



Ingeniaritza Goi Eskola Teknikoa
Escuela Técnica Superior de Ingeniería
Bilbao



CARACTERIZACIÓN DE LAS VÍAS ATMOSFÉRICAS Y MECANISMOS DE EXPORTACIÓN DE CONTAMINANTES Y VAPOR DE AGUA DESDE LA CUENCA MEDITERRÁNEA OCCIDENTAL EN LA ÉPOCA ESTIVAL

**Memoria que para optar al Grado
de Doctor presenta:**

Estíbaliz Sáez de Cámara Oleaga

Director:

Dr. D. Gotzon Gangoiti Bengoa

Bilbao, mayo de 2011

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Antecedentes.....	2
1.1.1 El entorno mediterráneo y los procesos meteorológicos mesoescalares.....	4
1.1.2 Evidencias de circulaciones mesoescalares en la Cuenca Mediterránea Occidental (CMO) a partir de los proyectos europeos.....	6
1.1.3 Las tormentas de verano alrededor del Mediterráneo y los tipos de circulaciones costeras.....	14
1.1.4 Exportación de las masas de aire acumuladas.....	17
1.2. Objetivos y estructura de la Tesis.....	21
1.2.1 Objetivos.....	21
1.2.2 Estructura de la Tesis.....	23
2. METODOLOGIA.....	24
2.1. Selección de episodios y etapas del estudio.....	24
2.2. Descripción del modelo meteorológico de mesoescala RAMS y del modelo de dispersión HYPACT.....	30
2.2.1 Modelo meteorológico de mesoescala RAMS.....	33
2.2.2 Modelo de dispersión HYPACT.....	38

2.3. Configuración de las simulaciones meteorológicas y de dispersión de los episodios seleccionados.....	42
2.3.1 Episodio I: 1991.....	45
2.3.1.1 Simulación meteorológica.....	45
2.3.1.2 Simulación de dispersión.....	48
2.3.2 Episodio II: 2002.....	52
2.3.2.1 Simulación meteorológica.....	52
2.3.2.2 Simulación de dispersión.....	55
2.4. Validación con datos experimentales.....	60
2.4.1 Datos atmosféricos globales del proyecto Reanálisis-II del Centro de Predicción Ambiental (NCEP).....	62
2.4.2 Radars Perfiladores de Viento (RPV) de Bilbao y Basilea.....	64
2.4.3 Radiosondeos de los Centros Meteorológicos Nacionales (NMC).....	66
2.4.4 Datos del espectrofotómetros TOMS del satélite Nimbus-7.....	69
2.4.5 Datos del espectroradiómetro MODIS del satélite Terra.....	70
2.4.6 Datos de precipitación de la Misión de Medida de Lluvias tropicales (<i>Tropical Rainfall Measuring Mission- TRMM</i>) de la NASA.....	72
2.4.7 Registros superficiales de NOAA-NCDC-GSOD (<i>National Oceanic and Atmospheric Administration-National Climatic Data Center</i>) y del Servicio Meteorológico Alemán-DWD (<i>Deutscher Wetterdienst</i>).....	74
2.4.8 Datos semanales globales de temperatura agua de mar de NOAA-Reynolds.....	75
2.4.9 Campaña de vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA.....	76
2.4.10 Datos de la red de medida de aerosoles de la Universidad de Miami.....	78

3. RESULTADOS.....	79
3.1. Episodio I: Transporte transatlántico de polvo mineral sulfatado nitrificado al Caribe.....	80
3.1.1 Análisis climatológico.....	80
3.1.1.1 Campos de viento y altura geopotencial a 1000 y a 700 hPa.....	81
3.1.1.2 Columna de agua precipitable y precipitación.....	86
3.1.1.3 Temperatura de agua de mar.....	89
3.1.1.4 Conclusiones del análisis climatológico.....	90
3.1.2 Descripción de los escenarios sinópticos durante el periodo de simulación: 15 de julio a 15 de agosto de 1991.....	91
3.1.3 Discusión de los resultados de modelización y validación con medidas experimentales.....	93
3.1.3.1 Campos de viento y presión sobre el nivel del mar: NCEP vs. RAMS.....	94
3.1.3.2 Perfiles verticales de viento y temperatura: Sondeos de los Centros Nacionales de Meteorología vs. RAMS	97
3.1.3.3 Circulaciones de ozono en la CMO: vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA vs. RAMS (16-19 de julio, 1991).....	108
3.1.3.4 Circulaciones de polvo mineral en el Norte de África: TOMS vs. RAMS.....	118
3.1.4 Transporte a larga distancia del trazador europeo.....	125
3.1.5 Resumen del episodio I: Mecanismos de transporte de contaminantes europeos y polvo mineral. Relaciones fuente-receptor.....	146

3.2. Episodio II: Precipitaciones en Centroeuropa, 11-13 de agosto 2002.....	149
3.2.1 Análisis climatológico.....	150
3.2.1.1 Campos de viento y altura geopotencial a 1000 y a 700 hPa.....	151
3.2.1.2 Columna de agua precipitable y precipitación.....	154
3.2.1.3 Temperatura de agua de mar.....	156
3.2.1.4 Conclusiones del análisis climatológico.....	157
3.2.2 Descripción del escenario sinóptico del episodio de precipitaciones del 11-13 de agosto de 2002.....	158
3.2.2.1 Campo de vientos y presión a nivel del mar.....	159
3.2.2.2 Precipitación.....	162
3.2.2.3 Conclusiones del análisis sinóptico del episodio de precipitaciones.....	164
3.2.3 Discusión de los resultados de modelización meteorológica y validación con datos experimentales.....	165
3.2.3.1 Campo de vientos y presión a nivel del mar: NCEP vs. RAMS.....	166
3.2.3.2 Perfiles verticales de viento y temperatura: Sondeos de los Centros Nacionales de Meteorología-NMC vs. RAMS...	170
3.2.3.3 Perfiles verticales de viento de alta resolución espacio-temporal: Radares Perfiladores de Viento (RPV) de Basilea y Bilbao vs. RAMS.....	181
3.2.3.4 Acumulación y transporte de vapor de agua sobre el Norte de África y la Cuenca Mediterránea Occidental: MODIS-TERRA vs. RAMS.....	190
3.2.3.5 Precipitación: satélite TRMM vs. RAMS.....	198
3.2.3.6 Precipitación registrada por el Servicio Meteorológico Alemán-DWD y del <i>National Climatic Data Center</i> de NOAA vs. RAMS.....	201
3.2.3.7 Conclusiones de la modelización meteorológica y validación con datos experimentales.....	202

3.2.4 Trazado de masas aéreas realizado por el modelo HYPACT y validación con datos experimentales	203
3.2.4.1 Simulación y análisis de las trayectorias desde las fuentes potenciales de evaporación primaria marina.....	203
3.2.4.2 Simulación y análisis de las retrotrayectorias desde la zona diana.....	217
3.2.5 Resumen del episodio II: Mecanismos de acumulación y transporte de vapor de agua. Relaciones fuente-receptor.....	219
4. CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO.....	223
4.1. Resumen y conclusiones.....	223
4.2. Futuras líneas de trabajo.....	231
4.3. Publicación de resultados.....	234
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	236

ANEXOS

A.1. Modelo de emisión de polvo mineral

A.2. Índices estadísticos

A.3. Lista de acrónimos

CAPÍTULO 1

Introducción

1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca Mediterránea Occidental (**CMO**) tiene un **sistema climático específico** que lo hace diferente de cualquier otro. Los procesos mesometeorológicos que se producen durante la época estival conducen al desarrollo de un **modo de acumulación** de estratos sobre el mar. En contraste con otras regiones dominadas por la advección, en la CMO, el vapor de agua y los contaminantes que recogen las brisas marinas recirculan vertical (0-4500 m) y horizontalmente durante varios días (3-9 días). Además, las perturbaciones que han tenido lugar durante las últimas décadas en los usos del suelo, han alterado el ciclo hidrológico local e intensificado la acumulación de contaminantes y vapor de agua en la cuenca (*Millán y cols., 2005*).

Las **vías y mecanismos de salida** de estas masas de aire anormalmente húmedas y contaminadas sólo se conocen parcialmente. Puesto que este conocimiento es esencial si se quiere evaluar la **propagación** de las perturbaciones de la CMO a otras partes de la cuenca y a áreas remotas, esta Tesis doctoral se ha dedicado a esclarecer las principales rutas y procesos de exportación bajo diferentes escenarios y al análisis de la posible relación de estos procesos de acumulación con los episodios de contaminación atmosférica y lluvias extremas registradas fuera de la cuenca.

En los siguientes apartados se detallan los antecedentes de los que partió esta Tesis, se describe la región objeto de este estudio y se resumen los conocimientos y conclusiones obtenidas en los proyectos que durante las estas últimas cuatro décadas se han dedicado al estudio de los procesos meteorológicos y dinámica de contaminantes en la región.

1.1. ANTECEDENTES

El conocimiento actual de los principales procesos mesometeorológicos asociados a la dinámica de contaminantes en la CMO es el resultado de numerosos proyectos de investigación financiados fundamentalmente por la Comisión Europea.

Estos proyectos comenzaron en **1974** en respuesta al Convenio de Transporte de Contaminantes a Larga Distancia (LRTAP) con el fin de apoyar la elaboración de las futuras Directivas Europeas de Calidad de Aire, e incluyen tanto campañas de medidas experimentales como estudios de modelización meteorológica y de dispersión de contaminantes.

El objetivo de los primeros trabajos fue **caracterizar la dinámica de contaminantes atmosféricos en diferentes regiones europeas**. Entre estos trabajos, destacan seis campañas de medidas de campo utilizando sensores remotos (COSPEC, LIDAR) para la cuantificación de la contaminación atmosférica (1975-1983) y otros proyectos de investigación agrupados dentro del *Programa de Investigación en Medio-Ambiente y Clima*. Concretamente, en el caso del Sur de Europa, se perseguían identificar las causas y procesos responsables de **(1)** la importante cantidad de **nitratos** depositados por vía atmosférica sobre el Mediterráneo y de **(2)** los anómalos niveles de **ozono** troposférico observados en las costas de la CMO y su evolución en forma de onda cuadrada durante el día. Desde mediados de los 70, ya se estaban detectando daños causados por este contaminante en los cultivos de varias zonas del Mediterráneo: en Israel (*Naveh y cols., 1978*), Italia (*Lorenzini y Panattoni, 1986*) y Delta del Ebro (*Salleras, 1989*).

En las reuniones posteriores a estas campañas de medida (Acción COST 61), uno de los comentarios más sorprendentes fue la aparente pérdida de tormentas de verano que advertían los habitantes locales en las campañas de Lacq-Pirineos franceses (1974-75), en Turbigio-Italia (1979) y en Fos Berre-Sureste de Francia (1983). Los habitantes de estas regiones coincidían en una pérdida de tormentas en sus localidades o al menos alertaban sobre un desarrollo tardío de los cúmulos que no

daba lugar a que las tormentas madurasen. Lo más sorprendente era que, estos comentarios sólo surgían de la zona mediterránea y no de las otras partes de Europa donde también habían tenido lugar campañas (Norte de Francia, Bélgica y Reino Unido).

Por esta razón, a partir de 1995, utilizando los nuevos conocimientos adquiridos sobre la mesometeorología mediterránea, se desvió el objetivo de los proyectos hacia el análisis de las causas de la **aparente pérdida de tormentas de verano** en el Mediterráneo y a la búsqueda de una explicación a este fenómeno, específico de las regiones del Sur. Los primeros resultados de los proyectos de esta segunda etapa, sugirieron la posibilidad de retroalimentaciones entre los usos del suelo y las circulaciones atmosféricas. En el año 2000, se amplió el número de estudios dedicados a la exploración de los posibles impactos de las retroalimentaciones climáticas en el ciclo del agua en la región mediterránea y los resultados obtenidos en los mismos se han utilizado para definir prioridades en los Programas Marco 6º y 7º.

En los últimos años, los esfuerzos se han dirigido al estudio de la **exportación** de los contaminantes y el vapor de agua acumulados por las circulaciones costeras. Es precisamente a este estudio a lo que está dedicada esta Tesis doctoral. Se ha desarrollado en el marco de los proyectos TRAMA (*Caracterización de los Mecanismos de TRansporte de Contaminantes Atmosféricos entre la Cuenca Occidental del Mediterráneo y el Atlántico Norte, CGL2004-04448), GRACCIE (*Cambios Climáticos Graduales y Abruptos y sus efectos medioambientales, CONSOLIDER-Ingenio 2010, CSD 2007-0067*) y CIRCE (*Climate Change and Impact Research: The Mediterranean Environment, IP 036961*)*

1.1.1. El entorno mediterráneo y los procesos meteorológicos mesoescalares

La región mediterránea cubre una extensa región (latitud 4° a 28° N y longitud 10° W a 39° E) que incluye más de 20 países y tres **subcuencas** bien diferenciadas: la oriental (entre las costas de Líbano-Israel y los Balcanes), la central (desde el Adriático al Mar Jónico), y la que es objeto de este estudio, la occidental (situada entre la Península Ibérica y los Apeninos).

La CMO (Fig. 1) esta formada por un **mar profundo** rodeado de **altas montañas**, y está conectada a otras regiones a través de **pasajes estrechos**: **(1)** Gibraltar, es la conexión del Mediterráneo con el Atlántico, **(2)** El valle del Ebro constituye otro paso hacia el Golfo de Bizkaia y el Atlántico, **(3)** Carcassone, une el Golfo de León al Golfo de Bizkaia y el Atlántico Central **(4)** El corredor que forma la prolongación del valle del Ródano hacia el valle del Rin bordea las laderas Oeste y Noroeste de los Alpes y la comunica con el Mar del Norte y, finalmente, **(5)** el canal de Sicilia conecta la CMO con la cuenca central. Estos pasos estrechos favorecen naturalmente el desarrollo de *gap winds* (Scorer, 1952; Barry y Chorley, 1987).



Figura 1. Vista de la Cuenca Mediterránea Occidental. Foto del satélite NOAA.

En la actualidad, los **usos del suelo** alrededor de la cuenca varían desde zonas boscosas en el Norte de la misma, zonas agrícolas en el centro y áreas semiáridas a lo largo de las costas de Italia y España, a zonas casi-desérticas en el Norte de África. El aspecto actual de la cuenca, con una dominancia de zonas desérticas, áridas y las semiáridas en toda la franja sur, tiene poco que ver con el que presentaba en la época romana, cubierta de humedales costeros y bosques frondosos (*Bolle, 2003*) o en el caso de Almería, con el aspecto que presentaba hace tan solo 150 años, con bosques de robles y encinas, que se talaron para alimentar la minería del plomo (*Charco, 2002*).

La CMO está situada en las latitudes subtropicales y presenta un **clima** intermedio entre el **marítimo** y el del **desierto subtropical** (*Meteorological Office, 1962; Barry y Chorley, 1987*). El invierno, controlado por los vientos del Oeste, es suave y relativamente húmedo. Por el contrario, el verano, dominado por la influencia del anticiclón semipermanente de las Azores, es cálido y seco y se mantiene durante casi siete meses del año (de abril a octubre). Durante esta época, el intenso calentamiento de las superficies terrestres provoca **(1)** el desarrollo de **Bajas Térmicas** sobre la Península Ibérica (BTI) y sobre el Sahara, que se extienden en la vertical hasta la zona de subsidencia anticiclónica, y **(2)** el contraste entre la temperatura terrestre y la del agua de mar (SST), que oscila entre 19 y 27° C, favorece el desarrollo de brisas terrestres y marinas. En definitiva, el predominio de cielos despejados bajo un nivel generalizado de subsidencia anticiclónica, la diferencia de temperaturas tierra-mar y la existencia de importantes variaciones topográficas favorecen los **procesos mesometeorológicos de ciclo diurno** en las costas de la CMO (*Millán y cols., 1997*), y un complejo patrón de contaminación atmosférica asociado a estos (se discute en el apartado 1.1.2).

Estas características contrastan con las de la Cuenca Oriental que, limita al Sur con un desierto sin montañas y en verano queda bajo la influencia del sistema permanente de bajas presiones del monzón asiático, por lo que predominan los procesos de advección (*Kallos y cols., 1997*) y la subsidencia.

1.1.2. Evidencias de circulaciones mesoescalares a partir de los proyectos europeos

En verano, el calentamiento de las planas costeras de la costa este de la Península Ibérica y de las laderas orientadas al Sur y Este, propicia el desarrollo temprano de las brisas marinas y los vientos de valle. El seguimiento fotográfico de pequeños cúmulos durante el proyecto *MEso-Meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula* (MECAPIP) (1988-1991) mostró que la brisa de mar entraba de forma **discontinua o a saltos** (Millán y cols., 1992). Los registros del avión instrumentado de la campaña de medidas de este mismo proyecto (Fig. 2) documentaron además que la entrada de la brisa producía flujos de retorno hacia el mar (y estratos) a varias alturas.

Los cálculos del campo de vientos, para el periodo en el que se desarrolló la campaña, con el modelo *Regional Atmospheric Modelling System* (RAMS) ayudaron a esclarecer las causas de esta entrada discontinua, inexplicable utilizando la teoría clásica de la brisa de mar (Munn, 1966). Mostraron que la brisa penetra hacia el interior incorporando, una tras otra, las celdas circulatorias de los vientos de valle previamente formadas (Salvador y cols., 1997; Gangoiti y cols., 2001, 2002). De esta forma, se forma una **brisa combinada** mucho más intensa que la suma de sus componentes (Mahrer y Pielke, 1977; Miao y cols., 2003).

En la Figura 2 puede observarse que en el frente de brisa combinada se producen inyecciones **orográfico-convectivas** o **chimeneas orográficas**, cuya altura de inyección crece según la brisa penetra al interior. El proyecto MECAPIP documentó que, a media tarde, el frente de la brisa combinada puede penetrar a distancias superiores a 100 km de la costa y las chimeneas orográficas pueden alcanzar entre 4-6 km de altitud.

Además, estas chimeneas son la vía de **comunicación** directa entre el flujo de entrada a lo largo de la superficie y el flujo de salida o de retorno, en altura. Cuando las circulaciones están completamente desarrolladas, se pueden observar estratos de

retorno a diferentes niveles. Este proceso explicó los altos niveles de ozono registrados por un avión instrumentado en los flujos de retorno de la brisa de mar sobre Marsella en 1983, durante la Sexta Campaña Europea para La Medida Remota de la Contaminación Atmosférica. Los contaminantes emitidos en las costas durante el período de brisas marinas y/o sus productos, podían retornar hacia el mar en altura, de un modo similar al detectado en los Grandes Lagos de Norteamérica (*Lyons y Olsson, 1973; Lyons y Cole, 1973, 1976; Portelli y cols., 1982*).

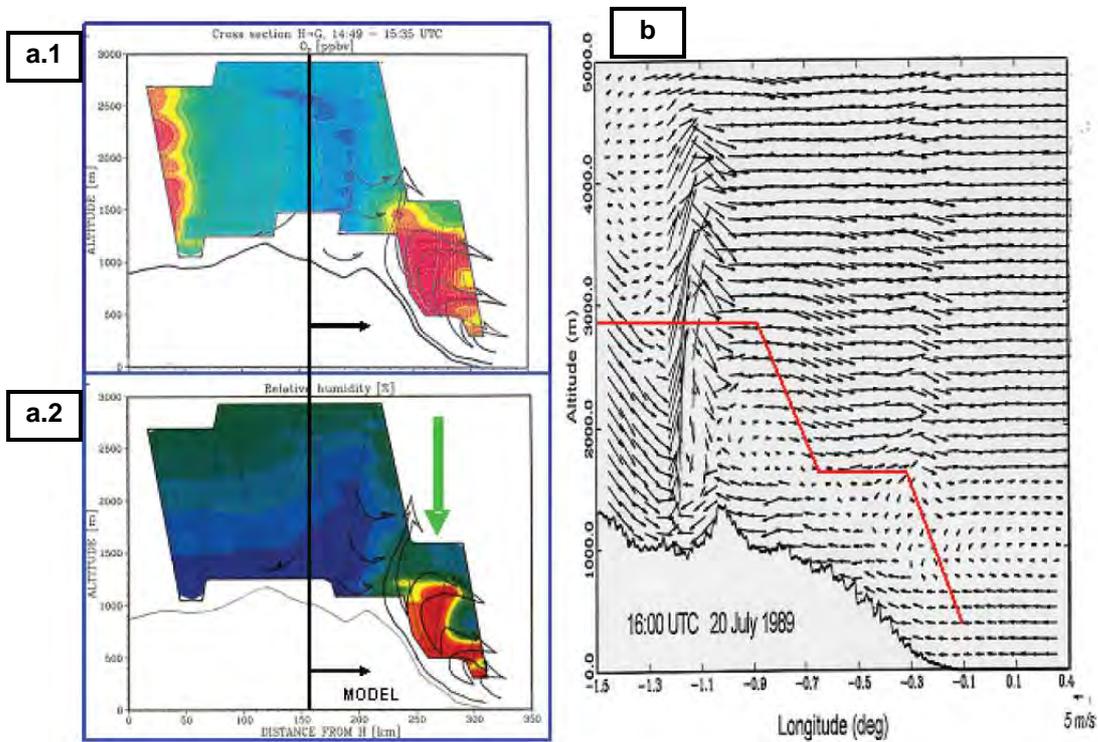


Figura 2. Corte peninsular de 350 km, entre Castellón y Guadalajara, en el que está representada la distribución de ozono (a.1) y de vapor de agua (a.2) registrados por el avión instrumentado del proyecto MECAPIP el 20 de julio de 1989 alrededor de las 16 UTC. (b) Perfil del viento simulado por RAMS sobre los últimos 180 km del plano vertical seguido por el avión (indicado con una línea roja Figura 3) en este mismo instante. Para facilitar la visualización del movimiento vertical, esta componente del viento (w) se ha multiplicado por diez. La línea roja muestra los límites verticales del vuelo. Figura extraída de Millán y cols., 1996.

La simulación de la Figura 2-b también muestra como, después de cada paso, los flujos de retorno en altura se hunden para mantener la continuidad de los flujos de las brisas de superficie. Esta **subsistencia** aumenta en intensidad y extensión durante la mañana-mediódía a medida que se intensifican las circulaciones costeras: puede ser comparable a la altura de las montañas sobre las que se producen las inyecciones (1000-1500 m). El proceso continuo de subsistencia a lo largo de su camino hacia el mar también contribuye a aumentar la **estabilidad** de las masas de aire inyectadas y, por tanto, a que los flujos de retorno formen estratos de reserva sobre las zonas costeras y el mar.

El proyecto MECAPIP documentó que las brisas combinadas, incluyendo sus flujos de retorno en altura y sus subsidencias compensatorias sobre el mar, tienden a **auto-organizarse a escala peninsular**. Este descubrimiento fue consecuencia de los estudios sobre la dispersión de los penachos de humo emitidos por varias centrales eléctricas ubicadas en la Península Ibérica (*Millán y cols., 1984, 1987, 1988a, 1988b, 1991*). Durante las tardes de verano, el comportamiento de los penachos no era el esperable: en lugar de terminar alineados con la costa (por acción de las fuerzas de Coriolis y siguiendo el equilibrio geostrófico), mostraban una alineación casi directa hacia el interior. Este comportamiento ageostrófico coincidía con la formación de la BTI y revelaba una convergencia de los vientos costeros hacia el centro de la Península.

En la Figura 3 se observa que durante el desarrollo de la BTI, los vientos en superficie están dominados por forzamientos mesometeorológicos y tienden a fluir directamente tierra adentro. Durante este desarrollo, los frentes de las brisas donde se producen las chimeneas orográficas se agrupan en varias líneas de convergencia sobre la Península Ibérica, sombreadas en gris en la figura (*Millán y cols., 1997*). Para mantener la continuidad, tienen lugar procesos de divergencia en altura y un hundimiento compensatorio sobre los mares que rodean la Península y en zonas del interior.

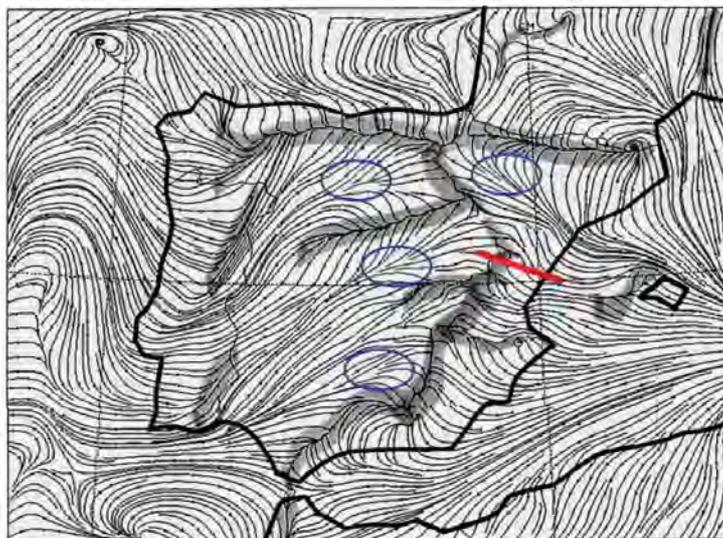


Figura 3. Campo de vientos simulado por RAMS a nivel de superficie a las 18 UTC del 20 de julio de 1989. La línea roja indica la sección del vuelo experimental modelizada en la Figura 2. Se observa que los flujos superficiales alimentan las líneas de convergencia (sombreadas en gris). Extraída de Millán y cols. 1997.

Los proyectos europeos que siguieron a MECAPIP (*REgional Cycles of Air Pollution in the Western Mediterranean Area* (RECAPMA) 1990-1992, *South European Cycles of Air Pollution* (SECAP) 1992-1995, y *Biogenic Emissions in the Mediterranean Area* (BEMA) 1993-1998, entre otros) establecieron que las circulaciones costeras se auto-organizan a una escala meteorológica superior a la peninsular, **meso- α** , que **abarca toda la CMO** a media tarde (Millán y cols., 1997).

La Figura 4 muestra el campo de vientos en superficie. Se observa que emergen del centro de la cuenca y aumentan su velocidad mientras fluyen de forma anticiclónica hacia las líneas de **convergencia** (indicadas con líneas naranjas) ubicadas sobre las principales **cadena**s montañosas que rodean la cuenca: costa Este española, Cerdeña, laderas orientadas al Oeste de Italia, Balcanes, Grecia, Turquía y Atlas. La continuidad de los flujos requiere que se produzca un **hundimiento sobre el mar** para compensar el aire que fluye hacia las costas (la región de subsidencia se señala con la línea discontinua azul en la Fig. 4).

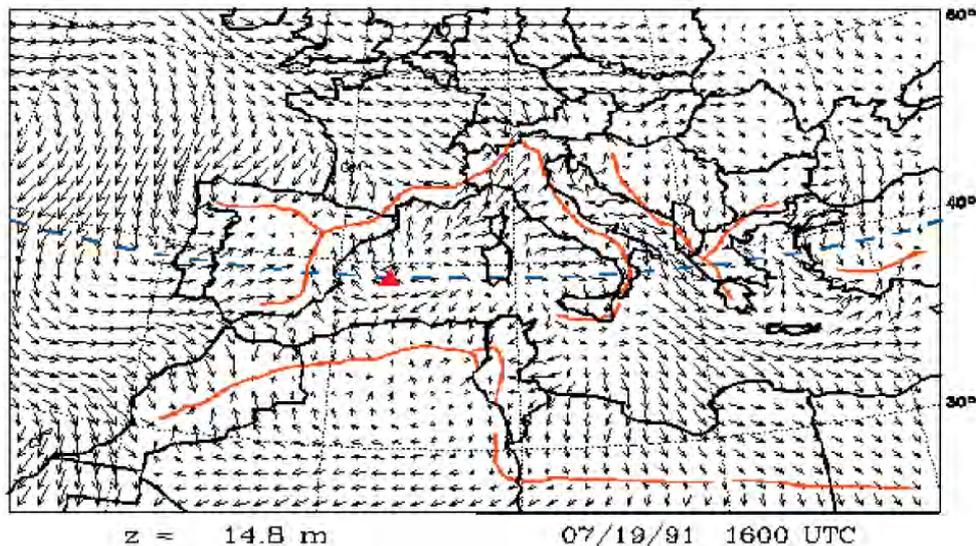


Figura 4. Simulación RAMS del campo de vientos en la CMO a las 16 UTC el 19 de julio de 1991 a 14,8 metros sobre la superficie. La línea naranja indica las zonas en las que tienen lugar procesos de convergencia, y, la línea discontinua azul, la franja en la que tiene lugar un hundimiento generalizado de las masas de aire. Durante los periodos de recirculación, la CMO puede considerarse como “un gran caldero” que hierve desde los bordes hacia el centro durante el día, y tarda unos 3-5 días en voltear el volumen de la masa de aire acumulada sobre la cuenca. Figura extraída de Millán y cols. 1997.

En estas circulaciones que se extienden sobre toda la CMO, ocurren por lo tanto, varios procesos en cadena que además están ligados entre sí: **(1)** Por la mañana, los estratos apilados sobre el mar entran hacia la costa impulsados por las brisas marinas, **(2)** para rellenar el hueco que se crea, los estratos superiores se hunden, **(3)** los nuevos flujos de retorno que se forman sobre las laderas, llegan a la costa (estratificados según su altura y hora de inyección) y añaden nuevos estratos al sistema en el que se está produciendo una subsidencia progresiva sobre el mar. Se ha documentado ciclos similares en otras áreas del Mediterráneo (*Fortezza y cols., 1993; Georgiadis y cols., 1994; Kallos y cols., 1997, 1998; Orciari y col., 1998;*)

Puesto que los estratos entran y salen del sistema a diferentes altitudes y tiempos, se hunden y se reestructuran horizontal y verticalmente, los contaminantes y componentes que contienen las brisas combinadas pueden **recircular** durante varios días consecutivos (*Gangoiti y cols., 2001*). Así, al final de cada día de verano, puede observarse la **acumulación de contaminantes, vapor de agua y otros**

componentes de las brisas marinas (de diferente antigüedad) en estratos apilados hasta aproximadamente 4500 m (Millán y cols., 1992, 1997, 2000, 2002). Los estratos que permanecen de los días anteriores se sitúan en los niveles inferiores, y los más recientes, incorporados a varias alturas.

La Figura 5 muestra los perfiles de ozono, temperatura y velocidad vertical medidos durante la campaña de vuelos del proyecto RECAPMA. Se observa que **(1)** la velocidad de hundimiento es del orden de -10 a -25 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ a partir de 1000 m, siendo máxima (-27 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) entre 3000-3500 m, y **(2)** como resultado de las recirculaciones verticales, la concentración promedio de ozono en todo el perfil es de 70 ppb.

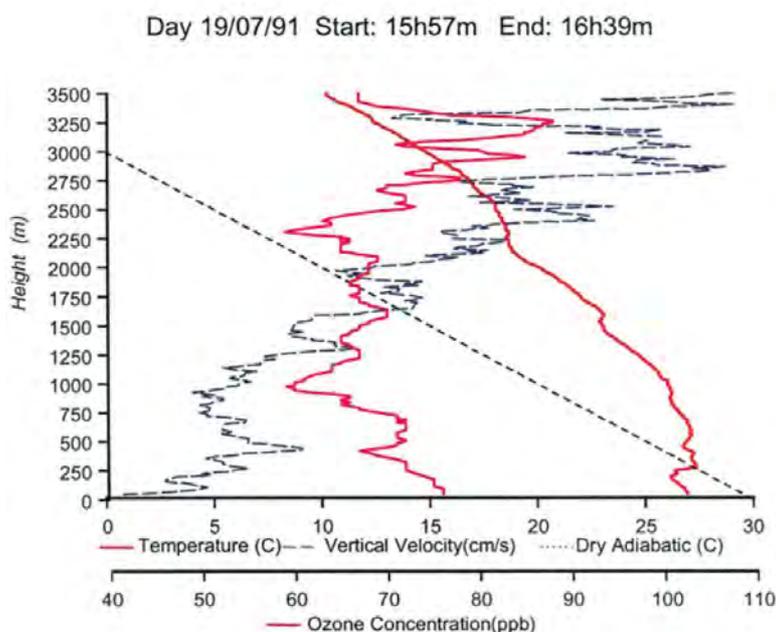


Figura 5. Perfiles verticales de temperatura y ozono registrados sobre el punto indicado con un triángulo naranja en la Figura 4 durante la campaña de vuelos instrumentados del proyecto RECAPMA. La velocidad vertical se calculó a partir de las diferencias de temperatura medidas en la espiral ascendente y la descendente. Figura extraída de Millán y cols. 1997

El tiempo necesario para renovar el 80% de la masa de aire situada en los 4500 m inferiores de la troposfera (y ventear los contaminantes, vapor de agua y otros componentes) es del orden de **3 a 5 días**, dependiendo del punto de emisión. O desde otra perspectiva, durante los períodos de recirculaciones verticales, cada día son

reprocesados por las circulaciones costeras entre de 1/3 a 1/5 de la masa de aire apilada sobre el mar. Estas estimaciones son el resultado de diferentes trabajos: **(1)** Emisión de trazadores desde la Central Térmica de Castellón, **(2)** resultados de modelización durante los proyectos BEMA I y II (*Tunnis y Cuvelier, 2000*) y **(3)** análisis de los sondeos atmosféricos realizados en la CMO durante el Proyecto RECAPMA. Los datos de calidad del aire en la zona muestran que los periodos de recirculación vertical y acumulación pueden durar incluso **9 días** consecutivos en julio y agosto.

El **número** de periodos de recirculación-acumulación varían durante el verano: el número máximo se observa en julio (5 periodos) con una duración aproximada de 4 días cada uno, y los periodos más largos ocurren en agosto (3 periodos) con una duración media de 5 a 7 días (*Millán y cols., 2005*).

Todos estos conocimientos fueron claves en la comprensión de de la dinámica de los contaminantes y en la explicación de porqué los **ciclos de ozono** registrados en las estaciones de superficie de las costas de la CMO no siguen los ciclos diurnos típicos (como el de Los Ángeles) ni las concentraciones disminuyen cuando la velocidad de las brisas aumenta. El ozono acumulado en los estratos de reserva situados sobre la superficie del mar es fumigado a la superficie antes de entrar con la brisa a tierra, dando lugar a concentraciones casi constantes durante el día. Además, la concentración dentro de la masa de aire no cambia independientemente de lo rápido que ésta se mueva (porque el sistema circulatorio de la CMO a diferencia del de otras regiones no está dominado por la advección) sino que depende de la intensidad y duración de los ciclos de recirculación (*Millán y cols., 1997*).

Otro de los descubrimientos más significativos de estos proyectos fue que, durante el día a medida que crecen y se auto-organizan las circulaciones desde la escala local a la regional, la subsidencia compensatoria se intensifica. Esto produce una **inversión térmica** cerca de la superficie costera que confina verticalmente el flujo de las brisas combinadas. Este hecho fue observado por primera vez en los sondeos atmosféricos llevados a cabo en la costa de Castellón (1982-83) durante los estudios de la Central Térmica de Castellón: mostraban que la Capa Límite (CL) crecía durante la mañana y, a mediodía aparecía una inversión en la parte superior del sondeo que descendía durante la tarde (*Millán y cols., 1992*). Se ha observado este mismo

comportamiento, tanto en la costa como en los sondeos realizados en el interior, en todos los proyectos posteriores (*Millán y cols., 1997, 2002; Menut y cols., 2005; Delbarre y cols., 2005*).

En estas circunstancias, la masa aérea de las brisa combinada queda confinada por debajo de esta inversión (entre 200 y 300 m) y, este **confinamiento** se extiende a lo largo de todo su recorrido desde la costa hasta que alcanza la chimenea orográfica final, situada entre 80 y 160 km en el interior (*Millán y cols., 1992*). De esta manera, se puede concluir que por unidad de distancia a lo largo de la costa, el volumen de aire desplazado por la brisa combinada a lo largo de la costa tienen una gran longitud (120-160 km.) pero muy poca altura (200-300 m.). Esto es, puede considerarse una lámina de aire.

El confinamiento vertical de los flujos superficiales supone que **(1)** la masa de aire que transporta la brisa combinada intercambia calor y humedad sólo con la superficie y **(2)** en caso de que se produzcan intercambios laterales, tendrán lugar con masas aéreas de características muy similares. Por lo que, bajo el confinamiento vertical, se puede asumir que la masa de aire transportada por la brisa combinada **mantiene sus características a lo largo de todo su camino desde la costa hasta su chimenea orográfica.**

Los conocimientos adquiridos sobre los procesos mesometeorológicos que tienen lugar en la CMO y las ventajas analíticas que plantea esta suposición (permite usar diagramas aerológicos), favorecieron el avance de los proyectos en los que perseguía la búsqueda de las causas y procesos responsables de la aparente pérdida de tormentas de las regiones que rodean la cuenca. A continuación, se revisan las conclusiones logradas en los mismos.

1.1.3. Las tormentas de verano alrededor del Mediterráneo y los tipos de circulaciones costeras

Los resultados obtenidos en la aplicación y análisis de balances hídricos utilizando datos experimentales recogidos en el valle del Río Mijares y datos climatológicos mostraron que los intercambios de temperatura y vapor de agua que tienen lugar entre la superficie y la masa de aire que arrastra la brisa combinada, determinan el tipo de circulaciones y el régimen de tormentas en la CMO (*Millán y cols. 2005*).

1. Si la masa de aire acumula suficiente vapor de agua para que se alcance el Nivel de Condensación (NC), se puede disparar una tormenta en la chimenea orográfica del frente de la brisa combinada. En este caso, una gran cantidad del vapor de agua condensa y precipita, mientras que el calor latente liberado en la condensación contribuye al desarrollo de convección profunda que mezcla los contaminantes, el vapor de agua que no ha precipitado y otros componentes de la brisa, hasta la tropopausa. En estas condiciones las circulaciones costeras se comportan como un pequeño **monzón** y se consideran **abiertas**.
2. Por el contrario, si la masa de aire en la brisa combinada no llega a acumular suficiente humedad para compensar el calentamiento que recibe del suelo a lo largo de su recorrido, el NC puede ascender por encima de las cimas de las montañas y las tormentas no se forman. Bajo estas condiciones las chimeneas orográfico-convectivas mantienen unidos los vientos de superficie y los flujos de retorno que, bajo el efecto de la subsidencia compensatoria, se estabilizan y forman los estratos apilados sobre el mar. Estos estratos reentrarían hacia el interior al iniciarse la nueva brisa (*Millán et al. 1997; 2002*). Mientras duran estas condiciones (recirculaciones verticales) las circulaciones costeras pueden considerarse **cerradas**. Estos ciclos forman parte de las condiciones documentadas en los proyectos europeos que

explicaban el origen de los elevados (y crónicos) niveles de ozono durante el verano en la CMO (*Ver apartado 1.1.2*).

La altura del **Nivel de Condensación** (NC) es por tanto el **umbral crítico** del sistema climático de la CMO. Ya que, según se mantenga por debajo, o llegue a superar la altura de las montañas costeras, va a determinar si las circulaciones costeras son abiertas (con desarrollo tormentas a partir del mediodía y mezcla de los contaminantes), o si permanecen cerradas (formando estratos sobre el mar y recirculando verticalmente los contaminantes y el vapor de agua)

Los análisis realizados también sugieren que en los sistemas circulatorios costeros de la CMO, era frecuente la **transición** de un sistema cerrado durante la mañana a un sistema abierto por la tarde. De hecho, esta transición sigue ocurriendo sobre los Apeninos (en el Norte y Centro de Italia), donde se registran tormentas casi todas las tardes en verano. Sin embargo, en otras partes del Mediterráneo (costa Este de la Península Ibérica, Cerdeña, Sicilia y Sur de los Apeninos), las circulaciones costeras parecen estar llegando (o haber llegado ya) al umbral crítico.

Millán y cols., (2005) apuntan que la causa principal de la aproximación (o superación) de este umbral crítico es la **modificación** que ha tenido lugar en los **usos del suelo** de la región, especialmente acelerada en los últimos 30 años. En el pasado, los humedales que bordeaban las costas (*Bolle y cols., 2003*), las zonas de regadío y los bosques de pinos y matorrales del interior, contribuían a **(1)** un aporte de vapor de agua superior al actual, **(2)** un menor calentamiento de la masa de aire que arrastra la brisa combinada y, como consecuencia, **(3)** un desplazamiento menor de la brisa (un volumen menor en el que mezclar el agua evaporada por la superficie), **(4)** mantenimiento del NC por debajo de la altura de las cadenas montañosas y a **(5)** la precipitación y recuperación del vapor de agua evaporado en la región.

La Figura 6 muestra una comparación estas dos situaciones. En el pasado, la superficie terrestre suministraba suficiente vapor de agua a la masa de aire que transportaba la brisa de mar como para disparar tormentas casi todos los días y, esta situación mantenía una gran cantidad de agua circulando en el sistema costero (Fig. 6-a). Sin embargo, los usos actuales del suelo (tras la desecación de humedales y

aumento de zonas urbanas e industriales en la línea costera), no solo favorecen un calentamiento superior de la masa de aire, sino que aportan menos vapor de agua y, la razón de mezcla al final del recorrido de la brisa es insuficiente para que el NC quede por debajo de la altitud promedio de las montañas costeras, de 2000 m (Fig. 6-b). Estos resultados explicaron los comentarios procedentes de varias partes de la cuenca referentes a la pérdida directa de tormentas.

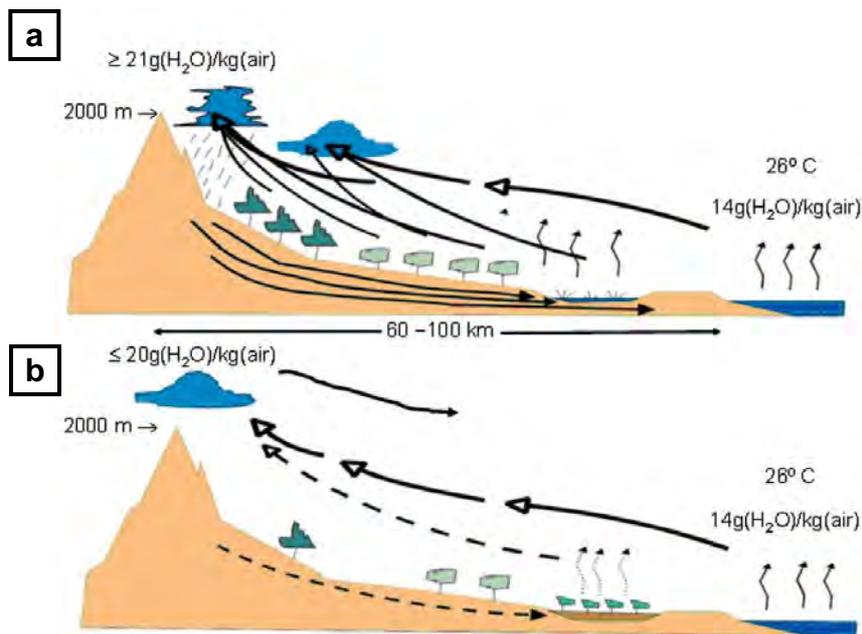


Figura 6. La formación de tormentas de verano en las costas de la CMO. (a) Situación de la CMO en el pasado: la evapotranspiración que se producía sobre los humedales y bosques mantenía el equilibrio del ciclo hídrico. (b) Condiciones actuales: el calentamiento es superior, la superficie aporta menos vapor de agua y esto da lugar a la pérdida de tormentas. Figura extraída de Millán y cols., 2010.

Otra de las posibles causas de los cambios observados en el régimen de precipitaciones es el aumento de la **contaminación atmosférica** en la región. En verano, la intensa insolación convierte las recirculaciones en grandes reactores fotoquímicos en los cuales las emisiones costeras de NO_x y otros precursores se transforman en compuestos oxidantes, ácidos, aerosoles y ozono. Tanto el **ozono**, como el **vapor** de agua (también acumulado por las recirculaciones), son dos Gases con marcado Efecto Ivernadero (**GEI**) que provocan un calentamiento adicional (1- 3°

C) de las masas de aire que penetran con las brisas, elevan la altura del NC otros 100-300 m y disminuyen aún más la probabilidad de que maduren las tormentas.

La combinación de estas dos perturbaciones puede inclinar más aun la situación actual hacia la pérdida de tormentas y conducir a la **desertificación** a escala local-regional.

Puesto que las circulaciones cerradas dominan actualmente en gran parte de la CMO (todas las costas del Norte de África y parte de las de Italia y España), otra cuestión de gran preocupación es el **destino final** de las masas de aire húmedas y contaminadas acumuladas en la CMO.

Durante los últimos años varios estudios se han dedicado a la exploración de la continuidad de los **estratos de acumulación**, y es en esta línea de investigación en la que se enmarca esta Tesis. En el siguiente apartado se enumeran las evidencias e hipótesis parciales documentadas antes de comenzar la exposición de la misma.

1.1.4. Exportación de las masas de aire acumuladas

Si bien las principales rutas de entrada de masas de aire a la CMO están identificadas, las rutas de salida no se han descrito por completo. Ni siquiera incluso cuando predominan las condiciones normales en la CMO, esto es, en ausencia de perturbaciones meteorológicas.

El aire atlántico entra por el valle de Carcassone tanto durante el día como durante la noche, y por los valles del Ródano y del Ebro durante la noche. Una vez dentro de la CMO se incorpora a las recirculaciones costeras de los días siguientes y acumula los contaminantes emitidos en las costas, y el vapor de agua evaporado sobre el mar y el evapotranspirado a lo largo del recorrido de las brisas.

Las masas de aire envejecido podrían seguir varias rutas. En la Figura 7 están representadas las rutas de salida propuestas en el año 1997.

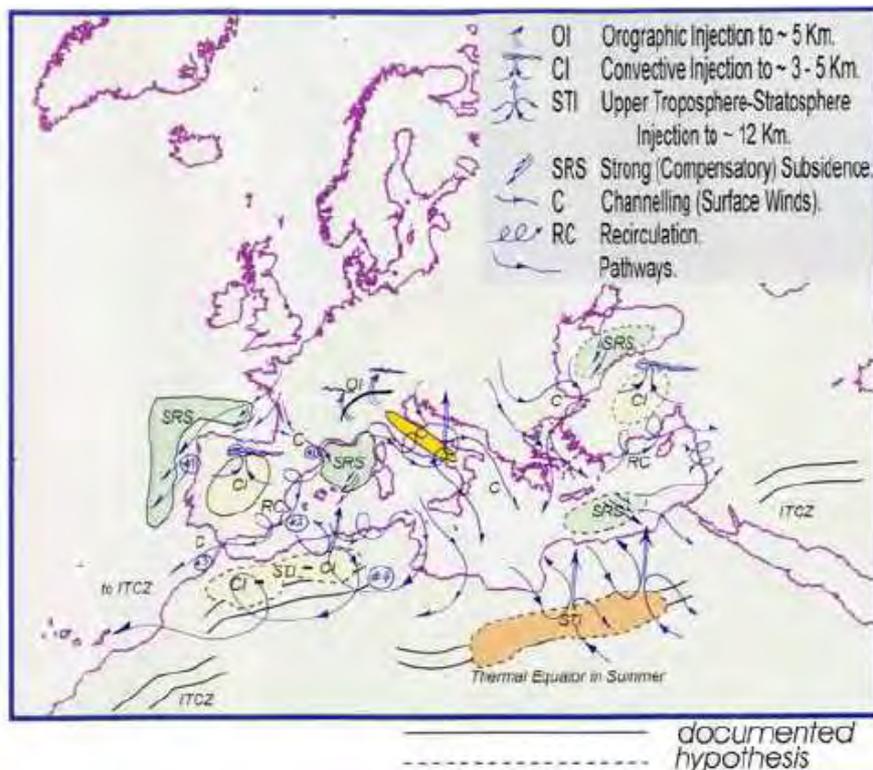


Figura 7. Modelo conceptual de las circulaciones en el Mediterráneo (Millán et al., 1997). Las zonas sombreadas en amarillo y naranja corresponden a zonas de convección hasta la troposfera media y alta respectivamente y las sombreadas en gris a zonas de hundimiento compensatorio sobre el mar. Están indicadas además las recirculaciones internas de la costa este de la Península Ibérica y del Norte de África. Las líneas punteadas indican procesos no documentados en el año de esta publicación.

- Parte de las masas de recirculadas, sale por debajo de 1000 a 1500 m a través de **Gibraltar** hacia el **Atlántico**. Esta salida tiene lugar principalmente durante la noche (Scorer, 1952)
- Otra fracción, sale cada día por el canal de **Sicilia-Túnez** hacia la **Cuenca Mediterránea Central**. Esta salida es la que prevalece durante el día.

Parte de ese aire, junto con el que proviene del Adriático, Grecia y del Mar Negro (venteado a través de los estrechos de Bósforo y Dardanelos) (Kallos y

cols., 1997) puede cruzar con las brisas marinas las costas del Norte de África (*Millán y cols.*, 1997, *Gangoiti y cols.*, 2001, *Duncan y Bey*, 2004) y continuar:

1. Por el corredor sur del Atlas hacia las **Islas Canarias** o por la costa oeste de África de nuevo hacia el **Sur de Europa** (*Nickovic y cols.*, 2001). La primera de estas rutas podría explicar las altas concentraciones de ozono registradas en la estación de fondo de Izaña, no fácilmente atribuibles a intrusiones estratosféricas.
2. Hacia África Central y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), donde tras ser bombeado a la alta troposfera (10000 m.) es transportado hacia el **Atlántico**.

El resto del aire que se ha dirigido desde la CMO a la Cuenca Central, puede continuar viajando sobre el Mar Mediterráneo hacia el Este y alcanzar las costas de **Oriente Medio**. Esta ruta explica los episodios de sulfatos registrados por *Luria y cols.* (1996) en Israel. Durante este trayecto, de Oeste a Este del Mediterráneo, parte del aire que es transportado en capas estables sobre el mar puede ser inyectado en altura (2000-4000 m) por las celdas convectivas que se desarrollan sobre las costas y en algunas islas interiores.

Las rutas que conducen las masas de aire de la CMO al **Atlántico** (bien tras ser inyectadas en la ZCIT o bien a través del corredor Sur de Atlas y Canarias), en caso de que se prolonguen hasta el extremo occidental del océano siguiendo la ruta de transporte del polvo sahariano (*Prospero y Carlson*, 1970, 1972), podrían explicar:

- La existencia del isótopo de plomo de gasolinas europeas en las muestras de aerosoles recogidas en **Barbados** entre 1969 y 1987 (*Hamelin y cols.*, 1989)
- Las altas concentraciones de nitratos y sulfatos no marinos, en algunos casos junto a altas concentraciones de polvo mineral, registradas en el **Caribe** durante el experimento *Atmospheric Ocean Chemistry Experiment* (AEROCE) y en la estación de medida de aerosoles de Barbados (*Savoie y cols.*, 1992, 2002)

Esta una de las hipótesis a contrastar en esta Tesis.

Por otro lado, cuando las condiciones anticiclónicas se ven interrumpidas por el paso de **perturbaciones transitorias**, la masa de aire resultante de las recirculaciones características de la CMO durante 3 a 10 días, puede ser exportada de forma masiva a cualquier otra parte de la cuenca o incluso a regiones remotas. Esta exportación masiva puede provocar importantes alteraciones transitorias en la calidad del aire de la zona receptora o incluso, por la considerable cantidad de vapor que acumula, provocar eventos de precipitaciones de mayor o menor intensidad. Esto explicaría:

- Los episodios de lluvias intensas e inundaciones registradas durante los últimos años en **Centroeuropa** y **Europa del Este** tras la irrupción en la CMO de ciclones que siguen trayectorias de tipo *Vb* (*Van Bebbber, 1981; Ulbrich y cols. 2003a, 2003b*). Ya se ha demostrado que en verano la advección de aire continental frío sobre el Mediterráneo Occidental ocasiona recargas considerables de humedad (*Pastor y cols., 2001*)

Esta es otra de las hipótesis a contrastar. Y es, a su vez, otro ejemplo de la **propagación** de las perturbaciones que están teniendo lugar en la CMO a otras partes de la cuenca y a áreas remotas en condiciones perturbadas.

En el siguiente apartado se especifican los objetivos de esta Tesis.

1.2. OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

1.2.1. Objetivos

Durante las últimas décadas, se ha realizado un importante avance en el conocimiento de las rutas y de los mecanismos de exportación de contaminantes europeos hacia la CMO y del modo de recirculación dentro de la cuenca en verano (*Millán y cols., 1992, 1996, 1997, 2005; Kallos y cols., 1993, 1997, 1998; Luria y cols., 1996; Gangoiti y cols., 2001*). Sin embargo, hasta el momento sólo existen resultados parciales e hipótesis (*Millán y cols., 1997*) sobre la continuidad de estos procesos y el destino final de las masas de aire recirculadas y cargadas de contaminantes y/o humedad, y por lo tanto, sobre la extensión espacial y alcance de las perturbaciones.

El **principal objetivo** perseguido por este trabajo es profundizar en el conocimiento de los **procesos meteorológicos y la dinámica de contaminantes que tienen lugar en la época estival en la Cuenca Mediterránea Occidental (CMO)**, haciendo énfasis en la **continuidad e interacción de estas circulaciones desde la escala local-regional hasta la intercontinental**.

En definitiva, se pretende investigar la exportación de contaminantes y/o vapor de agua del Sur de Europa en el entorno: Atlántico Norte, Mediterráneo Oriental, Norte de África y Este Europeo-Asia.

Esta Tesis se estructura para alcanzar los siguientes **objetivos específicos**:

1. Explorar los procesos mesoescalares que tienen lugar en la CMO y Norte de África durante la época estival y esclarecer cómo afectan estos procesos a la calidad del aire y/o al ciclo hidrológico local.
2. Determinar las rutas preferenciales de salida de las masas de aire desde el Mediterráneo Occidental, los mecanismos implicados en el transporte y su continuidad e interacción con otras circulaciones-escalas tanto en condiciones meteorológicas normales como perturbadas.
3. Documentar el destino final de las masas de aire contaminadas y/o cargadas de vapor tras el paso de perturbaciones meteorológicas de mayor o menor intensidad sobre el área.
4. Cuantificar los tiempos de viaje característicos y la eficiencia de los procesos de transporte atmosférico.
5. Explicar las relaciones causa-efecto entre los procesos que tienen lugar en la CMO y los fenómenos observados en zonas remotas (episodios de aerosoles sulfatados-nitrificados en el Caribe y lluvias torrenciales en Centroeuropa) y detallar la secuencia de acontecimientos que los provocan.
6. Evaluar la extensión espacial de la región afectada por los eventuales cambios en el régimen climático, usos del suelo y niveles de contaminación en el Mediterráneo Occidental.

Estos objetivos se alcanzarán mediante el análisis de datos experimentales y la modelización meteorológica y de transporte-dispersión de alta resolución de dos episodios. Se describen en el capítulo 2.

1.2.2. Estructura de la Tesis

Esta memoria de Tesis doctoral está organizada de la siguiente manera:

- En el segundo capítulo se detalla y justifica la **metodología** utilizada. Se describen los **episodios seleccionados** para alcanzar los objetivos anteriormente propuestos, el sistema de modelización meteorológico y de transporte-dispersión de alta resolución espacio-temporal y los datos experimentales con los que se han validado las simulaciones.
- En el capítulo 3 se exponen los principales **resultados** obtenidos. Este capítulo está dividido en dos apartados. En el primero, se muestran los resultados del estudio del episodio de transporte transatlántico de polvo mineral y contaminantes de origen europeo de julio-agosto de 1991; y el segundo, está dedicado al análisis del episodio de precipitaciones que tuvieron lugar en Centroeuropa en agosto de 2002.
- Finalmente, en el capítulo 4, se presentan las **conclusiones** alcanzadas a partir de los resultados, una propuesta de las futuras líneas de investigación y las publicaciones derivadas de esta Tesis.

