación de los perfiles

Los resultados obtenidos de la comparación de T y ρ_{wv} para los tres grupos se muestran en las Figuras 3.1 a 3.3. Como se puede ver, los coeficientes de correlación de T han sido del orden de 1 para los tres grupos, y las pendientes en torno a 0,98. Para ρ_{wv} , los coeficientes de correlación han tenido valores de 0,94, 0,90 y 0,96 para cada uno de los tres grupos, y pendientes de 0,94, 0,91 y 1,00; respectivamente. Aunque, en general, los datos han presentado una alta correlación, en situaciones con precipitación y mayor concentración de vapor de agua, el ajuste ha sido mejor que en los perfiles sin precipitación.

3. VALIDACIÓN DEL RADIÓMETRO

Se puede concluir que apenas existen diferencias entre los tres grupos. Este resultado era esperado, considerando que en la mayoría de las ocasiones la precipitación registrada fue en forma de nieve y, en este estado, el agua no afecta a ninguna de las frecuencias a las que opera el radiómetro (Kneifel et al., 2010). Esto permite afirmar que las reconstrucciones obtenidas a lo largo de las tres campañas invernales pueden ser utilizadas independientemente de que hubiera o no precipitación.

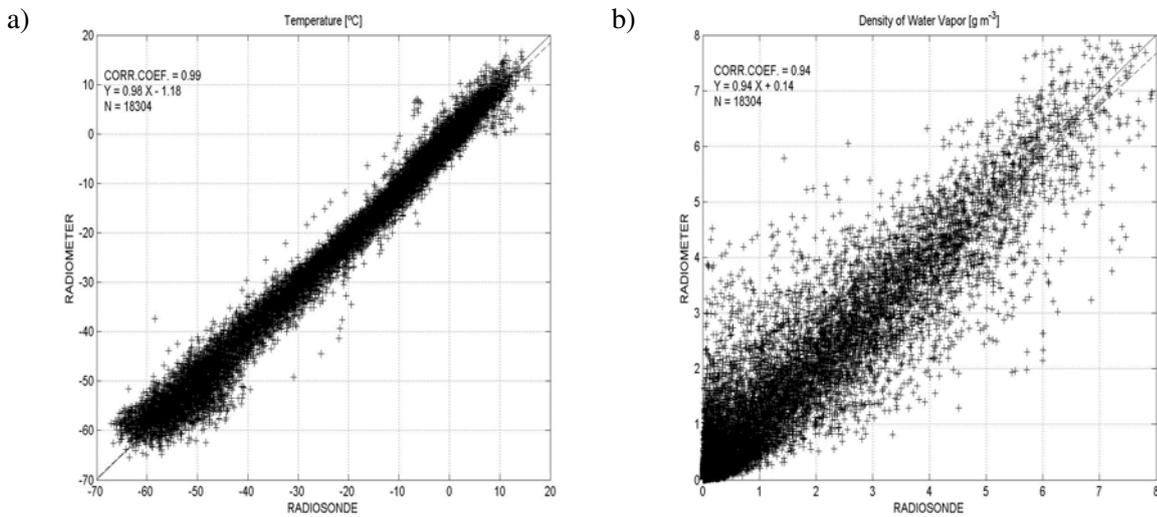


Figura 3.1: Comparación de los perfiles de (a) temperatura y (b) densidad de vapor del radiómetro y del radiosondeo para el grupo 1.

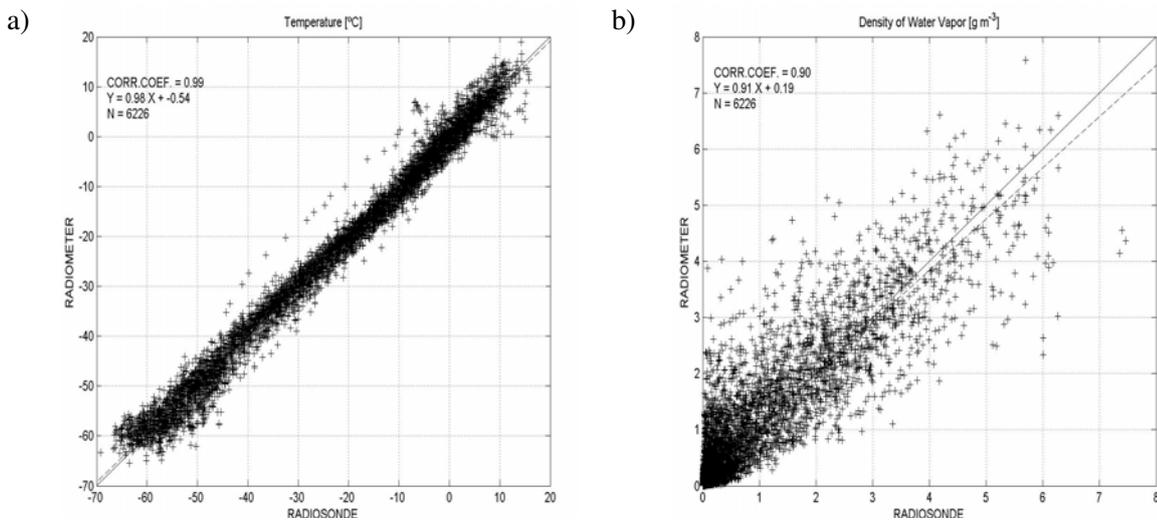


Figura 3.2: Igual que la Figura 3.1, pero para el grupo 2.

3.3 Resultados de la comparación de los perfiles

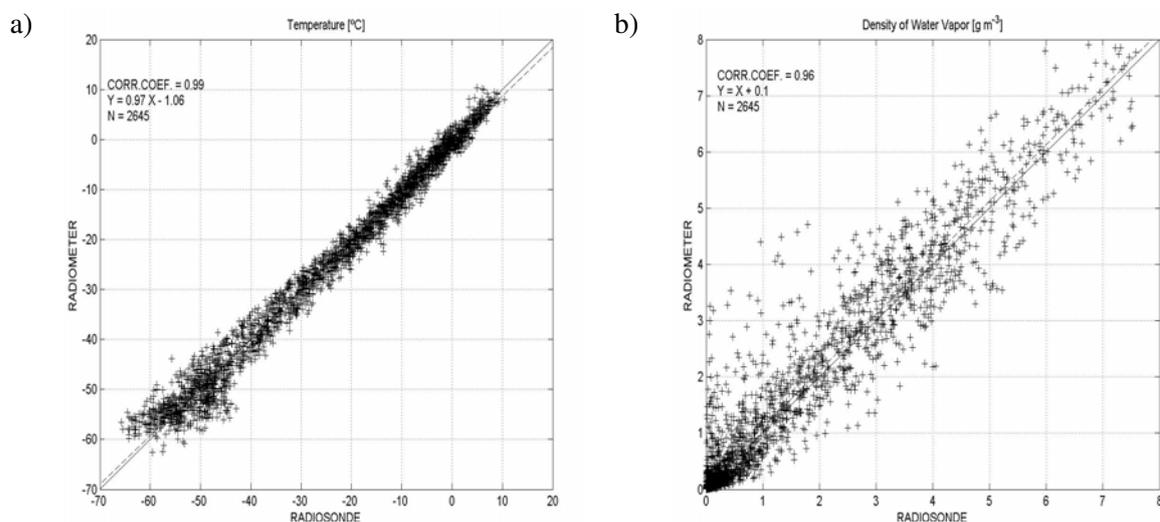


Figura 3.3: Igual que la Figura 3.1, pero para el grupo 3.

Por otra parte, se ha calculado el sesgo (*bias*), el error cuadrático medio (*rms*) y la desviación estándar de T y ρ_{wv} por niveles para determinar el grado de incertidumbre de las reconstrucciones. En las Figuras 3.4 a 3.6, se pueden ver los resultados para cada grupo, tanto para la temperatura como para la humedad. En los niveles más próximos a superficie, T ha presentado un *rms* mayor que a otros niveles, lo que es atribuible a las condiciones ambientales en la capa límite, que son diferentes en la localización del radiómetro y la del radiosondeo. Por encima de esta capa, T ha tenido un *rms* entre 1,5 y 3 °C, excepto en los niveles superiores a 10 km, cuando ha alcanzado los 4 °C. Así, los valores más bajos de *rms* se han encontrado en los niveles inferiores a 2,8 km. Parece claro que por encima de los 9 km, las reconstrucciones obtenidas por el radiómetro se alejan de las mediciones realizadas por el radiosondeo. En el caso de los *bias*, estos han presentado, de media, valores próximos a 0 °C, con una tendencia a ser negativos en los primeros 5 km. Las mayores diferencias se han registrado a alturas en torno a 3 km y, como se puede observar en las figuras, las reconstrucciones han tendido a subestimar los valores de T hasta 6 o 7 km. Por encima de ese punto, las reconstrucciones han pasado a sobrestimar T . En el análisis de las desviaciones estándar se puede ver que la variabilidad ha sido mayor en los perfiles del radiosondeo que en los del radiómetro, lo que parece indicar que los radiosondeos empleados han sido más sensibles a los cambios en los valores de las variables.

3. VALIDACIÓN DEL RADIÓMETRO

Al analizar los resultados de ρ_{wv} , los valores de rms obtenidos han sido muy satisfactorios, ya que a niveles bajos están por debajo de 1 g m^{-3} en los tres grupos, y los $bias$ están próximos a 0 en todos los niveles, siendo de algún modo peor en los niveles bajos que en los superiores.

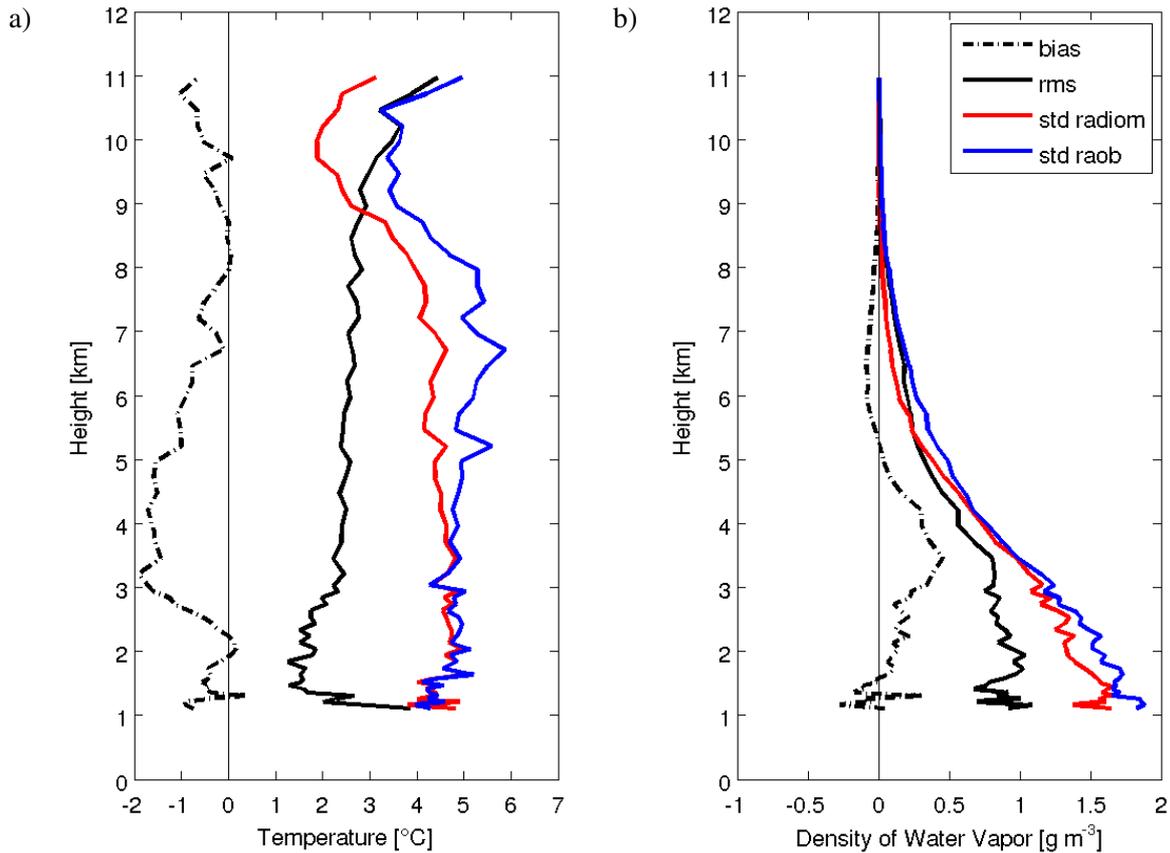


Figura 3.4: Medidas estadísticas de las reconstrucciones de (a) temperatura y (b) densidad de vapor. Se muestran el *bias* del radiómetro –línea negra discontinua–, el *rms* del radiómetro –línea negra continua–, la desviación estándar del radiómetro –línea roja continua–, y la desviación estándar del radiosondeo –línea azul continua– para el grupo 1.

3.3 Resultados de la comparación de los perfiles

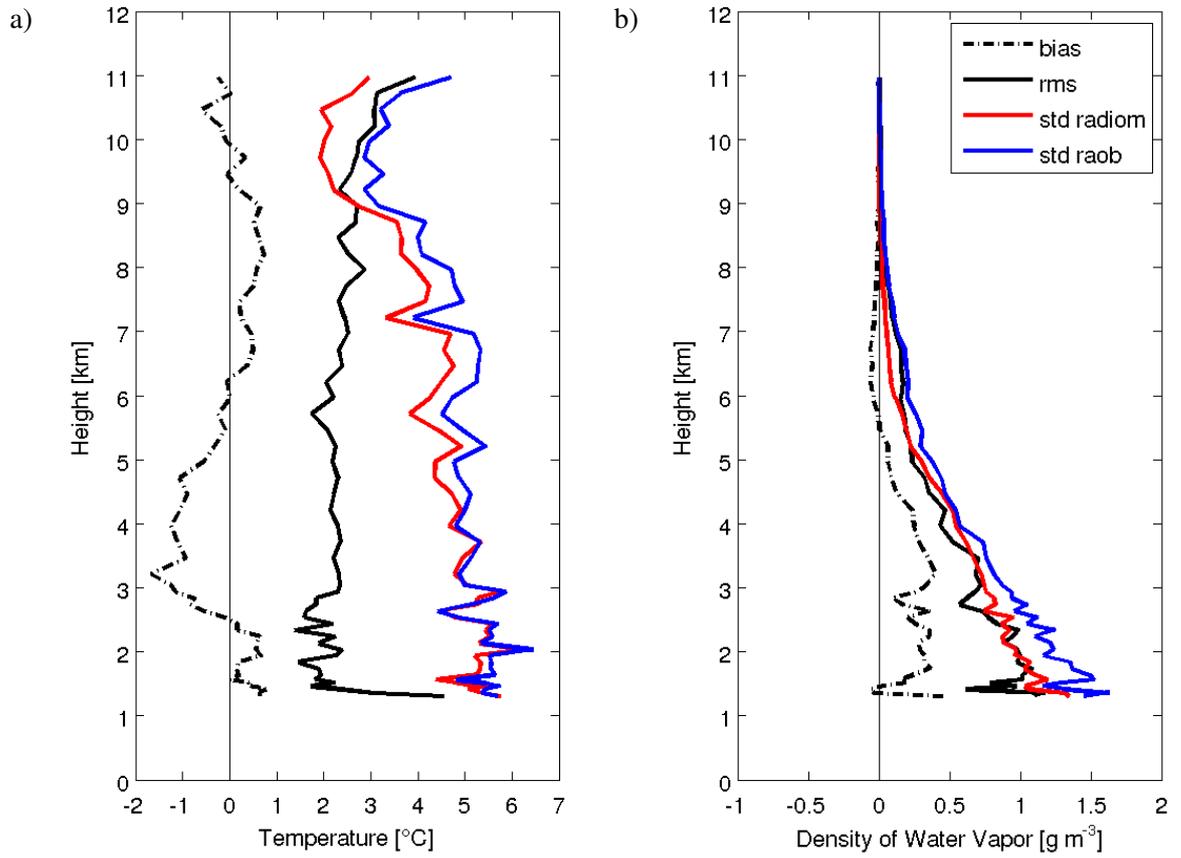


Figura 3.5: Igual que la Figura 3.4, pero para el grupo 2.

3. VALIDACIÓN DEL RADIÓMETRO

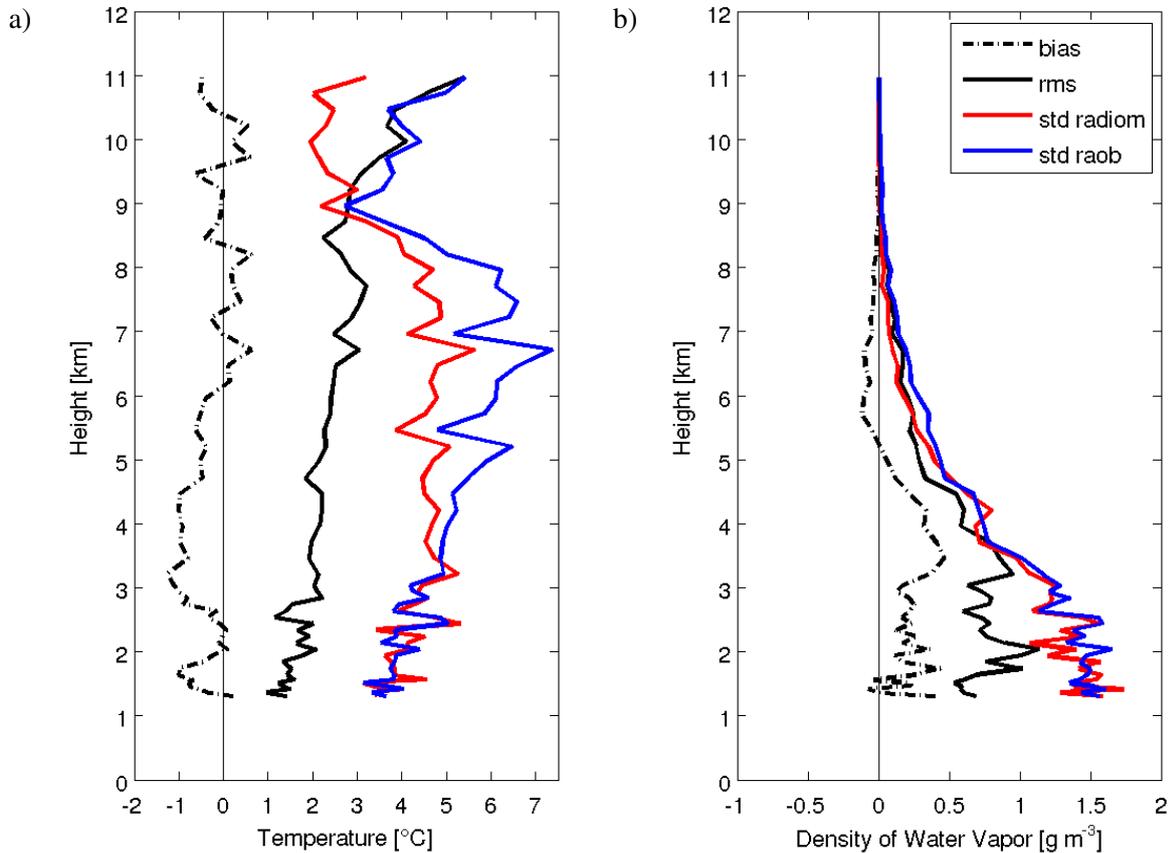


Figura 3.6: Igual que la Figura 3.4, pero para el grupo 3.

De este modo, se puede decir que los perfiles de T y ρ_{wv} reconstruidos con radiómetro durante las campañas invernales son consistentes con los datos observacionales del radiosondeo de Madrid-Barajas. El hecho de que hubiera una discrepancia en la T en los niveles bajos se explica por la diferente localización y la diferente altura a la que se encuentran los instrumentos. Por encima de esos niveles el rms muestra valores relativamente estables (en torno a 2,5 °C). Los resultados han sido mejores que los presentados por Gldner y Spnkuch (2001) y Liljegren et al. (2001) cuando compararon estas mismas variables obtenidas con un radiómetro de similares características al empleado en este trabajo, con datos proporcionados por el radiosondeo más próximo. También es conveniente resaltar que los errores asignados a los datos de radiosondeo por el *National Center for Environmental Prediction (NCEP)* para su utilización en la inicialización de modelos numéricos varía entre 1,6 y 2 °C para T , y entre 0,5 y 1,6 g m⁻³ para ρ_{wv} (Knupp et al., 2009).

3.4 Un método para disminuir la incertidumbre

De la comparación descrita anteriormente se ha encontrado que las reconstrucciones de T perdían fiabilidad con la altura y que las de ρ_{wv} presentaban los mayores errores entre 1 y 2 km de altura, niveles bajos donde es más importante conocer el contenido de vapor de agua. La existencia de estas discrepancias respecto al radiosondeo ha motivado la búsqueda de un método de corrección que mejorara sistemáticamente las reconstrucciones de los perfiles atmosféricos.

La particularidad de este método es que no trata de corregir el perfil en su conjunto, sino que lo corrige capa a capa. De esta forma, se obtiene un factor de corrección para cada capa, con el objetivo de disminuir las diferencias entre T_{RD} y T_{RW} , y entre $\rho_{wv_{RD}}$ y $\rho_{wv_{RW}}$, en cada nivel. La disminución de la incertidumbre en las reconstrucciones permitiría utilizar valores radiométricos a alturas superiores a 4-5 km agl.

El método desarrollado se ha basado en una regresión lineal en la que los factores de corrección se han calculados para cada uno de los 58 niveles verticales descritos por el radiómetro. La metodología empleada para la obtención de los factores de corrección ha sido como sigue:

En primer lugar, se dividió la muestra inicial, de 338 días en dos submuestras aleatorias. La primera (submuestra 1) contuvo el 66,6 % del total (225 días) y se utilizó para encontrar el mejor ajuste posible entre el radiómetro y el radiosondeo. La segunda (submuestra 2) contuvo el 33,4 % restante (113 días), y fue utilizado para validar el modelo de ajuste obtenido con la submuestra 1.

Los pares de valores T_{RD} y T_{RW} , y de $\rho_{wv_{RD}}$ y $\rho_{wv_{RW}}$ de la submuestra 1 fueron comparados en cada nivel i , obteniendo un factor de corrección para cada variable y para cada capa. A continuación, se aplicaron estos factores a los valores correspondientes de T_{RD} y $\rho_{wv_{RD}}$ de la submuestra 2 con el fin de validar el modelo.

La Figura 3.7a muestra los valores del rms obtenidos tras comparar T_{RD_i} y T_{RW_i} de la submuestra 1 antes (rms_1) y después de aplicar el modelo de ajuste (rms'_1). Se puede ver que los valores de rms_1 han sido próximos a 2 °C hasta 3000 m y han superado los 3 °C por encima de 9000 m. Al aplicar la corrección, los valores del error cuadrático se han reducido en todos los niveles. En la Figura 3.7b se presenta el rms_1 y el rms'_1 para ρ_{wv} . Aunque la

3. VALIDACIÓN DEL RADIÓMETRO

incertidumbre de la medición puede parecer muy baja, en invierno, un error de 1 g m^{-3} en niveles bajos suele representar entre el 20 y el 25 % de la densidad de vapor presente en situaciones de precipitación.

Tras comprobar que el modelo de ajuste ha permitido reducir el *rms* de la T_{RD} y ρ_{wvRD} de la submuestra 1 en todos los niveles, se han aplicado los factores de corrección a la submuestra 2. La Figura 3.8a muestra el *rms* de T antes (rms_2) y después de la aplicación de los factores (rms'_2). Como resultado, se ha conseguido disminuir la incertidumbre de la temperatura, puesto que el error se ha reducido en cada nivel y, especialmente, a altitudes mayores, donde el rms'_2 ha sido más de $1 \text{ }^\circ\text{C}$ inferior al rms_2 . Asimismo, los factores de corrección aplicados a ρ_{wvRD} de la submuestra 2 también mejoraron las reconstrucciones, ya que el error se redujo en torno a $0,2 \text{ g m}^{-3}$ hasta 4500 m de altura (Figura 3.8b).

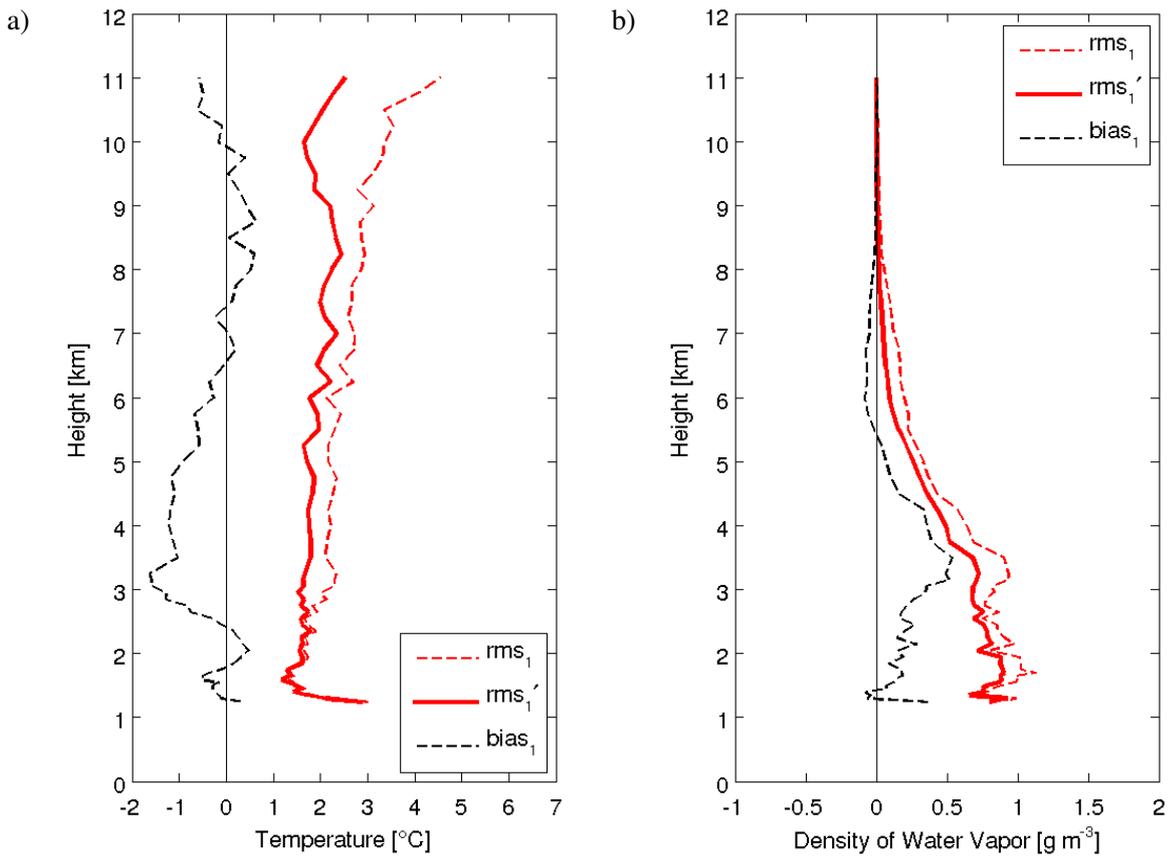


Figura 3.7: Resultados del método de corrección aplicado a la submuestra 1 para (a) la temperatura y (b) la densidad de vapor. Las líneas discontinuas representan los valores originales de *rms* –en rojo– y *bias* –en negro–, y las líneas continuas los valores corregidos.

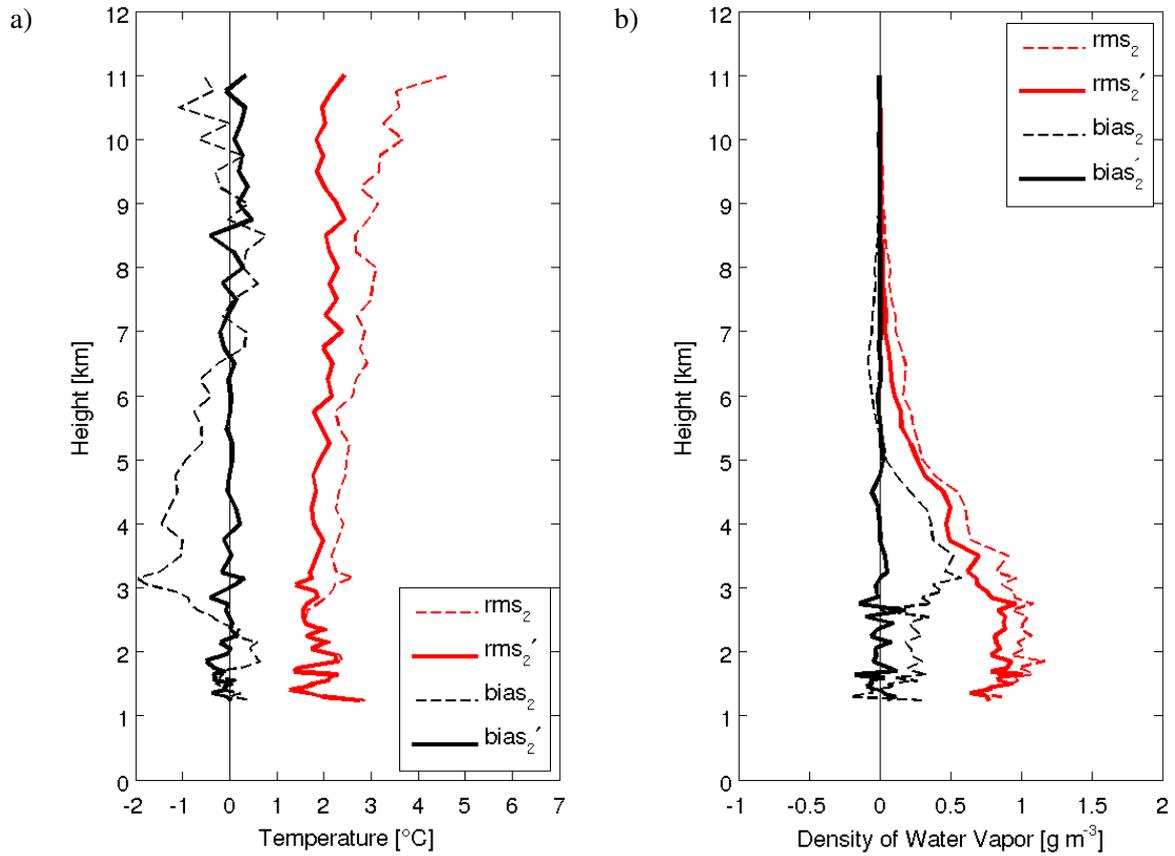


Figura 3.8: Igual que la Figura 3.7, pero para la submuestra 2.

3.5 Discusión de resultados

Las mediciones en continuo realizadas por el radiómetro de microondas pueden ser una herramienta muy útil para la detección de fenómenos mesoescalares que requieren de una gran resolución espacial y temporal. Sin embargo, esta tecnología se basa en mediciones indirectas y, por tanto, es necesario conocer la incertidumbre de las mismas.

Mediante la comparación de datos de temperatura y densidad de vapor obtenidos con radiómetro de microondas y con radiosondeos lanzados en el Aeropuerto de Madrid-Barajas, ha sido posible probar que hay una buena correlación entre ambas estaciones, con coeficientes de correlación superiores a 0,90 en el caso del vapor de agua, y de 0,99 para la temperatura. Al haber realizado las mediciones durante periodos invernales y en una zona

3. VALIDACIÓN DEL RADIÓMETRO

montañosa, la precipitación registrada fue en su mayoría en forma de nieve y no ha afectado a la calidad de las reconstrucciones. Cuando los perfiles se analizaron por niveles, fue posible demostrar que, mientras algunos estratos se ajustaban bastante bien, en otros casos se detectaron *bias* y algunos valores de *rms* no muy satisfactorios.

La utilización de un método de ajuste lineal, estrato a estrato, ha hecho posible limitar las discrepancias de la temperatura a menos de 2 °C en casi todos los niveles. En el caso del vapor de agua, las discrepancias han disminuido en hasta 0,2 g m⁻³. En estas condiciones, el método de ajuste ha permitido disminuir la incertidumbre de las reconstrucciones, haciendo posible que los datos del radiómetro puedan emplearse para el estudio de fenómenos mesoescalares que tienen lugar a alturas superiores a 4-5 km sobre superficie.

Verificación del modelo *MM5*

4.1 Introducción

La verificación de los datos obtenidos por modelización numérica es un paso previo indispensable para cualquier análisis que se quiera realizar con dichos datos. La mejor forma de verificarlos es comparándolos con datos observacionales próximos a la zona de estudio.

En este Capítulo se muestran los resultados de la verificación de las salidas del *MM5* para situaciones invernales con precipitación en forma de nieve sobre el S.C. Siguiendo la metodología empleada en el Capítulo 3, la verificación se ha llevado a cabo por niveles. De este modo, se puede conocer la precisión del modelo a diferentes alturas.

Los resultados han dado lugar al artículo *Verification of the MM5 model using radiosonde data from Madrid-Barajas Airport*, publicado en la revista *Atmospheric Research*. Puede ser consultado en el Anexo B adjunto a esta Memoria.

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO MM5

4.2 Características de las simulaciones realizadas

Las OM son estructuras mesoescalares que requieren una alta resolución horizontal y vertical para su completa descripción. Para su estudio, es conveniente utilizar un dominio con un espaciado de malla menor de 10 km (UCAR, 2008), y una resolución vertical de entre 60 y 90 niveles sigma (Zhang et al., 2003, Wu y Zhang, 2004). En cuanto a los esquemas de parametrizaciones, éstos deben ajustarse a las características meteorológicas de los casos de estudio. Este trabajo se desarrolla en situaciones invernales con precipitación en forma de nieve, por lo que deben incluir la formación de cristales de hielo, graupel y nieve. La elección del esquema de capa límite está ligado a la capacidad del modelo para pronosticar la energía asociada a la turbulencia producida por las ondas.

Bajo estas premisas, las simulaciones se han realizado en tres dominios anidados siguiendo una estrategia de anidamiento bidireccional (*two-way nesting*) (Zhang et al., 1986). Cada dominio consta de una malla de 100×100 puntos distanciados entre sí 30, 10 y 3,3 km, respectivamente. En la Figura 4.1 se representa el área geográfica que abarca cada dominio. Las coordenadas que delimitan cada área se recogen en la Tabla 4.1. De esta forma, el tercer dominio se ha ajustado al área correspondiente al S.C. La resolución vertical empleada ha sido de 65 niveles sigma para todos los dominios, y las condiciones iniciales se han construido a partir de datos de reanálisis del *NCEP* con una resolución de $1,0^\circ$ y disponibles a las 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC. La resolución temporal de los datos de salida ha sido de 6 horas para el primer dominio, 3 horas para el segundo, y 1 hora para el tercero. La duración de cada simulación realizada ha sido de 24 horas, inicializándose a las 0000 UTC.

Los esquemas de parametrizaciones utilizados en este trabajo han sido: el esquema específico de microfísica Reisner Graupel (Reisner et al., 1998), que tiene en cuenta la concentración de graupel y hielo en la atmósfera; el esquema de cúmulos Kain-Fritsch 2 (Kain, 2004) para los dominios 1 y 2, que incluye convección poco profunda³; el esquema de capa límite de tipo ETA (Janjić, 1990 y Janjić, 1994); el esquema cloud-radiation (Stephens, 1978, Stephens, 1984 y Garand, 1983); y el esquema de superficie basado en el *Noah land-surface model* (Chen y Dudhia, 2001).

³ El tercer dominio no ha requerido de parametrización de cúmulos al presentar una resolución de malla inferior a 5 km (Grell et al., 1994).

4.3 Descripción de los datos de salida

Tabla 4.1: Límites geográficos y extensión de los tres dominios.

Dominio	Límite inferior izquierdo	Límite inferior derecho	Punto central	Área (km ²)
1	28,5° N; 20,1° E	54,2° N; 17,4° W	42,8° N; 5,5° E	3000 × 3000
2	36,4° N; 9,3° E	45,1° N; 2,7° W	40,8° N; 3,7° E	1000 × 1000
3	39,2° N; 5,8° E	42,1° N; 1,8° E	40,6° N; 3,8° E	330 × 330

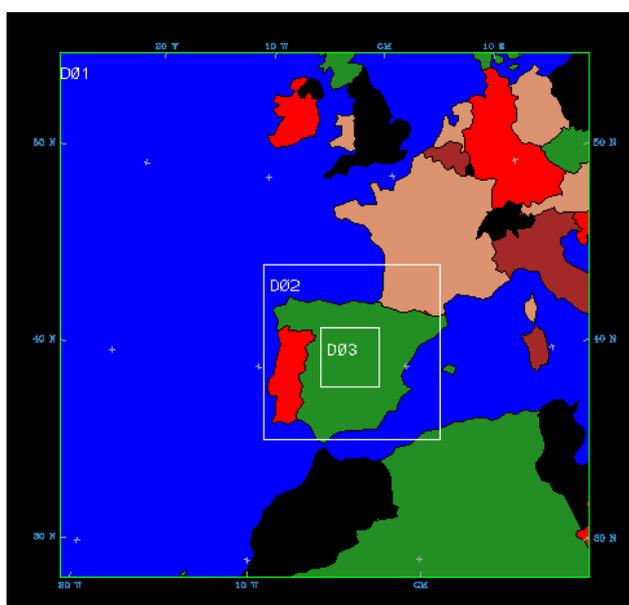


Figura 4.1: Los tres dominios de la simulación (D01,D02 y D03).

4.3 Descripción de los datos de salida

Las salidas del *MM5* ofrecen datos de más de 60 variables meteorológicas. De todas ellas, las que han resultado de interés para el estudio de OM han sido aquellas que han aportado información de las condiciones termodinámicas presentes en la atmósfera. Por este motivo, la verificación del *MM5* se ha realizado para las variables de temperatura, humedad y dirección y velocidad del viento. Adicionalmente, los datos de precipitación en forma de nieve han servido para comprobar si el modelo, con las parametrizaciones seleccionadas, ha sido capaz de predecir este tipo de precipitaciones en el área de estudio.

En la Tabla 4.2 se indican las variables utilizadas en esta Memoria.

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO MM5

Tabla 4.2: Variables de salida del MM5.

