

SIMULACIÓN NUMÉRICA DE UN EPISODIO DE PRECIPITACIÓN INTENSA EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Daniel Santos-Muñoz⁽¹⁾, Ana Morata⁽¹⁾, Maria Luisa Martín⁽²⁾, Francisco Valero⁽³⁾

⁽¹⁾ Instituto Nacional de Meteorología, Madrid. dsantos@inm.es

⁽²⁾ Dpto. Matemática Aplicada. Escuela Universitaria de Informática. Campus de Segovia.

Universidad de Valladolid. mlmartin@eis.uva.es

⁽³⁾ Dpto. Astrofísica y CC. de la Atmósfera. Universidad Complutense de Madrid.

valero@fis.ucm.es

ABSTRACT

El episodio de precipitación intensa de noviembre de 2001 en la cuenca mediterránea occidental es diagnosticado usando el modelo de mesoscala MM5. El episodio de inundaciones corresponde al mayor valor del coeficiente de expansión del segundo modo del análisis de Descomposición de Valores Singulares (DVS) aplicado a los campos de circulación a gran escala en 300 hPa (geopotencial y componentes u y v del viento) y la precipitación regional. Sinópticamente, el episodio se caracteriza por la presencia de un patrón de geopotencial omega de bloqueo persistente que muestra una gran similitud con el patrón obtenido estadísticamente mediante el análisis DVS. Un grupo de simulaciones numéricas de mesoscala han sido realizadas para investigar los mecanismos responsables del desarrollo de la convección mediante varios diagnósticos de las salidas. El estudio de parámetros ambientales de mesoscala muestra las condiciones existentes de inestabilidad a través de una capa troposférica con fuertes vientos verticales que indican condiciones favorables para la organización de estructuras convectivas persistentes.

INTRODUCCIÓN.

Las bruscas oscilaciones de la precipitación constituyen una de las formas predominantes de la variabilidad climática del este de la Península Ibérica. El mediterráneo occidental se caracteriza particularmente por inundaciones durante el otoño y largos periodos de sequías (Doswell et al. 1998; Romero et al. 2000). Varios procesos físicos y dinámicos, como cambios en las trayectorias de las tormentas, advecciones a bajo nivel de aire cálido y húmedo o la configuración topográfica, juegan un papel importante en los episodios de precipitación extrema de otoño (Font, 2000). Al final del verano y comienzos del otoño, se ponen de manifiesto fuertes fenómenos inestables que son consecuencia de la

advección de aire polar asociada con las perturbaciones que se desarrollan en las proximidades del Mediterráneo (Linés, 1970). La mayoría de estas perturbaciones afectan a la costa mediterránea de la Península Ibérica y a las Islas Baleares y causan las precipitaciones intensas entre los meses de septiembre a noviembre. A pesar de que factores como la temperatura de la superficie del mar, los efectos tierra-mar, la configuración topográfica, etc., pueden ser importante en la explicación de las anomalías de precipitación, la circulación de gran escala en niveles altos es muy significativa en la precipitación en el Mediterráneo occidental (Valero et al., 2004 y Martín et al., 2004). El nivel de 300hPa está fuertemente relacionado con las corrientes en chorro que se localizan cerca del nivel de la tropopausa. Por tanto, el estudio de este nivel permite comprobar si la dinámica asociada a los patrones de flujo obtenidos estadísticamente es consistente con la estructura atmosférica que muestra la altura geopotencial y complementada con las componentes del viento. Las componentes del viento informan que las corrientes en chorro con fuerte componente meridional asociadas a bajas aisladas constituyen uno de los mecanismos dinámicos principales para el desarrollo de sistemas de precipitación en la cuenca mediterránea occidental (Valero et al., 1997). Se ha realizado un análisis de las características que conducen a episodios de precipitaciones intensas desde el punto de vista de la conexión entre las fluctuaciones de precipitación en la cuenca mediterránea occidental y las anomalías de circulación a gran escala durante el otoño. Se ha considerado un caso de precipitaciones intensas sobre el área mediterránea occidental seleccionado mediante un análisis de descomposición en valores singulares. El análisis ha sido aplicado a la altura geopotencial y las componentes horizontales del viento en 300 hPa, y la precipitación en el mediterráneo occidental. Se han identificado patrones de circulación atmosférica

simultáneos a configuraciones de anomalías positivas de precipitación.