Este documento consta además de un listado de referencias bibliográficas y de tres anexos.

CAPÍTULO 2

Metodología

2. METODOLOGÍA

2.1. SELECCIÓN DE EPISODIOS Y ETAPAS DEL ESTUDIO

A pesar de que en el año 1997 (Fig. 7, *Millán y cols., 1997*) se propusieron una serie de vías de exportación desde la CMO, que podrían actuar fuera de los periodos del paso de perturbaciones, no habían sido probadas ni de forma experimental ni mediante su modelización. Se plantea así la necesidad de investigar, tanto en situaciones normales como en situaciones perturbadas, los mecanismos de transporte y el destino final de estas masas de aire contaminadas mediante simulaciones de alta resolución espacio-temporal.

Para ello, se ha optado por el análisis exhaustivo de **dos situaciones episódicas** que tuvieron lugar en **verano**. Este estudio está centrado en esta estación, porque entre abril y octubre, la CMO queda bajo la influencia del anticiclón de las Azores y dominan los procesos mesometeorológicos con periodos de acumulación característicos (*Ver apartado 1.1.2*). En estas condiciones, se registran altas concentraciones de contaminantes y/o vapor de agua en la costa este de la Península Ibérica y el Norte de África (*Millán y cols., 1992, 1996, 1997, 2000, 2005; Gangoiti y cols., 2001, 2006b, 2006c*), que se convierten en excelentes trazadores para documentar las recirculaciones verticales, las zonas de acumulación y el venteo de las masas de aire.

En los dos periodos seleccionados, 15 de julio a 15 de agosto de 1991 y 27 de julio a 16 de agosto de 2002, como se mostrará en el capítulo 3, se registró la

acumulación de contaminantes y/o vapor de agua sobre la CMO y la posterior salida tras el paso de perturbaciones meteorológicas sobre el área. Si bien las rutas principales de salida y las consecuencias que provocaron los dos episodios elegidos fueron diferentes, ambos contienen características comunes entre sí que ilustran los ciclos de acumulación-venteo tan característicos de la CMO en la época estival.

Los dos tipos de eventos escogidos, **(1) transporte transatlántico de polvo mineral sulfatado-nitrificado desde la CMO y el Norte de África al Caribe** y, **(2) precipitaciones extraordinarias en Centroeuropa y Europa del Este**, resultan de especial interés por su recurrencia anual (*Ver apartados 3.1.1 y 3.2.1, dedicados al análisis climatológico y evaluación de su representatividad*) y porque podrían provocar cambios notables tanto a nivel local como en áreas remotas (escala continental e intercontinental). Entre estos cambios, destacan el deterioro de la calidad del aire y las alteraciones del ciclo hidrológico. Además, ambos tipos de episodios podrían haber sufrido una intensificación durante las últimas décadas debido a los ya mencionados cambios en los usos del suelo, incremento de la contaminación atmosférica y/o alteraciones en la circulación general que podrían intensificarse aún más en el futuro.

Particularmente, se han seleccionado para su análisis dos episodios que tuvieron lugar en los años 1991 y 2002 por los motivos que se exponen a continuación.

Selección del episodio I: 1991

La primera parte de este episodio coincide con la campaña de vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA. Por lo que, durante la fase de cobertura de los vuelos, las estimaciones del modelo van a poder verificarse a nivel local-regional con datos de alta resolución espacio-temporal.

El Grupo de Investigación Atmosférica (GIA) de la ETSI de Bilbao participó tanto en la fase experimental como en la interpretación de los datos recogidos en esta campaña y en la modelización del episodio. Los estudios llevados a cabo por este

grupo y por la Fundación CEAM, permitieron documentar detalladamente los procesos atmosféricos que tienen lugar a nivel local-regional en la CMO y que dan lugar a niveles crónicos de ozono en verano (*Millán y cols., 1997; Gangoiti y cols., 2001*). No obstante, en las simulaciones meteorológicas y de dispersión realizadas para este periodo (16-19 de julio) utilizando un dominio subcontinental europeo, se observó la pérdida de trazadores fundamentalmente en los siguientes límites:

- El extremo oriental de la cuenca. Este tipo de transporte Oeste-Este sobre el Mar Mediterráneo está en el origen de los episodios de sulfatos registrados en Israel, no atribuibles a emisiones locales (*Luria y cols., 1996*).
- Las costas del Norte de África. Hay hipótesis (*Hamelin y cols., 1989; Savoie y cols., 1992, 2002*), mencionadas apartado 1.1.4, de que los contaminantes europeos podrían mezclarse con el polvo mineral movilizado en la región del Sahara-Sahel. El penacho *conjunto* podría incorporarse a los vientos alisios y transportarse a través del Atlántico Tropical hacia el Caribe y las costas americanas. Esto explicaría las insólitas concentraciones de isótopos de plomo europeo y de nitratos y sulfatos de origen antropogénico medidas en las muestras de aerosoles recogidos en Barbados.

Con el fin de explorar los mecanismos de exportación de contaminantes desde la CMO y aclarar estas hipótesis, se plantea la extensión tanto de la cobertura espacial como de la duración de las simulaciones meteorológicas y de transporte-dispersión. La ampliación del estudio de este episodio plantea una excelente oportunidad para completar los resultados obtenidos en trabajos anteriores, en los que se han estudiado los procesos a escala local-regional, y explicar la interrelación con otros procesos a escala continental-intercontinental como el transporte de polvo mineral desde África al Caribe (*Prospero y cols., 1972, 1996, 1999, 2003; Westphal y cols., 1987, 1988; Chiapello y cols., 1995, 1999; Maring, 2003a, 2003b; Reid y cols., 2002, 2003*).

Selección del episodio II: 2002

El paso de perturbaciones sobre la CMO cada 3-10 días provoca, además de la exportación masiva de contaminantes, el venteo del vapor acumulado junto a éstos, originando episodios de lluvias de intensidad variable sobre Centroeuropa y Europa del Este durante la época estival (*Millán y cols., 2005*).

Cuando concurren simultáneamente una serie de circunstancias (*Ver apartado 3.2.2*) esta vía de exportación puede producir consecuencias catastróficas, como en el caso seleccionado en este estudio: Las precipitaciones que tuvieron lugar en agosto de 2002 en Centroeuropa.

Entre los numerosos eventos de precipitaciones intensas ocurridas durante las últimas décadas en Centroeuropa y Europa del Este (1997, 2001, 2005, 2008; *Christensen y cols., 2003*) se ha seleccionado para su análisis este episodio porque fue una catástrofe natural sin precedentes en Europa a nivel humano, económico y material: más de 450.000 personas tuvieron que ser evacuadas y 36 perdieron la vida. Las pérdidas económicas superaron los 15 billones y produjo importantes pérdidas de patrimonio histórico (*Rudolf y Rapp, 2003; Mudelsee y cols., 2004*).

La extensión de las precipitaciones así como la situación meteorológica e intensidad, ya ha sido previamente tratado con un grado de detalle menor que el que se plantea en este estudio por diferentes autores (*Ulbrich y cols., 2003, Zang y cols., 2004, James y cols., 2004, Stohl y cols., 2004*), y por tanto, los resultados obtenidos podrán contrastarse con estos. Todos coinciden en que el evento lo desencadenó un patrón meteorológico, descrito por Van Bebber en 1891 y denominado *Vb* (en honor al citado meteorólogo), que es crítico en la generación de precipitaciones intensas en Centroeuropa. Este patrón está caracterizado por un sistema ciclónico que sigue una trayectoria en "V": se forma en el Sur de las Islas Británicas, cruza el Mediterráneo Occidental, y viaja después a través del Golfo de Génova hacia el NE. Estos sistemas de bajas presiones, en la época estival, recogen el vapor de agua acumulado sobre la CMO y lo exportan a Centroeuropa-Europa del Este propiciando la aparición de inundaciones.

Pero, al igual que en el caso del transporte transatlántico de contaminantes europeos y polvo mineral, hasta el momento no se ha conseguido reproducir y explicar de forma precisa la sucesión de acontecimientos que provocaron las excepcionales precipitaciones y la relación entre este patrón crítico y los procesos locales-regionales de acumulación que tienen lugar en la CMO en verano.

Además, este trágico escenario podría ampliarse tanto en periodicidad como en intensidad en el futuro, porque se prevé: **(1)** una mayor frecuencia de este tipo de trayectorias ciclónicas (*Fricke y Kaminski, 2002*), **(2)** un incremento de la cantidad de vapor de agua acumulado sobre la CMO por el aumento de la temperatura, asociado al cambio climático y al aumento de la contaminación atmosférica y de la urbanización de zonas costeras (*Millán y cols., 2005*).

Por todas estas razones, en este estudio se pretende reproducir con detalle un ciclo completo de acumulación y exportación de vapor de agua para documentar la secuencia de procesos que originaron el episodio de precipitaciones y determinar el papel que desempeñaron las masas de aire recirculadas sobre la CMO en este evento extremo.

Con el fin de lograr los objetivos expuestos, se plantea el **uso combinado de medidas experimentales y la modelización meteorológica y de dispersión** de trazadores pasivos.

El estudio de ambos episodios se ha realizado en **varias etapas**:

1. Análisis de las condiciones meteorológicas y de calidad de aire, tanto a escala sinóptica como local, registradas durante los dos episodios. Los principales campos meteorológicos y otras variables de especial interés (Índice de Aerosoles) se han contrastado con los promedios climatológicos de los últimos 30 años, con el fin evaluar la representatividad de los mismos respecto a las condiciones normales.

2. Simulación meteorológica de alta resolución espacio-temporal con un modelo de mesoescala y, comparación de los resultados obtenidos con los datos experimentales disponibles de diversos parámetros meteorológicos a diferentes escalas y resoluciones temporales.

Una vez comprobada la capacidad del modelo para reproducir las circulaciones atmosféricas, con el propósito de esbozar la dinámica del transporte desde fuentes potenciales de contaminación atmosférica en Europa y de producción de polvo norteafricanas en el caso del episodio de 1991, y desde fuentes potenciales de vapor de agua en el del 2002, se ha realizado la:

3. Simulación de los procesos de transporte y dispersión de un trazador pasivo mediante un modelo lagrangiano y, posterior comparación de los resultados obtenidos con datos experimentales: distribución del Índice de Aerosoles del espectrofotómetro TOMS en el caso del episodio de 1991 y de la distribución de la columna de vapor de agua del espectroradiómetro MODIS en el de 2002.

2.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO MESOMETEOROLÓGICO RAMS Y DEL MODELO DE DISPERSIÓN HYPACT

En el Sur de Europa, una región de topografía compleja, que incorpora además un gran mar interior, el Mediterráneo, los forzamientos sinópticos son muy débiles entre Abril y Septiembre.

Las campañas experimentales de varios proyectos financiados por la Comisión Europea (MECAPIP, RECAPMA, SECAP), han mostrado que en estas condiciones, los regimenes meteorológicos están dominados por procesos de mesoescala.

Esto implica, que el diseño de la modelización en esta región debe plantearse considerando el predominio de esta escala y, el modelo seleccionado debe ser capaz de reproducir tanto el mosaico de los **procesos mesometeorológicos** detallados en el primer capítulo como la **interacción de estos procesos con otras escalas**.

Los modelos atmosféricos globales utilizan resoluciones espaciales y temporales insuficientes para reproducir las circulaciones regionales y, por tanto, no permiten resolver las cuestiones objeto de este estudio. Se hace así necesario el uso de modelos con un nivel de detalle superior que sean capaces de simular **(1)** el establecimiento y decaimiento de las brisas de mar y tierra, **(2)** las recirculaciones verticales y las estratificaciones en la baja troposfera, **(3)** el forzamiento orográfico y las circulaciones de ladera y valle y **(4)** la evolución y las variaciones espacio-temporales de la capa límite atmosférica.

Los **modelos mesometeorológicos**, por su habilidad para resolver circulaciones atmosféricas desde la escala local a la continental-global, son herramientas muy útiles en estudios como el que nos ocupa. Sus opciones de

anudado, resolución flexible y la variedad de parametrizaciones físicas que incorporan, permiten simular la meteorología de extensas regiones con un grado de detalle superior en las regiones en la que la complejidad de los procesos atmosféricos es mayor. Su potencialidad de resolución queda limitada únicamente por los recursos computacionales disponibles, y en este sentido, cabe mencionar que este hándicap se ha reducido notablemente en las últimas décadas con el desarrollo de *software* capaz de aprovechar la interconexión de ordenadores para realizar cómputo paralelo.

Al mismo tiempo, los **modelos de trayectorias** de tipo **lagrangiano**, resultan de gran utilidad para simular el transporte y la dispersión de los contaminantes (*Ullasz y cols., 1994*). Estos modelos, calculan el movimiento de trazadores pasivos bajo la influencia del viento y la turbulencia simulados por los modelos meteorológicos y estiman la concentración sumando la contribución de cada grupo de partículas advectado a través de cada celda. Esta aproximación es ideal para escenarios como el que nos ocupa, zonas costeras con orografía compleja, en las que las hipótesis de partida de los modelos de penacho gaussiano no se cumplen.

La simulación numérica con sistemas de modelización meteorológicos de alta resolución espacio-temporal y posterior dispersión de trazadores pasivos en un marco lagrangiano, ya ha sido utilizada en el Sur de Europa para identificar las relaciones fuente-receptor de diversos contaminantes a escala tanto regional como intercontinental (*Kallos y cols., 1998, Alonso y cols., 2000, Gangoiti y cols., 2001, Palau y cols., 2005, Gangoiti y cols., 2006b, 2006c, Pérez-Landa y cols., 2007a, 2007b*). Estos estudios han demostrado que, este tipo de sistemas de modelización permite simular de manera eficaz sistemas circulatorios complejos como el de la CMO además del acoplamiento entre las diferentes escalas de movimiento atmosférico. Por estas razones, consideramos que estas herramientas van a permitirnos evidenciar el transporte de contaminantes desde la escala regional a la intercontinental en situaciones complejas como las que aquí se presentan.

Concretamente, se ha hecho uso del modelo meteorológico de mesoescala Regional Atmospheric Modelling System (RAMS) (*Pielke y cols., 1992*) y del modelo de dispersión HYbrid PArticle Concentration and Transport Model (HYPACT) (*Tremback y cols., 1993*). Ambos, han sido desarrollados por diferentes grupos

pertenecientes a *Colorado State University*, *ASTER Division de Mission Research Corporation* y *ATmospheric Meteorological and Environmental Technologies* (ATMET) (<http://www.atmet.com/>)

La selección de estos modelos ha estado motivada por la experiencia previa del grupo de investigación en la aplicación de estos modelos y la demostrada destreza del sistema en la reproducción de los rasgos distintivos de la CMO (*Gangoiti y cols., 2001, 2006b; Palau y cols., 2005; Pérez-Landa y cols., 2007a, 2007b*) y de zonas de características similares (*Kallos y cols, 1998*).

Las versiones utilizadas han sido las últimas disponibles en cada momento de este estudio. Se detallan en la Tabla I. Los cambios en las versiones permiten aprovechar mejoras y nuevas posibilidades. Sin embargo, los cambios de código fuente (f77 a f90) y de formato de datos tanto de entrada como de salida de los modelos (de VFM a HDF5) han requerido la adaptación de los programas de pre-procesado y post-procesado, nuevas compilaciones y, en definitiva, una importante inversión de tiempo.

Tabla I. Versiones de los modelos utilizadas en el estudio de cada uno de los episodios.

	Versión RAMS	Versión HYPACT
Episodio 1991	4.4.0	1.2
Episodio 2002	6.0	1.5

A continuación, se describen las principales características de los dos modelos y las diferencias entre las versiones utilizadas.

2.2.1. Modelo meteorológico de mesoescala RAMS

RAMS es un modelo de pronóstico no hidrostático con un código numérico de gran versatilidad. Nació a comienzos de los 80 en la Universidad de Colorado como resultado de la combinación de dos programas de modelización atmosférica desarrollados de forma independiente durante los 70: un modelo de nubes desarrollado por W.R. Cotton y un modelo regional desarrollado por R. A. Pielke.

Desde la primera distribución del modelo en 1988 (v2.c), se han realizado importantes cambios, ampliaciones y mejoras dando lugar a las diferentes versiones (Cotton y cols., 2003).

Por un lado, se han ampliado las opciones y posibilidades de configuración del modelo. RAMS está diseñado para trabajar en la mesoescala (2-2000 km), pero la ausencia de limitaciones en la configuración respecto al número y tamaño de las mallas y la posibilidad de anudado múltiple, permite el cómputo simultáneo en resoluciones espaciales diferentes y la reproducción de las circulaciones atmosféricas desde la escala local a la continental-hemisférica. Este aumento en la versatilidad, ha propiciado el uso de RAMS en una variedad de aplicaciones mayor: estudios climáticos regionales, predicción meteorológica a tiempo real, estudios de calidad de aire, investigación de las interacciones entre los sistemas convectivos tropicales y las circulaciones oceánicas y estimación de eventos extremos de precipitación, entre otras. Las últimas versiones incorporan además un submodelo de suelo (LEAF, v.2 en RAMS v4.0 y v.3 en RAMS v.6), esquemas de radiación más completos y nuevas parametrizaciones de la microfísica. En la página web de ATMET, <http://bridge.atmet.org/>, están disponibles varios documentos que recogen información técnica adicional y una descripción detallada de las ecuaciones y parametrizaciones utilizadas por el modelo: (1) *The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS): Technical Description*. (2) *Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), version 6.0, User's Guide, Introduction*, by Tremback, C.J. and Walko R.L., 2005 (3) *The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS): Development for Parallel Processing Computer Architectures*.

Por otro lado, desde el punto de vista operacional, cabe destacar la capacidad de ejecución paralela que incorporó la versión 4. El código de RAMS está estructurado en una configuración estándar de nodo maestro que controla la inicialización del modelo, la descomposición del dominio y el envío de órdenes de trabajo e intercambio de información necesaria con el resto de los procesadores. La paralelización ha posibilitado la realización de simulaciones de alta resolución espacio-temporal en tiempos computacionales reducidos.

Aprovechando esta opción, las simulaciones que se presentan en esta Tesis doctoral, se han realizado en el **cluster de desarrollo paralelo** que se muestra en la Figura 8 y que se describe a continuación.



Figura 8. Foto del *cluster* de cálculo paralelo del Grupo de Investigación Atmosférica (GIA) de la Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Bilbao.

El *cluster* de cálculo está compuesto por 9 servidores: 1 nodo principal y 8 nodos de cálculo. El nodo maestro ofrece los servicios centrales para la instalación y funcionamiento del resto de máquinas y se utiliza como pasarela para todo el *cluster*.

El sistema de modelización RAMS-HYPACT está diseñado para su ejecución en plataformas UNIX/Linux. Por esta razón, todos los servidores disponen del sistema operativo distribuido por *SuSE Linux Enterprise Server* versión 10, optimizada para su

ejecución en 64 bits. Además, todos los servidores están dotados de una colección de componentes adicionales que permiten y/o facilitan la ejecución de trabajos paralelos:

- **Bibliotecas MPI** (*Message Passing Interface*): Se utilizan para el desarrollo de aplicaciones de cómputo en paralelo utilizando los lenguajes C, C++, Fortran 77 y Fortran 90. De las distintas implementaciones disponibles se han instalado MPICH1 y MPICH2, distribuidas por la *Mathematics and Computer Science Division* del Laboratorio Argonne de los Estados Unidos. Ambas bibliotecas de desarrollo han sido descargadas de las siguientes direcciones de Internet, en las que puede consultarse además información adicional relativa a su desarrollo y uso: <http://www.mcs.anl.gov/research/projects/mpi/mpich1/> <http://www.mcs.anl.gov/research/projects/mpich2/> El *cluster* cuenta asimismo de tres entornos distintos de MPI. Se ha compilado un juego distinto de librerías para los distintos compiladores instalados: GNU, Intel y PGI.
- **Herramientas C3** (*Cluster Command Control*): Este conjunto de herramientas se utilizan tanto en la administración como en la realización de tareas de forma conjunta por el grupo de nodos del *cluster*. Dichas herramientas incluyen, entre otras utilidades, la ejecución global de comandos, la distribución de ficheros, la finalización de procesos o el apagado y el reinicio remoto de los nodos del sistema. Se han obtenido en la siguiente dirección: <http://www.csm.ornl.gov/torc/C3/>
- **ssh** (*Secure Shell*) y **rsh** (*Remote Shell*): Permiten el acceso sin contraseña a todos los nodos del *cluster*, una vez que el usuario se ha autenticado en el nodo principal.
- **Sistema de archivos de red** (*Network File System, NFS*). La configuración de NFS en el nodo maestro es necesaria para las instalaciones de los nodos y para los directorios comunes.
- **Ganglia**, para la monitorización. Es el componente encargado de la recogida y la visualización de estadísticas del *cluster*. Todos los nodos almacenan información sobre el sistema, utilización de CPU y memoria, carga de la red, conexiones, etc. A partir de los datos obtenidos en el *cluster*, el nodo principal

elabora una sinopsis gráfica, como la que se muestra en la Figura 9, que puede consultarse a través de los navegadores de Internet.

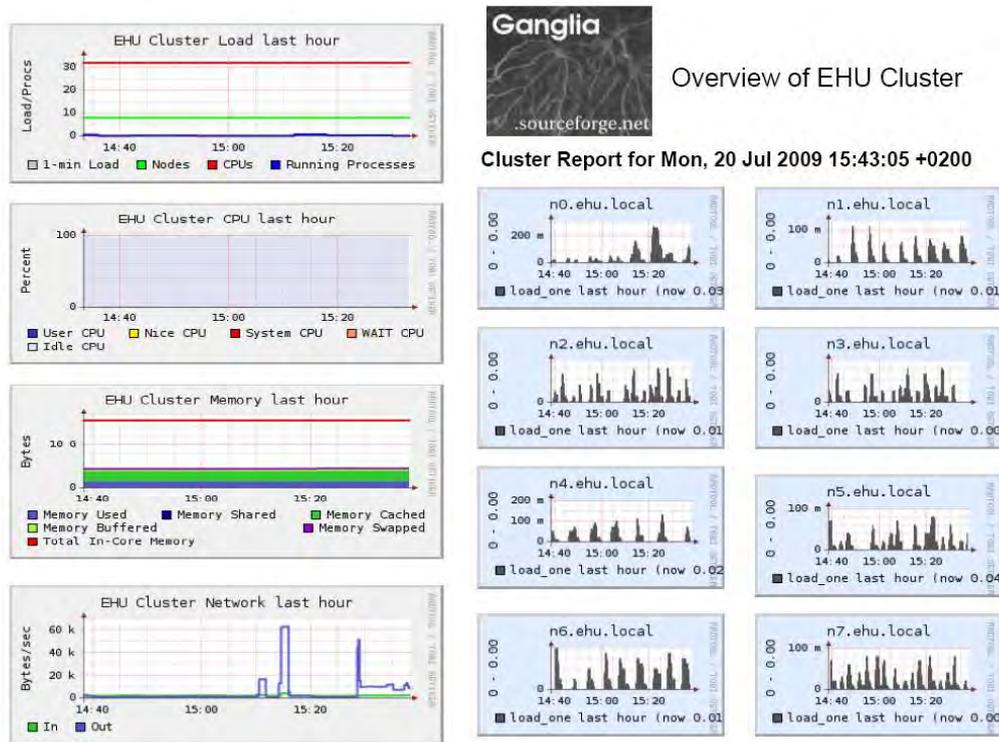


Figura 9. Ganglia. Herramienta para monitorizar el cluster de Cálculo.

RAMS está compuesto por 4 módulos funcionales. Los dos primeros (DATAPREP e ISAN) realizan el preprocesado, y, el tercero y el cuarto (RAMS y REVU), ejecutan la simulación y el post-procesado, respectivamente.

Durante el **preprocesado**, RAMS incorpora los datos globales, tanto meteorológicos como geofísicos. Considerando la configuración de la simulación escogida por el usuario en el archivo de control, los adapta al dominio de interés y al formato específico y, crea los archivos de superficie y meteorológicos requeridos por los módulos de cálculo. Concretamente, DATAPREP se encarga de la lectura de los datos geofísicos (características fisiográficas del suelo, vegetación y topografía, campo de temperaturas superficial de agua de mar) y, el módulo de análisis isentrópico (ISAN) crea los campos meteorológicos tridimensionales a partir de los datos de modelos globales, radiosondeos y/o de estaciones de superficie. Los archivos

meteorológicos generados se utilizan en la inicialización del modelo y durante la ejecución, en caso de que se active la opción de anudado. Este procedimiento de análisis, en el que se modifica la solución de las ecuaciones para hacerlas tender a los datos experimentales, se denomina asimilación *cuatridimensional* (FDDA). Resulta especialmente útil en simulaciones de una duración superior a 48 horas porque limita notablemente la acumulación de errores con el tiempo.

Por lo tanto, la inicialización de las simulaciones requiere la recopilación previa de datos geofísicos y de datos meteorológicos sinópticos. En la página Web de ATMET están disponibles para su descarga y utilización directa, en los formatos VFM para RAMS (v4.4) y HDF5 para la versión 6.0, las siguientes bases de datos:

- **Temperatura de agua de mar:** datos globales de 1° de resolución
- **Usos del suelo:** datos globales a 30" de resolución, disponibles en archivos de 5° x 5°, del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS).
- **Topografía:** datos globales de 30" de resolución en archivos de bloques de 5° x 5°, y de 10' de resolución, en archivos de bloques de 20° x 20°.
- Texturas del **suelo:** datos globales a 2' de resolución. Los datos proceden de la Organización de Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO).
- **Índice normalizado de la vegetación (NDVI):** datos globales mensuales de 30" de resolución, disponibles en archivos de bloques de 10° x 10°. Estos datos corresponden a los años 1992 y 1993, y han sido generados por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS).

No obstante, RAMS permite el uso de bases de datos alternativas. Dependiendo del caso a estudiar pueden interesar bases de datos de mayor resolución espacio-temporal de determinadas variables que, adaptadas al formato de lectura del modelo, pueden utilizarse en la inicialización y asimilación 4D del mismo.

Para la creación de los archivos meteorológicos se requieren datos a escala sinóptica. Frecuentemente, se utilizan los datos de re-análisis del Centro de Predicción Ambiental (NCEP) de los Estados Unidos.

Una vez creados los archivos de inicialización, el módulo de **pronóstico** (RAMS) realiza la simulación propiamente dicha: a partir de campos de variables atmosféricas iniciales y el cálculo numérico de ecuaciones diferenciales que describen las leyes físicas que gobiernan la atmósfera, obtiene los campos atmosféricos finales.

Finalmente, el módulo de **post-procesado** (REMU) adapta los archivos generados por el modelo al formato requerido por diferentes programas de representación.

Con el fin de evaluar el transporte-difusión de contaminantes, los datos meteorológicos horarios estimados por RAMS se han suministrado al modelo de dispersión HYPACT. Se describe a continuación.

2.2.2. Modelo de dispersión HYPACT

HYPACT (HYbrid Particle And Concentration Transport Model), es una combinación de un modelo de transporte de partículas de tipo lagrangiano y un modelo de transporte de concentración euleriano (*Tremback y cols., 1993*), desarrollado también por MRC*/ASTER.

Este modelo ya ha sido utilizado previamente en la región mediterránea para estudiar el transporte regional de contaminantes (*Gangoiti y cols., 2001, 2002, 2006b, 2006c; Kotroni, 1999*). También se ha aplicado para documentar la inyección vertical de aerosoles en los Alpes (*De Wekker y cols., 2004*) y evidenciar la importancia de las escalas meteorológicas en la predicción de contaminación atmosférica en zonas de orografía compleja como la costa este española (*Palau y cols., 2005; Pérez-Landa y cols., 2007b*).

En la actualidad, el modelo de dispersión está desacoplado del modelo meteorológico y se ejecuta *off-line*. Por tanto, HYPACT requiere la ejecución previa de RAMS porque simula el transporte y la dispersión de trazadores pasivos bajo la influencia de los campos atmosféricos (componentes de la velocidad del viento, temperatura potencial y energía cinética turbulenta) calculados por RAMS para los diferentes instantes de la simulación. Utiliza los datos de la malla de mayor resolución disponible para la posición espacial y temporal de cada partícula. Puesto que la precisión de los resultados de HYPACT depende de la adecuada reproducción de los procesos atmosféricos por parte de RAMS, con el fin de evitar errores, es fundamental contrastar la salida del modelo meteorológico con datos experimentales. El resultado de las simulaciones HYPACT es un conjunto de archivos de salida para diferentes momentos de la simulación que incluyen la localización y la edad de las partículas.

Al igual que RAMS, HYPACT está en continua evolución y las últimas versiones permiten múltiples opciones de configuración, entre las que destacan las siguientes:

- Ofrece la posibilidad de simular la dispersión en modo lagrangiano, euleriano o híbrido. El modo híbrido comienza siguiendo la trayectoria de las partículas en un marco lagrangiano (inicialmente la fuente es de pequeña escala y no puede ser resuelta en una malla euleriana), y, cuando el tamaño del penacho se amplifica, se convierte en un campo de concentración y es transportado siguiendo una formulación euleriana. La conversión se realiza liberando las partículas en *clusters* y chequeando a intervalos de tiempo definidos por el usuario la extensión de estos *clusters*.
- El usuario tiene flexibilidad para emitir partículas desde diferentes emplazamientos y tipos de fuentes (puntuales, lineales, volumétricas). La emisión de partículas admite diferentes ratios y está limitada únicamente por la memoria computacional disponible. Puede ser instantánea, intermitente o continua.
- La última versión incluye además la opción de trazar retrotrayectorias de las partículas.

Sin embargo, una de las limitaciones de HYPACT es que las partículas trazadoras no sufren transformaciones físicas ni químicas ni deposición y/o resuspensión siendo el único mecanismo de eliminación de las partículas la salida de las mismas de los límites de la malla principal. De este modo, los resultados obtenidos con HYPACT no son válidos para hacer de estimaciones cuantitativas, pero permiten investigar las vías prioritarias de venteo de contaminantes, los mecanismos de exportación, las áreas de acumulación y los tiempos de viaje. Entre las mejoras que se prevén para las futuras versiones, se incluye la incorporación de los procesos de deposición y de reacciones químicas lineales. Además, está prevista la integración de ambos modelos, el meteorológico y el de dispersión, para realizar ejecuciones *on-line* que permitirían investigar retroalimentaciones entre la química y la dinámica atmosférica.

La página web <http://bridge.atmet.org/> facilita información técnica adicional del modelo: (1) *Hybrid Particle And Concentration Transport Model (HYPACT): Technical Description*. (2) *(HYPACT), version 1.5, User's Guide, by Walko R.L., Tremback, C.J. and Bell, M.J., 2007*.

Para las representaciones de los parámetros calculados por RAMS e HYPACT, y para la representación de algunos de los datos experimentales (MODIS, TRMM, RPV) se ha utilizado el **programa de representación GrADS**.

GrADS es una herramienta interactiva desarrollada por COLA/IGES (*Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies/ Institute of Global Environment and Society*) de Estados Unidos para el acceso, manejo y visualización sencilla de datos de las diversas Ciencias de la Tierra. Se distribuye de forma gratuita en la siguiente dirección de Internet (<http://www.iges.org/grads/>). Lee datos de diversos formatos, entre ellos el formato GRIB, utilizando un entorno en cuatro dimensiones (longitud, latitud, nivel vertical y tiempo) y permite realizar representaciones muy variadas. Para las representaciones realizadas en este estudio, se ha utilizado la interfaz programable de GrADS (lenguaje *script*) porque admite más flexibilidad en el diseño gráfico y permite automatizar los procesos de generación de figuras.

Tras la selección de los modelos de simulación y la recopilación de las bases de datos necesarias, se procedió a la configuración de las simulaciones de los dos episodios objeto de estudio. Se especifican en el siguiente subcapítulo.

2.3. CONFIGURACIÓN DE LAS SIMULACIONES METEOROLÓGICAS Y DE DISPERSIÓN DE LOS EPISODIOS SELECCIONADOS

Tal y como se ha adelantado en el subcapítulo anterior, en el estudio de ambos episodios se ha utilizado una base metodológica similar basada en la modelización numérica meteorológica (RAMS) y de dispersión (HYFRACT) de alta resolución espacio-temporal y validación con datos experimentales.

La aplicación combinada del sistema de modelización RAMS-HYFRACT y las campañas de medidas experimentales intensivas en diversos estudios llevados a cabo en el Sur de Europa durante las últimas décadas, han inducido un importante avance en la comprensión de los procesos de transporte atmosférico y dispersión de contaminantes en esta región (*Millán y cols., 1997; Salvador y cols., 1997; Kallos y cols., 1998; Kotroni y cols., 1999; Pérez-Landa y cols., 2007a, 2007b*). Concretamente, ha permitido reproducir y explicar con éxito varios episodios de transporte y acumulación de ozono en el Norte de la Península Ibérica y en la Cuenca Mediterránea Occidental (CMO), así como el transporte subsiguiente (*Alonso y cols., 2000; Gangoiti y cols., 2001, 2002, 2006a, 2006b*).

En estos estudios se ha comprobado además que, si bien estas herramientas de simulación son especialmente útiles para estudios como el que aquí se plantea, el uso apropiado de las mismas requiere la adaptación a la región y situación meteorológica a investigar. En el caso de la CMO, y el Sur de Europa en general, es vital optimizar la configuración del modelo mesometeorológico con el fin de que sea capaz de reproducir la compleja y particular dinámica atmosférica de la región (transporte en varias direcciones y alturas, inyección orográfica y convectiva, subsidencia compensatoria y estratificación). De este modo, las experiencias y resultados obtenidos en otras regiones del Centro y Norte de Europa, en la que prevalecen las condiciones advectivas y de estratificación neutra en las que puede asumirse una mezcla completa, han de ser tomadas con precaución.

Con el fin de determinar los aspectos a considerar con especial detalle en la configuración de las simulaciones, se realizó una recopilación y análisis de las **experiencias de modelización en la CMO** previas a este estudio. Se resumen a continuación las principales conclusiones obtenidas en esta revisión:

- En los casos en el que el extremo occidental del Mediterráneo juega un papel importante en los procesos objeto de estudio, el **dominio** principal de la simulación debe considerar el conjunto de la CMO e incluir al menos la Península Ibérica, el Norte de África, Los Alpes y la Península Itálica. Los límites laterales deben desplazarse suficientemente lejos de esta zona para minimizar los errores en los bordes, y debe evitarse posicionarlos en regiones con fuerte forzamiento superficial.
- Especialmente, en los estudios a realizar durante la época estival, en la que el forzamiento sinóptico es débil y las variaciones del terreno ejercen un importante efecto en el flujo atmosférico, la **topografía** debe estar representada de forma precisa. Son numerosos los estudios realizados en áreas costeras de orografía compleja (*Lalas y cols., 1987*, en Atenas; *Lu y Turco, 1994*, en Los Angeles; *McKendry y cols., 1997*, en British Columbia; *Millán y cols., 1994* y *Alonso y cols. 2002*, en las costa norte española; *Salvador y cols., 1999*; *Palau y cols., 2005*; *Millán y cols., 2002*; *Pérez-Landa y cols., 2007a, 2007b*, en la costa este-CMO), que han puesto en evidencia el efecto de la resolución de las mallas en la predicción de escenarios de contaminación atmosférica. En estos, se ha probado que, son imprescindibles resoluciones horizontales de pocos kilómetros para capturar la influencia del terreno en los flujos atmosféricos. Por tanto, se hace necesario el anidado de dominios de mayor resolución en las zonas de interés. Afortunadamente, el rápido desarrollo de la tecnología durante las últimas décadas está haciendo posible la aplicación de resoluciones cada vez más finas y dominios más amplios a costes computacionales razonables.
- En la CMO, debido a la importancia de procesos de circulación vertical, es fundamental una **resolución** detallada en los **niveles inferiores**, mientras que es aceptable una resolución menor en la atmósfera libre (por encima

de 4000-5000 m). La habilidad del modelo para reproducir los complejos perfiles verticales de temperatura y vientos y los cambios en la estructura de la capa límite, requiere además una **resolución horizontal** que sea capaz de mostrar esta heterogeneidad.

- Además de la topografía, otros parámetros, como son las características del **suelo** y la **temperatura de agua de mar**, juegan un papel sustancial en los procesos mesometeorológicos. *Pastor y cols.* (2001) constataron que la temperatura de agua de mar es un factor clave en la generación de episodios extremos de precipitación, como el que nos ocupa, y evidenciaron además la sensibilidad de los resultados a la calidad de las bases de datos de esta variable en la predicción cuantitativa de lluvias torrenciales en la Cuenca Mediterránea.

- La **asimilación de datos** durante la ejecución puede reducir notablemente la acumulación de errores, particularmente en el caso de las simulaciones con una duración superior a 48 horas y mejorar notablemente los resultados del modelo (*Seaman, 2000*). Sin embargo, los datos utilizados, tanto en la inicialización del modelo como en la asimilación, provienen generalmente de modelos globales y representan escalas muy superiores a las resueltas por el modelo. De este modo, en regiones como la que nos ocupa, en las que las escalas a resolver son muy finas, la aplicación de estas técnicas debe considerar la resolución espacial y temporal del modelo, ya que en caso contrario la asimilación podría empeorar los resultados.

Basándonos en estos resultados y en la experiencia del grupo de investigación en el campo de la modelización, se plantearon **configuraciones alternativas** con diversas coberturas espaciales, tamaños y resolución horizontal de las mallas, anudado y extensión temporal. Los resultados de estas configuraciones se contrastaron con datos experimentales (sondeos, perfiladores, satélites, datos de los *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) de Estados Unidos y/o medidas de estaciones de superficie), hasta encontrar aquellas que reproducían con la mayor precisión posible el mosaico de procesos atmosféricos que tienen lugar en la CMO y su interacción a diferentes escalas.

En los siguientes apartados se detallan las condiciones de simulación finalmente seleccionadas en cada uno de los casos.

2.3.1. Episodio I: 1991

2.3.1.1. Simulación meteorológica

Dado el éxito logrado con el modelo RAMS (*Pielke y cols., 1992*), tanto en la descripción de la importación de contaminantes europeos hacia el Mediterráneo como en la reproducción de pulsación bi-modal del ciclo diurno de acumulación-recirculación del Mediterráneo Occidental, durante los vuelos instrumentados de la campaña experimental del proyecto RECAPMA en julio de 1991 (*Gangoiti y cols., 2001*), se ha optado por un esquema de modelización similar.

No obstante, en este caso, con el fin de evaluar los mecanismos y las vías de salida de las emisiones europeas desde el Mediterráneo con la suficiente resolución espacio-temporal, se ha ampliado la cobertura espacial y el periodo de simulación.

La simulación se extiende desde el 15 de julio hasta el 15 agosto de 1991 (32 días), siendo simultánea a los vuelos instrumentados del proyecto RECAPMA durante la primera semana. Esta ampliación de la ventana temporal permite el trazado de los contaminantes a escala intercontinental.

Se han utilizado las tres mallas anidadas que se muestran en la Figura 10 (izquierda). La malla de mayor cobertura (*grid 1*) tiene una resolución de 192 km. y su dominio ocupa todo el Atlántico Norte, América y gran parte de África, Europa y Oeste Asiático. La malla intermedia (*grid 2*), de 96 km. de resolución, está centrada en el Mediterráneo, y la malla 3, tiene 24 km. de resolución y cubre el Este de la Península Ibérica y la CMO. Los dos dominios más finos se han situado en una posición similar a las simulaciones de la campaña de vuelos (*Gangoiti y cols., 2001*). De esta forma, se

puede comprobar la consistencia de las nuevas simulaciones con las anteriores (Gangoiti y cols., 2001), al menos en el entorno del Mediterráneo, así como la similitud con las observaciones meteorológicas de los vuelos instrumentados.

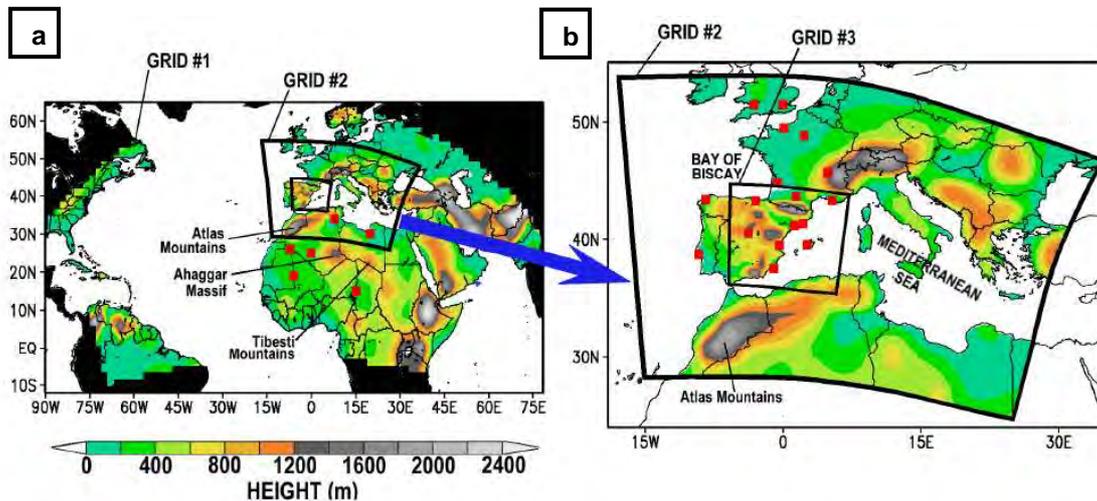


Figura 10. (a) Mapa topográfico de los 3 dominios (mallas 1, 2 y 3) del modelo RAMS y las fuentes de polvo africano, representadas con cuadrados, seleccionadas para las simulaciones. (b) Ampliación la malla intermedia (2) y la de mayor resolución (3), con la localización de fuentes europeas de contaminación.

La cobertura vertical asciende a 12 km y está dividida en 34 niveles de espesor variable. La resolución es máxima (25-40 m.) en los niveles inferiores y disminuye a 1000 m. en los niveles más elevados de la troposfera.

El anudado de las mallas es bidireccional, de tal forma que la malla de mayor resolución condiciona el flujo de la malla de menor resolución y viceversa.

Se ha seleccionado un modo de inicialización no-homogénea y con condiciones no estacionarias en las fronteras de la malla principal. Se utiliza una asimilación de datos *cuatridimensional*, anudando las fronteras exteriores de la malla de mayor cobertura a los datos de Reanálisis-II NCEP diarios (0000, 0600, 1200 y 1800 UTC) (Kanamitsu y cols., 2002) siguiendo un esquema de relajación temporal newtoniana.

Los datos de topografía y usos del suelo se han interpolado a las mallas de cálculo a partir de la base de datos globales de la USGS de 30'' de resolución (Gesch

y cols., 1999; Anderson y cols., 1976), disponibles en <http://edcdaac.usgs.gov/glcc/glcc.asp>

La temperatura superficial de agua del mar se ha inicializado a partir de los promedios semanales de la base de datos NCEP-Reynolds (*Reynolds y Smith, 1994*), obtenidos de la reconstrucción de registros de los radiómetros AVHRR de los satélites de la NOAA, boyas y buques oceanográficos. Están disponibles en http://podaac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_temperature/reynolds/oisst, y tienen una resolución de 1° x 1°. Dado que estas temperaturas varían durante las más de 4 semanas de simulación y que el modelo RAMS permite la incorporación de campos de temperatura de agua de mar variables, se han interpolado temporalmente durante la ejecución.

En cuanto a los esquemas de cálculo de los diversos parámetros incluidos en el modelo y seleccionados para este caso, destacar los siguientes:

- El esquema de transferencia de radiación tiene en cuenta la presencia de nubes y radiación de onda corta y larga (*Chen y Cotton, 1983*)
- El esquema de nubes y precipitación es el propuesto por *Walko y cols. (1995)* para todos los dominios.
- La difusión vertical se parametriza de acuerdo con el esquema de *Mellor y Yamada (1982)*, el cual emplea una ecuación de pronóstico de la energía cinética turbulenta, con modificaciones para el caso de turbulencia creciente (*Helfand y Labraga, 1988*).
- Los intercambios de agua superficie-atmósfera, momento y energía son simulados mediante el modelo LEAF-2 (*Land Ecosystem Atmosphere Feedback model*), el cual representa el almacenamiento y el intercambio vertical de agua y energía en múltiples capas de suelo (*Walko y cols., 2000*).

2.3.1.2. Simulación de dispersión

Con el objetivo de profundizar en el conocimiento de los mecanismos y vías de transporte de contaminantes y polvo mineral, los resultados de integración numérica de RAMS, grabados cada hora, se han suministrado al modelo *Hybrid PArticle Concentration and Transport* (HYPACT) (Tremback y cols., 1993) para la evaluación de la dispersión de un trazador pasivo.

La liberación de partículas se ha realizado desde 17 ciudades que representan aglomeraciones urbanas e industriales que cubren el Oeste y el Sur de Europa. Se han seleccionado tanto ciudades costeras como del interior para tener en cuenta todos los posibles escenarios de dispersión. La posición de los focos de contaminación seleccionados se muestra en la Figura 10 (derecha) que es una ampliación de la malla intermedia.

La diversidad de focos se ha agrupado en las 4 regiones que muestra la Tabla II y corresponden a 4 simulaciones diferentes.

Tabla II. Fuentes de emisión europeas, clasificadas por regiones.

Región fuente A : 4 ciudades del Norte de la costa atlántica europea : Londres, Cardiff, Le Havre y París
Región fuente B : 5 del Sur de la costa atlántica europea : Burdeos, Bilbao, A Coruña, Lisboa y Madrid
Región fuente C : 4 ciudades en el Noroeste Mediterráneo : Lyon, Toulouse, Marsella y Barcelona.
Región fuente D : 4 ciudades en el Suroeste Mediterráneo : Tarragona, Valencia, Palma de Mallorca y Cartagena.

Se ha optado por fuentes lineales-verticales de 300 m de altura ya que esta altura variable de emisión comprende la gran variedad de alturas efectivas de emisión de entornos tanto urbanos como industriales.

La emisión de partículas se inicia 6 horas después del instante inicial de simulación meteorológica y tiene una duración de 10 días (desde las 0600 UTC del 15 de julio hasta las 0600 UTC del 25 de julio), mientras que la posición de la nube de partículas trazadoras se computa durante todo el periodo de simulación (32 días).

En las primeras pruebas de las simulaciones se seleccionó un periodo de emisión superior, pero se observó que las partículas liberadas a partir del décimo día estaban todavía en su trayecto hacia las circulaciones atmosféricas del Norte de África y ocupaban la parte central del dominio principal al final del periodo de simulación (16 de agosto). Las emisiones más tardías, cercanas al final de los 32 días, no presentan trayectorias suficientemente largas y por tanto, no aportan información relevante a la exportación de contaminación (con la aparición de vías o mecanismos alternativos de transporte) y aumentan el tiempo de cálculo. Por estas razones, se optó por un periodo de emisión de 10 días ya que de esta forma, obtendremos resultados en los que la mayoría de partículas de fuentes europeas estarán cruzando las fronteras exteriores del dominio más extenso a un coste computacional menor.

Concretamente, se emiten de forma continua un máximo de 480.000 partículas desde la región B y 384.000 desde el resto de regiones. Estas condiciones de emisión no sirven para hacer estimaciones del impacto real de las emisiones europeas, entre otras razones porque no guardan proporción con la intensidad y las variaciones temporales de emisión de los focos seleccionados. Sin embargo, permiten extraer conclusiones sobre los mecanismos de venteo de los contaminantes europeos, las trayectorias y los tiempos de viaje característicos y de las áreas de acumulación.

Por otro lado, se ha realizado un segundo conjunto de simulaciones de la dispersión del polvo mineral desde una selección de focos naturales situados en las regiones de Sahara y Sahel. Corresponden a zonas de emisión que se mantienen activas durante todo el verano, identificadas y contrastadas por *Prospero y cols. (2002)* y *Washington y cols. (2003)*, entre otros autores. La Tabla III recoge el listado de las fuentes elegidas.

A diferencia de la configuración de fuentes utilizada en el grupo de simulaciones europeas, en este caso se ha optado por fuentes puntuales y sobre la superficie. El uso de fuentes puntuales en lugar de fuentes de área puede dar lugar a

importantes diferencias a escala local, pero en la escala regional-intercontinental, las rutas de transporte y trayectorias son similares para fuentes puntuales que para superficiales de un tamaño limitado (1-4 celdas), y pueden ejecutarse en tiempos computacionales más reducidos.

Tabla III. Fuentes de emisión de polvo mineral en el Norte de África.

Mali, Mauritania y laderas al Oeste de los montes Ahaggar (3 focos de emisión)
Túnez (1 foco)
Este del desierto Libio (1 foco)
Cuenca del lago Chad (1 foco)

En estas simulaciones se ha dilatado el periodo de emisión (25 días), manteniendo el inicio: 0600 UTC del día 15 de julio. La finalidad de esta extensión temporal es tener un número suficiente de partículas trazadoras en el centro del dominio para reproducir la distribución del Índice de Aerosoles (AI) del TOMS durante el paso de una gran perturbación por el Norte de África y el Mediterráneo, que sucedió a mitad del periodo de simulación (28 de julio - 1 de agosto) y que provocó una alteración de las circulaciones atmosféricas en la zona y una redistribución significativa del aerosol sahariano. La selección de un periodo de emisión menor, 10 días como en el caso de las simulaciones de contaminación europea, no hubiera mostrado la evolución del frente de trazador durante la perturbación porque una fracción importante del mismo trazador hubiera sido venteadada fuera del Norte de África de forma previa.

Las partículas emitidas son tratadas como emisores pasivos y su liberación es continua y constante, independiente de la velocidad del viento en superficie. De este modo, esperamos tener una concentración de trazador superior a la concentración real de polvo mineral durante los periodos de calma, y, por otro lado, una concentración menor de trazador en aquellas condiciones en las que las regiones fuente estén sometidas a fuertes vientos. Por esta razón, y análogamente al caso anterior, con este

esquema de emisión tampoco va a ser posible hacer estimaciones cuantitativas del efecto de las emisiones saharianas. Sin embargo, el trazado de trayectorias del polvo mineral dirigido por el modelo de mesoescala, va a permitir estudiar las vías prioritarias y mecanismos de exportación del polvo mineral, así como los tiempos de viaje característicos.

Con el fin de justificar que las simplificaciones tomadas en el esquema de emisión seleccionado (aproximación a fuentes puntuales y emisión continua) no impiden lograr el objetivo principal de este trabajo, se hizo un estudio con un esquema de emisión alternativo (*Sáez de Cámara, 2006*) para el modelo de dispersión HYPACT 1.2.0., que incorporó las siguientes especificaciones:

- Delimitación y emisión desde las principales áreas de producción de polvo del Norte de África.
- Emisión discontinua basada en una estimación de la producción de PM_{10} dependiente de la velocidad de fricción y características del suelo de cada fuente.

El anexo A1 recoge los detalles de configuración de este modelo de emisión.

Se pudo comprobar que ambas simplificaciones en la configuración de la simulación son válidas para el estudio y trazado de las principales rutas de transporte atmosférico y mecanismos implicados, ya que estos dependen fundamentalmente de los procesos meteorológicos. No obstante, no se descarta la aplicación del módulo de emisión en simulaciones y estudios cuantitativos futuros.

2.3.2. Episodio II: 2002

En este segundo caso se aplica un método similar, pero utilizando las últimas versiones disponibles de los modelos RAMS (v6.0) y HYPACT (v1.5).

2.3.2.1. Simulación meteorológica

Con el propósito de obtener una reproducción apropiada del transporte de vapor desde las áreas fuente hacia Centroeuropa y una adecuada representación de la cantidad de precipitación recogida en la región diana (la región en la que se registraron los valores máximos, *ver apartado 3.2.2*), se han modificado, respecto a la simulación anterior, el número, la cobertura, la resolución de los dominios y las condiciones de contorno.

Después de numerosos ensayos con diferentes opciones, se optó por la configuración que se muestra en la Figura 11. En el extremo izquierdo, está representada la topografía y extensión horizontal de los cuatro dominios seleccionados para el sistema de modelización RAMS-HYPACT. La malla principal (*grid 1*), de 108 km. de resolución, está centrada en Europa y se extiende al Atlántico Norte y Norte de África. Las mallas intermedias, 2 y 3, tienen una resolución de 27 km. y están situadas en Centroeuropa y en la Península Ibérica-Cuenca Mediterránea Occidental, respectivamente. La inclusión de estas dos mallas intermedias surge de la necesidad de incorporar con detalle la complejidad orográfica de éstas zonas (costa este de la Península Ibérica y Atlas en la malla 3 y, Alpes en la malla 2) debido a los procesos mesoescalares (inyecciones orográfico-convectivas, recirculaciones verticales y circulaciones mar-tierra) que tienen lugar en las mismas y que podrían estar desempeñando un importante papel en la acumulación de vapor y formación/disparo de precipitaciones.

La Figura 11 (derecha) es una imagen ampliada de la malla más fina (*grid 4*), que tiene una resolución horizontal de 9 km, y es coincidente con el área

especialmente afectada por las intensas precipitaciones de agosto de 2002: Alemania, Austria y Oeste de la República Checa. Este grado de detalle es necesario para lograr una buena representación de los eventos de precipitación sobre la región y un buen sincronismo entre las observaciones y las simulaciones, y poder así confiar en los resultados del modelo de dispersión HYPACT. Las marcas cuadradas representan las estaciones superficiales del Servicio Meteorológico Alemán (DWD) y de la bases de datos global diaria (GSOD) de la agencia NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) en las que se registraron valores diarios de precipitación superiores a 50 mm.

Las 4 mallas están anidadas de forma bidireccional, por lo que los procesos simulados en las mallas más finas condicionan las soluciones del flujo de las mallas más gruesas y viceversa.

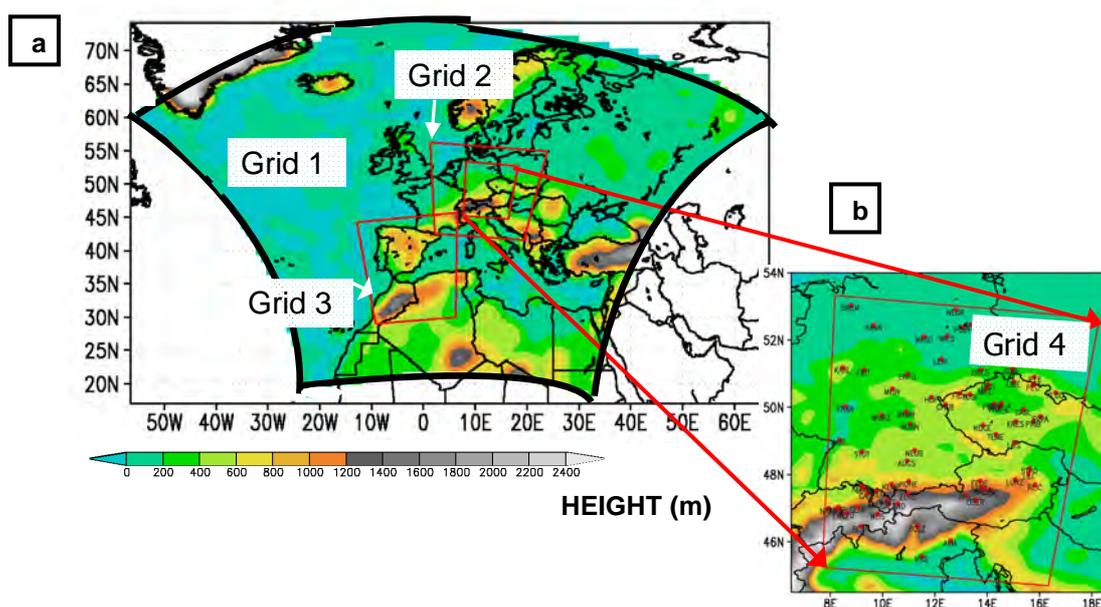


Figura 11. (a) Mapa topográfico de los 4 dominios seleccionados (mallas 1, 2, 3 y 4) para las simulaciones. (b) Imagen ampliada de la malla más fina. Cubre el área en la que se registraron los valores máximos de precipitación.