	Variable	Abreviatura	Unidades
4-D (x, y, z, t)	Velocidad del viento en X (E-W)	u	m s^{-1}
	Velocidad del viento en Y (N-S)	v	m s^{-1}
	Velocidad del viento en Z (Vertical)	w	m s^{-1}
	Temperatura	T	K
	Razón de mezcla del vapor de agua	q_{wv}	kg kg^{-1}
3-D (x, y, t)	Temperatura en superficie	T_{surf}	K
	Temperatura a 2 m	T_{2m}	K
	Espesor de nieve	$snow_h$	m
	Agua líquida equivalente del espesor de nieve	$snow_{eq}$	mm
	Razón de mezcla del vapor de agua a 2m	$q_{wv_{2m}}$	kg kg^{-1}
	Velocidad del viento en X a 10 m (E-W)	u_{10m}	m s^{-1}
	Velocidad del viento en Y a 10 m (N-S)	v_{10m}	m s^{-1}
	Presión en superficie	P_{surf}	hPa
2-D (x, y)	Latitud	LAT	grados ($^{\circ}$)
	Longitud	LON	grados ($^{\circ}$)
	Orografía	$Terrain$	m

A partir de estas variables se han podido calcular otras, como la densidad de vapor, ρ_{wv} , la temperatura potencial, θ , o la dirección y velocidad horizontal del viento. Así, ρ_{wv} se ha obtenido a partir de la ecuación de los gases ideales aplicada al vapor de agua

$$\rho_{wv} = \frac{e}{R_{wv}T} \quad (4.1)$$

donde e es la presión de vapor, R_{wv} es la constante universal de los gases para el vapor de agua ($R_{wv} = 461 \text{ Pa m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), y T es la temperatura. El cálculo de e se ha realizado a partir de T y de los valores de presión de vapor saturante (e_s) dadas por las Tablas del Smithsonian (Fowle, 1910).

La temperatura potencial se ha calculado de forma directa a partir de los datos de salida del MM5

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,286} \quad (4.2)$$

La velocidad (U) y dirección del viento (α), por su parte, vienen dados por

$$U = \sqrt{u^2 + v^2} \quad \text{y} \quad \alpha = \arctg \left(\frac{v}{u} \right) \quad (4.3)$$

4.4 Verificación de las simulaciones

Los datos del *MM5* han de ser verificados y contrastados con la mejor aproximación de la realidad obtenida de las observaciones antes de realizar cualquier análisis de fenómenos mesoescalares (Fita, 2008). Al igual que han hecho otros autores (e.g. Srinivas et al., 2011, Han et al., 2008, o Zängl et al., 2008), la verificación se ha realizado comparando las salidas del modelo con datos observacionales de radiosondeo. El único disponible en las proximidades de la zona de estudio es el operado por la AEMET en el Aeropuerto de Madrid-Barajas. El radiosondeo toma mediciones de temperatura, humedad y dirección y velocidad del viento en la vertical dos veces al día: a las 0000 y a las 1200 UTC.

Por su parte, los datos del *MM5* proceden de las simulaciones numéricas realizadas para los días en que se ha observado precipitación en forma de nieve en el área de estudio (Tabla 4.3).

Tabla 4.3: Días en los que se ha registrado precipitación en forma de nieve en el S.C.

CAMPAÑA 2008-2009					
24/11/2008	03/12/2008	07/01/2009	21/01/2009	01/02/2009	07/02/2009
25/11/2008	09/12/2008	08/01/2009	22/01/2009	02/02/2009	08/02/2009
28/11/2008	10/12/2008	09/01/2009	24/01/2009	03/02/2009	
29/11/2008	13/12/2008	10/01/2009	25/01/2009	04/02/2009	
01/12/2008	27/12/2008	13/01/2009	26/01/2009	05/02/2009	
02/12/2008	06/01/2009	20/01/2009	31/01/2009	06/02/2009	
CAMPAÑA 2009-2010					
28/11/2009	17/12/2009	10/01/2010	29/01/2010	16/02/2010	08/03/2010
29/11/2009	21/12/2009	12/01/2010	30/01/2010	19/02/2010	10/03/2010
30/11/2009	25/12/2009	13/01/2010	31/01/2010	20/02/2010	12/03/2010
01/12/2009	01/01/2010	25/01/2010	05/02/2010	21/02/2010	
15/12/2009	08/01/2010	27/01/2010	09/02/2010	05/03/2010	
16/12/2009	09/01/2010	28/01/2010	11/02/2010	06/03/2010	
CAMPAÑA 2011-2012					
29/11/2010	03/12/2010	28/01/2011	15/02/2011	28/02/2011	04/03/2011
30/11/2010	20/12/2010	29/01/2011	16/02/2011	01/03/2011	05/03/2011
01/12/2010	23/12/2010	30/01/2011	17/02/2011	02/03/2011	
02/12/2010	27/01/2011	14/02/2011	18/02/2011	03/03/2011	

Cada simulación se ha inicializado a las 0000 UTC para un intervalo de 24 h, estableciendo un periodo de estabilización de 6 horas. La verificación de las salidas del *MM5* se ha realizado mediante la comparación con los perfiles de temperatura, densidad de vapor y velocidad y dirección del viento del radiosondeo del Aeropuerto de Madrid-Barajas lanzado a las 1200 y a las 0000 UTC del día siguiente (D+1). Debido a que la sonda se

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO *MM5*

mueve vertical y horizontalmente en función de la velocidad y dirección del viento (Kitchen, 1989, McGrath et al., 2006), se ha optado por trabajar con el perfil medio de un área de 33×33 km (10×10 puntos de malla de altura similar) centrado en el Aeropuerto de Madrid-Barajas.

Una limitación presente en la comparación entre modelo y radiosondeo es su diferente resolución vertical. Mientras el primero proporciona datos a niveles fijos de presión, el segundo lo hace a niveles variables. Con el fin de salvar esta dificultad, sólo se han comparado los datos tomados a alturas con una diferencia inferior a 50 m.

Para cuantificar los errores del pronóstico del *MM5*, se han llevado a cabo varias medidas estadísticas: el sesgo (*bias*), el error cuadrático medio (*rms*) y la desviación estándar (σ).

4.4.1 Verificación de los perfiles de temperatura y humedad

Los diagramas de dispersión de la Figura 4.2 representan la comparación entre la temperatura pronosticada por el modelo y la observada por el radiosondeo a las 1200 UTC (Figura 4.2a) y a las 0000 UTC (D+1) (Figura 4.2b). Se ha observado una correlación muy alta (~ 1) entre la temperatura pronosticada y la observada a ambas horas, si bien el *rms* ha aumentado ligeramente, pasando de 1,7 °C a las 1200 UTC a 1,8 °C a las 0000 UTC (D+1). El *bias*, sin embargo, apenas ha sufrido variaciones, manteniéndose por debajo de 0,4 °C, respectivamente.

Por niveles, la correlación ha sido estadísticamente significativa para un grado de confianza del 95 % en todos los casos, salvo entre 9500 y 10000 m a las 1200 UTC, y entre 10500 y 11000 m a las 0000 UTC (D+1). En ambos casos, la baja correlación se ha debido al pequeño tamaño de las muestras comparadas (4 y 3 casos, respectivamente). El error máximo cometido por el modelo respecto al radiosondeo ha sido de 2,5 °C en el estrato de 5500 – 6000 m. Por otra parte, el modelo tiende a sobrestimar la temperatura a prácticamente todos los niveles, con un *bias* promedio de 0,6 °C (Figura 4.2c). A las 0000 UTC (D+1) el mayor *rms* se ha encontrado entre 4000 y 4500 m, con un valor de 2,5 °C. La desviación estándar del *MM5* ha sido muy similar a la del radiosondeo, tanto a las 1200 como a las 0000 UTC (D+1) (Figuras 4.2c-d).

4.4 Verificación de las simulaciones

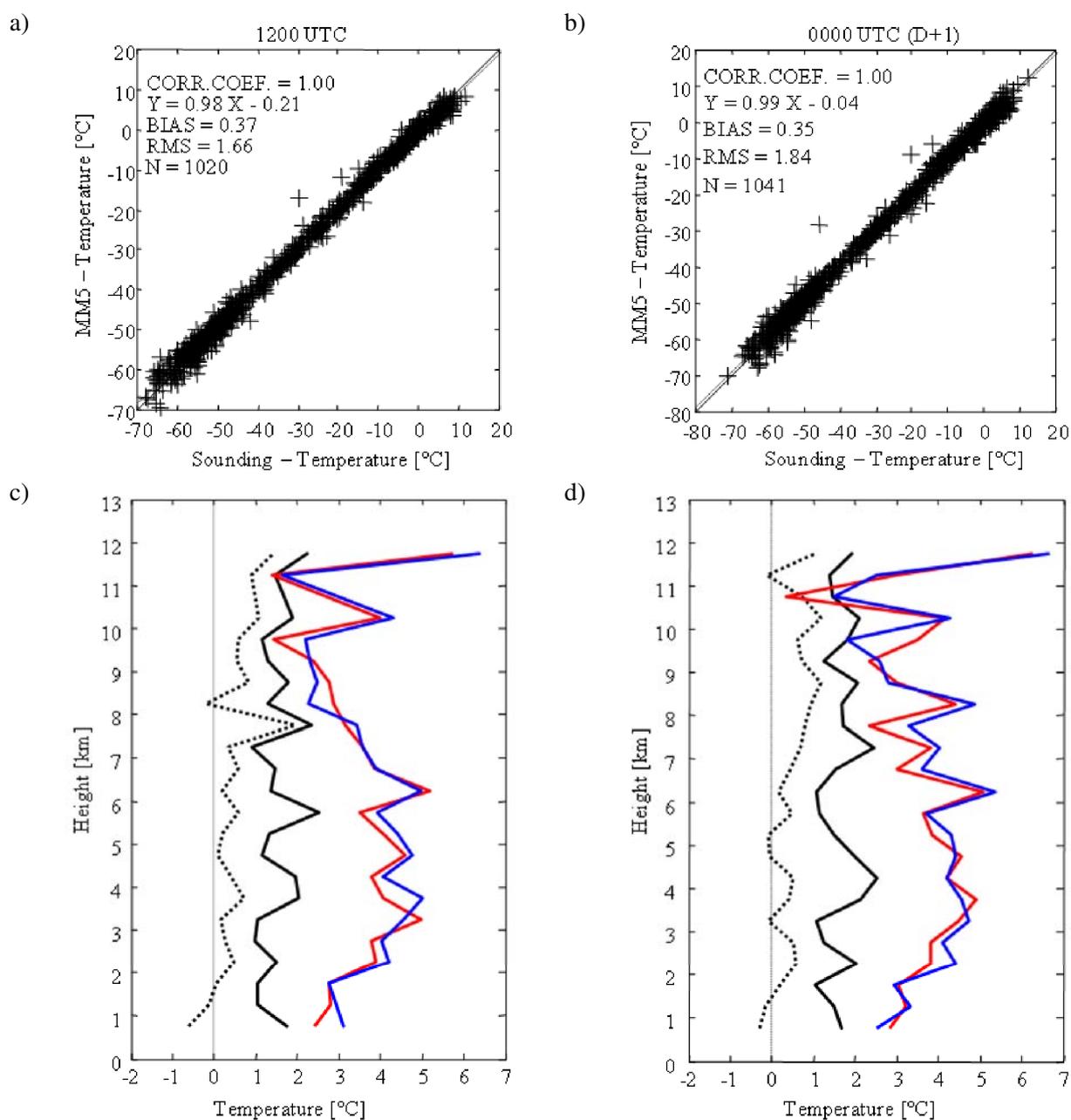


Figura 4.2: (a) y (b) Diagramas de dispersión de la temperatura (a) a las 1200 UTC y (b) a las 0000 UTC (D+1). La línea discontinua representa la recta de regresión de la muestra, y la línea continua la correspondencia perfecta entre modelo y radiosondeo (1:1). (c) y (d) *bias* del modelo –línea negra discontinua–, *rms* del modelo –línea negra continua–, desviación estándar del modelo –línea roja continua–, y desviación estándar del radiosondeo –línea azul continua–; (c) a las 1200 UTC y (d) a las 0000 UTC (D+1).

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO MM5

En la Tabla 4.4 se recogen los coeficientes de correlación de la temperatura por niveles.

Tabla 4.4: Coeficiente de correlación (r) por intervalos de alturas ($h_1 - h_2$) a las 1200 y a las 0000 UTC (D+1) para la temperatura. N es el tamaño de la muestra en cada intervalo.

Intervalo [m]		Temperatura			
		1200 UTC		0000 UTC	
h_1	h_2	N	r	N	r
500	1000	103	0,85	106	0,81
1000	1500	84	0,93	85	0,90
1500	2000	39	0,93	36	0,94
2000	2500	31	0,94	27	0,89
2500	3000	72	0,97	69	0,96
3000	3500	25	0,98	31	0,97
3500	4000	13	0,93	26	0,90
4000	4500	23	0,88	27	0,82
4500	5000	19	0,97	24	0,90
5000	5500	56	0,95	47	0,94
5500	6000	28	0,78	38	0,96
6000	6500	19	0,96	21	0,98
6500	7000	30	0,94	26	0,91
7000	7500	54	0,97	61	0,82
7500	8000	10	0,92	14	0,90
8000	8500	9	0,89	7	0,95
8500	9000	44	0,82	39	0,83
9000	9500	39	0,88	47	0,92
9500	10000	4	0,89	7	0,95
10000	10500	82	0,93	77	0,92
10500	11000	1	NaN ¹	3	0
11000	11500	7	0,67	9	0,87
11500	12000	77	0,96	74	0,97

¹Tamaño de muestra insuficiente para la comparación.

En el caso de la densidad de vapor, los diagramas de dispersión (Figura 4.3a-b) muestran que la humedad pronosticada por el MM5 ha tenido una correlación total de 0,98 con la observada, tanto a las 1200 como a las 0000 UTC (D+1). El error cometido por el modelo ha sido de $0,4 \text{ g m}^{-3}$ en el primer caso, y de $0,5 \text{ g m}^{-3}$ en el segundo. El *bias* se ha situado en torno a $0,2 \text{ g m}^{-3}$ en ambas horas, si bien fue algo superior a las 0000 UTC (D+1).

Por niveles cabe destacar que la correlación ha sido estadísticamente significativa hasta los 9500 m de altura a las 1200 UTC, con un grado de confianza del 95 %. Por encima de

4.4 Verificación de las simulaciones

este nivel, el contenido de vapor ha sido prácticamente nulo y, en estos casos, el factor de correlación es muy sensible a pequeñas variaciones. El *rms* y el *bias* han presentado valores muy bajos, aunque este último ha indicado una sobrestimación del contenido de vapor de agua por parte del modelo a todos los niveles (Figura 4.3c). A las 0000 UTC (D+1) los resultados ha sido muy similares, aunque la correlación ha dejado de ser estadísticamente significativa a partir de los 8000 m (Tabla 4.5). El modelo ha mantenido la sobrestimación del contenido de vapor de agua en todas las alturas (Figura 4.3d).

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO MM5

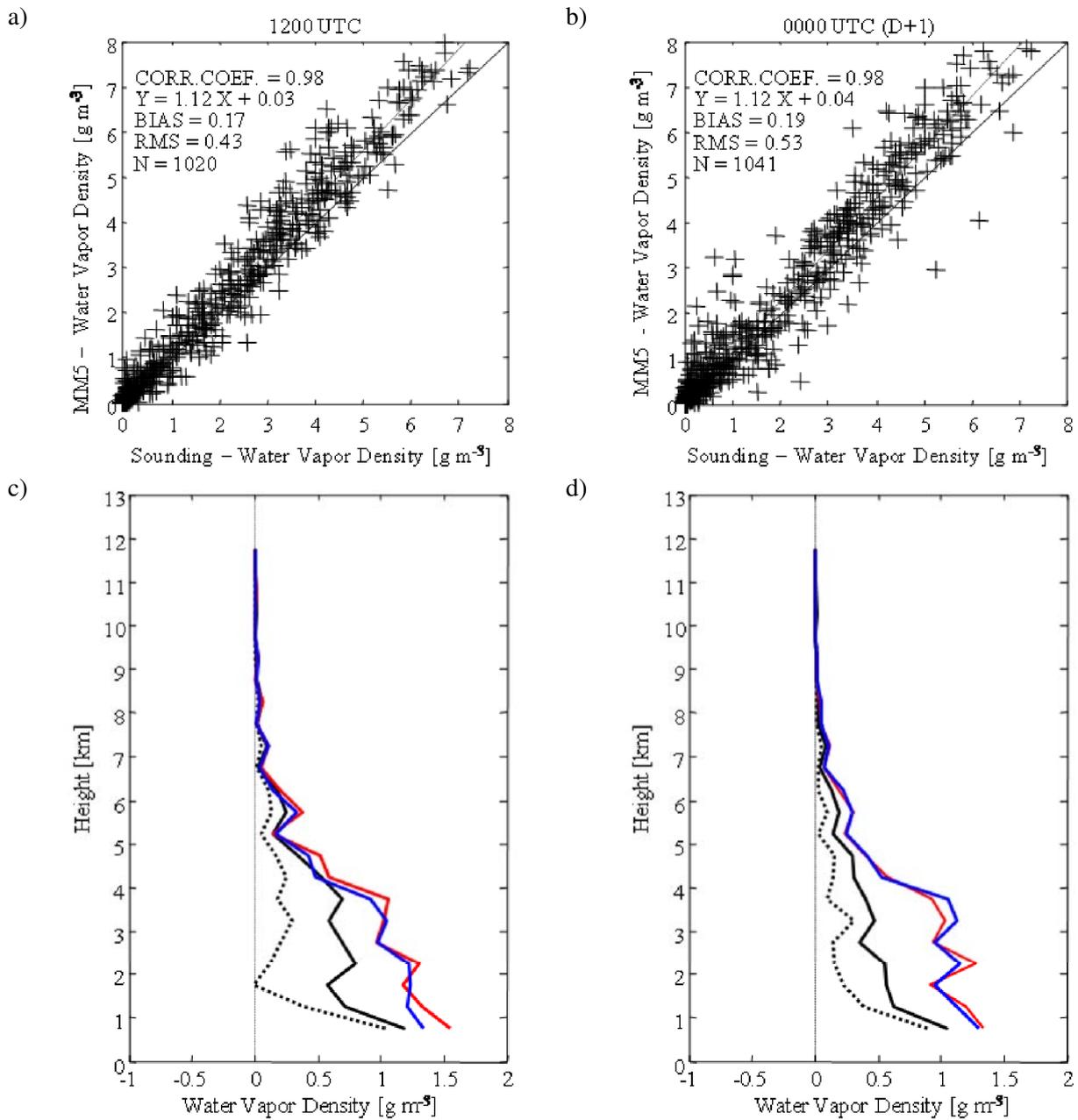


Figura 4.3: Igual que la Figura 4.2, pero para la densidad de vapor.

Tabla 4.5: Igual que la Tabla 4.4, pero para la densidad de vapor.

Intervalo [m]		Densidad de vapor			
h_1	h_2	1200 UTC		0000 UTC	
		N	r	N	r
500	1000	103	0,91	106	0,93
1000	1500	84	0,92	85	0,89
1500	2000	39	0,85	36	0,88
2000	2500	31	0,91	27	0,80
2500	3000	72	0,94	69	0,76
3000	3500	25	0,94	31	0,88
3500	4000	13	0,92	26	0,77
4000	4500	23	0,88	27	0,64
4500	5000	19	0,80	24	0,80
5000	5500	56	0,83	47	0,62
5500	6000	28	0,85	38	0,83
6000	6500	19	0,81	21	0,71
6500	7000	30	0,87	26	0,88
7000	7500	54	0,83	61	0,66
7500	8000	10	0,93	14	0,70
8000	8500	9	0,86	7	0,45
8500	9000	44	0,86	39	0,43
9000	9500	39	0,75	47	0,78
9500	10000	4	0,36	7	NaN ¹
10000	10500	82	0,64	77	0,54
10500	11000	1	NaN ²	3	0,73
11000	11500	7	NaN ¹	9	NaN ¹
11500	12000	77	0,45	74	0,29

¹Todos los valores de densidad de vapor a este nivel han sido de 0 g m^{-3} .

²Tamaño de muestra insuficiente para la comparación.

4.4.2 Verificación de los perfiles de velocidad y dirección del viento

En el caso del campo de vientos, se han eliminado de la base de datos aquellas observaciones y/o estimaciones del modelo en los que la velocidad es 0 m s^{-1} , puesto que en esos casos el ángulo de dirección α es indefinido. Por este motivo, el tamaño de la muestra a las 1200 UTC se ha reducido de 1020 a 1012 casos.

Los resultados obtenidos de la verificación han mostrado que, a las 1200 UTC (Figura 4.4a), la velocidad pronosticada ha tenido una correlación estadísticamente significativa de 0,96 respecto al radiosondeo, con un nivel de confianza del 95 %, y ha presentado un

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO MM5

bias de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ y un *rms* de $4,2 \text{ m s}^{-1}$. A las 0000 UTC (D+1) (Figura 4.4b) la correlación ha resultado igualmente alta (0,95) y, aunque el *rms* ha sido mayor que para la velocidad pronosticada a las 1200 UTC ($4,5 \text{ m s}^{-1}$), el *bias* ha disminuido ($0,1 \text{ m s}^{-1}$).

Por estratos, la correlación de la velocidad del viento a las 1200 UTC ha sido estadísticamente significativa a todos los niveles (Tabla 4.6). Entre superficie y 2000 m la correlación ha sido más baja que en niveles superiores, donde se han alcanzado valores próximos a 1. Entre superficie y 4000 m el modelo ha sobrestimado la velocidad del viento, con un máximo de $1,7 \text{ m s}^{-1}$ por encima de la observada. Entre 4000 y 7000 m el *bias* no ha presentado una tendencia clara, aunque a partir de los 7000 m el modelo ha comenzado a subestimar la velocidad. El mayor *bias* negativo se ha encontrado entre 11000 y 12000 m. El *rms* ha oscilado entre $2,5 \text{ m s}^{-1}$ (superficie – 1000 m) y $5,4 \text{ m s}^{-1}$ (10000 – 10500 m) (Figura 4.4c).

A las 0000 UTC (D+1) la correlación de la velocidad del modelo respecto del radio-sondeo ha resultado estadísticamente significativa a todos los niveles, salvo entre 9500 y 10000 y entre 10500 y 11000 m. En este estrato la correlación fue negativa, pero se trata de un nivel en el que sólo se pudieron comparar tres casos. En líneas generales, la correlación ha empeorado respecto a la de las 1200 UTC, especialmente en los niveles más altos. El *rms* también ha aumentado oscilando entre $2,5 \text{ m s}^{-1}$ (superficie – 1000 m) y $6,9 \text{ m s}^{-1}$ (7500 – 8000 m) (Figura 4.4d).

4.4 Verificación de las simulaciones

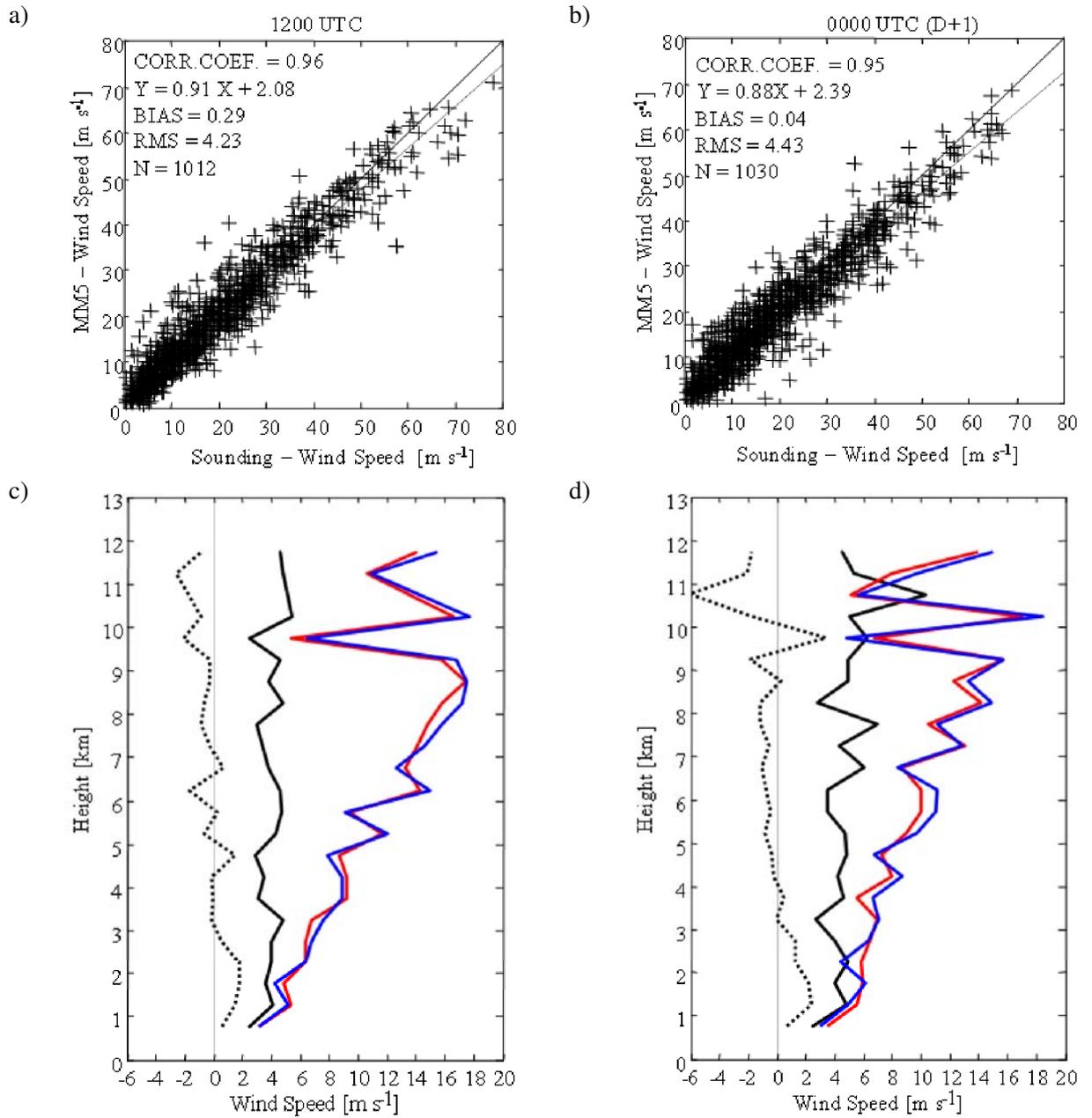


Figura 4.4: Igual que la Figura 4.2, pero para la velocidad del viento.

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO MM5

Tabla 4.6: Igual que la Tabla 4.4, pero para la velocidad del viento.

Intervalo [m]		Velocidad del viento			
		1200 UTC		0000 UTC	
h_1	h_2	N	r	N	r
500	1000	97	0,68	96	0,73
1000	1500	84	0,73	85	0,68
1500	2000	39	0,76	35	0,84
2000	2500	31	0,84	27	0,60
2500	3000	72	0,82	69	0,82
3000	3500	23	0,77	31	0,92
3500	4000	13	0,94	26	0,71
4000	4500	23	0,92	27	0,87
4500	5000	19	0,96	24	0,76
5000	5500	56	0,94	47	0,88
5500	6000	28	0,87	38	0,95
6000	6500	19	0,96	21	0,95
6500	7000	30	0,96	26	0,75
7000	7500	54	0,97	61	0,95
7500	8000	10	0,98	14	0,79
8000	8500	9	0,96	7	0,98
8500	9000	44	0,98	39	0,93
9000	9500	39	0,96	47	0,96
9500	10000	4	0,97	7	0,56
10000	10500	82	0,95	77	0,97
10500	11000	1	NaN ¹	3	-0,77
11000	11500	7	0,92	9	0,84
11500	12000	77	0,96	74	0,96

¹Tamaño de muestra insuficiente para la comparación.

Respecto a la dirección del viento, en la Figura 4.5a-b se puede apreciar que la mayor parte de las situaciones de precipitación invernal se han dado con flujo de SW y NW, lo que concuerda con la estimación realizada por el modelo (Figura 4.5c-d). Este mismo resultado se manifiesta en el diagrama de dispersión de los ángulos de dirección (Figura 4.6a-b). Estos diagramas presentan una limitación cuando se comparan ángulos próximos a 0° con otros de en torno a 360°, puesto que producen una correlación muy baja que no se corresponde con la real. Para disminuir esta limitación se ha aplicado el método utilizado por Risch y Eastham (2011): si la diferencia entre el ángulo del modelo (α_{MM5}) y del radio-sondeo (α_{RW}) es menor de 45° y uno de ellos tiene un valor ligeramente inferior a 360° y

4.4 Verificación de las simulaciones

el otro algo superior a 0° , se suman 360° al ángulo de menor valor. De esta forma se obtiene un nuevo ángulo (α') equivalente al original y se amplía el rango de dirección hasta los 405° . La mayor parte de los valores de la muestra, tanto a las 1200 como a las 0000 UTC (D+1) se han concentrado en los cuadrantes NW y SW, presentando altas correlaciones a ambas horas (0,94 y 0,92, respectivamente). Por estratos la correlación de la dirección del viento se ha mantenido alta, siendo estadísticamente significativa a todos los niveles. El sesgo de dirección fue muy próximo a 0° en todos los casos (Figura 4.6c-d).

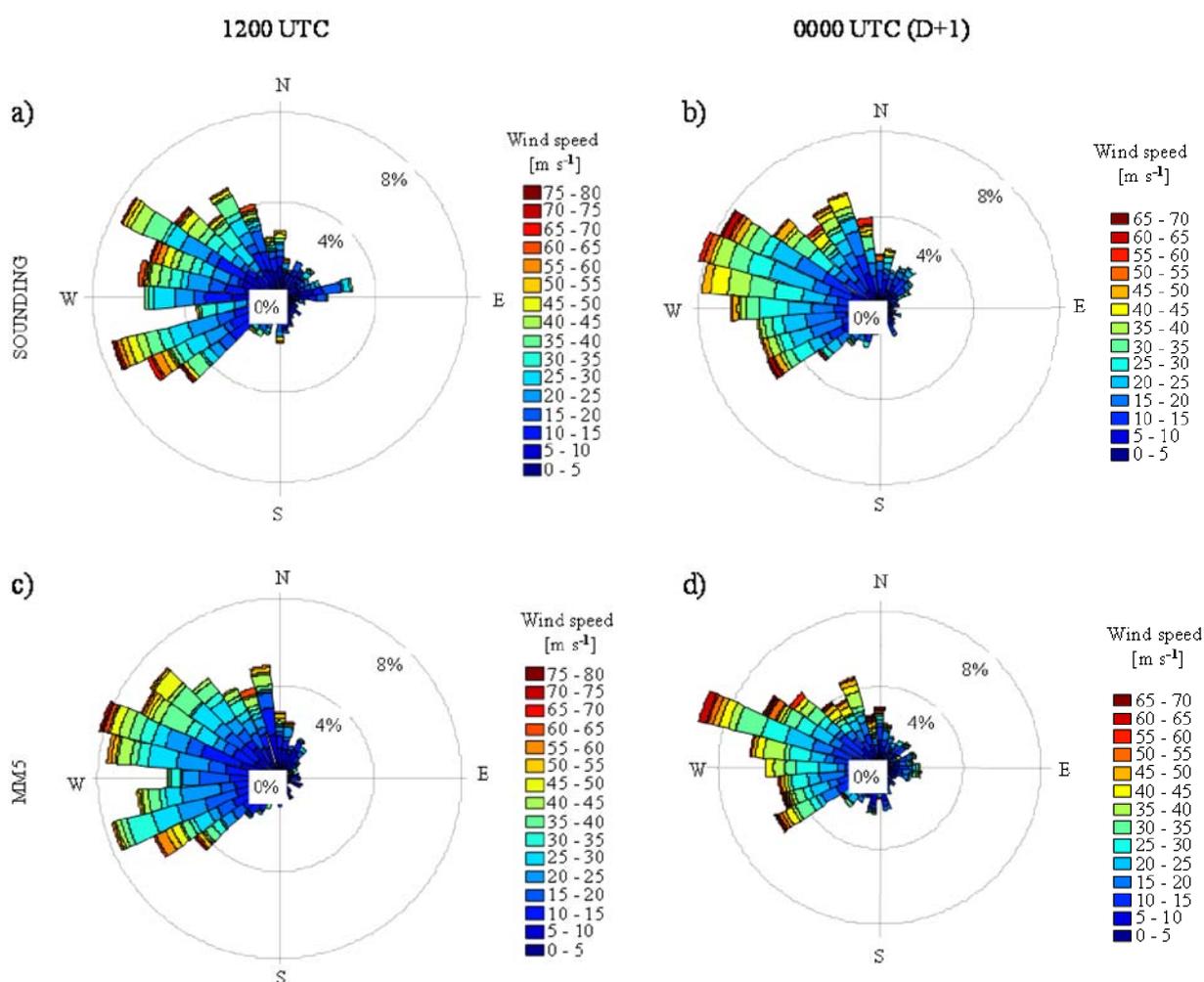


Figura 4.5: Rosa de los vientos con la dirección y velocidad del viento a todos los niveles según el radiosondeo (a) a las 1200 UTC y (b) a las 0000 UTC (D+1), y según el modelo (c) a las 1200 UTC y (d) a las 0000 UTC (D+1).

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO MM5

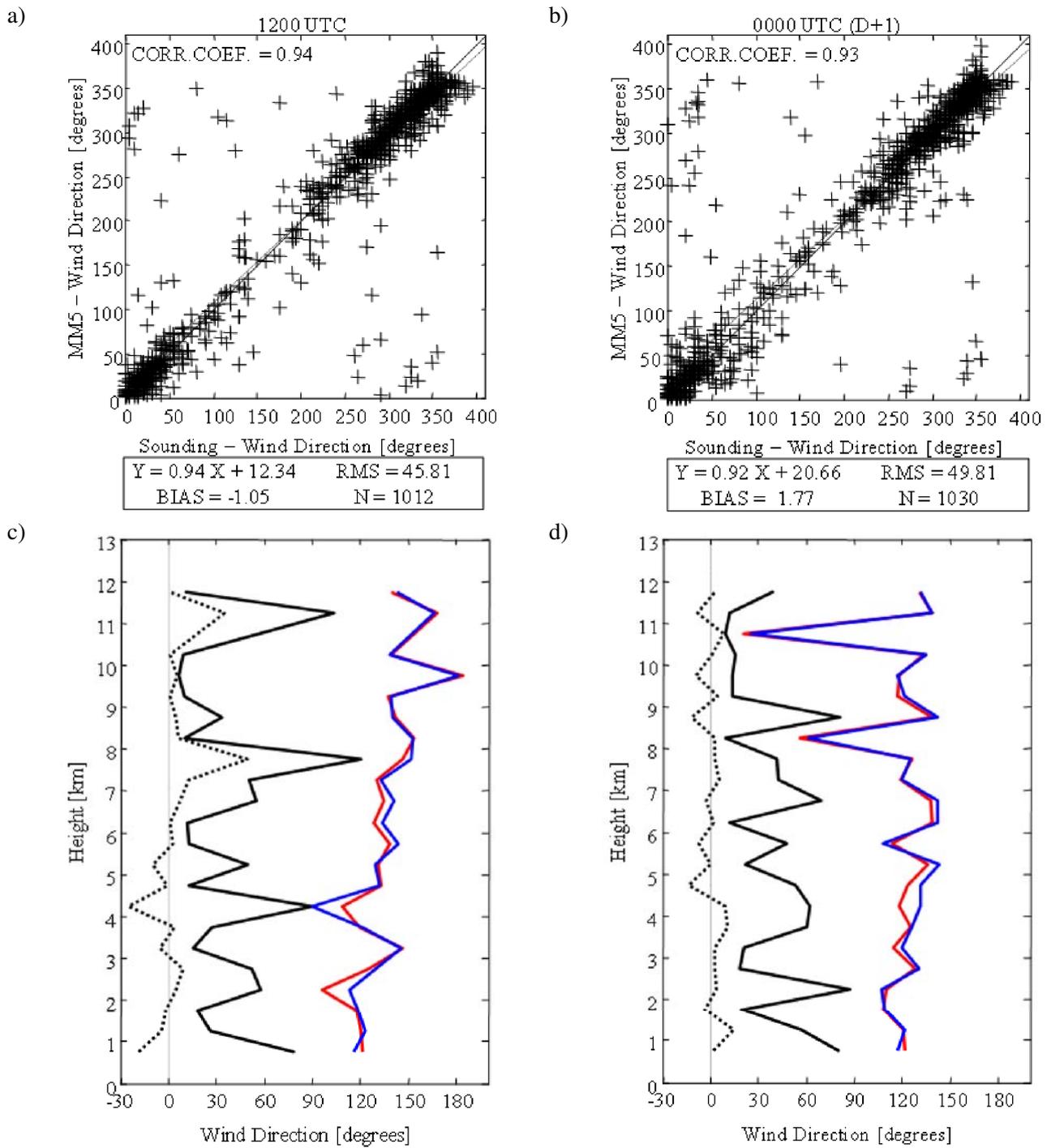


Figura 4.6: Igual que la Figura 4.2, pero para la dirección del viento.

Tabla 4.7: Igual que la Tabla 4.4, pero para la dirección del viento.

Intervalo [m]		Dirección del viento			
		1200 UTC		0000 UTC	
h_1	h_2	N	r	N	r
500	1000	97	0,80	96	0,77
1000	1500	84	0,98	85	0,90
1500	2000	39	0,99	35	0,99
2000	2500	31	0,86	27	0,66
2500	3000	72	0,92	69	0,99
3000	3500	23	1,00	31	0,99
3500	4000	13	0,97	26	0,88
4000	4500	23	0,62	27	0,88
4500	5000	19	1,00	24	0,92
5000	5500	56	0,93	47	0,99
5500	6000	28	1,00	38	0,91
6000	6500	19	1,00	21	1,00
6500	7000	30	0,92	26	0,88
7000	7500	54	0,93	61	0,94
7500	8000	10	0,70	14	0,94
8000	8500	9	1,00	7	0,99
8500	9000	44	0,97	39	0,83
9000	9500	39	1,00	47	1,00
9500	10000	4	1,00	7	1,00
10000	10500	82	1,00	77	0,99
10500	11000	1	NaN ¹	3	1,00
11000	11500	7	0,80	9	1,00
11500	12000	77	1,00	74	0,96

¹Tamaño de muestra insuficiente para la comparación.