Para analizar los mecanismos sinópticos y de mesoescala que explican el episodio se han empleado simulaciones numéricas para detectar aquellas características claves que juegan un papel significativo en el desarrollo de estos episodios de precipitación intensa.

El episodio de precipitación intensa ocurrido en noviembre de 2001 afectó principalmente al norte de África y las Islas Baleares. Este episodio ha sido simulado empleando el modelo de mesoescala MM5 (MM5, versión 3) de Pennsylvania State University-National Center of Atmospheric Research (Anthes and Warner, 1978; Grell et al., 1994). Mediante simulaciones numéricas se han investigado los mecanismos responsables del desarrollo de la convección.

DATOS.

Inicialmente, los datos empleados en este estudio incluyen la altura geopotencial, Z300 (m_gp), y las componentes zonal, U(m_s⁻¹), y meridional, V (m_s⁻¹), del viento en 300 hPa. Estos datos y la presión a nivel del mar (PNM) han sido extraídos del Reanálisis de NCEP (Kalnay et al., 1996) y se componen de medias mensuales sobre una malla de latitud longitud de 2.5° x 2.5° para los 54 otoños (septiembre, octubre y noviembre) en el período comprendido entre 1948 y 2001. En primer lugar para todas las series de datos, el dominio seleccionado para el estudio abarca el Atlántico Norte, el mar Mediterráneo y Europa. Desde 20° a 80° N, desde 100° O a 40° E. Los datos observacionales de precipitación están constituidos por las series temporales de 16 observatorios en el periodo 1948-2001 de la costa mediterránea de la Península Ibérica y las Islas Baleares. Se eliminan las tendencias a largo plazo y el ciclo estacional para detectar con mayor claridad la variabilidad intraestacional de los patrones obtenidos. Finalmente, se obtienen anomalías estandarizadas para todos los campos. Para un análisis mas profundo del caso de estudio, la altura geopotencial diaria, la presión a nivel del mar, las componentes horizontales del viento, la humedad relativa y la temperatura han sido usadas en varios niveles atmosféricos. Estos datos también han sido obtenidos del Reanálisis de NCEP para la misma rejilla en el dominio seleccionado. Además, otras variables han sido obtenidas a partir de estos datos y analizadas para todo el período de lluvias intensas. Los datos de precipitación correspondientes al episodio son extraídos de la misma base de datos del INM.

METODOLOGÍA DE SELECCIÓN DEL CASO DE ESTUDIO Y RESULTADOS.

El caso de estudio ha sido identificado a partir de un Análisis de Descomposición en Valores Singulares (ADVS) entre variables de circulación a gran escala y el campo de precipitación regional en la cuenca mediterránea occidental.

El ADVS puede ser entendido como la extensión de la diagonalización de matrices simétricas cuadradas a matrices rectangulares, es decir, es una generalización del análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) (Lorenz, 1956; Davis, 1976). EL ADVS se aplica a dos campos de datos simultáneamente para tratar de identificar los modos que explican mayor covarianza entre los citados campos. Una DVS de la matriz de covarianza de dos campos de datos da lugar a dos conjuntos de patrones ortogonales que describen la fracción de covarianza cuadrada (FCC) de las dos series temporales. Estos patrones son llamados vector singular derecho e izquierdo. Además, estos modos son ordenados de tal manera que el primer par da cuenta de la mayor FCC y los pares restantes describen el resto de la FCC no explicada por los pares anteriores ordenados según el porcentaje de la FCC de forma decreciente, de manera análoga a como lo hacen los autovalores de las FOE. Cada valor singular mide la contribución de cada uno de los pares de modos a la covarianza total. De tal modo, la FCC que da cuenta el *i*-ésimo par de vectores singulares es proporcional al cuadrado de su valor singular. Si el *i*-ésimo vector singular es proyectado sobre su campo se obtiene el *i*-ésimo coeficiente de expansión. La correlación entre los *i*-ésimos coeficientes de expansión de dos variables mide la intensidad de la relación entre los pares. Los patrones de correlación heterogénea para el *i*-ésimo campo izquierdo (derecho) se define como la correlación entre el campo izquierdo (derecho) y el *i*-ésimo coeficiente de expansión para el campo derecho (izquierdo). Para mejorar la visualización, las series temporales de los coeficientes de expansión han sido normalizados con su desviación estándar y su correspondientes patrones de correlación heterogéneos han sido multiplicados por la desviación estándar de los datos de tal manera que cada patrón espacial de la DVS representa anomalías.