La cobertura vertical se amplía en este caso, alcanzando 22 kilómetros. Está distribuida en 44 niveles que tienen una resolución variable con la altura: es máxima en los niveles más bajos (30 m) y decrece con la altura hasta un mínimo de 1000 m por encima de 11 Km.

En la inicialización no-homogénea y durante la ejecución del modelo se ha utilizado una asimilación de datos *cuatridimensional*, forzando los bordes externos de la malla de mayor cobertura a los datos diarios de NCEP-Reanálisis-II (*Kanamitsu y cols., 2002*) a las 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC, siguiendo un esquema de relajación temporal newtoniana. Se han activado además las opciones de anudado en altura y anudado central. La última versión del modelo (RAMS v6.0) requiere este ajuste central para evitar inestabilidades numéricas y situaciones divergentes a las observaciones reales; no obstante, se trata de anudados muy débiles que permiten el completo desarrollo de los procesos mesoescalares.

El evento de precipitación estudiado ocurrió entre los días 11 y 13, sin embargo, se ha decidido iniciar la simulación con dos semanas de antelación al periodo de interés: comienza el día 27 de julio de 2002 a las 00 UTC y finaliza el 16 de agosto de 2002 a las 00 UTC (20 días).

Esta extensión temporal tiene la finalidad de incorporar otros dos episodios de lluvias intensas que tuvieron lugar durante las primeras semanas de agosto en esta misma zona (1 de agosto; 6-8 de agosto) que recargaron de agua la superficie continental cubierta por las mallas 3 y 4. Esta ventana temporal permite incorporar el flujo y aporte de humedad del suelo que provocaron estos dos episodios y, va a permitir alcanzar mejores resultados que los que se hubiesen obtenido iniciando la simulación con promedios climatológicos de humedad en una fecha más próxima al evento a estudiar.

La topografía y usos del suelo se han interpolado a las mallas del modelo a partir de las bases global de datos de la USGS (*Gesch y cols., 1999; Anderson y cols., 1976*), de 30" de resolución, disponibles en <http://edcdaac.usgs.gov/glcc/glcc.asp>

Se han utilizado, al igual que en el episodio anterior, los promedios semanales de la base de datos de temperatura superficial de agua de mar (SST) de NCEP Reynolds (*Reynolds y Smith, 1994*). Debido a la importancia de este campo en la adecuada reproducción de un fenómeno como el que nos ocupa (*Millán y cols., 1995; Pastor y cols., 2001*), se ha utilizado también la opción de variación progresiva de la SST a lo largo de toda la simulación.

La configuración de la parametrización de pronóstico de energía cinética turbulenta (nivel 2.5) es la propuesta por *Mellor y Yamada (1982)*, con modificaciones para el caso de la turbulencia creciente (*Helfand y Labraga, 1988*).

A diferencia de la simulación anterior, en este caso, se ha seleccionado el esquema de transferencia de radiación de *Harrington y cols. (1999)*, incorporado en ésta última versión de RAMS. Es más completo que el esquema de *Chen y Cotton (1983)* utilizado en la simulación del episodio de 1991, porque considera el vapor de agua y las diferentes formas de condensado en el cálculo.

El esquema de nubes y precipitación aplicado en los 4 dominios es el propuesto por *Walko y cols. (1995)*, con 7 especies de precipitación activadas.

Se ha hecho uso de la última versión disponible del modelo *Land Ecosystem Atmosphere Feedback model (LEAF-3)* para calcular los flujos de energía, agua y momento entre la superficie y la atmósfera (*Walko y cols., 2000*).

2.3.1.2. Simulación de dispersión

Siguiendo el mismo método que en el episodio anterior, pero en este caso, con el objetivo de profundizar en los mecanismos y vías de transporte de vapor, los resultados de la integración numérica de RAMS se han suministrado a HYPACT para la evaluación del transporte y dispersión de un trazador pasivo.

Se han realizado de 6 simulaciones desde fuentes agrupadas en 4 regiones (Cuenca Mediterránea Occidental, Océano Atlántico, Mar Negro-Egeo y Mar de Noruega) que cubren las zonas principales de advección marina a la masa continental europea y el Norte de África. La Tabla IV muestra el detalle de la distribución de las 26 fuentes escogidas.

Tabla IV. Fuentes primarias de evaporación.

Región fuente 1: <ul style="list-style-type: none"> - Mar Noruega y Mar Blanco (de N1 a N4)
Región fuente 1: <ul style="list-style-type: none"> - Atlántico Norte-Mar del Norte (de A1 a A3) - Atlántico Medio-Golfo de Bizkaia (de A4 a A7) - Atlántico Sur- Costa oeste de África (de A8 a A10)
Región fuente 2: <ul style="list-style-type: none"> - CMO Norte- costa europea (de M1 a M4) - CMO Sur- costa africana (de M5 a M8)
Región fuente 3: <ul style="list-style-type: none"> - Mar Negro y Mar Egeo (de B1 a B4)

Se han emitido partículas desde focos lineales-verticales de 500 m de altura emplazados en el mar pero muy cercanos a las costas para tener en cuenta la advección a diferentes alturas dentro de la capa límite marina. La Figura 12 muestra la posición de los focos de emisión escogidos.

Las regiones sombreadas en la figura muestran agrupaciones de fuentes que a la postre han resultado tener características similares en cuanto a su contribución a la precipitación registrada en Centroeuroa durante este periodo. Los diferentes colores indican la diferente contribución de estas fuentes a diferentes regiones: las áreas marcadas en rojo (junto con las fuentes M3 y M4) contribuyen a la precipitación en la zona diana, mientras que las marcadas en azul y morado provocaron lluvias intensas en el Este de Europa.

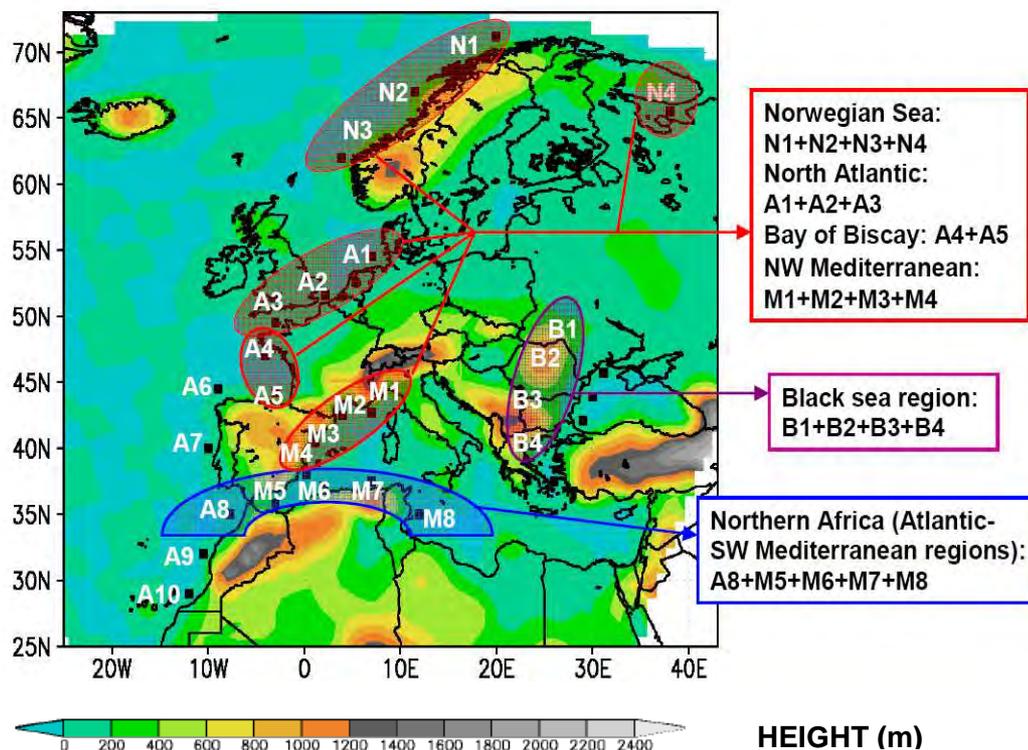


Figura 12. Sobre un mapa topográfico se presenta la localización de las fuentes HYPACT seleccionadas. Las zonas sombreadas corresponden a las fuentes que contribuyen al episodio de precipitaciones en Centroeuropa y Europa del Este (de N1 a N4) (de A1 a A5) (de M1 a M2) (A8 y de M5 a M8) (de B1 a B4)

Se han emitido de forma continua un total de 85200 partículas por fuente desde el 27 de julio 06 UTC, 6 horas después del comienzo de la simulación meteorológica, hasta el 14 de agosto 06 UTC. No obstante, la posición de la nube de partículas trazadoras se ha seguido durante todo el periodo de simulación (20 días). Es evidente, considerando la duración de los ciclos de evaporación-precipitación (*Numagutti, 1999*), que después de 8-10 días de viaje, la mitad del vapor contenido en la masa de aire trazada habrá sido eliminado y/o reemplazado por procesos de precipitación y/o evaporación, respectivamente. Puesto que HYPACT simula la dispersión y transporte de trazadores pasivos, asumiremos que las trayectorias que finalicen en la zona diana en tiempos inferiores 8-10 días y especialmente las que hayan desplazado a través de la capa límite de zonas terrestres saturadas de humedad o masas de agua, podrán asociarse al vapor que dio lugar al evento de precipitación. Por otro lado, la contribución de las masas de aire con tiempos de viaje superiores y/o que las que sean transportadas fuera de la zona diana se considerará mínima o nula.

Adicionalmente, se ha realizado una séptima simulación en modo de retrotrayectorias. Ésta, permitirá corroborar los resultados obtenidos en las simulaciones anteriores sobre el origen y las vías preferenciales de transporte del vapor de agua que precipitó sobre Centroeuropa. Concretamente, se han estimado las retrotrayectorias y los tiempos de viaje de trazadores pasivos con llegada a una fuente lineal (300 m sobre el suelo) situada en el centro de la zona diana, en Lunz (Austria), entre las 00 UTC del día 11 de agosto hasta las 00 UTC del día 13 de agosto. La Figura 13 ilustra la ubicación de la misma. La nube de partículas trazadoras se ha seguido hasta el 3 de agosto a las 00 UTC (10 días).

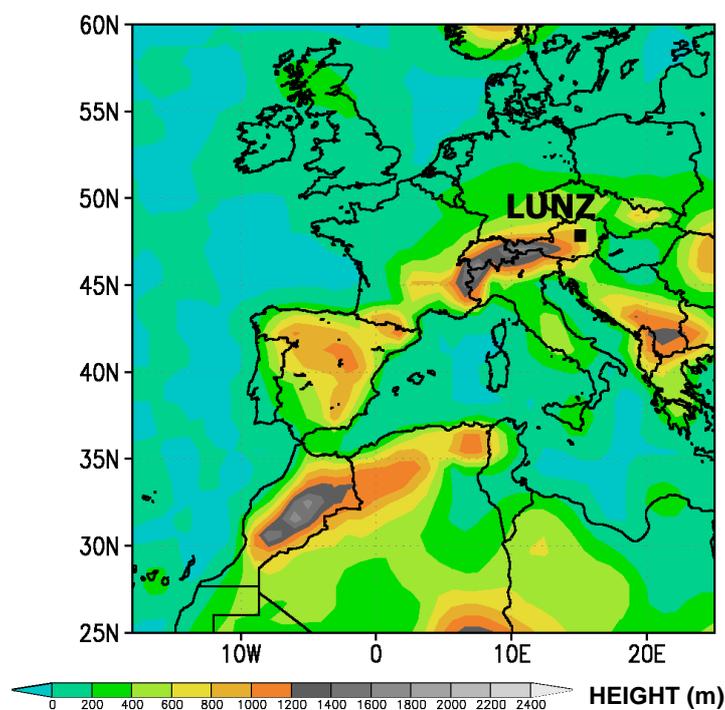


Figura 13. Localización de la fuente emisora HYPACT en modo de retrotrayectorias.

Para la representación de los resultados obtenidos en las simulaciones meteorológicas y de dispersión, en ambos episodios y con diferentes versiones del sistema de modelización RAMS-HYPACT, se han desarrollado una serie de programas de post-procesado en *Fortran*. Estos programas transforman los archivos de salida en formato ASCII en archivos enmallados binarios, listos para su lectura y representación con la herramienta GrADS (*Doty, B, 1992, 1995*).

Para garantizar una adecuada representación de los campos de vientos y estabilidad atmosférica y poder confiar en los resultados del modelo de dispersión, los resultados obtenidos se han contrastado, a diferentes escalas espacio-temporales, con datos experimentales. En el siguiente subcapítulo (2.4) se exponen las características de los mismos.

2.4. VALIDACIÓN CON DATOS EXPERIMENTALES

Como parte de la metodología de trabajo, se plantea el uso combinado de medidas experimentales y de los modelos meteorológicos y de dispersión presentados en el subcapítulo anterior. Esta combinación resulta de gran utilidad en varias fases del estudio. Especialmente, en la selección de la configuración óptima de las simulaciones, que se realiza en base a su capacidad para reproducir los procesos atmosféricos que tienen lugar durante los episodios.

Consideramos **imprescindible** esta **comprobación** con las medidas experimentales disponibles: sólo si la habilidad del sistema de modelización en la reproducción de los principales parámetros es suficientemente precisa, utilizaremos sus resultados en la investigación de los mecanismos implicados. La necesidad de realizar esta validación cobra una importancia adicional en estudios como el que nos ocupa, en el que los campos de viento y turbulencia calculados por el modelo meteorológico van a introducirse en el modelo de transporte y dispersión. De lo contrario, los posibles errores en los campos meteorológicos desviarían los resultados del modelo de dispersión y afectarían a las conclusiones obtenidas (*Lyons y cols., 1995; Uliasz y cols., 1996; Millán y cols., 1996; Pielke y Uliasz, 1998; Seaman, 2000; Hanna y Yang, 2001*).

Por estas razones, los resultados obtenidos tanto en las simulaciones meteorológicas como en las simulaciones del transporte y dispersión de los trazadores, se han contrastado con distintas bases de datos experimentales. Se incluyen datos de diferente cobertura, resolución espacial y resolución temporal, procedentes de diversas fuentes: campañas de medidas experimentales del proyecto *REgional Cycles of Air Pollution in the West-Central Mediterranean Area*- RECAPMA (1990-1992), datos de satélites y de las redes meteorológicas de distintos servicios nacionales. La posibilidad de hacer validaciones ha aumentado de forma notable durante las últimas décadas por la mayor disponibilidad de datos, la mayor cobertura y resolución espacio-temporal de los mismos y las herramientas para procesarlos.

En la puesta a punto de las simulaciones de este estudio han resultado especialmente útiles los datos de Reanálisis-II de NCEP y los datos del espectrofotómetro TOMS y del espectroradiómetro MODIS, montados en los satélites Nimbus-7 y TERRA, respectivamente. Los datos de los satélites, y en general los datos de cobertura global y monitorización continua, son herramientas excelentes en los estudios de transporte continental-intercontinental como el que nos ocupa porque permiten determinar la extensión espacio-temporal, la complejidad de los procesos mesometeorológicos y los patrones generales de transporte. Facilitan además la elección de los dominios, la duración de las simulaciones y las áreas en las que es necesaria una mayor resolución.

A continuación, se describen los datos utilizados en este estudio.

- Datos atmosféricos globales del proyecto Reanálisis-II del Centro de Predicción Ambiental de Estados Unidos (NCEP)
- Radares Perfiladores de Viento (RPV) de Bilbao y Basilea, operados por la Agencia Vasca de Meteorología-Euskalmet y MeteoSwiss, respectivamente.
- Radiosondeos de los Centros Meteorológicos Nacionales (NCM)
- Espectrofotómetro TOMS del satélite Nimbus-7
- Espectroradiómetro MODIS del satélite TERRA
- Datos de precipitación de la Misión de Medida de Lluvias tropicales (*Tropical Rainfall Measuring Mission- TRMM –TMPA*) de la NASA
- Registros superficiales de NOAA-NCDC-GSOD (*National Oceanic and Atmospheric Administration-National Climatic Data Center-Global Summary Of Day*) y del Servicio Meteorológico Alemán-DWD (*Deutscher Wetterdienst*)
- Datos semanales globales de temperatura de agua de mar NOAA-Reynolds
- Campaña de vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA
- Datos de la red de medida de aerosoles de la Universidad de Miami

2.4.1. Datos atmosféricos globales del proyecto Reanálisis-II del Centro de Predicción Ambiental (NCEP) de Estados Unidos

Los datos de Reanálisis-II de los Centros de Predicción Ambiental de Estados Unidos-*National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) (NWS, 2002, NCEP/NCAR Reanalysis Project (CDAS)) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>), suministrados por el Centro de Diagnóstico Climático de la NOAA-CIRES (*National Oceanic and Atmospheric Administration-Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences*, Boulder, Colorado) en el servidor <ftp://nomad3.ncep.noaa.gov/pub/reanalysis-2/6hr/pgb/>, se han utilizado tanto en el análisis inicial de las condiciones meteorológicas como en la ejecución de las simulaciones (inicialización y anudado).

Este centro suministra 4 archivos de datos globales por día, que corresponden a las 00, 06, 12 y 18 UTC, de las siguientes variables: vorticidad, altura geopotencial, precipitación, presión, componentes u y v del viento, columna de agua precipitable, humedad relativa y temperatura. Estos datos globales tienen una resolución horizontal de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ y 17 niveles verticales.

Los datos NCEP Reanálisis-II (*Kanamitsu y cols., 2002*) son el resultado de las salidas de un sistema de modelización que incorpora la asimilación de datos meteorológicos globales que han pasado previamente un control de calidad en el que se cotejan con las observaciones disponibles en cada zona. Dentro del dominio a estudiar, que incluye el Centro y Sur de Europa, la cobertura de las observaciones de parámetros como la temperatura y la intensidad/dirección del viento es amplia por lo que es esperable una gran influencia de las observaciones en los datos enmallados de Reanálisis-II y, por tanto, una buena calidad de los mismos. No ocurre lo mismo con otros parámetros de interés como la evaporación, la humedad del suelo e incluso la precipitación en amplias zonas que, por la ausencia o escasez de medidas disponibles, serán menos fiables.

Los datos, suministrados en formato GRIB (*Stackpole, 1994*), se han representado con la herramienta GrADS (*Doty, 1992; 1995*)

Como se ha adelantado, los campos meteorológicos globales han sido muy útiles en varias etapas de este estudio:

- **Configuración de las simulaciones mesometeorológicas con RAMS:** Análisis de la situación y evolución meteorológica a escala sinóptica y, determinación de la extensión temporal y cobertura espacial del venteo de la cuenca mediterránea durante los dos episodios. Para ello, se han representado las secuencias temporales de presión y la velocidad-dirección de viento, tanto en superficie como en altura. Estas secuencias han resultado muy útiles en los ensayos de configuración de las simulaciones (duración, dominios y resolución espacial de las mallas)
- **Representatividad climatológica de los episodios seleccionados:** Comparación de las condiciones atmosféricas durante los dos episodios con los promedios climatológicos (1979-2007) correspondientes a estas mismas fechas (julio-agosto) y evaluación de la representatividad y/o anomalías de diversos campos: vientos y altura geopotencial en dos niveles (1000 y 700 hPa), precipitación, temperatura de agua de mar y columna de agua precipitable.
- **Pre-procesado y ejecución de RAMS:** Inicialización y asimilación *cuatridimensional*, cada 6 horas y siguiendo un esquema de relajación newtoniano, durante las simulaciones. El forzamiento aplicado es débil, con el fin de evitar la supresión de los procesos locales.
- **Post-procesado.** Validación de los campos meteorológicos obtenidos (fundamentalmente, viento y presión) de los resultados de la ejecución realizada con la configuración finalmente seleccionada.

En esta comparación final también se ha hecho uso de los datos precipitación del Centro de Predicción Climática-*Climate Prediction Center* (CPC) de NCEP. Son datos globales de intensidad de precipitación basados en registros superficiales de estaciones, que han sido recogidas y compiladas por el *National Climatic Data Center*

(NCDC) de NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). A partir de estos datos horarios de intensidad, se ha calculado y representado la precipitación acumulada cada 6 horas. Han sido de gran utilidad en el chequeo de la distribución general y de las regiones con máximos de precipitación durante el episodio.

2.4.2. Radares perfiladores de viento (RPV) de Bilbao y Basilea

La utilización conjunta de datos de RPV y simulaciones para investigar procesos atmosféricos ha sido aplicada exitosamente con anterioridad en varios estudios similares al que nos ocupa. Concretamente, este grupo de investigación ha demostrado la capacidad del RPV de Bilbao para documentar la evolución temporal y profundidad de procesos locales (brisas marinas y flujos de drenaje) y otros fenómenos de mayor escala: evolución y acoplamiento-desacoplamiento de la capa límite con respecto al viento en altura, formación de chorros e inversiones térmicas, actividad *Foehn* y ondas de montaña, y la evolución del viento en la atmósfera libre, entre otros (*Alonso y cols., 1998, Gangoiti y cols., 2002a*).

Los campos de viento calculados por el modelo meteorológico (RAMS) en la baja troposfera y troposfera media se han contrastado con los datos de dos RPV que operan en Bilbao y en Basilea. Ambos radares son de tipo Doppler, modelo LAP (*Lower Atmospheric Profiler*)-TM de 1290 MHz de frecuencia, y tienen un rango vertical de aproximadamente 3000 m. La Figura 14 muestra la localización de los mismos.

El radar de Bilbao, el único existente en la Península Ibérica, está emplazado en una zona de topografía compleja, en la entrada del Puerto de esta ciudad, en un acantilado de la margen derecha del estuario del río Nervión. Registra dos perfiles verticales de viento cada 25 minutos, que corresponden a dos resoluciones y alcances verticales:

- Alta resolución (44m) y alcance vertical de 2600 m. aproximadamente
- Baja resolución (400m) y alcance vertical de 4400 m. aproximadamente

Está dotado de además de un equipo RASS (*Radio Acoustic Sounding System*), que computa un perfil vertical de temperatura virtual cada 5 minutos con la resolución vertical de 44 m. La topografía específica del lugar y su influencia en las medidas del perfilador, así como las características técnicas y el modo de operación inicial, en 1996, están descritas en *Alonso y cols. (1998)*.

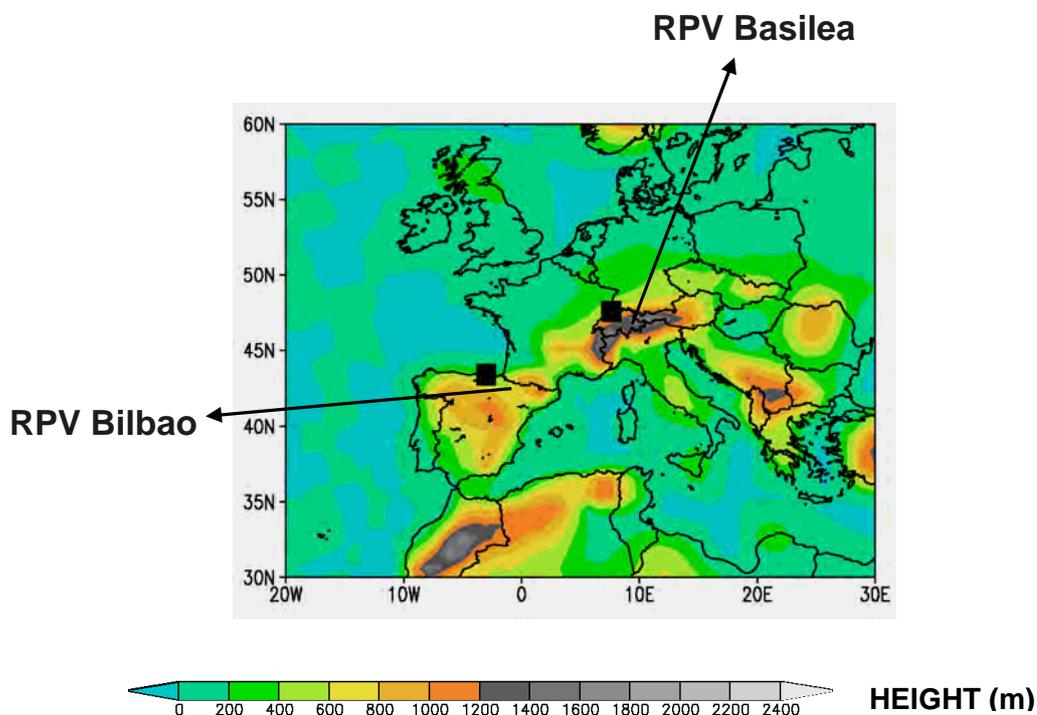


Figura 14. Ubicación de los Radares Perfiladores de Viento.

El RPV de Basilea, opera habitualmente en Payerne, pero durante el periodo objeto de estudio (agosto de 2002) coincidió con una campaña de medidas del RPV en la ciudad de Basilea. Las condiciones de operación son muy similares a las del radar de Bilbao. Registra dos perfiles de viento cada media hora:

- Alta resolución (45m) y alcance vertical de 2100 m.
- Baja resolución (400m) y alcance vertical de 4300 m.

Sin embargo, conviene reseñar que estos alcances verticales corresponden a condiciones óptimas y que la señal de retorno varía con las condiciones meteorológicas, fundamentalmente con la temperatura y humedad del aire (*Alonso y cols., 1998, Gangoiti y cols., 2002a*). La relación señal-ruido (SNR) cae de forma notable cuando los estratos atmosféricos son secos y estables, como los localizados sobre inversiones de subsidencia anticiclónica, muy frecuentes durante la época estival sobre el mar.

Los datos proporcionados por la Dirección de Meteorología y Climatología del Gobierno Vasco y la Agencia Suiza de Meteorología-*MeteoSwiss*, corresponden al procesado de los espectros brutos medidos por los RPV, los denominados “datos de consenso”. Estos datos, suministrados en formato ASCII, se han filtrado (eliminando los datos anómalos aislados y aquellos en los que la SNR es baja), y se han interpolado a los mismos niveles utilizados en la representación de las salidas del modelo mesometeorológico RAMS para facilitar la comparación de ambos. Finalmente, se han representado utilizando GrADS.

2.4.3. Radiosondeos de los Centros Meteorológicos Nacionales (NMC)

Los campos de viento y presión simulados se han contrastado además con los datos de los radiosondeos suministrados por los Centros Nacionales de Meteorología-*National Meteorological Centers* (NMC) de una selección de lugares de Europa y Norte de África. Realizan medidas de perfiles verticales de dirección y velocidad de viento y otros parámetros meteorológicos (presión atmosférica, temperatura y humedad relativa) cada 6-12 horas (00, 06, 12 y 18 UTC) con un alcance y resolución vertical muy variables en función del lugar. Están disponibles en la dirección de Internet del Departamento de Ciencia Atmosférica de la Universidad de Wyoming, <http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html>.

La resolución temporal y vertical de los radiosondeos no es tan buena como la de los Radares Perfiladores de Viento, pero esta comparación será también de gran utilidad en la determinación de la capacidad del modelo para reproducir el campo de vientos y temperaturas en la baja-media troposfera. Además, la gran cobertura espacial de los mismos va a permitir la validación de perfiles meteorológicos a escala regional y continental.

La Figura 15 muestra la situación de los lugares de radiosondeo utilizados para cotejar las salidas del modelo mesometeorológico en cada uno de los episodios. Esta selección se ha basado en la disponibilidad de datos durante los periodos de simulación (julio-agosto de 1991 y julio-agosto de 2002) en el área de interés.

Para realizar la comparación se han utilizado las salidas de las simulaciones en la vertical de los lugares de los sondeos junto con los registros interpolados a los niveles del modelo.

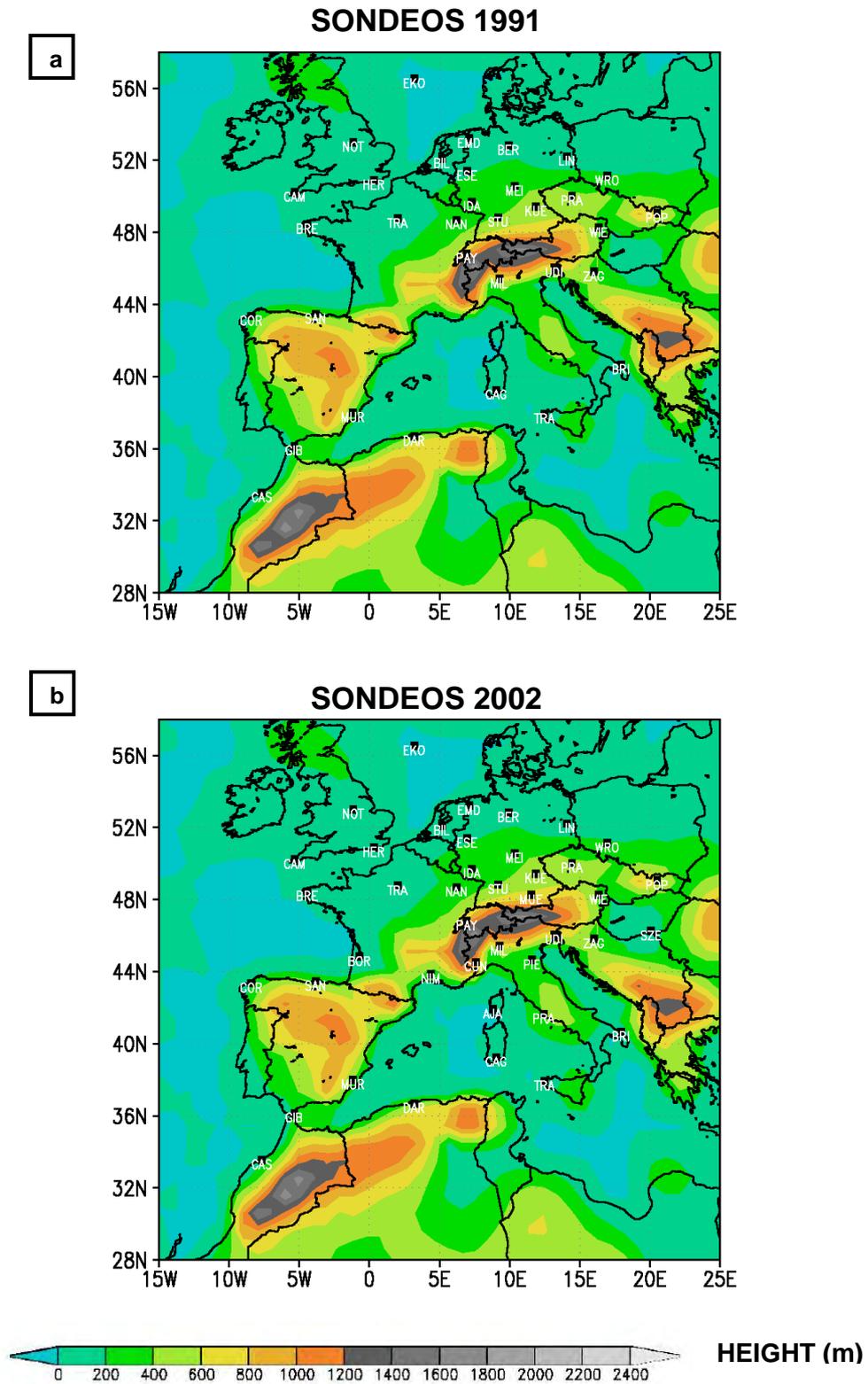


Figura 15. Topografía y localización de las mallas de los lugares de radiosondeo utilizados en la validación del modelo: (a) radiosondeos utilizados en el episodio de 1991 y (b) en el episodio de 2002.

2.4.4. Datos del espectrofotómetro TOMS del satélite Nimbus-7

Se han empleado los registros del espectrofotómetro *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) a bordo del el satélite Nimbus-7. Este satélite, lanzado en noviembre de 1978, estuvo en operación de forma continua durante 14 años y medio, proporcionando una base de datos única por su cobertura espacial y temporal.

TOMS detecta los aerosoles que absorben en la región ultravioleta (UV) del espectro solar, que están constituidos primordialmente de polvo mineral y carbono gráfico emitido en la quema de biomasa. Este método de contraste espectral en la región UV no sufre la limitación que sufren las técnicas de la región del visible y el infrarrojo como el sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*). La reflectividad de la superficie en esta longitud de onda es baja y relativamente constante y, esto permite la detección de aerosoles sobre superficies terrestres y oceánicas. Por ello, es de gran utilidad en estudios como el que nos atañe, porque permite observar la ocurrencia de episodios de polvo sobre los continentes y seguir la continuidad de los penachos sobre los océanos.

Los datos diarios, con resolución espacial promedio de 100 x 100 km, pueden obtenerse en el servidor FTP de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), <ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov/nimbus7/data>.

Partiendo de los datos diarios interpolados a una proyección lineal de 1° de latitud y 1.25° de longitud y utilizando el algoritmo descrito por *Herman y cols.* (1997) y por *Torres y cols.* (1998), basado en el contraste espectral entre los canales 340 y 380 nm, se ha estimado y representado el Índice de Aerosoles (AI) para el periodo de interés. El AI cuantifica la diferencia entre la radiación retrodispersada en una longitud de onda determinada y la radiación estimada en esa longitud de onda utilizando un modelo atmosférico que supone una atmosfera gaseosa pura. La diferencia entre estos dos valores es atribuida a los aerosoles y por lo tanto, el índice es linealmente

proporcional al espesor óptico de los aerosoles que absorben radiación en la región del ultravioleta.

En las primeras estimaciones del AI y su comparación con medidas realizadas en el Atlántico Tropical (*Chiapello y cols., 1995, 1999, 2005; Hsu y cols., 1999*) se comprobó que si bien el índice y el espesor están generalmente correlacionados, cuando los valores son muy bajos las medidas están contaminadas por el ruido resultante de la señal de la superficie o de los aerosoles no absorbentes (sulfatos y partículas marinas). Por lo que, con el fin de evitar introducir este ruido y siguiendo las indicaciones de estos autores, hemos restringido el análisis a los valores que superan el valor de 0,7.

Otro problema de las medidas de TOMS, es que la fiabilidad de las mismas desciende por debajo de 1 kilómetro de altura debido a que la señal cerca de la superficie es poco intensa si se compara con el ruido provocado por la superficie terrestre (*Torres y cols., 1998*). Sin embargo, esta restricción no supone un inconveniente en este estudio de transporte transatlántico porque se produce fundamentalmente en la troposfera libre, a altitudes de 3-5 km o superiores.

A pesar de estas limitaciones, TOMS ha probado ser una excelente herramienta en la identificación de tormentas de polvo mineral y su transporte subsiguiente. Hemos utilizado por tanto este índice, para validar a nivel subcontinental el transporte de simulado por HYPACT de los trazadores pasivos emitidos desde los principales focos de producción de polvo mineral en el Norte de África.

2.4.5. Datos del espectroradiómetro MODIS del satélite Terra

Ante la ausencia de medidas *in situ* de vapor de agua, los datos recogidos por los satélites son todavía una de las principales fuentes de estimación de esta variable. Dentro de estos sistemas de monitorización que miden vapor de agua, destaca el espectroradiómetro MODIS (*MO*derate *R*esolution *I*maging *S*pectroradiometer), que

viaja a bordo de los satélites AQUA y TERRA (en órbita desde 1999), entre otros. MODIS realiza desde el espacio, la monitorización global y continua de numerosas propiedades atmosféricas y está basado en la experiencia de los sensores precedentes AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), TM (*Landsat Thematic Mapper*), HIRS (*High-Resolution Infrared Radiation Sounder*) y CZCS (*Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner*).

Proporciona imágenes con una frecuencia diaria y con resolución espacial media que varía entre 250 m y 1000 m de 36 bandas espectrales del rango visible y el Infrarrojo (IR) térmico. Estas bandas han sido cuidadosamente seleccionadas para el estudio avanzado de propiedades terrestres, oceánicas y atmosféricas. MODIS registra temperatura superficial de la tierra y los océanos, incendios, mapas de vegetación global y cambios de los mismos, características de las nubes, concentración de aerosoles y propiedades, corrientes oceánicas y cobertura de la nieve. En *Barnes y cols. (1998)*, *King y cols. (2003)* y en la página Web de la NASA <http://modis.gsfc.nasa.gov/> pueden consultarse más detalles sobre el diseño óptico, la función y los parámetros medidos por cada banda, la calibración a bordo y la operación de este sofisticado sensor.

Los datos registrados por MODIS se transmiten en tiempo real a tierra y son procesados a varios niveles por el *Goddard Space Flight Center* (GSFC). Posteriormente, son archivados por el *Goddard Distributed Active Archive Center* (DAAC), que los distribuye libremente en varios formatos en la dirección https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products/modis_products_table.

En este estudio se han utilizado los datos del nivel 3 (L3), que derivan de los datos del nivel 1 y se han interpolado a mallas de cobertura global de resolución 1° x 1° para diferentes intervalos temporales (diarios, ocho días y mensuales).

Concretamente, hemos descargado en formato ASCII los datos diarios de la región mediterránea de columna total de vapor de agua y columna entre 700 y 300 hPa, expresada en cm. Aunque existen herramientas que realizan representaciones directas en los servidores de la propia NASA Giovanni <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni> y HDFlook http://www-loa.univ-lille1.fr/Hdflook/hdflook_gb.html, hemos preferido elaborar un *software* propio para su

procesado y así poder realizar cálculos, representar estos datos junto a las salidas de RAMS con un formato uniforme y, en definitiva, facilitar su análisis y comparación.

Una de las desventajas de los productos de MODIS es que eliminan los datos en los píxeles en los que se detectan nubes (agua condensada). Por lo tanto, los valores de vapor de agua estarán ausentes sobre las áreas en las que se forman tormentas frecuentes los días de verano y no van a poder validarse los resultados de la modelización en estas zonas. Estas áreas en las que MODIS presenta huecos coincidirán con las zonas de datos útiles del instrumento que se describe a continuación.

2.4.6. Datos de precipitación de la Misión de Medida de Lluvias tropicales (*Tropical Rainfall Measuring Mission- TRMM*) de la NASA

El satélite TRMM se lanzó en 1997 con el objetivo de monitorización de precipitaciones tropicales y subtropicales dentro de la Misión de Medida de Lluvias tropicales-*Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, que es una exploración espacial conjunta entre la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* y la Agencia de Exploración Aeroespacial Japonesa (JAXA).

TRMM transporta instrumentos activos y pasivos, entre los que destacan el *Precipitation Radar (PR)*, *TRMM Microwave Imager (TMI)*, *Visible Infrared Scanner (VIRS)*, *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)*, y el *Lightning Imaging Sensor (LIS)*. Los tres primeros (PR, TMI y VIRS) son sensores de lluvia, pero sus principios de observación y las franjas de medida de cada uno de los sensores es diferente:

- **PR** es el primer y único radar de precipitación existente en el espacio que proporciona medidas tridimensionales de la intensidad de la precipitación sobre superficies terrestres y oceánicas.

- **TMI** es un radiómetro de microondas pasivo multicanal-*Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) que complementa los datos del radar suministrando medidas de todos los hidrometeoros.
- **VIRS** es un espectroradiómetro de 5 bandas espectrales situadas en la región del visible e infrarrojo (0,63 y 12 micrómetros).

Los datos son procesados por el *Laboratory for Atmospheres del Goddard Space Flight Center (GSFC)* y están disponibles en la página web <http://trmm.gsfc.nasa.gov/> o vía ftp en <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub/merged>. Pueden visualizarse directamente en la dirección <ftp://ftp-tsdgsfc.nasa.gov/merged/>

El algoritmo utilizado en la actualidad es el *Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA)* (*Huffman y cols., 1997, 2007*). Integra las medidas de calidad de varios instrumentos y produce datos de precipitación cada 3 horas para la banda latitudinal situada entre 50° N-S, con una resolución espacial de 0,25° x 0,25°.

Entre las ventajas de esta base de datos multisatélite se puede destacar su cobertura espacial y temporal, que tienen gran resolución y están disponibles al público. Los datos de TRMM son, por lo tanto, especialmente útiles en multitud de aplicaciones como el análisis del ciclo hidrológico global, la monitorización y predicción de ciclones tropicales, inundaciones y otros eventos extremos, calibración de otros instrumentos, estudios climatológicos o, por su gran resolución temporal, en el estudio de episodios de menor duración, como el que nos ocupa.

Hemos descargado los datos, en formato ASCII, de las fechas y región de interés. Tras la elaboración de programas de representación, hemos creado figuras con datos de precipitación y representado diferentes periodos (episodio 11-13 agosto, cada día, cada 3 horas) para realizar la validación de la precipitación simulada por el modelo meteorológico.

2.4.7. Registros superficiales de NOAA-NCDC-GSOD (*National Oceanic and Atmospheric Administration- National Climatic Data Center*) y del Servicio Meteorológico Alemán-DWD (*Deutscher Wetterdienst*)

El *National Climatic Data Center* (NCDC) de NOAA facilita en la dirección <ftp://ncdc.noaa.gov/pub/data/g sod>, los datos de los más de 9000 observatorios de los países asociados a la *World Meteorological Organization* (WMO). La Figura 16 muestra la posición de los emplazamientos existentes en el Sur de Europa.

Proporciona, en formato ASCII, los datos diarios de 18 parámetros meteorológicos (temperatura media, punto de rocío, presión sobre el nivel del mar, presión en la estación, visibilidad, velocidad del viento, racha máxima, temperatura máxima, temperatura mínima, precipitación, nieve, ocurrencia de niebla, lluvia, nieve, hielo, granizo, truenos o tornados), asociados a etiquetas que indican la calidad de los mismos. Estos datos diarios se calculan a partir de un mínimo de 4 observaciones y están sometidos a un sofisticado control automático utilizando datos sinópticos, por lo que se confía en su calidad.

En el estudio que nos ocupa, de estos 18 parámetros se ha hecho uso únicamente de los datos de precipitación, y concretamente, sólo para el episodio de 2002.



Figura 16. Situación de los observatorios asociados a la WMO en el entorno del Mediterráneo.

Para este periodo (agosto de 2002), por problemas de comunicación o restricción, la base de datos GSOD no disponía de datos de las estaciones alemanas. Puesto que era una zona de especial interés en este estudio porque ocupa gran parte de la zona diana, se procedió a la búsqueda y recopilación de bases de datos de precipitación alternativas para esta zona. El Servicio Meteorológico Alemán (*Deutscher Wetterdienst, DWD-Federal Ministry of Transport, Building and Urban Affairs*) suministra en su Web <http://www.dwd.de/>, datos diarios climáticos de 44 estaciones. En estas estaciones se registran valores diarios de 10 parámetros climatológicos, que al igual que en el caso anterior, están sujetos a un control de calidad.

Estas dos bases de datos se han utilizado para chequear la habilidad de RAMS para simular la precipitación en diversos puntos de la zona diana y zonas limítrofes. Se han realizado comparaciones numéricas con los datos de salida del modelo y medidas utilizando hojas de cálculo.

2.4.8. Datos semanales globales de temperatura de agua de mar de NOAA-Reynolds

La base de datos de temperatura de agua de mar proporcionada por el servidor del modelo RAMS (ATMET) para incorporar en la inicialización y durante la ejecución de RAMS está basada en promedios mensuales de 30 años (1950-1980) y de resolución espacial $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ generados por la marina estadounidense- *U.S. Navy*. Consideramos que estos datos no son válidos en áreas como la CMO donde las variaciones espaciales y temporales de la temperatura de agua de mar son muy amplias. Menos aun en un estudio como el que nos ocupa. *Pastor y cols.* (2001) en un trabajo realizado sobre la relación entre las variaciones de la temperatura de agua de mar y la generación de lluvias torrenciales en la CMO, evidenciaron la importancia de la calidad de los datos de esta variable en la simulación cuantitativa de estos eventos: por el importante papel que juega la temperatura de agua de mar en el desarrollo de este tipo de eventos únicamente pueden obtenerse resultados de modelización de calidad utilizando datos de gran resolución espacio-temporal.

Por esta razón, y especialmente con el fin de mejorar la simulación del episodio de 2002, se han recopilado los datos brutos semanales de Reynolds y se han desarrollado procedimientos para incorporar estos datos en el modelo y para poder representarlos. Estos datos son el resultado de la combinación de medidas realizadas *in situ* por barcos y boyas de los Centros Meteorológicos Nacionales-*National Meteorological Centers (NMC)* y por el *Advanced Very High Resolution Radiometer-AVHRR* montado en diferentes satélites de la NOAA.

Estos análisis combinados se realizan semanalmente utilizando un método de Interpolación Óptima-*Optimum Interpolation (OI)* desarrollado por *Reynolds (1988)* y *Reynolds y Marsico (1993)*, descrito en *Reynolds y Smith (1994)*, y se generan datos globales enmallados con una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$. Están disponibles en la dirección ftp://ftp.emc.ncep.noaa.gov/cmb/sst/oisst_v2/

Esta combinación permite corregir la desviación de los datos de satélite con las medidas *in situ* y remediar algunas de las limitaciones de estas dos fuentes de datos: AVHRR no puede calcular la temperatura en las áreas cubiertas por nubes y la cobertura de las observaciones *in situ* es muy escasa lejos de las costas (excepto en las zonas en las que el tráfico marino es denso), a diferencia los datos de satélite en los que la cobertura espacial es uniforme.

2.4.9. Campaña de vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA

Ya ha comentado anteriormente que, una de razones por las que se seleccionó el episodio de 1991 fue la disponibilidad de datos del avión instrumentado durante la campaña de vuelos del proyecto europeo RECAPMA (*REgional Cycles of Air Pollution in the West-Central Mediterranean Area*).

Entre el 16 y 19 de julio un avión instrumentado sobrevoló el Oeste del Mediterráneo, cubriendo las costas de Marsella, Barcelona, Valencia y las Islas Baleares. La ruta de vuelo incluyó varias trayectorias horizontales a una altura

promedio de 150 y 200 m. y vuelos en espiral, con ascensos y descensos desde el nivel del mar hasta 3500 m., en las regiones de especial interés, tanto sobre tierra como sobre el mar. En ellas se midieron **(1)** parámetros meteorológicos como la temperatura, presión y la dirección y velocidad del viento así como **(2)** la concentración de varios contaminantes (SO_2 , NO_x y ozono)

Se cuenta por tanto con observaciones extensivas de calidad y alta resolución espacio-temporal para verificar a nivel local, y tanto en superficie como en altura, los resultados del modelo meteorológico. No obstante, tras representar y analizar todos los perfiles verticales de las componentes u y v del viento y la temperatura, se han desechado los que presentan falta de datos en varios niveles y los perfiles de fiabilidad dudosa (por ejemplo, aquellos que muestran velocidades y direcciones de viento constantes durante más de 2000 metros de altura). La Figura 17 muestra los perfiles verticales finalmente seleccionados para la validación de las simulaciones meteorológicas.

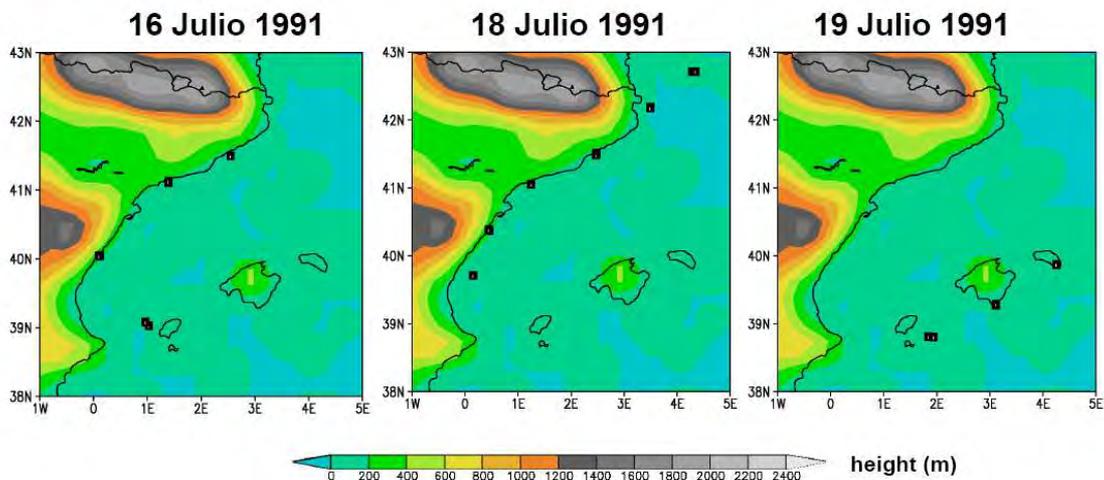


Figura 17. Sobre un mapa topográfico de la CMO, posición de los vuelos verticales (cuadrados) seleccionados para la validación de los campos de viento y temperatura simulados por RAMS.

Para facilitar la comparación de los mismos se han extraído e interpolado los valores de temperatura y viento calculados por RAMS sobre los puntos con medidas (ascensos, descensos y vuelos horizontales)

2.4.10. Datos de la red de medida de aerosoles de la Universidad de Miami

Por otro lado, para verificar el transporte de los trazadores pasivos simulados por HYPACT, y concretamente, su llegada al Caribe se han utilizado los datos recogidos por la red de medida de aerosoles de la Universidad de Miami. La componen 3 estaciones ubicadas en Sal Island (Cabo Verde), Miami y Barbados, que realizan medidas diarias de sulfatos, nitratos y polvo mineral desde 1941. El procedimiento de medida se describe detalladamente en Prospero y Carlson (1972).

Los datos de estas tres estaciones constituyen un registro continuo diario de más de 70 años de antigüedad de la evolución temporal a gran escala del polvo mineral y otro tipo de aerosoles. Estas medidas tienen gran interés en la investigación de la variabilidad y tendencia de la producción y el transporte transatlántico de polvo, así como en el estudio de episodios puntuales como el que nos ocupa.

CAPÍTULO 3

Resultados

3. RESULTADOS.

Discusión de los resultados de modelización y comparación con datos experimentales

Los resultados de ambos episodios están organizados de la siguiente manera:

- En primer lugar, se analizan para los periodos objeto de estudio, los campos meteorológicos principales y se confrontan con los **promedios climatológicos**. La finalidad de esta comparación es determinar si los episodios seleccionados son parte de la situación normal o característica de ese periodo del año, o si por el contrario, pueden considerarse periodos anómalos.
- A continuación, se describe la **situación sinóptica**.
- El tercer apartado está dedicado a la discusión los resultados derivados de las **simulaciones** realizadas con el sistema de modelización **RAMS-HYPACT** y su comparación con las **medidas experimentales** disponibles.
- A partir de los resultados anteriores, en el apartado cuatro se detalla cómo interactúan las diferentes **circulaciones y mecanismos de venteo** documentados para explicar **(1)** el transporte transatlántico conjunto de polvo mineral norteafricano y contaminación europea y **(2)** el transporte del vapor de agua acumulado sobre la CMO hacia Centroeuropa y Europa del Este.
- Finalmente, se incluye un **resumen** de cada uno de los episodios y de las conclusiones extraídas de su análisis.

3.1. Episodio I: Transporte transatlántico de polvo mineral sulfatado-nitrificado al Caribe

Los registros de viento y ozono obtenidos en la campaña de vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA y las simulaciones meteorológicas y de transporte-dispersión realizadas por este grupo de investigación junto con la Fundación CEAM, consiguieron explicar los procesos y variables responsables de la compleja distribución de los contaminantes en la CMO **(1)** durante el episodio de julio de 1991 en particular y **(2)** durante las condiciones características o normales durante la época estival en el Mediterráneo (*Millán y cols., 1997, 2000; Gangoiti y cols., 2000*).

Sin embargo, la limitada cobertura de las mallas utilizadas en estas simulaciones impidió el seguimiento de estas masas de aire fuera de la cuenca y/o la exploración de la posible relación de las circulaciones que tienen lugar en verano en la CMO con las que se desarrollan en regiones próximas (Mediterráneo Central y Norte de África).

La ampliación de las mallas y la extensión temporal de las simulaciones planteada en este estudio, suprimen esta limitación y van a permitirnos explorar los principales mecanismos de venteo de la cuenca y el destino de las masas de aire exportadas.

3.1.1. Análisis climatológico

Se han analizado las condiciones meteorológicas predominantes durante el periodo de simulación y se ha evaluado su representatividad estimando las anomalías o diferencias entre los valores de diferentes campos durante este periodo y el promedio climatológico de más de 25 años (1979-2007) de datos de NCEP Reanálisis-

II. Concretamente, se han comparado y estimado los promedios y anomalías de los campos de viento y presión (tanto en superficie como en altura), la columna de agua precipitable, la precipitación y la temperatura de agua de mar. Se muestran a continuación.

3.1.1.1. Campo de vientos y altura geopotencial a 1000 y 700 hPa

En las Figuras 18-a,b y 19-a,b están representados los promedios de los campos de viento y altura geopotencial a 1000 hPa y 700 hPa, respectivamente. Con el fin de aislar las variaciones diurnas de los flujos que se producen en la Capa Límite (CL), en los paneles 18-a y 19-a están representados estos campos a las 0600 UTC y en los 18-b y 19-b a las 1800 UTC. Las flechas muestran las principales trayectorias de las masas de aire en el Sur de Europa y en el Norte de África.

A 1000 hPa (Fig. 18) puede observarse que en verano, las circulaciones en el entorno de la CMO están gobernadas por el anticiclón de las Azores que se extiende hasta el Oeste de Europa durante esta época. De esta forma, el flujo en la baja troposfera sigue una dirección Norte a Sur y da lugar a un venteo persistente de la contaminación europea al Mediterráneo, canalizado a través de los *pasos* que dejan las grandes cadenas montañosas situadas en las costas del Norte del Mediterráneo (Pirineos, Alpes, Apeninos y Balcanes).

Cuando esta masa de aire contaminada entra sobre el mar, es forzada a cruzar el Mediterráneo de Oeste a Este. La causa de este desplazamiento, como puede comprobarse en la Figura 18-a, es la diferencia de presión existente entre los dos extremos de la cuenca: la altura geopotencial a 1000 hPa difiere en más de 120 metros entre la costa atlántica de la Península Ibérica y la Península Arábiga.

Parte de esta masa de aire, en lugar de trasladarse al Mediterráneo Oriental, puede penetrar con las brisas marinas por el Este de Túnez, el Golfo de Libia y Egipto. Posteriormente, puede ser transportada o bien **(1)** hacia la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que está desplazada al Norte (latitud 20-25°) en esta época del

año y se sitúa al Sur de las montañas Atlas o, **(2)** hacia las montañas Atlas y Ahaggar, donde la casi-permanente Baja Sahariana provoca la elevación de estas masas de aire cargadas de contaminantes europeos, que son seguidamente transportadas en altura por vientos de componente este hacia el Atlántico Tropical (AT). Algunos de los aspectos que aquí se describen y que son observables en los promedios climatológicos se basan, en parte, en los resultados que se exponen en el apartado 3.1.3: después de reproducir el transporte promedio de trazadores resulta más sencillo ver en los promedios climatológicos los forzamientos que están detrás de dicho transporte.

Subordinados a estos sistemas meteorológicos se desarrollan otras circulaciones mesoescalares con un ciclo diurno muy marcado, que influyen en la evolución de estos flujos a nivel regional. Destacan las Bajas Térmicas de la Península Ibérica, Itálica y Anatolia y la subsidencia compensatoria asociada a éstas; así como el sistema de bajas presiones del Sahara.