Para completar la evaluación de la dirección se ha realizado un histograma de diferencias mínimas entre ángulos. De esta forma, se puede conocer la diferencia angular existente entre la dirección pronosticada y la observada por el radiosondeo. A las 1200 UTC (Figura 4.7a) se ha detectado que el 33,8 % de la muestra ha presentado una diferencia de $\pm 10^\circ$, y que el 95 % ha estado por debajo de $\pm 50^\circ$. A las 0000 UTC (D+1) el porcentaje de casos con una diferencia de $\pm 10^\circ$ ha disminuido (30,9 % de la muestra), pero el 95 % de los casos se ha mantenido por debajo de $\pm 50^\circ$ (Figura 4.7b).

4. VERIFICACIÓN DEL MODELO *MM5*

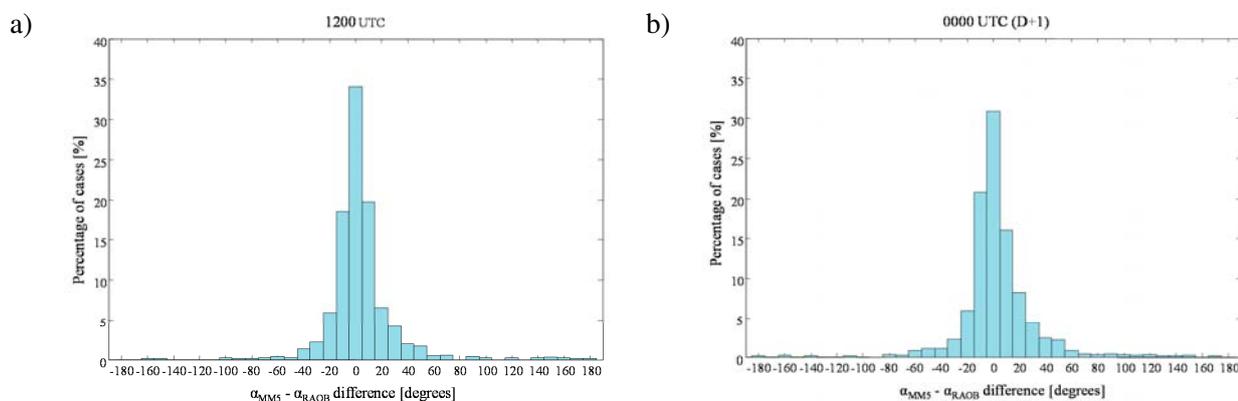


Figura 4.7: Histograma de diferencia entre ángulos ($\alpha_{MM5} - \alpha_{RW}$) en grados decimales (a) a las 1200 UTC y (b) a las 0000 UTC (D+1).

4.5 Discusión de resultados

La comparación de los datos del *MM5* con las observaciones de la sonda del Aeropuerto de Madrid-Barajas ha demostrado que las simulaciones realizadas han pronosticado sondeos realistas durante los eventos de precipitación invernal detectados en el S.C. Los perfiles de temperatura y humedad absoluta han sido muy similares a los medidos por radiosondeos, puesto que los coeficientes de correlación han estado muy próximos a 1. Además, se ha encontrado que el campo de vientos también se ha modelizado correctamente. Los coeficientes de correlación para la velocidad del viento pronosticada han sido estadísticamente significativos a todas las alturas para un nivel de confianza del 95 %. Con respecto a la dirección del viento, los coeficientes de correlación han sido de 0,94 a las 1200 UTC y 0,93 a las 0000 UTC (D+1), aunque se han encontrado correlaciones bajas al comparar ángulos próximos a 360° y a 0° . La diferencia de ángulos ($\alpha_{MM5} - \alpha_{RW}$) llevada a cabo para determinar la diferencia real entre la dirección observada y la pronosticada, ha mostrado que el 95 % de los casos simulados no ha diferido más de $\pm 50^\circ$ con respecto a las observaciones. Los buenos resultados encontrados a las 0000 UTC (D+1) –muy similares a los de las 1200 UTC– indican que la precisión del *MM5* se ha mantenido 24 horas después de la inicialización del modelo.

Al haber realizado la validación del *MM5* para situaciones de precipitación invernal en el S.C., se ha estimado conveniente comprobar la capacidad del modelo para pronosticar nieve en los días indicados en la Tabla 4.3. La limitación de los modelos para la predicción

de precipitación es bien conocida y está muy bien documentada (e.g. Tapiador et al., 2012, García-Ortega et al., 2007, García-Ortega et al., 2009). Esto ha motivado que, a pesar de estar fuera del ámbito de esta Memoria, se realizara un control de los datos de precipitación de nieve dados por el modelo. Con este fin, se han comparado datos de observación con datos pronosticados de cantidad de agua líquida equivalente acumulada en 24 h en el Puerto de Navacerrada, a 1880 m de altura (40,8° N, 4,0° W). Los datos de observación, facilitados por la AEMET, se han comparado con los valores medios pronosticados por el *MM5* para un área de 33 × 33 km (10 × 10 puntos de malla) con centro en Navacerrada. De los 87 días simulados, el 95,4 % han pronosticado acumulación de nieve mayor o igual a 0,1 mm en 24 horas⁴, mientras que el 4,6 % restante no han pronosticado precipitación en forma de nieve. Esto se traduce en que el modelo no ha sido capaz de reproducir el campo de precipitación de nieve observada en 4 de los 87 días estudiados: el 27/01/2010, el 28/01/2010, el 08/03/2010 y el 18/02/2011. Estos días no han sido tenidos en cuenta en el proceso de selección de días con ondas y sin ondas realizado para el desarrollo del Capítulo 5.

⁴Cantidad mínima detectable por un pluviómetro (WMO, 2008)

DetECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

Las características de las OM, tales como la amplitud o la longitud de onda, son muy dependientes de la estructura montañosa que las forma y han sido extensamente estudiadas en numerosos sistemas montañosos del mundo, como las Montañas Rocosas, (e.g. Ralph et al., 1997, Uhlenbrock et al., 2007), los Andes (e.g. de la Torre et al., 1999, Ralph et al., 1997), o los Alpes (e.g. Jiang et al., 2005, Doyle y Jiang, 2006). En la Península Ibérica se han realizado varios estudios en los Pirineos (e.g. Elkhalfi et al., 1995, Koffi et al., 2000), pero no hay demasiada información acerca de las ondas formadas por otras cordilleras peninsulares. En el caso del S.C., Ledesma (1959) elaboró un informe sobre OM para el Servicio Meteorológico Nacional en el que afirmaba que las ondas se formaban casi exclusivamente en situaciones de DANA (depresión aislada en altos niveles atmosféricos) y de bloqueo. No se ha documentado ningún otro trabajo sobre OM en el S.C. en los años posteriores. Los resultados de la Memoria que aquí se presentan aportan información más extensa y detallada sobre las ondas originadas por el S.C. empleando datos observacionales y de modelización. Como ya se describió en la Sección 1.2, existen dos requisitos necesarios para la formación y propagación de OM: (1) la presencia de viento perpendicular al sistema montañoso, que aporte la energía cinética suficiente para que la parcela

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

de aire supere la barrera montañosa; y (2) la existencia de estabilidad estática a sotavento, que permita la oscilación de la parcela respecto a su nivel de equilibrio favoreciendo así su propagación.

En este Capítulo se analizan estos dos requisitos para una serie de casos de estudio que son de interés en este trabajo. De esta forma, tras la presentación de los casos y de su situación sinóptica (Secciones 5.1 y 5.2, respectivamente), se analiza la estabilidad estática (Sección 5.3) y la capacidad del flujo para superar el S.C. (Sección 5.4) de cada uno de ellos. Finalmente, se incluye una caracterización de las OM detectadas con el modelo (Sección 5.6), así como una aproximación a la capacidad de éste para pronosticar turbulencia (Sección 5.7).

5.1 Casos de estudio

Este trabajo se ha centrado en el análisis de situaciones con precipitación en forma de nieve y con flujo de NW, que favorecen la aparición de OM en la cara S del S.C. Estas condiciones son extremadamente adversas para la aviación y suponen un riesgo en operaciones de despegue o aproximación al Aeropuerto de Madrid-Barajas. Para la identificación de estas situaciones se han utilizado imágenes de MSG-2 del canal visible de alta resolución. Se trata de una técnica muy extendida para la observación de OM, pero está limitada a la existencia de contenido de humedad suficiente para la formación de nubes lenticulares a sotavento y sólo puede emplearse durante las horas diurnas.

De los 90 días de nieve registrados entre 2008 y 2011, se observaron nubes lenticulares asociadas con OM en el 27 % de los casos (25 días), mientras que en el 63 % restante (65 días) este patrón estuvo ausente. En particular, el estudio se ha centrado en el análisis en detalle de seis casos con OM en la cara S del S.C. (Tabla 5.1). Por otra parte, se seleccionaron otros 4 días en los que, habiéndose registrado precipitación de nieve, y tener flujo de N-NW, no se observaron nubes lenticulares en las imágenes de satélite (Tabla 5.2).

Con el fin de facilitar la comprensión de este capítulo, a los días en los que se observaron nubes lenticulares se les ha denominado días “con ondas de montaña (cOM)”, y a aquellos en que no se detectaron, días “sin ondas de montaña (sOM).”

Tabla 5.1: Días e intervalos horarios en los que se detectaron OM (cOM).

Día	Hora (UTC)	Flujo
24/11/2008	0800 a 1500	NW
10/12/2008	0800 a 1600	N
07/02/2009	1200 a 1600	N
30/11/2009	1100 a 1500	NW
30/01/2010	0800 a 1600	NW
11/02/2010	0800 a 1600	N

Tabla 5.2: Días e intervalos horarios en los que no se detectaron OM (sOM).

Fecha	Hora (UTC)	Flujo
28/11/2008	0800 a 1600	NW
13/01/2009	0800 a 1600	NW
07/01/2010	0800 a 1600	N
29/01/2011	0800 a 1600	NW

5.2 Situaciones sinópticas

En esta Sección se describen las situaciones sinópticas de los días cOM y sOM. Las figuras que aquí se presentan han sido ampliadas y recogidas en el Anexo C para su mejor visualización.

5.2.1 Días con ondas

a) 24 de Noviembre de 2008

El 24 de Noviembre de 2008 formó parte de un episodio de entrada de una masa de aire marítima Ártica (mA) en la Península, iniciado el 22 de Noviembre. La situación vino marcada por la presencia de un anticiclón centrado al N de las Islas Azores, mientras que una profunda baja situada en la zona escandinava favoreció la entrada de una masa de aire frío sobre la Península Ibérica (Figura 5.1a-b). Con esta configuración se dio una advección con fuertes vientos de componente N sobre la Península; ligados a su vez, al paso de la corriente en chorro polar, que cruzó de W a E con velocidades en torno a 60 m s^{-1} a 300 hPa (Figura 5.1d). Los vientos a 750 hPa (por encima de las cimas del S.C.) pasaron de 10

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

m s^{-1} a las 0000 UTC a 30 m s^{-1} a las 0600 UTC (Figura 5.1c) en la zona centro del país. En superficie, la estación meteorológica de Navalmedio también registró fuertes vientos, con rachas de hasta $24,6 \text{ m s}^{-1}$ (0800 UTC, 1030 UTC) y vientos sostenidos entre 8 y 12 m s^{-1} entre las 0400 y las 1100 UTC.

En cuanto al contenido de humedad, la Figura 5.1e muestra que en las primeras horas del día, la mayor humedad relativa se concentró en la mitad N del país, aunque fue en aumento en el resto con el transcurso de la jornada.

Las imágenes del canal visible de alta resolución de MSG-2 mostraron una gran actividad ondulatoria, detectada por la existencia de nubes lenticulares estacionarias (Figura 5.1f-g). A las 0800 UTC las nubes lenticulares aparecieron principalmente en el NW y centro del país. Con el paso de la corriente en chorro, la actividad ondulatoria se fue desplazando hacia el S y fue desapareciendo por el NW. De esta forma, entre las 0800 y las 1100 UTC existían ondas de gravedad a barlovento del S.C., probablemente formadas por los sistemas montañosos del N. A sotavento, la actividad ondulatoria se mantuvo desde las 0800 UTC hasta, al menos, las 1500 UTC.

Las medidas en superficie reflejaron el descenso térmico debido a la entrada de la masa de aire frío. En Navalmedio la temperatura registrada a las 0000 UTC fue de $6 \text{ }^{\circ}\text{C}$, y a las 2330 UTC de $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$. La precipitación acumulada en Navalmedio y en el Puerto de Navacerrada fue de 8,9 mm y 12,2 mm de agua líquida equivalente, respectivamente.

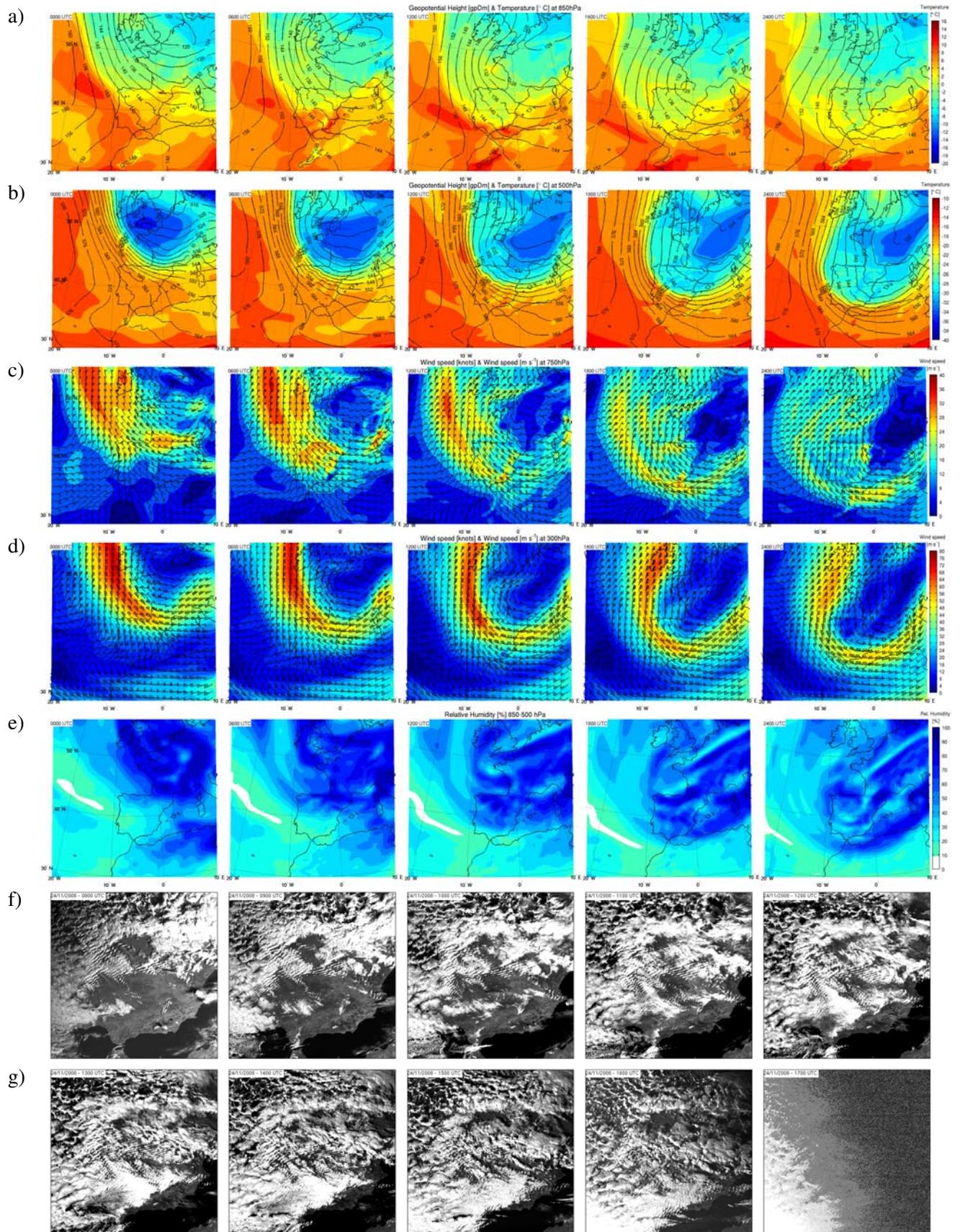


Figura 5.1: (a) Altura geopotencial y temperatura a 850 hPa y (b) a 500 hPa; (c) velocidad del viento a 750 hPa y (d) a 300 hPa; (e) humedad relativa media entre 850 y 500 hPa; y (f-g) imágenes del canal visible de MSG-2 para el 24 de Noviembre de 2008 (ver Anexo C, págs. 227-233).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

b) 10 de Diciembre de 2008

El 10 de Diciembre de 2008 la Península se encontró bajo la influencia de una fuerte advección de aire frío de N como consecuencia de la presencia de una baja centrada en los países escandinavos y del anticiclón de las Azores, desplazado hacia al N respecto de su posición habitual (Figura 5.2a-b). Esta disposición favoreció la entrada de vientos fuertes desde el Ártico, dando lugar a la entrada de una masa de aire muy frío (mA). Durante la madrugada, los vientos eran de componente NNE, y fueron rolando progresivamente a NNW, a medida que el eje de la vaguada se desplazaba hacia el Mediterráneo. En este día la corriente en chorro del hemisferio norte cruzó la Península de W a E, aunque debilitándose a su paso (Figura 5.2d). A 750 hPa los vientos pronosticados fueron menos intensos que en el caso anterior, siendo de unos 20 m s^{-1} en la zona del S.C. (Figura 5.2c). En superficie, en Navalmedio, se registraron rachas de hasta 28 m s^{-1} (0230 UTC). La mayor concentración de humedad tuvo lugar en el Mediterráneo por la presencia de un frente asociado a una baja formada en el Golfo de León que se fue profundizando durante el día. El frente se desplazó de W a E, situándose sobre las Islas de Córcega y Cerdeña al final del día. Por la parte septentrional del país, la advección húmeda del N favoreció la formación de nubosidad (Figura 5.2e). En las imágenes de satélite (Figura 5.2f-g) se pudo apreciar la existencia de OM en la cara S del S.C. entre las 0800 y las 1600 UTC. También se detectaron ondas en la mitad N del país entre las 0800 y las 1200 UTC, aunque no se puede asegurar que éstas se hayan propagado hasta el S.C. ya que el ambiente era muy seco y las nubes lenticulares asociadas a ondas únicamente aparecieron en las estribaciones de los sistemas montañosos. A partir de las 1200 UTC, con el aumento de la nubosidad aumentó la cantidad de nubes lenticulares, si bien éstas parecen no haber alcanzado la cara N del S.C.

Al igual que el 24 de Noviembre de 2008, las medidas de temperatura en superficie reflejaron un descenso térmico notable, ya que la máxima en Navalmedio se alcanzó a las 0000 UTC con $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y fue disminuyendo durante la jornada hasta los $-2,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (2330 UTC). Las mayores nevadas se registraron en la cara N del S.C. En Navalmedio se produjeron nevadas intermitentes durante todo el día que acumularon $0,6 \text{ mm}$ agua líquida equivalente. En el Puerto de Navacerrada se recogieron $1,1 \text{ mm}$ agua líquida equivalente acumulada.

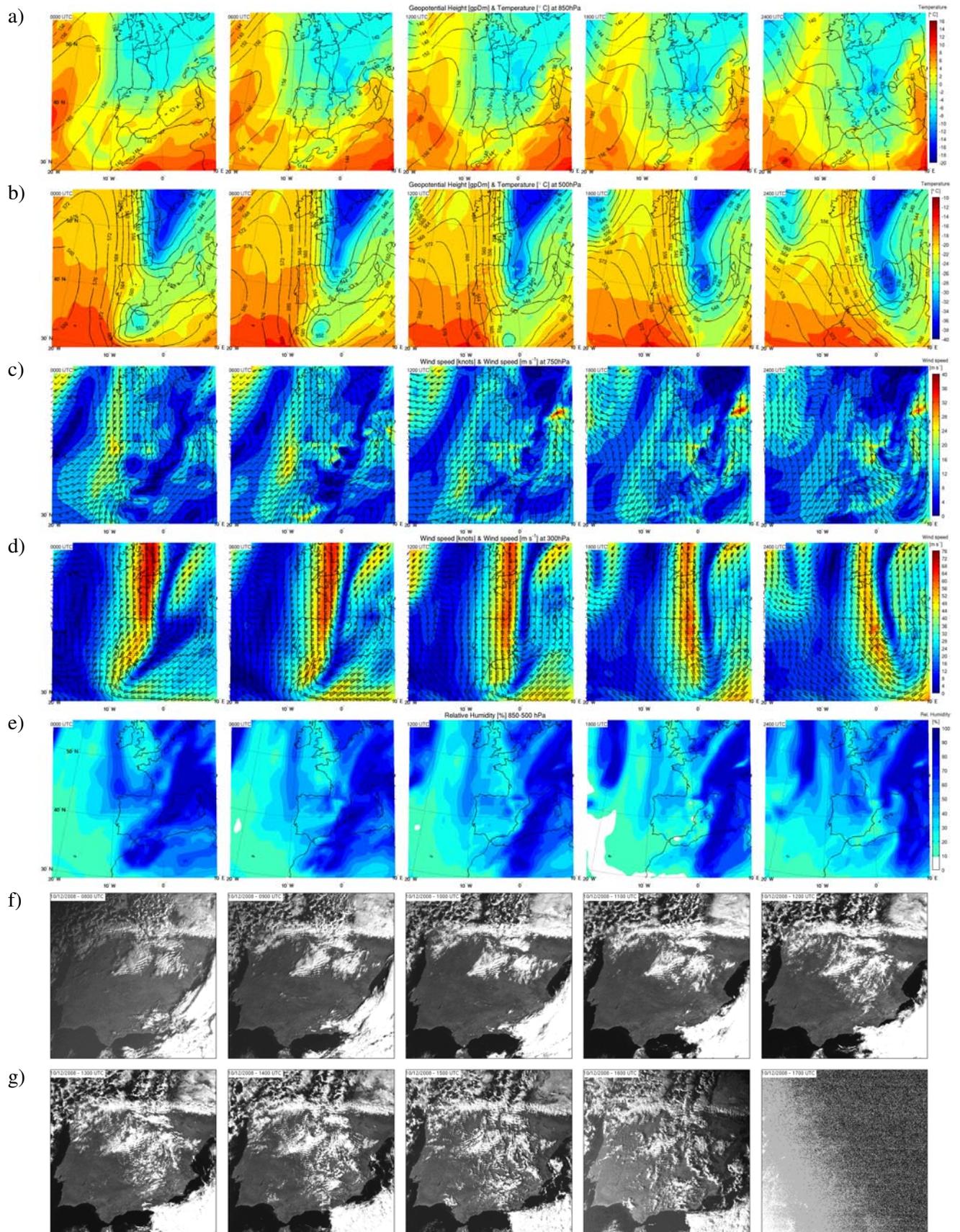


Figura 5.2: Igual que la Figura 5.1, pero para el 10 de Diciembre de 2008 (ver Anexo C, págs. 234-240).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

c) 7 de Febrero de 2009

El 7 de Febrero de 2009, la Península se volvió a ver afectada por una masa de aire mA. La presencia de una baja sobre Centroeuropa junto con el anticiclón de las Azores, favorecieron la entrada de vientos del NW en la Península y con ello la entrada de aire frío procedente del Ártico (Figura 5.3a-b). Con el paso de la vaguada de W-E, la corriente en chorro volvió a cruzar la Península, intensificándose a medida que se desplazaba hacia el Mediterráneo. A su paso por la zona centro del país se pronosticaron vientos de componente N de en torno a 65 m s^{-1} (Figura 5.3d). A 750 hPa la velocidad estimada fue de 15 m s^{-1} (Figura 5.3c). En superficie se registraron vientos sostenidos de entre $2,7$ y $8,5 \text{ m s}^{-1}$. La racha máxima fue de $18,8 \text{ m s}^{-1}$ (1530 UTC).

En cuanto a la humedad, el *MM5* pronosticó una alta humedad relativa a las 0000 UTC en toda la península, aunque ésta fue disminuyendo con el paso del día, restringiéndose al Cantábrico y NE peninsular. Por el W se aproximó un frente cálido que al final del día afectó a Galicia, y que durante la jornada siguiente afectaría al resto del país (Figura 5.3e).

En las imágenes de satélite se pudo apreciar que la nubosidad más compacta se localizó en la cara N de los sistemas montañosos de la mitad septentrional del país. Las nubes lenticulares indicadoras de actividad ondulatoria comenzaron a apreciarse a las 1200 UTC a sotavento del S.C., coincidiendo con la entrada de vientos fuertes en altura por la corriente en chorro. La actividad ondulatoria fue incrementándose con las horas, coincidiendo con el periodo de mayor incidencia de la corriente en chorro sobre el S.C. A partir de las imágenes de satélite no se detectaron nubes lenticulares a barlovento del S.C (Figura 5.3f-g).

Las medidas en campo mostraron que las temperaturas se mantuvieron muy bajas, con una máxima de $-0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (1745 UTC) y una mínima de $-4,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (0800 UTC) en Navalmedio. Las mayores cantidades de precipitación acumulada se registraron en la cara N, si bien a las 1800 UTC comenzó a nevar también a sotavento. Así, en este día se recogieron $0,7 \text{ mm}$ de agua líquida equivalente en Navalmedio, y $1,5 \text{ mm}$ en el Puerto de Navacerrada.

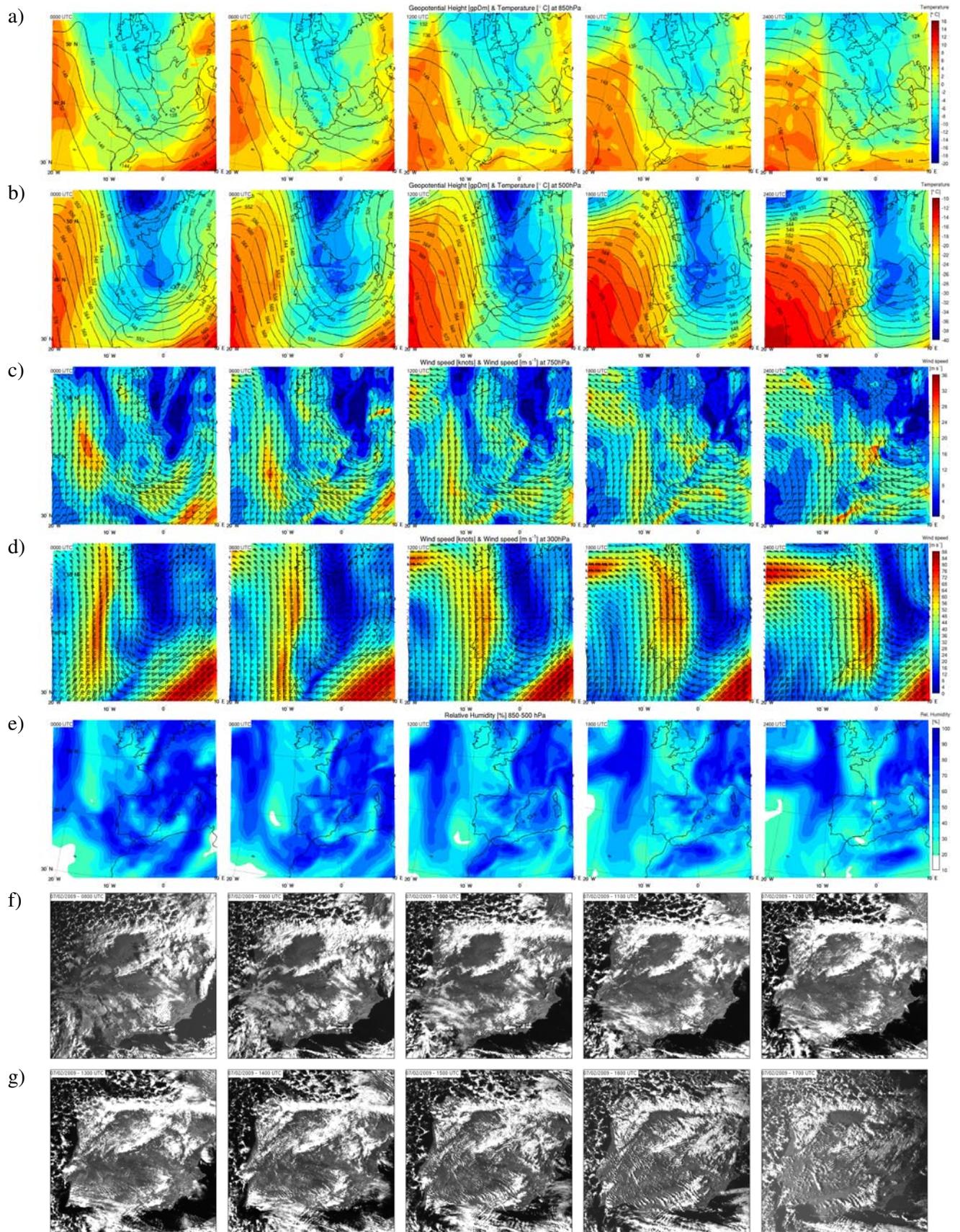


Figura 5.3: Igual que la Figura 5.1, pero para el 7 de Febrero de 2009 (ver Anexo C, págs. 241-247).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

d) 30 de Noviembre de 2009

El 30 de Noviembre de 2009 fue un día de configuración muy similar a la del 7 de Febrero de 2009, ya que la disposición del anticiclón de las Azores y la de la baja sobre el mar del Norte favoreció la canalización de vientos de NW fríos, y la Península volvió a verse afectada por una masa de aire mA (Figura 5.4a-b). Además, la corriente en chorro volvió a cruzar el país con una clara componente N, afectando a la zona centro en las horas centrales del día (Figura 5.4d). Los vientos pronosticados a 750 hPa fueron de unos 20 m s^{-1} (Figura 5.4c). En superficie, la racha máxima fue de $16,5 \text{ m s}^{-1}$, si bien los vientos sostenidos se mantuvieron entre 0 y 4 m s^{-1} .

En relación al campo de humedad, ésta fue muy alta en todo el país por la entrada de vientos húmedos del Atlántico. Sobre el S.C. la humedad se mantuvo en torno al 70 % durante todo el día, y se acumuló principalmente en la cara N. Por otra parte, en la Figura 5.4e se aprecia la llegada de un frente cálido por el W asociado a una masa de aire más cálida que afectó a la Península al día siguiente.

Únicamente se dispone de imágenes de satélite entre las 1100 y las 1500 UTC (Figura 5.4f-g), en las que se aprecia la acumulación de nubosidad en la cara N de los sistemas montañosos y en el cuadrante NE del país. Además, fue patente la actividad ondulatoria, al detectarse nubes lenticulares a sotavento del S.C. en todas las horas de las que se disponen datos. No se observaron este tipo de nubes a barlovento, aunque no se descarta que pudiera haber actividad ondulatoria al N del S.C.

Las medidas en superficie reflejaron una máxima de $4,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (1425 UTC) y una mínima de $-1,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (0140 UTC) en Navalmedio, donde las precipitaciones fueron en forma de nieve. No se dispone de datos de precipitación acumulada en esta ubicación, pero en el Puerto de Navacerrada se acumularon $2,1 \text{ mm}$ de agua líquida equivalente.

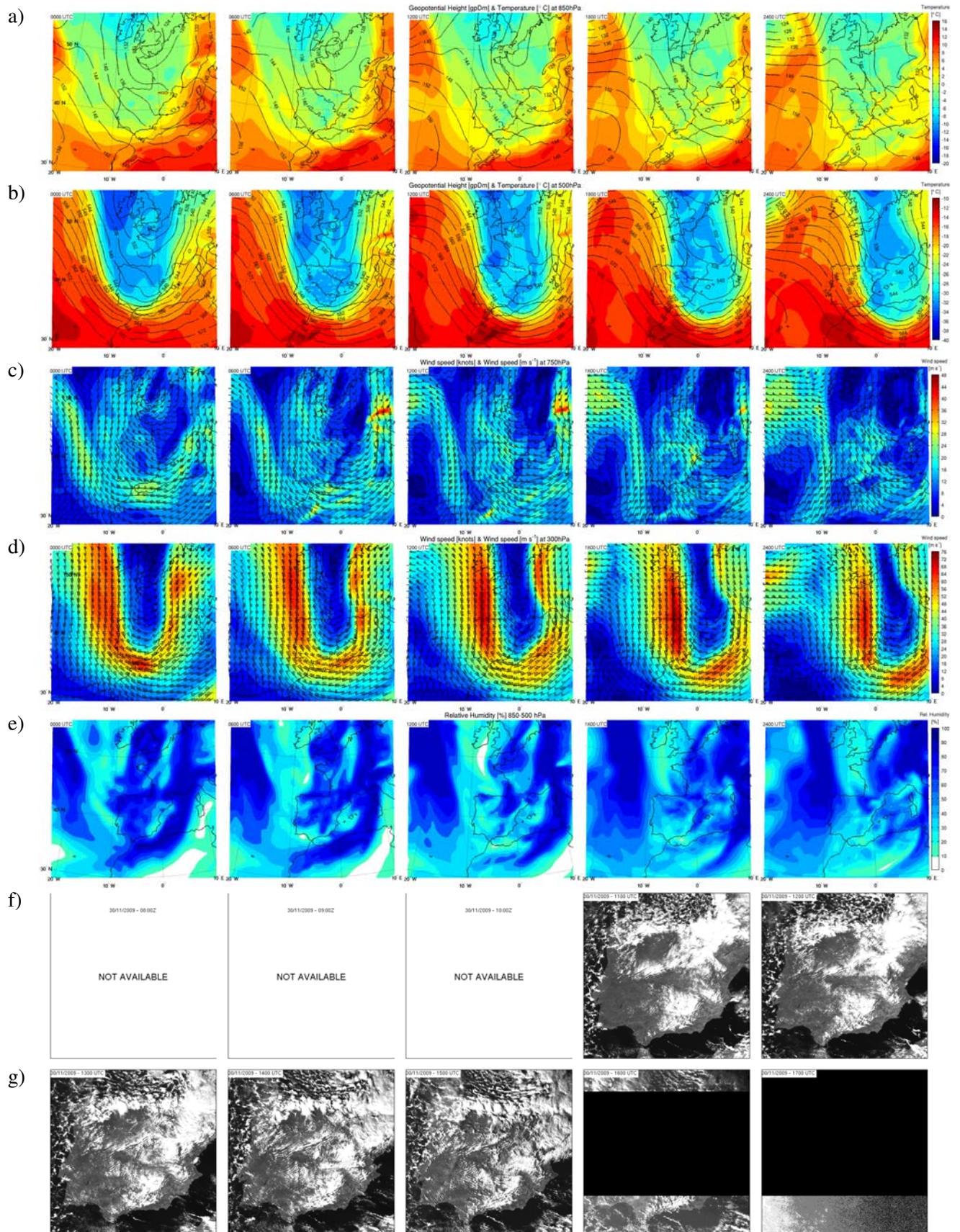


Figura 5.4: Igual que la Figura 5.1, pero para el 30 de Noviembre de 2009 (ver Anexo C, págs. 248-254).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

e) 30 de Enero de 2010

Fue una situación muy similar a la del 24 de Noviembre de 2008. El anticiclón centrado al N de las Azores, junto con la borrasca situada sobre Dinamarca, favorecieron la canalización de vientos de componente NW. Esta configuración produjo una advección sobre la Península de una masa de aire mA fría y húmeda. La corriente en chorro polar volvió a cruzar la Península de W a E, aunque su velocidad fue menor que en los casos anteriores. El flujo de aire tenía componente NW y afectó especialmente a la mitad N del país (Figura 5.5a-b). A 750 hPa los vientos más intensos se concentraron en el NE peninsular, al canalizarse por el valle del Ebro. En la zona centro se pronosticaron vientos de NW de 10 m s^{-1} (Figura 5.5c).

Durante esta jornada la nubosidad se concentró en la mitad septentrional del país, y especialmente en el Cantábrico (Figura 5.5e).

En las imágenes de satélite se aprecia muy bien la actividad ondulatoria entre las 0800 y las 1600 UTC, al haberse detectado nubes lenticulares estacionarias a sotavento de los Montes de León y del S.C. En el caso del S.C., estas nubes se formaron en su zona E, mientras que apenas se detectaron en la zona W y Centro (Figura 5.5f-g). Durante esta jornada la temperatura máxima registrada en el Puerto de Navacerrada fue de $-2,8 \text{ }^\circ\text{C}$ (1545 UTC) y la mínima de $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ (0950 UTC). La racha máxima y la velocidad media del viento fueron de $10,8 \text{ m s}^{-1}$ (0145 UTC) y $2,2 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente. Aunque no se dispone de datos de Navalmedio entre las 0000 y las 1100 UTC, se sabe que a estas horas se dieron las mayores rachas de viento, así como las precipitaciones más cuantiosas en forma de nieve. Entre las 1100 y las 2400 UTC, la racha máxima registrada en Navalmedio fue de $14,8 \text{ m s}^{-1}$ (1420 UTC) y se acumularon 1,8 mm de agua líquida equivalente.