El ADVS ha sido aplicado a los datos en los que se ha eliminado la tendencia obteniendo modos estacionales independientes sin tendencia. Los coeficientes de expansión han sido obtenidos proyectando los datos originales (sin eliminar la tendencia) sobre los modos espaciales de la DVS previamente calculados. Esto permite la representación de las tendencias a largo plazo en las

series temporales de los coeficientes de expansión mientras que la eliminación de la tendencia evita la sobrestimación de los coeficientes de covarianza cruzada en la determinación de los patrones espaciales de la DVS (Heyen et al., 1996).

la metodología descrita ha sido aplicada a tres matrices de covarianza obtenidas con las anomalías estandarizadas de las medias mensuales de la altura geopotencial, las componentes zonal y meridional del viento y el campo de precipitación, es decir, se han diagonalizado las matrices (Z300-PCP), (U300-PCP) y (V300-PCP) para los 54 otoños del periodo 1948-2001.

El análisis de los dos primeros modos obtenidos sugiere que la circulación a gran escala en 300 hPa es responsable de gran parte de la señal relacionada con la precipitación de la zona occidental mediterránea. La Figura 1 muestra las series de coeficientes de expansión obtenidos del ADVS de la matriz (Z300-PCP), asociados al segundo modo acoplado.

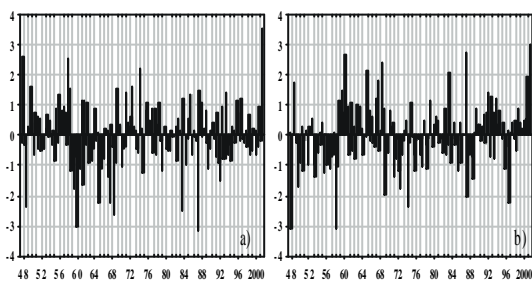


Fig. 1.- Series de coeficientes de expansión del ADVS: (a) Z300 y (b) precipitación. Unidades de desviación estándar.

Las series de coeficientes de expansión representan la evolución temporal de los patrones de variabilidad en la precipitación regional, que es similar en los tres casos (Z300-PCP), (U300-PCP) y (V300-PCP) (no mostrado). El episodio de precipitación seleccionado está asociado al segundo modo de covariabilidad de las tres matrices (Fig. 1). Las series de coeficientes de expansión, tanto de las variables de gran escala como de la precipitación, superan más de dos veces el valor de la desviación estándar para noviembre de 2001 indicando alto grado de acoplamiento entre las variables de gran escala y la precipitación regional.

La Figura 2a muestra el patrón espacial asociado al segundo modo del ADVS de las matrices de (Z300-PCP). El patrón de Z300 se caracteriza por un centro de anomalías positivas situado al este del Atlántico Norte entre dos centros de anomalías negativas al sur de las Islas Azores y sobre Argelia. En esta situación, flujo de componente ENE es adveccionado sobre la Península Ibérica favoreciendo anomalías

negativas de precipitación sobre el noreste de la Península Ibérica y anomalías positivas sobre el sureste peninsular y las Islas Baleares como queda reflejado en el patrón de precipitación (Fig. 2b). La circulación zonal asociada (no mostrada) se caracteriza por advección del noreste sobre la Península Ibérica con un área de anomalías negativas centrada sobre los 40°N de latitud sobre la Península Ibérica y dos núcleos positivos al noroeste de Gran Bretaña y al suroeste de la Cordillera del Atlas. El patrón de circulación meridional (no mostrado) está relacionado con el reforzamiento del viento de componente norte sobre el oeste europeo de acuerdo con la advección del NE sobre la Península Ibérica descrita en el patrón de Z300 y responsable de las condiciones secas sobre el noreste de la península.