En la Figura 18 pueden observarse, a pesar de la baja resolución de estos datos globales, las principales circulaciones que tienen lugar en la **Cuenca Mediterránea Occidental**. Los detalles de estos flujos se comentarán en el apartado 3.1.3.3, en el que se incluyen representaciones de más resolución de los campos de viento y presión en la cuenca.

- La entrada principal de masas de aire a la CMO se produce a través del Golfo de Lyon, asociada a los vientos Tramontana y Mistral (*Gangoiti y cols., 2001*). Estas masas de aire de origen atlántico-europeo son atrapadas por las brisas marinas y las inyecciones orográficas que se desarrollan en las zonas costeras así como por el hundimiento compensatorio que generan sobre toda la cuenca, donde recirculan durante varios días.
- La salida de parte de estas masas de aire y los contaminantes y/o vapor de agua acumulados en las mismas ocurre cada día a través del estrecho de Gibraltar hacia el Atlántico, por el canal de Sicilia hacia la Cuenca Mediterránea Central y por venteo vertical por las laderas de las montañas costeras, en flujos anabáticos combinados con brisas costeras. Además, cada 3 a 10 días, cuando un sistema de bajas presiones penetra en el área, se

producen vientos masivos de estas masas de aire envejecidas hacia Centroeuropa, el Mediterráneo Oriental o a través de las costas de Túnez-Libia al Norte de África.

Estas recirculaciones verticales y envejecimiento de las masas de aire que se producen en la CMO contrastan con los procesos más advectivos del Este del Mediterráneo.

La diferencia más destacable, respecto a los procesos descritos, durante el verano de 1991 (Fig. 18-c y 18-d) se sitúa en el extremo superior del dominio, en la latitud 45-50° N: el sistema de bajas presiones entre Groenlandia e Islandia fue más profundo de lo habitual, afectando a la circulación del Atlántico Norte. Por otro lado, en los paneles e y f de la misma figura, en las que están representadas las anomalías de los campos de viento y de la altura geopotencial a 1000 hPa, puede comprobarse que en el área de interés (Mediterráneo, el Norte de África y el Atlántico Tropical) las desviaciones fueron mínimas (inferiores a 10 m) y entran dentro de las variaciones esperables en estas latitudes.

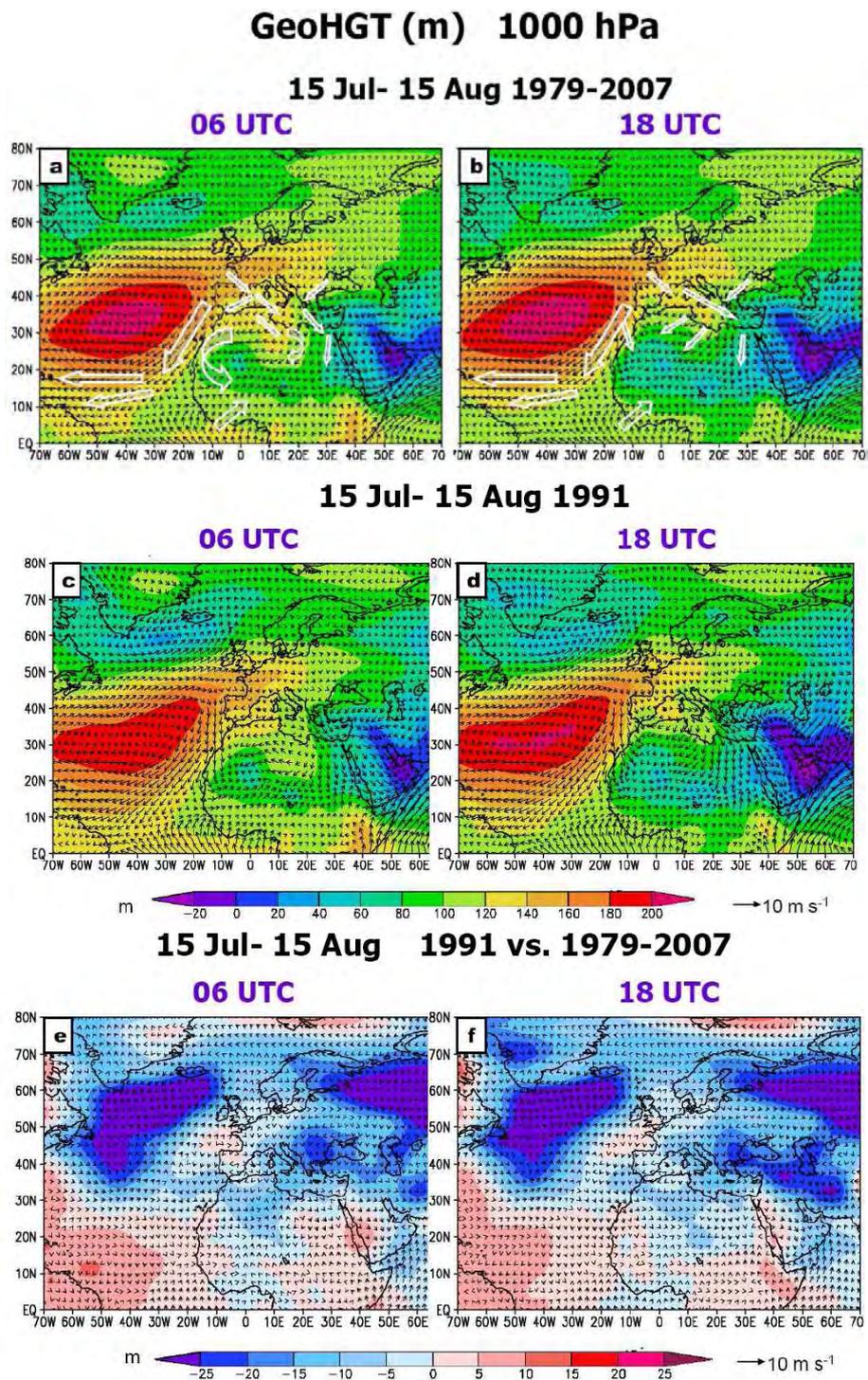


Figura 18. (a) (b) Viento promedio y topografía de la superficie de 1000 hPa durante el periodo de simulación (15 julio-15 agosto) de los años 1979 a 2007, a las 0600 UTC (izquierda) y las 1800 UTC (derecha). (c) (d) Viento promedio y topografía entre el 15 julio y 15 agosto de 1991. (e) (f) Anomalia del campo de vientos y altura geopotencial (1000 hPa) de 1991 respecto al promedio de los años 1979-2007 para estas fechas, a las 0600 UTC (izquierda) y las 1800 UTC (derecha).

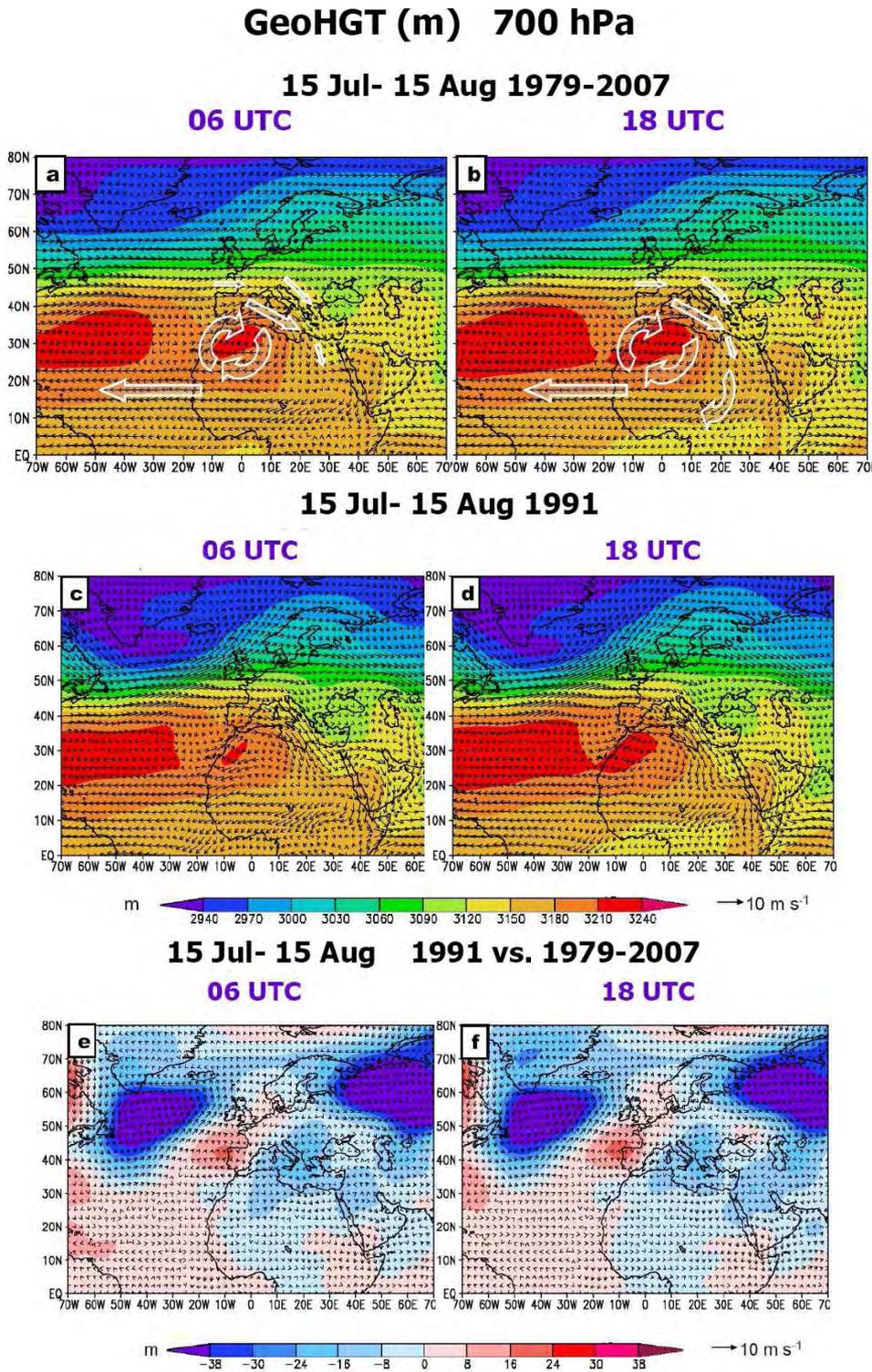


Figura 19. (a) (b) Viento promedio y topografía (superficie geopotencial de 700 hPa) del 15 de julio a 15 de agosto de los años 1979 a 2007, a las 0600 UTC (izquierda) y las 1800 UTC (derecha). (c) (d) Viento promedio y topografía del año 1991. (e) (f) Anomalia climatológica del campo de vientos y altura geopotencial (700 hPa) durante el periodo de simulación respecto al promedio de los años 1979-2007.

En altura, a 700 hPa (Fig. 19), destaca el sistema de altas presiones situado sobre el Norte de África. Éste, recoge las masas de aire elevadas por la intensa convección que se produce durante el día en los desiertos de esta región y las recircula. El origen de estas masas que circulan sobre el Norte de África es fundamentalmente Mediterráneo: penetran desde la CLM a través de los procesos costeros que se desarrollan en el Este de Túnez, Libia y Egipto. Estas masas recirculadas pueden o bien **(1)** ser transportadas en altura, hacia el Atlántico o **(2)** con los vientos de componente sur de la costa oeste africana, entrar de nuevo en la CMO. Al comparar la dirección del viento que fluye paralelo a la costa africana (Fig. 18-a,b y 19-a,b) puede comprobarse que en altura (Sur) es opuesta respecto a la de superficie (Norte en la CLM). Las consecuencias de esta diferencia se explican en los apartados 3.1.3.4 y 3.1.4.

Del mismo modo que en superficie, los campos de viento y presión en altura, no mostraron desviaciones significativas respecto a los valores habituales (Fig. 19-c, 19-d, 19-e y 19-f) en julio-agosto de 1991. La principal discordancia se centra en el Atlántico Norte: el sistema de bajas presiones de Groenlandia se intensificó y se extendió al Sur durante este verano.

3.1.1.2. Columna de agua precipitable y precipitación

En la Figura 20-a, que muestra la columna de agua precipitable durante el periodo de simulación, destaca la disminución de la columna de agua precipitable desde el Centro al Norte de África: los máximos se sitúan en la Zona de Convergencia InterTropical (ZCIT) (45 kg.m^{-2}) y los mínimos de las regiones de Sahara y Sahel (10 kg.m^{-2}).

- La convergencia y precipitación que tiene lugar en la ZCIT, elimina por procesos de deposición húmeda los contaminantes y/o polvo mineral que puedan contener las masas de aire, reduciendo notablemente la salida de los mismos hacia el Atlántico Tropical.

- Por el contrario, la intensa convergencia que se produce sobre los desiertos norteafricanos junto con la subsidencia que se produce en altura sobre esta región y la ausencia de precipitación (Fig. 19-a,b y 20-a), inhiben la deposición del polvo mineral y de los contaminantes, y favorecen la exportación de los mismos hacia el Atlántico (Prospero y cols., 2002).

La distribución de la columna de agua precipitable de julio y agosto de 1991 (Fig. 20-b) tampoco difirió excesivamente de la media, situándose las mayores desviaciones fuera de la región de interés. La columna de agua fue ligeramente superior al promedio en la ZCIT, SO de Asia y Grecia-Balcanes, y menor en el AT (coincidiendo con la ruta transatlántica del polvo mineral, latitud 15° N) y en las proximidades de la costa norteamericana.

COLUMNA TOTAL DE AGUA PRECIPITABLE – NCEP REANÁLISIS-II

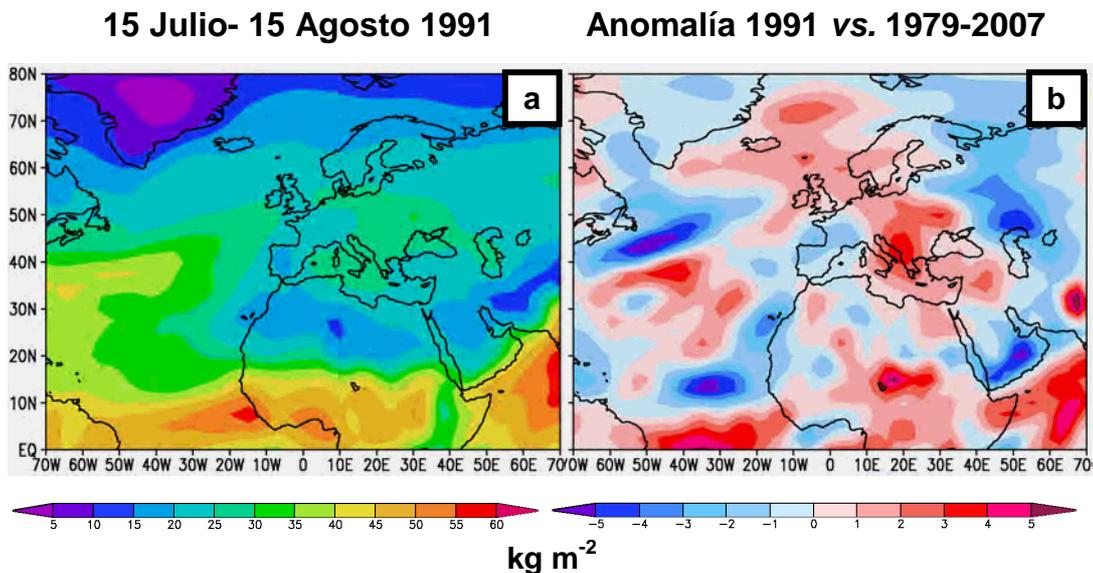


Figura 20. (a) Promedio columna de agua precipitable durante el periodo de simulación
(b) Anomalía del promedio de columna de agua precipitable del 15 de julio al 15 de agosto de 1991 respecto al promedio de los años 1979 a 2007 para estas fechas.

Durante julio y agosto de 1991 la precipitación (Fig. 21) no superó los 50 mm en toda la cuenca mediterránea y en el Norte de África ni siquiera llegó a producirse. Esta situación inhibió los procesos de deposición húmeda contribuyendo a las altas

eficiencias del transporte de polvo mineral a lugares remotos que se describen en el apartado 3.1.4.

PRECIPITACIÓN NOAA-CIRES

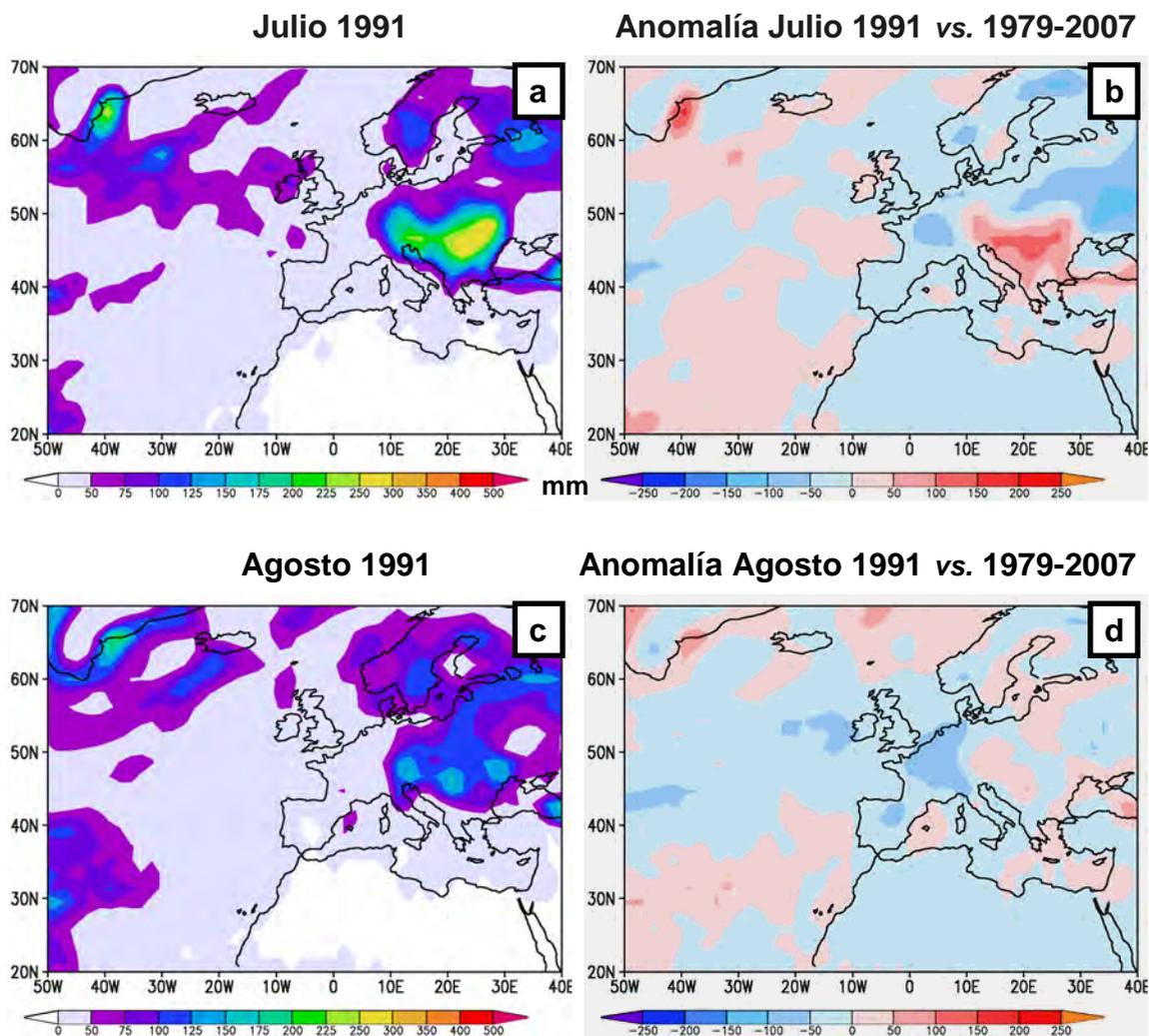


Figura 21. Precipitación total recogida durante los meses de julio (a) y agosto (c) de 1991. Anomalía de julio de 1991 (b) y agosto de 1991 (d) respecto al promedio de los años 1979 a 2007 para estos meses.

En el límite Noreste de la cuenca, la situación fue muy diferente, especialmente en julio. Se registraron más de 200 mm de lluvia en una extensa región que cubre Centroeuropa, Balcanes, Europa del Este y Ucrania. Esta anomalía puede estar relacionada con alteraciones en los procesos circulatorios de la CMO por el paso de perturbaciones y el transporte masivo del vapor acumulado en la misma hasta esta

región. Los detalles de este tipo de alteraciones en la CMO y sus consecuencias se analizarán en el episodio de 2002 (*Ver subcapítulo 3.2*).

3.1.1.3. Temperatura de agua de mar

En la Figura 22 están representados los valores de la temperatura de agua de mar (SST) en el dominio objeto de estudio en julio (Fig. 22-a) y en agosto (Fig. 22-b) de 1991. Se observa que en todos los mares interiores (Mediterráneo, Rojo y Negro), como es habitual en esta época, la SST superó los 24° C.

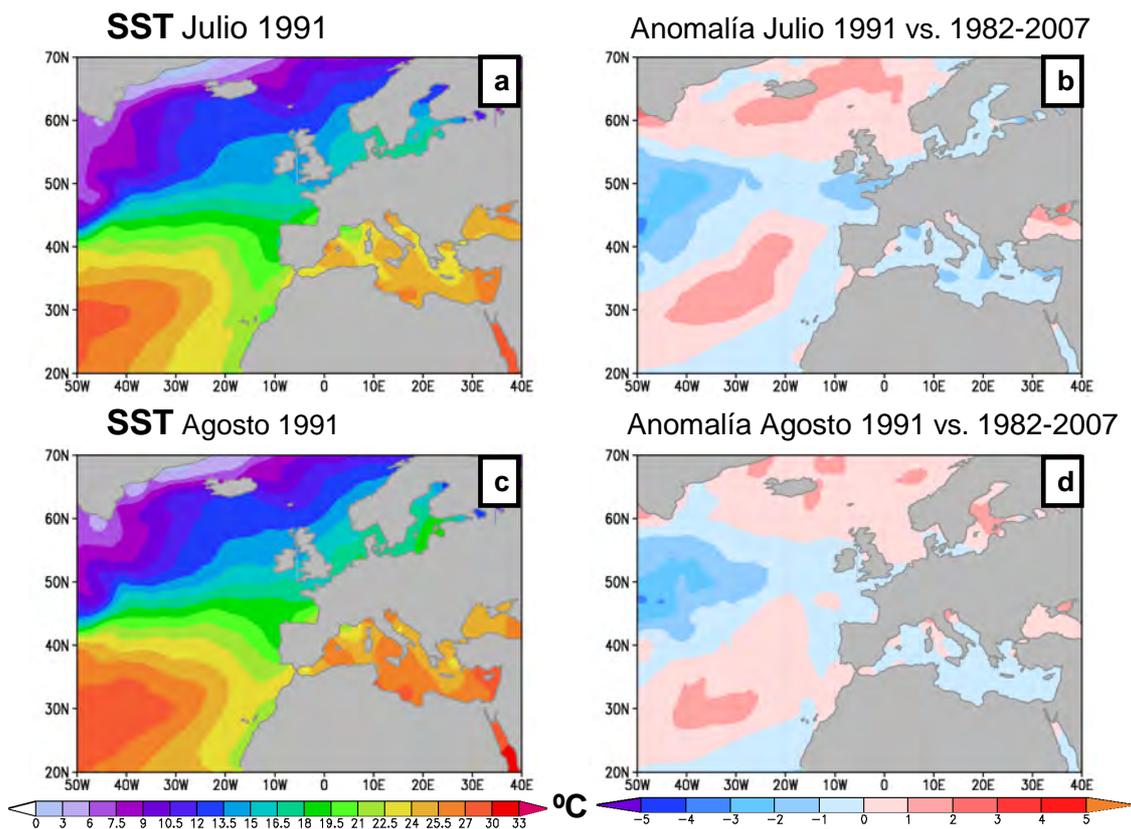


Figura 22. Temperatura media de agua de mar durante julio (a) y agosto (c) de 1991, obtenidos a partir de los datos semanales *Advanced Very High Resolution Radiometer-AVHRR* de NOAA. (b) y (d) muestran las anomalías de estos meses respecto al promedio de los años 1982 a 2007.

Por otro lado, en las costas atlánticas europeas y africanas la temperatura de agua de mar es menor (19-22° C) y, el gradiente de la SST en el océano Atlántico va desde los 21° C del Este a los 27° C del extremo occidental (en la zona del Caribe). Este verano no se registraron anomalías destacables en la SST (Fig. 22-b,d).

Las importantes implicaciones que la distribución de la SST en los procesos de transporte se discutirán en el apartado 3.1.4.

3.1.1.4. Conclusiones del análisis climatológico

El análisis climatológico muestra que la meteorología predominante en la CMO y su entorno durante el periodo comprendido entre el 15 julio y el 15 agosto de 1991 representan las condiciones normales o características de esta época. No obstante, esto no implica que no existieran perturbaciones durante dicho periodo. En el seguimiento de los trazadores liberados por HYPACT se observaron importantes cambios en las rutas de transporte de trazadores europeos sobre el Norte de África y al explorar las posibles causas de esta alteración, se descubrió que entre los días 28 y 31 de julio penetró un intenso ciclón en la región. Éste, provocó una variación en los patrones de viento y presión habituales (mostrados en las Fig. 18 y 19) y alteró el transporte de contaminantes y polvo mineral como se describe en el apartado 3.1.4.

3.1.2. Descripción de los escenarios sinópticos durante el periodo de simulación: 15 de julio a 15 de agosto 1991

En el periodo de simulación se alternaron condiciones meteorológicas normales y perturbadas sobre el área:

1. Durante la primera semana (15-21 de julio), coincidente en los primeros días con la campaña de vuelos RECAPMA (16-19 julio), prevalecieron las condiciones normales.
2. Les siguió un periodo perturbado, entre los días 28 de julio y el 1 de agosto.
3. A partir del día 2 de agosto se produjo el retorno a las condiciones habituales, que permanecieron hasta el final de la simulación (16 de agosto).

Como se ha adelantado en el análisis climatológico, durante las condiciones normales (Fig. 23-a, 23-b, 23-e y 23-f), los flujos atmosféricos en el Sur de Europa están controlados por el anticiclón de las Azores que extiende una cuña sobre el Golfo de Bizkaia y el Oeste de Francia, relegando el paso de sistemas frontales a latitudes superiores (Islandia-Islas Británicas- Norte de Europa). En la CMO, bajo esta situación de altas presiones, se desarrollan los ciclos diurnos de acumulación observados por *Gangoiti y cols.* (2001) durante la campaña de vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA. Se describen en el apartado 3.1.3.3.

El desplazamiento del anticiclón de las Azores hacia el Norte y su rotura en dos celdas puso fin a este escenario (Fig. 23-c y 23-d) el día 28 de julio. La celda del Norte se situó sobre Escandinavia bloqueando el paso habitual de los sistemas frontales (de W a E); y la celda del Sur, retrocedió hasta la región del Atlántico Medio-costa atlántica de la Península Ibérica. De esta forma, los frentes se trasladaron entre estos dos sistemas de altas presiones, y siguiendo una dirección NO a SE, cruzaron el Golfo de Bizkaia y Francia. Esto produjo una fuerte advección de aire marítimo atlántico sobre la CMO y el Norte de África que **(1)** puso fin a los ciclos de acumulación y venteó el área, **(2)** desplazó hacia el Este el sistema de altas presiones situado a 700 hPa sobre

el Norte de África, y **(3)** provocó una redistribución completa de los contaminantes y del polvo mineral en la región (se discute en el apartado 3.1.3.4).

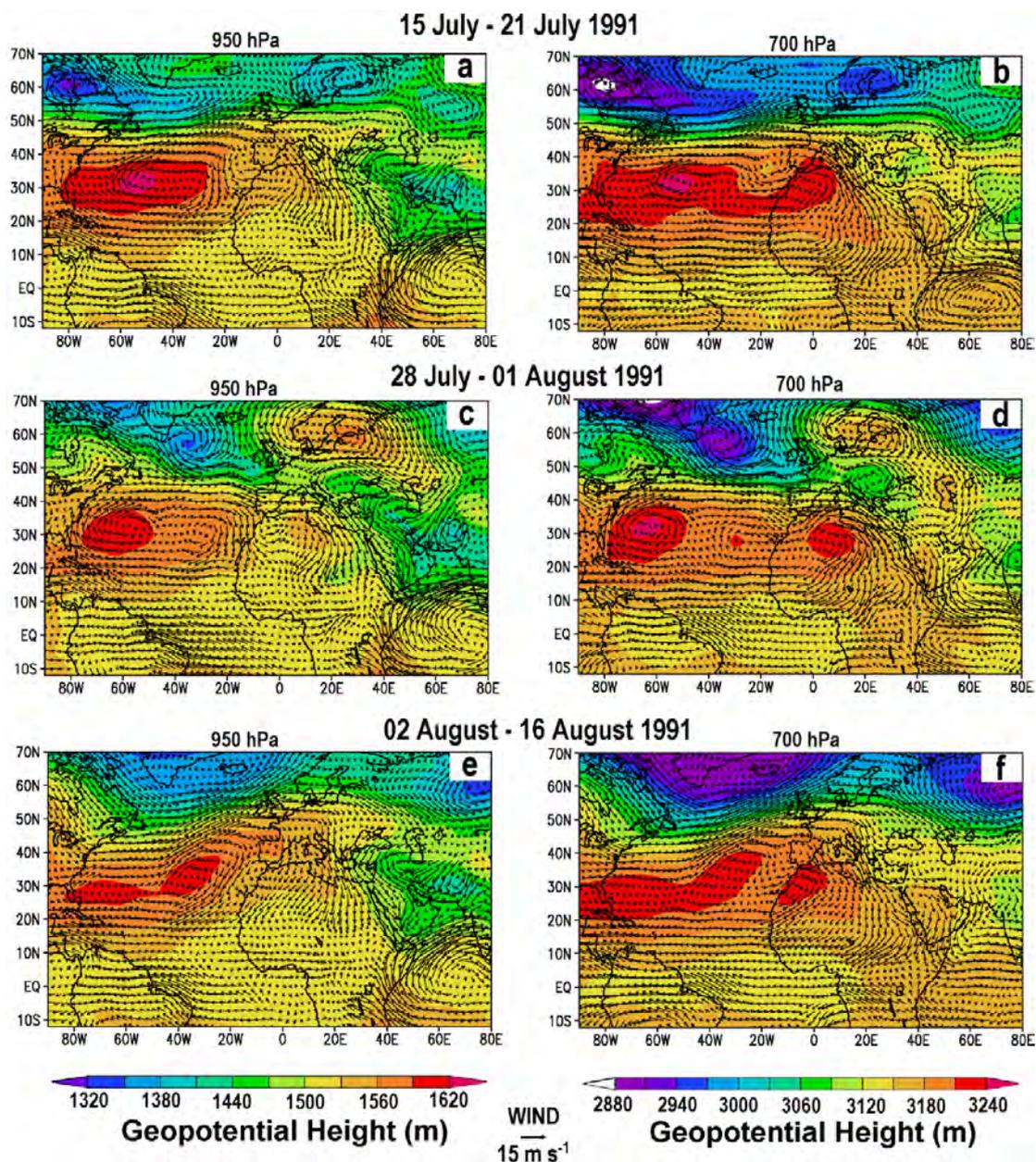


Figura 23. Principales periodos meteorológicos observados entre el 15 de julio y el 16 de agosto de 1991. Fuente: NCEP Reanálisis-II. (a) Viento promedio y altura de la superficie de 950 hPa en condiciones meteorológicas normales sobre el Norte de África: 15 a 21 de julio de 1991. (b) Viento promedio y altura geopotencial a 700 hPa durante el mismo periodo. (c) (d) Representación de los mismos campos meteorológicos durante el periodo perturbado, del 28 de julio a 1 de agosto de 1991, y (e) (d) reestablecimiento de las condiciones normales al final de la simulación, 2 a 16 de agosto de 1991.

El día 2 de agosto (Fig. 23-e y 23-f), el anticiclón recuperó su posición y se reestablecieron los procesos habituales sobre la CMO-Norte de África.

Además, durante el periodo de simulación, cruzaron la CMO otras dos perturbaciones menos intensas (el 23 de julio, sobre el Oeste de Francia y el 9 de agosto, sobre la CMO) que si bien afectaron los procesos recirculatorios de la región y ventearon la zona, no provocaron un efecto tan importante en la distribución de polvo mineral sobre el Norte de África como la anteriormente mencionada. Por esta razón, en la descripción de las circulaciones atmosféricas en el Norte de África-Mediterráneo y sus efectos sobre la dispersión de polvo y contaminantes sobre la zona durante el paso de ciclones, nos centraremos en el análisis de los cambios que tuvieron lugar entre los días 28 de julio y 1 de agosto.

3.1.3. Discusión de los resultados de modelización y validación con medidas experimentales

En este apartado, se discuten de forma conjunta los resultados experimentales y los de modelización:

Por un lado, se muestra la validación de las estimaciones del modelo meteorológico en varias escalas. A nivel regional, con las observaciones de los aviones instrumentados durante la campaña del proyecto RECAPMA sobre el Mediterráneo Occidental; y a nivel continental, con **(1)** los campos de viento y presión de NCEP-Reanálisis-II, **(2)** los perfiles verticales de viento de los radiosondeos de los Centros Nacionales de Meteorología y **(3)** la evolución del polvo mineral sahariano registrado por TOMS sobre el Norte de África, el Mediterráneo y el Atlántico Tropical.

Por otro, se muestra la evaluación del transporte de contaminantes europeos con HYPACT ejecutadas tras validar las simulaciones meteorológicas. Los cálculos del modelo de dispersión muestran que los diferentes subdominios están acoplados y operan de forma conjunta en el transporte de contaminantes europeos y polvo mineral

a escala intercontinental. Estos resultados se han validado a su vez con las concentraciones de nitratos y sulfatos de los aerosoles recogidos en dos estaciones del Caribe.

3.1.3.1. Campos de viento y presión sobre el nivel del mar: NCEP vs. RAMS

En las Figuras 24, 25 y 26 están representados los campos de viento y presión sobre el nivel del mar en tres momentos de la simulación: 19 y 20 de julio, 29 y 30 de julio y el 2 de agosto a mediodía (12 UTC). Esta selección obedece al objetivo de mostrar las comparaciones durante la fase previa a la perturbación, la fase perturbada y la fase posterior. En los paneles de la izquierda están representados los datos NCEP y en los de la derecha, las salidas del modelo mesoescalar RAMS en su resolución más baja (malla 1). La escala se conserva en las tres figuras.

En estas representaciones, puede comprobarse que la simulación de RAMS es capaz de reproducir bajo diferentes escenarios meteorológicos, los principales sistemas circulatorios que se observan en los datos de NCEP:

- Durante los días **19 y 20 de julio** (Fig. 24), en los que prevalecieron las condiciones normales, la extensión del anticiclón de las Azores es idéntica en ambos paneles. No obstante, el modelo RAMS estima un núcleo ligeramente más intenso. La Cuenca Mediterránea Occidental y la Central, quedaron bajo la influencia de este sistema y en sus costas se desarrollaron brisas marinas que, a pesar de la baja resolución de los datos, pueden identificarse en ambas figuras. RAMS es también capaz de simular los centros de bajas presiones situados al Sur de Groenlandia, Sur de Escandinavia y Oriente Medio y, la posición y el campo de vientos de la ZCIT en África.

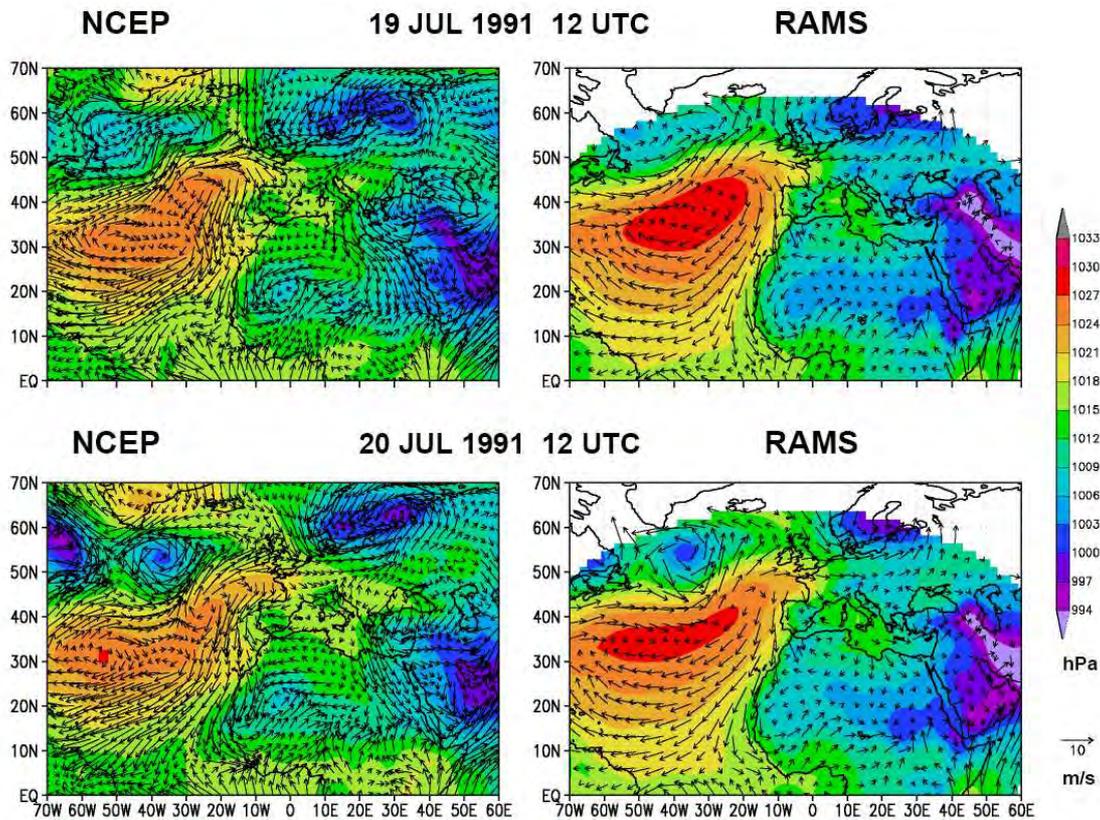


Figura 24. Campos de viento y presión sobre el nivel del mar, 19 y 20 de julio de 1991 a las 12 UTC. NCEP (izquierda) y RAMS (derecha).

- Los días **29 y 30 de julio** (Fig. 25) se observa el paso de la perturbación sobre el área y las alteraciones que provocó en los sistemas de circulación atmosférica. El modelo ha conseguido reproducir con éxito el retroceso del anticiclón de las Azores, su rotura en dos celdas y las consecuencias de este cambio: **(1)** entre estos dos sistemas de bajas presiones se desencadenaron fuertes vientos que introdujeron aire atlántico a la CMO y al Norte de África y lo exportaron a Centroeuropa y **(2)** la celda del Sur empujó la Baja Sahariana hacia el Este.

La diferencia más destacable entre ambos paneles está relacionada con el centro de bajas presiones que se observa en los datos de NCEP al Sur de Inglaterra el día 29, empujando aire atlántico sobre la CMO, y que el día 30 se trasladó hacia la misma. Este sistema puede identificarse en los campos de vientos y presiones de RAMS pero con una magnitud menor.

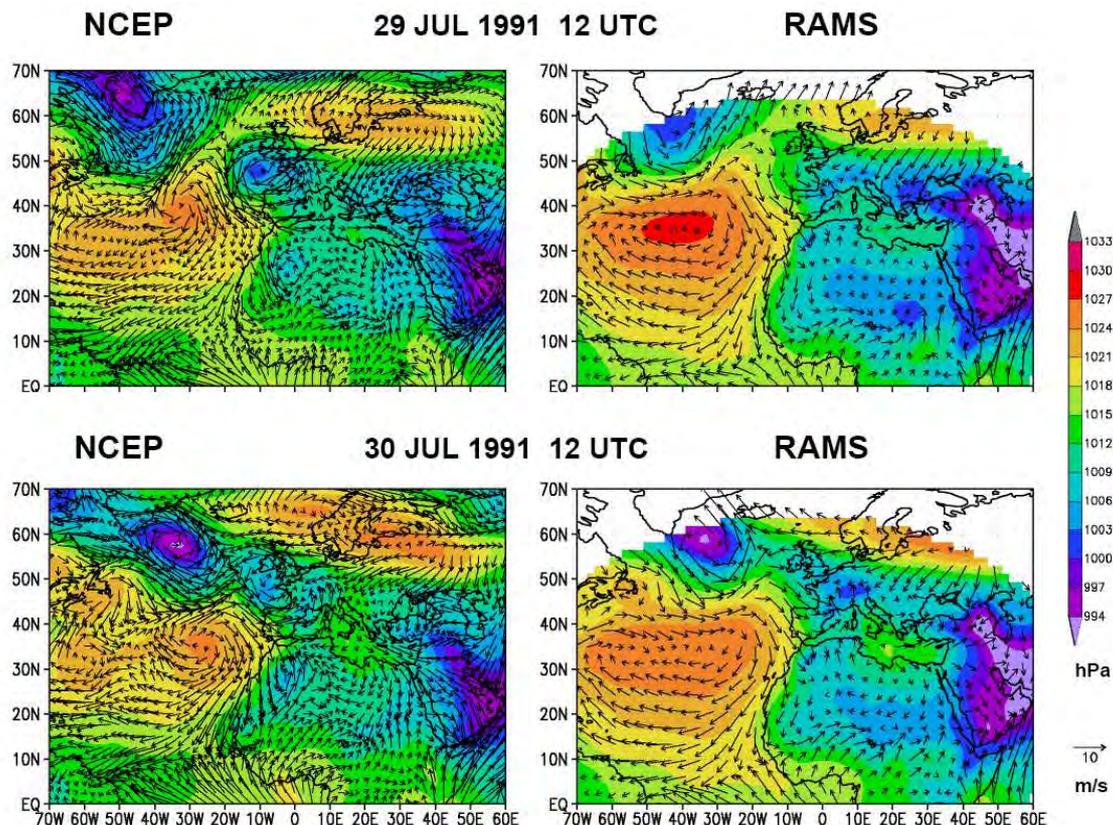


Figura 25. Campos de viento y presión sobre el nivel del mar, 29 y 30 de julio de 1991 a las 12 UTC. NCEP (izquierda) y RAMS (derecha).

- Finalmente, el día **2 de agosto** (Fig. 26) se produjo el reestablecimiento de las condiciones normales. Tanto en la Figura de NCEP como en la de RAMS puede comprobarse que el anticiclón de Azores y los centros de bajas presiones de Islandia y del Norte de África recuperaron su posición habitual y en la CMO imperaron de nuevo las altas presiones.

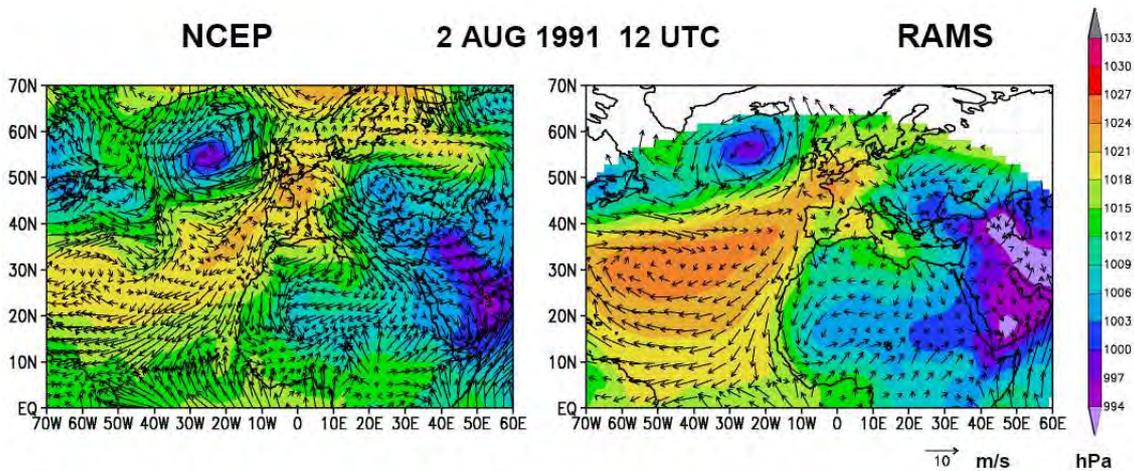


Figura 26. Campos de viento y presión sobre el nivel del mar, el 2 de agosto a las 12 UTC. NCEP (izquierda) y RAMS (derecha).

Probada la habilidad de RAMS para reproducir los procesos atmosféricos a nivel de superficie a escala continental, a continuación se exponen los resultados de esta comprobación en altura, utilizando datos experimentales de sondeos meteorológicos (*apartado 3.1.3.2*) y de vuelos instrumentados (*apartado 3.1.3.3*).

3.1.3.2. Perfiles verticales de viento y temperatura: Sondeos de los Centros Nacionales de Meteorología-NMC vs. RAMS

Las simulaciones del modelo se han comparado con más de 30 sondeos de los NMC situados en Europa y Norte de África (*Ver subcapítulo 2.4., descripción de los datos experimentales*). En este apartado se muestra la comparación de una selección de los mismos con las estimaciones del modelo en esos emplazamientos. La selección incluye 8 sondeos situados en puntos estratégicos para este estudio y que van a permitirnos analizar los procesos meteorológicos y validar la simulación por zonas:

- Cuenca Atlántica: sondeos de Brest y A Coruña.
- Cuenca Mediterránea Occidental: sondeos de Murcia y Nimes.
- Mediterráneo Central: sondeos de Pratica di Mare y Milán.

- Centroeuropa: sondeos de Stuttgart y Essen.

En todos los casos, se ha analizado el viento registrado y simulado durante dos periodos diferentes: **(1)** entre los días 18 y 24 de julio, que comprenden la fase de condiciones normales, y **(2)** los días 25 de julio a 1 de agosto, en los que se produjo el paso de condiciones normales a condiciones perturbadas.

En las Figuras 27 a 34 está representado cada 6 horas el viento registrado en las estaciones de radiosondeo y los perfiles verticales de viento obtenidos en las simulaciones. La gama de colores indica en todas las figuras la dirección de viento simulada por RAMS y las flechas indican la dirección y la intensidad del viento medida (paneles superiores) y simulada (paneles inferiores). Decidimos incluir esta gama de colores en el fondo de los gráficos porque así en los paneles correspondientes a los radiosondeos pueden compararse de forma sencilla los cambios registrados y simulados en la dirección del viento. En el pie de cada figura está indicado entre paréntesis dentro de cuál de las mallas de RAMS queda incluido cada uno de los sondeos. La resolución de la malla 1 es de 192 km., la de la malla 2 es de 96 km. y la de la 3 es de 24 km. (*Ver apartado 2.3.1.1. para más detalles*).

Cuenca Atlántica

Se muestran los perfiles de dos estaciones ubicadas en la fachada atlántica europea: Brest (Fig. 27), en la Bretaña Francesa y A Coruña (Fig. 28) en el extremo Noroeste de la Península Ibérica.

En **Brest**, durante el primer periodo, dominaron los vientos del Oeste tanto en superficie como en altura. El día 22 la entrada de un frente al Oeste de Francia produjo cambios que han sido perfectamente capturados por el modelo: viento del Este en la baja troposfera y Suroeste en los niveles superiores. A partir del 24 de julio se registraron de nuevo vientos del Oeste (más intensos que durante los días 18 a 21), que cambiaron a componente norte el 25 de julio.

Tras la rotura del anticiclón de Azores en dos celdas, esta estación quedó en el centro de la nueva ruta de paso de los frentes. De esta forma, el sistema de bajas presiones que se formó en el Sur de Inglaterra (Figura 23-c y 23-d) y avanzó a la CMO provocando la alteración de los procesos circulatorios y redistribución de los contaminantes, provocó el día 27 un cambio brusco a vientos de componente sur con viento del Este/Noreste en superficie, identificable tanto en el registro del radiosondeo como en la salida de RAMS.

A partir del día 30 de julio retornó el viento del Oeste tanto en superficie como en altura, dando lugar a vientos de Noroeste a Sureste.

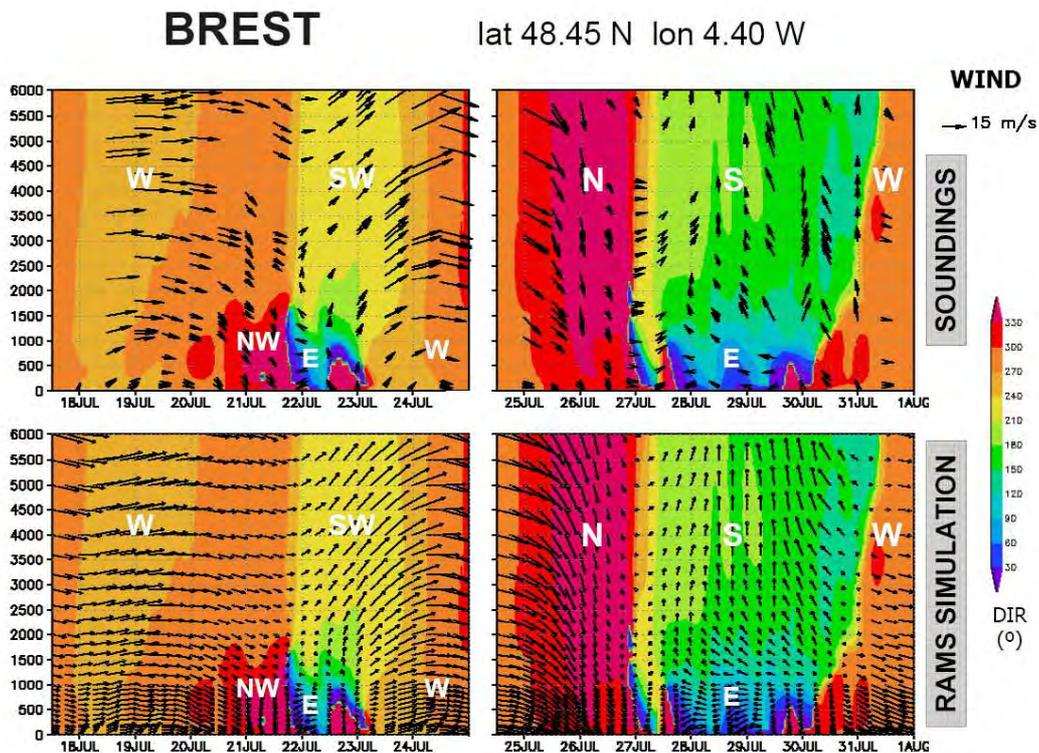


Figura 27. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Brest entre los días 18 y 24 de julio, y los días 25 de julio y 1 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 2)

En **A Coruña**, en condiciones normales dominaron los vientos del Oeste en altura y vientos del Norte en superficie, con ligeros cambios: el día 20 se produjo un

giro a Noroeste en altura y Noreste en superficie, y el día 24 de julio el viento giró a Noroeste tanto en superficie como en altura.

El día 27 de julio, en ambos paneles (radiosondeos y RAMS) es evidente la variación que produjo el paso de la perturbación en la dirección y velocidad del viento sobre este emplazamiento: el giró ciclónico del sistema de bajas presiones introdujo vientos del Suroeste en altura y vientos del Noreste/Este en superficie. El día 30, tras el avance de este sistema a la CMO, comenzó el reestablecimiento de los vientos de componente noroeste-oeste en altura.

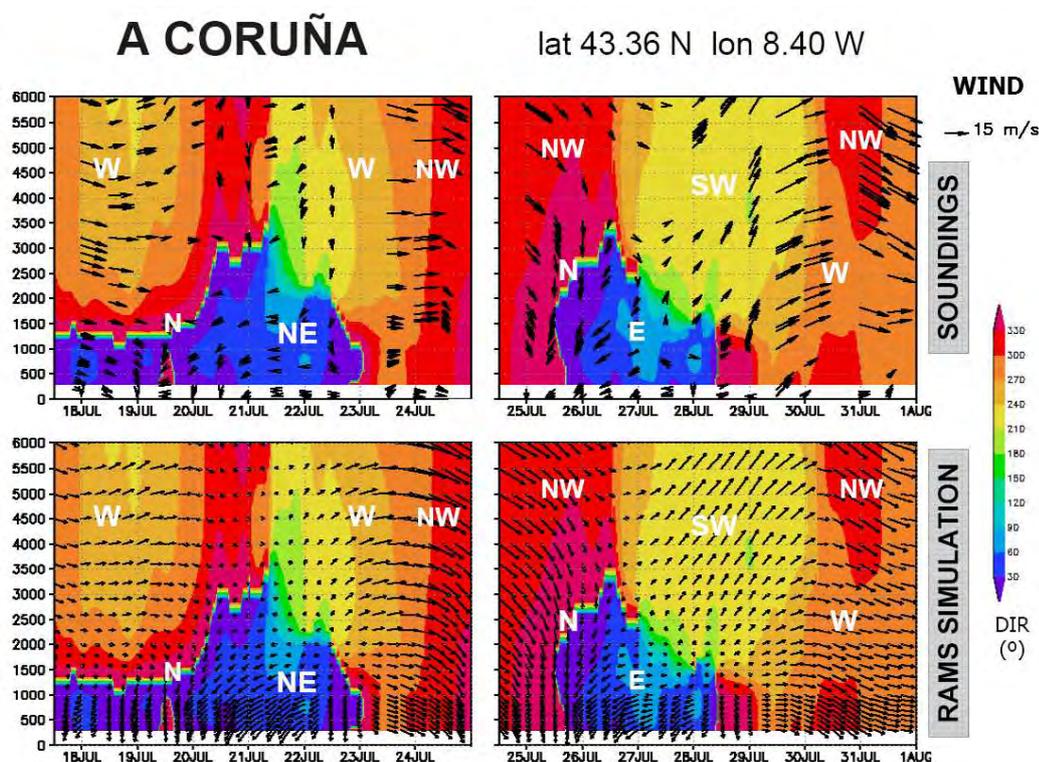


Figura 28. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en A Coruña entre los días 18 y 24 de julio, y los días 25 de julio y 1 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 2)

Con estos resultados, puede afirmarse que el modelo ha sido capaz de reproducir los cambios de dirección que se produjeron durante este periodo en la costa atlántica europea. Sin embargo, la intensidad del viento calculada por RAMS es inferior a la medida por los radiosondeos en ambos casos. El motivo de esta

subestimación puede ser la resolución de las mallas: Brest y A Coruña quedan dentro del dominio de la malla intermedia.

Cuenca Mediterránea Occidental

Se muestran los radiosondeos de Murcia (Fig. 29), en el Este de la Península Ibérica, y de Nimes (Fig. 30), en el Golfo de Lyon. Puede comprobarse que el paso de la perturbación alteró el patrón habitual en estas dos estaciones y anuló completamente las circulaciones mesoescalares.