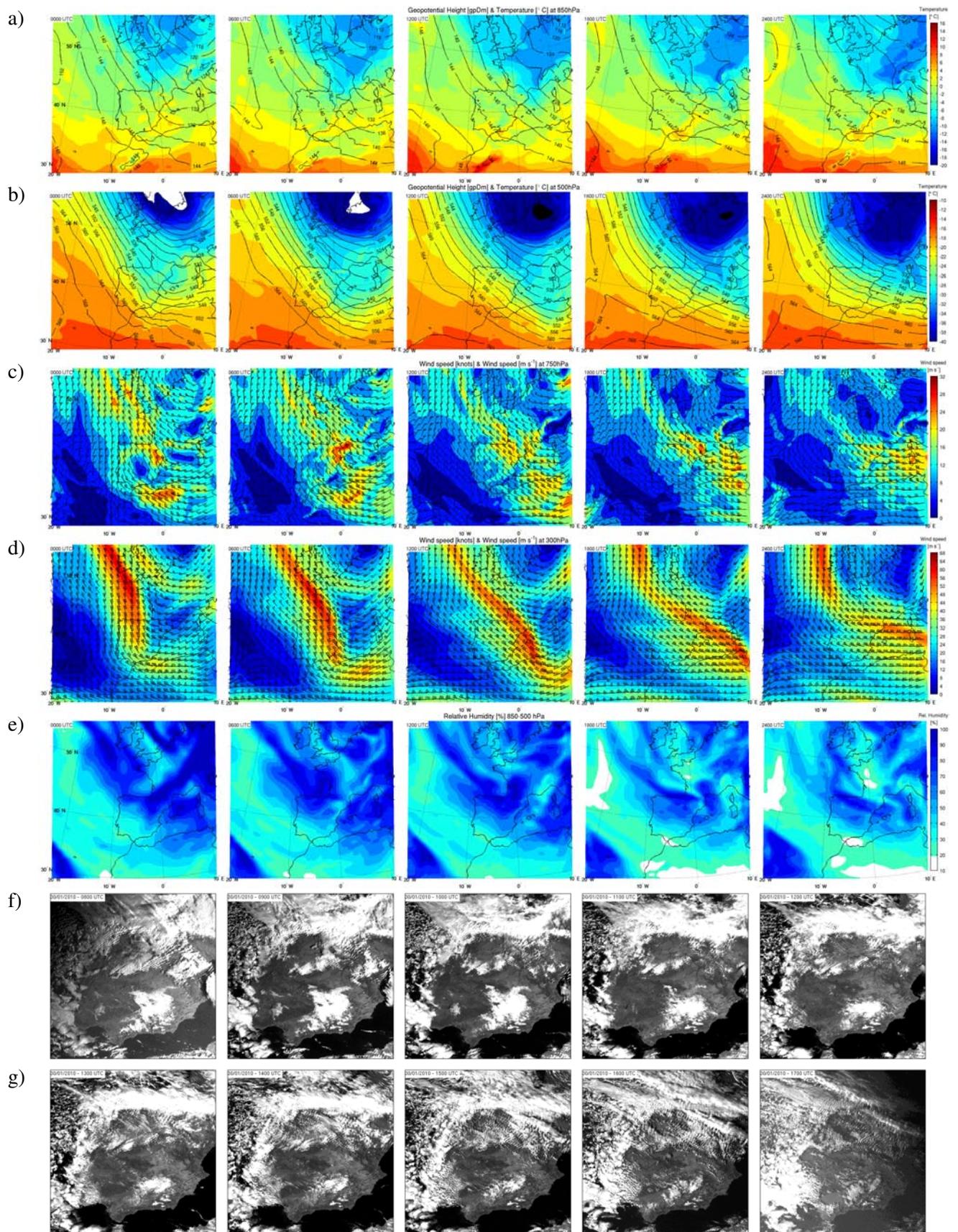


Figura 5.5: Igual que la Figura 5.1, pero para el 30 de Enero de 2010 (ver Anexo C, págs. 255-261).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

f) 11 de Febrero de 2010

El 11 de Febrero de 2010 la situación sinóptica fue diferente a la del resto de casos de estudio. En esta ocasión el Anticiclón se desplazó al S de las Islas Azores, y se formó un segundo centro de altas presiones sobre las Islas Británicas. Por otra parte, la existencia de una baja sobre Italia favoreció la advección de aire frío del NE procedente de Siberia (masa de aire continental polar, cP). Además, esta baja experimentó una evolución retrógrada, situándose en el Golfo de León al final del día (Figura 5.6a-b). Esta situación permitió la entrada de vientos de componente N-NE que aportaron mucha humedad al Cantábrico, donde se concentró la precipitación. A 300 hPa se pronosticaron vientos fuertes de hasta 70 m s^{-1} por la presencia de un *jet streak* embebido en la corriente en chorro que cruzó la península de W a E y que afectó a la mitad S del país (Figura 5.6d). Los vientos a 750 hPa rondaron los 12 m s^{-1} en el entorno del S.C (Figura 5.6c).

En relación al campo de humedad, ésta se acumuló en el tercio N, donde la precipitación fue más abundante por el ascenso forzado por la Cordillera Cantábrica de la masa de aire húmeda atlántica. En la Figura 5.6e se puede apreciar la aproximación de un frente cálido por el W, así como el alejamiento de una masa nubosa por el SW que había dejado precipitaciones en la mitad meridional del país en el día anterior.

A través de las imágenes de satélite se pudo confirmar que la nubosidad se concentró en el Cantábrico y en el SW peninsular, donde quedaron restos del frente que cruzó la mitad meridional del país el día anterior. También se pudo detectar la existencia de actividad ondulatoria a sotavento del S.C., y especialmente en el SW del país, zona en la que se situó la corriente en chorro. Las nubes lenticulares en la cara S del S.C. se detectaron en todas las horas del canal visible. También se detectaron ondas en la cara S de la Cordillera Cantábrica, si bien las nubes formadas por las mismas estaban poco definidas (Figura 5.6f-g).

Las temperaturas medidas en Navalmedio por la presencia de la masa de aire cP. La máxima registrada fue de $-2,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (1310 UTC) y la mínima de $-6,9 \text{ }^{\circ}\text{C}$. La racha máxima y la velocidad media del viento fueron de $15,2 \text{ m s}^{-1}$ (0635 UTC) y de $3,4 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente. En esta jornada se recogieron 0,4 mm de agua líquida equivalente acumulada en Navalmedio, y 0,2 mm de en el Puerto de Navacerrada.

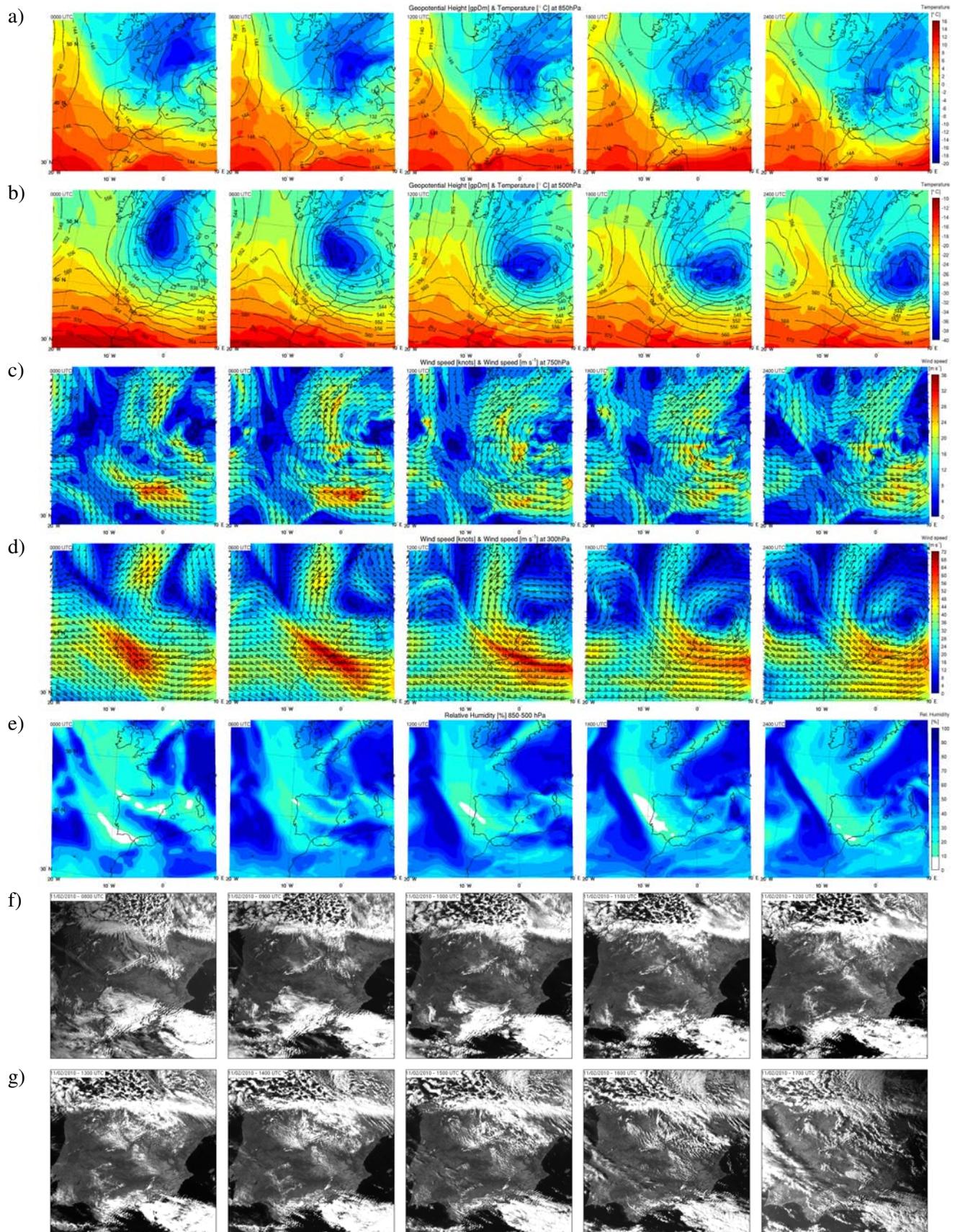


Figura 5.6: Igual que la Figura 5.1, pero para el 11 de Febrero de 2010 (ver Anexo C, págs. 262-268).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

5.2.2 Días sin ondas

a) 28 de Noviembre de 2008

En esta jornada el Anticiclón centrado al N de las Islas Azores y la baja situada sobre la península Escandinava favorecieron la entrada de una masa de aire mP en la Península. En el transcurso del día una profunda vaguada, asociada a la baja escandinava, fue descendiendo de latitud hasta formar una baja al N de Galicia. El aire cálido asociado fue entrando por la península de W a E (Figura 5.7a-b). Con esta situación sinóptica, los vientos a 750 hPa rolaron de componente NW a SW a lo largo del día. La velocidad también fue aumentando progresivamente, y en el entorno del S.C. pasó de 12 m s^{-1} de madrugada a 24 m s^{-1} al final del día (Figura 5.7c).

A 300 hPa el flujo de aire tenía clara componente N de madrugada, aunque sobre el S.C. roló rápidamente a componente W. En este caso no se registró ningún *jet streak* sobre la península, por lo que la velocidad de los vientos en altura fue menor que en los casos cOM (Figura 5.7d).

El campo de humedad relativa mostró la presencia de un frente cálido primero y uno frío después que atravesaron el país de W a E, así como la humedad asociada a una baja centrada en el Mediterráneo (Figura 5.7e). En las imágenes del canal visible de alta resolución de MSG-2 se observó la entrada del frente frío por el W peninsular, cubriendo el país completamente a las 1600 UTC (Figura 5.7f-g).

En este día se registraron precipitaciones abundantes en forma de nieve en Navalmedio y Navacerrada, acumulándose 7,3 mm y 11,8 mm de agua líquida equivalente, respectivamente. En superficie los vientos fueron flojos de dirección variable, con una velocidad media de $1,1 \text{ m s}^{-1}$ en Navalmedio ($2,2 \text{ m s}^{-1}$ en el Puerto de Navacerrada).

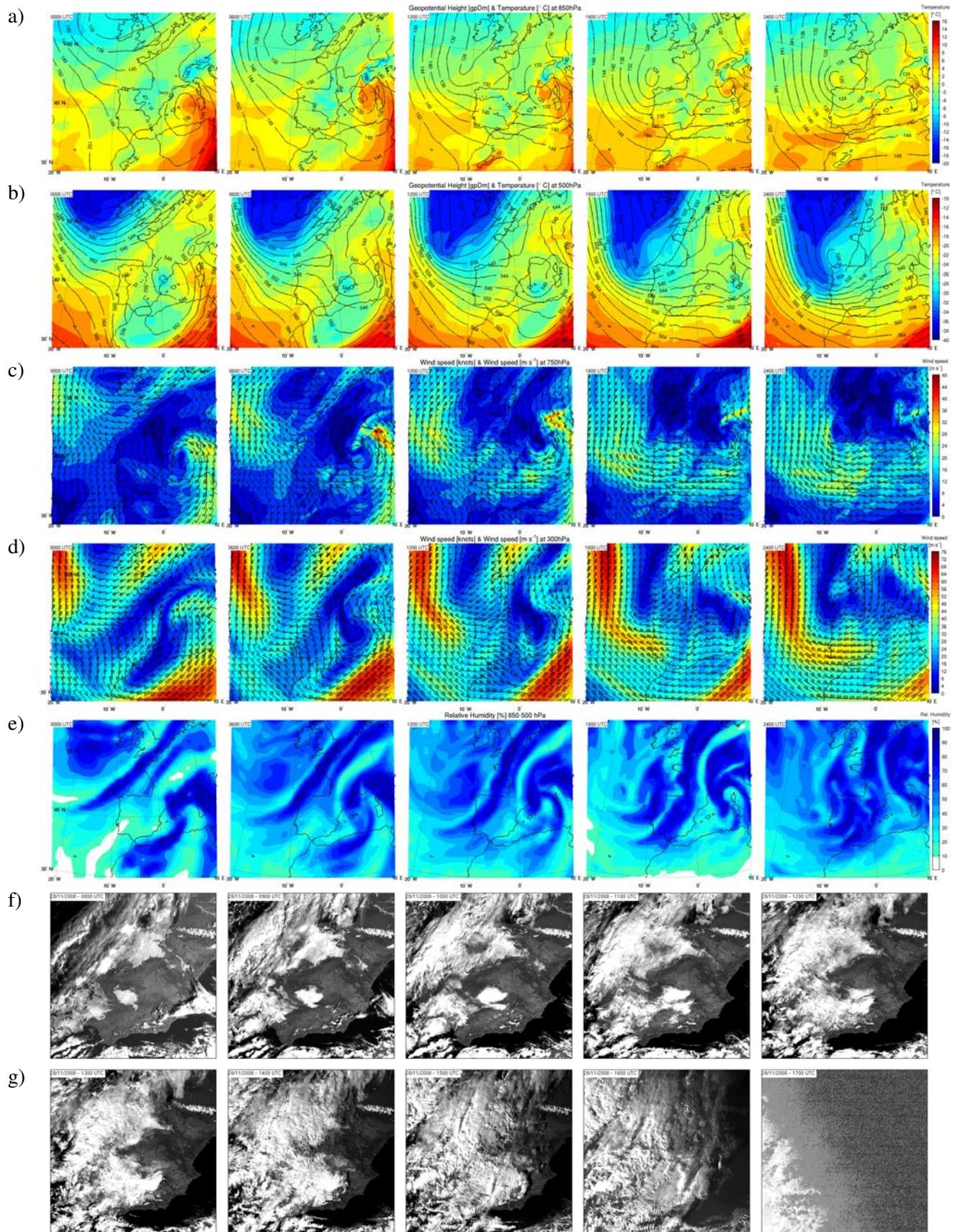


Figura 5.7: Igual que la Figura 5.1, pero para el 28 de Noviembre de 2008 (ver Anexo C, págs. 269-275).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

b) 13 de Enero de 2009

El 13 de Enero de 2009 la cuña anticiclónica que se extendía sobre la Península Ibérica se vio desplazada por la entrada de una masa de aire marítima polar (mP) por el NW, asociada a una vaguada en altura. La vaguada bien marcada a 500 hPa, y más desdibujada en capas bajas, venía acompañada de una masa de aire frío que se tradujo en el paso de un frente que cruzó el país y dejó precipitaciones en forma de nieve en todo el S.C. (Figura 5.8a-b). Los vientos a 750 hPa rolaron de componente W a NW tras el paso del frente, con velocidades entre 7 y 14 m s⁻¹ (Figura 5.8c). Tras el paso del frente, la corriente en chorro polar, con un *jet streak* de componente N, se situó con un eje N-S sobre el centro del país (Figura 5.8d).

El paso del frente frío quedó reflejado en el campo de humedad relativa del *MM5* (Figura 5.8e), y se observó nítidamente en las imágenes del canal visible de alta resolución de *MSG-2* (Figura 5.8f-g). Las precipitaciones registradas en Navalmedio y Navacerrada acumularon 2,4 mm y 8,5 mm de agua líquida equivalente, respectivamente.

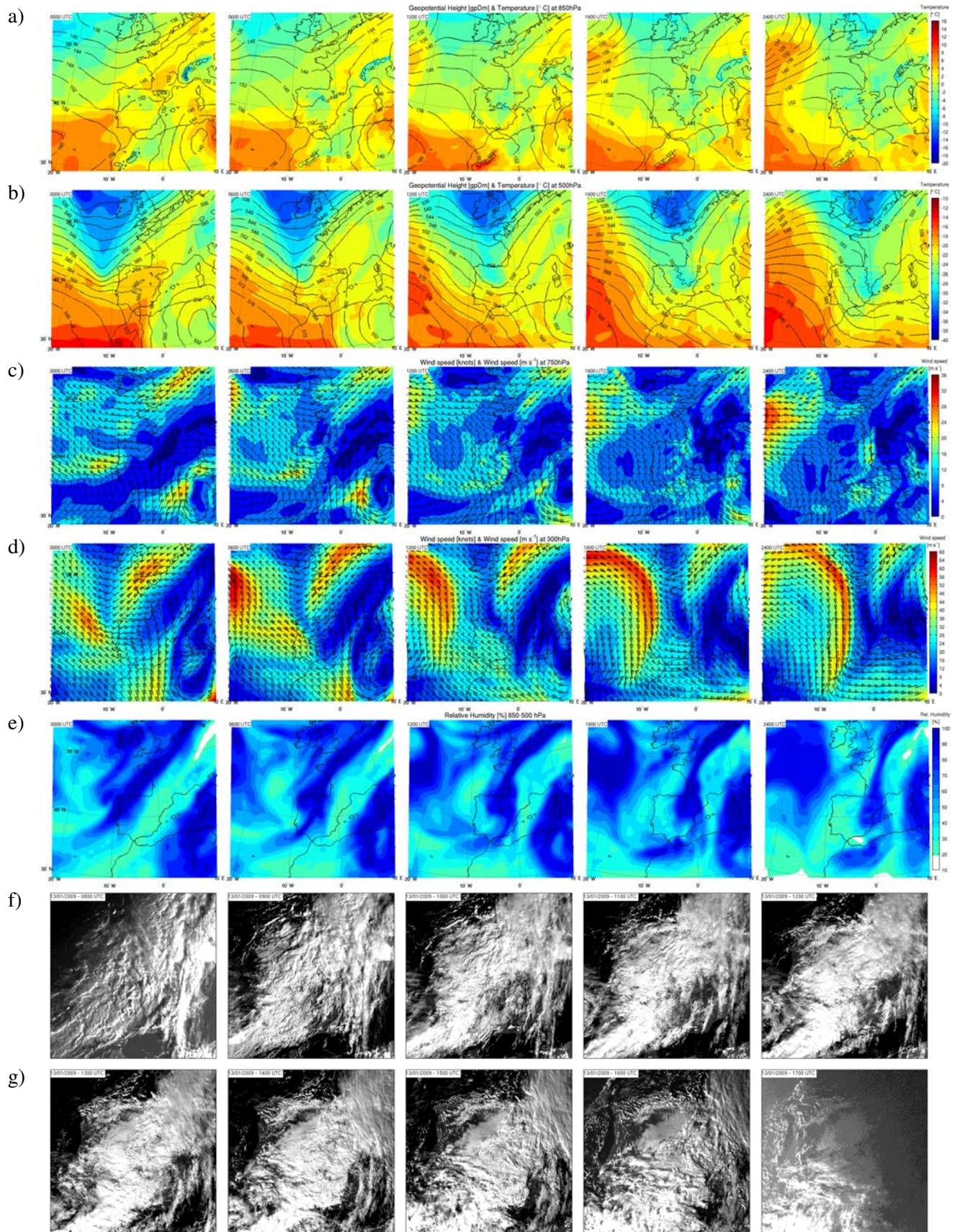


Figura 5.8: Igual que la Figura 5.1, pero para el 13 de Enero de 2009 (ver Anexo C, págs. 276-282).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

c) 7 de Enero de 2010

El 7 de Enero de 2010 en superficie se formó una borrasca en el SW peninsular cuyo centro fue profundizándose a medida que se desplazaba hacia el NE. A 500 hPa una profunda vaguada procedente del N de Europa y acompañada de aire muy frío, se adentró en la península de NW a SE. Esta situación produjo la entrada de una masa de aire frío mA y un descenso generalizado de las temperaturas. Por otra parte, en superficie, la borrasca situada en el S envió vientos húmedos de componente E-SE a la Península (Figura 5.9a-b).

El campo de vientos a 300 hPa indicó que ningún jet streak afectó a la península, ya que un ramal importante de la corriente en chorro se situaba en el N de África. De esta manera, la velocidad del flujo de aire a este nivel fue muy inferior a la de los casos anteriores (Figura 5.9d). A 750 hPa la circulación ciclónica debida a la baja situada sobre el Mediterráneo peninsular se hizo muy evidente (Figura 5.9c), y la velocidad del viento en superficie en el S.C. se incrementó notablemente, pasando de vientos en calma a las 0000 UTC a vientos sostenidos de $11,2 \text{ m s}^{-1}$ (2240 UTC) de componente N, y rachas de hasta $19,7 \text{ m s}^{-1}$ (2340 UTC) (datos recogidos en Navalmedio).

El campo de humedad del *MM5* reflejó porcentajes del 100 % de humedad en toda la Península a las 0000 UTC, y conforme la borrasca fue desplazándose hacia el NE del país, la humedad por el W fue disminuyendo (Figura 5.9e). Esto se confirmó con las imágenes de satélite, donde además se observa que en el Cantábrico se mantuvo la humedad por la advección húmeda procedente del Atlántico (Figura 5.9f-g).

En el S.C. las temperaturas sufrieron un descenso muy acusado por la entrada de la masa de aire mA con flujo del N. Así, en Navalmedio se registró una temperatura máxima de $-1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a mediodía (1250 UTC) y una mínima de $-5,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a las 2335 UTC. Además, las precipitaciones en forma de nieve fueron intensas, acumulándose 18,3 mm de agua líquida equivalente en el Puerto de Navacerrada.

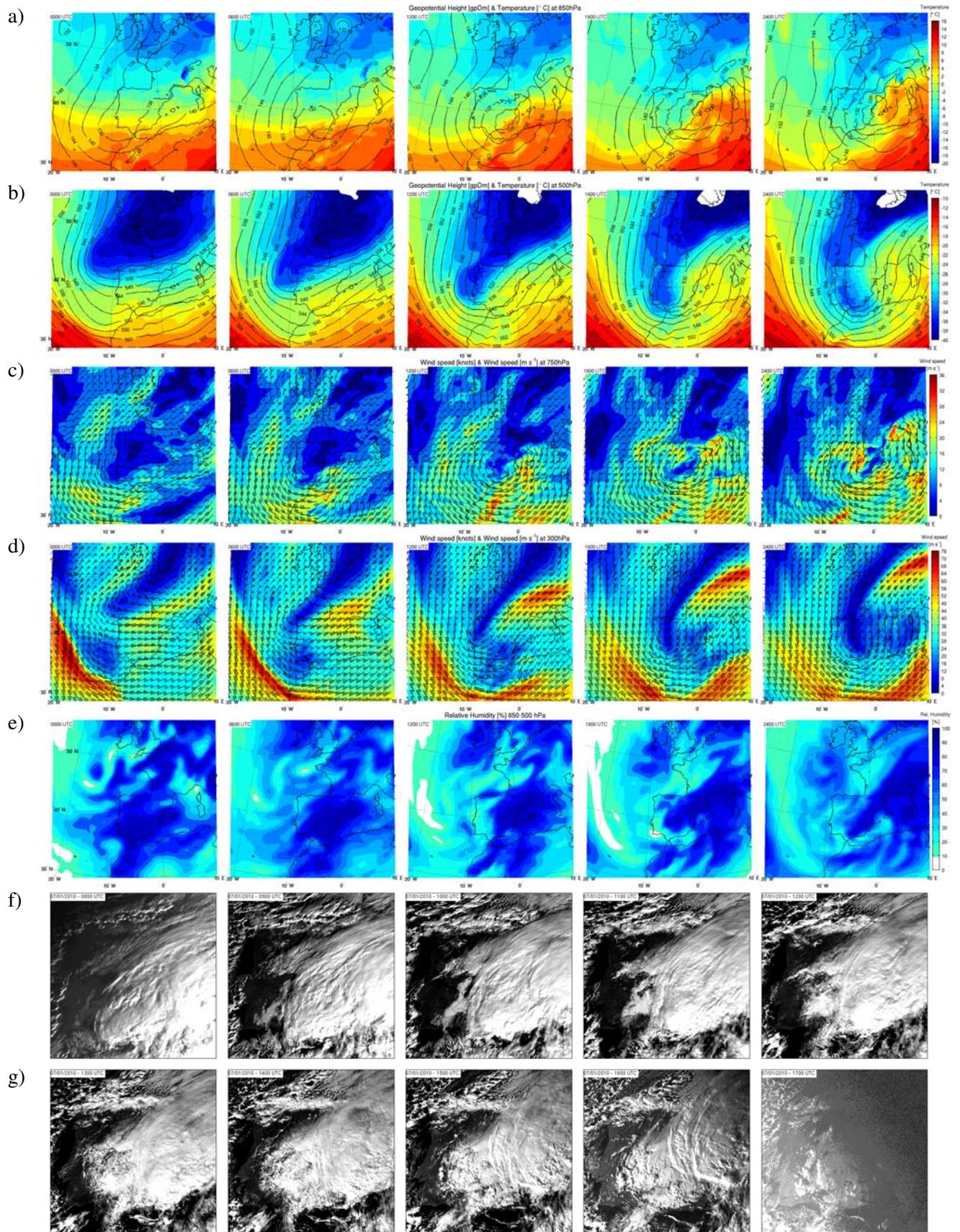


Figura 5.9: Igual que la Figura 5.1, pero para el 7 de Enero de 2010 (ver Anexo C, págs. 283-289).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

d) 29 de Enero de 2011

El 29 de Enero de 2011 se caracterizó por la existencia de una baja en superficie con centro en la Península y un Anticiclón sobre Centroeuropa. La circulación ciclónica sobre la Península envió vientos de componente NW cargados de humedad al entorno del S.C. (Figura 5.10a). Esto, unido a la existencia de un embolsamiento de aire frío en capas altas (Figura 5.10b), favoreció la existencia de precipitaciones en forma de nieve en todo el S.C.

En esta jornada los vientos a 750 hPa fueron flojos de componente N-NE en la mitad septentrional del país, y de componente W en la mitad S (Figura 5.10c). En el S.C. los vientos en superficie fueron flojos de dirección variable. La corriente en chorro polar circuló sobre el estrecho de Gibraltar, por lo que no afectó al S.C. (Figura 5.10d).

El campo de humedad del *MM5* pronosticó las mayores concentraciones en el tercio N por la entrada de vientos húmedos del Atlántico (Figura 5.10e). Las imágenes de satélite de MSG-2 entre las 0800 UTC y las 1600 UTC muestran que la nubosidad fue abundante en todo el país, y más compacta en la cara N de los sistemas montañosos de la mitad septentrional (Figura 5.10f-g).

En el S.C. las precipitaciones en forma de nieve se concentraron en la cara N, aunque también se registraron en el embalse de Pinilla, donde se acumularon 2,5 mm de agua líquida equivalente. En el Puerto de Navacerrada se acumuló 1 mm de agua líquida equivalente.

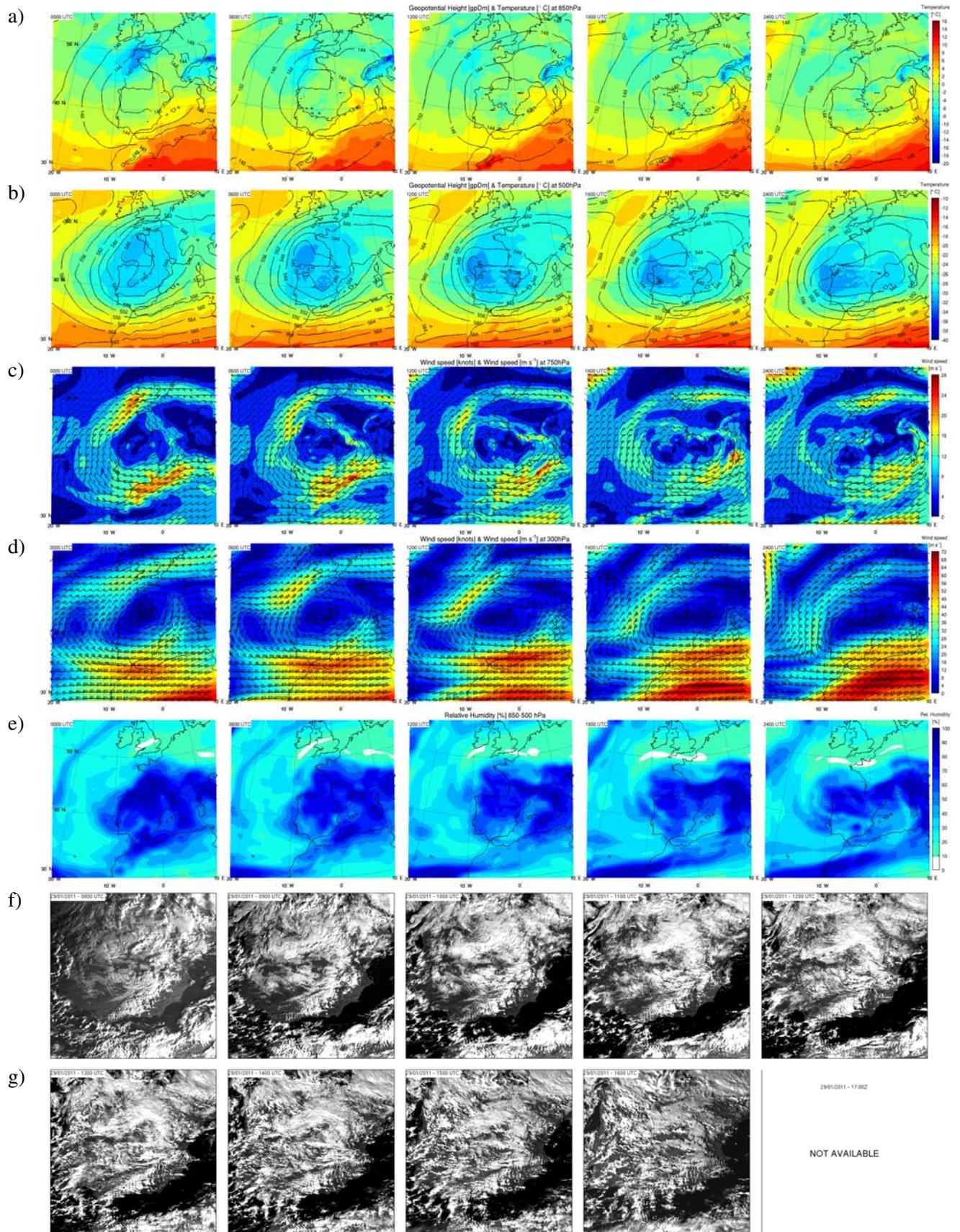


Figura 5.10: Igual que la Figura 5.1, pero para el 29 de Enero de 2011 (ver Anexo C, págs. 290-296).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

A rasgos generales, los patrones sinópticos de los días cOM indicaron que la circulación regional estaba caracterizada por la presencia del Anticiclón de las Azores conectado con una baja dinámica en superficie sobre el N de Centroeuropa en niveles bajos. Estos sistemas se fueron profundizando con la altura y permitieron la entrada de aire frío del NW a todos los niveles. En niveles altos, la corriente en chorro del hemisferio norte cruzó la región de estudio entre las 6 horas anteriores y las 6 horas después al evento con OM y, como resultado, se dieron vientos fuertes de dirección NW-SE en los niveles medios/bajos de la atmósfera.

Los días sOM presentaron un patrón general similar, salvo el 29 de Enero de 2011, cuando la baja dinámica se situó sobre la Península Ibérica. La mayor diferencia respecto a los días cOM es la ausencia de la corriente en chorro en niveles altos, puesto que no cruzó la zona de estudio en ningún caso.

5.3 Estabilidad estática

Cuando una masa de aire estratificada y estable se encuentra con una barrera montañosa el flujo puede verse forzado a ascender por la ladera, desplazando el aire de su nivel de equilibrio inicial. Una vez que la parcela de aire supera la barrera, las fuerzas restauradoras hacen que vuelva hacia su nivel de equilibrio. Por lo tanto, se inicia una oscilación hidrostática que da lugar a la formación de OM.

De este modo, para que se produzcan OM es necesario que exista estabilidad estática a sotavento de la barrera montañosa. Se trata de una condición indispensable que puede evaluarse mediante el análisis de diversos parámetros. En este trabajo se han utilizado: el gradiente vertical de temperatura potencial ($\partial\theta/\partial z$), la *CAPE* y los índices de estabilidad *KI* y *TT* (ver Apartado 1.3.3). Estos parámetros se han calculado para todos los casos de estudio a partir de datos de radiómetro con el fin de conocer su evolución temporal y detectar diferencias en las condiciones de estabilidad entre los días cOM y los días sOM.

De forma complementaria se ha evaluado la capacidad del *DF* para identificar zonas favorables a la propagación de OM. Es un parámetro de escala sinóptica o meso- α creado por Koch y O'Handley (1997) cuyo valor depende únicamente del grado de estabilidad estática presente en la atmósfera.

5.3.1 Gradiente de temperatura potencial

Las medidas en continuo de los perfiles verticales de temperatura del radiómetro hacen de éste un instrumento adecuado para estudiar la evolución temporal de la estabilidad estática (Hewison, 2007). A partir de los datos tomados por el radiómetro se puede derivar el perfil vertical de θ y, por tanto, su gradiente ($\partial\theta/\partial z$).

En la Figura 5.11a se muestra el perfil vertical medio de $\partial\theta/\partial z$ de los días cOM calculado de acuerdo con los datos de radiómetro tomados a las horas indicadas en la Tabla 5.1. El perfil medio muestra estabilidad estática prácticamente a todos los niveles, salvo en superficie y entre 750 y 700 hPa. También se ha calculado el perfil medio de $\partial\theta/\partial z$ de los días sOM a partir de los datos del radiómetro recogidos en las horas indicadas en la Tabla 5.2 (Figura 5.11b). Como se puede apreciar, el perfil es muy similar al de días cOM y, de hecho, sus valores se encuentran dentro de la propia variabilidad del perfil medio de días cOM. Se puede concluir, por tanto, que no se han detectado diferencias notables en la estabilidad media entre días cOM y sOM.

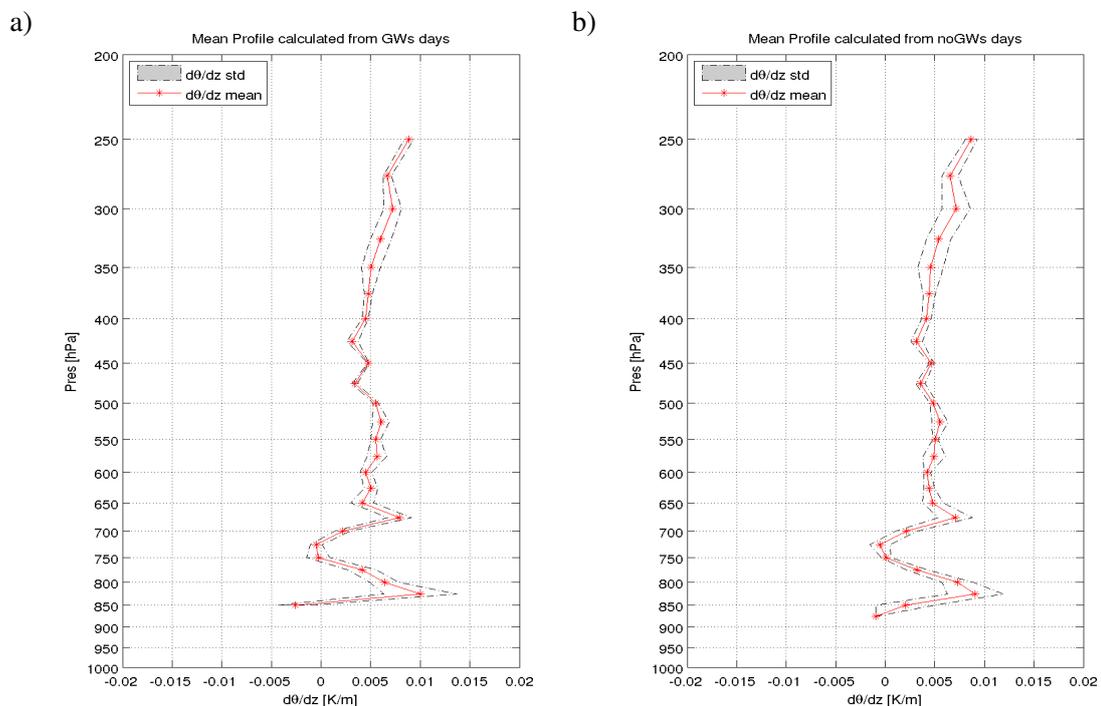


Figura 5.11: Perfiles medios de $\partial\theta/\partial z$ (a) días cOM, (b) días sOM. Las líneas discontinuas representan la desviación estándar de cada perfil.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

También se ha calculado el $\partial\theta/\partial z$ para cada caso de estudio por separado. De este modo ha sido posible analizar la evolución temporal de la estabilidad estática. En los días cOM (Figura 5.12) se ha detectado un patrón muy similar formado por tres capas estáticamente estables entre 1500 y 2000 m (por debajo de las cimas montañosas del S.C.); entre 3000 y 3500 m; y en torno a 5000 m. En algunos casos la tercera capa se ha localizado justo a continuación de la capa estable a 3500 m, formando una zona de estabilidad de hasta 2400 m de espesor. Destacar también la existencia de una capa estáticamente inestable entre 2500 y 3000 m el 24 de Noviembre de 2008 y el 30 de Noviembre de 2009, coincidiendo con los días con mayor energía potencial disponible para la convección, como se mostrará en el Apartado 5.3.3.

Por otra parte, el radiómetro ha captado la existencia de la capa límite nocturna (*Nocturnal Boundary Layer, NBL*) entre las 0000 y las 0600 UTC del 24 de Noviembre de 2008, al observarse una inversión térmica en superficie de unos 700 m de espesor. A medida que aumentaba la radiación solar y la intensidad de los vientos en superficie, se ha ido rompiendo la inversión térmica y la capa límite ha pasado a ser ligeramente inestable a partir de las 1000 UTC. El 11 de Febrero de 2010 se ha observado un fenómeno similar, aunque la *NBL* se formó a unos 100 metros por encima de superficie, debilitándose a partir de las 1000 UTC y dando paso a una capa estáticamente inestable de unos 200 m de espesor.