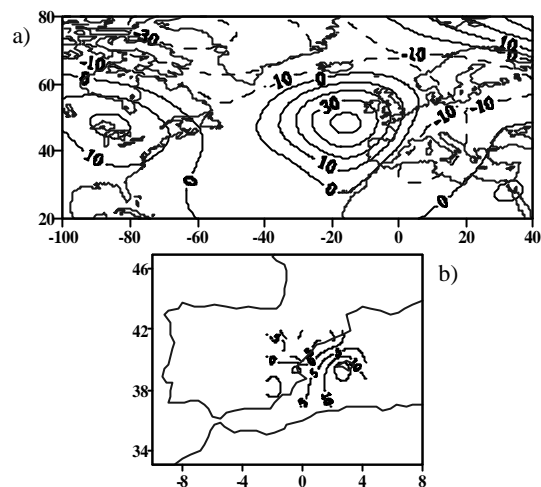


Fig. 2.- Patrones heterogéneos de anomalías del segundo modo de la DVS. (a) patrón Z300 (isolíneas cada 10 mgp), y (b) su patrón de precipitación (isolíneas cada 5 mm)

METODOLOGÍA DE DIAGNÓSTICO: DESCRIPCIÓN DEL MODELO DE MESOSCALA.

Para realizar un análisis más profundo del caso seleccionado de precipitaciones intensas en el Mediterráneo occidental se ha utilizado el modelo no hidrostático (MM5, versión 3) de Pennsylvania State University-National Center of Atmospheric Research (Anthes and Warner, 1978; Grell et al., 1994). El modelo incrementa la resolución vertical en la baja troposfera para representar los procesos de la capa límite atmosférica y está formulado utilizando la coordenada σ que sigue la orografía. El modelo permite interacción en dos direcciones entre dos niveles de anidamiento sucesivos representando de forma más realista las características del terreno (Zhang et al., 1986). Los dominios anidados interactuando en dos direcciones empleados se muestran en la Figura 3.

Las condiciones iniciales y de contorno para el dominio de menor resolución han sido obtenidos de los datos del reanálisis de NCEP (disponibles a la 00, 06, 12 y 18 UTC) con una resolución de 2.5 grados. Estos campos han sido interpolados a los niveles sigma del modelo. La parametrización seleccionada para los procesos de microfísica de los fenómenos de subrejilla relacionados con los esquemas de mezcla en las nubes es la versión 1 de Reisner (Reisner et al., 1998).

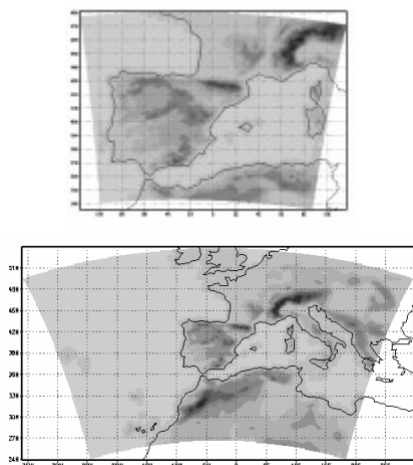


Fig. 3.- (a) Dominio de alta resolución y su orografía. (b) Dominio de baja resolución y su orografía.

Se han realizado dos simulaciones diarias a la 0000 y 1200 UTC hasta 0000 y 1200 UTC del día siguiente, respectivamente. Las integraciones se iniciaron a las 0000 UTC del 8 de noviembre de 2001 y finalizaron 0000 UTC del 22 de noviembre de 2001.

DIAGNÓSTICO DEL CASO DE NOVIEMBRE DE 2001.