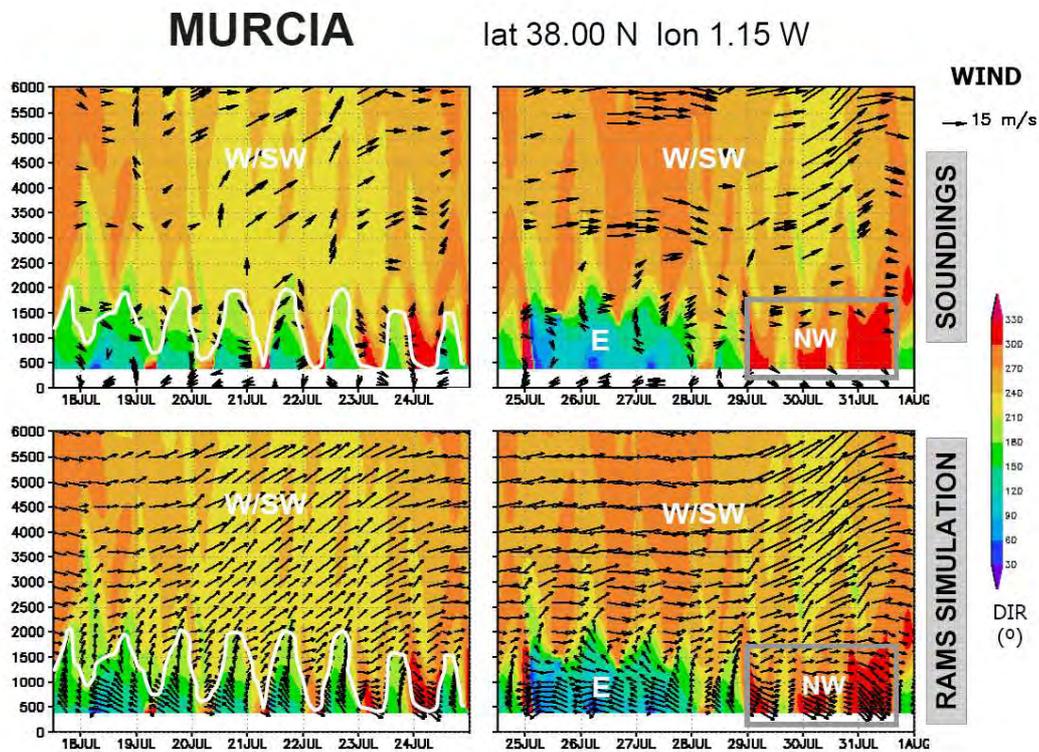


Figura 29. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Murcia entre los días 18 y 24 de julio, y los días 25 de julio y 1 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 3)

En **Murcia** (Fig. 29), bajo condiciones anticiclónicas durante prácticamente todo el verano, dominan los procesos regionales costeros. En esta estación destacan (1) la persistencia de vientos del Oeste/Suroeste en altura y (2) los ciclos diarios que se

producen la baja troposfera (señalados con una línea blanca) desacoplados de los vientos en altura. Tanto en los datos de los radiosondeos como en la simulación de RAMS pueden observarse estas variaciones diarias de los vientos entre la superficie y 2000 m: a mediodía y por la tarde, el viento es de componente Este/Sureste (brisas marinas) y por la noche cambia a vientos del Noroeste (drenajes terrales). Estas condiciones continuaron hasta el paso de la perturbación el día 29 de julio, que introdujo intensos vientos del Suroeste tanto en altura como en superficie y anuló los procesos costeros mencionados (enmarcado en gris en los paneles de la derecha de la Figura 29).

En **Nimes** (Fig. 30), durante el primer periodo de la simulación, prevalecieron los vientos del Oeste en altura y los vientos del Norte/Noroeste en superficie. Estos vientos transportan habitualmente las masas de aire del Oeste de Europa a la CMO. El único cambio de estos flujos (a dirección suroeste) tuvo lugar el día 23 de julio, asociado al paso de un frente sobre Francia.

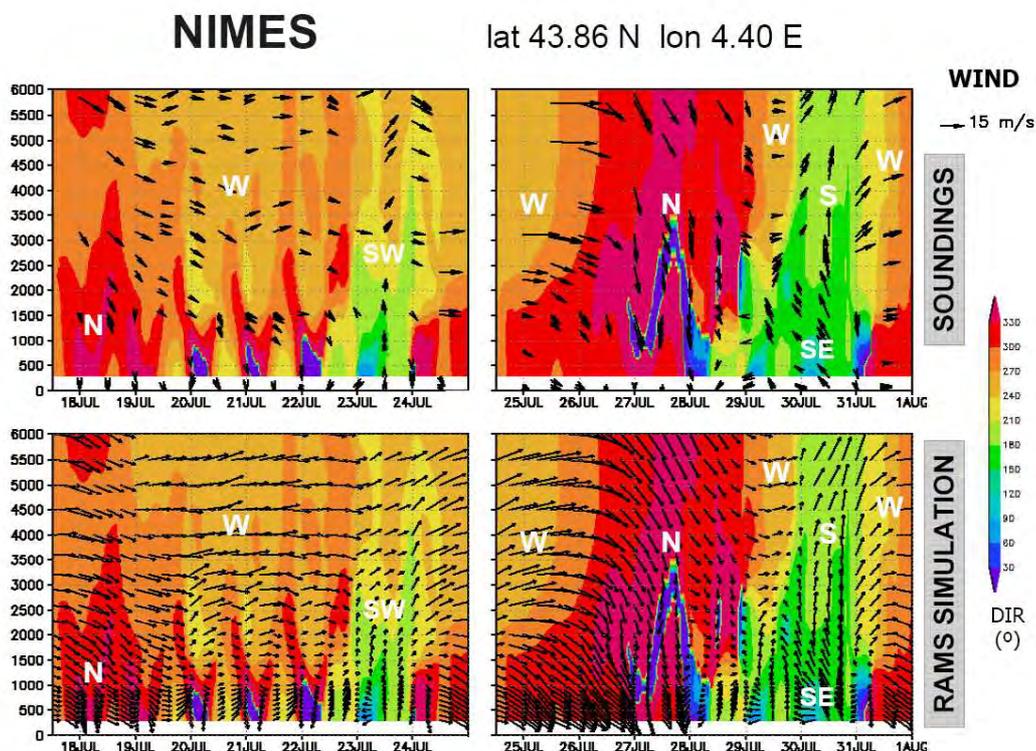


Figura 30. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Nimes entre los días 18 y 24 de julio, y los días 25 de julio y 1 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 3)

En esta estación es remarcable la habilidad del modelo para capturar tanto la intensidad como los cambios de dirección del viento que se producen en la baja troposfera. A pesar de que los resultados de RAMS no pueden contrastarse con los registros de los radiosondeos porque recogieron muy pocos datos en los niveles inferiores de la troposfera durante estos días, son concordantes con los obtenidos por *Gangoiti y cols., 2001* en esta zona. El modelo captura la fuerte intensidad de los vientos de Tramontana y sus desviaciones diarias, de dirección norte/noroeste durante la noche-mañana a oeste por la tarde. Esta desviación hacia la componente oeste la provoca, a partir de mediodía, la subsidencia sobre la CMO y el giro anticiclónico asociado (*Se describen con detalle en el apartado 3.1.3.3.*).

En el segundo periodo analizado, los resultados obtenidos con el modelo también son excelentes. El modelo reproduce los diversos cambios que provocó el paso de la perturbación en esta estación: el viento del Oeste giró a Noroeste y posteriormente a Norte durante los días 26 a 29 de julio, entre los 29 y 30 el viento fue de componente sur en altura y sureste en superficie y a partir del 31 de julio se reestablecieron las condiciones habituales, con vientos del Oeste.

Mediterráneo Central

Se analizan los resultados obtenidos en la estación de Pratica di Mare (Fig. 31), en la costa mediterránea italiana, y Milán (Fig. 32).

Durante el episodio estudiado, en **Pratica di Mare** los vientos en superficie y los vientos en altura estuvieron acoplados y no experimentaron grandes cambios (Fig. 31). Durante el primer periodo, destacan los vientos del Norte-Noroeste que, a partir del día 23, cambiaron a componente oeste. Este patrón únicamente se interrumpió entre los días 28 y 30 de julio por vientos del Norte, coincidiendo con el paso de la perturbación. Puede comprobarse que el modelo meteorológico detecta todos estos cambios y lo hace con sincronía pero la intensidad de viento simulada por el modelo es ligeramente inferior.

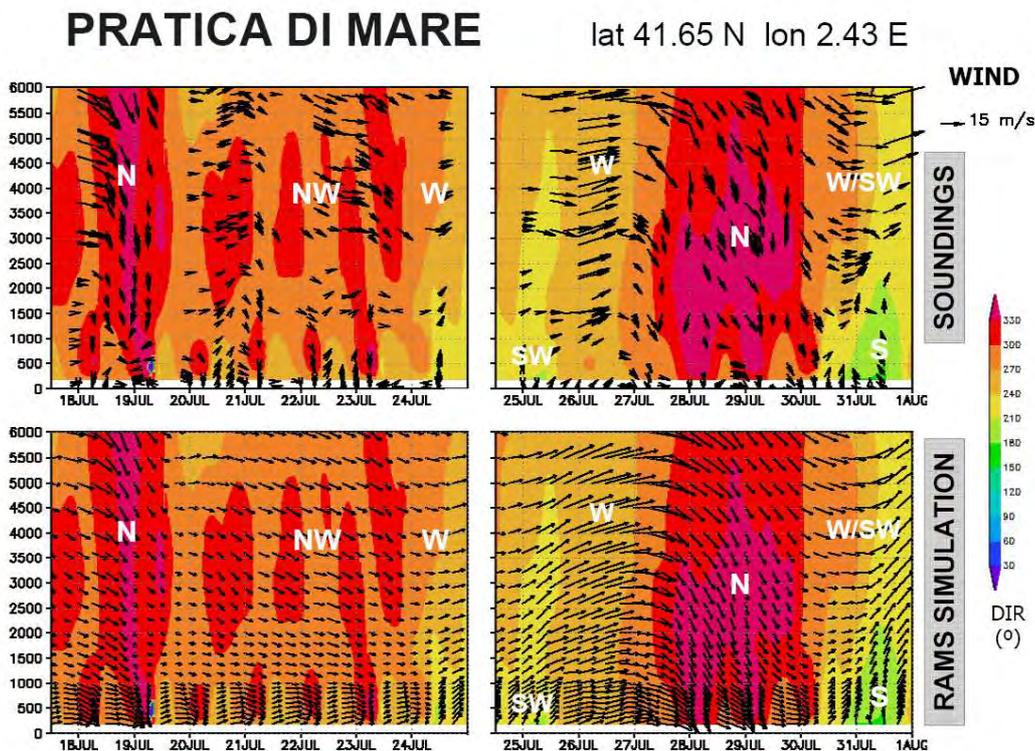


Figura 31. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Pratica di Mare entre los días 18 y 24 de julio, y los días 25 de julio y 1 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 2).

En **Milán** (Fig. 32), durante los primeros días se registraron vientos del Noroeste tanto en superficie como en altura, que pasaron a ser del Oeste a partir del día 19 y del Suroeste entre los días 24 y el 26 de julio. Los datos del modelo muestran en superficie, durante los primeros diez días (18-28 julio), ciclos con vientos del Suroeste por la tarde (brisas) y vientos de componente oeste durante la noche y las primeras horas del día (derrames locales). Durante la segunda mitad del día 26 se produjo un cambio brusco a vientos del Norte y posteriormente, del Noreste, y la supresión de los ciclos registrados durante los días anteriores en la troposfera inferior.

El modelo capta satisfactoriamente todos estos cambios.

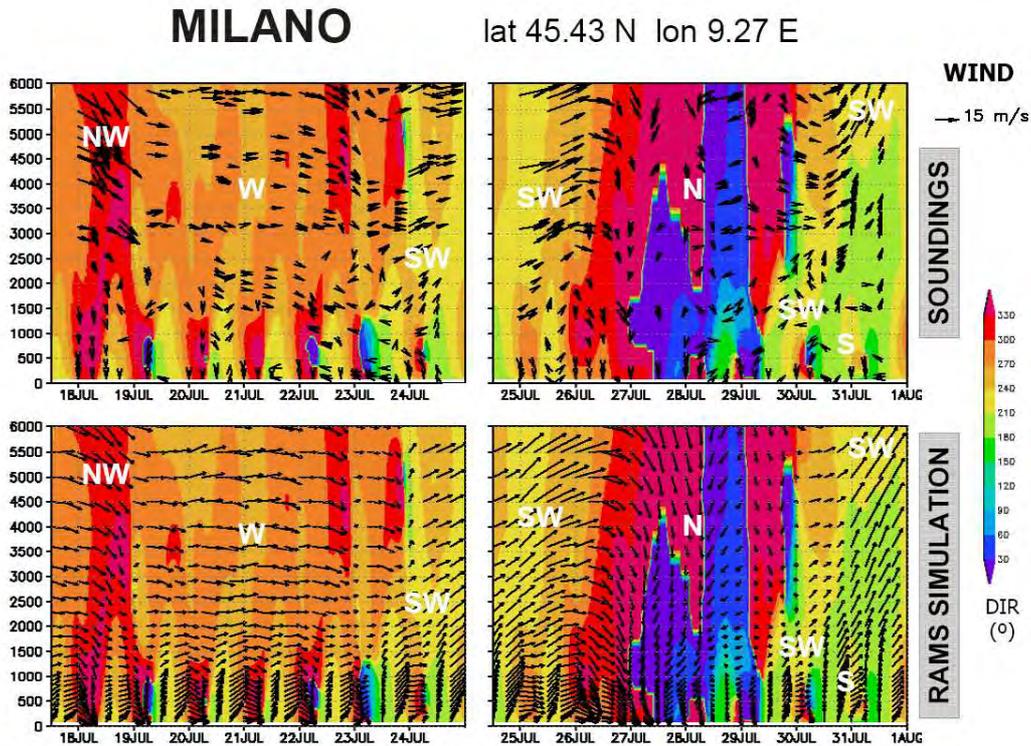


Figura 32. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Milán entre los días 18 y 24 de julio, y los días 25 de julio y 1 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 2)

Centroeuropa

En Stuttgart (Fig. 33) y Essen (Fig. 34), situadas en el Sur y en el centro de Alemania, dentro de la zona de paso de los frentes atlánticos, se registraron perfiles análogos.

En **Stuttgart**, durante los periodos analizados, los vientos estuvieron prácticamente acoplados en superficie y en altura (Fig. 33). Durante los primeros días los vientos fueron del Oeste con pequeños cambios a componente noroeste (22 de julio) y a suroeste (24 a 26 de julio). Sin embargo, durante el segundo periodo, se produjeron diversas variaciones que han sido perfectamente capturadas por el modelo: durante la tarde del día 26 cambió a vientos de componente norte, que viraron a Noreste el 27 y a vientos del Este los días 28 y 29 de julio.

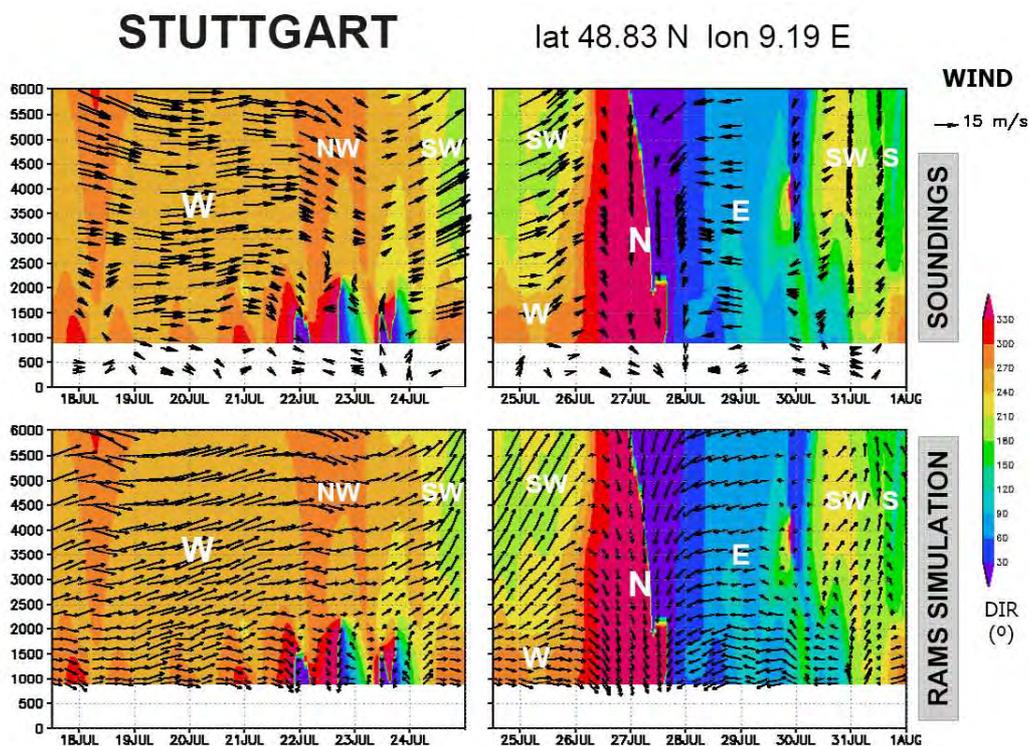


Figura 33. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Stuttgart entre los días 18 y 24 de julio, y los días 25 de julio y 1 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS en la malla 2. La ausencia de datos entre 0 y 1000 m es debido a que la resolución horizontal (96 km.) del modelo es insuficiente para reproducir la complejidad de la topografía en el entorno de este emplazamiento (Gangoti y cols., 2006a)

En **Essen** (Fig. 34), se registraron los mismos cambios que en Stuttgart y, el modelo también ha sido capaz de reproducir con sincronía estas variaciones, a pesar de que esta estación se sitúa en la malla de menor resolución. La única diferencia significativa se observa en la segunda mitad del día 23: mientras que el sondeo registró vientos de gran intensidad de componente noroeste, RAMS ha simulado vientos débiles del Suroeste.

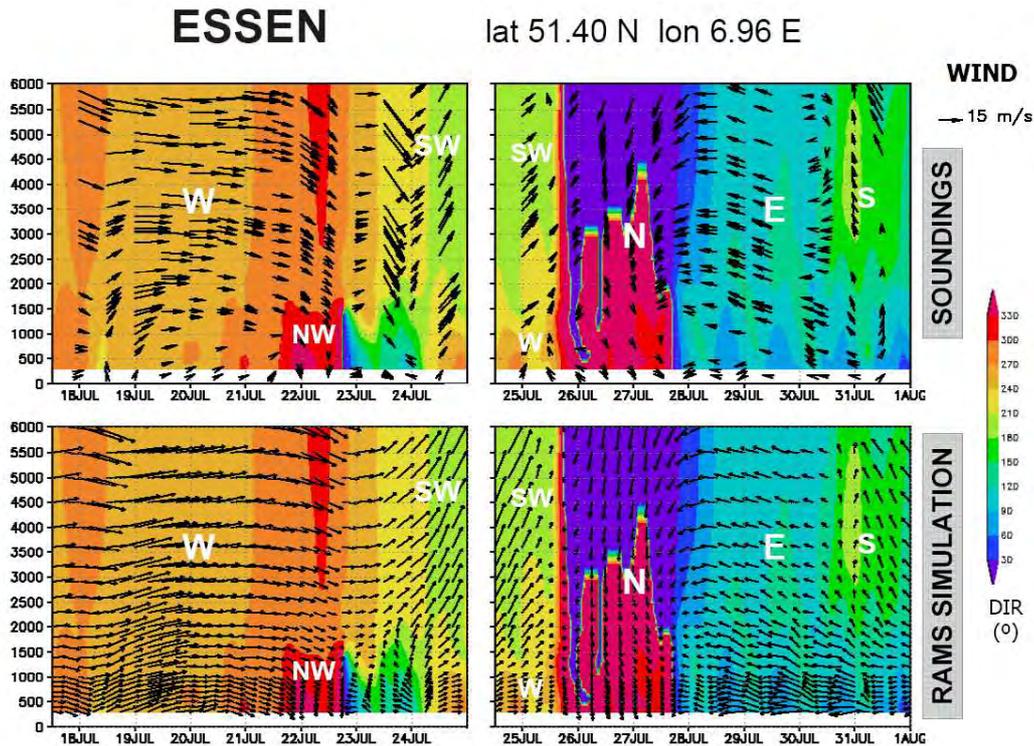


Figura 34. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Essen entre los días 18 y 24 de julio, y los días 25 de julio y 1 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 1)

Tras este análisis queda comprobado que entre los días 18 de julio y el 1 de agosto, el modelo captura los cambios registrados en los perfiles verticales de viento de los sondeos en todo el área de estudio. Las principales conclusiones extraídas de esta comparación son las siguientes:

- Los cambios de dirección de viento simulados por RAMS y registrados concuerdan tanto en superficie como en altura.
- Los resultados de las simulaciones son buenas bajo los escenarios meteorológicos habituales. Además, el modelo captura bien los cambios que provocó el paso del ciclón, incluso en las estaciones que están localizadas en las mallas de menor resolución espacial.
- El modelo reproduce bien los procesos mesoescalares que se producen en la CMO y en su entorno circundante, de especial importancia en este estudio.

Entre las discrepancias encontradas destaca, especialmente en las estaciones de sondeo ubicadas en las mallas de menor resolución (1 y 2), que el modelo subestima la magnitud de la velocidad del viento.

Comprobado que el patrón de vientos simulado tanto en superficie como en altura a escala sinóptica y regional es correcto, en los siguientes apartados se analiza el transporte de dos trazadores de oportunidad en dos subdominios diferentes:

- A escala regional, el transporte de ozono en la CMO.
- A escala regional-continental, la distribución y transporte de polvo mineral en el Norte de África.

3.1.3.3. Circulaciones de ozono en la CMO: vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA vs. RAMS (16-19 de julio, 1991)

El comportamiento del modelo durante el primer periodo de la simulación, que corresponde a condiciones normales en la CMO, se ha validado a escala regional mediante la comparación de los resultados obtenidos en la malla 3 (la de mayor resolución disponible, 24 km.) con los registros de la campaña de vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA en las costas de la CMO.

Estos vuelos coincidieron con los ciclos bi-modales característicos de la cuenca, con brisas costeras y reforzamiento del hundimiento compensatorio durante el día, y con un flujo de Norte a Sur nocturno que parte con los vientos Tramontana y Mistral. Ciclos que, explican los gradientes de concentración de ozono registrados en los trayectos horizontales de los vuelos (*Millán y cols., 2000; Gangoiti y cols., 2001*).

En la Figura 35, están representadas las medidas de viento horizontal (en los dos paneles superiores) y las concentraciones de ozono (paneles inferiores). Las rutas de vuelo se han dividido en 3 sub-rutas para mostrar la evolución temporal. Por la mañana, **(1)** la sub-ruta del Norte va desde Marsella al NE de Barcelona, **(2)** la ruta

intermedia va desde este último punto, paralelo a la costa, hasta el Sur de Tarragona y (3) la ruta del Sur va desde Tarragona al Norte de Valencia (paneles de la izquierda), y por la tarde, siguiendo el mismo itinerario, regresa a Marsella (derecha).

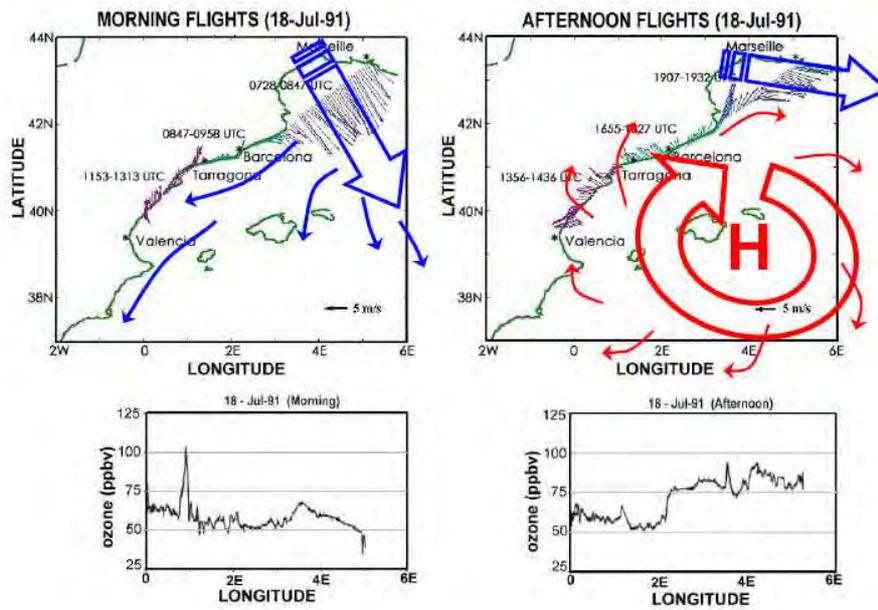


Figura 35. Campaña de vuelos instrumentados RECAPMA (18 de julio de 1991), condiciones normales en la CMO: viento horizontal (Figuras superiores) y concentración de ozono (Figuras inferiores) registrada por los vuelos durante la mañana y mediodía (derecha) y durante la tarde (izquierda). Se muestra la hora UTC de cada sub-ruta así como la escala de viento. La flecha azul indica los vientos Tramontana-Mistral y la roja, la subsidencia que se produce en la CMO durante la tarde.

En el vuelo de la **mañana**, se observan vientos Tramontana-Mistral de gran intensidad ($10-15 \text{ m.s}^{-1}$) en la sub-ruta norte y, a medida que avanza, la transición al régimen de brisas. Estos vientos introducen 50-65 ppb de ozono de origen continental que, en su viaje paralelo a la costa este de la Península Ibérica, se suman a las emisiones locales (50-70 ppb). Las brisas combinadas inyectan estas masas de aire cargadas de ozono de diferente origen por encima de 2000-4000 m., desde donde serán transportadas de nuevo al Mediterráneo por los vientos del Oeste que fluyen en altura. Estos procesos dan lugar a concentraciones de ozono crecientes de Norte a Sur. Este día se registró un máximo (105 ppb) al Sur de Tarragona, coincidiendo con alguna emisión local.

Por la **tarde**, de vuelta desde el Sur de la Península Ibérica a Marsella, se observa el desarrollo completo de las brisas marinas y la subsidencia compensatoria asociada a éstas, que provoca **(1)** el movimiento anticiclónico de las masas de aire situadas sobre la CMO y el desvío hacia el Este de los vientos Tramontana-Mistral, **(2)** el hundimiento y estratificación de los contaminantes entre la superficie marina y 4 km de altitud, y **(3)** el cambio en la dirección del viento en la línea costera, de Norte a Suroeste, dando lugar a concentraciones de ozono superiores a 75 ppb entre Barcelona y Marsella. Estos procesos pueden comprobarse en los gráficos inferiores de la Figura 35: el ozono tiende a acumularse en el Norte de la cuenca durante el día, mientras que el régimen nocturno lo transporta al Sur, hacia las costas del Norte de África.

La repetición de este ciclo durante varios días genera la acumulación y envejecimiento de los contaminantes entre las Islas Baleares y el Este de la Península Ibérica y contribuye a mantener altas concentraciones de ozono entre marzo y septiembre (*Millán y cols., 2000; Gangoiti y cols., 2001*). Se han documentado procesos similares en el Centro del Mediterráneo (*Fortezza y cols., 1993; Georgiadis y cols., 1994, Orciari y cols., 1998*)

La Figura 36 muestra los resultados de las simulaciones meteorológicas en la malla de mayor resolución (*grid 3*) durante la campaña RECAPMA (Fig. 36-a y 36-b) y en los días posteriores (Fig. 36-c, 36-d, 36-e y 36-f). Los vectores muestran la dirección e intensidad del viento horizontal a 200 m sobre el terreno (que es aproximadamente la altura de los vuelos horizontales del avión instrumentado) y la escala de colores, el viento vertical. Las zonas en gris corresponden a celdas sin datos por intercepción del terreno. En los paneles de la izquierda (Fig. 36-a, 36-c y 36-e) están representados estos campos a las 06 UTC y en los de la derecha (Fig. 36-b, 36-d y 36-f), a las 18 UTC.

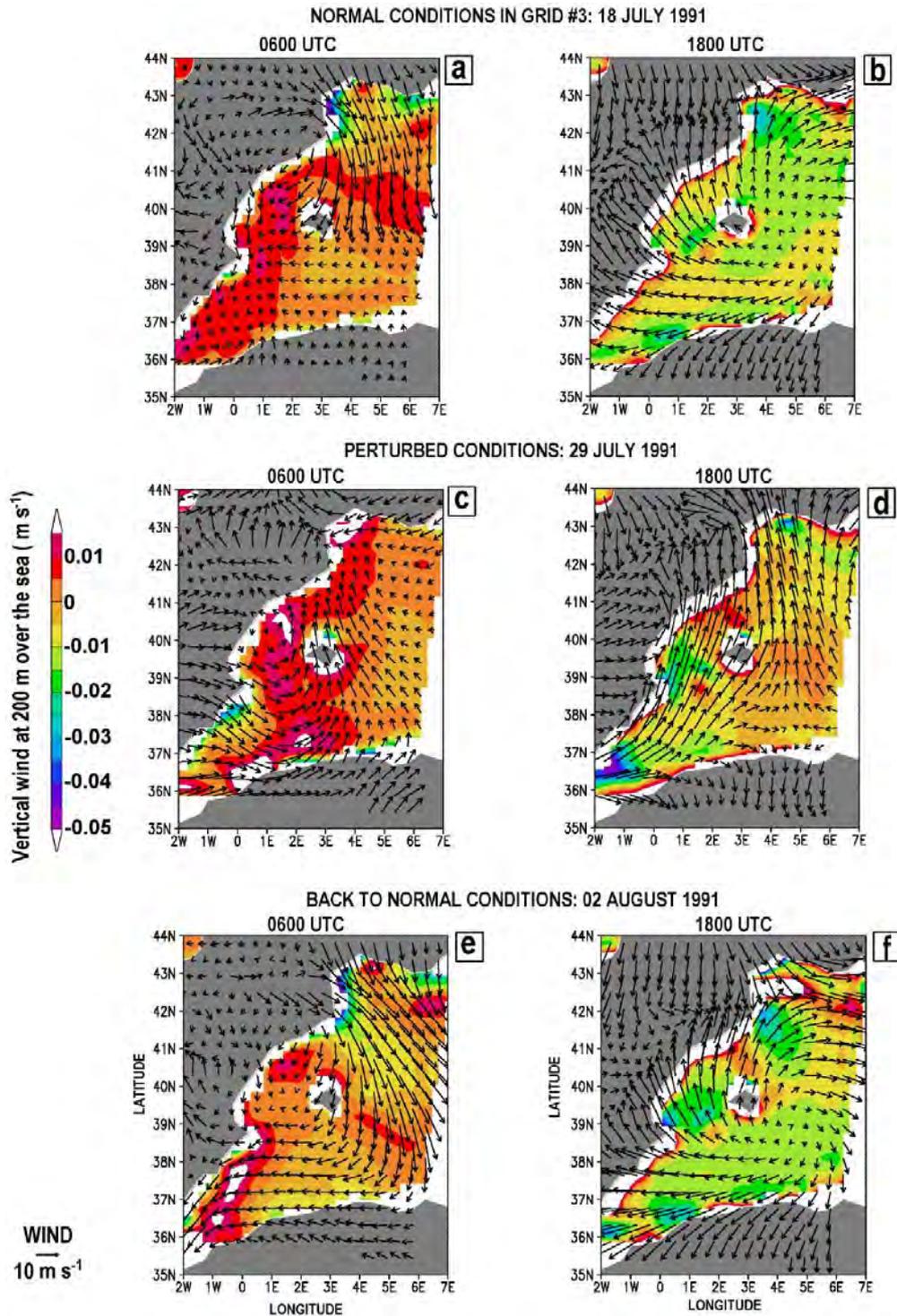


Figura 36. Secuencia de los campos de vientos durante los tres periodos: viento horizontal a 200 m sobre el terreno (sistema de coordenadas sigma) y viento vertical (sólo sobre el mar), en escala de colores, a las 0600 UTC y a las 1800 UTC. (a) y (b) Condiciones normales 18 de julio de 1991, (c) y (d) Condiciones perturbadas 29 de julio de 1991, (e) y (f) retorno a las condiciones normales.

Puede comprobarse que estos ciclos diurnos, ya simulados y descritos en *Gangoiti y cols. (2001)*, se han reproducido también en esta ocasión con la nueva disposición de las mallas y configuración del modelo.

El **18 de julio** (Fig. 36-a y 36-b), coincidente con los registros del avión instrumentado, los resultados del modelo muestran el patrón meteorológico característico durante la estación cálida en la CMO.

- Durante la noche-primeras horas de la mañana (06 UTC) se observa la entrada de aire a la cuenca con los vientos Tramontana y Mistral y el flujo de Norte a Sur, que barre gran parte del Mediterráneo Occidental.
- El modelo reproduce también los procesos registrados por el vuelo de la tarde: la formación de brisas marinas en toda la costa, el vórtice anticiclónico que se desarrolla sobre las Islas Baleares, la deflexión hacia el Este de los vientos en el Golfo de Lyon, y un hundimiento generalizado de 2 cm.s^{-1} sobre el mar. La velocidad vertical supera los $4\text{-}6 \text{ cm.s}^{-1}$ en áreas localizadas del Norte de África, el Este de la Península Ibérica y el Golfo de Lyon.

El **29 de julio**, el paso de una perturbación mostrada en la Figura 23 anuló este ciclo día-noche con brisas y hundimientos compensatorios, y tanto durante el día (Fig. 36-c) como durante la noche (Fig. 36-d) el patrón de vientos quedó controlado por el avance del frente a través del Mediterráneo. Este día queda fuera de la campaña de medidas del proyecto RECAPMA (16-19 de julio), por lo que, los vuelos no documentaron el paso de la perturbación. Sin embargo, el hecho de que el modelo se comporte adecuadamente durante la primera semana y la excelente reproducción de los registros de los radiosondeos en esta zona, aumentan la confianza en los resultados.

Varios días después, el **2 de agosto** (Fig. 36-e y 36-f), reestablecidas las condiciones normales, se observa un patrón muy similar al del día 18 de julio, y el comienzo de un nuevo ciclo de acumulación.

Esta validación a escala regional, se ha completado con la comparación de las medidas de los componentes horizontales de viento y de la temperatura realizadas

durante la **campana de vuelos** y los valores simulados por el modelo. Para ello, se ha desarrollado un programa fortran que calcula la salida de RAMS en cada posición del avión (latitud, longitud, altura y tiempo) en la malla de mayor resolución disponible. La comparación se ha realizado mediante representaciones gráficas y el cálculo de los **índices estadísticos** descritos en el Anexo 2.

En la Figura 37 se muestran tres de los perfiles verticales registrados por los vuelos para las componentes u y v del viento y la temperatura (en azul), y los calculados por el modelo (en rosa).

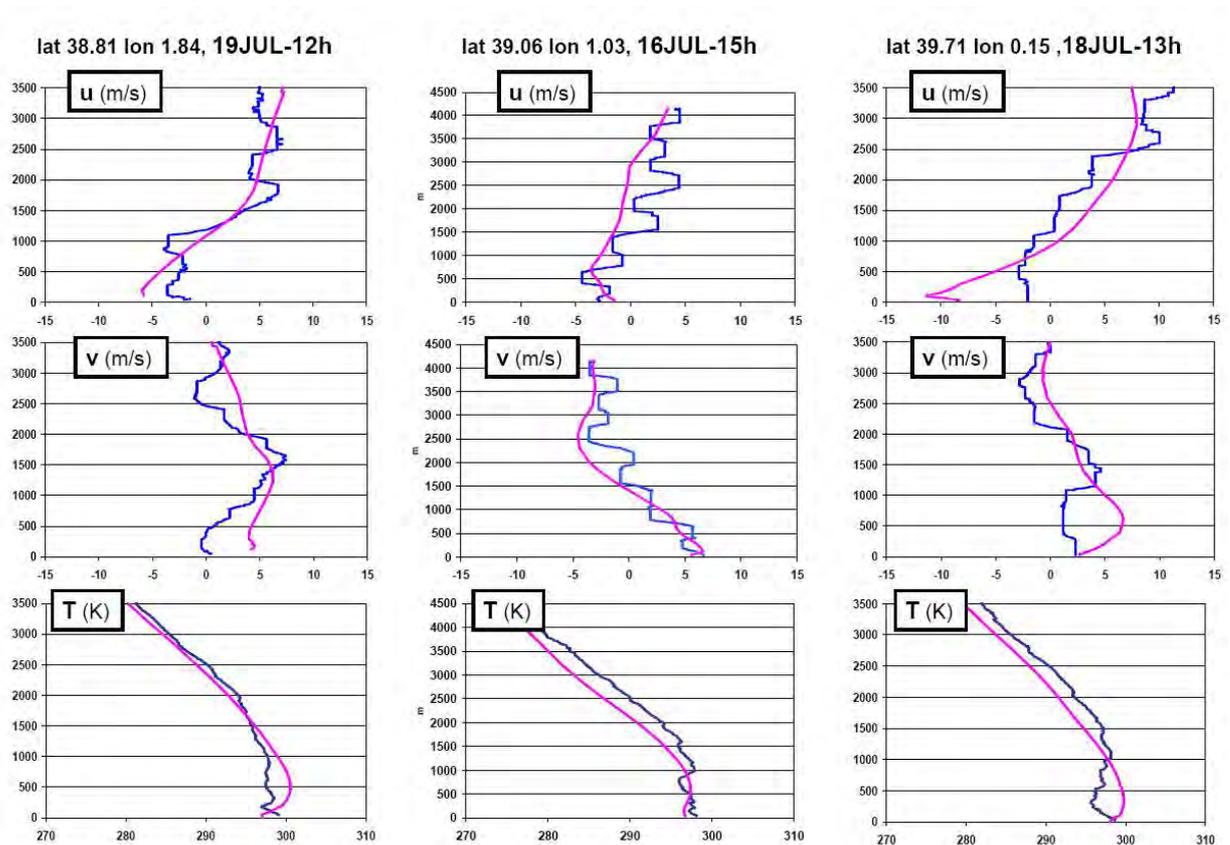


Figura 37. Perfiles verticales de las componentes horizontales del viento (dos filas superiores) y el perfil vertical de temperaturas registrados durante la campaña de vuelos instrumentados (en azul) y simuladas por el modelo meteorológico (en rosa). En la primera columna están representadas las medidas del 19 de julio a las 12 h, en la segunda las del 16 de julio a las 15 h, y en la tercera, las del día 18 a las 13 h.

Puede observarse que el modelo es capaz de reproducir aproximadamente la distribución vertical entre 0 y 4000 m tanto de los componentes horizontales del viento como de la temperatura. La reproducción de los perfiles difiere más en el caso del viento. No obstante, este hecho se debe, en parte, a la lenta respuesta de los equipos que miden la intensidad y dirección y a las altas velocidades de ascenso y descenso del avión (evidenciado por la tendencia escalonada del segundo perfil de la Figura 37). No ocurre lo mismo en el caso de la temperatura, en el que los perfiles presentan una tendencia continua y un ajuste casi-perfecto.

Por otro lado, destacar que la diferencia en los perfiles de las tres variables representadas es más acusada en la baja troposfera (especialmente notorio en los perfiles el 18 de julio a las 13 horas, tercera columna de la Figura 37). El modelo presenta dificultades para captar los complejos perfiles que provocan las circulaciones locales en los primeros 1000-1500 metros de esta región.

La Tabla V recoge los promedios diarios y el promedio total de la desviación, RMSE, MNB, los coeficientes de correlación y determinación de las tres variables y el RMSVE del viento.

Tabla V. Índices estadísticos, por días (16, 18 y 19) y el promedio total, obtenidos en la comparación de las medidas de los vuelos instrumentados y los cálculos de RAMS. La definición y ecuaciones utilizadas en la estimación de los índices están detalladas en el Anexo 2.

CMO. RAMS vs. VUELOS RECAPMA				
Temperatura				
	16JUL-1991	18JUL-1991	19JUL-1991	Promedio
BIAS (K)	-0,910	-0,610	0,212	-0,436
RMSE (K)	1,842	1,774	1,735	1,784
MNB (%)	-0,315	-0,214	0,063	-0,156
R²	0,923	0,911	0,961	0,932

Viento				
	16JUL-1991	18JUL-1991	19JUL-1991	Promedio
BIAS u (m.s⁻¹)	-0,742	-1,083	-0,858	-0,894
BIAS v (m.s⁻¹)	-0,888	1,852	1,600	0,855
RMSE u (m.s⁻¹)	2,062	2,637	2,766	2,489
RMSE v (m.s⁻¹)	2,594	3,270	2,272	2,712
RMSVE (m.s⁻¹)	3,668	4,677	4,002	4,116
MNB u (%)	-63,122	-8,558	-26,088	-32,589
MNB v (%)	76,670	0,720	-0,909	25,494
R u	0,809	0,688	0,879	0,792
R v	0,787	0,767	0,717	0,757
R² u	0,654	0,473	0,772	0,633
R² v	0,619	0,588	0,514	0,574

Los índices estadísticos confirman las conclusiones extraídas de las representaciones gráficas:

- La temperatura es la variable que presenta el mayor ajuste, con una desviación promedio inferior a medio grado y un RMSE inferior a 2, comparable con los valores obtenidos por *Carvalho y cols. 2002*. Los coeficientes de determinación y correlación son excelentes.
- Los resultados de viento no son tan satisfactorios: **(1)** La desviación de las componentes de viento es cercana a uno, positiva en el caso de u y negativa en el de v, **(2)** los RMSE superan los 2,4 m.s⁻¹ y **(3)** y el *Root Mean Square Vector Error* es de 4, 1 m.s⁻¹. Estas diferencias pueden deberse, entre otras causas, a la imprecisión de las medidas por la ya mencionada lenta

respuesta del sensor y, a que los valores de RAMS corresponden a promedios de mallas con una resolución insuficiente en un entorno como la CMO. Sin embargo, se trata de valores aceptables considerando la complejidad de los procesos circulatorios de la región, las condiciones de simulación seleccionadas y que, a diferencia de la gran mayoría de los trabajos, la validación se ha realizado con datos independientes (no asimilados por el modelo). La Tabla VI muestra el rango de errores recogidos en la bibliografía.

Tabla VI. Revisión bibliográfica de los índices estadísticos hallados en la validación de las salidas de modelos mesometeorológicos con medidas experimentales de intensidad de viento y temperatura.

	Modelo/s	Medidas experimentales	Región aplicación	Condiciones simulación	Índices estadísticos
Cox y cols., 1998	MM5, RAMS, NORAPS y RWM	Radiosondeos, estaciones meteorológicas (superficie)	Corea, Oriente Medio, America Central y EEUU	Resolución horizontal de 80 km	BIAS=2,5 m.s ⁻¹
Seaman y Michelson, 2000	MM5	estaciones meteorológicas (superficie)	Lago Michigan	FDDA de las medidas	BIAS=0,1-0,7 m.s ⁻¹ RMSE=1,3-1,8 m.s ⁻¹
Hanna y Yang, 2001	MM5, RAMS, COAMPS y OMEGA	Radiosondeos, estaciones meteorológicas (superficie)	NE de EEUU, Lago Michigan, California y Corea	FDDA de las medidas Resolución horizontal 4-12 km	BIAS=1,5 -4 m.s ⁻¹ RMSE=2-6 m.s ⁻¹
Carvalho y cols., 2002	RAMS-SPRAY	Radiosondeos, estaciones meteorológicas (superficie)	Valle del Rhin	FDDA Resolución horizontal < 1 km	RMSVE=1,2-3,3 m.s ⁻¹ RMSE=1,9-5,3° C
Zhong y Fast, 2003	MM5, RAMS y NCEP Meso-Eta	RPV, sodars, radiosondeos, lidar, vuelos instrumentados, estaciones meteorológicas (superficie)	Salt Lake Valley	En condiciones nocturnas Resolución horizontal < 1 km	BIAS=±1 m.s ⁻¹ RMSE=1,5-2 m.s ⁻¹ BIAS= -1,3° C RMSE=2,5° C

En las Figuras 38 y 39 esta representada la desviación de la componente u (superior) y de la v (inferior) y el RMSVE de todas las medidas realizadas en relación con a la altura.

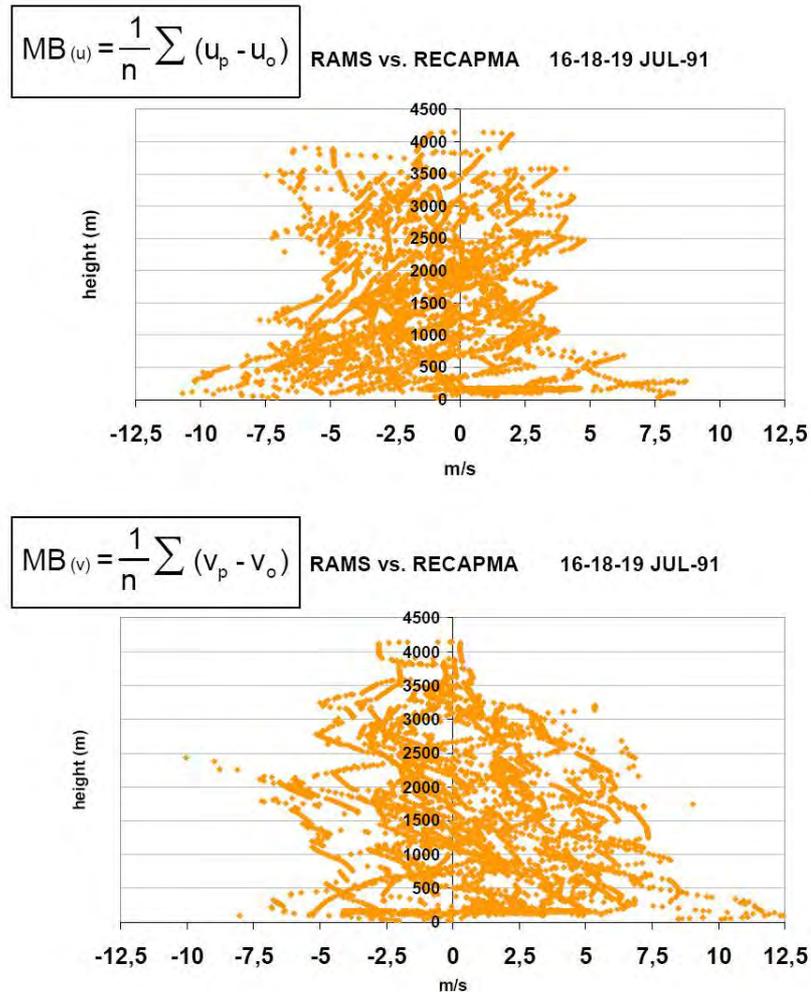


Figura 38. Desviación de los componentes horizontales del viento (u en la figura superior y v en la inferior) del modelo y las mediciones realizadas en la campaña de vuelos (16, 18 y 19 de julio) en relación con la altura

Estas figuras corroboran el hecho que se percibe en los tres perfiles seleccionados a modo de ejemplo: el error varía con la altura. Las diferencias son superiores cerca de la superficie, donde en general el modelo subestima la componente u y sobrestima la v, y disminuye con la altura.

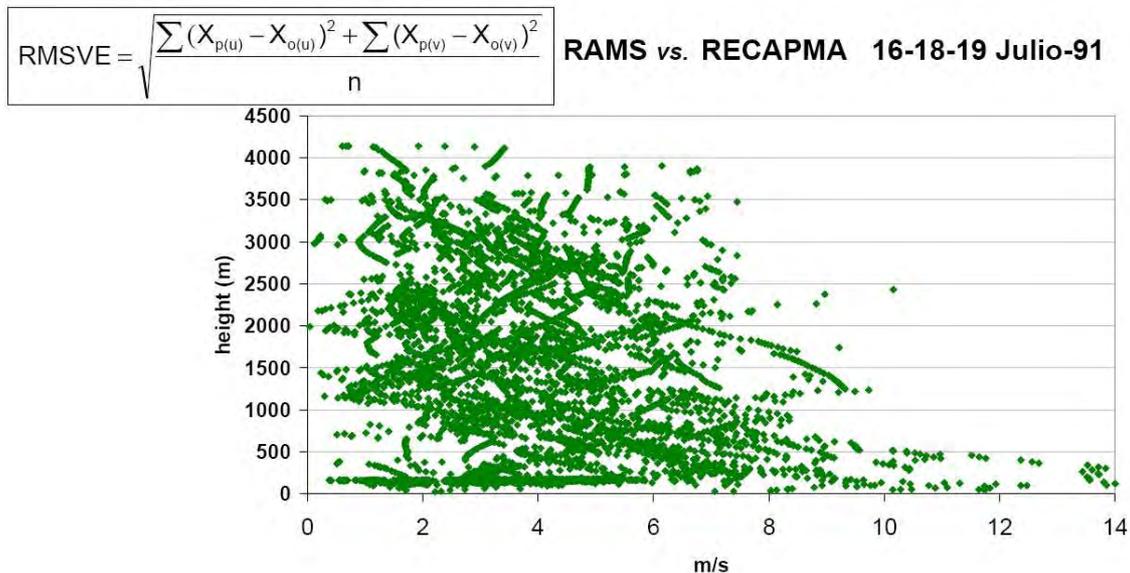


Figura 39. RMSVE de todas las mediadas realizadas por los vuelos durante la campaña RECAPMA (16, 18 y 19 de julio) en función de la altura (0-4500 m.).

Concluimos que, a pesar de la complejidad de los numerosos procesos que tienen lugar, el modelo de mesoescala ha sido capaz de reproducir el comportamiento bi-modal y los detalles del flujo en la CMO tanto en superficie como en altura así como los cambios provocados por el paso de la perturbación en la redistribución de ozono en toda la región. De esta forma, podemos confiar en las estimaciones de RAMS para simular el transporte y dispersión de contaminantes en esta región.

3.1.3.4 Circulaciones de polvo mineral en el Norte de África: TOMS vs. RAMS

La distribución de polvo mineral sobre el Norte de África está condicionada por la entrada, de forma esporádica, de sistemas de baja presión de latitudes medias que modifican la posición del anticiclón del Norte de África. La irrupción de estas perturbaciones produce alteraciones drásticas en las circulaciones características de la región y en el Índice de Aerosoles (AI) de TOMS. Por lo tanto, los cambios detectados en el AI pueden aprovecharse para comprobar si los trazadores emitidos desde los

focos norteafricanos de producción de polvo responden de forma síncrona. Esta comparación nos permitirá validar la adecuada reproducción de los procesos de transporte y dispersión por el sistema de modelización RAMS-HYPACT en este subdominio (Norte de África).

A continuación, se muestra la comparación de la distribución de los trazadores y del AI diario en cuatro momentos diferentes del periodo de simulación:

- 23 de julio, con condiciones normales sobre el Norte de África
- 31 de julio, tras la entrada de la perturbación en el Norte de África
- 2 de agosto, transición de las condiciones perturbadas a las normales
- 6 de agosto, reestablecimiento de las condiciones normales

Este análisis se apoya en una serie de figuras (Fig. 40, 42, 43 y 44) que tienen un esquema similar: En los paneles a, la escala de colores muestra el Índice de Aerosoles (AI), junto con el flujo característico de la CLM (flechas rojas) simulado por RAMS. Los paneles centrales (b) está representada la concentración de partículas simulada por HYPACT desde de los focos norteafricanos de polvo y en los de la derecha (paneles c), pueden observarse los vientos simulados por RAMS a 3600 m sobre el terreno. Para facilitar la comprensión de la dinámica conduce los penachos de polvo mineral, los principales flujos se han identificado con flechas. La escala de grises de los paneles a y b representa los datos de reflectividad de TOMS (<ftp://jwocjy.gsfc.nasa.gov/pub/nimbus7/data>), que indica las áreas cubiertas por nubes. En estas zonas no hay datos del AI y es más probable la deposición húmeda de aerosoles y gases altamente solubles.

El día **23 de julio** (Fig. 40), con condiciones normales en el Norte de África, en la troposfera media destaca la circulación anticiclónica característica de esta región y el AI muestra que los aerosoles giran alrededor de este sistema circulatorio. Las salidas se producen hacia el Atlántico, la ZCIT y Oriente Medio (indicadas con las flechas rojas). Por otro lado, la flecha azul indica la advección atlántica sobre el Oeste de Europa, que queda aun lejos de la zona de recirculación.

Los resultados de las simulaciones (Figura 40-b) han conseguido reproducir correctamente tanto el giro del trazador sobre las montañas Atlas como la divergencia que se produce sobre la costa de Libia.

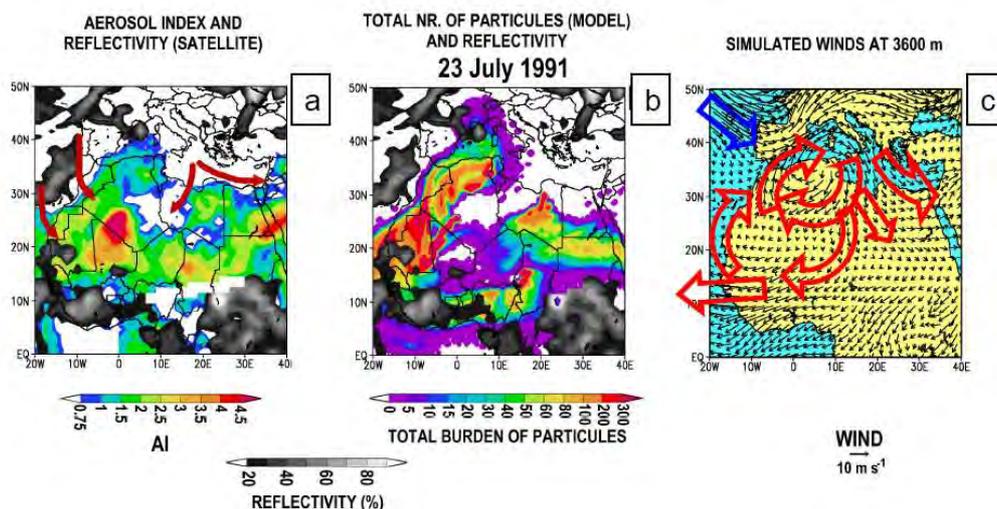


Figura 40. 23 de julio de 1991 (a) Índice AI de TOMS (escala de colores) y reflectividad (gris). Las flechas indican los flujos en la CLM, (b) distribución y carga total de trazador simulado por HYPACT (escala de colores) y reflectividad (gris), (c) campo de vientos simulado por RAMS a 3600 m snm.

En las Figura 41 esta representada, para este mismo día, la variación latitudinal (0-50° N) en la sección de longitud constante 0° de la distribución vertical del trazador. En la Figura 41-a pueden identificarse los movimientos verticales de las masas de aire y la Figura 41-b muestra el tiempo de vida del trazador y la velocidad vertical del viento entre 0 y 9000 metros. En ellas pueden identificarse dos penachos de polvo **(1)** sobre el Norte de África, centrado en la latitud 35° N y **(2)** sobre el Centro de África, centrado en la latitud 10° N; y los mecanismos meteorológicos responsables de esta distribución (flechas).