5.3 Estabilidad estática

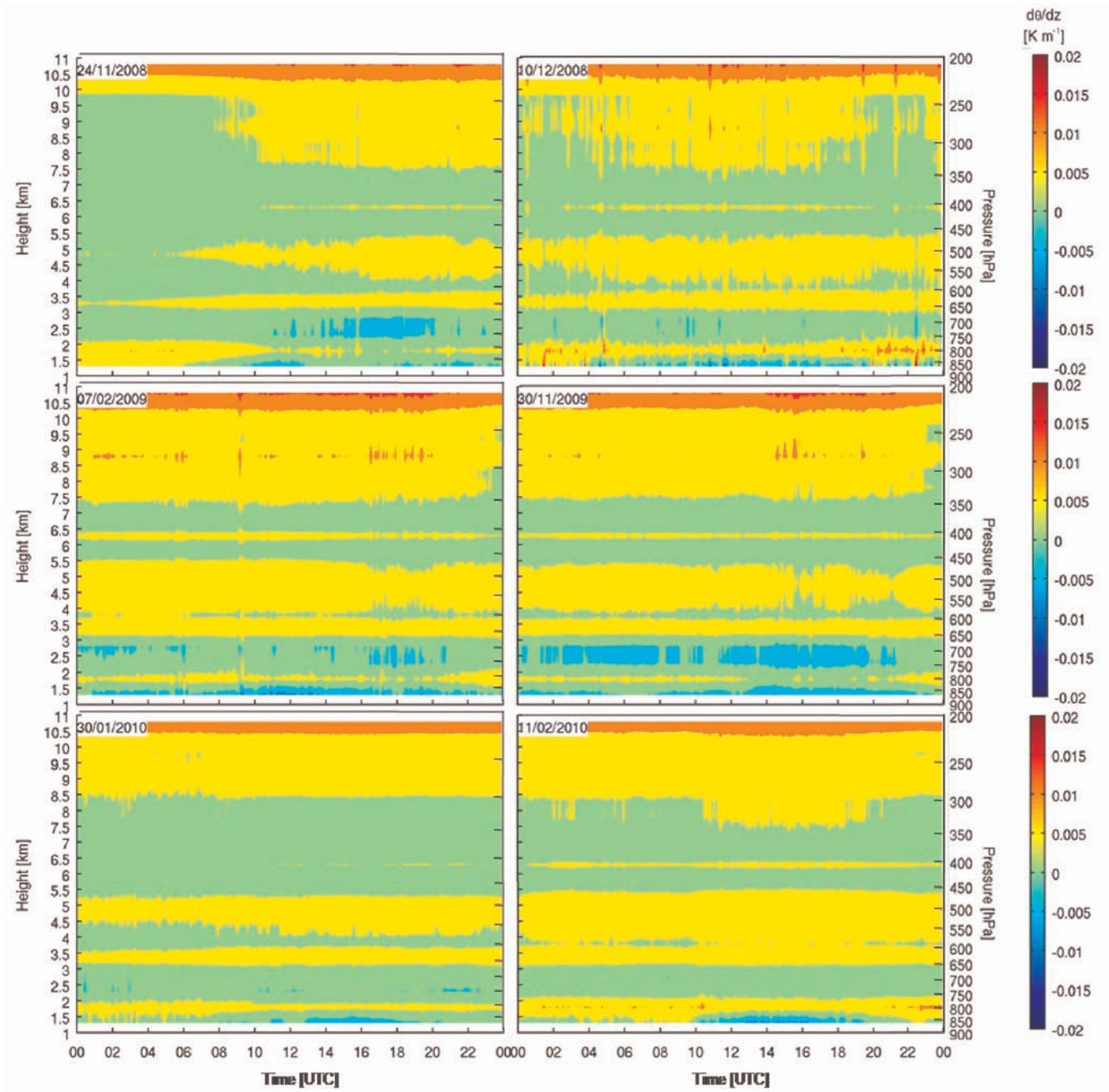


Figura 5.12: Evolución temporal del perfil vertical de $\partial\theta/\partial z$ de los días cOM.

La evolución temporal de los días sOM (Figura 5.13) ha presentado un patrón de estabilidad muy similar al de los días cOM, con la presencia de una capa estable entre 1500 y

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

2000 m, entre 3000 y 3500 m, y a unos 5000 m de altura. El 28 de Noviembre de 2008 el radiómetro ha captado la inversión térmica típica de la *NBL*, la cual comenzó a debilitarse a partir de las 0600 UTC. Los días 7 de Enero de 2010 y 29 de Enero de 2011 han presentado una capa de inestabilidad estática entre 2000 y 3000 m.

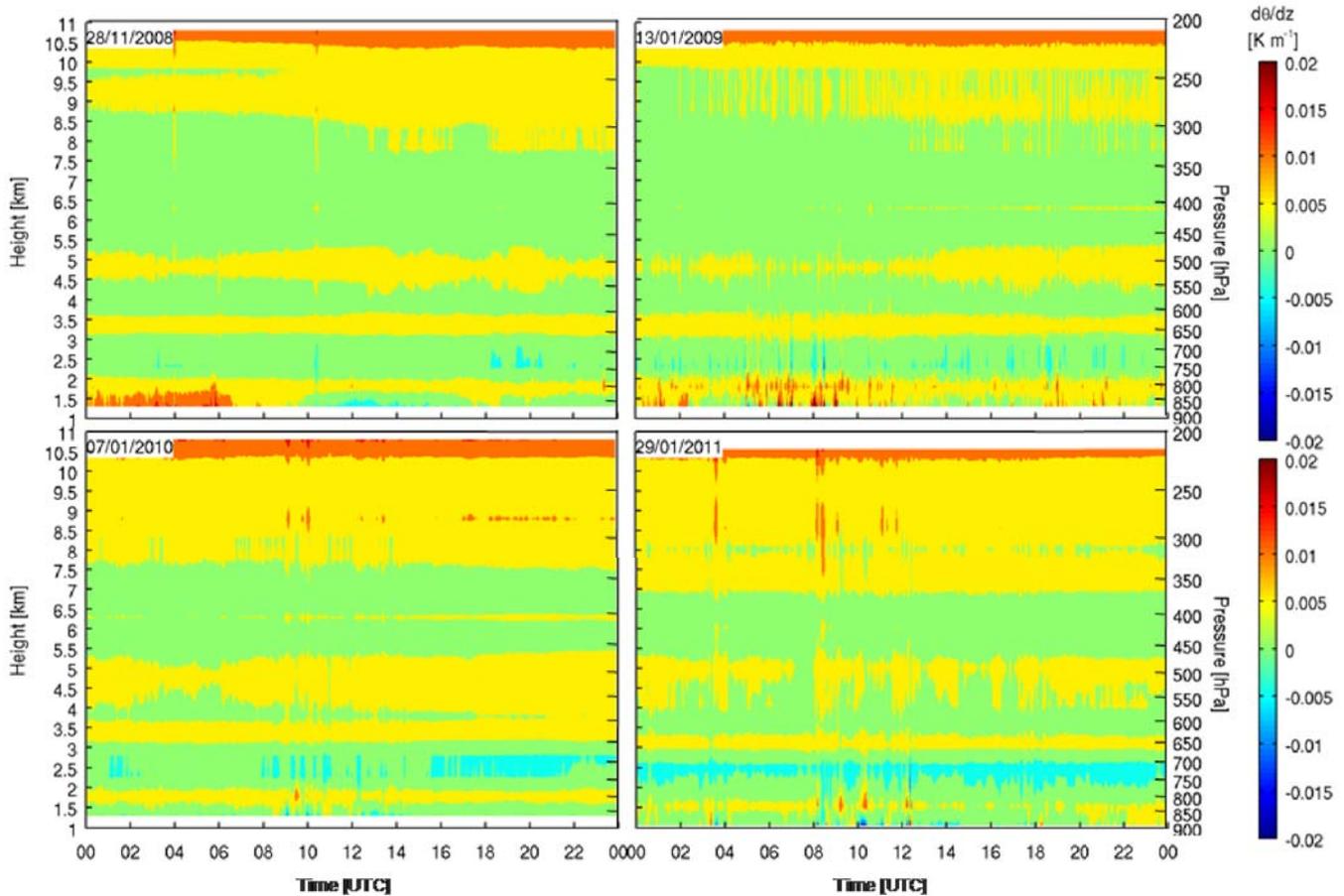


Figura 5.13: Evolución temporal del perfil vertical de $\partial\theta/\partial z$ de los días sOM.

De este análisis se puede concluir que las condiciones de estabilidad atmosférica han sido favorables para la formación de OM en todos los casos. Los patrones de estabilidad de días cOM y sOM han sido muy semejantes, lo que indica que la estabilidad estática es un factor necesario pero no suficiente para la aparición de OM. Conviene recordar que su formación viene determinada, no sólo por la estabilidad, sino también por la velocidad y dirección de flujo.

5.3.2 Representatividad de la estabilidad estática

Con objeto de conocer la representatividad espacial de la estabilidad estática calculada sobre la vertical del radiómetro, se ha comparado con las alturas de techo de las nubes debidas a OM en diferentes zonas próximas al radiómetro. De este modo, los techos que superasen las inversiones observadas por el instrumento, indicarían que los datos no han sido representativos de esa zona.

Para la obtención de las alturas de techo se han utilizado los datos digitalizados del canal de infrarrojo de $10,8 \mu\text{m}$ del MSG-2. En primer lugar, se han obtenido las temperaturas de los techos mediante el software NUBES (PRAPRO, 2009). A continuación, se han comparado con los perfiles verticales de temperatura del radiómetro. De este modo, se han conocido las alturas correspondientes a dichas temperaturas y, por consiguiente, las alturas de los techos de nube.

Se han seleccionado 4 zonas a sotavento del S.C. en las que se observaron configuraciones nubosas diferentes, aunque todas ellas ligadas a OM. Así, se han calculado los techos de nube al W del radiómetro (zona 1); al sur, en la diagonal entre Navalmedio y Madrid (zona 2); al E (zona 3); y en la vertical del radiómetro (zona 4) (Figura 5.14).

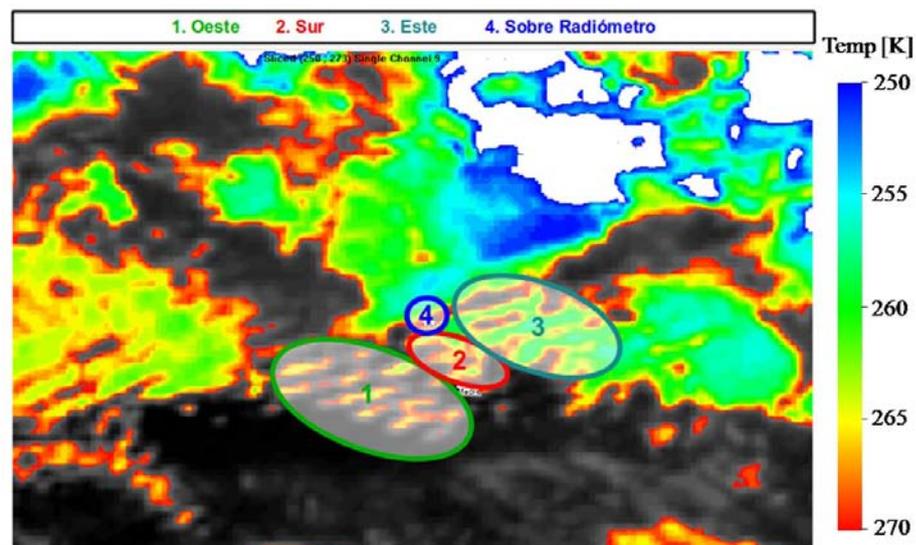


Figura 5.14: Imagen del canal de infrarrojo de $10,8 \mu\text{m}$ del MSG-2 en la que se indican las cuatro zonas donde se han calculado las temperaturas de techo de nube. (Esta imagen se corresponde con el 24 de Noviembre 2008 a las 1000 UTC).

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

La superposición de las alturas de los techos de nube con el $\partial\theta/\partial z$ (Figura 5.15) indica que el 24 de Noviembre de 2008 los techos de las zonas 1, 2 y 4 no han superado la inversión a 3500 m de altitud entre las 0800 y las 1200 UTC. A partir de esta hora las nubes han comenzado a adquirir envergadura y superar la inversión, probablemente por un aumento de la inestabilidad dinámica. Los techos de nube de las zonas 1 y 4 han alcanzado entonces los 5000 m de altura, coincidiendo con la tercera inversión, mientras que los de la zona 2 y 3 han superado todas las inversiones hasta situarse a unos 7000-7500 m de altura.

El 10 de Diciembre de 2008 las nubes observadas en la zona 4 no han superado la inversión a 3500 m, confinándose a esa altura, y con temperaturas en torno a $-11,5$ °C. En el resto de las zonas las nubes no han superado en ningún caso la inversión a 5000 m.

El 7 de Febrero de 2009 no se han observado nubes lenticulares hasta las 1200 UTC, cuando han comenzado a aparecer en las zonas 1 y 3. En la zona 2 se han detectado a partir de las 1300 UTC, y en la vertical del radiómetro (zona 4) a partir de las 1400 UTC. En todos los casos los techos se han confinado por debajo de la inversión de 3500 m de altura.

El 30 de Noviembre de 2009 se ha dado una situación similar. En este caso, únicamente se ha dispuesto de imágenes de MSG-2 entre las 1100 y las 1600 UTC, intervalo en que las nubes lenticulares de las zonas 2 y 4 no han superado la inversión a 3500 m. En la zona 3, sin embargo, las nubes formadas por OM han alcanzado los 4000 m de altura entre las 1200 y las 1400 UTC.

El 30 de Enero de 2010 las nubes asociadas a ondas se han producido, principalmente, en las zonas 1 y 3. En la vertical del radiómetro han comenzado a formarse a partir de las 1400 UTC, y en la zona 2 no se han llegado a detectar. Los techos de nube no han superado la inversión térmica a 3500 m en ningún caso, si bien las mayores alturas se han registrado en la zona 3. Las nubes formadas sobre el radiómetro se han situado en torno a 2500 m de altura.

Por último, el 11 de Febrero de 2010 se han detectado nubes asociadas a ondas en todas las zonas salvo en la vertical del radiómetro (zona 4). El techo de nube en esos casos ha estado por debajo de la inversión a 3500 m salvo en la zona 3 a las 1400 UTC, cuando los techos han superado dicha inversión.

Tras este análisis se ha podido concluir que la representatividad de la estabilidad estática observada con radiómetro es mayor en las zonas 1 y 2 (Oeste y Sur del radiómetro) que

en la zona 3 (Este), donde los techos de nube no se han ajustado a las inversiones detectadas con el radiómetro. Esto podría explicarse por la mayor complejidad de la orografía en esa zona y por la existencia de factores mesoescalares que no pueden ser captados por el radiómetro.

Respecto a la zona 4, se ha podido comprobar que los techos de nube no han superado la inversión de los 3500 m en ningún caso, salvo el 24 de Noviembre de 2008. En esa ocasión es probable que existiera algún factor dinámico que favoreciera el desarrollo vertical de las nubes a partir de las 1200 UTC.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

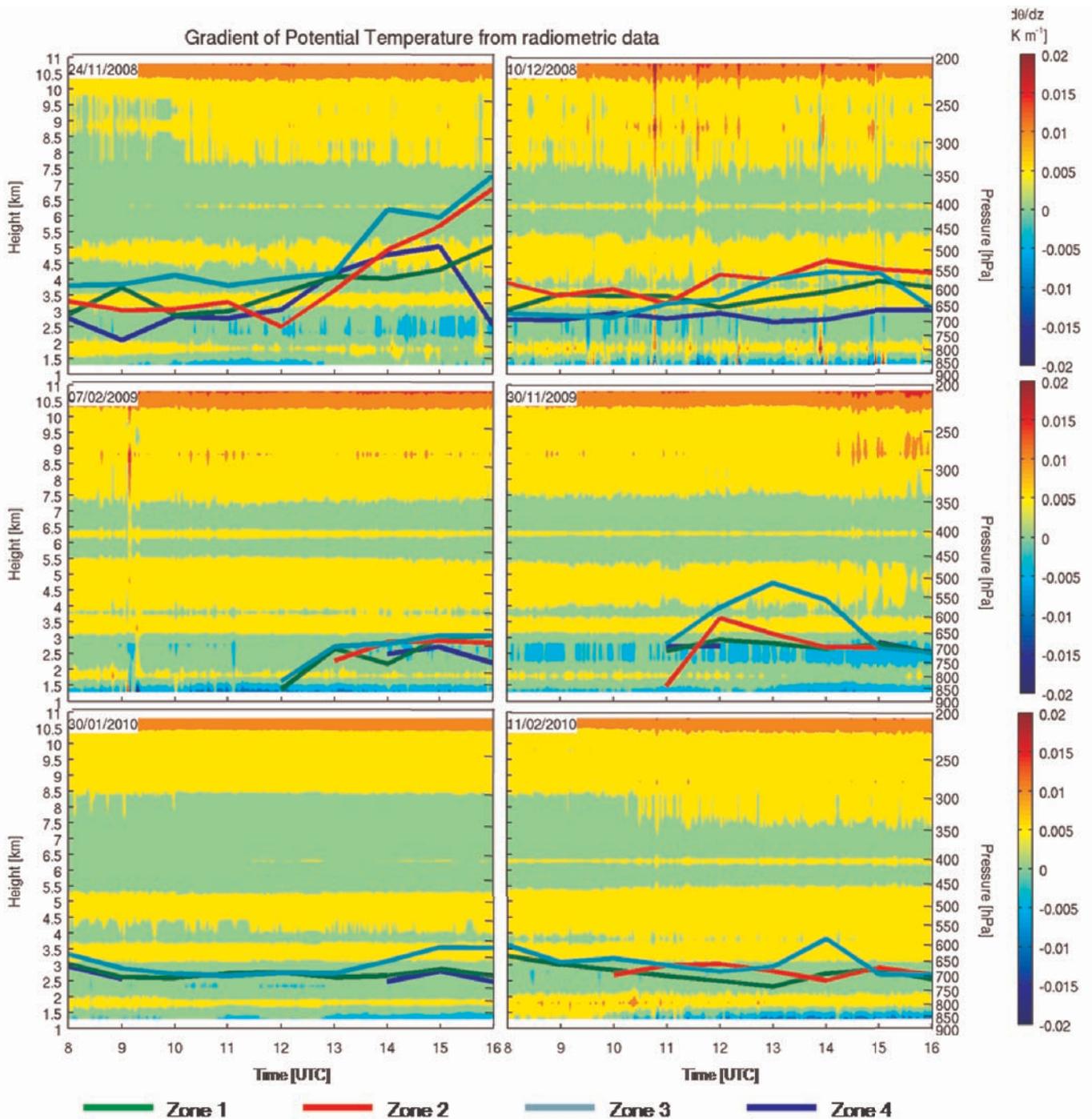


Figura 5.15: $\partial\theta/\partial z$ combinado con la altura del techo de las nubes lenticulares de cada zona.

5.3.3 La CAPE y otros índices de estabilidad

El cálculo de la CAPE se ha realizado a partir de perfiles radiométricos medios de 15 minutos. Los resultados, resumidos en las Tablas 5.3 y 5.4 para los días cOM y sOM, respectivamente, reflejaron una CAPE inferior a 1000 J kg^{-1} en todos los casos de estudio, tanto en días cOM como sOM. Entre los primeros, el día con mayor cantidad de energía disponible para la convección ha sido el 30 de Noviembre de 2009, cuando el 27 % de los perfiles han presentado una CAPE de entre 250 y 500 J kg^{-1} . Por contra, el 80 % de los perfiles del 11 de Febrero de 2010 no han presentado valores de la CAPE y el máximo ha sido de $8,2 \text{ J kg}^{-1}$ (1415 UTC).

Entre los días sOM destacan los altos valores de la CAPE del 29 de Enero de 2011, con dos máximos de 800 J kg^{-1} (0345 UTC y 0815 UTC), que han coincidido con dos desplomes de temperatura en altura detectados por el radiómetro. El 28 de Noviembre de 2008 a las 1230 UTC, la CAPE aumentó bruscamente, pasando de 0 J kg^{-1} a casi 370 J kg^{-1} . Este incremento de energía disponible para la convección ha coincidido con la llegada de un frente frío sobre la vertical del radiómetro. Tras la entrada del frente los valores de la CAPE han ido disminuyendo progresivamente, aunque manteniéndose por encima de 0 J kg^{-1} el resto de la jornada. El 13 de Enero de 2009 la CAPE ha sido muy baja durante todo el día, con una media de 19 J kg^{-1} . El 7 de Enero de 2010 estuvo en torno a 50 J kg^{-1} , si bien a las 1000 UTC se alcanzó un máximo de 340 J kg^{-1} . Entre las 1200 y las 1315 UTC los valores se han mantenido en torno a 200 J kg^{-1} .

Tabla 5.3: CAPE en los días cOM.

Fecha	Total Perfiles	CAPE [J Kg^{-1}]								No CAPE	
		< 250		250 - 500		500 - 1000		> 1000		Perfiles	%
		Perfiles	%	Perfiles	%	Perfiles	%	Perfiles	%		
24/11/2008	96	80	83,3	5	5,2	0	0	0	0	11	11,5
10/12/2008	96	63	65,6	3	3,1	0	0	0	0	30	31,2
07/02/2009	96	94	97,9	2	2,1	0	0	0	0	0	0
30/11/2009	96	70	72,9	26	27,1	0	0	0	0	0	0
30/01/2010	96	75	78,1	0	0,0	0	0	0	0	21	21,9
11/02/2010	96	19	19,8	0	0,0	0	0	0	0	77	80,2

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

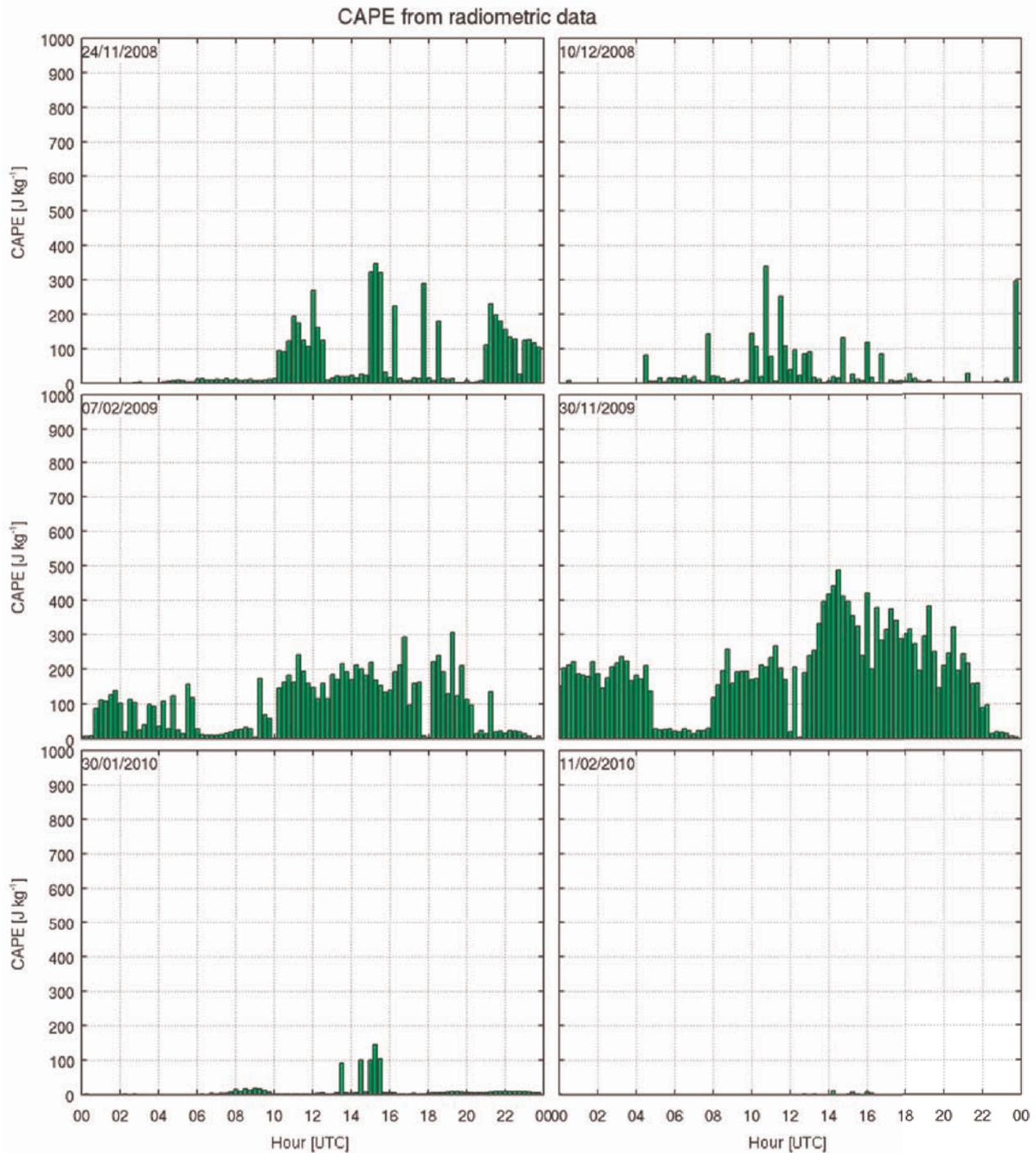


Figura 5.16: Evolución temporal de la *CAPE* en los días cOM.

5.3 Estabilidad estática

Tabla 5.4: CAPE en los días sOM.

Fecha	Total Perfiles	CAPE [J Kg^{-1}]								No CAPE	
		< 250		250 - 500		500 - 1000		> 1000		Perfiles	%
		Perfiles	%	Perfiles	%	Perfiles	%	Perfiles	%		
28/11/2008	96	46	47,9	3	3,1	0	0	0	0	48	50,0
13/01/2009	96	63	65,6	0	0	0	0	0	0	34	35,4
07/01/2010	96	94	97,9	2	2,1	0	0	0	0	0	0
29/01/2011	96	58	60,4	22	22,9	4	4,2	0	0	14	14,6

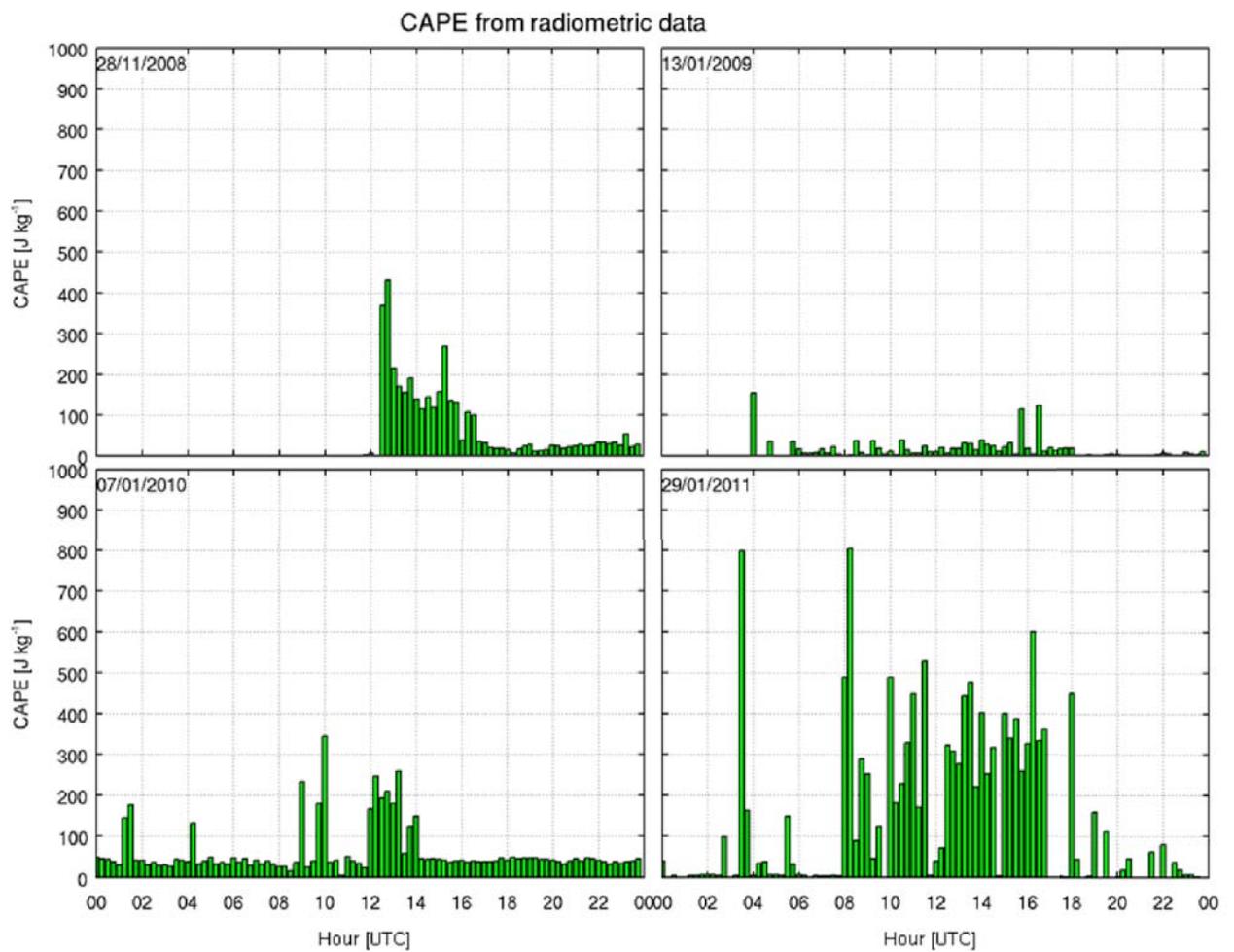


Figura 5.17: Evolución temporal de la CAPE en los días sOM.

Además de la CAPE, se han calculado dos índices de estabilidad muy utilizados en meteorología: el *KI* y el *TT*. En este trabajo han servido para evaluar la aparición de condiciones favorables para el desarrollo de convección en los casos de estudio. Al igual que

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

la *CAPE*, sus valores se han obtenido a partir de los perfiles de temperatura y humedad del radiómetro, por lo que se ha podido su evolución temporal.

Como se comentó en el Apartado 1.3.3b, estos índices presentan el inconveniente de que los valores umbrales de mayor o menor probabilidad de convección son muy dependientes de la zona geográfica. Al no haberse encontrado referencias bibliográficas que identifiquen umbrales máximos y mínimos para el S.C. o su entorno, se ha optado por utilizar los más empleados en meteorología (RAOB, 2009). Así, para el caso del *KI*, valores mayores de 35 indican un fuerte potencial de formación de tormentas (probabilidad mayor del 60 %); y valores por debajo de 25 indican un débil potencial (probabilidad menor del 40 %). Respecto al *TT*, si es mayor de 55, la probabilidad formación de tormentas es alta, y si es menor de 45, se considera que la probabilidad es baja.

Los resultados, representados en las Figuras 5.18 y 5.19 para días cOM y sOM, respectivamente, han mostrado una baja variabilidad temporal de los dos índices de estabilidad, en contraposición a los resultados de la *CAPE*. La Figura 5.18 muestra que el *KI* ha sido menor de 25 en todos los días cOM y que los valores máximos se han registrado en las horas diurnas. El 24 de Noviembre de 2008 ha sido el día con valores más altos (entre las 1000 y las 1800 UTC) y el 11 de Febrero de 2010 el caso con valores más bajos. Se ha observado un comportamiento similar del *TT*, que ha sido inferior a 50 en todos los casos de estudio. Al igual que ocurriera con el *KI*, los días con valores máximos y mínimos han sido el 24 de Noviembre de 2008 y el 11 de Febrero de 2010, respectivamente.

5.3 Estabilidad estática

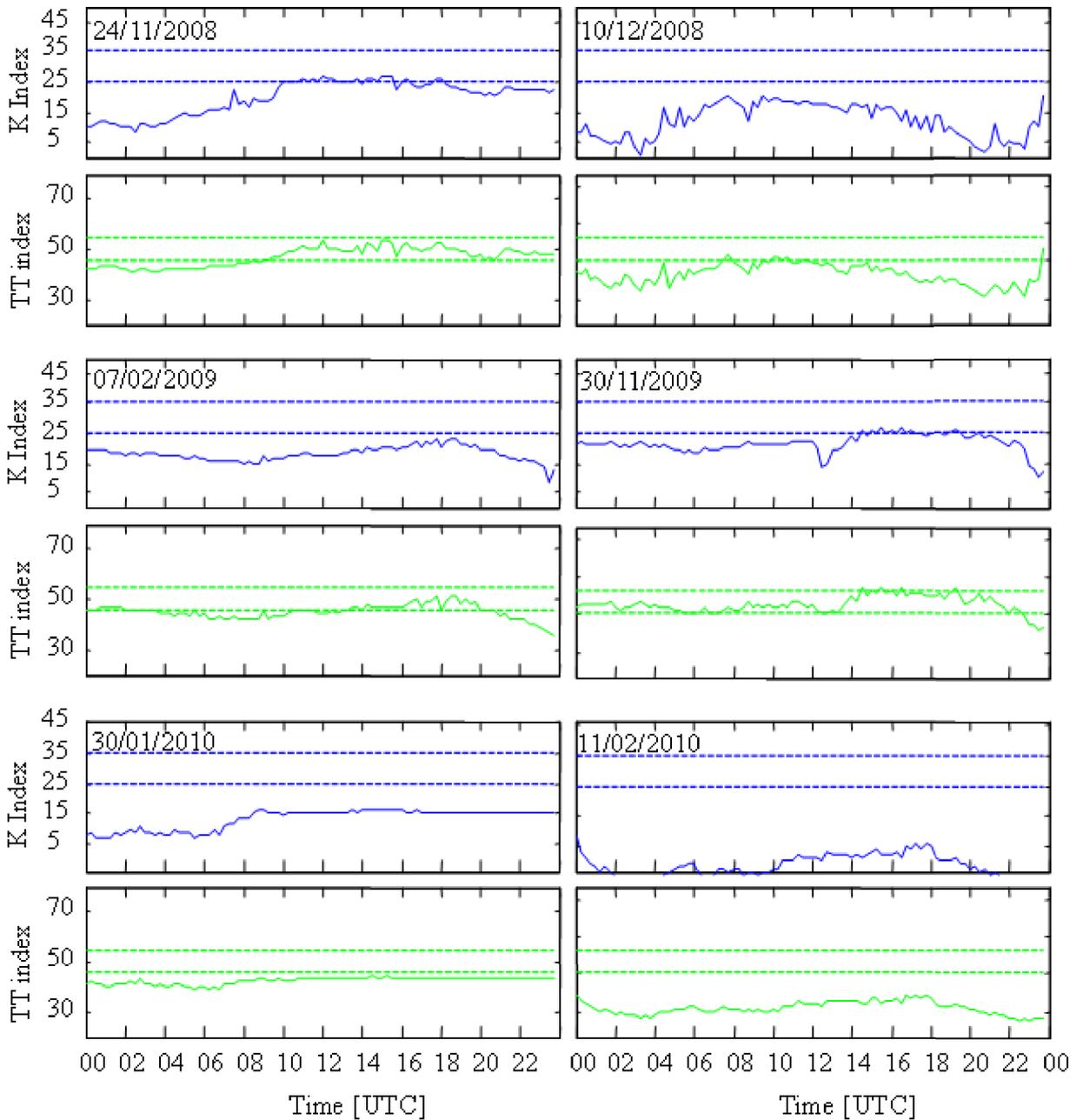


Figura 5.18: Evolución temporal de los índices de estabilidad estática *KI* (azul) y *TT* (verde) durante los días cOM. Las líneas discontinuas representan los valores umbrales de cada índice.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

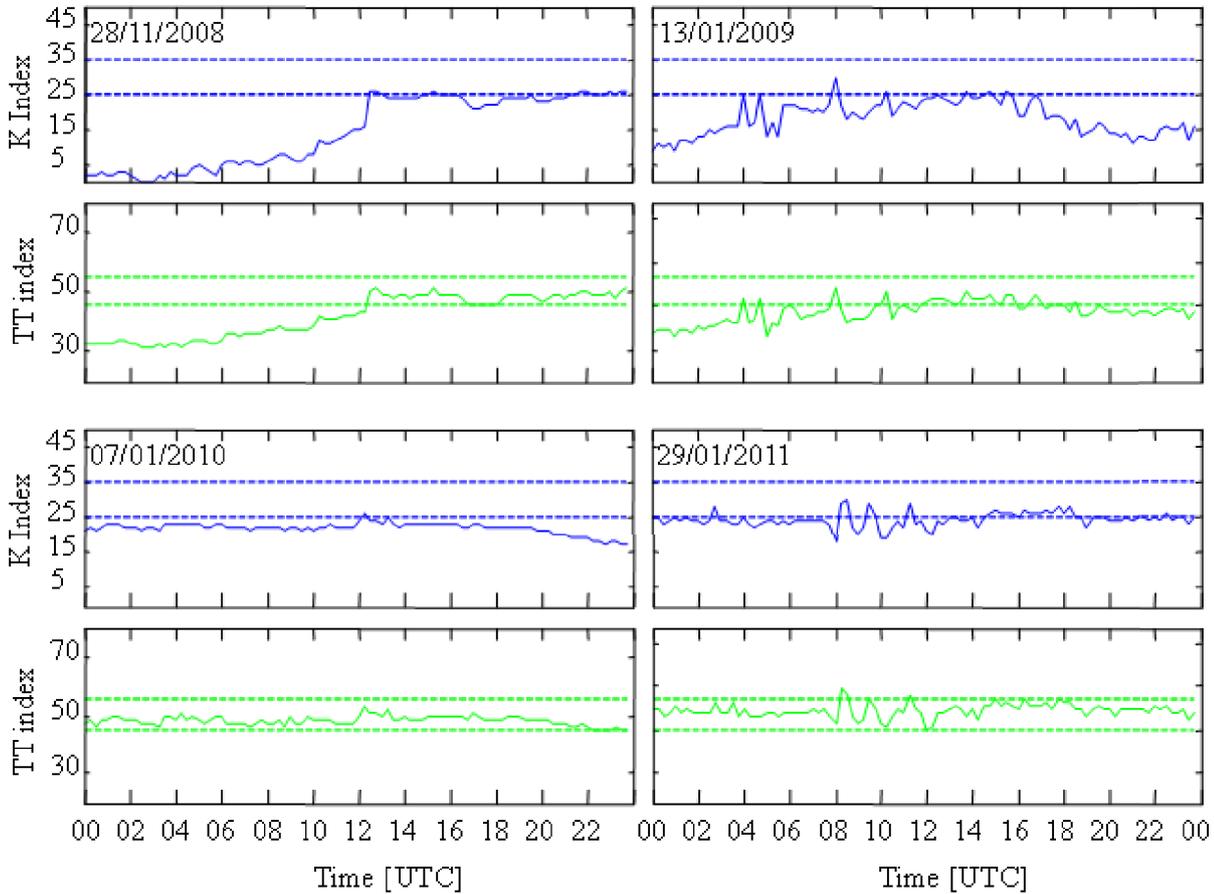


Figura 5.19: Igual que la Figura 5.18, pero para los días sOM.