Aunque el estudio de los datos diarios de este episodio indica que las fuertes precipitaciones sucedieron sobre un extenso periodo (8-21 de noviembre de 2001) afectando principalmente al norte de África y las Islas Baleares, las precipitaciones máximas acumuladas en 24 horas corresponden al período del 10 al 12 de noviembre registrándose fundamentalmente sobre Argelia y las Islas Baleares. El este y sureste de la Península Ibérica se vieron afectados con menor intensidad.

La Figura 4 muestra las cantidades totales de precipitación y su distribución entre el 8 y el 12 de noviembre. Se alcanzaron valores superiores a 400 mm sobre la zona de Argelia y superiores a 200 mm sobre puntos de las Islas Baleares.

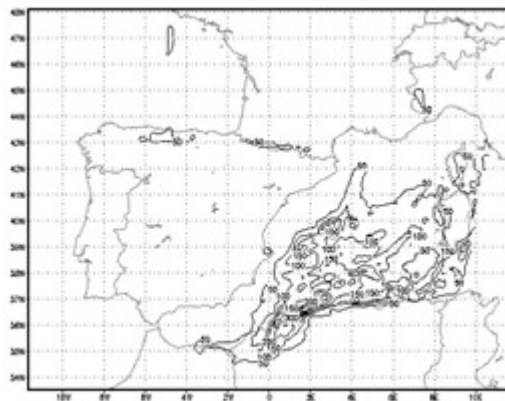


Fig. 4.- Precipitación acumulada desde el 8 de noviembre hasta el 13 de noviembre de 2001 a la 1200 UTC en la cuenca mediterránea occidental.

Sinópticamente, el episodio se caracteriza por la presencia de un patrón de geopotencial omega de bloqueo persistente. En superficie (Fig. 5a), la situación a las 1200 UTC del 9 de noviembre se caracteriza por una zona de altas presiones situadas al oeste de las Islas Británicas flanqueada por dos centros de baja presión al sur del Golfo de Génova y al este de las Islas Azores, respectivamente. El anticiclón estacionario junto con la baja de Génova, con un frente frío asociado, promueve advección fría sobre la Península Ibérica. En el nivel de 500 hPa (Fig. 5b), la distribución sinóptica es similar al patrón en superficie. Sin embargo, es de destacar cómo una vaguada (no mostrada) inicialmente centrada sobre la Península de Escandinavia a las 1200 UTC del 8 de noviembre se convierte en una vaguada difluente con eje positivo y que se desarrolla finalmente para dar lugar a una baja con embolsamiento de aire frío ubicada sobre Argelia a las 1200 UTC del 10 de noviembre.

En niveles altos, este tipo de configuración está caracterizada por una dorsal estacionaria sobre el este del Océano Atlántico y por una vaguada principal situada en el Mediterráneo Occidental que promueve incursiones meridionales de viento marítimo que provienen del Atlántico central y fluyen sobre el área mediterránea occidental después de rotar alrededor de la baja aislada cercana a la Península Ibérica. Este intenso patrón de bajo índice está también relacionado con un fuerte gradiente meridional de temperatura.