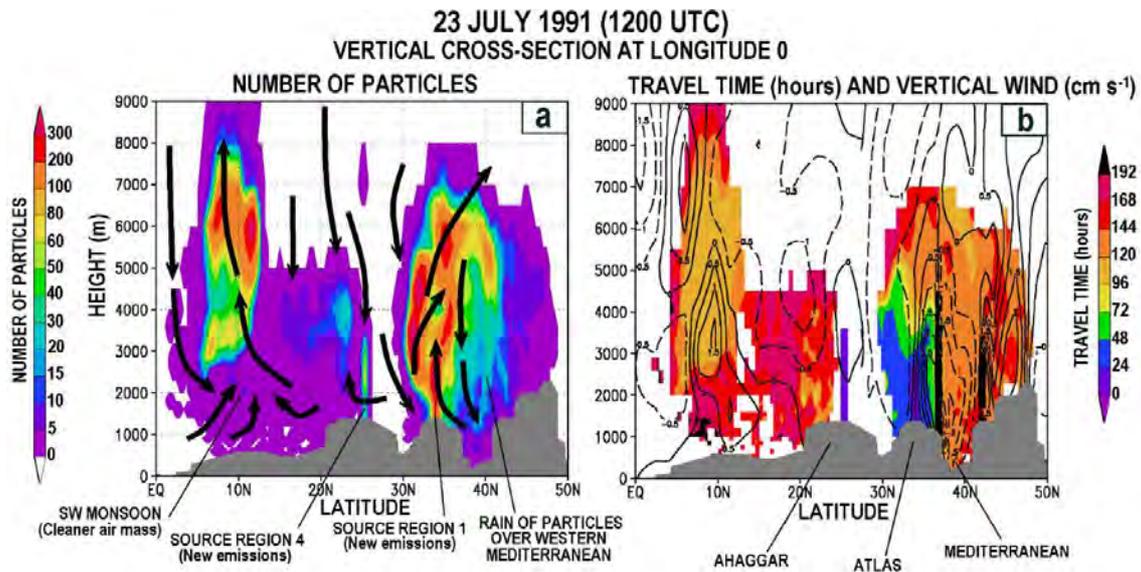


Figura 41. (a) Sección vertical del penacho de la Figura 40-b, 23 de julio 12 UTC, centrada en longitud 0°. La escala de colores representa el número total de partículas y las flechas de color negro los principales flujos de viento vertical. (b) Edad media de las partículas, en colores, y las líneas muestran el viento vertical (continuas para viento ascendente, y discontinuas para descendente) para la misma sección. El perfil del terreno se incluye en negro, en la parte inferior de ambas figuras. Tanto el número total de partículas como los vientos verticales y los tiempos de viaje de las partículas corresponden a promedios entre las longitudes 0° y 10° E.

El **penacho del Norte** (30-40° N) resulta de la combinación de las emisiones de polvo de las fuentes de Túnez, Este del desierto Libio y Mali, Mauritania y Oeste de Ahaggar. Su distribución y características son consecuencia de los intensos procesos de convección seca (resultado del calentamiento de la masa terrestre norteafricana) y de la circulación anticiclónica que se desarrolla en la troposfera media de esta región. Los Atlas juegan también un papel fundamental en la extensión vertical y horizontal del mismo. Los mecanismos de transporte atmosférico (y sus efectos) más destacables son:

- La circulación de tipo anticiclónico alrededor de los montes Atlas. Dan lugar a una estratificación latitudinal de los trazadores por edades: los más antiguos se sitúan en las laderas del Norte (5-6 días) y las emisiones más recientes (1-2 días) en las laderas del Sur (Fig. 40-b).

- Durante el avance del penacho desde Túnez y el Oeste del Sahara, una fracción de los trazadores es inyectado orográficamente en las laderas del Sur de los Atlas hasta 6000-7000 m. Desde esta altura, los trazadores pueden **(1)** cruzar directamente hacia la CMO, **(2)** dirigirse el Sur de la Península Ibérica y la CMO, rodeando el extremo oeste de los Atlas, o **(3)** desplazarse hacia el Atlántico en la Saharan Air Layer (SAL). La SAL es un estrato relativamente cálido, seco y estable situado entre 2000 y 5000 m. en el que se produce típicamente el transporte de polvo mineral norteafricano (*Prospero y cols.*, 1972). La distribución resultante coincide con las observaciones realizadas con el LIDAR por *Karyampudi y cols.* (1999).
- Entre 38-42° N, tiene lugar un hundimiento de las masas de aire sobre el Mediterráneo, que provoca la deposición de trazadores en la CLM (Figura 41-a). Esta capa, cargada de trazadores envejecidos, puede girar en el Norte de los Atlas (Tell Atlas) y desplazarse en la dirección opuesta, hacia el Atlántico Tropical.
- Una fracción de los trazadores envejecidos que fluyen sobre el Oeste del Mediterráneo pueden escapar de la circulación anticiclónica y fluir en capas estables (entre 2000 y 6000 m) hacia el Este del Mediterráneo y Oriente Medio y penetrar de nuevo a través de la costa de Libia y Egipto en África. Cuando alcanzan la región de Sahel puede o bien unirse al penacho del Sur o ser venteados a la troposfera superior y precipitar en el cinturón de tormentas del Frente InterTropical (ITF).

El **penacho del Sur** (8-13° N), resulta de las emisiones del desierto Libio y del Lago Chad y, a diferencia del anterior, no experimenta esta circulación alrededor de los Atlas. Es elevado hasta 8000 m por procesos de convección húmeda en la zona del ITF, coincide con el área cubierta de nubes en las Fig. 40-a y 40-b.

Entre los dos penachos, entre las latitudes 10-35° N, puede identificarse un área de intenso hundimiento anticiclónico.

Esta distribución cambió radicalmente con el paso de la perturbación. En la Figura 42, puede verse que el día **31 de julio**, se fortaleció la advección de aire atlántico sobre el Norte de la CMO y la costa oeste africana (indicada con flechas azules) y desplazó el vórtice anticiclónico de la troposfera media norteafricana hacia el Este. Esta alteración provocó el traslado del polvo mineral con el sistema frontal hacia el Noreste. La distribución del AI (Fig. 42-a) muestra, al contrario de lo habitual, máximos en la Costa de Libia y el Mediterráneo Central y mínimos en el Noroeste de África y el Mediterráneo Occidental. El frente de polvo simulado por HYPACT (Fig. 42-b) reproduce, también bajo este escenario, la distribución del Índice de Aerosoles.

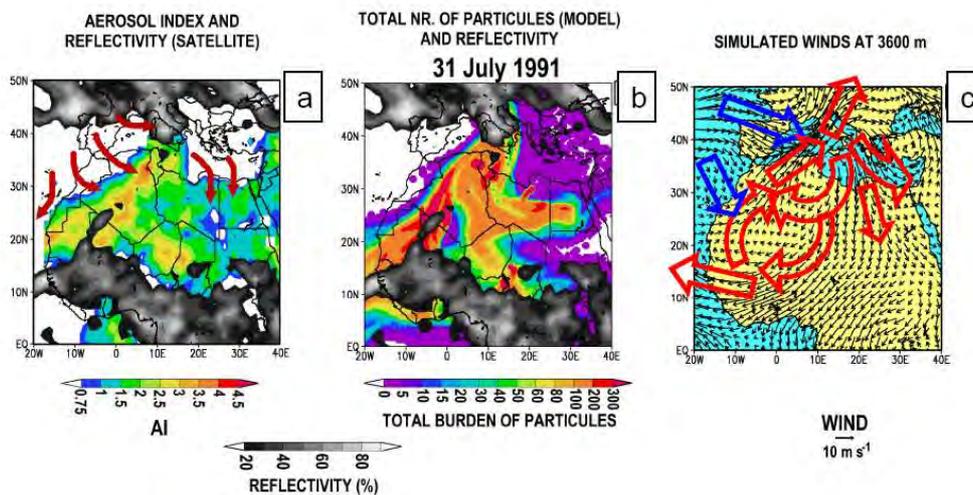


Figura 42. 31 de julio de 1991 (a) Índice AI de TOMS (colores) y reflectividad (gris). Las flechas indican los flujos en la CLM, (b) distribución y concentración de trazador simulado por HYPACT (colores) y reflectividad (gris), (c) campo de vientos simulado por RAMS a 3600 m snm.

Dos días más tarde, el **2 de agosto**, el frente ya había cruzado el Mediterráneo y comenzaron a restituirse las condiciones normales en el Norte de África. En las Figuras 43-a y 43-b, es evidente el progreso del penacho del Norte hacia el Este del Mediterráneo/Oriente Medio, su giro y entrada a través de las costas de Libia y Egipto hasta el Este de Sahel y su fusión con el penacho del Sur. El penacho combinado se desplazó hacia el Atlántico Tropical (*Ver subcapítulo 3.1.4*).

Se observa además el restablecimiento de las condiciones normales sobre las costas del Oeste del Sahara y el Sur de Marruecos, con la recirculación del polvo

mineral alrededor de los Atlas. La concordancia entre los datos de TOMS y la simulación de la distribución del trazador sigue siendo excelente

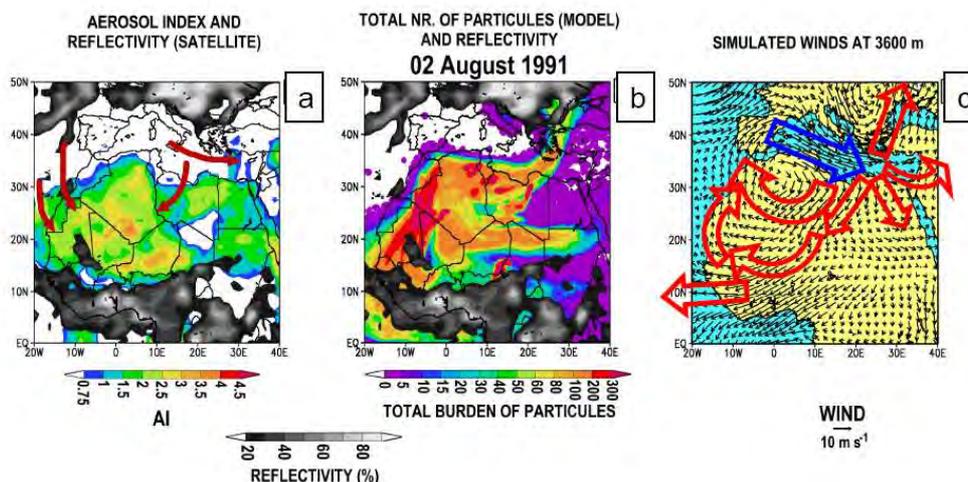


Figura 43. 2 de agosto de 1991 (a) Índice AI de TOMS (escala de colores) y reflectividad (gris). Las flechas indican los flujos en la CLM, (b) distribución y carga total de trazador simulado por HYPACT (escala de colores) y reflectividad (gris), (c) campo de vientos simulado por RAMS a 3600 m snm.

Finalmente, el día **6 de agosto** (Fig. 44), se produjo la restitución completa de las condiciones normales en la zona: el Norte de África quedó fuera del área de influencia de las advecciones atlánticas y el vórtice se colocó en su sitio. Los valores del AI (Fig. 44-a) indican que terminó la exportación hacia el Centro y el Este de Europa y comenzó de nuevo el venteo de la CMO alrededor de Atlas. Este día, puede observarse el transporte del penacho sobre la costa atlántica de Marruecos y sobre las Islas Canarias.

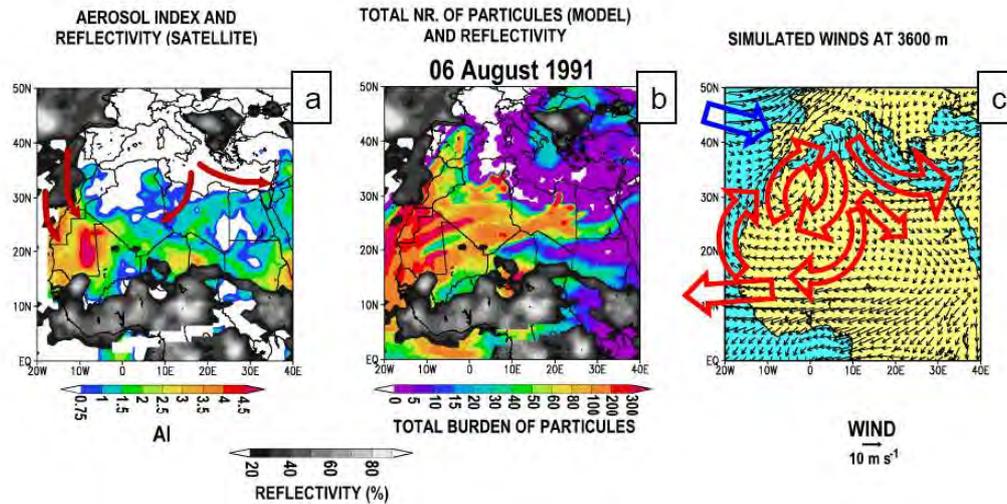


Figura 44. 6 de agosto de 1991 (a) índice AI de TOMS (escala de colores) y reflectividad (gris). Las flechas indican los flujos en la CLM, (b) distribución y carga total de trazador simulado por HYPACT (colores) y reflectividad (gris), (c) campo de vientos simulado por RAMS a 3600 m snm.

Con esta validación se ha podido comprobar la adecuada reproducción por el sistema de modelización RAMS-HYPACT de los procesos circulatorios en el Norte de África tanto en condiciones normales como en condiciones perturbadas. De esta forma podremos aceptar con la debida confianza el transporte simulado para los trazadores de contaminación europea desde su origen a través de África hacia el Atlántico Tropical. Se discute a continuación.

3.1.4. Transporte a larga distancia del trazador europeo

Tras examinar los ciclos de acumulación y venteo en dos subdominios de la región de interés (Cuenca Mediterránea Occidental y en el Norte de África), en este apartado se describen las vías de exportación de los de trazadores emitidos de forma continua durante 10 días (15-25 julio de 1991) desde diferentes regiones europeas y su relación con estas circulaciones.

Los resultados de las simulaciones muestran que existen **tres modos de transporte** bien diferenciados que dependen de la zona de emisión:

1. **Sur de Europa-Región Mediterránea**
2. **Costa atlántica de la Península Ibérica**
3. **Norte de Europa- Región Atlántica**

Estos tres modos de transporte se detallan en cuatro momentos clave de la simulación:

- **24 de julio**, que representa las condiciones normales en la región. Transporte hacia el Mediterráneo y África.
- **1 de agosto**. Propagación de la perturbación a través del Mediterráneo.
- **10 de agosto**. Transporte sobre el Atlántico Tropical.
- **13 de agosto**. Llegada masiva del frente de trazador al Caribe.

Esta descripción se apoya en una serie de figuras (45 a 52) que muestran la concentración del trazador (paneles izquierdos) y el tiempo de viaje (derechos) de estos tres modos. Las fuentes de la región C (Lyon, Marsella, Toulouse y Barcelona) representan el modo de transporte de la región mediterránea, Lisboa es el representante del modo de la costa atlántica de la Península Ibérica y, Londres muestra el modo de transporte de las fuentes del Norte de Europa. Se incluyen además varias secciones verticales de la distribución de la concentración y edad del trazador y otros parámetros meteorológicos de interés (viento vertical, temperatura potencial, humedad relativa), que facilitan la demostración de la extensión vertical de los procesos convectivos implicados y la estratificación observada.

24 de Julio: Condiciones normales en el Norte de África y la CMO

Nueve días después de que comenzaran las emisiones y bajo el escenario meteorológico habitual en la zona, la mayoría de los trazadores europeos ya han alcanzado el Mediterráneo y el Norte de África (Fig. 45).

24 JULIO 1991, 1200 UTC

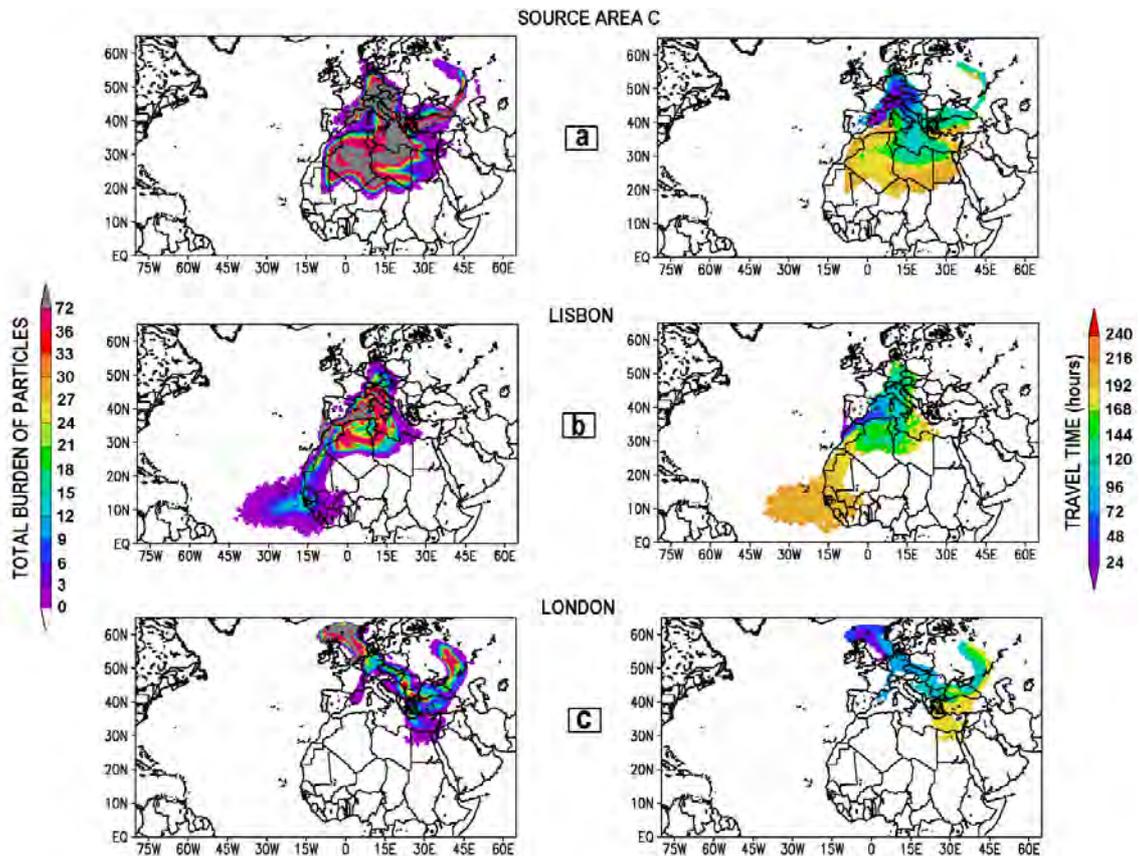


Figura 45. Distribución del trazador (partículas totales sobre la vertical) (izquierda) y tiempo de viaje del mismo, 9 días después del inicio de la emisión (derecha) para una selección de fuentes europeas: (a) región emisora C, constituida por Lyon, Toulouse, Marsella y Barcelona, (b) Lisboa y (c) Londres.

Los trazadores liberados en todo el **Sur de Europa** (Figura 45-a), recircularon durante los primeros 4-5 días en la CMO siguiendo los ciclos diurnos descritos en el apartado 3.1.3.3 y coincidiendo con la campaña de vuelos RECAPMA (*Gangoiti y cols., 2001*). Posteriormente, una fracción importante cruzó las costas de Túnez y penetró en el Norte de África. En la Figura 45-a-derecha se observa la recirculación de los trazadores más antiguos (168-192 horas) alrededor de las montañas Atlas siguiendo el giro anticiclónico que sigue habitualmente el polvo sahariano sobre este área. Otra fracción de los trazadores, escapó de estos procesos recirculatorios norteafricanos, atravesó la Cuenca Mediterránea de Oeste a Este transportada en capas estables sobre el mar y al llegar al Mediterráneo Oriental se desvió hacia el Sur, cruzó las costas de Libia y Egipto, penetró de nuevo en el continente africano y tomó

una trayectoria de Este a Oeste (entre las latitudes 10-20° N) hacia el Atlántico Tropical transportado por los vientos *Harmattan*.

En la figura 45-a se observan otras dos zonas con altas concentraciones de trazadores mediterráneos que corresponden a fracciones inyectadas en la troposfera media y alta por procesos de convección húmeda: **(1)** sobre Turquía y el Sureste del Mar Negro, que fue elevada sobre el Norte de Italia y transportada en dirección este hacia el continente asiático, y **(2)** sobre Centroeuropa, que es una fracción más reciente asociada al paso de un sistema frontal por la costa atlántica francesa el día 23 de julio.

Estos resultados demuestran que los subdominios analizados en el capítulo anterior, están acoplados y actúan de forma conjunta en el transporte y la exportación de contaminantes europeos y polvo mineral.

El trazador liberado en **Lisboa** (Fig. 45-b) muestra dos rutas preferenciales hacia el Atlántico Tropical:

1. Entrada directa. El trazador se desplazó hacia el Sur, desde la latitud 30° N a 15° N, siguiendo una trayectoria paralela a la costa de Portugal y la costa oeste norteafricana. Durante este desplazamiento, el trazador fue elevado por las brisas costeras y desviado por los vientos alisios transportado hacia el Atlántico Tropical.
2. Otra fracción, se desplazó en dirección suroeste a noreste hacia el Mediterráneo y fue inyectada a 5000 m. de altura por los vientos anabáticos que se desarrollan en las laderas norte de los Atlas. Al igual que el trazador mediterráneo, siguiendo la recirculación que tiene lugar sobre estas montañas, cruzó las costas de Túnez y Libia, penetró de nuevo en el continente africano y salió hacia el Atlántico Tropical. Esta salida tuvo lugar varios días más tarde que la de los trazadores que siguieron la ruta anterior.

Estas dos entradas al Atlántico, directa e indirecta, son muy evidentes al comparar la edad del trazador (Fig. 45-b-derecha)

En la Figura 46 está representada la distribución vertical del trazador emitido desde Lisboa, entre el Ecuador y la latitud 40° N. Es una sección a la longitud constante 12.5° W. Desde su emisión hasta su salida al Atlántico, en la figura se observan, de derecha a izquierda (de Norte a Sur), los siguientes procesos:

- Hundimiento en la costa oeste de Portugal.
- Venteo en los Atlas hasta 4000 m de altura y, durante el desplazamiento hacia el Sur desde la latitud 30° N a 15° N, un hundimiento progresivo de la masa de aire contaminada (más de 1000 m) situada por encima de la CLM y dentro de la capa de inversión de los vientos alisios.
- Al alcanzar la latitud 10-13° N, concurren el monzón del Sur y los alisios, y como consecuencia, se producen dos salidas o transferencias de trazador: una pequeña fracción fumiga la CLM y otra parte, es inyectada hasta 3000 m. Simultáneamente, sobre el Golfo de Guinea, se desarrolla una *onda del Este*, que asociada al monzón, favorece el transporte en altura de estos trazadores hacia el Atlántico Tropical.

Siguiendo esta vía directa los trazadores podrían alcanzar el continente americano en 11-12 días desde su emisión.

24 JULIO 1991, 1200 UTC- LISBON

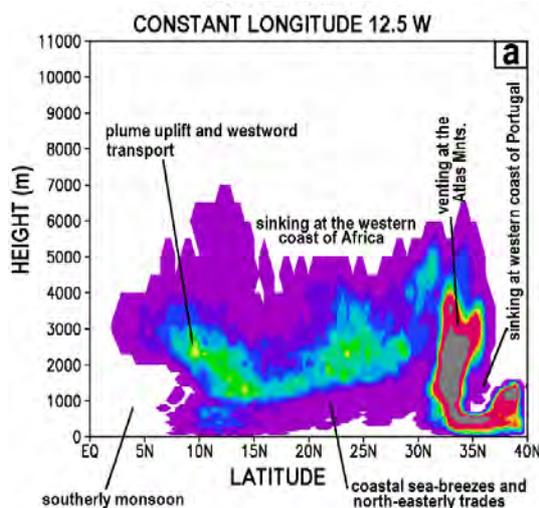


Figura 46. Distribución vertical entre la superficie y 11000 m, centrada en longitud 12.5° W, del trazador emitido desde Lisboa.

La mayor parte de las emisiones del **Norte de Europa**, representadas por **Londres** (Fig. 45-c), cruzaron Centroeuropa en dirección al continente asiático. En la Figura 47, que muestra la distribución vertical de este trazador en el extremo Este del dominio (37.5° E), puede observarse que este transporte tuvo lugar en altura, entre 1000 y 6000 m. El hundimiento que se produjo en algunos puntos, como sobre el Mar Negro, causó la entrada-deposición de trazador en los niveles inferiores.

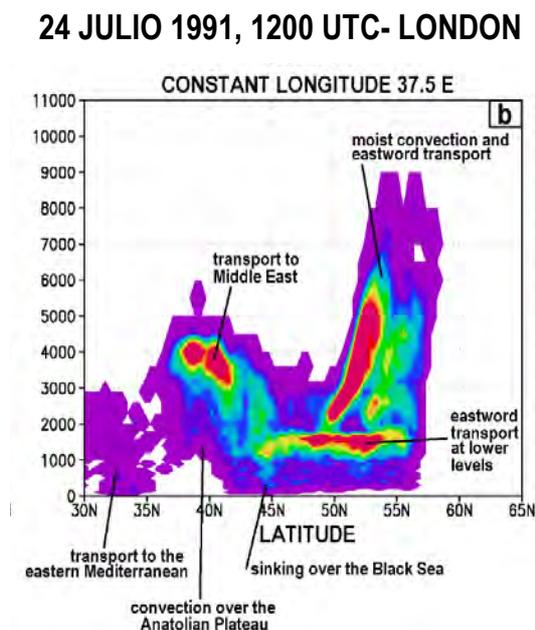


Figura 47. Distribución vertical del trazador emitido en Londres, centrada en longitud 37.5° E (30-45° E)

Sólo una pequeña fracción del trazador emitido en Londres se dirigió siguiendo la ruta Mediterránea y cruzando las costas egipcias, hacia el Norte de África (Fig. 45-c). En condiciones normales, a diferencia del transporte hacia Asia, la entrada de trazadores del Norte de Europa al Mediterráneo tiene lugar en la baja troposfera (2000 m. snm). Se produce principalmente a través de los estrechos de Bósforo y Dardanelos forzados por los vientos etesianos del Este del Mediterráneo y/o en el extremo occidental, forzados por los vientos Tramontana-Mistral hacia el Golfo de Lyon (*Gangoiti y cols., 2001*).

1 de Agosto: Propagación de la perturbación a través del Mediterráneo

Este día la liberación de trazadores en las regiones fuente ya había finalizado y la perturbación que afectó al Norte de África y la CMO entre los días 28 y el 31 de julio estaba desvaneciéndose en esta región, mientras se propagaba a través del Mediterráneo. En la figura 48 se observan los considerables cambios que provocó la perturbación en la distribución de los trazadores europeos sobre el Mediterráneo y el Norte de África. Además, pueden apreciarse las primeras entradas (Fig. 48-a y 48-b) en el Atlántico Tropical diecisiete días después del inicio de las emisiones.

1 AGOSTO 1991, 1200 UTC

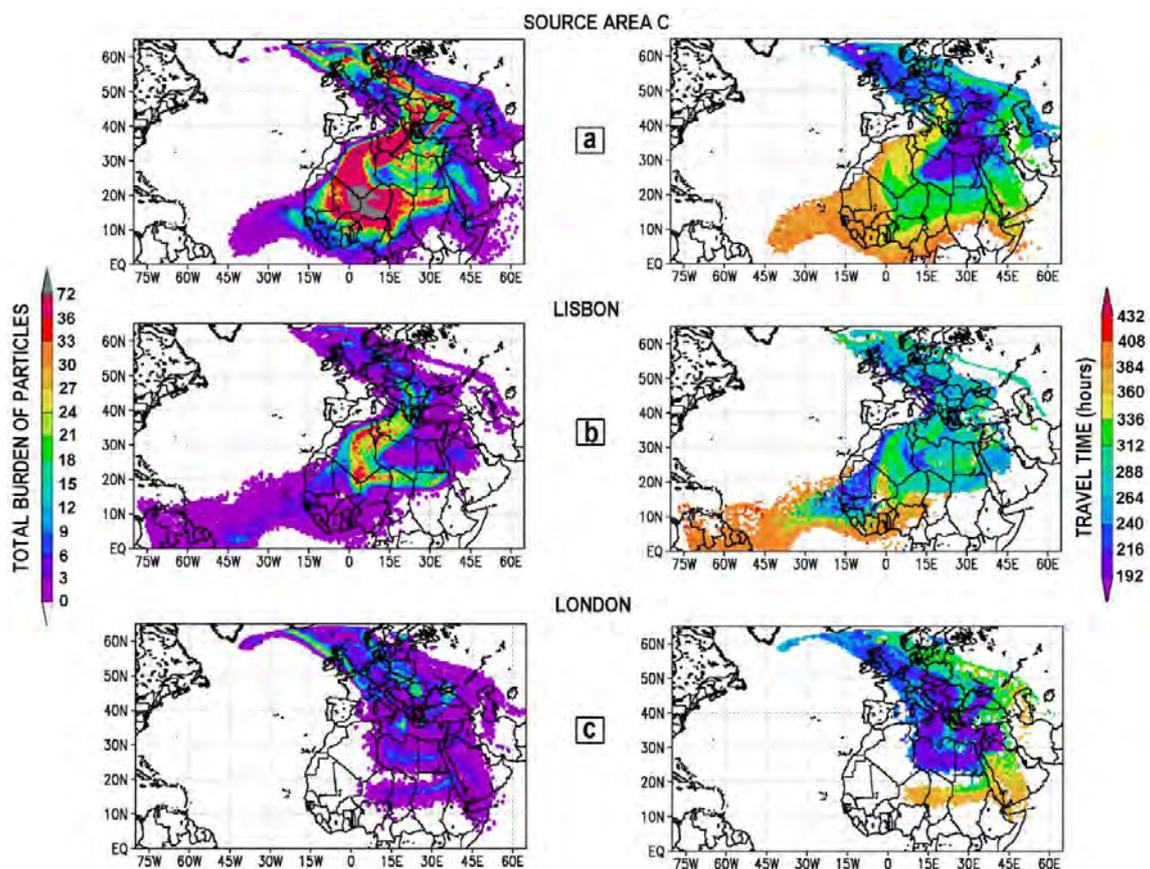


Figura 48. Distribución del trazador (izquierda) y tiempo de viaje del mismo (derecha) el 1 de agosto (17 días después del inicio de la emisión) para una selección de fuentes europeas: (a) región emisora C, constituida por Lyon, Toulouse, Marsella y Barcelona, (b) Lisboa y (c) Londres.

Los trazadores liberados en todo el **Sur de Europa** (regiones B, C y D, excepto las emisiones de Lisboa y A Coruña) muestran una distribución análoga (sólo se muestra la región C, Figura 48-a). Los trazadores se dirigieron inicialmente hacia el Mediterráneo Central, cruzaron las costas de Libia y Egipto, penetraron en el interior del continente africano (hasta la latitud 10-20° N) y recircularon en altura alrededor de los Atlas dentro del sistema de altas presiones. Posteriormente, la mayor parte de estas masas de aire envejecidas fueron transportadas hacia el Atlántico Tropical. Sin embargo, puede verse que una pequeña fracción, en lugar de dirigirse al AT, penetró de nuevo en el Mediterráneo.

Por otro lado, las emisiones de **Lisboa** se distribuyeron entre dos rutas (Fig. 48-b). Parte de ellas salió hacia el Sur, paralelas a la costa de Portugal y costas del Oeste africano, e iniciaron la ruta transatlántica entre las latitudes 10-15° N; y otra parte, optó por la misma ruta que los trazadores mediterráneos (más larga). La fracción que siguió la ruta directa, sin pasar por el Mediterráneo, hacía ya cinco días que había llegado a Sudamérica el 1 de agosto (Fig. 48-b-derecha).

Tanto en la distribución de las emisiones del Sur de Europa (Fig. 48-a) como en la del trazador de Lisboa (Fig. 48-b), se perciben las consecuencias de la perturbación meteorológica sobre el Noroeste de África:

- Bloqueo de la salida al Atlántico Tropical por encima de la latitud 20° N. De esta forma, las emisiones del Sur de Europa, tanto emitidas recientemente como las envejecidas en la recirculación sobre Atlas, fueron empujados hacia el Este sobre el Centro y Sur de Argelia. Seguidamente, fueron arrastrados por la perturbación que barrió el Mediterráneo, situando el frente del penacho sobre el Mediterráneo Central, los Balcanes y el Este de Europa. Esta situación retrasó la salida masiva de trazadores europeos al Atlántico Tropical hasta el 4-5 de agosto.
- Sobre el Atlántico sólo se observan trazadores por debajo de la latitud 20° N. Corresponden a las emisiones de Lisboa que siguieron la ruta directa y comenzaron a cruzar el Atlántico el día 21 de julio y las emisiones del Sur de Europa que salieron de la costa oeste de África los días 27-28 de julio, justo antes de la entrada de la perturbación en esta zona (Fig. 42-c).

En la Figura 49 está representada la distribución vertical y latitudinal de las emisiones de la región Mediterránea en los límites oeste y este del dominio. Son dos cortes verticales de la Figura 48-a, a longitud constante (2.5° W). En la Figura 40-a se observa que la principal salida al océano Atlántico desde la costa oeste de África se produjo en altura (2000-5000 m.), en la SAL. Otra fracción de trazador, situada sobre el Norte del Atlántico y el Mar del Norte (latitud 55-60° N) y emitida el día 23 de julio tras el paso frontal sobre Francia, fue venteadada a la troposfera media-alta y transportada inicialmente hacia el Este (no se muestra) y a continuación al Oeste, pero no participó en el transporte transatlántico.

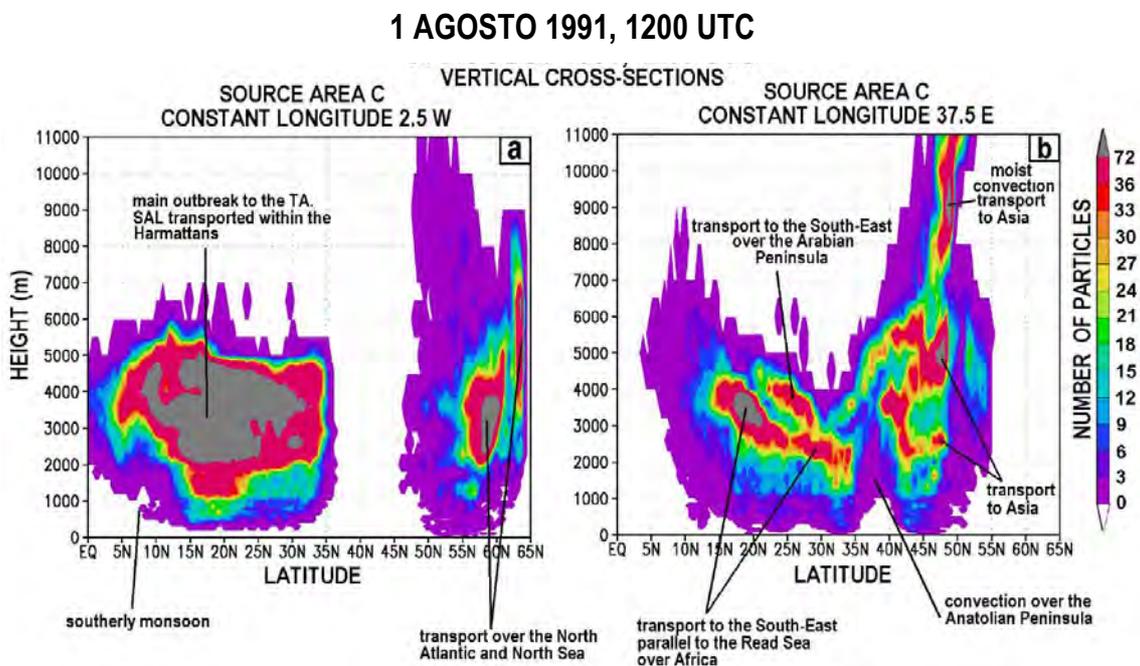


Figura 49. Distribución vertical del trazador emitido desde la región mediterránea (a) en el límite oeste del dominio (longitud 2.5° W) y (b) en el límite Este (longitud 37.5° E).

En el Este del dominio de simulación (Figura 49-b), se observa que, la mayor parte de los trazadores mediterráneos fueron transportados por encima de 2000 m.

- Por debajo de la latitud 35° N, los trazadores se dirigieron hacia el Sureste siguiendo una trayectoria paralela al Mar Rojo, y se elevaron progresivamente desde 2000 a 4000 m. Destaca la intensidad de la inyección que tuvo lugar en el límite norte de la ITF en el Este de África (latitud 20° N).

- Entre las latitudes 20-30° N, el trazador cruzó la Península Arábiga y la fuerte actividad convectiva que se produjo sobre este área, venteó los trazadores a una altitud superior (3000-5000 m), situándolos por encima de la masa de aire anterior.
- Al Norte de la latitud 35° N, los trazadores fueron venteados por procesos de convección húmeda a la troposfera media-alta (altitudes superiores a 8000 m.) y posteriormente, se desplazaron hacia el continente asiático. No obstante, el hundimiento que tuvo lugar sobre el Mar Negro y el Este del Mediterráneo (latitudes 41-45° N y 31-35° N) pudo provocar la deposición parte de estas emisiones.

Las emisiones del **Norte de Europa**, como siguieron una ruta más larga a través del continente asiático, no habían alcanzado el Atlántico Tropical este día (1 de agosto). En la Figura 48-c se observa que la mayor fracción de las partículas se movió hacia Asia y que una pequeña fracción de las mismas, tras penetrar a través del Mediterráneo Oriental, se situó sobre el NE África: pueden distinguirse dos trazas de diferente edad en las latitudes 15 y 25° N.

10 de Agosto: Transporte sobre el Atlántico Tropical

En las figuras de este día (Fig. 50 y 51) se observan las características del transporte sobre el Atlántico Tropical hacia América. Veintiséis días después de que comenzara la emisión, el 10 de agosto, todos los trazadores excepto los emitidos desde el Norte de Europa habían alcanzado las costas americanas. Esta estimación de tiempo de transporte transatlántico a través del Norte de África para las emisiones del Sur de Europa es una semana superior al cálculo de *Hamelin y cols.* (1989), que se corresponde con el tiempo estimado para las emisiones que toman la ruta directa hacia América (Lisboa y A Coruña): 11-12 días.

10 AGOSTO 1991, 1200 UTC

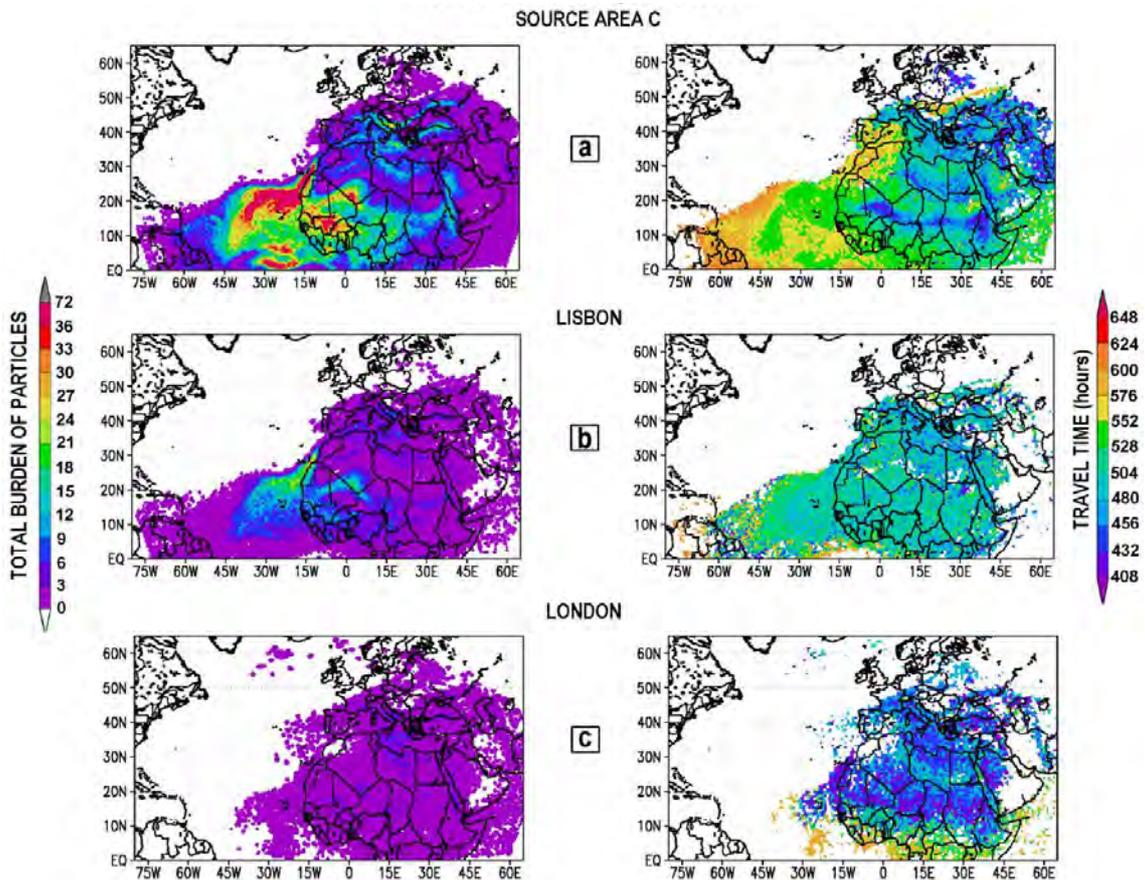


Figura 50. Total de partículas sobre la vertical (izquierda) y tiempo de viaje del mismo 26 días después del inicio de la emisión (derecha) para una selección de fuentes europeas: (a) región emisora C, constituida por Lyon, Toulouse, Marsella y Barcelona, (b) Lisboa y (c) Londres.

Con el reestablecimiento de las condiciones normales sobre el Norte de África, finalizó el bloqueo de las emisiones del **Sur de Europa** y **Lisboa**, atrapadas en la circulación anticiclónica norteafricana, y los días 4 y 5 de agosto se produjo su irrupción masiva al océano Atlántico. Las Figuras 50-a y 50-b muestra la distribución de los trazadores 5-6 días después de que se vertieran al Atlántico Tropical. En ambos casos, se observa que la principal ruta de transporte transatlántico se situó entre las latitudes 15-20° N.

En la Figura 51-a está representada la distribución vertical (0-11000 m) y latitudinal (0-65° N) sobre el Oeste de Europa y África (longitud 2.5° W) de los

trazadores de la región mediterránea C, representados en la Figura 50-a-izquierda. Se observa que:

- Por encima de la latitud 15° N, el derrame y transporte subsiguiente sobre el océano Atlántico, se produjo en la SAL (2000-5000 m).
- Por debajo de esta latitud, el monzón del SO creó un área de amplia inestabilidad entre las latitudes 4-16° N que elevó la base de la SAL y desplazó el trazador hasta 8000 m.
- Las emisiones europeas también alcanzaron estos niveles (8000 m) sobre el Este de la Península Ibérica como consecuencia de los intensos procesos de convección húmeda que provocó el paso de una perturbación sobre la CMO entre los días 9 y 11 de agosto.

10 AGOSTO 1991, 1200 UTC

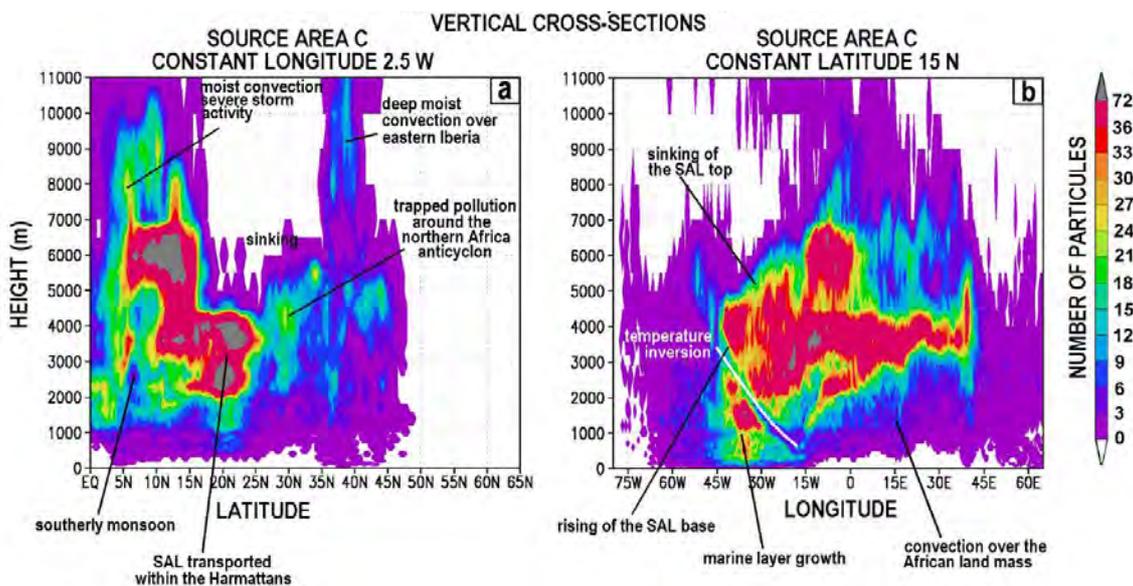


Figura 51. Distribución vertical de las partículas emitidas en la región mediterránea (a) sobre África antes de cruzar el Atlántico, longitud 2.5 W. (b) en la latitud 15° N.

La Figura 51-b muestra las características del transporte transatlántico y la evolución de la estratificación de las masas de aire estimada por el sistema de modelización. Es un corte de la Figura 50-a-izquierda en la latitud 15° N. Del análisis de esta figura pueden extraerse varias conclusiones que se han contrastado con los resultados obtenidos por otros autores:

- *Karyampudi y cols. (1999)* señalaron que el principal corredor atlántico de transporte de polvo mineral sahariano se produce en esta misma banda latitudinal.
- La exportación transatlántica tiene lugar principalmente en la SAL, entre 2000 y 6000 m (es máxima entre 3000 y 4000 m). El espesor de este estrato se reduce durante el transporte: se identifica, por un lado, la elevación de su base y por otro, el hundimiento de su límite superior. Este hundimiento se debe a la subsidencia anticiclónica que se produce sobre el Atlántico.
- La evolución de la CLM es, sin embargo, la opuesta: parte de una profundidad inicial de 500-1000 m en el Oeste de África y supera los 3000 m. en las costas americanas. Esta profundización es consecuencia del incremento de la temperatura del agua de Este a Oeste y de la intensificación de los procesos de convección. La distribución del trazador evidencia claramente este ascenso en la profundidad de la CLM y la inversión de temperatura existente entre la CLM-SAL (línea blanca en la Fig. 51-b).
- El ascenso en la altura de la CLM coincide con un incremento en la concentración de trazador en la baja troposfera desde las costas africanas a las americanas. Este hecho contradice las teorías clásicas de transporte transatlántico de polvo mineral (*Carlson y Prospero, 1972; Prospero y Carlson, 1972, Westphal y cols., 1987*) que postulan que se produce exclusivamente en la SAL. Esta explicación alternativa ya ha sido discutida en varios trabajos (*Reid y cols., 2002, 2003*).

Tras el análisis de la distribución vertical del trazador (muestra concentraciones decrecientes en el límite inferior de la SAL y concentraciones crecientes en el límite superior de la CLM) y de los diversos procesos que tienen lugar durante el transporte, concluimos que la profundización de los procesos de convección inducen la transferencia del trazador desde la SAL hacia los niveles inferiores. Esto provoca el transporte subsiguiente en dos estratos desacoplados y de características diferentes y posiblemente, la llegada a destinos no coincidentes. Por esta misma razón, la mezcla

de emisiones europeas y polvo mineral contenidos en la SAL y en la CLM sobre la misma región geográfica del Caribe podrían tener orígenes y trayectorias muy dispares

No obstante, tal y como puede apreciarse en la Figura 52, en la que está representada la concentración del trazador en toda la troposfera (Fig. 52-a) y en la baja troposfera (Fig. 52-b), estos procesos de transferencia desde la SAL a la CLM no se produjeron de forma continua ni uniforme y parecen estar ligados a la dinámica de formación de cúmulos sobre el Atlántico. También podrían jugar un importante papel en este traspaso a la CLM, los procesos convectivos y la subsidencia compensatoria que se producen en la costa oeste de África (15-35° N).

En último lugar, las emisiones del **Norte de Europa** (Fig. 50-c), no contribuyeron de forma significativa a la concentración sobre el Atlántico Tropical, pero puede verse que, al igual que el resto de trazadores, tras el paso de la perturbación comenzaron a desplazarse hacia el Oeste.

13 de Agosto: Llegada masiva del frente de trazador al Caribe

Casi un mes después del comienzo de la emisión, la distribución de trazadores desde el conjunto de las regiones europeas-atlánticas (B) y mediterráneas (C y D) es similar (no se muestra). El frente masivo de trazador mediterráneo que se observaba el 10 de agosto sobre el Atlántico Tropical, se sitúa (3 días más tarde) sobre el Caribe y las costas Sudamericanas (Fig. 52-a y 52-b). Este día también se produjo la llegada de una pequeña fracción de los trazadores del Norte de Europa (no se muestra).

Al comparar las Figuras 52-a y 52-b puede verse que, como se ha adelantado anteriormente al exponer la teoría de transporte transatlántico alternativa, la llegada del trazador a América se produjo a diferentes alturas y destinos: mientras que el penacho que cruzó el Caribe (indicado con una P) lo hizo en los primeros 2 kilómetros de la troposfera, la llegada a Sudamérica se produjo en altura.

13 AGOSTO 1991, 1200 UTC, REGIÓN MEDITERRÁNEA C

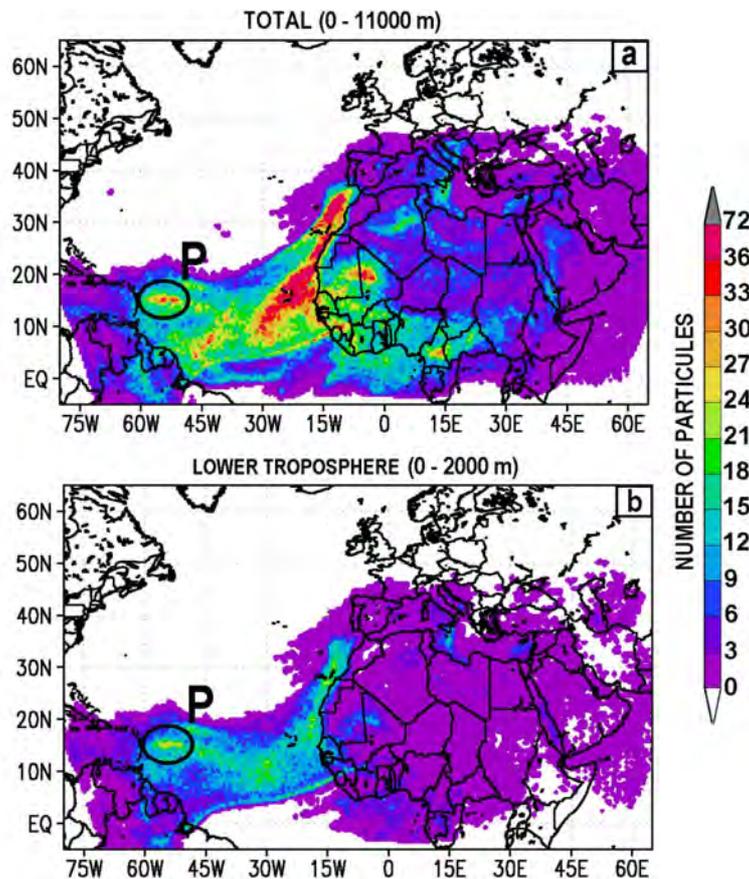


Figura 52. Distribución del trazador emitido desde la región mediterránea, 29 días después del comienzo de la emisión: (a) concentración total de partículas (b) concentración entre 0 y 2000 m. La P indica la intrusión de los trazadores sobre el Caribe.

En la Figura 53 está representada, para este mismo día (13 de agosto), en un corte longitudinal de la Figura 52-a. Muestra la distribución vertical del trazador mediterráneo (región C) junto con la temperatura potencial (Fig. 53-a) y el perfil vertical de la humedad relativa y la velocidad vertical del viento (Fig. 53-b), estimados por el sistema de modelización RAMS-HYPACT para la ruta principal de transporte transatlántico. Los cambios en la distribución del trazador que se observan en ambos paneles, respaldan los mecanismos de transporte explicados. Se resumen en los siguientes puntos:

1. El intenso calentamiento del aire que tuvo lugar sobre la masa terrestre africana (15° W- 30° E) promovió procesos de convección seca, tal y como

indican las altas velocidades verticales de viento y la baja humedad relativa. Estos procesos dieron lugar a una profunda capa de mezcla (4000-5000 m.) con una temperatura potencial casi constante (40° C), que fue la responsable de la puesta en suspensión e inyección de contaminantes y/o polvo mineral en altura. Simultáneamente, por encima de esta capa, las velocidades verticales negativas indican que se produjo el hundimiento de las masas de aire, asociado al sistema de altas presiones que se desarrolla en la alta troposfera del el Norte de África.

2. Estos dos procesos provocaron la acumulación y posterior transporte de los trazadores en el extremo superior de esta capa (la SAL), entre 2000 y 5000 m. Este estrato se caracteriza por ser relativamente cálido (temperatura potencial de 35-60° C), seco (humedad relativa entre 50 y 70 %) y estable.
3. La SAL se desplazó hacia el Oeste sobre la Capa Límite Marina. La CLM es una capa más fría (temperatura potencial de 25-40° C), inestable y saturada de humedad (supera el 80%).
4. Durante el transporte desde las costas africanas a las costas americanas, el aumento de la temperatura del Atlántico provocó el fortalecimiento de la actividad convectiva en la CLM, la extensión vertical de esta capa, la disminución de la humedad relativa (desde la saturación al 70%) y, de gran importancia en este estudio, la entrada de trazadores desde la SAL. Este proceso puede observarse en la Figura 53-a a partir de la longitud 15° W.
5. Entre estas dos capas, que están desacopladas, se observa una región sin trazadores que coincide con la inversión térmica. Esta inversión se elevó desde 500-1000 m sobre el Oeste de África a 2500 m en el Caribe.

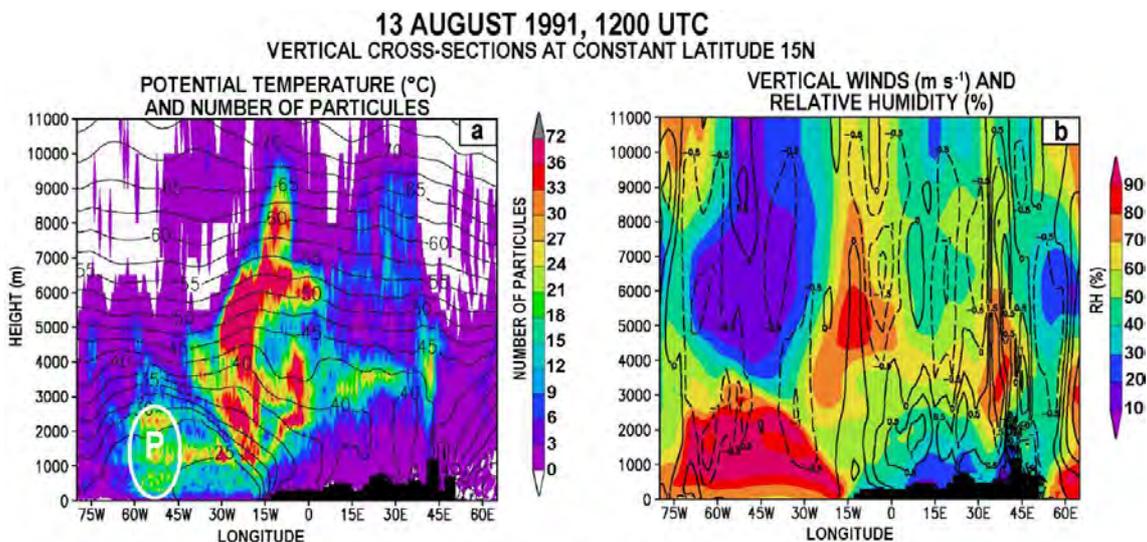


Figura 53. (a) Distribución vertical del trazador emitido desde la región mediterránea (escala de colores), y de la temperatura potencial (líneas de contorno), ambas centradas en latitud 15° N. La nube de partículas P es la indicada en la figura 52. (b) Humedad relativa (escala de colores) y velocidad vertical del viento (las líneas continuas representan vientos ascendentes y las discontinuas vientos descendentes) para la misma latitud. El perfil del terreno está indicado en negro en la parte inferior de ambas figuras.