Los valores de la *CAPE* y de los índices *KI* y *TT* se encontraron por debajo de los umbrales de alta probabilidad de formación de tormentas, tanto en días cOM como sOM. Esto confirma la presencia de condiciones de estabilidad en todos los casos de estudio. Por otra parte, la disponibilidad de medidas en continuo ha evidenciado una alta variabilidad temporal de la *CAPE*, algo no detectable con radiosondeos. Esta circunstancia podría explicar su baja representatividad cuando se calcula a partir de datos tomados con sondas tradicionales, que normalmente se lanzan sólo dos veces al día (López et al., 2000).

Por su parte, los índices de estabilidad *KI*, y *TT* han presentado variaciones temporales mucho menores que la *CAPE*. Se ha podido observar que los valores más elevados se han registrado coincidiendo con los intervalos de mayor contenido de humedad. Por ejemplo, el 28 de Noviembre de 2008, los valores de *KI* y *TT* han aumentado de forma notable a partir de las 1200 UTC debido a la entrada del frente sobre la vertical del radiómetro.

5.3.4 Duct Factor

El *DF* es una herramienta creada por Koch y O’Handley (1997) para determinar el área óptima para la propagación de ondas de gravedad.

Este factor se basa en la teoría lineal de Lindzen y Tung (1976), que establece que una propagación eficiente de las ondas se produce cuando existe una capa condicionalmente inestable sobre otra estáticamente estable, la cual actúa como capa de propagación (ver Apartado 1.3.3c). En general, áreas positivas de *DF* representan regiones favorables para la propagación, y cuanto mayores sean los valores, más favorable es el ambiente. Su análisis se realiza para el estudio de ondas de gravedad mesoescalares, con independencia de su origen de formación, por lo que no es exclusivo para el estudio de OM.

De acuerdo con la literatura consultada (e.g. Gaffin et al., 2003, Cetola, 2003), el *DF* ha sido calculado utilizando datos de modelo. Al tratarse de un parámetro de escala sinóptica o meso- α , el análisis del *DF* se ha realizado a partir de los datos de las simulaciones del segundo dominio del *MM5*, que abarca toda la Península Ibérica. Tras examinar los sondeos pronosticados para las 1200 UTC (hora en que se observaron ondas en los seis casos cOM) en el entorno del S.C. y en cada caso de estudio, se ha determinado que los mejores niveles de presión para definir las capas estable y condicionalmente inestable son los indicados en la Tabla 5.5.

Tabla 5.5: Niveles de presión que delimitan las capas estable y condicionalmente inestable, para los días cOM, de acuerdo con las salidas del *MM5*.

Fecha	Capa estable [hPa]	Capa condicionalmente inestable [hPa]
24/11/2008	850-600	600-350
10/12/2008	850-500	500-300
07/02/2009	850-650	650-550
30/11/2009	850-700	700-450
30/01/2010	850-650	650-300
11/02/2010	850-600	600-450

Los resultados (Figura 5.20) muestran que las zonas más favorables para la propagación de ondas no se han producido en las inmediaciones del S.C., a pesar de que los valores han sido positivos en esta zona. El 24 de Noviembre de 2008, las zonas más favorables se han encontrado en el cuadrante SW y el extremo SE de la Península. En ambas zonas se

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

observaron ondas de gravedad en el satélite, las cuales podrían estar atrapadas en la capa inferior estable (850-600 hPa). El 10 de Diciembre de 2008 la zona más favorable ha sido todo el W peninsular, incluyendo la mitad occidental del S.C. A sotavento, los valores de DF han sido mayores o iguales a 10 °C, por lo que puede considerarse una zona favorable para la propagación de ondas. El 7 de Febrero de 2009, el 30 de Noviembre de 2009 y el 30 de Enero de 2010 han sido los días con valores más bajos. En los tres casos, el DF ha estado entre 0 y 5 °C en el entorno del S.C. indicando condiciones menos favorables respecto a los demás casos. El 11 de Febrero de 2010 los valores de DF más elevados se han dado en Galicia (15 °C), aunque en el cuadrante NW y al S del S.C. los valores han sido de 10 °C. Estas zonas han sido, por tanto, las más favorables para la propagación de las ondas.

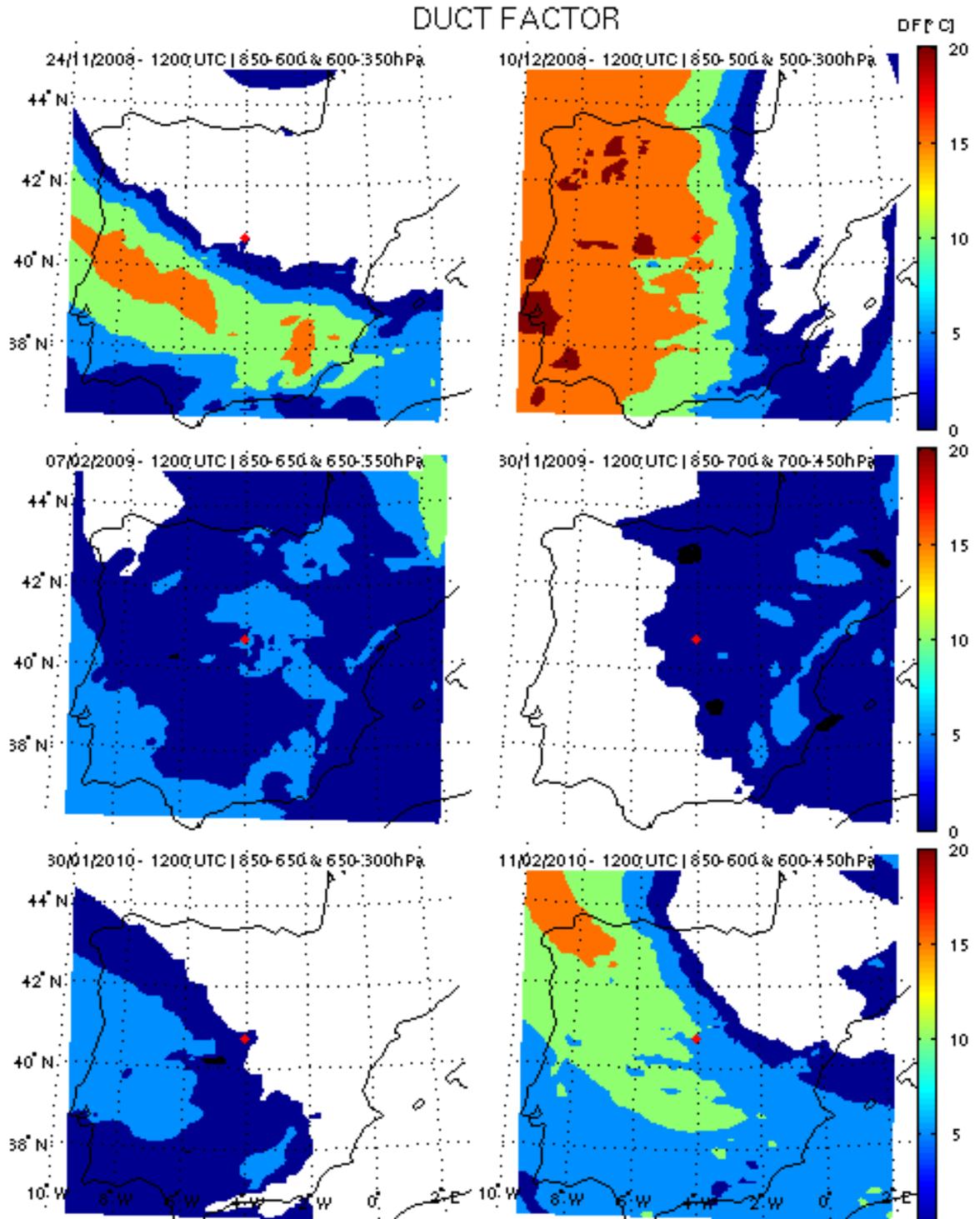


Figura 5.20: *DF* en los días cOM a las 1200 UTC.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

A pesar de que el DF se utiliza de forma operativa en los Sistemas Avanzados de Procesamiento Interactivo del Tiempo (*Advanced Weather Interactive Processing System*, AWIPS) de la NOAA, los resultados de este estudio han mostrado que el DF no es capaz de identificar zonas favorables para la propagación de OM en la Península Ibérica. El principal motivo se encuentra en la dificultad para determinar los niveles de presión más representativos que definen las capas de estabilidad e inestabilidad condicional. Pequeñas variaciones en estos niveles llevan a cambios notables en los valores del DF y, por tanto, a una interpretación errónea del mismo. A pesar de que la bibliografía consultada parte de datos de un único sondeo pronosticado para la obtención del DF , parece necesario tener en cuenta información de otros sondeos del área de estudio para obtener mejores resultados. Además, su carácter sinóptico hace que sea más adecuado para el estudio de ondas de gravedad de mayor escala originadas por otras fuentes diferentes a la orografía.

5.4 Condiciones dinámicas: número de Froude

Un método de medición aceptado para determinar la capacidad del flujo para superar un sistema montañoso es el número de Froude Fr , que relaciona la estabilidad estática con el viento y la altura de la montaña (ver Apartado 1.3.3d).

Se trata de un parámetro de escala meso- γ , que debe calcularse de acuerdo con la velocidad del flujo y la estabilidad atmosférica a barlovento de la barrera orográfica. La ausencia de datos observacionales ha llevado a la obtención de Fr a partir de las simulaciones del MM5 en el tercer dominio (con 3,3 km de resolución horizontal). Para los casos de estudio, Fr se ha calculado en la cara N del S.C. en tres lugares diferentes a los pies de la montaña⁵: en la zona Oeste, la zona Centro y la zona Este del S.C. (Figura 5.21). Sus coordenadas se indican en la Tabla 5.6.

Tabla 5.6: Coordenadas y altitud de los puntos seleccionados para el cálculo de Fr .

Sondeos	Coordenadas	Altitud (m)
Oeste	40° 48' N, 5° 15' W	888
Centro	41° 00' N, 4° 17' W	883
Este	41° 18' N, 3° 48' W	1019

⁵Localización óptima para el estudio de ondas con radiosondeo según RAOB (2009)

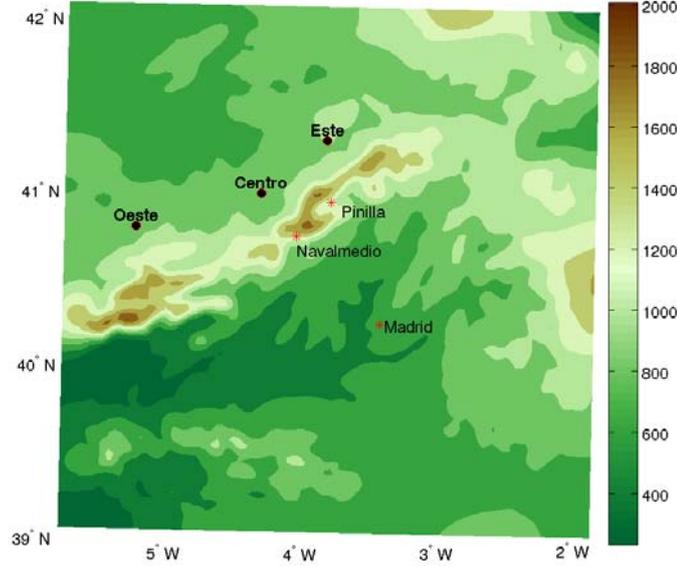


Figura 5.21: Localización de los puntos seleccionados para el cálculo de Fr .

Fr se define mediante la ecuación:

$$Fr = \frac{\bar{u}}{NH} \quad (5.1)$$

donde \bar{u} es la velocidad del viento proyectada en la dirección perpendicular a la montaña, H es la altura característica de la montaña y N es la frecuencia de Brunt-Väisälä, que se define como $N = \sqrt{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}$. Para el cálculo de N se ha empleado el método descrito por Burk y Haack (2000), que consiste en detectar una capa estáticamente estable comprendida entre superficie y la cima de la montaña mediante el escaneo de los perfiles verticales de θ . El límite inferior de esta capa (h_L) es aquel en que θ comienza a aumentar con la altura ($\partial\theta/\partial z > 0$), y el superior (h_U) aquel en que θ disminuye con la altura ($\partial\theta/\partial z < 0$). En los casos en que el ambiente se ha mantenido estable por encima de la cima de la montaña, se ha establecido como límite superior, h_U , la altura máxima del S.C. (2500 m). Una vez conocida la capa estáticamente estable ($h_L - h_U$), ya se puede obtener N , puesto que $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \frac{\theta_U - \theta_L}{h_U - h_L}$ y $\bar{\theta} = \frac{\theta_L + \theta_U}{2}$. La velocidad \bar{u} de la ecuación (5.1) es la media del viento proyectado sobre la perpendicular del S.C. en la capa estable comprendida entre h_L y h_U .

Los resultados muestran que los valores de Fr en días cOM han sido notablemente mayores que en los días sOM. En los días cOM (Figura 5.22), los mayores valores se han dado en la zona Este, y los más bajos en la Oeste. Esto indica que las zonas más favorables

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

para que el flujo superara la barrera han sido la Este y la Central, que es consistente con lo observado en satélite, donde las ondas se han detectado principalmente en esas zonas.

Por días, el 24 de Noviembre 2008 ha sido el que mayores valores de Fr ha tenido, coincidiendo con la mayor actividad ondulatoria observada en satélite respecto al resto de casos cOM. El 30 de Enero de 2010, sin embargo, ha presentado los valores más bajos de la muestra cOM. En las imágenes de satélite de ese día sólo se han observado ondas en la zona Este entre las 0800 y las 1600 UTC, justo la zona en que Fr se ha mantenido en torno 0,6. Sin embargo, las zonas Oeste y Central, donde no se han observado ondas, Fr ha sido inferior a dicho valor. Aunque las observaciones de las imágenes del visible de alta resolución MSG-2 no permiten conocer qué ha ocurrido fuera de las horas diurnas (0800 UTC – 1600 UTC), parece que el 7 de Febrero de 2009 las OM sí se han formado dentro de ese intervalo horario, puesto que han comenzado a visualizarse a las 1200 UTC y se han mantenido, al menos, hasta las 1600 UTC. En ese día Fr comenzó a aumentar a partir de las 1300 UTC tanto en la zona Este como Central, lo que coincide con lo observado en satélite. Los valores máximos de Fr en todos los casos cOM salvo el 24 de Noviembre de 2008, se han dado fuera del rango horario del canal visible, alcanzando valores superiores a 1. El 30 de Enero de 2010 es la única excepción, al no haber superado el valor de 0,8 a ninguna hora del día.

Respecto a los días sOM (Figura 5.23), el modelo no ha pronosticado valores superiores a 0,6 en tres de los cuatro casos de estudio. El 7 de Enero de 2010 Fr ha comenzado próximo a 0, pero ha ido aumentando a lo largo del día hasta alcanzar valores superiores a 0,8 a partir de las 1600 UTC. Además, ha presentado la particularidad de que los valores más altos entre las 1500 y las 1800 UTC se han dado en la zona Occidental. Estos valores llevan a pensar que se han podido formar ondas a sotavento a partir de las 1600 UTC. Esto se puede deber a un cambio en la dirección o velocidad del viento a lo largo del día, lo que haría aumentar la energía cinética disponible para que el flujo supere la barrera montañosa.

5.4 Condiciones dinámicas: número de Froude

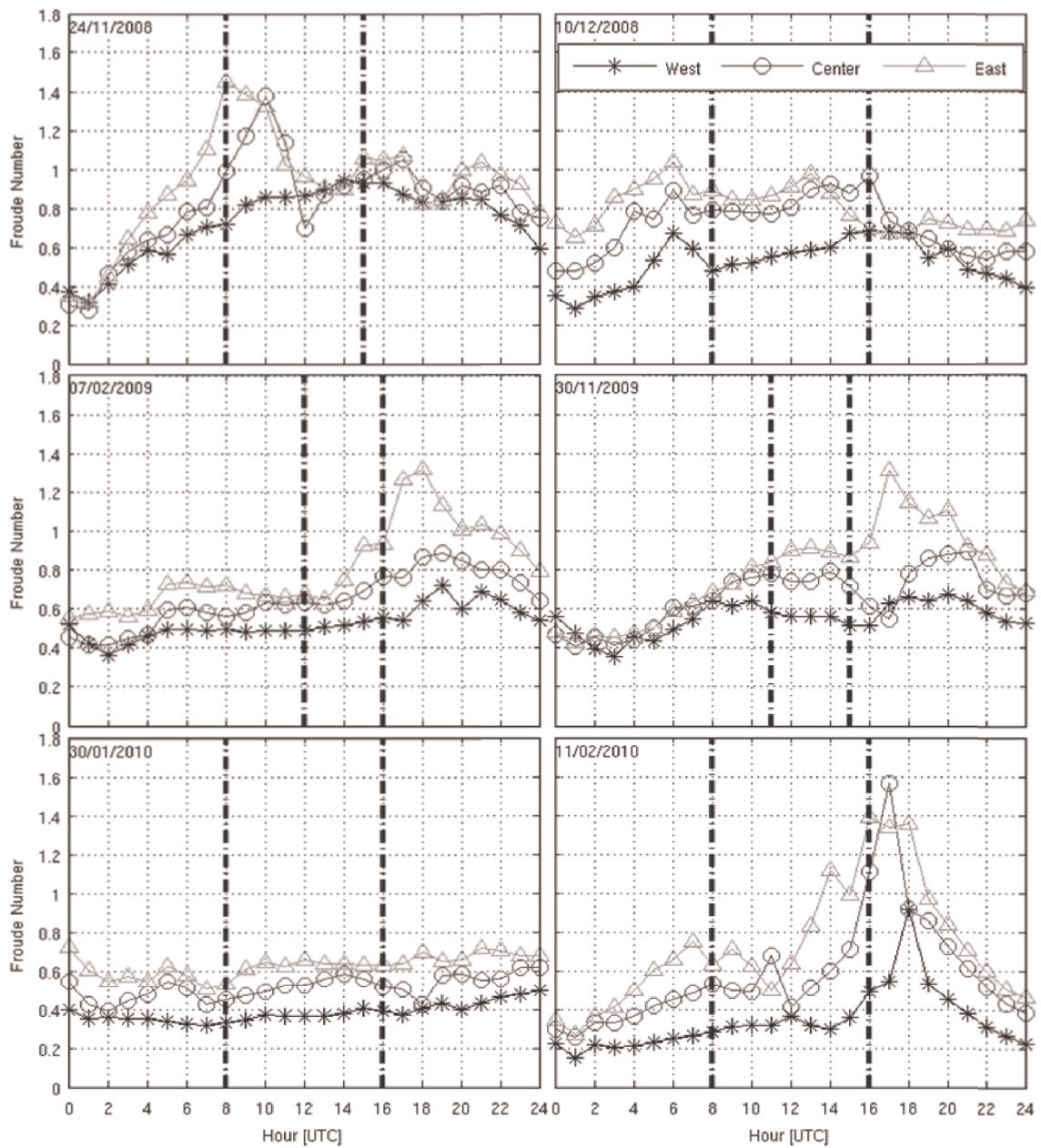


Figura 5.22: Evolución temporal de Fr de los días cOM. Las líneas discontinuas verticales delimitan el intervalo horario en que se visualizaron OM en MSG-2.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

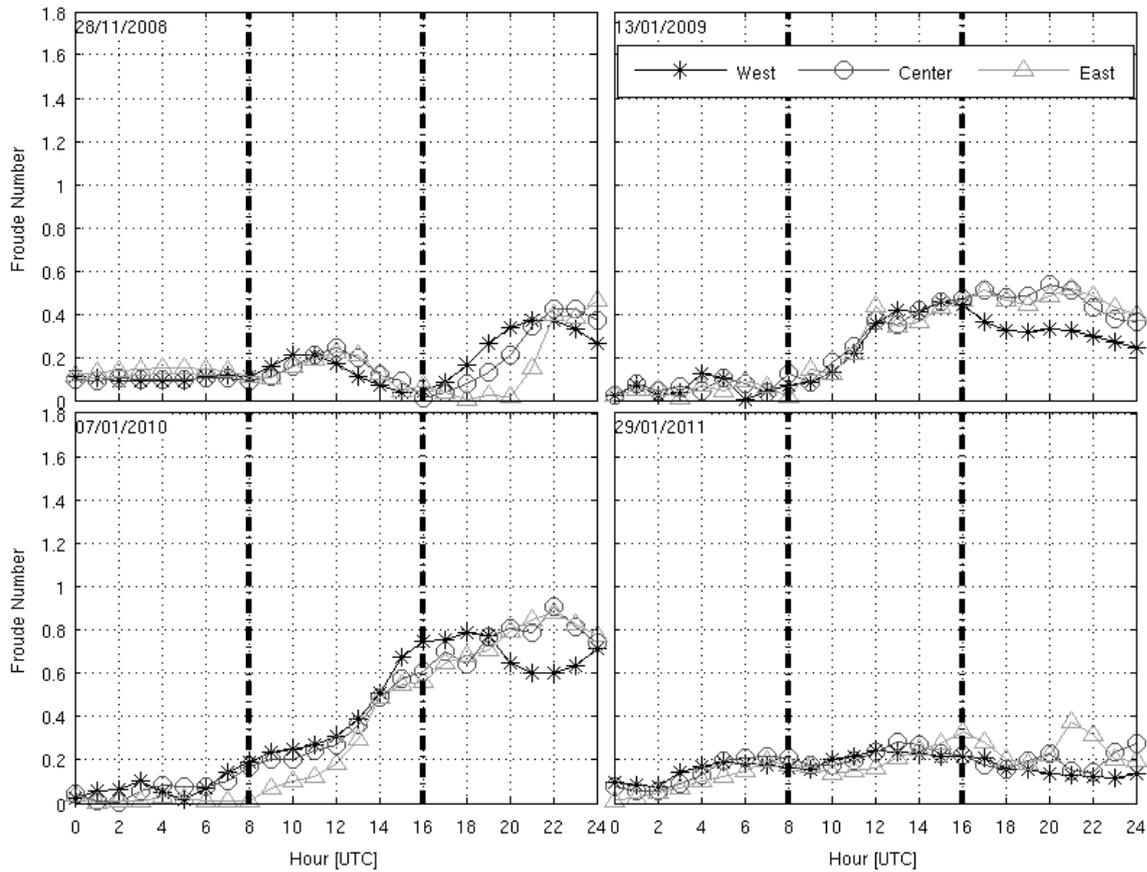


Figura 5.23: Igual que la Figura 5.22, pero para los días sOM.

Como se ha podido ver de forma cualitativa, las dos poblaciones (cOM y sOM) han presentado diferencias notables en sus valores de Fr . Para determinar si estas diferencias han sido estadísticamente significativas, se ha realizado el Test de Mann-Whitney, muy utilizado en análisis meteorológicos (Essenwanger, 1985). Se trata de un test no paramétrico de comparación de dos muestras aleatorias independientes según el cual, dos poblaciones no presentan diferencias significativas (hipótesis nula) cuando el valor absoluto del estadístico de prueba, Z_u , es menor que 1,96, para un nivel de significación $\alpha = 0,05$. En caso contrario las dos poblaciones presentan diferencias (hipótesis alternativa). El análisis se ha realizado comparando Fr de días cOM con los de días sOM entre las 0000 y 2400 UTC, entre las 0800 y 1600 UTC (las horas del canal visible) y para las horas en que se han observado las ondas en MSG-2 (ver Tabla 5.1). Además de comparar los parámetros de las muestras en su conjunto, se han comparado por zonas ya que el comportamiento del flujo no ha sido

5.5 Discusión de resultados

igual en todas ellas. Los resultados obtenidos utilizando el módulo *Nonparametrics Statistics and Distribution Fitting* del programa Statistica[®] (StatSoft, 1996) quedan reflejados en la Tabla 5.7.

Tabla 5.7: Valores del estadístico Z_u para cada localización, y para diferentes rangos horarios. N_{cOM} es el tamaño de la muestra de los días cOM, y N_{sOM} es el tamaño de la muestra de los días sin ondas.

GRUPOS	0000 - 2400 UTC			0800 - 1600 UTC			Horas en que se visualizaron OM		
	N_{cOM}	N_{sOM}	Z_u	N_{cOM}	N_{sOM}	Z_u	N_{cOM}	N_{sOM}	Z_u
Todos	450	300	18,70	162	108	12,75	135	108	12,16
Oeste	150	100	9,79	54	36	6,28	45	36	7,66
Centro	150	100	10,90	54	36	7,68	45	36	7,34
Este	150	100	11,87	54	36	7,97	45	36	5,89

Los valores del estadístico Z_u son mayores de 1,96 en todos los casos, tanto para todas las zonas en su conjunto como por separado. Esto ha llevado a aceptar la hipótesis alternativa, lo que implica que las dos poblaciones presentan diferencias estadísticamente significativas para el parámetro de Froude con un grado de confianza del 95 %.

5.5 Discusión de resultados

Las Secciones 5.3 y 5.4 se han centrado en el análisis de las condiciones necesarias para la formación de OM. Por un lado, se han analizado las condiciones de estabilidad estática de seis días cOM y otros cuatro sOM. Los resultados han mostrado que no había diferencias notables entre ambas poblaciones, puesto que todos los casos han presentado un patrón de estabilidad común. Al comparar este patrón con las alturas de los techos de nube, se ha comprobado que la representatividad de los datos de estabilidad está limitada a zonas próximas al radiómetro. El cálculo de la *CAPE* y los índices *KI* y *TT* ha permitido descartar la aparición de convección fuerte en todos los casos y, por tanto, descartar igualmente la existencia de inestabilidad que pudiera inhibir la propagación de las ondas.

Por otro lado, se han analizado las condiciones dinámicas a través de *Fr*, un parámetro muy utilizado para medir la capacidad del flujo incidente para superar una barrera montañosa. Los resultados han evidenciado diferencias estadísticamente significativas entre los valores de *Fr* de los días cOM y sOM.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

La combinación de Fr con los datos de estabilidad estática puede ser una herramienta muy útil para pronosticar la aparición de OM de forma operativa. Esta información por separado no permite concluir que vayan a formarse OM, pero, al combinarla, se puede evaluar si se dan las condiciones necesarias para que se formen: estabilidad estática a sotavento y flujo incidente sobre la barrera con energía suficiente para superarla. Esto tiene aplicabilidad directa en aviación, puesto que las OM son un riesgo que muchas veces no puede ser pronosticado y que puede provocar turbulencia. De hecho, durante la campaña 2011-2012 se han desarrollado diversos vuelos experimentales en el entorno del S.C. en situaciones de nevada que requirieron de información sobre el riesgo de aparición de OM. El GFA puso a disposición de la autoridad aeroportuaria información sobre las condiciones de estabilidad dadas por el radiómetro en tiempo real, junto con mapas de Fr pronosticado por el *MM5*. En la Figura 5.24 se muestra uno de esos mapas, en el que se indican valores pronosticados de $Fr > 0,6$ en todo el entorno del S.C. La Figura 5.25 representa la imagen del canal visible de alta resolución del satélite *AQUA* correspondiente al mismo día y a una hora aproximada a la de la simulación⁶. Al comparar ambas imágenes se puede apreciar que las zonas con mayor número de Froude se corresponden con las zonas en que se observaron OM.

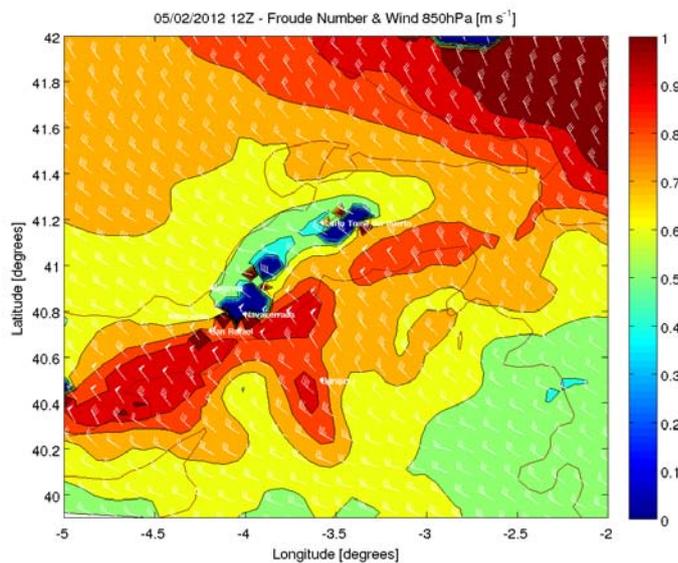


Figura 5.24: Mapa de Fr elaborado a partir de las salidas operativas del *MM5* de las 0000 UTC del 5 de Febrero de 2012 para las 1200 UTC.

⁶Imagen extraída de la página web: <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/imagery/subsets/?subset=Spain.2012036.aqua.250m.tif%27> [Último acceso: 2012/03/24].



Figura 5.25: Imagen tomada por el satélite *AQUA* a las 1340 UTC del 5 de Febrero de 2012. La zona encuadrada con el rectángulo azul representa el área del tercer dominio del *MM5*.

5.6 Caracterización de las OM

Las secciones anteriores del presente capítulo se han centrado en el análisis de las condiciones que favorecen la formación de OM en el entorno del S.C. Tras identificar los parámetros más adecuados para el estudio de estas ondas, y ante la escasez de referencias relativas a sus características, ha resultado de interés desarrollar un análisis de sus propiedades de onda en los días cOM. Esta caracterización puede servir, además, como soporte para futuros trabajos relacionados con ondas orográficas generadas por el S.C.

Como se ha comentado en el Apartado 1.3.2, las ondas no se pueden observar de forma directa, sino que sólo pueden detectarse sus efectos. Es decir, la caracterización de las ondas ha de basarse en el estudio de alguna de las perturbaciones que producen sobre variables atmosféricas (velocidad del viento, temperatura, humedad, etc.). Una variable muy utilizada es la velocidad vertical (w) (Smith, 1979, Shutts et al., 1988), la cual se puede descomponer en una parte media o de fondo (\bar{w}) y otra parte turbulenta o perturbada (w'). La primera se asume que corresponde a procesos mucho más largos en el tiempo o el espacio y no se ve afectada por las fluctuaciones. La última se considera que tiene media cero sobre grandes escalas y es debida a una perturbación, como pueden ser las OM.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

Existen diferentes métodos para separar una variable en ambas partes. En este trabajo se ha utilizado la metodología descrita por Scavuzzo et al. (1998), que consiste en aplicar un filtro no recursivo de paso alto capaz de retener las longitudes de onda menores a un valor de corte elegido. Un filtro es un proceso capaz de modificar una señal de entrada, $y(n)$, en una señal de salida, $\bar{y}(n)$, mediante el proceso matemático de convolución. Permite, por tanto, obtener la parte media de la velocidad vertical, $\bar{w}(n)$, a partir de la ecuación

$$\bar{w}(n) = \sum_{p=-N}^{p=+N} a(p)w(n-p) \quad \text{para } N < n < P - N \quad (5.2)$$

donde $a(p)$ son los coeficientes del filtro y satisfacen que $\sum_{p=-N}^{p=+N} a(p) = 1$.

La $w'(n)$ es, por tanto, el resultado de la resta de $w(n) - \bar{w}(n)$. Para eliminar los efectos de Gibbs, se utiliza una ventana de Kayser (Hamming, 1997).

Al tratarse de un filtro no recursivo, la señal de salida, $\bar{w}(n)$, sólo depende de la señal de entrada, $w(n)$, y de los coeficientes del filtro, $a(p)$, por lo que no existe retroalimentación y no hay problemas de estabilidad. Esta metodología también ha sido empleada por de la Torre et al. (2011, 2012). En estos casos, los autores disponían de información sobre las longitudes de onda típicas en sus zonas de estudio. Sin embargo, la ausencia de esta información para el caso del S.C. ha llevado a que se aplique el filtro en base a longitudes de onda menores de 200 km, puesto que las OM suelen encontrarse por debajo de dicho valor (Fritts y Alexander, 2003).

En la Figura 5.26 se representa w' pronosticada por el modelo sobre el plano y al nivel de 700 hPa. Se muestra este nivel para evitar que mecanismos de capa límite próximos a superficie pudieran afectar a w' . Las imágenes mostradas se corresponden con los valores de w' a las horas en que más claramente se han visualizado las ondas en satélite. De forma análoga, en la Figura 5.27 se muestran los valores de w' en el plano de 700 hPa en los días sOM a las 1200 UTC. De las figuras se desprende que las simulaciones del *MM5* han pronosticado actividad ondulatoria en los seis días cOM, mientras que en los cuatro días sOM el modelo no ha detectado oscilaciones de w' a sotavento del S.C. Esto confirma al modelo como una herramienta útil para la caracterización de OM, ante la dificultad para analizar dichas ondas con datos observacionales.

5.6 Caracterización de las OM

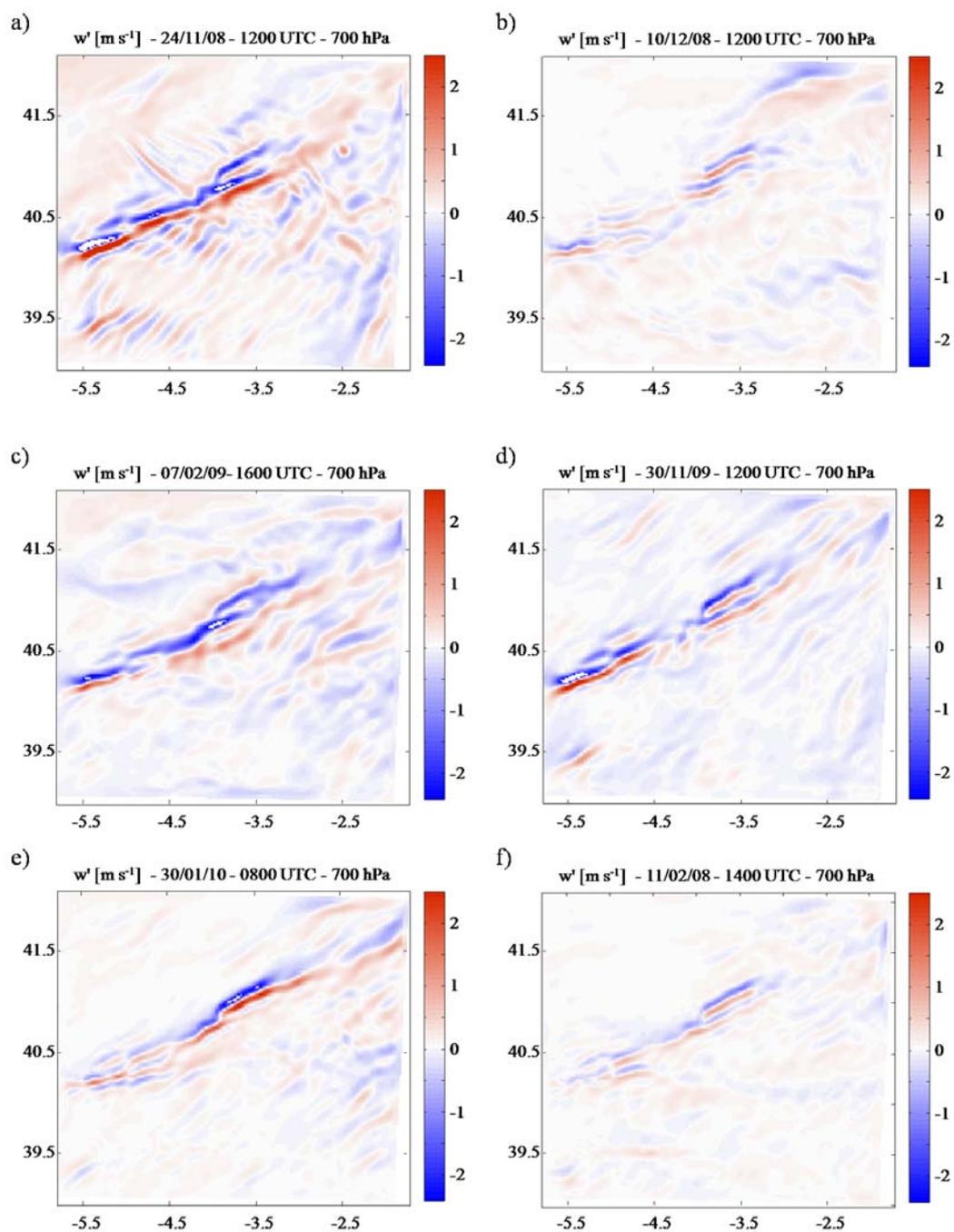


Figura 5.26: w' a 700 hPa en los días cOM. (a) 24 de Noviembre de 2008; (b) 10 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Febrero de 2009; (d) 30 de Noviembre de 2009; (e) 30 de Enero de 2010; y (f) 11 de Febrero de 2010. La hora seleccionada en cada caso se corresponde con aquella en que mejor se visualizaron las ondas en MSG-2.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

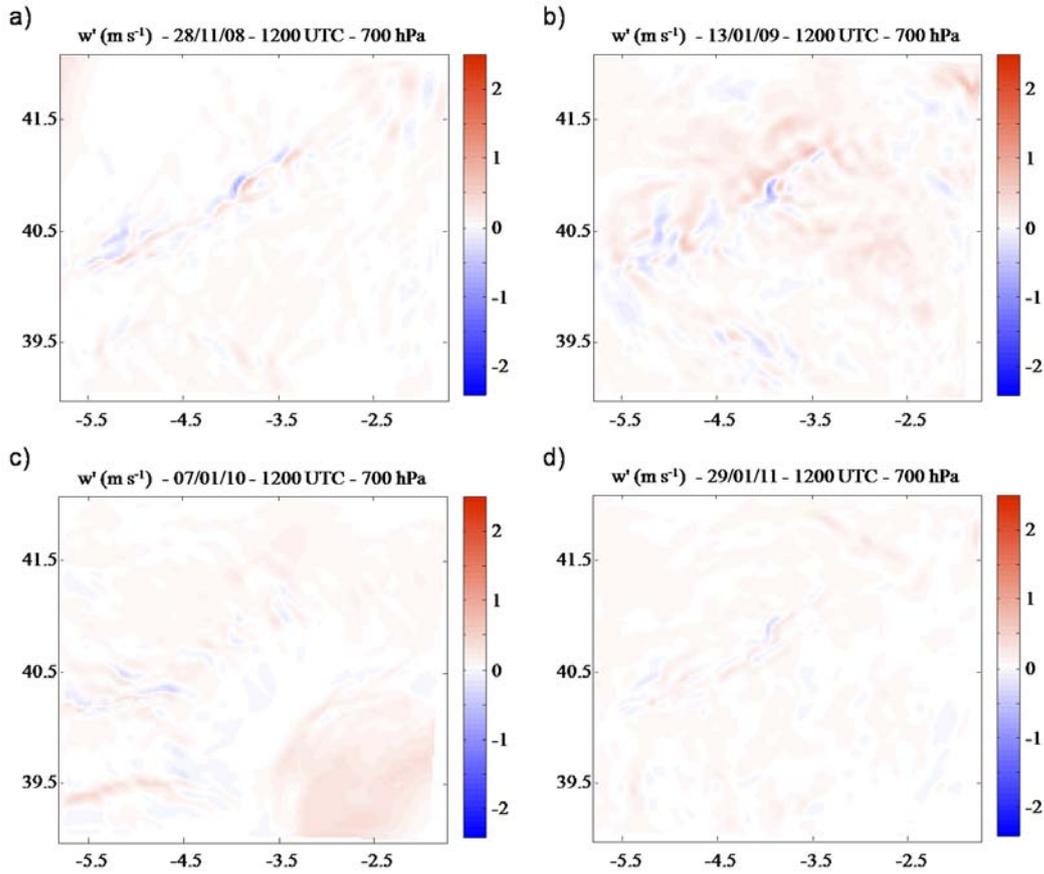


Figura 5.27: w' a 700 hPa en los días sOM. (a) 28 de Noviembre de 2008; (b) 13 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Enero de 2009; y (d) 29 de Noviembre de 2009. La hora seleccionada en todos los casos son las 1200 UTC.