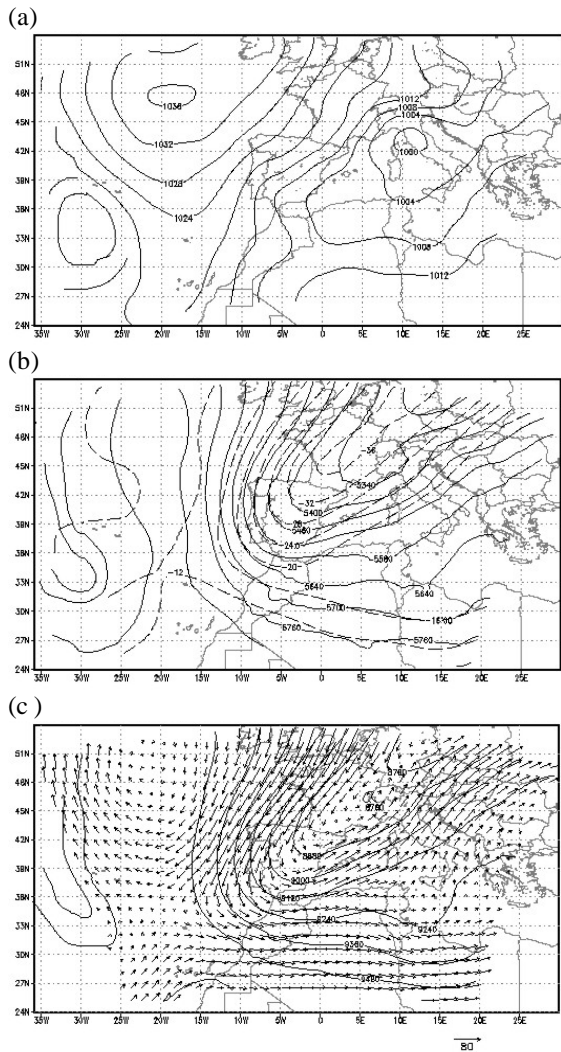


Fig. 5.- Situación sinóptica a las 12 UTC del 9 de noviembre de 2001.(a) Análisis de superficie; (b) análisis de la superficie 500 hPa (isohipsas en línea continua; isotermas en línea discontinua) y (c) análisis de la superficie de 300 hPa (isohipsas en línea continua; el campo vectorial de viento con el vector de referencia en la esquina inferior derecha representando 80 ms^{-1}).

En los niveles medios y altos (no mostrados), la baja principal se alarga a lo largo de la costa de Argelia y muestra una estructura con dos centros en la que el centro secundario se localiza sobre las montañas del Atlas.

La Figura 6 muestra en el dominio de alta resolución una lengua de baja temperatura extendiéndose a lo largo de la Península Ibérica y el norte de África el 10 de noviembre a las 12 UTC. Una secuencia de mapas de diagnóstico de temperatura (no mostrados), pone de manifiesto un fuerte descenso de temperatura en 24 horas, descendiendo más de 12°C en la mayor parte de Península Ibérica y el norte de Argelia.

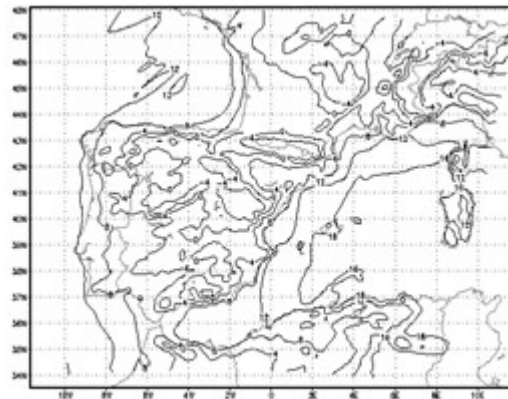


Fig. 6.- Distribución de la temperatura del aire a 2 m el 10 de noviembre de 2001 a la 1200 UTC en el dominio de alta resolución del modelo.

En 300 hPa (Fig. 5c), el patrón se caracteriza por un máximo de la corriente en chorro sobre el norte de África y el Mediterráneo occidental. La advección fría y la vorticidad ciclónica en la parte derecha de la corriente en chorro favorecen condiciones de inestabilidad que tienen como resultado fuertes precipitaciones sobre el suroeste mediterráneo. Asimismo, la interacción entre flujo de aire y una cadena montañosa es más fuerte (Smith, 1989) cuando los vientos en niveles altos son intensos y casi perpendiculares al eje de la cadena montañosa (Figura 5c).

La evolución de la vorticidad potencial (no mostrada) muestra como la masas de aire seco introducidas desde los niveles estratosféricos favorecen fuerte circulación ciclónica en todos los niveles como es notable en los mapas de humedad relativa en 500hPa (no mostrados). La interacción de las masas de aire con la Cordillera del Atlas puede intensificarse debido a los fuertes vientos en niveles altos. En este episodio, el incremento de la advección de vorticidad positiva se sitúa delante de la anomalía de vorticidad favoreciendo los movimientos verticales ascendentes.