El penacho de trazadores (P) que cruza al Caribe (Fig. 52-a, 52-b y 53-a) se transportó principalmente en la baja troposfera (CLM), mientras que la fracción que viajó en la SAL desaparece de esta sección en la longitud 40° W a 3500-4500 m snm. En la Figura 52 puede comprobarse su continuidad en la parte central del Atlántico Tropical y su posterior desvío hacia la costa este de Sudamérica.

Validación con la secuencia temporal de las concentraciones de aerosoles, sulfatos y nitratos registradas en dos estaciones del Caribe

Esta llegada masiva de los trazadores europeos al Caribe estimada por HYPACT y que responde al paso de la perturbación por el Norte de África y el Mediterráneo, es simultánea con los picos de contaminación medidos en dos

estaciones de superficie de la red de vigilancia de aerosoles de la Universidad de Miami. En las Figuras 54 y 55 está representada la secuencia temporal de la concentración de aerosoles, sulfatos no marinos (nns) y nitratos desde el 1 de junio al 30 de agosto en Barbados y Miami, respectivamente. Es durante este periodo, como consecuencia de los cambios estacionales que se producen en los patrones de circulación, cuando se registran las mayores concentraciones de aerosoles en el Caribe (*Prospero y Lamb., 2003*).

El impacto del penacho (P) puede identificarse sobre estas dos localidades:

- La secuencia diaria de **Barbados** muestra cantidades moderadas de polvo mineral ($2 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$), nitratos ($0,19 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) y sulfatos ($0,42 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) los días previos a la entrada del frente de polvo: 10 y 11 de agosto. Sin embargo, y coincidiendo exactamente con la llegada del penacho P de trazador a la zona (Fig. 52), el día 13 de agosto las concentraciones aumentaron considerablemente: $100 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ de polvo mineral, $1,88 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ de sulfatos y $0,69 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ de nitratos. Se trata de concentraciones anormalmente altas si se comparan con los valores habituales de regiones oceánicas no impactadas por contaminación antropogénica (*Prospero, 1999; Savoie y col., 2002*)

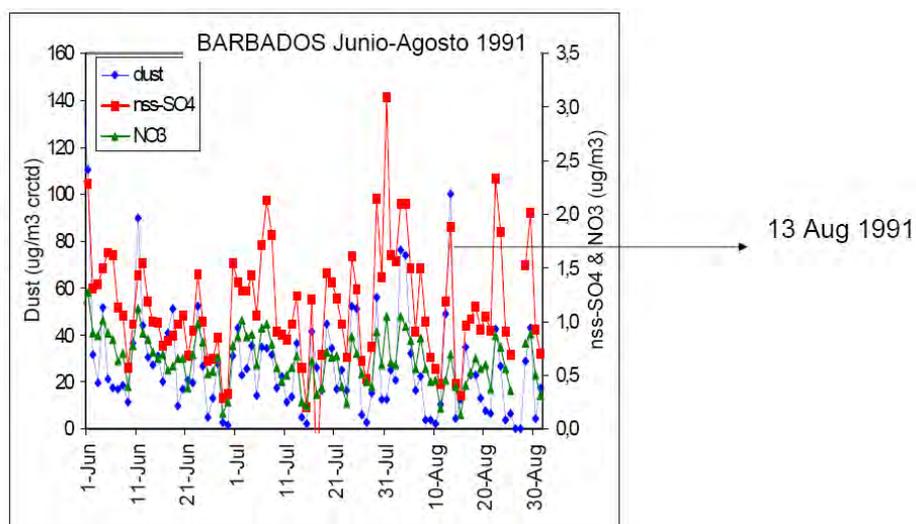


Figura 54. Evolución de las concentraciones de aerosoles, sulfatos y nitratos medidos entre junio y agosto de 1991 en Barbados.

- Por otro lado, en la estación de **Miami**, el día 17 de agosto se registraron altas concentraciones de polvo mineral y las mayores concentraciones de nitratos ($6,1 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) y sulfatos no marinos ($6,5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) de todo el verano. Este máximo es también concordante con los resultados de HYPACT. Y aunque no es posible confirmarlo porque Miami queda fuera del dominio y la simulación finaliza el día 16 de agosto, el movimiento del trazador (Fig. 52) muestra un *arqueo o curvatura anticiclónica* hacia la Península de Florida, siguiendo la ruta de transporte habitual que desencadena episodios conjuntos de polvo mineral y sulfatos-nitratos en Florida (Prospero, 1999).

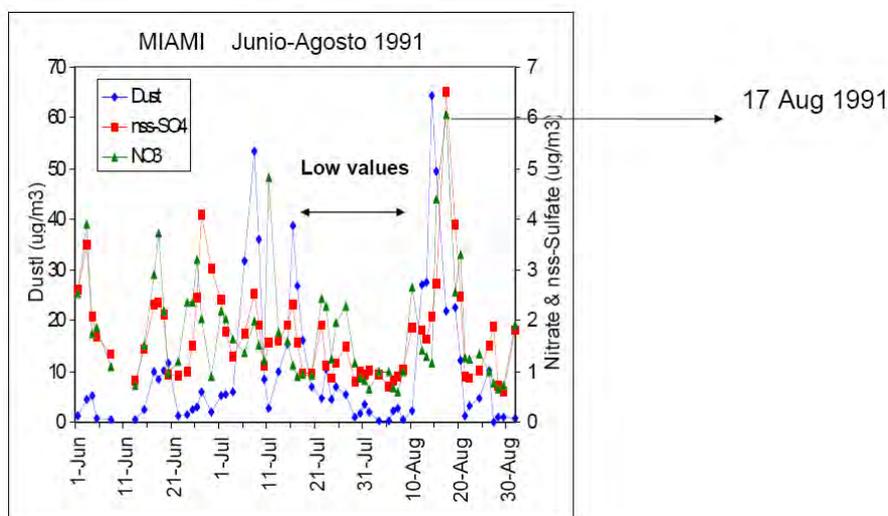


Figura 55. Evolución de las concentraciones de aerosoles, sulfatos y nitratos medidos entre junio y agosto de 1991 en Miami.

Por lo tanto, la distribución de los trazadores y las llegadas conjuntas de altas concentraciones de aerosoles y de sulfatos y nitratos, nos permiten afirmar que:

1. Los contaminantes europeos y el polvo mineral sahariano comparten la dinámica de transporte transatlántico, y
2. contradiciendo la creencia generalizada de que el transporte de polvo durante el verano se efectúa exclusivamente en la SAL, nuestras simulaciones muestran que el transporte y la llegada a las costas americanas de polvo mineral y/o contaminantes europeos se produce indistintamente en la SAL y en la CLM. Esta estratificación vertical ya se registró en las medidas de los vuelos de los experimentos *Barbados*

Oceanographic and Meteorological Experiment-BOMEX (Prospero y Carlson, 1972) y Puerto Rico Dust Experiment-PRIDE (Reid y cols., 2002, 2003; Maring y cols., 2003a, 2003b), sin encontrar una explicación clara.

Eficiencia del transporte transatlántico de los trazadores europeos

Después de reproducir con éxito los mecanismos de transporte de los contaminantes emitidos en el Sur de Europa (entrada en el Norte de África, inyección en la troposfera media, mezcla con el polvo mineral y salida del penacho conjunto hacia el continente americano), podemos cuantificar la eficiencia del transporte transatlántico desde cada una de las fuentes. La Figura 56 muestra, para cada una de las 17 ciudades, el porcentaje de trazador que cruza las costas americanas (longitud 60° E) sobre el total emitido.

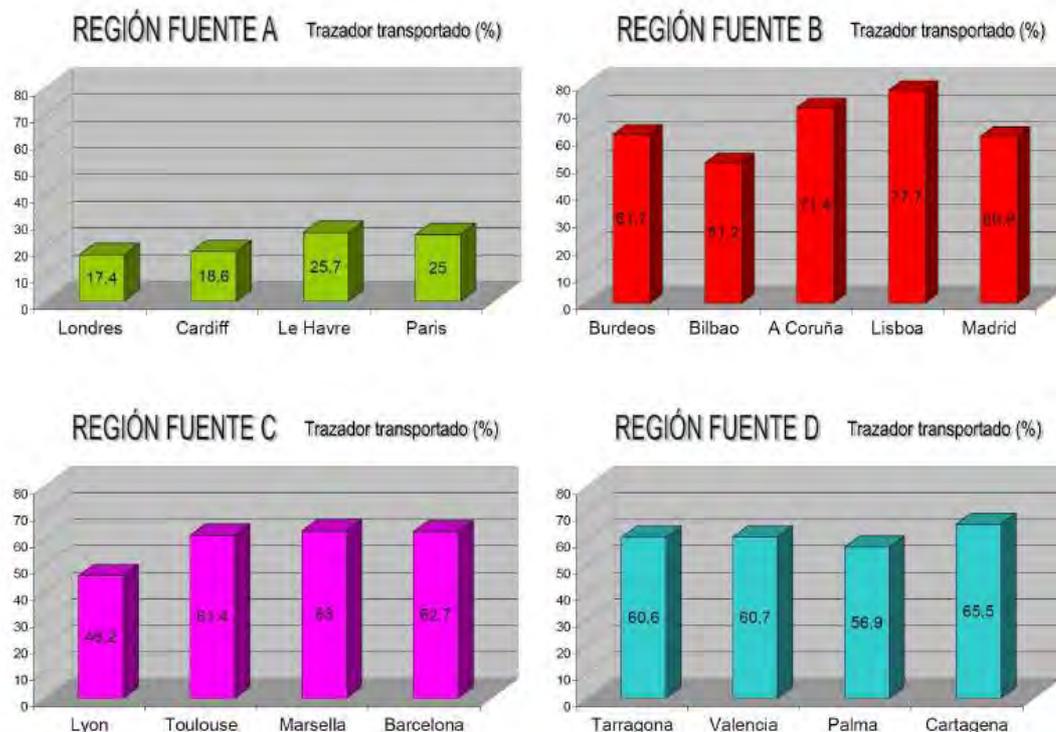


Figura 56. Porcentaje de trazador transportado a América a través del Atlántico Tropical desde las distintas regiones fuente europeas.

En ella se observa que:

- Los mayores porcentajes, superiores al **70 %**, corresponden a Lisboa y A Coruña. Esta excepcional eficiencia resulta de su capacidad para cruzar el Atlántico siguiendo dos rutas alternativas: la atlántica directa o la mediterránea, que es más larga.
- La eficiencia de transporte del resto de trazadores del Sur de Europa (regiones B, C y D) es también elevada: más del **50%** de las emisiones alcanzan las costas americanas después de viajar sobre el Mediterráneo, el Norte de África y el Atlántico.

Estas eficiencias de transporte intercontinental de trazadores europeos tan altas y análogas entre las distintas fuentes están relacionadas con el escenario sinóptico casi-persistente en la época estival (descrito en el apartado 3.1.1). Entre junio y septiembre, el anticiclón de las Azores se extiende sobre el Sur de Europa y el Norte de África, favoreciendo **(1)** el transporte de los contaminantes de Norte a Sur, **(2)** los procesos de convección seca de gran intensidad sobre el Norte de África que contribuyen a la acumulación y estratificación de polvo y/o contaminantes en la troposfera media (SAL) y **(3)** el hundimiento de las masas de aire desde la alta troposfera, que añade estabilidad a esta capa cargada de aerosoles y/o contaminantes y limita la dispersión durante el transporte sobre el Atlántico. Este conjunto de circunstancias dan lugar a altas concentraciones de aerosoles y/o contaminantes en América que tienen su origen a miles de kilómetros.

- Las emisiones del Atlántico Norte (región A) contribuyen con una fracción significativamente menor, del orden del **20%**, porque quedan fuera de la influencia del anticiclón y de esta dinámica de flujo. Únicamente llegan al Caribe las emisiones que escapan del transporte hacia Asia y penetran en el Mediterráneo para seguir la misma ruta que las emisiones del Sur de Europa.

No obstante, conviene mencionar que esta cuantificación está limitada por las simplificaciones realizadas en las simulaciones (no se han considerado los mecanismos de deposición y por tanto, la eficiencia real de transporte posiblemente

sea menor. Por esta razón, la interpretación de las eficiencias estimadas debe hacerse con cautela.

3.1.5. Resumen del episodio I: Mecanismos de transporte de contaminantes europeos y polvo mineral. Relaciones fuente-receptor

Se han presentado los datos experimentales y simulaciones numéricas de dispersión de contaminantes que documentan el transporte característico de los contaminantes europeos hacia el entorno exterior en la época estival.

Las simulaciones, realizadas con trazadores emitidos desde una selección de ciudades europeas que siguen campos meteorológicos previamente validados, se han realizado con el **sistema de modelización RAMS-HYPACT**. Los datos experimentales que sustentan las simulaciones incluyen los recogidos en las campañas de **vuelos instrumentados** del proyecto europeo **RECAPMA**, **radiosondeos** de los NMC, los datos de **Al del espectrómetro TOMS** montado en el satélite Nimbus 7 y los registros de la red de **medida de aerosoles** de la Universidad de Miami, entre otros.

En este estudio, basado en un trabajo previo de *Gangoiti y cols., 2001* pero con simulación de mayor extensión espacial y temporal, se ha logrado aparte de representar los principales campos meteorológicos a escala regional y la **dinámica de transporte** que conduce a la acumulación de ozono en la CMO (observada durante la campaña de vuelos del proyecto europeo RECAPMA, entre el 16 y 19 julio de 1991), reproducir las principales circulaciones de polvo mineral sobre el Norte de África. Además, nuestros resultados muestran que estos subdominios están acoplados y actúan de forma conjunta en la **exportación de contaminantes europeos y polvo mineral a escala intercontinental**:

- La ruta preferencial de los contaminantes que parten del Sur de Europa-región mediterránea pasa por el Norte de África, donde son venteados a la troposfera media (2000-5000 m. snm) y recirculan dentro del sistema de alta presión localizado sobre esta región (700 hPa) junto con el polvo mineral sahariano. Posteriormente, el penacho combinado sale en dirección oeste y dentro de la SAL, hacia el Atlántico Tropical y el continente americano. La eficiencia total de este modo de transporte transatlántico es superior al 50% del total emitido y el tiempo de viaje característico es de 20 a 26 días.
- Una fracción menor, que corresponde a los contaminantes emitidos en la costa oeste de la Península Ibérica, sigue una ruta alternativa con una salida directa al Atlántico, que es más corta (tiempo de viaje de 11-12 días) y eficiente (70% del total emitido).
- Las emisiones del Centro y Norte de Europa, pueden alcanzar también las costas americanas pero su contribución es inferior (20% del total emitido) a las de las anteriores y los tiempos de viaje superan los 28 días.

Los procesos y mecanismos de transporte descritos en este estudio, han conseguido así explicar la **aparición conjunta de polvo sahariano sulfatado y nitrificado sobre el Caribe y la costa atlántica norteamericana.**

CAPÍTULO 3. RESULTADOS

Episodio I: Transporte transatlántico de polvo mineral sulfatado-nitrificado al Caribe

3.2. Episodio II: Precipitaciones en Centroeuropa, 11-13 de agosto 2002

En el estudio del episodio de 1991 se ha demostrado que durante el verano, tanto el modo de recirculación diario de la CMO como la circulación que tiene lugar en la troposfera media del Norte de África pueden acumular polvo mineral y contaminantes durante varios días, antes de ser venteados hacia el Este del Mediterráneo o recircular alrededor de las montañas Atlas y ser posteriormente transportados al Atlántico Tropical (*Millán y cols., 1992, 1996, 1997; Luria y cols., 1996; Kallos y cols., 1997, 1998; Gangoiti y cols. 2001, 2006b, 2006c*)

En las medidas realizadas desde los satélites TERRA, AQUA y AIRS se observa que estas circulaciones atmosféricas tienen además la capacidad de almacenar vapor de agua. La Figura 57 muestra los promedios día-noche de la columna de vapor de agua medidos por MODIS durante el mes de agosto de los años 2001, 2003, 2004 y 2005. La distribución y valores de la columna de vapor de agua que se observa en ellas confirma las conclusiones obtenidas en trabajos anteriores (*Millán y cols., 2005*): la circulación cuasi-cerrada que se produce sobre la CMO en esta época del año produce la acumulación del vapor de agua (2,5-3,5 cm) que no precipita sobre las montañas costeras que rodean la cuenca. Esta acumulación integra el vapor procedente del Atlántico Subtropical y del Mediterráneo Occidental y Central.

Este vapor de agua, tras el paso de perturbaciones meteorológicas de mayor o menor intensidad sobre el área, puede ser exportado fuera de la cuenca. Específicamente, en este estudio se ha explorado la exportación del vapor de agua acumulado por estas dos circulaciones bajo condiciones perturbadas asociadas a la irrupción de un ciclón de *tipo Vb* (*Van Bebbber, 1891*) en la CMO y su papel en la generación de las excepcionales precipitaciones registradas en Centroeuropa (inundaciones del Elba-Danubio) entre el 11 y 13 de agosto de 2002.

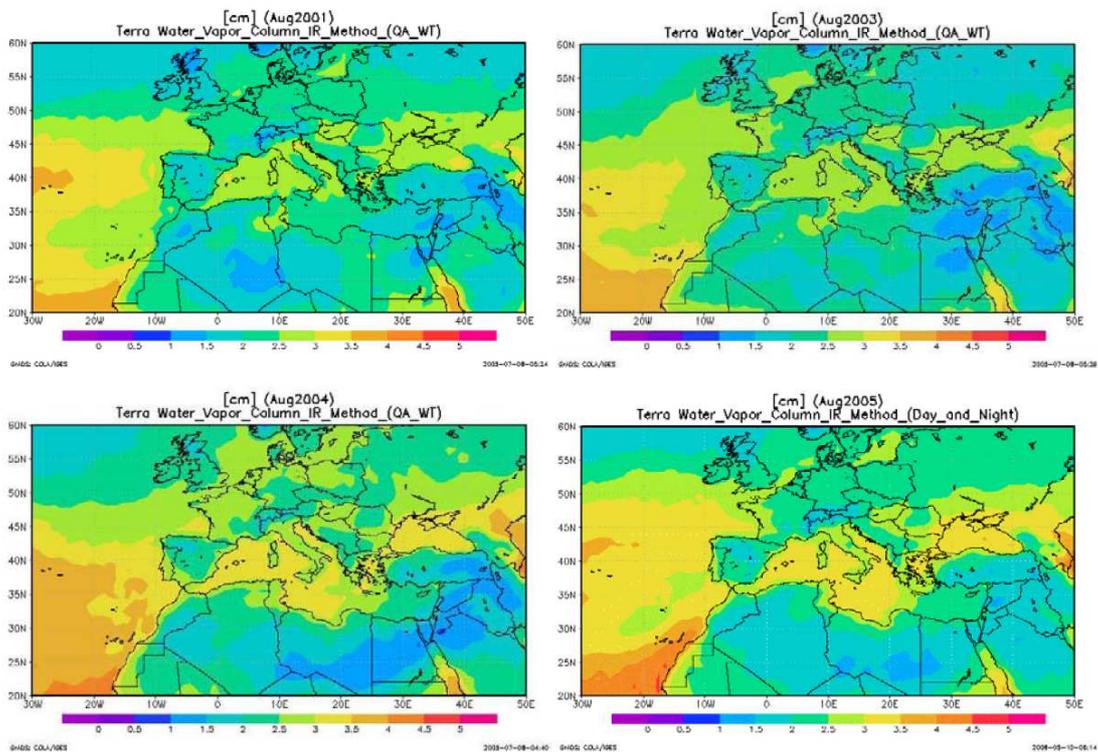


Figura 57. Promedios de los productos día y noche de la columna total de vapor de agua en agosto de los años 2001, 2003, 2004 y 2005, medidos por MODIS. Destaca la acumulación de vapor sobre la CMO, el Mar Adriático y el Mar Negro. Figura extraída de Millán y cols. (2010)

3.2.1. Análisis climatológico

En el estudio de este episodio, al igual que en el anterior, se han analizado para el periodo objeto de estudio los promedios de los campos de viento y presión (tanto en superficie como en altura), la columna de agua precipitable, la precipitación y la temperatura de agua de mar. Asimismo, con el fin de evaluar la representatividad de la situación estudiada, estos campos se han comparado con el promedio climatológico de los años 1979 a 2007, descrito en el episodio anterior. Los resultados obtenidos se detallan en los siguientes apartados.

3.2.1.1. Campo de vientos y altura geopotencial a 1000 y 700 hPa

En la Figura 58 están representados los campos de viento y la altura geopotencial a 1000 hPa a las 06 y 18 UTC entre el 15 de julio y el 15 de agosto del promedio 1979-2007 (Fig. 58-a y 58-b), 2002 (Fig 58-c y 58-d) y la anomalía del 2002 respecto al promedio (Fig. 58-e y 58- f). Se observa que durante el verano de 2002, el anticiclón de las Azores se desplazó al Norte-Noreste más de lo habitual y la presión atmosférica también fue anormalmente elevada en el entorno de la Península Escandinava y del Mar Báltico. Estos dos sistemas de altas presiones actuaron este verano como *barrera*, impidiendo la entrada de depresiones y sistemas frontales desde el Norte del Atlántico en dirección Oeste-Este hacia la masa continental europea.

En la CMO, bajo estas condiciones anticiclónicas, predominaron los procesos mesometeorológicos y la recirculación de las masas de aire sobre las costas y el mar durante varios días. En las ocasiones en las que transitoriamente se abrió esta *barrera*, penetraron en el área varias depresiones que se llevaron fuera de la cuenca el vapor de agua acumulado, provocando la pérdida del vapor no precipitado sobre las montañas costeras mediterráneas y la producción de eventos extraordinarios de precipitación en otras áreas. Se detalla en el apartado 3.2.2.

Inversamente, en Centroeuropa y Europa del Este se observa una anomalía ciclónica (la altura geopotencial se sitúa 25 m por debajo del promedio climatológico, Fig. 58-e y 58-f), consecuencia de la entrada de varios sistemas de bajas presiones de gran intensidad en este área entre el 15 de julio y el 15 de agosto de 2002.

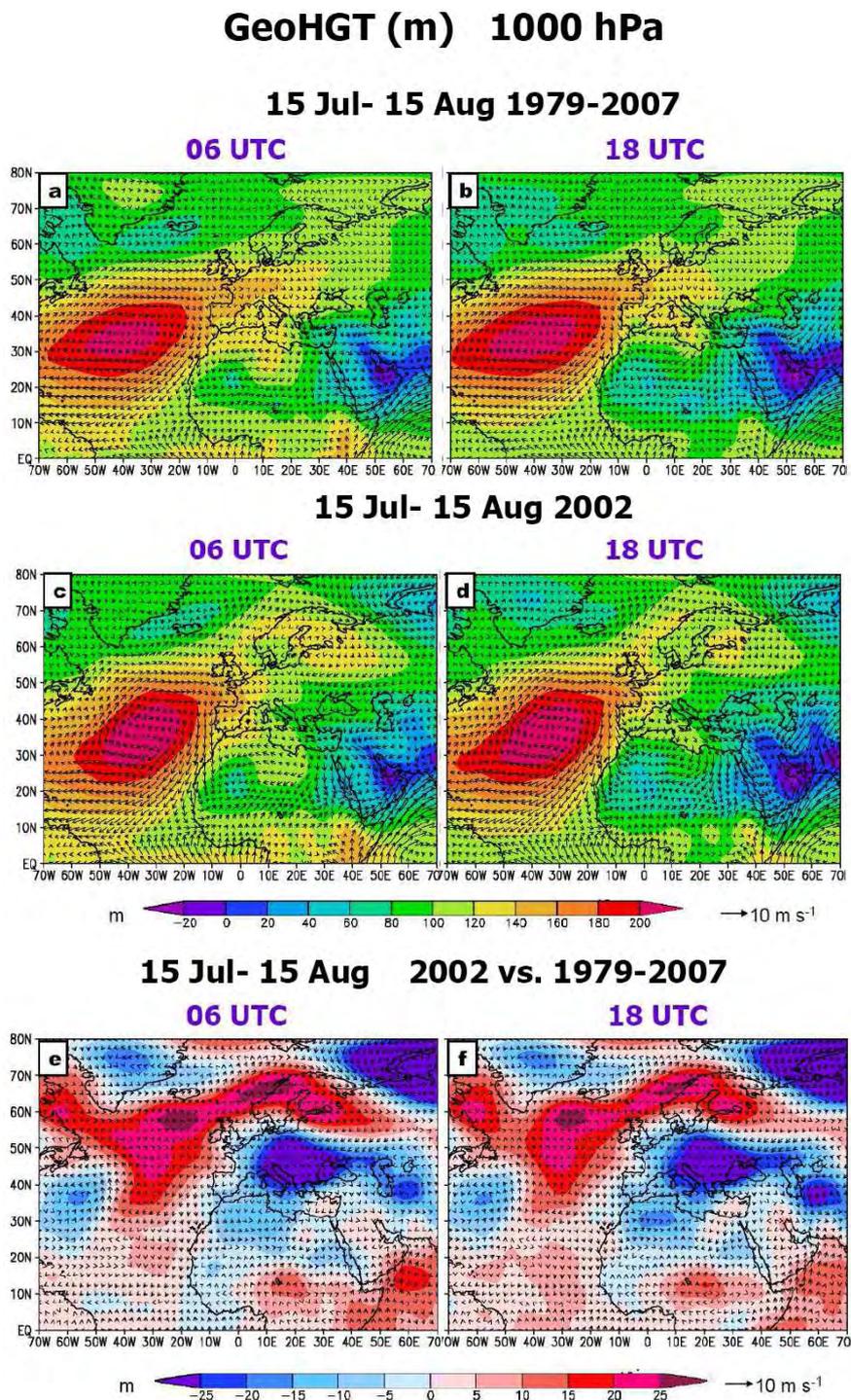


Figura 58. (a) (b) Viento promedio y topografía de la superficie de 1000 hPa durante el periodo 15 julio-15 agosto de los años 1979 a 2007, a las 0600 UTC (izquierda) y las 1800 UTC (derecha). (c) (d) Viento promedio y topografía de la superficie de 1000 hPa durante el mismo periodo 15 julio-15 agosto de 2002. (e) (f) Anomalia del campo de vientos y altura geopotencial (1000 hPa) durante el periodo 15 julio-15 agosto de 2002 respecto al promedio de los años 1979-2007 para estas fechas. Fuente: NCEP Reanálisis-II.

La Figura 59 muestra los campos de viento y la altura geopotencial para el mismo periodo pero en este caso de la superficie de 700 hPa: promedio de los años 1979-2007 (Fig. 59-a y 59-b), 2002 (Fig. 59-c y 59-d) y anomalía respecto al promedio (Fig. 59-e y 59-f). En altura, al igual que en superficie, este verano la presión fue inusualmente alta en el Atlántico Medio-Norte y en Escandinavia y anormalmente baja en el Centro-Sur de Europa. Es destacable una desviación adicional: el centro de altas presiones de la troposfera media del Norte de África se desplazó hacia el Este (Libia y Egipto) dando lugar a alturas geopotenciales 30-40 m por encima de lo habitual en esta región (Fig. 59-e y 59-f). Este desplazamiento obedece a las mismas entradas de aire frío atlántico a través de las vaguadas ocasionales que se producen a través de la dorsal anticiclónica que cubrió en el 2002 toda la costa atlántica europea. Estas irrupciones dieron lugar a anomalías de baja presión en Centroeuropa y desplazaron el vórtice anticiclónico de la troposfera media del Norte de África hacia el Este, durante el tiempo que se produjo el transitorio frontal.

3.2.1.2. Columna de agua precipitable y precipitación

La columna de agua precipitable superó notablemente durante el periodo de simulación el promedio 1979-2007 en la zona que se extiende desde el Sur de la Península Escandinava hasta África Central entre los meridianos 10-20° E y en las Islas Británicas (Fig. 60). Esta acumulación pudo ser consecuencia del transporte de vapor hacia el Este y hacia el Norte de África desde el Mediterráneo Occidental.

La precipitación recogida durante todo el mes de agosto de 2002 muestra máximos en esta misma zona: los totales mensuales superaron los 200 mm en el Sureste de Alemania, la República Checa, Austria, Bulgaria y el Norte de Italia (Fig. 61-a) duplicando o triplicando la media climatológica de esta amplia región. Estos inusualmente altos valores fueron consecuencia de una serie de episodios de precipitación intensa que se describen en el apartado 3.2.2.2. Las anomalías reales podrían ser puntualmente superiores a las mostradas en la Figura 61-b ya que la limitada resolución espacial del modelo NCEP Reanálisis-II (2.5° x 2.5°) podría estar suavizando las variaciones locales.

COLUMNA TOTAL DE AGUA PRECIPITABLE – NCEP REANÁLISIS-II

15 Julio – 15 Agosto 2002

Anomalía 2002 vs. 1979-2007

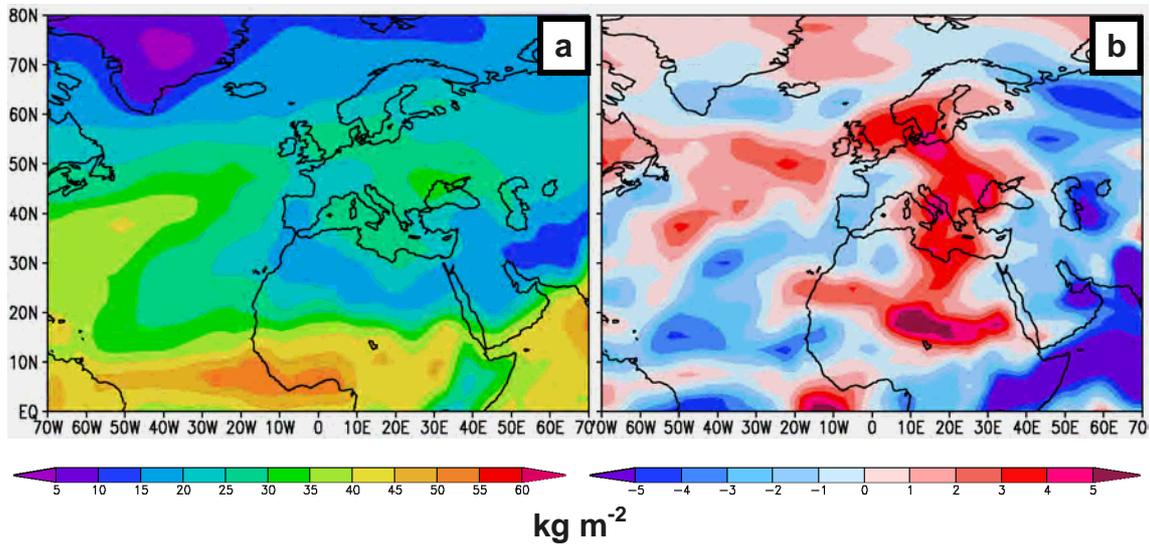


Figura 60. (a) Promedio de la columna de agua precipitable (en cm) entre el 15 julio y el 15 de agosto de 2002. (b) Anomalía del promedio de columna de agua precipitable (en cm) del 15 de julio al 15 de agosto de 2002 respecto al promedio de los años 1979 a 2007 para estas fechas.

PRECIPITACIÓN NOAA-CIRES

Agosto 2002

Anomalía Agosto 2002 vs. 1979-2007

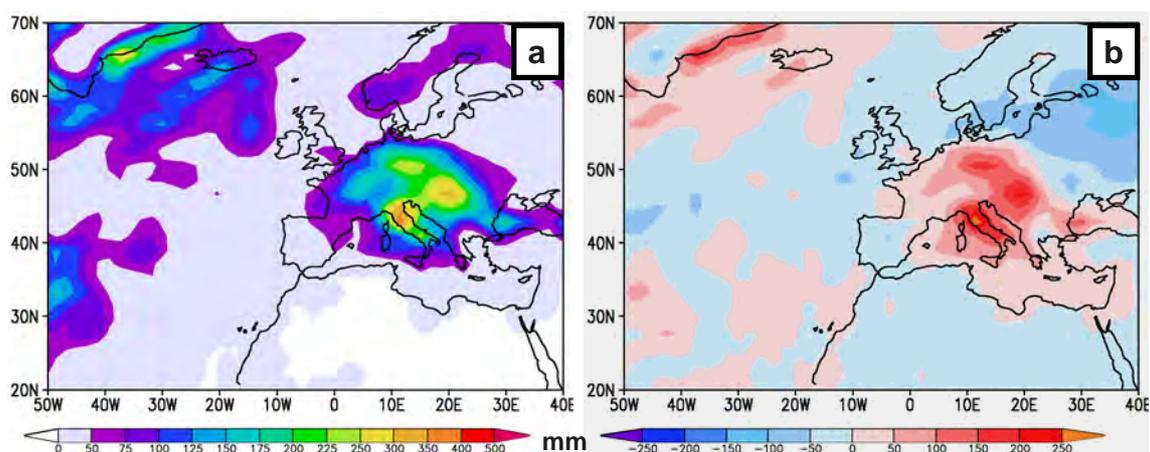


Figura 61. (a) Precipitación total recogida en agosto de 2002. (b) Anomalía de agosto de 2002 respecto al promedio de los años 1979 a 2007 para este mes.

El Servicio Meteorológico Alemán-*Deutscher Wetterdienst* (DWD) realizó un análisis similar con una resolución superior, en el que concluyó también que durante la primera mitad de agosto de 2002 se registraron cantidades e intensidades extraordinarias de lluvia en Centroeuropa (*Deutscher Wetterdienst, 2002*). Incluso se superaron récords históricos, relativos tanto a la cantidad como a la duración y a la extensión espacial de las precipitaciones, entre los que cabe destacar el registro de 312 mm en la estación de Zinnwald-Georgenfeld el día 13 de agosto. Este valor representa el máximo histórico diario registrado en Alemania y el triple del promedio mensual de precipitación media para el mes de agosto en esta estación (*Rudolf y Rapp, 2003*).

3.2.1.3. Temperatura de agua de mar

A diferencia del resto de variables analizadas, la temperatura de agua de mar del Mediterráneo Occidental no difirió significativamente de la media climatológica en julio y agosto de 2002 y fue 2º C más fría que otros años (Fig. 62).

Por otro lado, en el Mediterráneo Central y especialmente en el Oriental, Mar Negro, Mar Egeo, Mar Báltico y la costa Escandinava la temperatura superó ligeramente la media climatológica, con anomalías del orden de 2-3º C. La anomalía también fue positiva en el Mar del Norte y en el Atlántico Norte. Cabría esperar por tanto una mayor evaporación y acumulación de vapor en las masas de aire situadas sobre estos focos calientes, sin embargo, ocurre casi lo contrario: en estas regiones, a diferencia de lo que ocurre en el Mediterráneo Occidental (*Millán y cols., 1997*), dominan los procesos advectivos que transportan gradualmente el vapor de agua impidiendo que se acumule (*Kallos y cols., 1998*). Este aspecto se discute en el apartado 3.2.3.4, dedicado a la comparación de los valores de columna total de vapor de agua estimados por RAMS con los registrados por MODIS.

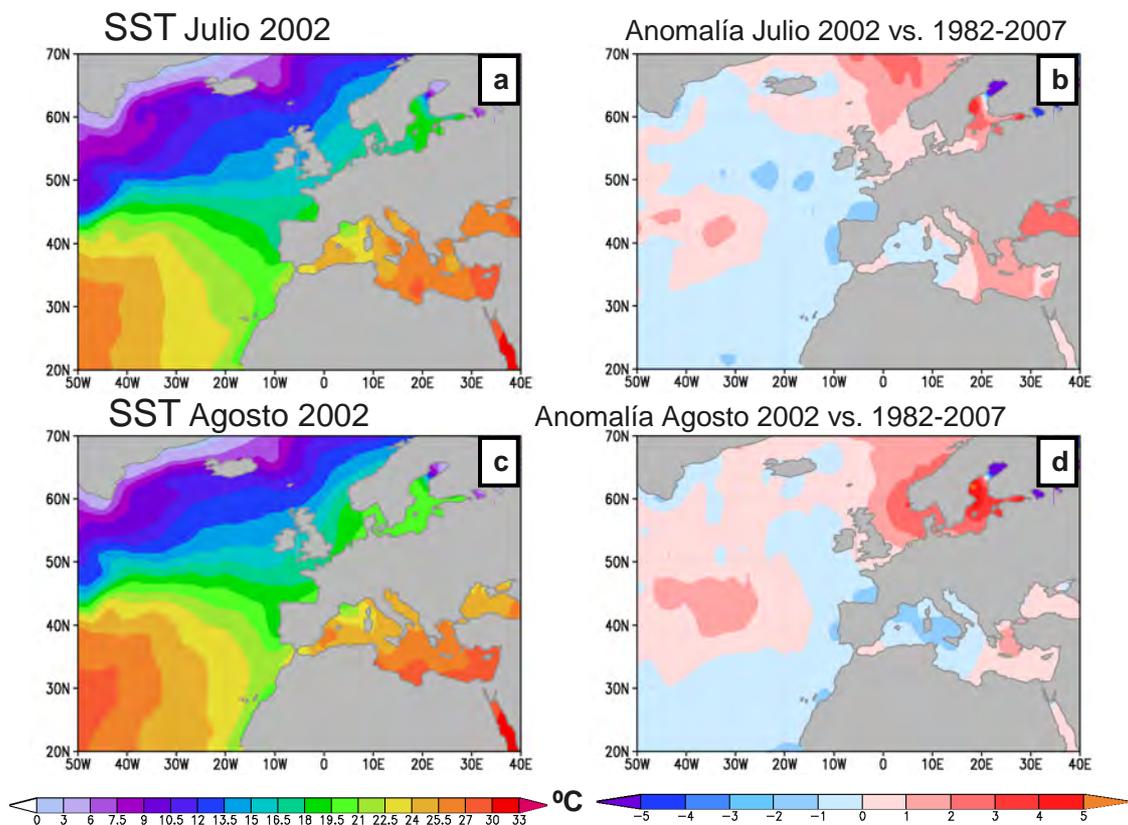


Figura 62. Temperatura mensual media de agua de mar: (a) julio (b) agosto de 2002, obtenidos a partir de los datos semanales del *Advanced Very High Resolution Radiometer-AVHRR* de NOAA. (c) (d) Anomalías de estos meses respecto al promedio de los años 1982 a 2007.

3.2.1.4. Conclusiones del análisis climatológico

En la evaluación de la variabilidad interanual (1979-2007) y su comparación con el periodo objeto de estudio, se ha comprobado que los valores de algunas variables meteorológicas (presión, columna de agua precipitable, precipitación) no representan la meteorología habitual sobre el área. Así, los resultados obtenidos en este análisis climatológico dan una primera indicación de los procesos y las anomalías posiblemente implicadas en las catastróficas inundaciones: suelos saturados de humedad por episodios de precipitación previos, condiciones anticiclónicas que

provocaron la acumulación de vapor de agua en las costas y sobre el mar y la irrupción de sistemas de bajas presiones desde el Atlántico que se intensificaron en su trayectoria Sureste-Noreste, entre otros.

A continuación se analizan, a nivel sinóptico, los detalles del periodo simulado y especialmente del episodio estudiado (11-13 de agosto).

3.2.2. Descripción del escenario sinóptico del episodio de precipitaciones del 11-13 de agosto de 2002

La primera quincena de agosto de 2002 se caracterizó por varios eventos de precipitación extrema que dieron lugar a catastróficas inundaciones en Centroeuropa (*Rudolf y Rapp, 2003*). El mecanismo meteorológico responsable de la ocurrencia de los dos principales eventos de precipitación, 6-7 agosto y 11-13 de agosto, fueron dos ciclones denominados por el Servicio Meteorológico Alemán *Hanne* e *Ilse*. Ambos, se originaron en Irlanda y se desplazaron siguiendo una trayectoria de tipo *Vb* (*Van Bebber, 1891; Mudelsee y cols., 2004*) inicialmente hacia el Mediterráneo, donde se cargaron de humedad, y después se trasladaron hacia el Noreste, donde se encontraron con masas de aire más frías, y dieron lugar a lluvias intensas y persistentes en un área muy amplia de Centroeuropa y Europa del Este.

El análisis de las series históricas (1881-2001) de precipitación del observatorio de Hohenpeissenberg, en el Sur de Alemania, ha revelado que la frecuencia de este tipo de episodios de precipitación ha aumentado en verano (*Fricke y Kaminiski, 2002*) y se especula que este aumento puede deberse, entre otras causas, a un mayor ocurrencia del patrón meteorológico *Vb* (*Alpert y cols., 1990; Knippertz y cols., 2000 Kundzewicz y cols., 2005*). En el siguiente apartado se describen los principales procesos meteorológicos que tuvieron lugar durante el periodo de simulación.

3.2.2.1. Campo de vientos y presión a nivel del mar

En este estudio, nos hemos centrado en el episodio de precipitación ocurrido entre los días 11 y 13. La Figura 63 muestra el campo de vientos y presión media de NCEP Reanálisis-II a las 18 UTC de los días 6, 9, 10, 11, 13 y 15 de agosto. Las flechas abiertas indican la trayectoria del ciclón y la zona recuadrada en blanco en el panel c es el área diana, esto es, la zona que registró la precipitación máxima durante el episodio.

El día 6 de agosto (Fig. 63-a) se observa el patrón sinóptico característico durante el verano, con el anticiclón de Azores extendiendo una cuña sobre el Golfo de Bizkaia-Bretaña-Francia-Sur de las Islas Británicas. Este anticiclón, junto con los sistemas de altas presiones situados en el Mar Báltico y la costa noruega, impidió el paso de los sistemas frontales que habitualmente se desplazan en dirección oeste a este y en la CMO, bajo esta situación anticiclónica, predominaron los cielos despejados y los procesos meteorológicos de ciclo diurno. Además, en el centro de esta figura verse el desplazamiento hacia el Este del sistema de bajas presiones *Hanne*, formado entre el Golfo de Génova y los Alpes entre el 5-6 de agosto. Este ciclón, situado este día sobre el mar Adriático y el Oeste de los Balcanes, fue el responsable de las intensas precipitaciones registradas en Centroeuropa los días 6-7 agosto.

Entre los días 6-9 se formó otro sistema de bajas presiones en el Noroeste de Irlanda, *I/se*, que superó la barrera formada por los anticiclones de las Azores y el mar Báltico y comenzó su desplazamiento hacia el Sureste. En la Figura 63-b, que corresponde al final del día 9, puede verse este sistema de bajas presiones centrado en el Sur de Inglaterra-Norte de Francia.

Un día más tarde, el 10 de agosto, *I/se* irrumpió en la CMO poniendo fin al modo de acumulación y recogiendo el vapor de agua acumulado sobre la misma (Fig. 63-c). Posteriormente, siguiendo la trayectoria de tipo *Vb*, cambió su dirección hacia el Norte/Noreste y transportó la masa de aire cálido y húmedo a través de Italia, los

Balcanes y los Alpes a Centroeuropa (Fig. 63-d). Durante la primera parte del día 11, se registraron las primeras lluvias en Baviera.

En su paso por el Sur de Francia, CMO, Golfo de Génova y Norte de Italia, el ciclón se profundizó, alcanzando su mínimo de presión (997-1000 hPa) la mañana del día 12 (no se muestra). En este momento su núcleo estaba situado sobre el Este de Alemania y la República Checa. Los procesos de ascendencia orográfica de esta masa de aire húmeda mediterránea sobre los Balcanes y la cordillera de los Alpes provocaron intensas precipitaciones en la zona este día. Por otro lado, la baja presión indujo la entrada masiva de aire atlántico desde el Mar del Norte, y como consecuencia del enfrentamiento de estas dos masas de aire (de origen atlántico frío y mediterráneo cálido), se registraron fuertes vientos y una gran convergencia, que desencadenó de nuevo lluvias torrenciales en el Sur de Alemania y Oeste de la República Checa (Erz mountains) y Austria (Salzburgo).

Durante los días siguientes, el ciclón abandonó el área y se desplazó progresivamente hacia el Este: el día 13 de agosto //se se sitúa al Norte del Mar Negro (Fig. 63-e). Finalmente, el 15 de agosto, representado en la Figura 63-f, puede comprobarse el completo reestablecimiento de las condiciones normales.

La zona diana (recuadrada en blanco en la Fig. 63-d) es una amplia región comprendida entre Berlín al Norte y Dresden, Praga y Salzburgo al Sur/Suroeste (latitud 45-53° N y longitud 6-8° E) en la que se registraron precipitaciones superiores a 100 mm entre los días 11 y 13. Dentro de esta región, las lluvias fueron especialmente abundantes en las laderas NE de Erz, Sureste de Alemania, la República Checa y Noreste de Austria.

Estas extraordinarias precipitaciones dieron lugar inicialmente a inundaciones de pequeños ríos de Austria, Bohemia y montañas Erz, que culminaron en inundaciones en las cuencas de ríos más caudalosos: Vltava (sumergió partes de la ciudad de Praga 13-15 de agosto), Elba (sumergió numerosas partes y edificios históricos de Dresden el día 17 y no volvió a recuperar su nivel habitual hasta el día 22 de agosto) y partes de la cuenca del Danubio (provocó daños en el borde de la frontera alemana-austriaca y Viena) (*Ulbrich y cols., 2003b; 2003b*).

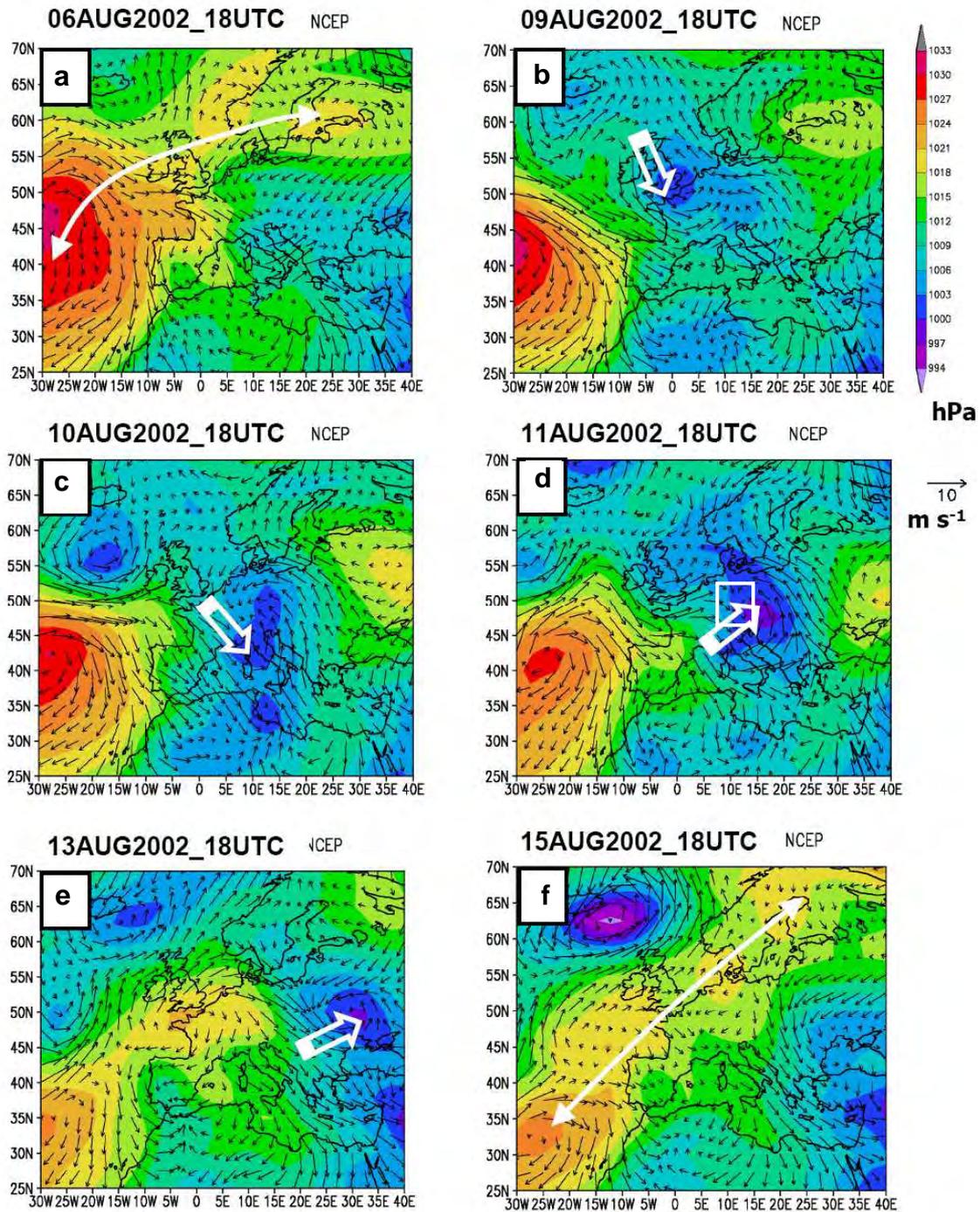


Figura 63. Presión y viento a nivel del mar, (a) anteriores a la formación del ciclón *Ilse*, (b) durante la irrupción en la CMO, (c) (d) su avance con una trayectoria tipo *Vb*, (e) salida de Centroeuropa hacia el NE, y (f) el restablecimiento de las condiciones normales. El recuadro blanco (d) marca la zona diana, de mayores precipitaciones los días 11-13 agosto 2002. Fuente: NCEP Reanálisis-II.

3.2.2.2. Precipitación

No todas las precipitaciones se registraron en la zona diana, ni se produjeron en todas las zonas en el mismo momento y/o durante el mismo periodo, sino que el máximo se desplazó desde el Mediterráneo Occidental hacia el Norte y posteriormente, desde el Oeste al Este de Europa, coincidiendo con el paso de *lise*. En la Figura 64 está representada la precipitación diaria (estimada a partir de los datos de precipitación acumulada durante tres horas medida por el satélite TRMM) recogida los días 9, 10, 11, 12 y 13 de agosto. En estas figuras puede comprobarse la evolución del frente, la precipitación asociada y los cambios en las zonas receptoras de precipitación:

- Los días 9 y 10, las precipitaciones tuvieron lugar en el Este de la Península Ibérica y especialmente, sobre el mar, entre la costa este española y Córcega y Cerdeña.
- El día 11 el *lise* se desplazó hacia el NE produciendo lluvias en las zonas sobre las que se desplazó (Italia, Adriático, Balcanes) y en el Sur de la zona diana (Suiza, Sur de Alemania, Baviera y Oeste de Austria). Las precipitaciones en la zona diana continuaron el día 12.
- El día 13 todavía se produjeron precipitaciones en la parte oriental de la zona diana (República Checa y Austria), pero, fueron especialmente abundantes en Europa del Este (Rumania, Bulgaria y Sur de Ucrania)

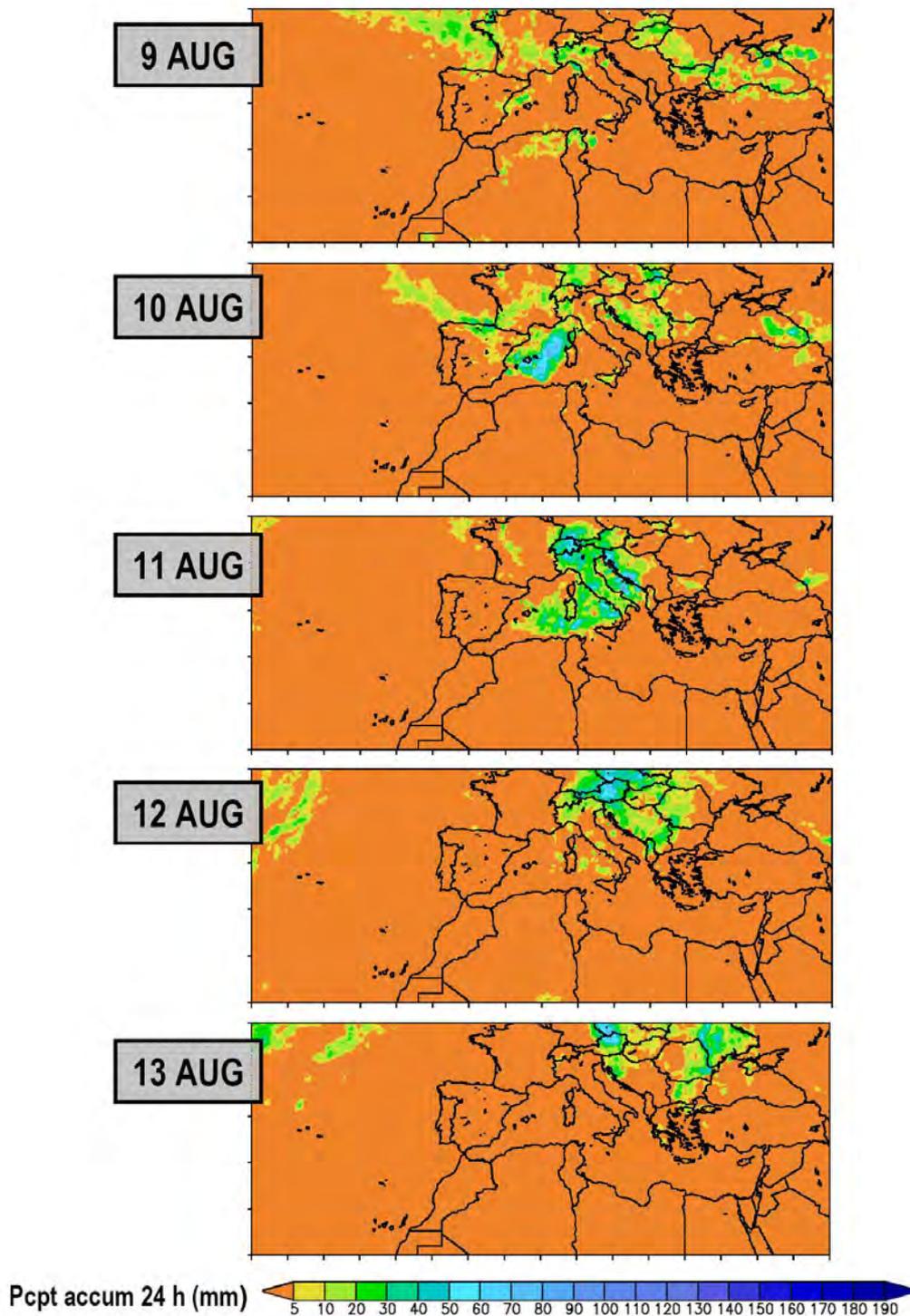


Figura 64. Precipitación diaria acumulada a las 06 UTC de los días 9, 10, 11, 12 y 13 de agosto, estimada a partir de los registros sub-diarios del satélite TRMM. Se observan cambios de las zonas que reciben los máximos de precipitación: desde la CMO hacia el Mediterráneo Central y posterior desplazamiento hacia el Norte (9-11 agosto), en la zona diana (11-13 agosto) y traslado a Europa del Este.

3.2.2.3. Conclusiones del análisis sinóptico del episodio de precipitaciones

En definitiva, las excepcionales inundaciones ocasionadas este verano en Centroeuropa fueron consecuencia de una combinación de circunstancias:

- La acumulación de vapor en la CMO por las recirculaciones verticales durante los días previos a la irrupción del ciclón //se.
- La excepcional humedad del suelo en Centroeuropa, saturado por los episodios de precipitación que tuvieron lugar durante las dos semanas anteriores (31 julio-1 agosto y 6-7 agosto).
- La irrupción de un ciclón formado en las Islas Británicas, que siguió una trayectoria de tipo *Vb* con una fuerte intensificación en su paso por el Mediterráneo y recogió todo el vapor de agua acumulado en la CMO y la humedad almacenada en las superficies terrestres del Sur de Europa.
- Movimiento lento del ciclón sobre el Este de Alemania y zonas adyacentes de la República Checa, que dio lugar a lluvias intensas y persistentes durante más de 48 horas.
- Entrada de una masa de aire frío atlántico en la zona, que junto con el elevamiento orográfico provocado por las cadenas montañosas (Alpes, Bosque Bávvaro, Sudeten y Erz) intensificó la convergencia y las precipitaciones en la zona diana.