Para poder capturar las características de las ondas, su análisis ha de realizarse en su dirección de propagación horizontal. Dadas las condiciones de la zona y sabiendo que las OM están forzadas por el flujo medio y tienen como fuente la orografía, es esperable encontrar modos predominantes cerca de las montañas con líneas de fase constantes paralelas al S.C. De este modo, conociendo la alineación de SW-NE del S.C., la dirección promedio del viento (predominantemente del NW), y el hecho de que el vector número de onda horizontal (k_H) es siempre perpendicular a las líneas de fase constante, también es esperable que la dirección de propagación horizontal de las ondas sea perpendicular al S.C.

La dirección de k_H es la resultante de los vectores número de onda zonal (k_x) y meridional (k_y), que, a su vez, son inversamente proporcionales a las longitudes de onda zonal

5.6 Caracterización de las OM

(λ_x) y meridional (λ_y), respectivamente. De este modo, conociendo λ_x y λ_y es posible obtener la dirección del vector k_H . Para garantizar que el cálculo de estas longitudes de onda se ha realizado en una zona con actividad ondulatoria, se ha seleccionado un punto de coordenadas con fuertes velocidades ascensionales a sotavento del S.C. y a 700 hPa. Una vez seleccionado este punto, se han trazado dos líneas de corte, una zonal y otra meridional, sobre las que calcular λ_x y λ_y , respectivamente. Esto se ha llevado a cabo mediante la aplicación de un análisis de transformada continua de wavelet de tipo Morlet (*Continuous Wavelet Transform, CWT*). La *CWT* es una herramienta matemática muy extendida en el estudio de OM (e.g. Moldovan et al., 2002, de la Torre et al., 2012) que, a diferencia de la transformada de Fourier, permite analizar señales no estacionarias y de rápida transitoriedad. En la Figura 5.28 se muestra un ejemplo del procedimiento empleado.

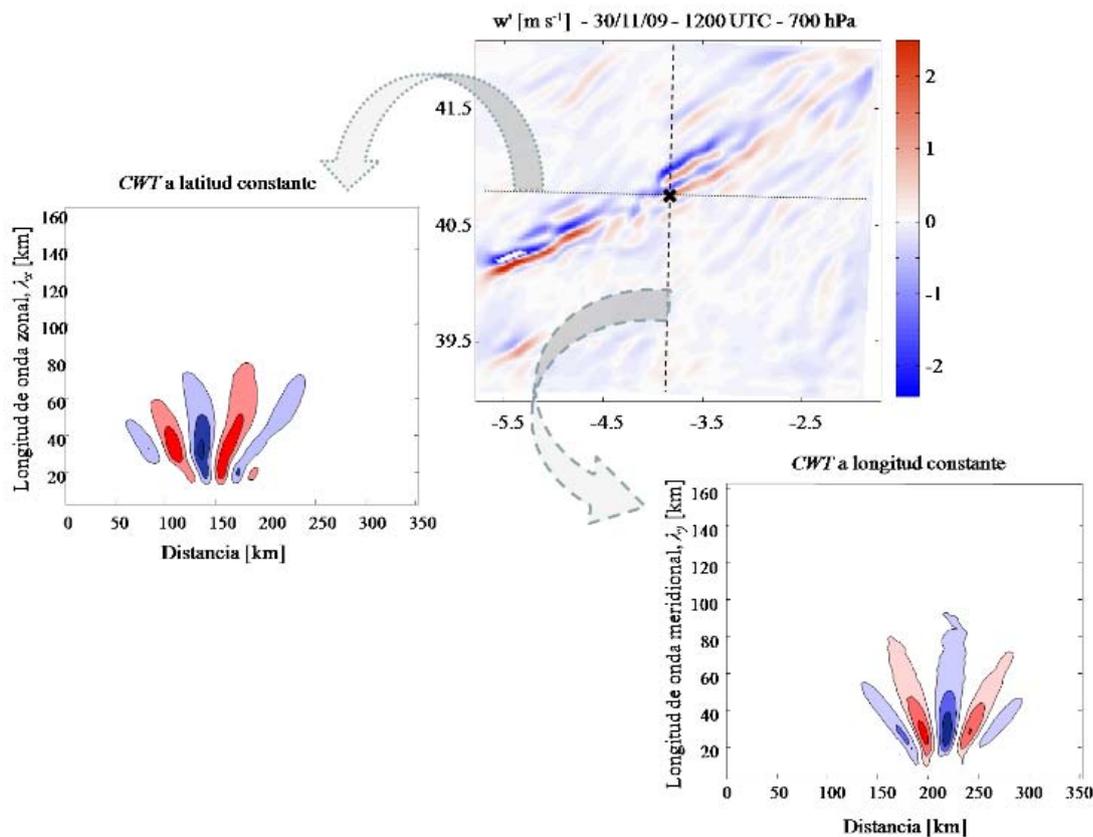


Figura 5.28: Ejemplo de cálculo de λ_x y λ_y mediante un análisis de *CWT* aplicado sobre w' para el 30 de Noviembre de 2009 a las 1200 UTC.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

Tras aplicar esta metodología a todos los casos de estudio, se ha comprobado que λ_x y λ_y han sido muy similares en los seis días cOM. Esto implica que la dirección de propagación resultante haya sido en torno a 40° respecto al eje zonal en todos los casos de estudio. La caracterización de las OM se ha realizado, por tanto, en base a esta dirección de propagación horizontal. En la Figura 5.29a se recoge el eje $a - a'$ que representa la línea de corte sobre el plano con 40° de inclinación. En la Figura 5.29b se muestra el corte vertical de dicho eje.

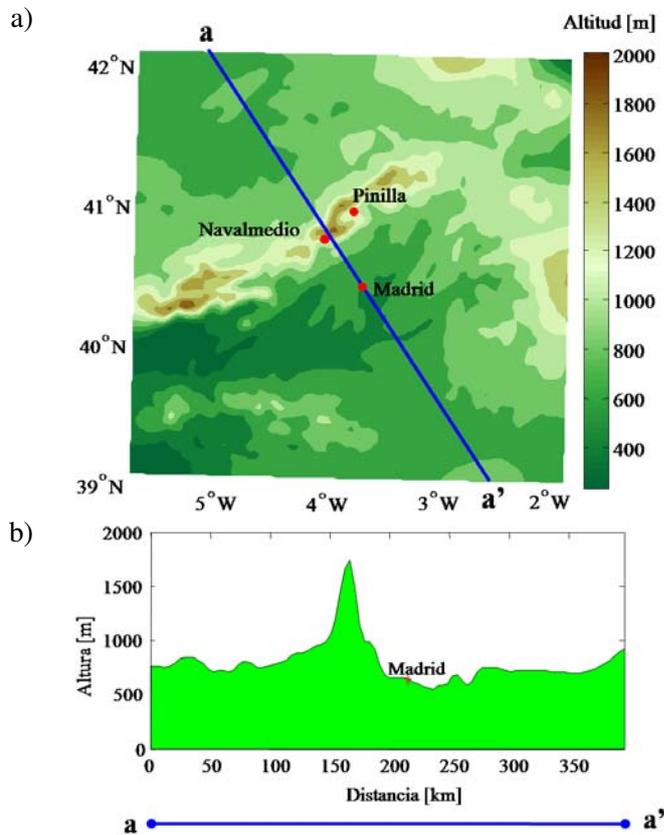


Figura 5.29: (a) Área del tercer dominio del *MM5*. La línea $a - a'$ denota la localización del corte transversal. (b) Corte vertical de $a - a'$.

Con objeto de asegurar que la actividad ondulatoria detectada por el modelo se corresponde con OM se ha estudiado su carácter estacionario, característica propia de este tipo de ondas. Así, en la Figura 5.30 se recogen los valores de w' a 700 hPa sobre el eje $a - a'$

5.6 Caracterización de las OM

en cada caso de estudio. Las horas representadas son aquellas en que se han observado las OM en satélite (ver Tabla 5.1). Como se puede apreciar, el modelo ha evidenciado la existencia de ondas estacionarias en todos los casos y a todas las horas analizadas. Además, en la Figura 5.31 se representa la distribución vertical de w' , lo que ha permitido comprobar que, de acuerdo con el modelo, las ondas se han podido propagar verticalmente, al menos, hasta los 100 hPa.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

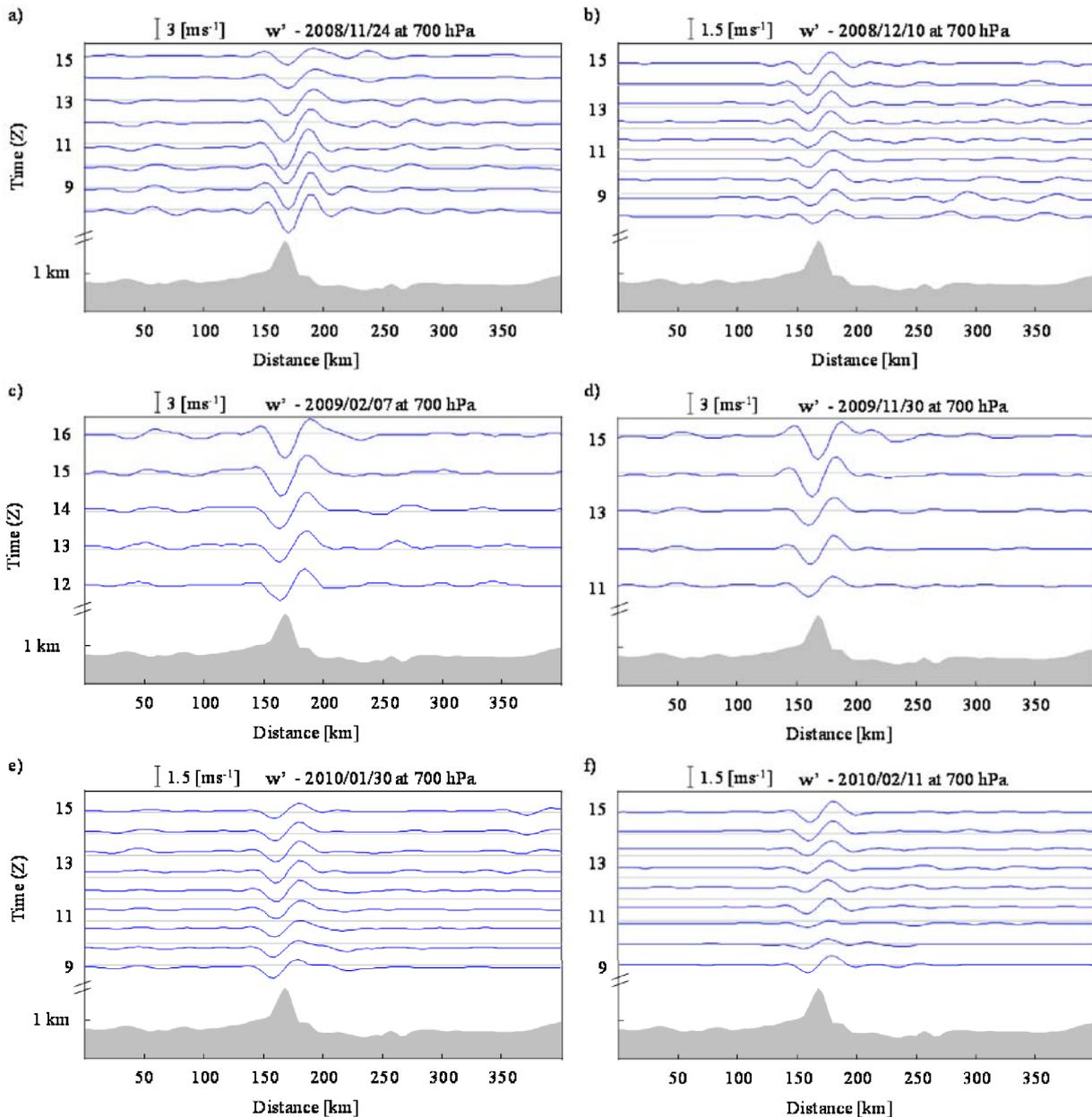


Figura 5.30: Evolución temporal de w' a 700 hPa en los días cOM sobre el eje $a - a'$. (a) 24 de Noviembre de 2008; (b) 10 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Febrero de 2009; (d) 30 de Noviembre de 2009; (e) 30 de Enero de 2010; y (f) 11 de Febrero de 2010. La hora seleccionada en cada caso se corresponde con aquella en que mejor se visualizaron las ondas en MSG-2.

5.6 Caracterización de las OM

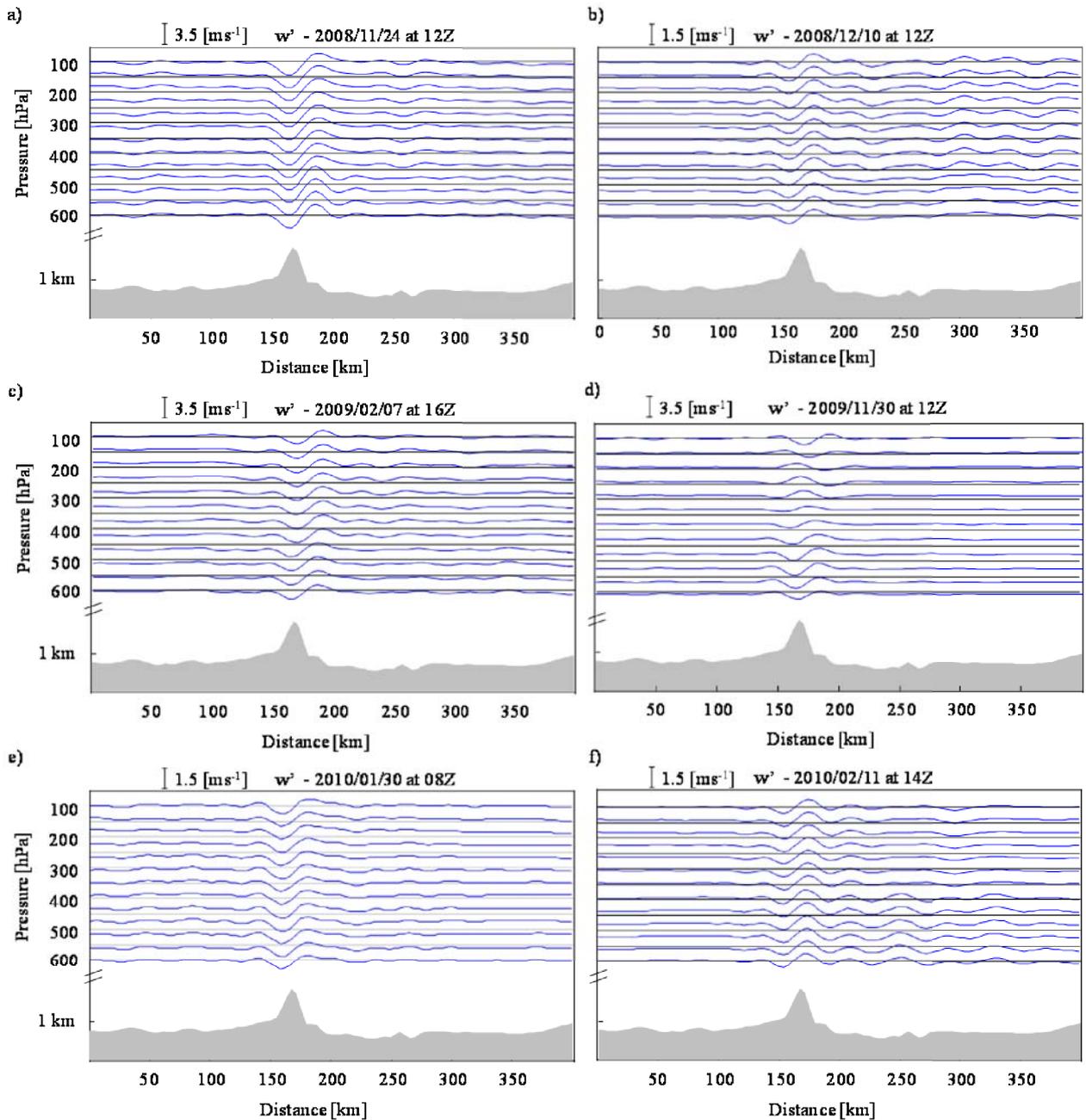


Figura 5.31: Perfil vertical de w' sobre el eje $a - a'$. (a) 24 de Noviembre de 2008; (b) 10 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Febrero de 2009; (d) 30 de Noviembre de 2009; (e) 30 de Enero de 2010; y (f) 11 de Febrero de 2010. La hora seleccionada en cada caso se corresponde con aquella en que mejor se visualizaron las ondas en MSG-2.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

Una vez confirmada la naturaleza de la actividad ondulatoria pronosticada, se ha procedido a caracterizar las OM. En primer lugar, se han aislado los modos principales de las OM para conocer la longitud de onda horizontal (λ_H) en cada caso de estudio. Se ha aplicado un análisis de *CWT* de Morlet sobre w' a 700 hPa y en el eje transversal $a - a'$. Los resultados han mostrado que λ_H ha oscilado entre 15 y 80 km en todos los casos (Figura 5.32).

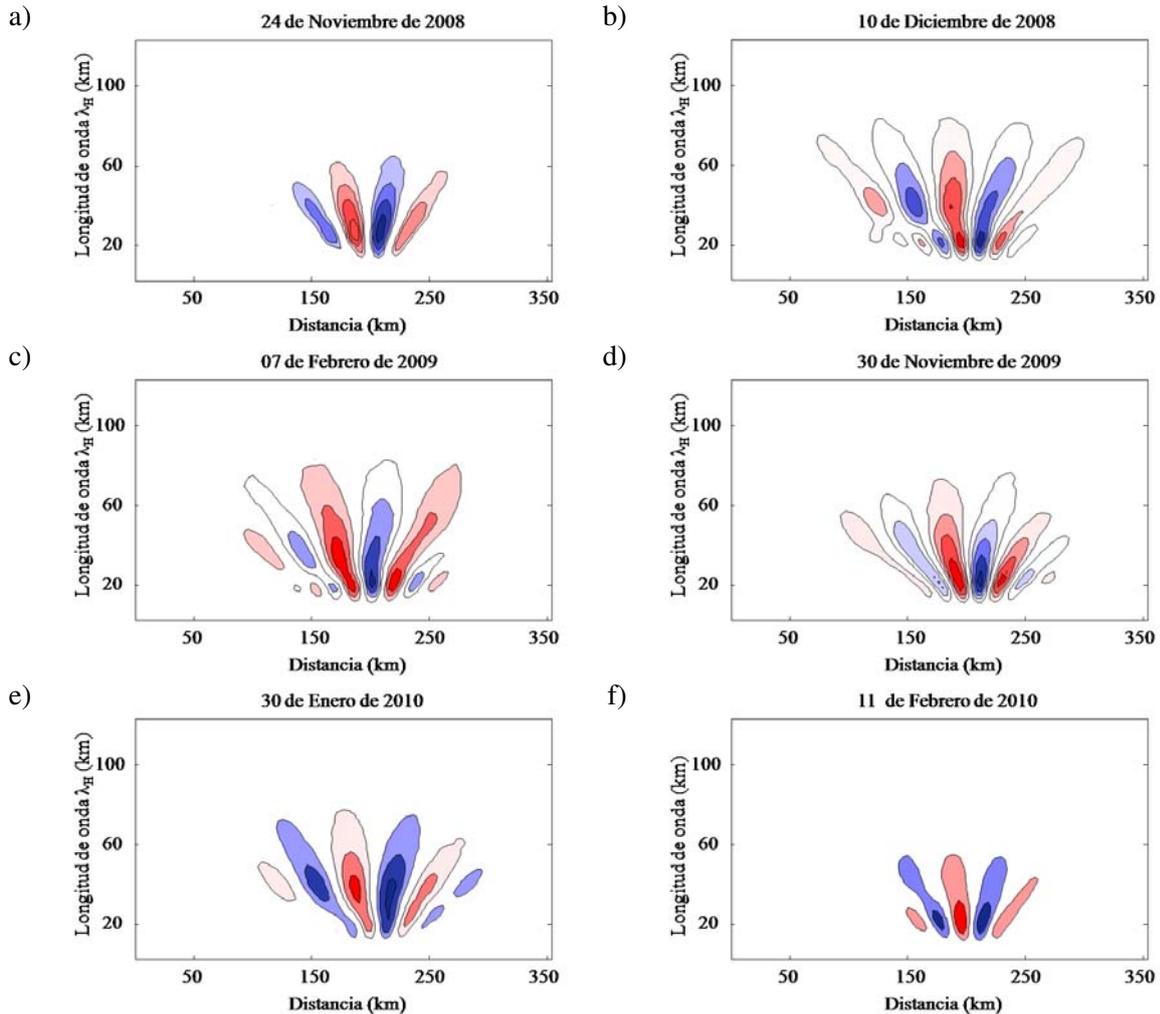


Figura 5.32: Análisis *CWT* de w' sobre el eje $a - a'$ a 700 hPa. (a) 24 de Noviembre de 2008; (b) 10 de Diciembre de 2008; (c) 7 de Febrero de 2009; (d) 30 de Noviembre de 2009; (e) 30 de Enero de 2010; y (f) 11 de Febrero de 2010. La hora seleccionada en cada caso se corresponde con aquella en que mejor se visualizaron las ondas en MSG-2.

Manteniendo las suposiciones de que las ondas se propagan en un plano bidimensional en una atmósfera incompresible, y considerando despreciable el efecto de rotación de la

5.7 Liberación de energía

Tierra, se puede obtener la longitud de onda vertical a partir de la ecuación (Nappo, 2002)

$$\lambda_Z = 2\pi \left(\frac{N^2}{u_0^2} - k_H^2 \right)^{-1/2} \quad (5.3)$$

Y la frecuencia intrínseca (ω), dada por la relación de dispersión:

$$\omega^2 = \frac{N^2 k_H^2}{k_Z^2} \quad (5.4)$$

Por tanto, el periodo intrínseco será $\tau = 2\pi/\omega$.

En la Tabla 5.8 se recogen los valores medios de los principales parámetros de onda para cada uno de los casos analizados.

Tabla 5.8: Parámetros de onda de los días seleccionados a 700 hPa.

Fecha	Hora (UTC)	Parámetros de onda		
		λ_H (km)	λ_Z (km)	τ (min)
24/11/2008	1200	45	12	20
10/12/2008	1200	40	3	50
07/02/2009	1600	50	6	50
30/11/2009	1200	50	6	50
30/01/2010	0800	50	7	35
11/02/2010	1400	40	4	50

Así, la longitud de onda horizontal media ha estado entre 40 y 50 km, mientras que la longitud de onda vertical se ha encontrado entre 3 y 12 km. Sin embargo, este último parámetro puede registrar cierta variabilidad debido a cambios del viento de fondo. Los periodos intrínsecos medios se han situado en un rango de entre 20 y 50 minutos.

5.7 Liberación de energía

Como se ha comentado en varias ocasiones, una de las propiedades más importantes de las OM es su capacidad para transportar y depositar energía y cantidad de movimiento. La energía transportada puede ser absorbida por la troposfera o liberarse produciendo turbulencia. Entre los procesos que dan lugar a esta liberación de energía se encuentran los

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

procesos no lineales relacionados con la rotura de ondas (Lilly, 1978), que pueden ser causados, a su vez, por incrementos en la amplitud de onda (Moldovan et al., 2002), por la existencia de niveles críticos en el flujo de fondo (Booker y Bretherton, 1967, Wurtele et al., 1996), interacciones entre ondas (Franke y Robinson, 1999), y/o resonancias de onda no lineales (Peltier y Clark, 1983, Bacmeister y Schoeberl, 1989, Thorpe, 1975, Thorpe, 1987). Estos procesos son especialmente difíciles de determinar cuando las ondas son generadas por topografía compleja (Jiang y Doyle, 2004, Sharman y Wurtele, 2004), y con flujo en constante evolución (Ralph et al., 1992, Clark et al., 2000).

Sin embargo, existen varios métodos para aproximarse a la predicción de turbulencia por OM: (i) a partir de los informes de los pilotos al encontrarse con turbulencia; (ii) examinando las imágenes de satélite para encontrar evidencias de ondas y diagnosticar zonas potenciales de aparición de turbulencia (Uhlenbrock et al., 2007); (iii) el uso de algoritmos sofisticados utilizando salidas de modelos numéricos (Bacmeister et al., 1994, Sharman et al., 2006); y (iv) la predicción directa de turbulencia a partir de modelos regionales de alta resolución, que pueden resolver explícitamente la dinámica de las ondas (Doyle et al., 2005). Esta última técnica es probablemente la más exitosa ya que las características topográficas son bien conocidas y, por tanto, la predicción no depende de parámetros menos predecibles (Lane et al., 2009).

En esta sección se estudia la capacidad de las simulaciones del *MM5* para pronosticar turbulencia ligada a OM. Se ha utilizado la *TKE*, una medida directa de la intensidad de turbulencia que sirve para detectar zonas de liberación de energía. Se ha obtenido a partir de las tres componentes del viento en su parte perturbada ($TKE = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$). Tras analizar la *TKE* en los seis casos de estudio, el modelo detectó deposición de energía en niveles medios el 30 de Noviembre de 2009 entre las 1100 y las 1200 UTC. Como se puede ver en la Figura 5.33, la mayor cantidad de energía depositada se ha pronosticado a niveles comprendidos entre 450 y 350 hPa, coincidiendo con una disminución de la amplitud de w' (Figura 5.34).

5.7 Liberación de energía

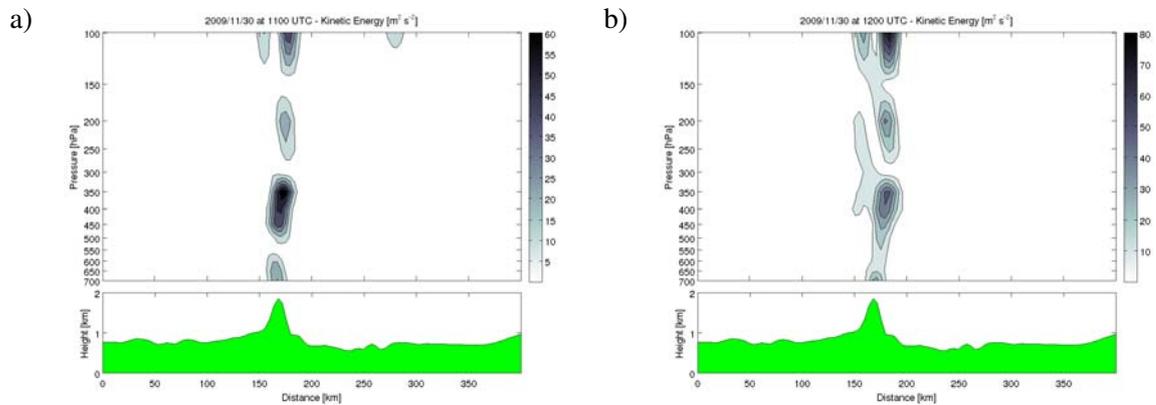


Figura 5.33: TKE parametrizada a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.

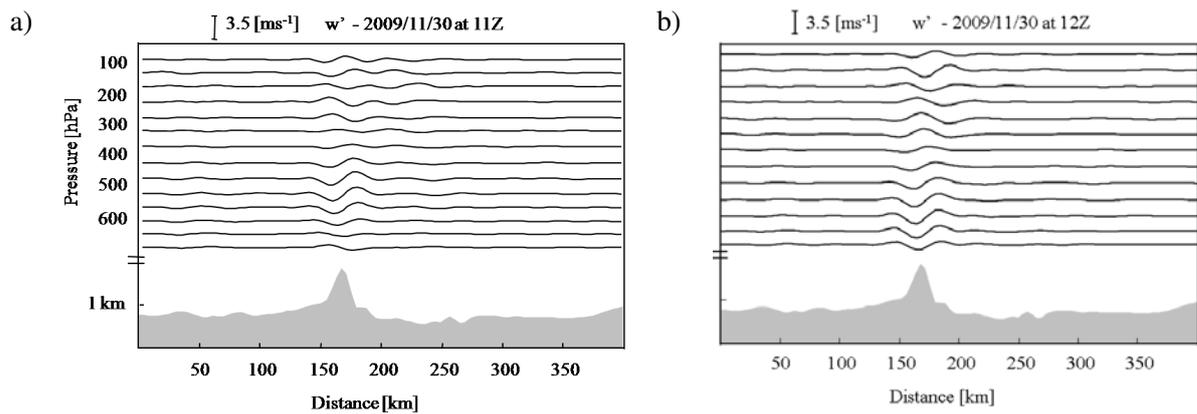


Figura 5.34: w' a niveles de presión estándar a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.

Para explorar las posibles causas de esta deposición de energía, se ha evaluado el parámetro de Scorer (l^2) y la distribución vertical de las isentropas, tanto a las 1100 como a las 1200 UTC. Por un lado, si los valores de l^2 decrecen o se mantienen constantes con la altura, se considera que la atmósfera es favorable para la propagación vertical de ondas de gravedad (Scorer, 1949). Además, l^2 se puede utilizar para detectar niveles críticos, que se producen cuando hay un cambio abrupto en su perfil vertical (Whiteway, 1999). La Figura 5.35 muestra los perfiles de l^2 calculados en las tres localizaciones descritas en la Sección 5.4. Estos perfiles confirman que se han dado condiciones favorables para la propagación vertical de ondas a las 1100 y 1200 UTC, puesto que ha permanecido prácticamente constante con la altura en las tres localizaciones.

5. DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE OM

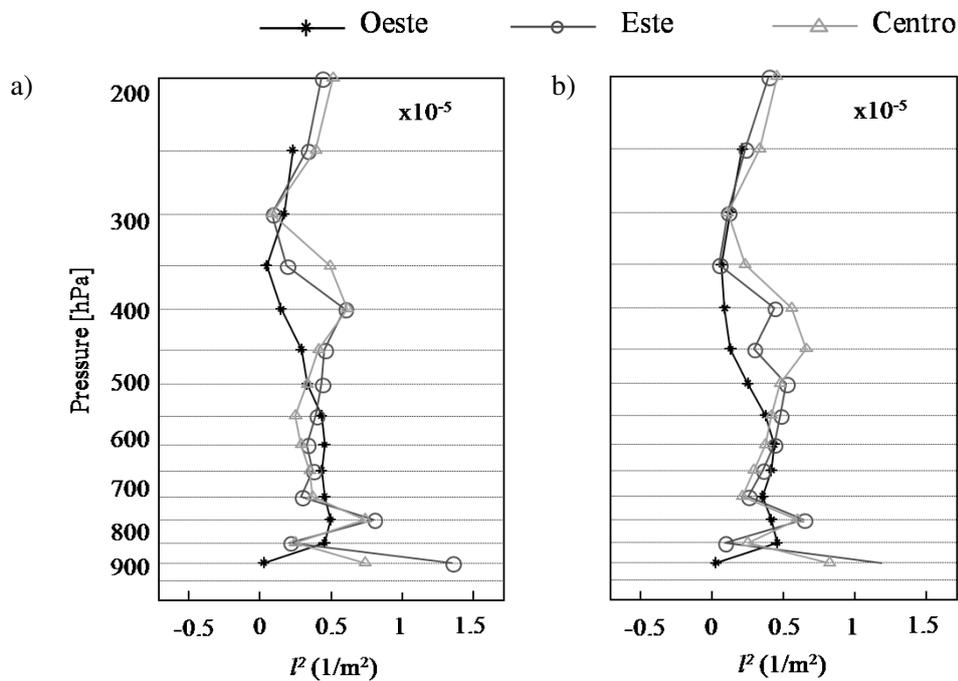


Figura 5.35: Perfil vertical de P^2 a niveles de presión estándar a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.

Por otro lado, las isentropas han sufrido un descenso notable entre 500 y 400 hPa, lo que indica la existencia de un área de inestabilidad (Figura 5.36). Además, se ha detectado una deceleración de la velocidad del viento de fondo, \bar{u} , a esos mismos niveles de presión. (Figura 5.37).

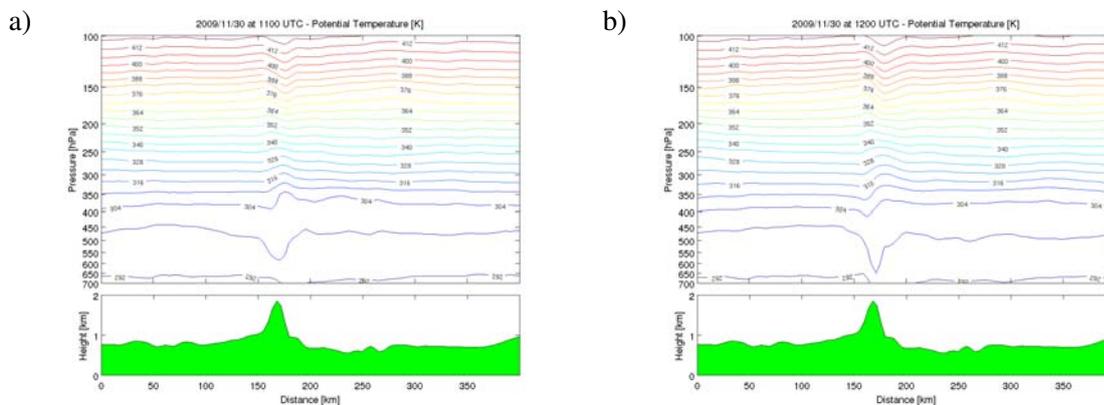


Figura 5.36: Isentropas a niveles de presión estándar a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.

5.7 Liberación de energía

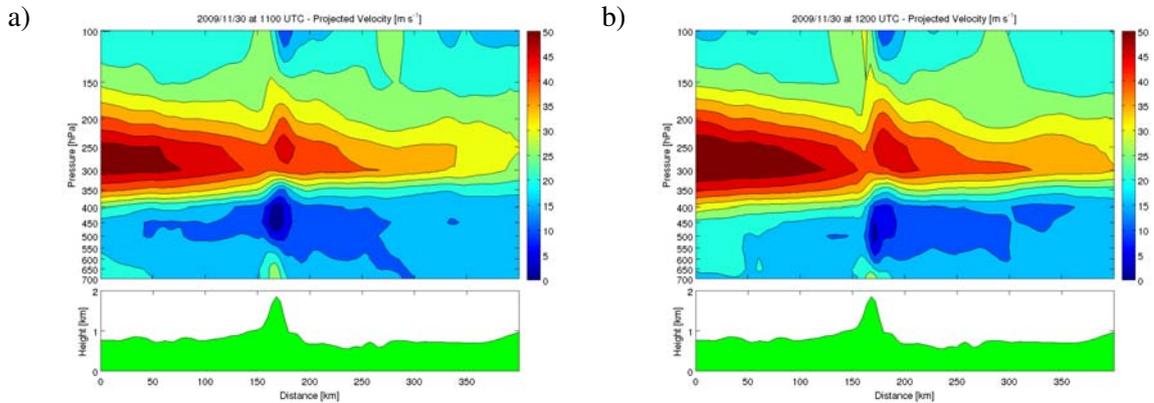


Figura 5.37: Velocidad horizontal proyectada sobre el eje $a - a'$ a las (a) 1100 UTC y (b) 1200 UTC del 30 de Noviembre de 2009.

Estas evidencias han llevado a pensar que se ha producido una rotura de onda en el entorno de 500 – 400 hPa. Sin embargo, esta ruptura no parece estar ligada a la presencia de un nivel crítico, ya que l^2 no ha indicado ningún cambio abrupto en sus perfiles verticales, y las OM han podido propagarse verticalmente, al menos, hasta los 100 hPa (ver Figura 5.31d). Esto está en concordancia con lo establecido por Moldovan et al. (2002), que afirma que la ruptura de ondas no siempre está ligada a la existencia de niveles críticos, sino que puede deberse a otros fenómenos puntuales, como un incremento de la amplitud de onda. En estos casos una fracción significativa de la energía transportada puede seguir propagándose en la vertical, manteniéndose la estructura ondulatoria.

Estos resultados han permitido comprobar que el modelo *MM5* es capaz de identificar zonas de liberación de energía ligadas a OM que, en última instancia podrían producir turbulencia. Esta capacidad es de gran utilidad para la aviación, puesto que serviría para alertar a la tripulación de zonas con posible turbulencia.