Las Figuras 7a y 7b muestran dos secciones verticales de humedad relativa y de velocidad vertical los días 10 y 11 de noviembre del 2001. En la Figura 7a, del 10 de noviembre a las 1200 UTC, se puede destacar un núcleo de movimientos ascendentes que se extiende desde la superficie hasta los 300 hPa sobre una estrecha región del norte de África. Otra característica destacable es la existencia de una profunda columna vertical de humedad relativa que abarca la costa de Argelia y que intensifica las fuertes precipitaciones producidas por las células convectivas sobre las diferentes zonas del área de estudio.

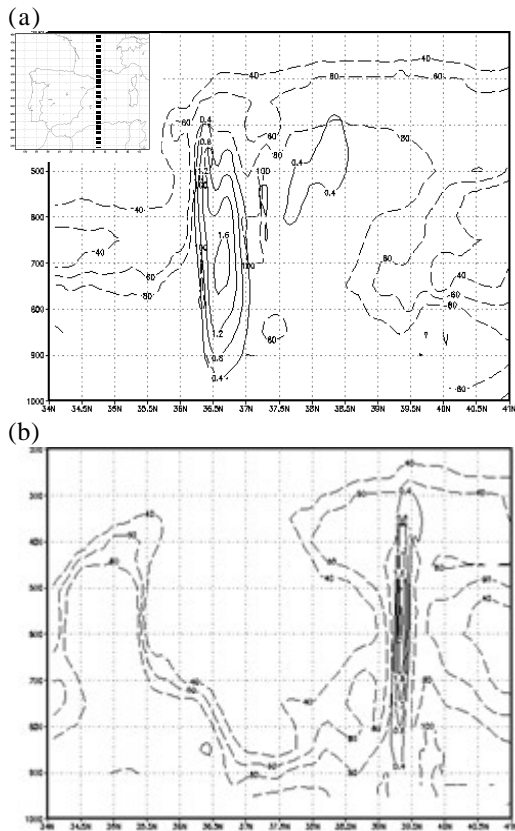


Fig. 7.- *Cross-sección* de isolíneas de humedad relativa (líneas a trazos) e isotacas de velocidad vertical (línea continua).

En la Figura 7b del día 11 de noviembre a la 0600 UTC, se destaca otro centro de fuertes corrientes ascensionales sobre el área de las Islas Baleares con una columna de alta humedad relativa que abarca la troposfera en la misma zona. Por debajo del nivel del máximo la advección de vorticidad tiende a ser más ciclónica (anticiclónica) con la altura a la derecha (izquierda) de la región de entrada que está relacionada con los ascensos (descensos) por debajo de esta área. Aire seco estratosférico es transportado dentro de los niveles altos de la troposfera como resultado de los movimientos descendentes.

La Figura 8 muestra la humedad relativa en 500 hPa el 11 de noviembre a las 1200 UTC. Se aprecian bajos valores de humedad relativa sobre la zona occidental de la Península Ibérica que indican como el aire seco se introduce desde los niveles estratosféricos. Por otro lado, puede verse un área con valores altos de humedad relativa sobre la cordillera del Atlas y el litoral mediterráneo español en la región derecha de la entrada del chorro asociada a movimientos de ascenso vertical.

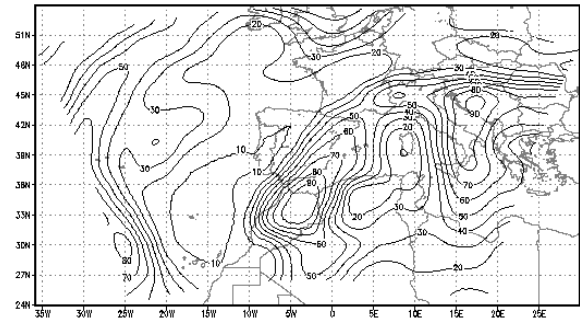


Fig. 8.- Humedad relativa (en %) el 11 de noviembre de 2001, a las 1200 UTC, en el nivel de 500 hPa.