Conclusiones

El desarrollo de esta Tesis Doctoral ha dado lugar a las siguientes conclusiones:

- En cuanto al objetivo de validar los perfiles del radiómetro mediante un análisis comparativo con los perfiles del radiosondeo del Aeropuerto de Madrid-Barajas:
 1. Las reconstrucciones de los perfiles de temperatura y densidad de vapor obtenidas por el radiómetro han sido consistentes con las medidas del radiosondeo, encontrándose una correlación de 0,99 en los perfiles de temperatura y de 0,90 en los de humedad, para un nivel de significación del 5 %.
 2. Se ha desarrollado un método de ajuste lineal para reducir la incertidumbre de los perfiles reconstruidos. La aplicación de este método por estratos ha hecho posible:
 - Limitar las discrepancias de los perfiles de temperatura del radiómetro con los del radiosondeo a menos de 2 °C en prácticamente todos los niveles. En los estratos superiores la incertidumbre se ha disminuido en más de 1 °C.
 - Reducir la incertidumbre del vapor de agua en 0,2 g m⁻³.
 - Emplear los datos del radiómetro para el estudio de fenómenos mesoescales que tienen lugar a alturas superiores a 4-5 km sobre superficie.
 3. Las incertidumbres de los perfiles reconstruidos por el radiómetro han sido inferiores a las asignadas por el *NCEP* a los radiosondeos convencionales. Esto permite afirmar que los datos del radiómetro pueden ser utilizados con plenas garantías para la inicialización de los modelos numéricos.

CONCLUSIONES

4. Las reconstrucciones de los perfiles de temperatura y humedad no se han visto comprometidas por el posible apantallamiento de la señal recibida debido a la precipitación. Esto se debe a que la precipitación registrada ha sido mayoritariamente en forma de nieve y el agua en este estado no interfiere en la señal de microondas en que trabaja el radiómetro.
- En relación al segundo objetivo de la Tesis, orientado a verificar los datos del modelo con datos de radiosondeo para utilizarlo posteriormente en el análisis de OM:
 1. Los perfiles de temperatura y densidad de vapor pronosticados por el modelo se han ajustado a las observaciones, habiendo obtenido coeficientes de correlación próximos a 1 en ambos casos.
 2. La velocidad del viento pronosticada ha presentado igualmente una alta correlación con la observada con radiosondeo en todos los niveles, salvo entre 500 y 2000 m. En el resto de estratos, la correlación ha sido estadísticamente significativa (para un nivel de significación $\alpha = 0,05$).
 3. Respecto al campo de dirección del viento pronosticado por el *MM5*, éste también se ha ajustado al observado. Se ha encontrado una correlación entre los datos del radiosondeo y los del modelo de 0,94 y de 0,93 a las 1200 y a las 0000 UTC (D+1), respectivamente. Además, el 95 % de los ángulos de dirección pronosticados no han diferido en más de $\pm 50^\circ$ respecto a los observados.
 4. Los resultados obtenidos en la verificación de los datos del *MM5* a las 0000 UTC (D+1) han sido muy similares a los encontrados a las 1200 UTC, lo que demuestra que el modelo ha mantenido la precisión 24 horas después de su inicialización.
 - Respecto al último objetivo, centrado en evaluar los indicadores más adecuados para la identificación de situaciones con OM, sus propiedades y la capacidad del modelo para detectar turbulencia:
 1. Se han analizado varios indicadores relacionados con la estabilidad estática, encontrando que:

- Las medidas en continuo del radiómetro han permitido conocer las condiciones de estabilidad a sotavento del S.C. por medio del estudio del gradiente de temperatura potencial, de la *CAPE*, y de los índices de estabilidad *KI* y *TT*.
 - El gradiente de temperatura potencial ha mostrado la existencia de un patrón de estabilidad estática común en los días cOM y sOM. Esto confirma que la presencia de estabilidad estática a sotavento del S.C. es una condición necesaria pero no suficiente para la propagación de las OM.
 - Los valores de la *CAPE* y de los índices *KI* y *TT* se han situado por debajo de los umbrales de alta probabilidad de formación de tormentas tanto en días cOM como sOM, confirmando la existencia de condiciones poco favorables para el desarrollo de convección.
 - Las medidas en continuo han evidenciado una alta variabilidad temporal de la *CAPE*, no detectable con los radiosondeos tradicionales y que podría explicar su baja representatividad cuando se calcula a partir de dichos radiosondeos.
 - El *DF* no puede ser utilizado como indicador de zonas favorables para la formación de OM en el área de estudio.
2. El análisis de flujo realizado a través del número de Froude ha indicado que:
- La formación de ondas puede producirse con valores de *Fr* menores a 1.
 - Se han encontrado diferencias estadísticamente significativas entre los días cOM y los días sOM para este parámetro, lo que hace pensar en *Fr* como un buen indicador para conocer el riesgo de aparición de OM.
 - El área más favorable para la aparición de OM ha sido la zona E del S.C., al presentar los mayores valores de *Fr*. Por contra, el área menos propensa a la formación de ondas ha sido la zona W por presentar valores de *Fr* muy bajos. Este resultado parece confirmarse con las imágenes de satélite, puesto que se ha observado que las nubes lenticulares asociadas a OM aparecen con mayor frecuencia en la zona oriental del S.C.
3. Los resultados de la caracterización de las ondas han mostrado que:
- Las simulaciones del *MM5* han detectado actividad ondulatoria en todos los casos cOM.

CONCLUSIONES

- Las ondas de los casos analizados han presentado un único modo principal de oscilación, con una longitud horizontal de entre 40 y 50 km.
 - Las longitudes de onda verticales han presentado una alta variabilidad debido a los vientos intensos de fondo en niveles altos de la troposfera. Los valores medios estimados de λ_z se ha encontrado entre 3 y 12 km.
 - El periodo intrínseco estimado ha sido de entre 30 y 50 minutos en todos los casos estudiados.
4. Por último, en relación a la capacidad del *MM5* para detectar turbulencia, se ha encontrado que:
- Las simulaciones han pronosticado deposición de energía asociada a OM. En el caso analizado la energía liberada no ha estado ligada a la existencia de un nivel crítico, sino probablemente a un incremento de la amplitud de onda, que ha provocado su ruptura en el entorno de los 400 hPa sobre la vertical de la montaña y que ha permitido que se depositara parte de la energía transportada. El resto de la energía ha continuado propagándose en la vertical, manteniendo la actividad ondulatoria hasta altos niveles de la troposfera.

Conclusions

The development of this PhD Thesis has led to the following conclusions:

- In regards to the objective of validating the radiometer profiles with a comparative analysis of the radiosonde profiles from the Madrid- Barajas Airport:
 1. The retrievals of temperature and water vapor density profiles obtained by the radiometer were consistent with the measurements from the radiosonde, with a correlation of 0.99 for the temperature profile and 0.90 for humidity, with a statistical significance of 5 %.
 2. A linear model-fitting method has been developed in order to reduce the uncertainty in the reconstructed profiles. The application of this method has led to the following:
 - Limiting discrepancies of temperature profiles from the radiometer with those of the radiosonde to less than 2°C at practically all levels. In the upper strati, uncertainty has been diminished by more than 1 °C.
 - Reducing uncertainty of water vapor by 0.2 g m⁻³.
 - Using data from the radiometer for the study of mesoscale phenomena that occurs at heights superior to 4-5 km above the surface.
 3. The uncertainty of the retrieved profiles were inferior to those assigned by the NCEP to the conventional radiosondes. This makes it possible to affirm that the radiometer data can be used without hesitation for the initialization of numerical models.

CONCLUSIONS

4. The retrievals of the temperature and humidity profiles were not compromised by the possibility of precipitation shielding the signal received. This is because the precipitation registered has been mainly in the form of snow and, in this state, the water does not interfere with the microwave signal that receives the radiometer.
- In regards to the second objective of the PhD Thesis, oriented toward verifying the data from the model with radiosonde data for their later use in the analysis of mountain waves:
 1. The temperature and water vapor density profiles predicted by the model have been adjusted to observations, having obtained correlation coefficients close to 1 in both cases.
 2. The forecasted wind speed has also presented high correlation coefficients with that observed with the radiosonde at all levels, except between 500 and 2000 m. In the rest of the levels, the correlation has been statistically significant (for a confidence degree of 95 %).
 3. With respect to the wind direction forecasted by the MM5, this has also been adjusted to the observations. A correlation of 0.94 and 0.93 was found between the radiosonde data and the model, at 1200 UTC and 0000 UTC (D+1), respectively. Additionally, 95 % of the forecasted direction angles differed no more than $\pm 50^\circ$ with respect to those observed.
 4. The results obtained in the MM5 data verification at 0000 UTC (D+1) were very similar to those found at 1200 UTC, which shows that the model maintained its accuracy 24 hours after its initialization.
 - With respect to the last objective, centered on evaluating suitable indicators to identify favourable conditions for mountain wave propagation, the mountain wave properties, and the capacity of the model to detect turbulence:
 1. Several indicators related to static stability were analyzed, finding that:
 - The continuous measurements of the radiometer made it possible to identify the stability conditions in the Central Range using different parameters

such as: potential temperature gradient, the CAPE, and the stability indices KI and TT.

- The potential temperature gradient has shown the existence of a common static stability pattern on days with and without mountain waves. This confirms that the presence of leeward static stability in the Central Range is a necessary condition, but not enough for the mountain wave propagation.
 - The values of the CAPE and the KI and TT indices were under the thresholds of high probability of severe storms in all cases, confirming the absence of favourable conditions for convection development.
 - The continuous measurements have shown a high temporal variability for the CAPE, which is not detectable with traditional radiosondes. This could explain its low representativity when is calculated from radiosonde data.
 - The DF cannot be used as an indicator of favorable areas for the formation of mountain waves in the study area.
2. The analysis of the income flow done using the Froude Number has indicated that:
- The formation of waves can be produced with Fr values lower than 1.
 - Statistically significant differences for this parameter were found between the days with and without mountain waves. This led to think of Fr as a good indicator to evaluate the risk of appearance of mountain waves.
 - The most favorable area for mountain wave formation, was the Eastern area of the Central Range, since it had larger Fr values. On the contrary, the least favorable was the Western area, which presented very low Fr values. This result seems to be in accordance with satellite images, since lenticular clouds associated with mountain waves appear more frequently in the Eastern area of the Central Range.
3. The results of the wave characterization have shown that:
- The MM5 simulations detected wave activity in all cases with mountain waves.
 - The analyzed waves were characterized by one principal mode of oscillation, with a horizontal wavelength of between 40 and 50 km.

CONCLUSIONS

- The vertical wavelength presented a high variability due to intense background winds at high tropospheric levels. The average values estimated for λ_z were between 3 and 12 km.
 - The intrinsic period estimated was around 30 and 50 minutes in all of the case studies.
4. Finally, with regards to the capacity of the MM5 to detect turbulence, the following was found:
- The simulations were able to forecast energy release associated with mountain waves. In the analyzed case, the released energy was not linked to the existence of a critical level. Rather, it was probably an increase in the amplitude of the wave, which provoked its rupture around 400 hPa upward the mountain. This could allow the deposition of part of the transported energy. The rest of the energy continued to spread vertically, maintaining wave activity up to high levels of the troposphere.

Futuras líneas de investigación

Durante el desarrollo de este trabajo de investigación, y como consecuencia de los resultados obtenidos, han surgido una serie de propuestas orientadas a profundizar en los métodos de detección y pronóstico de las ondas de montaña. Estas propuestas se exponen a continuación:

- Utilización de las medidas del radiómetro para mejorar el conocimiento de las condiciones iniciales en predicción numérica operativa, a micro y mesoescala, en el entorno del Sistema Central, puesto que estos datos se han mostrado confiables y con una incertidumbre inferior, incluso, a la asignada por el *NCEP* a los radiosondeos tradicionales.
- Desarrollo de un modelo de pronóstico de perfiles termodinámicos a partir de los datos del radiómetro. De este modo, se podrían predecir las condiciones de estabilidad estática a corto plazo y determinar cuándo éstas son favorables a la propagación de ondas.
- Aplicación del análisis del número de Froude a todos los casos de precipitación en forma de nieve detectados en el S.C. Al dividir estos casos en días cOM y sOM, se podría confirmar este parámetro como indicador de la aparición de ondas de montaña y elaborar una escala de probabilidad de formación en función de los valores de *Fr*.
- Extensión del análisis de *Fr* a otros sistemas montañosos de la península y no limitarlo a situaciones con flujo de NW. El mayor inconveniente en este caso es la

FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

ausencia de datos de radiómetro en otras cordilleras. Las condiciones de estabilidad a sotavento sólo podrían estimarse a partir de modelos mesoescalares.

- Elaboración de una aplicación automática que combine los datos pronosticados a partir del radiómetro con los valores de Fr , para establecer unos niveles de riesgo en función de las condiciones de estabilidad y de flujo esperados en el S.C. Esta aplicación sería de gran utilidad en aviación, puesto que se trataría de una herramienta de predicción directa de OM.
- Realización de un estudio del estado termodinámico y los procesos de microfísica presentes en nubes mixtas combinando los perfiles radiométricos con la información recogida durante los vuelos experimentales. Las sondas de microfísica instaladas en los aviones han permitido conocer el contenido de agua líquida, la concentración de hidrometeoros y la fase de los mismos en el interior de las nubes. Esto, junto con las mediciones del radiómetro, abren la puerta al análisis de los procesos de crecimiento en fase mixta, lo que sería de gran utilidad para proporcionar información acerca del riesgo de engelamiento.
- En caso de que alguno de los vuelos experimentales hubiera detectado turbulencia, sería interesante un análisis conjunto de la información recogida por el avión con los datos de turbulencia simulados por el *MM5*. De este modo, se podría contrastar la capacidad del modelo para pronosticar turbulencia y su posible vinculación con ondas de montaña.

Bibliografía

- Alexander, M. J. y Teitelbaum, H. 2011. Three-dimensional properties of Andes mountain waves observed by satellite: A case study. *Journal of Geophysical Research*, **116**, D23110.
- Anthes, R. A. y Warner, T. T. 1978. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Monthly Weather Review*, **106**, 1045–1078.
- ASN. 2010. Aviation Safety Network: Database. Aviation Safety Network. Disponible en: <http://aviation-safety.net/database/record.php?id=19921209-1>. Último acceso: 2012/05/07.
- Bacmeister, J. T., Newman, P. A., Gary, B. L., y Chan, K. R. 1994. An algorithm for forecasting mountain wave-related turbulence in the stratosphere. *Weather and Forecasting*, **9**, 241–253.
- Bacmeister, J. T. y Schoeberl, M. R. 1989. Breakdown of vertically propagating two-dimensional gravity waves forced by orography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 2109–2134.
- Booker, J. R. y Bretherton, F. P. 1967. The critical layer for internal gravity waves in a shear flow. *Journal of Fluid Mechanics*, **27**, 513–539.
- Burk, S. D. y Haack, T. 2000. The dynamics of wave clouds upwind of coastal orography. *Monthly Weather Review*, **128**, 1438–1455.

BIBLIOGRAFÍA

- Carruthers, D. y Hunt, J. 1990. Fluid mechanics of airflow over hills: Turbulence, fluxes, and waves in the boundary layer, vol. 45 de *Atmospheric Processes over Complex Terrain, Meteor. Monogr. W., B.*, ed. American Meteorological Society. Cap. 5, pp. 83–103.
- Cetola, D. 2003. The Role of Terrain and Convection on Microfront Formation Leading to Severe Low-Level Turbulence. Tesis Doctoral, North Carolina State University, 341 pp.
- Chandrasekhar, S. 1960. Radiative Transfer. Dover Publications, Toronto. 393 pp.
- Chen, F. y Dudhia, J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, **129**, 569–585.
- Chimonas, G. 1972. The stability of a coupled wave-turbulence system in a parallel shear flow. *Boundary-Layer Meteorology*, **2**, 444–452.
- Chimonas, G. y Nappo, C. J. 1987. A thunderstorm bow wave. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **44**, 533–541.
- CIAIAC. 2003. Informe Técnico A-006/2001. Inf. téc., Comisión de Investigación de Accidentes e Incidentes de Aviación Civil. 60 pp.
- CIAIAC. 2007. Informe Técnico A-002/2005. Inf. téc., Comisión de Investigación de Accidentes e Incidentes de Aviación Civil. 15 pp.
- CIAIAC. 2011. Informe Técnico IN-004/2010. Inf. téc., Comisión de Investigación de Accidentes e Incidentes de Aviación Civil. 22 pp.
- Clark, T. L., Hall, W. D., y Banta, R. M. 1994. Two- and three-dimensional simulations of the 9 January 1989 severe Boulder windstorm: comparison with observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2317–2343.
- Clark, T. L., Hall, W. D., Kerr, R. M., Middleton, D., Radke, L., Ralph, F. M., Neiman, P. J., y Levinson, D. 2000. Origins of aircraft-damaging clear-air turbulence during the 9 December 1992 Colorado downslope windstorm: numerical simulations and comparison with observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 1105–1131.

- Cloudt, H. 2012. Air transport recovers in 2010. Eurostat. Disponible en: http://epp.eurostat.ec.europa.eu/cache/ITY_OFFPUB/KS-SF-12-021/EN/KS-SF-12-021-EN.PDF. Último acceso: 2012/05/10.
- Colle, B. A. y Mass, C. F. 1998. Windstorms along the western side of the Washington Cascade Mountains. Part I: A high-resolution observational and modeling study of the 12 February 1995 event. *Monthly Weather Review*, **126**, 28–52.
- CYII. 2009. Memoria 2009. Investigación Desarrollo Innovación.
- CYII. 2010. Memoria 2010. Investigación Desarrollo Innovación.
- de la Torre, A. y Alexander, P. 1995. The interpretation of wavelengths and periods as measured from atmospheric balloons. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 2747-2754.
- de la Torre, A., Alexander, P., y Giraldez, A. 1999. The kinetic to potential energy ratio and spectral separability from high-resolution balloon soundings near the Andes Mountains. *Geophysical Research Letters*, **26**, 1413–1416.
- de la Torre, A., Alexander, P., Hierro, R., Llamedo, P., Rolla, A., Schmidt, T., y Wickert, J. 2012. Large-amplitude gravity waves above the southern Andes, the Drake Passage, and the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, **117**, D02106.
- de la Torre, A., Hierro, R., Llamedo, P., Rolla, A., y Alexander, P. 2011. Severe hailstorms near Southern Andes in the presence of mountain waves. *Atmospheric Research*, **101**, 112–123.
- Djurić, D. 1994. Weather analysis. Prentice Hall, Nueva York. 304 pp.
- Dörnbrack, A. y Dürbeck, T. 1998. Turbulent dispersion of aircraft exhausts in regions of breaking gravity waves. *Atmospheric Environment*, **32**, 3105–3112.
- Doty, B. E., Holt, T., y Fiorino, M. 1995. The Grid analysis and display system (GrADS). Institute of Global Environment and Society. Disponible en: <ftp://grads.iges.org/grads/beta/doc/gadoc151.pdf>. Último acceso: 2012/01/24.
- Doyle, J. D. y Durran, D. R. 2002. The dynamics of mountain-wave-induced rotors. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 186–201.

BIBLIOGRAFÍA

- Doyle, J. D. y Shapiro, M. A. 2000. A multi-scale simulation of an extreme downslope windstorm over complex topography. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **74**, 83–101.
- Doyle, J. D., Volkert, H., Dörnbrack, A., Hoinka, K. P., y Hogan, T. F. 2002. Aircraft measurements and numerical simulations of mountain waves over the central Alps: A pre-MAP test case. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 2175–2184.
- Doyle, J. D. y Jiang, Q. 2006. Observations and numerical simulations of mountain waves in the presence of directional wind shear. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**, 1877–1905.
- Doyle, J. D., Shapiro, M. A., Jiang, Q., y Bartels, D. L. 2005. Large-amplitude mountain wave breaking over Greenland. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 3106–3126.
- Dudhia, J. 1993. A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an atlantic cyclone and cold front. *Monthly Weather Review*, **121**, 1493–1513.
- Durrán, D. R. 1986. Mountain waves. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Ray, S., ed. American Meteorological Society. pp. 472–492.
- Durrán, D. R. y Klemp, J. B. 1983. A compressible model for the simulation of moist mountain waves. *Monthly Weather Review*, **111**, 2341–2361.
- Durrán, D. 1990. Mountain waves and downslope winds, vol. 23 de *Atmospheric Processes over Complex Terrain, Meteor. Monogr.* Blumen, W., ed. American Meteorological Society. Cap. 4, pp. 59–83.
- Einaudi, F. y Finnigan, J. J. 1981. The interaction between an internal gravity wave and the planetary boundary layer. Part I, the linear analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **107**, 793–806.
- Elkhalfi, A., Georgelin, M., y Richard, E. 1995. Two-dimensional simulations of mountain waves observed during the PYREX experiment. *Monthly Weather Review*, **123**, 2149–2164.

- Emanuel, K. A. 1994. Atmospheric convection. Oxford University Press, Nueva York. 580 pp.
- Essenwanger, O. 1985. General climatology, 1 B: Elements of statistical analysis. *World survey of climatology, vol. 1B*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. p. 424.
- Fita, L. 2008. Numerical study of intense cyclogenesis events in the Mediterranean basin. Tesis Doctoral, Universidad de las Islas Baleares, 320 pp.
- Fowle, F. E. 1910. Smithsonian physical tables. Smithsonian Institution, Washington DC. 364 pp.
- Franke, P. M. y Robinson, W. A. 1999. Nonlinear behavior in the propagation of atmospheric gravity waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 3010–3027.
- Fritts, D. C. y Alexander, M. J. 2003. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Reviews of Geophysics*, **41**, 3–64.
- Fua, D., Chimonas, G., Einaudi, F., y Zeman, O. 1982. Analysis of wave-turbulence interaction. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 2450–2463.
- Gaffin, D. M. 1999. Wake low severe wind events in the Mississippi River Valley: a case study of two contrasting events. *Weather and Forecasting*, **14**, 581–603.
- Gaffin, D. M., Parker, S. S., y Kirkwood, P. D. 2003. An unexpectedly heavy and complex snowfall event across the southern Appalachian region. *Weather and Forecasting*, **18**, 224–235.
- Garand, L. 1983. Some improvements and complements to the infrared emissivity algorithm including a parameterization of the absorption in the continuum region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 230–243.
- García-Ortega, E., Fita, L., Romero, R., López, L., Ramis, C., y Sánchez, J. L. 2007. Numerical simulation and sensitivity study of a severe hailstorm in northeast Spain. *Atmospheric Research*, **83**, 225–241.
- García-Ortega, E., López, L., y Sánchez, J. L. 2009. Diagnosis and sensitivity study of two severe storm events in the Southeastern Andes. *Atmospheric Research*, **93**, 161–178.

BIBLIOGRAFÍA

- Garvert, M. F., Smull, B., y Mass, C. 2007. Multiscale mountain waves influencing a major orographic precipitation event. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 711–737.
- George, J. J. 1960. Weather forecasting for aeronautics. Academic Press, Nueva York. 673 pp.
- Gill, A. E. 1982. Atmosphere-ocean dynamics, vol. 30. Academic Press, Nueva York. 662 pp.
- Gossard, E. y Munk, W. 1954. On gravity waves in the atmosphere. *Journal of Meteorology*, **11**, 259–269.
- Grell, G. A., Dudhia, J., y Stauffer, D. R. 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). Nota técnica, NCAR/TN-398+STR. 121 pp.
- Güldner, J. y Spänkuch, D. 2001. Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 925–933.
- Hamming, R. W. 1997. Digital Filters. Dover Publications. 296 pp., 3^a ed.
- Han, Z., Ueda, H., y An, J. 2008. Evaluation and intercomparison of meteorological predictions by five MM5-PBL parameterizations in combination with three land-surface models. *Atmospheric Environment*, **42**, 233–249.
- Hewison, T. J. 2007. Profiling temperature and humidity by ground-based microwave radiometers. Tesis Doctoral, Universidad de Reading, Reino Unido, 181 pp.
- Hibbard, B., Kellum, J., y Paul, B. 1999. The VIS5D project at the University of Wisconsin Science and Engineering Center. Universidad de Wisconsin. Disponible en: <http://www.ssec.wisc.edu/~billh/vis5d>. Último acceso: 2012/01/24.
- Hines, C. O. 1960. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. *Canadian Journal of Physics*, **38**, 1441-1481.
- Holton, J. R. 1982. The role of gravity wave induced drag and diffusion in the momentum budget of the mesosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 791–799.

- Holton, J. R. 1990. Introduction to dynamic meteorology. Academic Press, Nueva York. 511 pp.
- Iassamen, A., Sauvageot, H., Jeannin, N., y Ameer, S. 2009. Distribution of tropospheric water vapor in clear and cloudy conditions from microwave radiometric profiling. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**, 600–615.
- Janjić, Z. I. 1990. The step-mountain coordinate: physical package. *Monthly Weather Review*, **118**, 1429–1443.
- Janjić, Z. I. 1994. The step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, **122**, 927–945.
- Janssen, M. A. 1994. Atmospheric remote sensing by microwave radiometry. John Wiley & Sons, Inc., Nueva York. 572 pp.
- Jiang, Q. y Doyle, J. D. 2004. Gravity wave breaking over the Central Alps: Role of complex terrain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 2249–2266.
- Jiang, Q., Doyle, J. D., y Smith, R. B. 2005. Blocking, descent and gravity waves: Observations and modelling of a MAP northerly föhn event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 675–701.
- Kain, J. S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 170–181.
- Kim, J.-H. y Chun, H.-Y. 2011. Statistics and possible sources of aviation turbulence over South Korea. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**, 311–324.
- Kitchen, M. 1989. Representativeness errors for radiosonde observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **115**, 673–700.
- Kneifel, S., Löhnert, U., Battaglia, A., Crewell, S., y Siebler, D. 2010. Snow scattering signals in ground-based passive microwave radiometer measurements. *Journal of Geophysical Research*, **115**, D16214.

BIBLIOGRAFÍA

- Knupp, K. R., Ware, R., Cimini, D., Vandenberghe, F., Vivekanandan, J., Westwater, E., Coleman, T., y Phillips, D. 2009. Ground-based passive microwave profiling during dynamic weather conditions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1057–1073.
- Koch, S. E. y O’Handley, C. 1997. Operational forecasting and detection of mesoscale gravity waves. *Weather and Forecasting*, **12**, 253–281.
- Koch, S. E. y Saleeby, S. 2001. An automated system for the analysis of gravity waves and other mesoscale phenomena. *Weather and Forecasting*, **16**, 661–679.
- Koffi, E. N., Georgelin, M., Benech, B., y Richard, E. 2000. Trapped lee waves observed during PYREX by constant volume balloons: Comparison with Meso-NH simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 2007–2021.
- Koletsis, I., Lagouvardos, K., Kotroni, V., y Bartzokas, A. 2009. Numerical study of a downslope windstorm in Northwestern Greece. *Atmospheric Research*, **94**, 178–193.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., y Rubel, F. 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**, 259–263.
- Lane, T. P., Doyle, J. D., Sharman, R. D., Shapiro, M. A., y Watson, C. D. 2009. Statistics and dynamics of aircraft encounters of turbulence over Greenland. *Monthly Weather Review*, **137**, 2687–2702.
- Ledesma, M. 1959. Ondas de montaña sobre España Central: Condiciones sinópticas que producen ondas de sotavento causadas por vientos del sur sobre el Sistema montañoso Central de España. Servicio Meteorológico Nacional, Sección de Predicción. 24 pp.
- Liljegren, J. C., Lesht, B. M., Kato, S., Clothiaux, E. E., Solheim, F. S., y Ware, R. H. 2001. Initial evaluation of profiles of temperature, water vapor and cloud liquid water from a new microwave radiometer. En *11th Symposium on Meteorological Observations and Instruments*, Albuquerque, NM. American Meteorological Society.
- Lilly, D. K. 1978. Severe downslope windstorm and aircraft turbulence event induced by a mountain wave. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**, 59–77.

- Lindzen, R. S. 1981. Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 9707–9714.
- Lindzen, R. A. 1990. Dynamics in atmospheric physics. Cambridge University Press, Cambridge. 324 pp.
- Lindzen, R. y Tung, K. 1976. Banded convective activity and ducted gravity waves. *Monthly Weather Review*, **104**, 1602–1617.
- Löffler-Mang, M. y Joss, J. 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 130–139.
- Löhnert, U. y Maier, O. 2012. Operational profiling of temperature using ground-based microwave radiometry at Payerne: Prospects and challenges. *Atmospheric Measurement Techniques*, **5**, 1121–1134.
- López, L., Marcos, J. L., Sánchez, J. L., Castro, A., y Fraile, R. 2000. CAPE values and hailstorms on northwestern Spain. *Atmospheric Research*, **56**, 147–160.
- Lott, F. y Teitelbaum, H. 1993. Topographic waves generated by a transient wind. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**, 2607–2624.
- Marzano, F. S., Fionda, E., y Ciotti, P. 2006. Neural-network approach to ground-based passive microwave estimation of precipitation intensity and extinction. *Journal of Hydrology*, **328**, 121–131.
- Marzanos, F. S., Fionda, E., Ciotti, P., y Martellucci, A. 2002. Ground-based multifrequency microwave radiometry for rainfall remote sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**, 742–759.
- McGrath, R., Semmler, T., Sweeney, C., y Wang, S. 2006. Impact of Balloon Drift Errors in Radiosonde Data on Climate Statistics. *American Meteorological Society*, **19**, 3430–3442.
- Miller, R. 1972. Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central (revised). Informe Técnico 200, Air Weather Service Scott Air Force Base. 184 pp.

BIBLIOGRAFÍA

- Moldovan, H., Lott, F., y Teitelbaum, H. 2002. Wave breaking and critical levels for propagating inertio-gravity waves in the lower stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 713–732.
- Moreno, M. C. y Gil, M. A. 2003. Análisis de la siniestralidad aérea por causa meteorológica (1970-1999). *Investigaciones geográficas*, **8**, 7–25.
- Murayama, Y., Tsuda, T., y Fukao, S. 1994. Seasonal variation of gravity wave activity in the lower atmosphere observed with the MU radar. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 23,057–23,069.
- Nance, L. B. y Colman, B. R. 2000. Evaluating the use of nonlinear two-dimensional model in downslope windstorm forecasts. *Weather and Forecasting*, **15**, 715–729.
- Nappo, C. J. 2002. An introduction to atmospheric gravity waves. Academic Press, Londres. 276 pp.
- NTSB. 2010. Runway side excursion during attempted takeoff in strong and gusty cross-wind conditions. Continental airlines Flight 1404 Boeing 737-500, N18611, Denver, Colorado, December 20, 2008. Inf. Téc. NTSB/AA N AR-10/04 4, National Transportation Safety Board. 127 pp.
- Palm, E. 1955. Multiple layer mountain wave models with constant stability and shear. Scientific report no. 3, contract no. af 19(604)-728, Air Force Cambridge Research Center. 27 pp.
- Peltier, W. R. y Clark, T. L. 1979. The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: surface wave drag and severe downslope windstorms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **36**, 1498–1529.
- Peltier, W. R. y Clark, T. L. 1983. Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **109**, 527–548.
- PRAPRO. 2009. Nubes software. PRAPRO S. L. Disponible en: www.prapro.com. Último acceso: 2011/03/10.
- Preusse, P., Dörnbrack, A., Eckermann, S. D., Riese, M., Schaeler, B., Bacmeister, J. T., Broutman, D., y Grossmann, K. U. 2002. Space-based measurements of stratospheric

- mountain waves by CRISTA 1. Sensitivity, analysis method, and a case study. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 8178.
- Radiometrics. 2008. Profiler operator's manual. Inf. téc., Radiometrics Corporation. 93 pp.
- Ralph, F. M., Crochet, M., y Venkateswaran, S. V. 1992. A study of mountain lee waves using clear-air radar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **118**, 597–627.
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., Keller, T. L., Levinson, D., y Fedor, L. 1997. Observations, simulations, and analysis of nonstationary trapped lee waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54**, 1308–1333.
- RAOB. 2009. The complete rawinsonde observation program: User guide and technical manual. Version 6.0. Inf. téc., Environmental Research Service (ERS). 159 pp.
- Reid, S. J. 1972. An observational study of lee waves using radiosonde data. *Tellus*, **24**, 593-596.
- Reisner, J., Rasmussen, R. M., y Brientjes, R. T. 1998. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **124**, 1071–1107.
- Risch, C. y Eastham, E. 2011. Correlation of sodar and met tower measurements. Inf. téc., Center for Business and Economic Research, Universidad de Marshall. 15 pp.
- Roe, G. H. 2005. Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 645–671.
- Rosenkranz, P. W. 1998. Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models. *Radio Science*, **33**, 919–928.
- Sawyer, J. S. 1959. The introduction of the effects of topography into methods of numerical forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **85**, 441–443.
- Scavuzzo, C. M., Lamfri, M. A., Teitelbaum, H., y Lott, F. 1998. A study of the low-frequency inertio-gravity waves observed during the Pyrénées Experiment. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 1747–1758.

BIBLIOGRAFÍA

- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., y Ratier, A. 2002. An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 977–992.
- Scorer, R. S. 1949. Theory of waves in the lee of mountains. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **75**, 41–56.
- Sharman, R., Tebaldi, C., Wiener, G., y Wolff, J. 2006. An integrated approach to mid- and upper-level turbulence forecasting. *Weather and Forecasting*, **21**, 268–287.
- Sharman, R. D. y Wurtele, M. G. 2004. Three-dimensional structure of forced gravity waves and lee waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 664–681.
- Shutts, G. 1992. Observations and numerical model simulation of a partially trapped lee wave over the Welsh mountains. *Monthly Weather Review*, **120**, 2056–2066.
- Shutts, G. J., Kitchen, M., y Hoare, P. H. 1988. A large amplitude gravity wave in the lower stratosphere detected by radiosonde. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 579–594.
- Smith, R. B. 1979. The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, **21**, 87–230.
- Smith, S. A. 2004. Observations and simulations of the 8 November 1999 MAP mountain wave case. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 1305–1325.
- Smolarkiewicz, P. K. y Rotunno, R. 1989. Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 1154–1164.
- Sobrino, J. A. 2001. Teledetección. Publicaciones de la Universidad de Valencia, Valencia. 468 pp.
- Solheim, F., Godwin, J., y Ware, R. 1996. Microwave radiometer for passively and remotely measuring atmospheric temperature, water vapor, and cloud liquid water profiles. Inf. téc., US Army White Sands Missile Range Final Report. 53 pp.

- Srinivas, C. V., Venkatesan, R., Yesubabu, V., Nagaraju, C., Venkatraman, B., y Chellapandi, P. 2011. Evaluation of the operational atmospheric model used in emergency response system at Kalpakkam on the east coast of India. *Atmospheric Environment*, **45**, 7423–7442.
- StatSoft, I. 1996. Statistica Versión 6.0. para Windows.
- Stephens, G. L. 1978. Radiation profiles in extended water clouds II: Parameterization schemes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**, 2123–2132.
- Stephens, G. L. 1984. The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Monthly Weather Review*, **112**, 826–867.
- Stobie, J. G., Einaudi, F., y Uccellini, L. W. 1983. A case study of gravity waves–convective storms interaction: 9 May 1979. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 2804–2830.
- Stoelinga, M. T. 2006. A users' guide to RIP Version 4: A program for visualizing mesoscale model output. Inf. téc., Universidad de Washington.
- Stull, R. B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 670 pp.
- Sutherland, B. R. 2010. Internal gravity waves. Cambridge University Press, Londres. 394 pp.
- Tapiador, F. J., Turk, F. J., Petersen, W., Hou, A. Y., García-Ortega, E., Machado, L. A. T., Angelis, C. F., Salio, P., Kidd, C., Huffman, G. J., y de Castro, M. 2012. Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. *Atmospheric Research*, **104–105**, 70–97.
- Thorpe, S. A. 1975. The excitation, dissipation, and interaction of internal waves in the deep ocean. *Journal of Geophysical Research*, **80**, 328–338.
- Thorpe, S. A. 1987. Transitional phenomena and the development of turbulence in stratified fluids: a review. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 5231–5248.
- Troitsky, A. V., Gajkovich, K. P., Gromov, V. D., Kadygrov, E. N., y Kosov, A. S. 1993. Thermal sounding of the atmospheric boundary layer in the oxygen absorption band center at 60 GHz. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **31**, 116–120.

BIBLIOGRAFÍA

- UCAR. 2008. Ondas de montaña y vientos de ladera descendentes. University Corporation of Atmospheric Research. Disponible en: www.meted.ucar.edu/mesoprim/mtnwave_es/. Último acceso: 2012/01/20.
- UCAR. 2010. Mountain waves and aviation safety. University Corporation for Atmospheric Research. Disponible en: <https://www2.ucar.edu/atmosnews/research/2555/mountain-waves-and-aviation-safety>. Último acceso: 2012/05/07.
- Uccellini, L. W. 1975. A Case Study of Apparent Gravity Wave Initiation of Severe Convective Storms. *Monthly Weather Review*, **103**, 497–513.
- Uccellini, L. W. y Koch, S. E. 1987. The Synoptic Setting and Possible Energy Sources for Mesoscale Wave Disturbances. *Monthly Weather Review*, **115**, 721–729.
- Uhlenbrock, N. L., Bedka, K. M., Feltz, W. F., y Ackerman, S. A. 2007. Mountain wave signatures in MODIS 6.7- μm imagery and their relation to pilot reports of turbulence. *Weather and Forecasting*, **22**, 662–670.
- Weisman, M. y Klemp, J. 1986. Characteristics of isolated convective storms. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Ray, P., ed. American Meteorological Society. pp. 331–358.
- Whiteway, J. A. 1999. Enhanced and inhibited gravity wave spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 1344–1352.
- WMO. 2008. Guide to meteorological instruments and methods of observation. World Meteorological Organization (WMO), Ginebra. 681 pp.
- Wu, D. L. y Zhang, F. 2004. A study of mesoscale gravity waves over the North Atlantic with satellite observations and a mesoscale model. *Journal of Geophysical Research*, **109**, 1–14.
- Wurtele, M. G., Sharman, R. D., y Datta, A. 1996. Atmospheric lee waves. *Annual Review Fluid Mechanics*, **28**, 429–476.
- Zängl, G., Gohm, A., y Obleitner, F. 2008. The impact of the PBL scheme and the vertical distribution of model layers on simulations of Alpine foehn. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **99**, 105–128.

- Zhang, D.-L., Chang, H.-R., Seaman, N. L., Warner, T. T., y Fritsch, J. M. 1986. A two-way interactive nesting procedure with variable terrain resolution. *Monthly Weather Review*, **114**, 1330–1339.
- Zhang, F., Koch, S. E., Davis, C. A., y Kaplan, M. L. 2001. Wavelet analysis and the governing dynamics of a large-amplitude mesoscale gravity-wave event along the East Coast of the United States. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 2209–2245.
- Zhang, F., Koch, S. E., y Kaplan, M. L. 2003. Numerical simulations of a large-amplitude mesoscale gravity wave event. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **84**, 199–216.