A lo largo del episodio, la evolución de los índices (TTI, LI, KI) de tormentas convectivas severas para los observatorios de Murcia y Palma también han sido calculados, mostrando valores altos de potencial para el desarrollo de tormentas convectivas. Los sondeos para estos observatorios han sido también analizados indicando un incremento de la inestabilidad condicional debido tanto a la presencia de capas húmedas profundas como a la fuerte cizalladura del viento horizontal durante todo el periodo de precipitaciones intensas. Además, se calcularon los valores de CIN y CAPE para el episodio, mostrando valores indicativos de tormentas severas. Los valores de CIN varían desde 400 J kg^{-1} el 8 de noviembre hasta casi cero para el día 10 de noviembre. Por otro lado, se obtuvieron valores de CAPE de 800 J kg^{-1} sobre las Islas Baleares y superiores a 1000 J kg^{-1} sobre el norte de África dando como resultado fortísimas elevaciones de aire necesarias para el inicio y desarrollo de intensa convección profunda.

CONCLUSIONES.

El explosivo desarrollo de la tormenta sobre el área mediterránea occidental fue debido a gran número de factores que tuvieron lugar en el mismo lugar y al mismo tiempo. La contribución de la situación a gran escala fue crucial. Desde el punto de vista sinóptico, la situación estuvo constituida por un patrón de bloqueo omega que favoreció el efecto de canalización. Este escenario sinóptico actuó como inductor de ascensos de masas de aire. Además, los ascensos debidos a la Cordillera del Atlas y a la orografía de las Islas Baleares, junto a la baja principal contribuyeron a un mayor ascenso de las masas de aire y al consecuente tiempo severo.

REFERENCIAS.

Anthes RA. and Warner TT. 1978. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution

- and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1054-1078.
- Davis R. 1976. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the Northern Hemisphere. *J. Phys. Ocean.*, **6**, 249-266.
- Doswell III CA, Ramis C, Romero R, Alonso S, 1998. A diagnostic study fo three heavy precipitation episodes in the Western Mediterranean Region. *Wea. Forecast.*, **13**, 102-124.
- Font I .2000. *Climatología de España y Portugal*. 2nd edn. Ediciones Universidad de Salamanca, Spain. 422pp.
- Grell GA, Dudhia and Stauffer DR. 1994. Diagnosing coupled jet streak circulations for a northern plains snow band from the operational nested-grid model. *Wea. Forecast.*, **7**, 26-48.
- Heyen H, Zorita E, von Storch.1996. Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. *Tellus*, **48A**, 312-323.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins D, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woolen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Kopelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jeene R and Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-years Reanalysis, Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **77**, No. 3: 437-471.
- Linés A. 1970. The climate of the Iberian Peninsula. *World survey of climatology*, **5**, *Climate of Northern and western Europe*. CC Wallen, (Ed). Elsevier, Dordrecht, 195-239.
- Lorenz E., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Statistical Forecasting Project Rep. 1, Dept. of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology, 49 pp.
- Martín ML, Luna MY , Morata A. and Valero F. 2004. North Atlantic teleconnection patterns of low-frequency variability and their links with springtime precipitation in the western Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, **24**, 213-230.
- Reisner, J., Rasmussen R. M., and Bruintjes R. T. 1998. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1071-1107.
- Romero R, Doswell III CA, Ramis C. 2000. Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasistationary convective systems over Eastern Spain. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3731-3751.
- Smith RB. 1989. Hydrostatic airflow over mountains. *Advances in Geophysics*, **31**, Academic Press, 1-41.
- Valero F, Luna M Y, Martín M L. 1997. An overview of a heavy rain event in southeastern Iberia: the role of large-scale meteorological conditions. *Ann. Geophys.*, **15**, 494-502.
- Valero F, Luna MY, Martín ML, Morata A, González-Rouco F. 2004. Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the Western Mediterranean in autumn. *Clim. Dyn.*, **22**, 307-323.
- Zhang DL, Chang HR, Seaman NL, Warner TT. and Fritsch JM. 1986. A two-way interactive nesting procedure with variable terrain resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1330-1339.