Una vez descrita la sucesión de acontecimientos y los principales procesos meteorológicos que tuvieron lugar durante el episodio, vamos a beneficiarnos de la capacidad los modelos de mesoescala para simular la meteorología de toda la región con una gran resolución y para explorar en toda su complejidad los detalles del transporte del vapor.

3.2.3. Discusión de los resultados de modelización meteorológica y validación con datos experimentales

El sistema de modelización, en su configuración final (*Ver apartado 2.3.2.1*), se eligió después de realizar numerosas pruebas con diferentes configuraciones-combinaciones (número de mallas, localización, cobertura, resolución y anudado) y contrastarlas con datos experimentales. En cada una de las pruebas se comprobó el comportamiento del modelo comparando la salida meteorológica de RAMS con los siguientes datos:

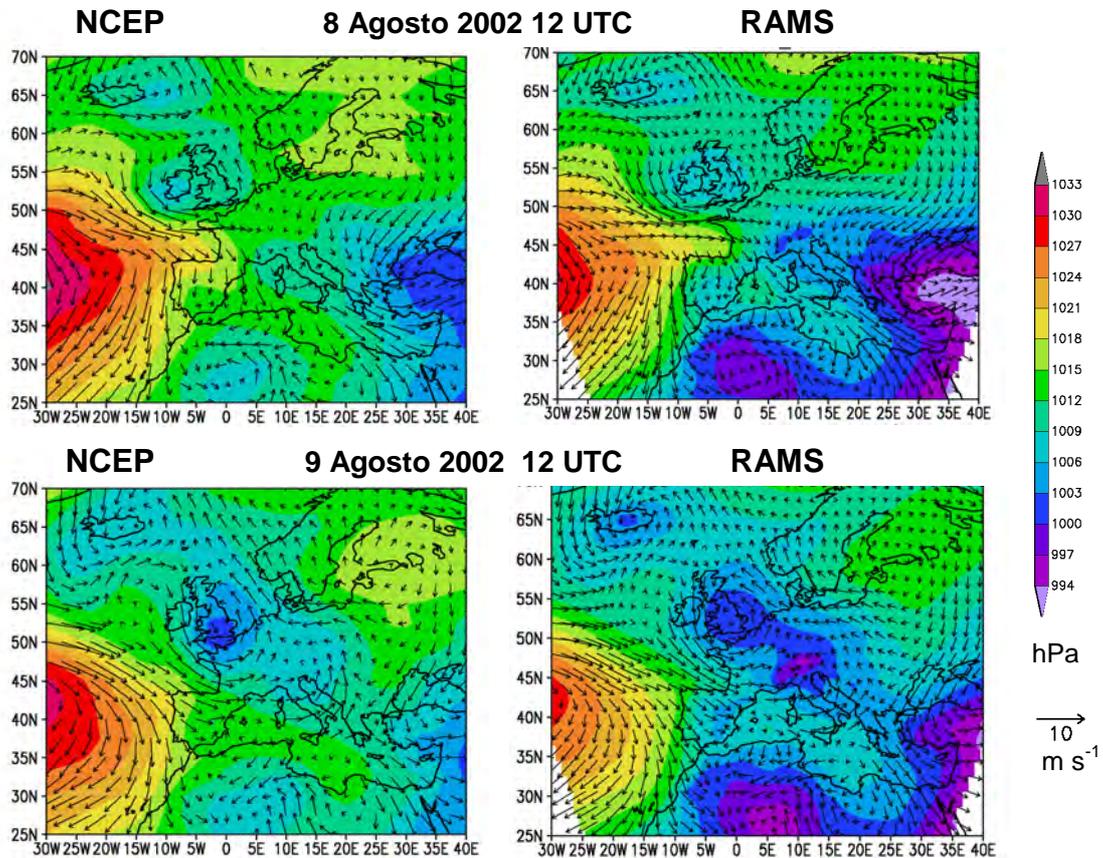
1. Los campos de presión y viento de NCEP Reanálisis-II
2. La columna de vapor de agua precipitable del espectrofotómetro MODIS
3. La precipitación de *Multi-Satellite Precipitation Analysis- TRMM* (TMPA)
4. Los perfiles verticales de viento y temperatura de diversos Centros Meteorológicos Europeos (NMC)
5. Las salidas de los radares perfiladores de viento situados en Bilbao y Basilea
6. Los registros de precipitación de estaciones emplazadas en la zona diana (distribución y cantidades acumuladas)

A continuación, se demuestra que la configuración final, adaptada a la región y fenómeno a estudiar, es capaz de reproducir los procesos atmosféricos y los mecanismos de transporte predominantes durante el episodio. Se discuten dos tipos de resultados. En primer lugar, la validación meteorológica desde la escala global a la local con los datos de NCEP-Reanálisis-II, espectrofotómetro MODIS, satélite TRMM, perfiles verticales de viento y temperatura de los radiosondeos de los Centros Nacionales de Meteorología y de los RPV y registros de precipitación de estaciones de superficie ubicadas en la zona diana. Posteriormente, la simulación del transporte-dispersión de trazadores pasivos.

3.2.3.1. Campos de viento y presión sobre el nivel del mar: NCEP vs. RAMS.

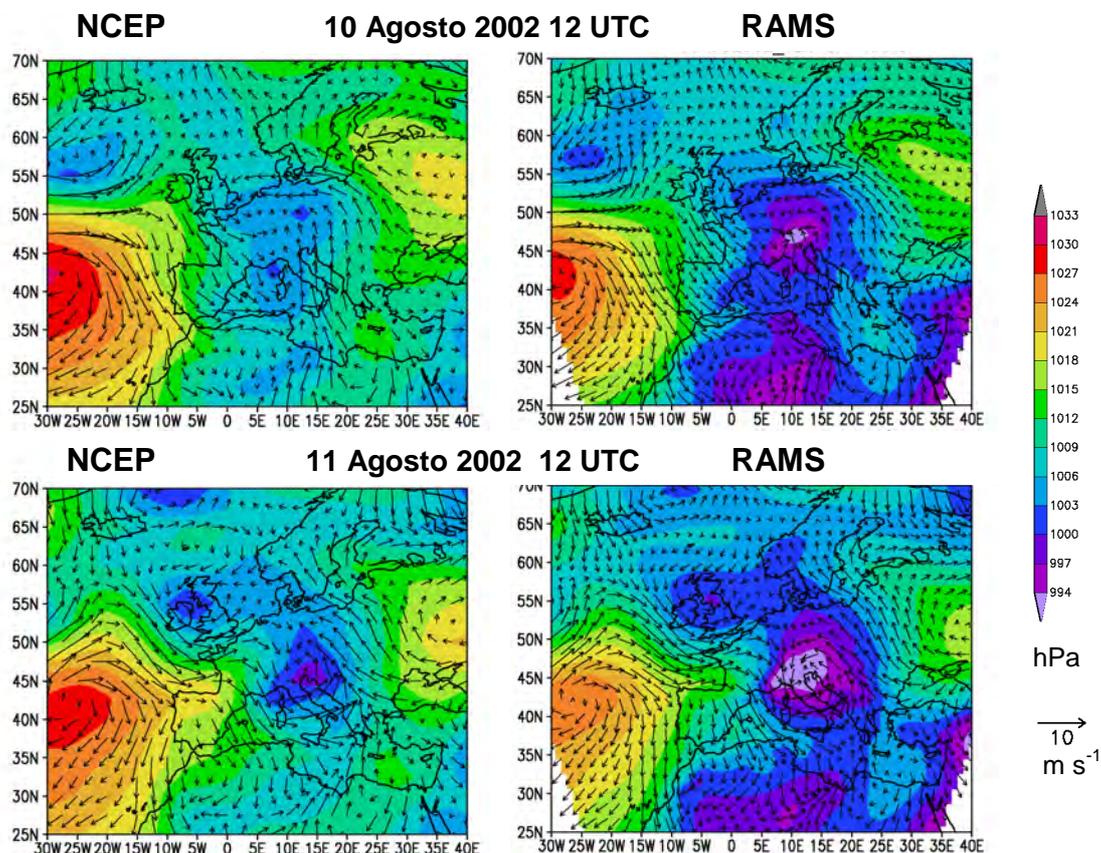
Las Figuras 65, 66 y 67 muestran, utilizando la misma escala, los campos de viento y presión sobre el nivel del mar en tres momentos de la simulación: **8 y 9 de agosto, 10 y 11 de agosto y 12 y 13 de agosto** a las 12 UTC. Esta selección permite mostrar la comparación de los datos NCEP (paneles izquierdos) con las salidas del modelo meteorológico (derecha) durante el momento previo y el paso de *//se* por la CMO, su desplazamiento y llegada a Centroeuropa.

- El día 8 (Fig. 65-superior) puede observarse que la CMO y todo el Mediterráneo quedó bajo la influencia del patrón meteorológico habitual durante esta época del año con altas presiones ocasionadas por la extensión del borde oriental del anticiclón de Azores. Opuestamente, en la cuenca oriental, bajo la influencia del monzón asiático, este día dominaron las bajas presiones. Como resultado, la dirección del viento en el Mediterráneo es de Oeste a Este y en el Sur de Europa de Norte a Sur.
- El día siguiente, 9 de agosto (Fig. 65-inferior), se produjo la formación de centro de bajas presiones entre Irlanda y el Sur de Inglaterra que ha sido reproducido satisfactoriamente por el modelo. RAMS ha captado además de esta variación del campo de presiones, el cambio que se produjo en los flujos atmosféricos del Sur de Europa: los vientos en superficie siguiendo el giro antihorario de *//se*, cambiaron a dirección oeste e introdujeron aire atlántico en el Sur de Europa.



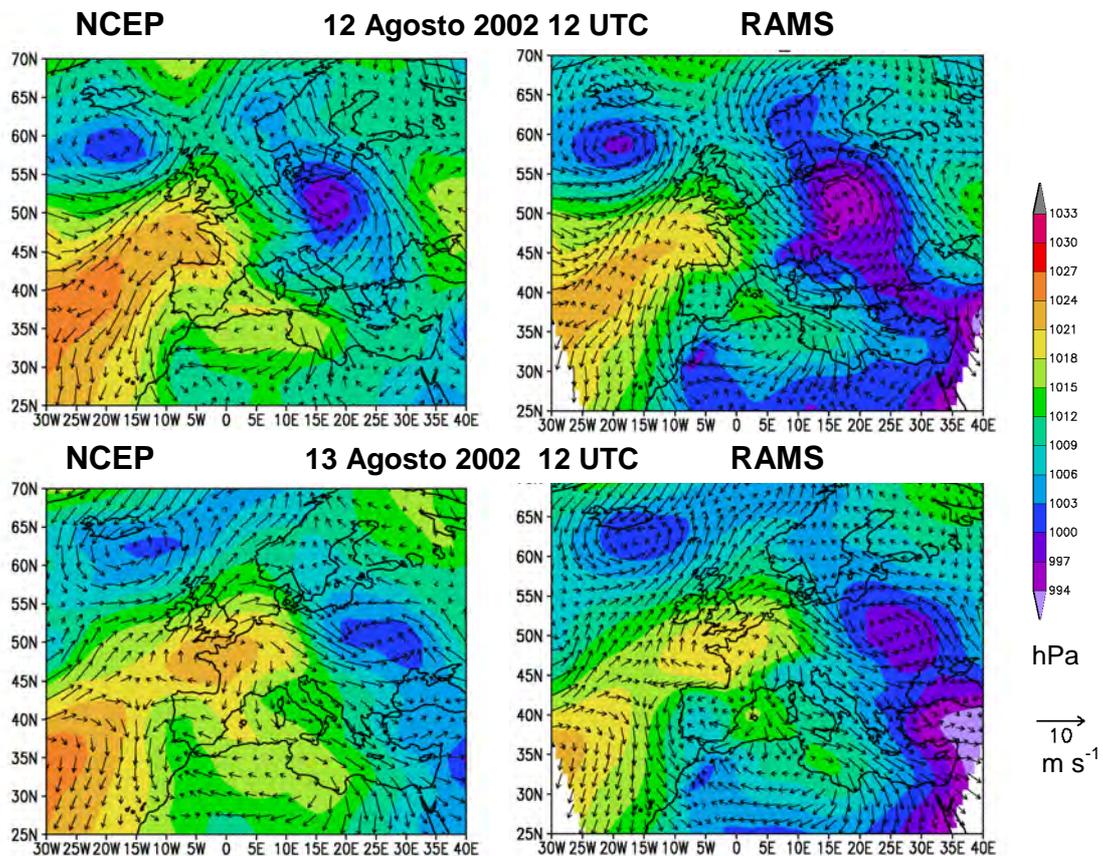
Figuras 65. Campos de viento y presión sobre el nivel del mar, 8 y 9 de agosto de 2002. NCEP (izquierda) y RAMS (derecha) a las 12 UTC.

- El modelo también ha sido capaz de seguir el avance de //se durante los días 10 y 11 de agosto (Fig. 66) desde la CMO hacia el Golfo de Génova-Norte de Italia, así como el cambio de vientos asociado a esta evolución: aumentó su intensidad y la dirección pasó de ser de componente nortenoeste a sur, forzando la entrada de aire mediterráneo sobre Italia y Oeste de los Balcanes.



Figuras 66. Campos de viento y presión sobre el nivel del mar, 10 y 11 de agosto de 2002. NCEP (izquierda) y RAMS (derecha) a las 12 UTC.

- La sincronía en la reproducción de los procesos meteorológicos continúa el día 12 (Fig. 67-superior) en el que //se avanzó hacia el Este y se reestablecieron las condiciones normales en el Mediterráneo y en el Oeste de Europa. Esta zona quedó de nuevo bajo la influencia del anticiclón de las Azores.
- El día 13 de agosto (Fig. 67-inferior), en ambas paneles se observa la recuperación de las condiciones normales en casi todo el dominio y la ubicación del centro de bajas presiones, muy debilitado, al Norte del Mar Negro.



Figuras 67. Campos de viento y presión sobre el nivel del mar, 12 y 13 de agosto de 2002. NCEP (izquierda) y RAMS (derecha) a las 12 UTC.

La diferencia más destacable entre los resultados obtenidos por RAMS respecto a los de NCEP Reanálisis-II es que durante este periodo la presión simulada por el modelo es ligeramente inferior (del orden de 3 hPa) en todo el dominio. Exceptuando este detalle, la correspondencia general, tanto en el tiempo como en el espacio, de los campos de viento y de presión a nivel de superficie entre los datos de NCEP Reanálisis-II y de los resultados de la simulación es apropiada.

Con el fin de comprobar la reproducción tanto en superficie como en altura, la dirección e intensidad del viento estimada por RAMS se ha comparado con los datos de una selección de radiosondeos y con los de dos radares perfiladores de viento. Se muestran en los siguientes apartados (3.2.3.2 y 3.2.3.3).

3.2.3.2. Perfiles verticales de viento y temperatura: Sondeos de los Centros Nacionales de Meteorología-NMC vs. RAMS

Los perfiles verticales de viento de RAMS se han comparado con una selección de sondeos realizados por los Centros Nacionales de Meteorología (NMC) emplazados en Europa y el Norte de África. De todos los sondeos con los que se ha hecho la comparación (*ver apartado 2.4.3*), se muestran los situados en Herstmonceaux, Santander, Murcia, Dar-El-Beida, Brindisi, Viena y Meiningen. Esta selección incluye sondeos de diferentes regiones y características dentro de una amplia zona del dominio de cálculo, que permiten el análisis de los principales procesos meteorológicos y validación de la simulación por regiones:

- Formación y evolución del ciclón *Ilse* en el Atlántico Norte y Medio: sondeos de Herstmonceaux y Santander.
- Paso por la Cuenca Mediterránea Occidental: sondeos de Murcia y Dar-El-Beida.
- Desplazamiento y llegada a la zona diana (Centroeuropa): sondeos de Brindisi, Viena y Meiningen

Se analiza la habilidad del modelo en dos periodos con características diferentes: **(1)** los días 2 a 8 de agosto, que comprenden la fase de condiciones normales, y **(2)** los días 9 a 16, que comprenden la fase perturbada por el paso de *Ilse*.

En las figuras 68 a 74 está representado el viento registrado en las estaciones de radiosondeo cada 6 horas y los perfiles verticales de viento obtenido en las simulaciones. Al igual que en las figuras del episodio anterior, la gama de colores indica en todas las figuras la dirección de viento simulada por RAMS y, las flechas indican la dirección y la intensidad del viento medida (paneles superiores) y simulada (paneles inferiores). En el pie de cada figura se indica en cuál de las mallas de cálculo está incluido cada uno de los sondeos. La malla 1 tiene una resolución de 108 km, las intermedias 2 y 3 de 27 km y la malla 4 de 9 km.

A continuación, se comentan las principales coincidencias y diferencias observadas entre las medidas de los sondeos y los cálculos del modelo.

Atlántico Norte y Medio

El sondeo de **Herstmonceaux** (Fig. 68) se ha seleccionado por su situación en el Sureste de las Islas Británicas, en las proximidades del centro de formación de *lise*.

Con condiciones normales en el Oeste de Europa, en esta estación predominaron los vientos del Sureste en altura y del Sur en superficie, forzados por un centro de bajas presiones poco profundo, centrado entre el Sur de las Islas Británicas y la Bretaña francesa. El día 4 de agosto, este centro se debilitó y la zona quedó bajo la influencia inicialmente del anticiclón de Escandinavia, que produjo un cambio de vientos a componente Este/Noreste, y posteriormente, el día 7 de agosto, bajo la influencia del anticiclón de las Azores, que produjo un cambio a viento del Noroeste/Oeste.

La formación de *lise* sobre Irlanda el 9 de agosto, dio lugar al comienzo de un periodo perturbado que empujó vientos del Sur en Herstmonceaux (Fig. 68-derecha). Durante los siguientes días *lise* se desplazó hacia Francia y la Península Ibérica y como consecuencia, el viento cambió de Sur a Sureste/Este. El día 11, cuando este emplazamiento quedó fuera del área de influencia del ciclón, se reestablecieron las condiciones normales y los vientos del Oeste. En las figuras puede comprobarse que RAMS reproduce satisfactoriamente todos estos cambios.

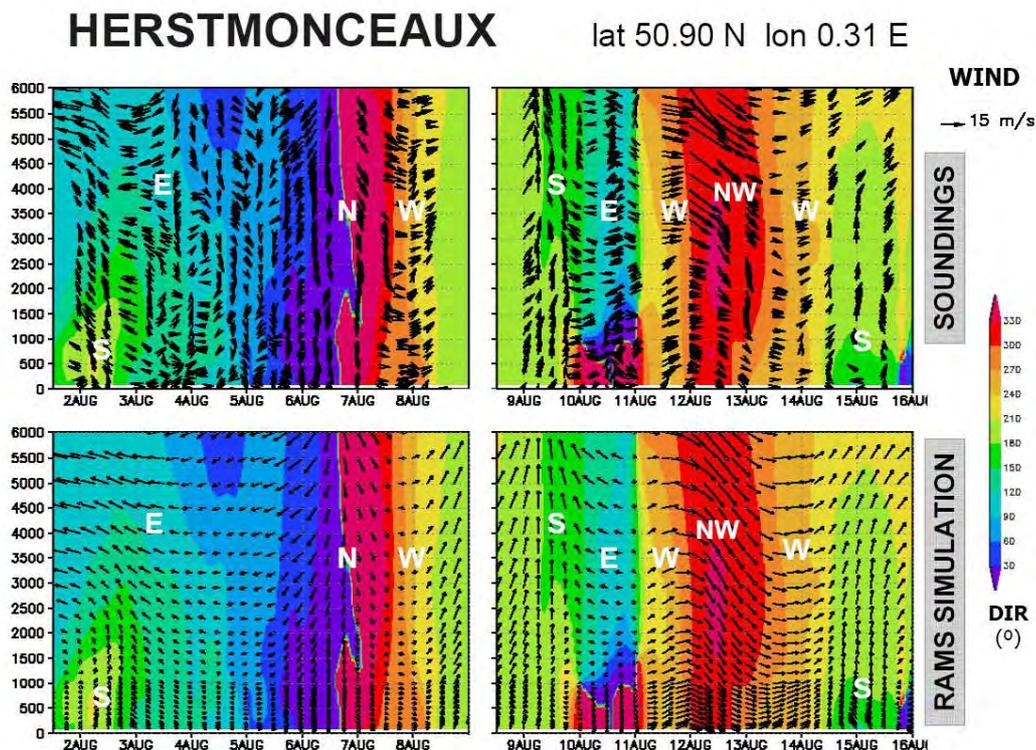


Figura 68. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Hetsmonceaux entre el 2 y 8 de agosto, y los días 9 y 16 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS en la vertical de este emplazamiento (malla 1)

En **Santander** (Fig. 69) se produjeron menos cambios de dirección de viento. En condiciones normales, esta estación queda en la interfase entre la zona de influencia del anticiclón de Azores y la baja presión situada en las Islas Británicas, de modo que en altura prevalecen los vientos del Oeste y en superficie se registra la entrada de la brisa marina. Tanto en los radiosondeos como en la salida de RAMS, entre los días 2 y 6 de agosto, se observa la brisa de componente norte/noroeste a mediodía. El día 6 de agosto se produjo un cambio de dirección de Oeste a Noroeste en altura y a Noreste entre la superficie y 3000 metros.

Durante el periodo perturbado, el modelo representa adecuadamente los intensos vientos del Norte en altura de los días 10 y 11 de agosto (enmarcados en la Fig. 69-derecha), que corresponden al paso del ciclón. Los procesos diurnos de formación de brisas quedaron anulados durante estos dos días. Durante los días

siguientes, se reestablecieron las condiciones previas con vientos del Oeste en altura y del Este en superficie, de una intensidad mucho menor que la de los registrados en el periodo perturbado.

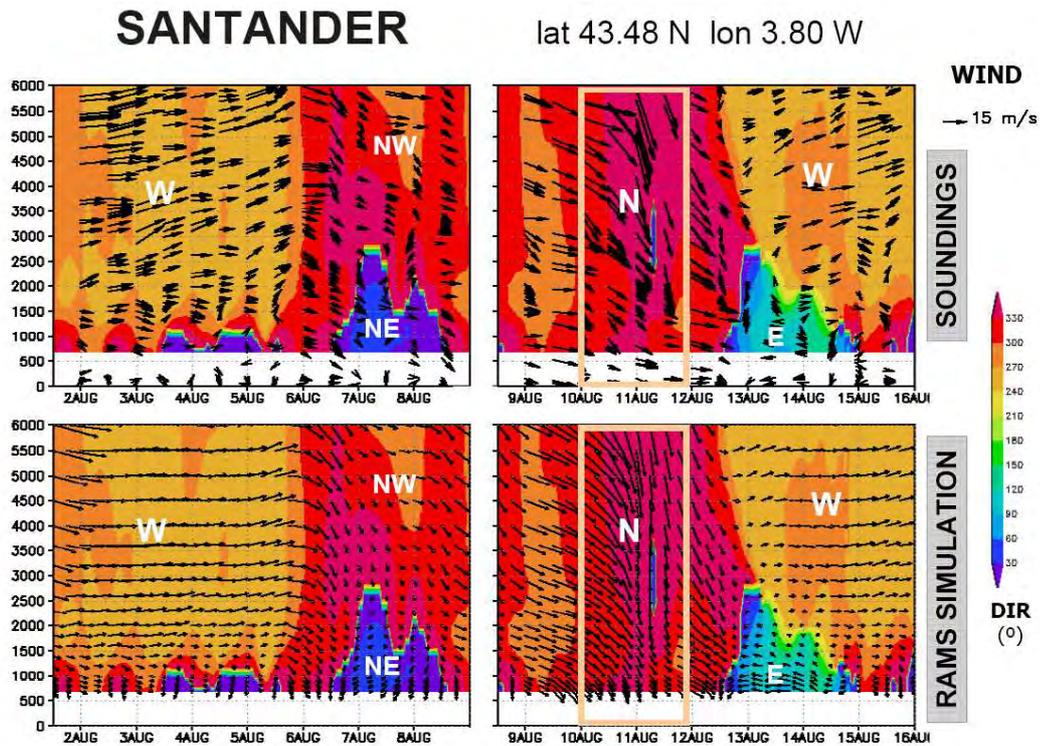


Figura 69. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos de Santander entre el 2-8 de agosto, y el 9-16 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 3).

Cuenca Mediterránea Occidental

En los perfiles verticales de viento de las dos estaciones siguientes, **Murcia** y **Dar-El-Beida**, se aprecian claramente los ciclos diarios y la anulación de los mismos con el paso de la perturbación provocada por //se por el Mediterráneo.

En condiciones normales, en Murcia (Fig. 70) soplaron vientos de componente suroeste/oeste en altura y, en los niveles inferiores, dominaron los procesos mesoescalares con vientos regionales de Levante: brisas de componente este durante

el día que giran a última hora a noreste. La resolución de RAMS en esta zona, 27 km, permite reproducir con exactitud el viento en superficie y la profundidad de la capa límite.

Sin embargo, a medida que *l*se se acercó a la zona (10 agosto), la dirección del viento cambió progresivamente de Oeste a Noroeste/Norte. Los flujos sinópticos, que fuerzan vientos del Norte/Noroeste, dominaron tanto en superficie como en altura, donde los vientos son especialmente intensos. A partir del día 13 se produjo un retorno a las condiciones normales con vientos de Suroeste/Oeste en altura y vientos del Este, provocados por los procesos costeros, en superficie.

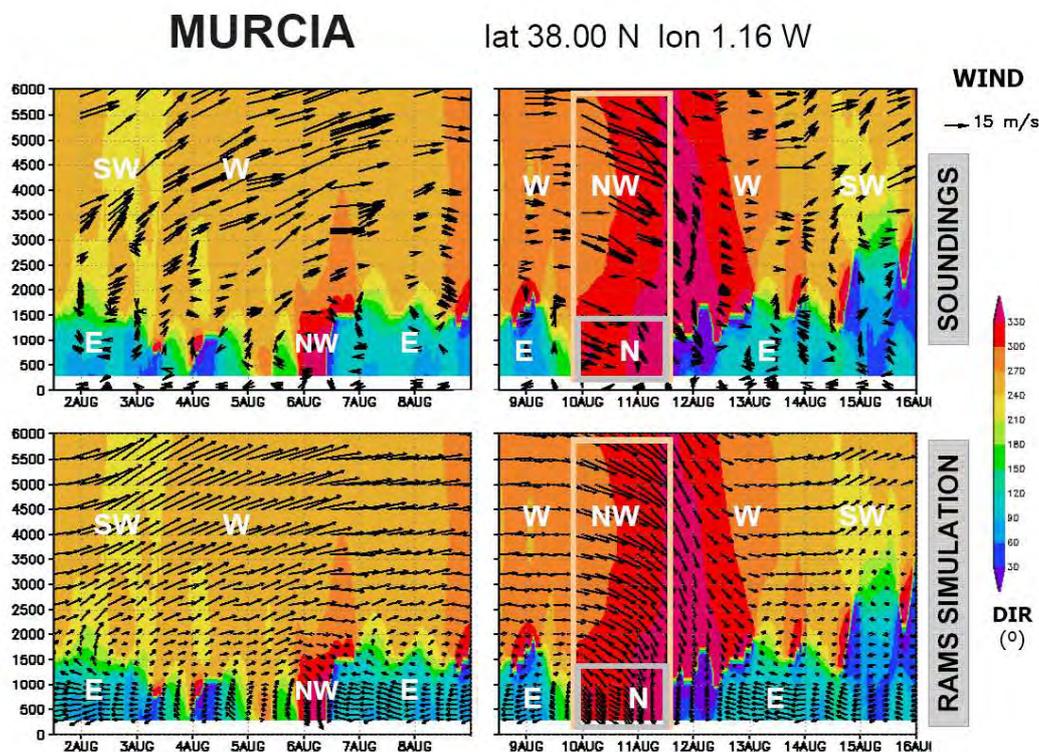


Figura 70. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Murcia entre el 2 y 8 de agosto (izquierda) y los días 9 y 16 de agosto (derecha). La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por RAMS (malla 3).

La influencia del centro de bajas presiones *l*se se extendió hasta **Dar-El-Beida** (Fig. 71). En esta estación, situada en la costa argelina, se observó un efecto de anulación de procesos mesoescalares similar al registrado en Murcia.

Sobre **Dar-El-Beida**, entre los días 2 y el 9 de agosto, en altura prevalecieron vientos del Oeste y del Suroeste de una intensidad significativa, que es ligeramente subestimada por RAMS. En superficie, hasta 1500 m., se suceden los ciclos diarios: brisas de componente norte a mediodía, que se desvían a Noreste durante la tarde.

A partir del día 10 de agosto, en esta zona se advirtió la influencia de *llse*, que produjo un cambio en todo el perfil durante dos días a vientos de componente Noroeste (enmarcado en la Fig. 71-derecha). RAMS capta el cambio pero también en esta ocasión calcula intensidades menores a las registradas por los sondeos. Después del paso de la perturbación, a partir del día 12, la zona recuperó los vientos del Oeste en altura y del Este/Noreste en superficie.

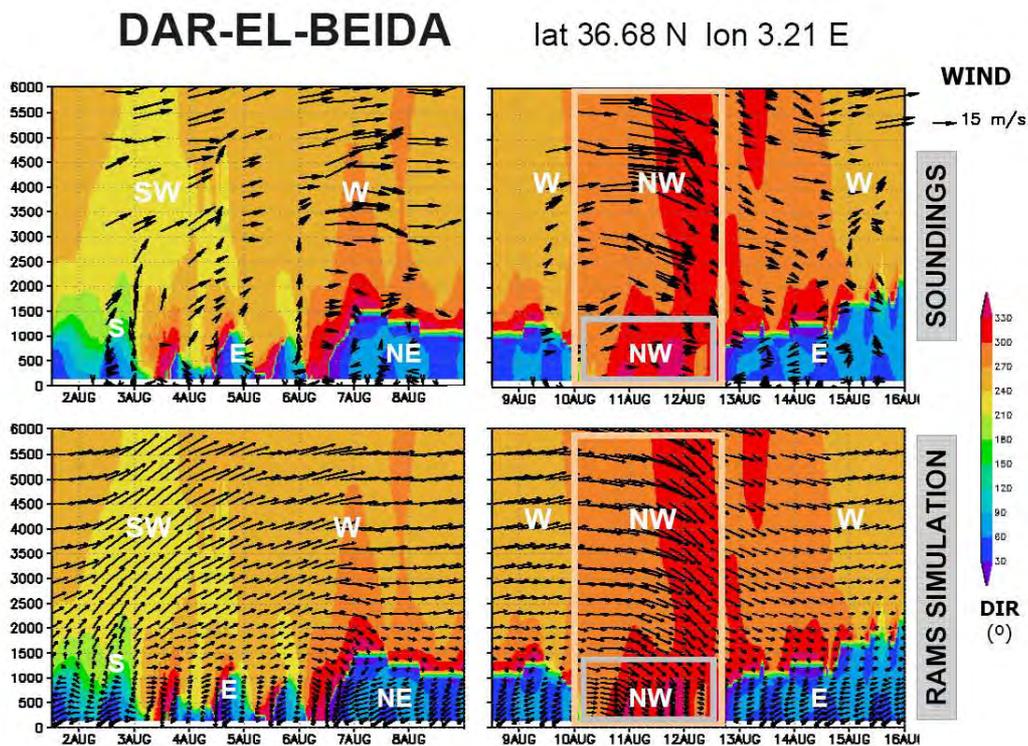


Figura 71. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Dar-El-Beida en dos periodos: 2-8 de agosto (izquierda) y los 9 -16 de agosto (derecha). La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por el modelo (malla 3)

Centroeuropa

En **Brindisi** (Fig. 72) se aprecia el paso del ciclón *Ilse* por el Sur de Italia. A pesar de que este lugar está ubicado dentro de la malla de menor resolución (108 km), el modelo reproduce adecuadamente los cambios de dirección e intensidad de viento que registran los sondeos.

Durante el primer periodo representado (2-9 agosto) no hubo cambios significativos: vientos constantes en altura de componente norte/noroeste, y en superficie de componente oeste, prácticamente acoplados. Sin embargo, la llegada de *Ilse*, durante la segunda mitad del día 10 de agosto, provocó la entrada de vientos intensos del Sur entre 0-3500 m y del Oeste en altura (Suroeste) durante dos días (enmarcado en la Fig. 72-derecha). Posteriormente, cuando el área quedó fuera de la influencia de la perturbación (al final del día 12), comenzó la recuperación de las condiciones anteriormente comentadas.

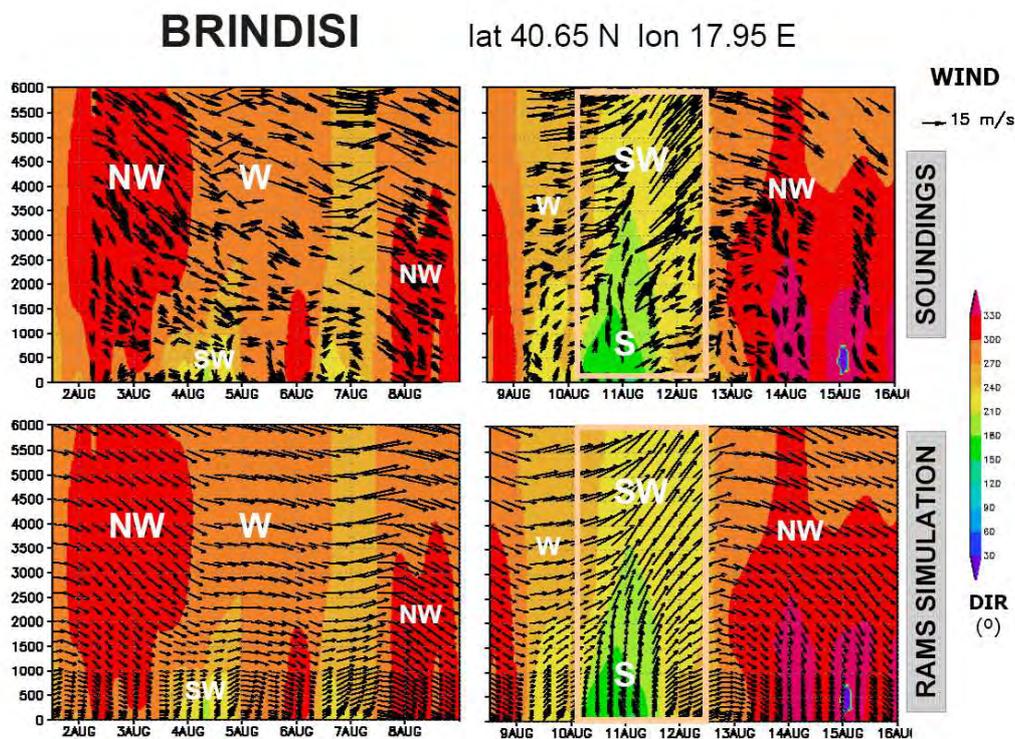


Figura 72. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento registrado por los sondeos realizados en Brindisi del 2 al 8 y del 9 al 16 de agosto. (inferiores) Vientos simulados en la malla 1. La escala de colores representa la dirección simulada.

En **Viena** (Fig. 73), en los dos escenarios estudiados, tuvieron lugar varios cambios de viento concurrentes en los perfiles verticales de los sondeos y del modelo. Entre los días 2 y 6 de agosto, se registraron vientos del Oeste en altura, y vientos que variaron entre Noroeste/Sur/Norte en superficie, excepto el día 4 de agosto. El día 6 se produjo un cambio repentino a vientos del Este/Noreste tanto en superficie como en altura, como consecuencia de la entrada de una depresión, que siguiendo una trayectoria similar a //se, provocó el episodio de precipitaciones 6-7 agosto (Ver apartado 3.2.3.1).

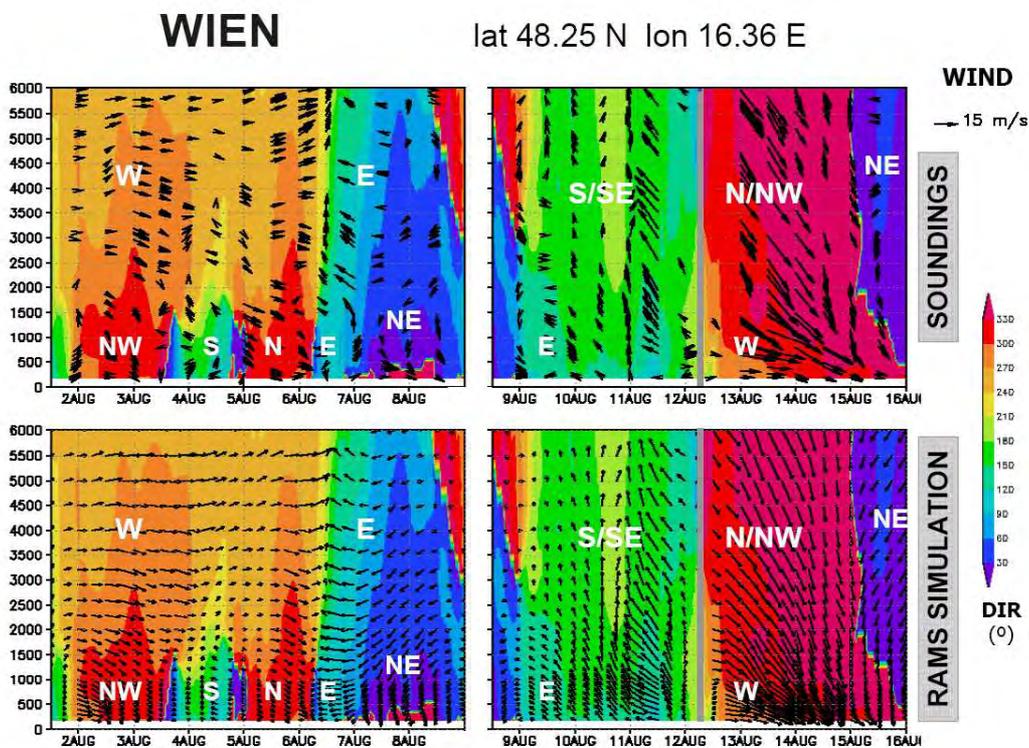


Figura 73. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Viena: (izquierda) 2-8 de agosto, y (derecha) 9-16 de agosto. La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (inferiores) Vientos simulados por el modelo en este emplazamiento (malla 4)

Los días 9 de agosto y 10 de agosto, con la entrada de //se desde la CMO a Centroeuropa, su giro ciclónico indujo vientos del Sur/Sureste en Viena. Sin embargo, lo más destacable de este segundo periodo es el cambio que provocó la entrada de un frente desde el Atlántico el día 12 de agosto, a vientos muy intensos del

Norte/Noroeste (marcado con una línea gris en la Fig. 73-derecha y perfectamente reproducido por RAMS).

En el sondeo de **Meiningen** (Fig. 74), situado en el centro de Alemania, se registró un cambio similar al final del episodio y también sincrónico en los sondeos y cálculos de RAMS. Entre el 2 y 12 de agosto, los vientos en altura fueron de componente suroeste/sur/sureste y en la troposfera inferior se produjeron cambios entre vientos del componente Noroeste/Sur/Noreste.

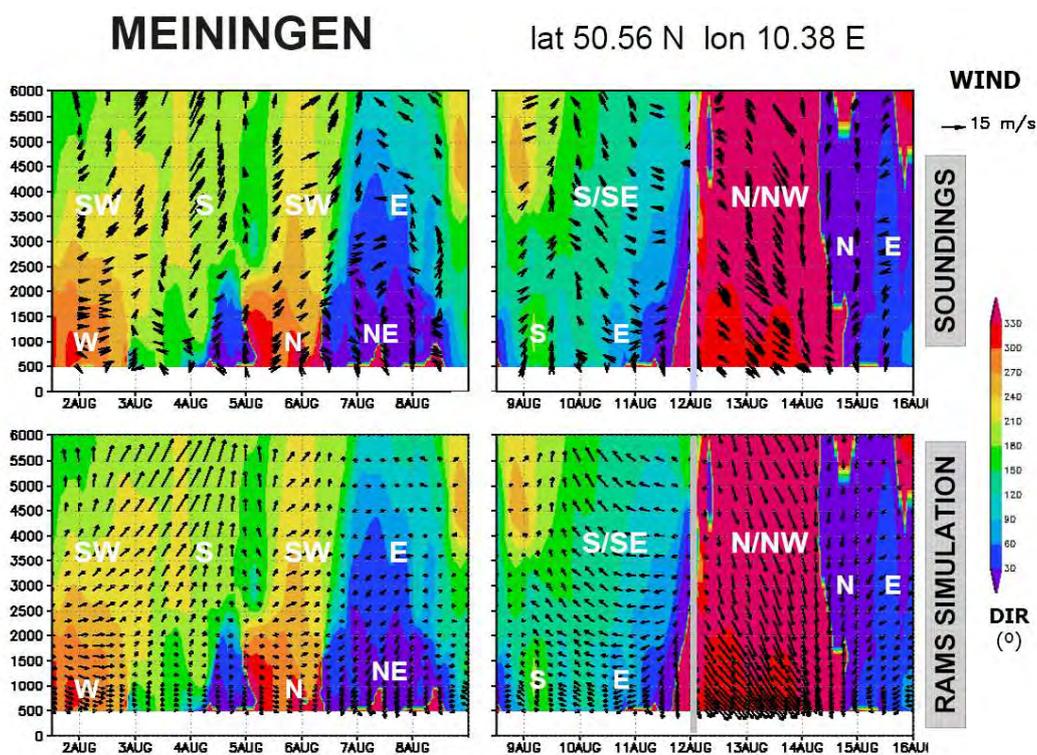


Figura 74. (paneles superiores) Secuencia temporal de la dirección e intensidad del viento (flechas) registrado por los radiosondeos realizados en Meiningen en dos periodos: 2-8 de agosto (izquierda), y 9-16 de agosto (derecha). La escala de colores representa la dirección del viento simulada por RAMS. (paneles inferiores) Vientos simulados por el modelo en la vertical del lugar (malla 4)

En la Figura 74-derecha se observa, al igual que en Viena, que en esta estación fue muy evidente el cambio provocado por la entrada de del frente atlántico durante la primera mitad del día 12 a vientos del Norte/Noroeste (marcado con una línea gris), que persistieron hasta el 14 de agosto a mediodía. Sin embargo, la influencia de la llegada //se no fue tan notable: entre el 9 y 11 de agosto, tanto en

superficie como en altura los vientos cambiaron a componente sur/sureste pero sin llegar a alcanzar la intensidad de Viena.

En el caso de esta estación se ha comparado, además del perfil vertical del viento, el perfil de temperaturas. La escala de colores de la Figura 75 representa el perfil vertical simulado por el modelo mesometeorológico sobre **Meinigen** y las líneas representan los perfiles medidos por los sondeos entre el 10 y el 14 de agosto. Las líneas continuas corresponden a los sondeos realizados durante el día y, las discontinuas, a los sondeos nocturnos.

En el perfil de temperaturas puede advertirse la entrada del frente día 12 y el consecuente cambio de origen y características de las masas de aire. La masa de aire cálida mediterránea que ocupaba la zona fue reemplazada por una masa de aire más frío procedente del Atlántico, que provocó un descenso generalizado de 3° C en todos los niveles, siendo esta entrada de aire frío especialmente notoria entre 1500 y 2000 metros. Este mismo efecto también tuvo lugar en otros lugares: en Kuemmersbruck unas horas más tarde (no se muestra).

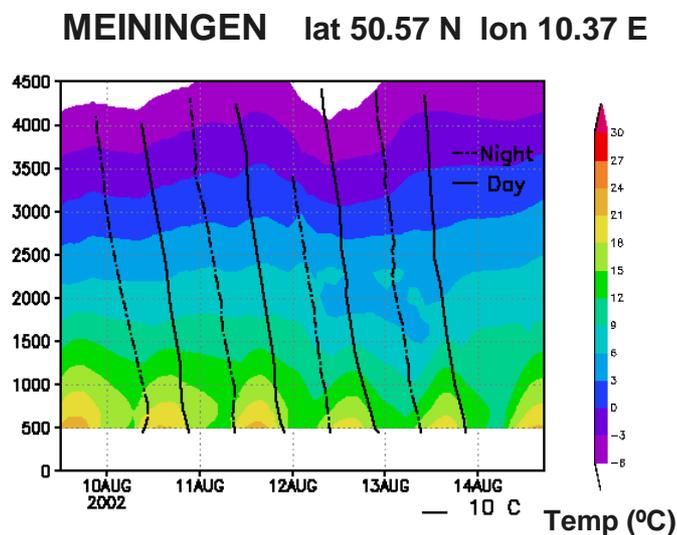


Figura 75. (paneles superiores) Secuencia temporal de las variaciones de temperatura entre el 10 y el 14 de agosto en Meinigen. Los colores representan la temperatura simulada y las líneas los perfiles de temperatura medidos en los radiosondeos.

Por lo tanto, se ha demostrado que durante los dos escenarios analizados, condiciones normales y perturbadas, los cambios registrados en los perfiles verticales de viento de los radiosondeos NMC son adecuadamente capturados por el modelo:

- La intensidad y dirección de viento simulada concuerda con los registros de los sondeos, a pesar de algunas diferencias poco significativas.
- El modelo captura los cambios que se producen tanto en la troposfera media como los que se producen a nivel de superficie. RAMS reproduce procesos locales como los que tienen lugar en Murcia y Dar-El-Beida.
- La reproducción de los perfiles es adecuada incluso en las estaciones que están localizadas en la malla de menor resolución espacial, como Herstmonceaux y Brindisi.
- Los grandes cambios, como los provocados por la irrupción del ciclón *Ilse*, son sincrónicos en los sondeos y la simulación RAMS.

Entre las diferencias encontradas cabe mencionar que el modelo subestima de forma sistemática en casi todas las estaciones (Santander, Murcia, Dar-El-Beida, Brindisi, Viena) el aumento que produce en la intensidad del viento el paso de la perturbación. Esta diferencia podría estar relacionada con la disminución de la resolución vertical del modelo con la altura, que es máxima (25-40 m.) en los niveles inferiores pero disminuye hasta 1000 m en los niveles más elevados de la troposfera.

Comprobada la adecuada reproducción del campo de vientos a escala continental, tanto en superficie como en altura, en el siguiente apartado se contrasta este mismo parámetro pero con datos de mayor resolución espacial (vertical) y temporal.

3.2.3.3. Perfiles verticales de viento de alta resolución espacio-temporal: Radares Perfiladores de Viento (RPV) de Basilea y Bilbao vs. RAMS

Se ha comparado, tanto gráfica como analíticamente, la secuencia temporal de los perfiles de viento de dos RPV localizados en Bilbao y Basilea con la secuencia horaria completa de la simulación. Estos registros nos han permitido validar la capacidad del modelo a nivel local, en dos puntos diferentes del dominio, con datos de una excelente resolución espacio-temporal (30 minutos y 45 metros). Ambos perfiladores están localizados en las mallas intermedias (Basilea en la malla 2 y Bilbao en la malla 3), que tienen una resolución horizontal de 27 km.

Las Figuras 76 y 77 muestran los perfiles verticales de viento simulados (paneles 1a-1d) y medidos por los RPV (paneles 2a-2d) entre el 27 de julio y el 15 de agosto de 2002. Las representaciones se han realizado en coordenadas tiempo-altura, en las que la altura se refiere al nivel del mar. La escala de colores indica la dirección del viento y el número de barbas de los vectores la intensidad del mismo. Los cambios más significativos se han marcado con líneas discontinuas. En ambas figuras puede comprobarse que la simulación realizada es capaz de reproducir los perfiles del viento registrados en los dos RPV. Se describen a continuación.

Comparación con el RPV de Bilbao

La dirección de los vientos en altura no sufrió grandes cambios durante los primeros días de la simulación (27-29 de julio): predominaron los vientos del Suroeste, que giraron a Oeste/Noroeste durante los siguientes días (28 julio-5 agosto), a Norte a partir del día 6, y a Oeste/Noroeste al final del episodio (12-16 agosto). Si bien la comparación está limitada por la escasez de datos a partir de 2500 m., los periodos que contienen datos muestran buen acuerdo.

En superficie, entre 0 y 1000 m., predominaron los vientos del Norte durante casi todo el periodo estudiado, con algunos cambios: los días 27-29 julio y 12-13-14 de agosto se registraron vientos del Este coincidentes en ambas fuentes de datos. Las simulaciones realizadas con RAMS reproducen:

1. El desarrollo de brisas marinas a mediodía, que introducen vientos del Norte/Noroeste.
2. El drenaje del río Nervión durante la noche, que provoca un cambio a vientos débiles del Sur/Sureste.
3. La evolución de la altura de la capa límite, que asciende y desciende siguiendo los ciclos diarios. Estos ciclos son muy evidentes en las Figuras 76-1b y 76-2b, donde se han marcado con líneas discontinuas. El paso de los dos sistemas de bajas presiones, *Hanne* e *Ilse*, sobre Bilbao anuló estos procesos locales y acopló los vientos en superficie y los vientos en altura (Norte/Noroeste) entre el 6 y el 13 de agosto.

Las principales discrepancias entre los datos del RPV de Bilbao y el modelo son las siguientes:

- La intensidad del viento que predice el modelo es inferior en la troposfera media, posiblemente por la misma razón que se ha comentado en la validación con radiosondeos: la disminución de la resolución vertical con la altura.
- Por otro lado, el día 14 de agosto a mediodía los vientos cambiaron a componente E entre 0 y 2000-2500 m aproximadamente y, aunque el modelo también detecta este cambio existe un desfase superior a 12 horas tanto en el inicio como en el fin del cambio.

BILBAO

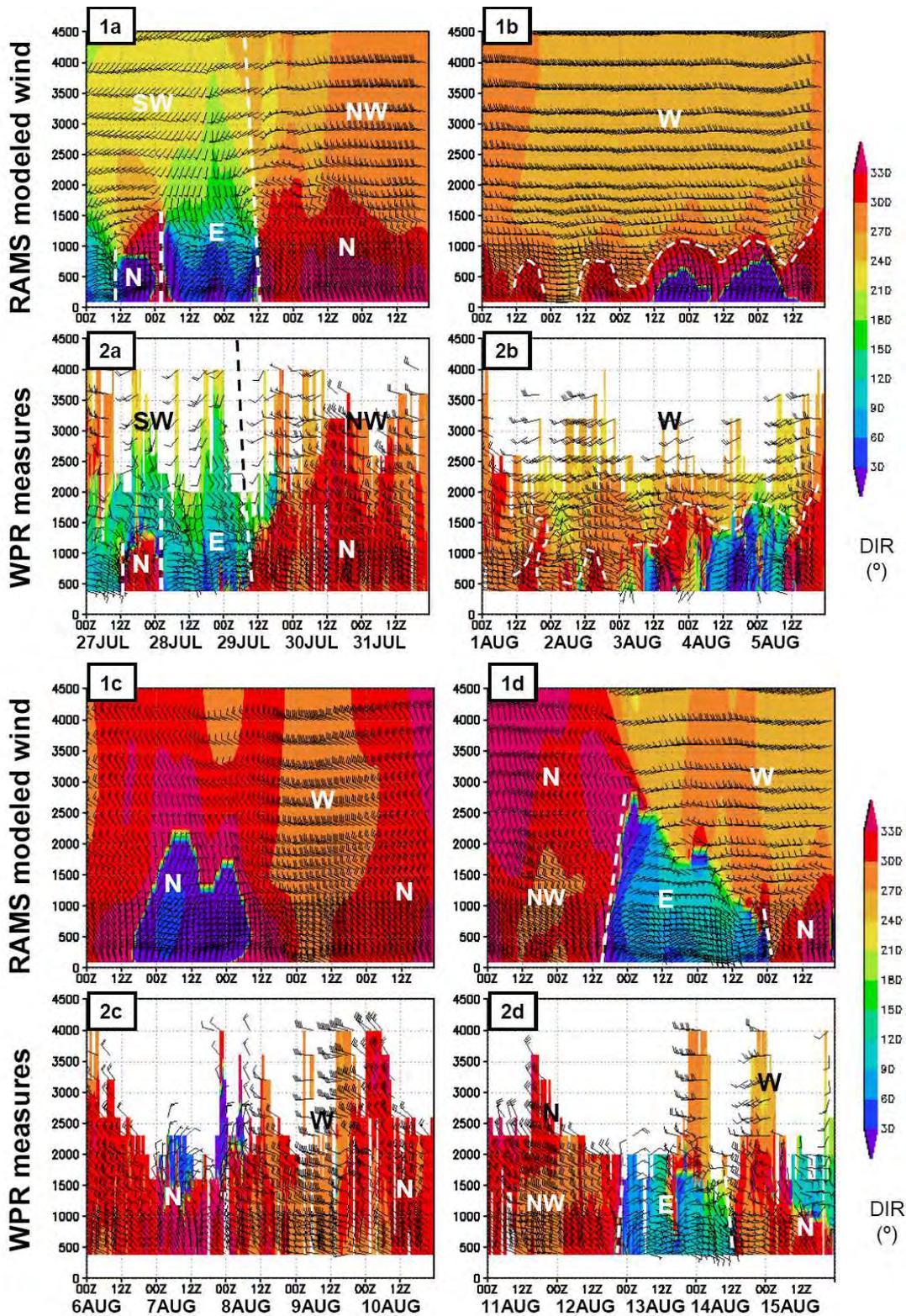


Figura 76. Secuencia temporal de los perfiles de viento registrados por el RPV de Bilbao (izquierda) y simulados por RAMS (derecha) entre el 27 de julio y 15 de agosto de 2002.

Comparación con el RPV de Basilea

El modelo mesometeorológico también reproduce las observaciones del RPV situado en Basilea, muy próximo a la zona diana, con precisión.

Durante los primeros días de la simulación (27-30 de julio) predominaron vientos del Este tanto en superficie como en altura, y el día 31 se produjo un cambio a componente norte/noroeste en superficie y a componente sur en altura, que se mantuvo durante una semana, hasta el 6 de agosto. El RPV y RAMS coinciden en las principales variaciones (Fig. 77, paneles 1-a, 1-b, 2-a y 2-b), pero pueden observarse algunas diferencias poco significativas durante este primer periodo:

1. El RPV registró entre el 28 y el 30 de julio numerosas variaciones entre vientos del Norte/Noroeste/Noreste, mientras que el modelo computa vientos constantes del N.
2. A partir del día 31, RAMS simula vientos de poca intensidad de componente oeste prácticamente acoplados a los vientos en altura, sin embargo, el RPV registra vientos de mayor intensidad y muy variables.

El día 6 de agosto (Fig. 77, paneles 1-c y 2-c) se registró un cambio a vientos del Norte/Noroeste tanto en el registro del RPV como en la simulación, que duró hasta la mitad del día 8. Este mismo día, el viento en altura pasó a ser de componente sur y posteriormente del Este/Noreste. Al no disponer de datos experimentales de este momento en el que dio el cambio, no podemos afirmar nada sobre su concurrencia en el tiempo, pero sí que puede comprobarse que ambos perfiles (experimentales y modelizados) coinciden los días posteriores: 9, 10 y 11 de agosto.

Finalmente, los paneles 1d y 2d, en los que están representados los días 11 a 16 de agosto, corroboran los buenos resultados obtenidos por el modelo: el viento, acoplado en superficie y altura, pasó de ser del Oeste/Noroeste a Este/Noreste el día 13 a mediodía (indicado con una línea discontinua).

BASILEA

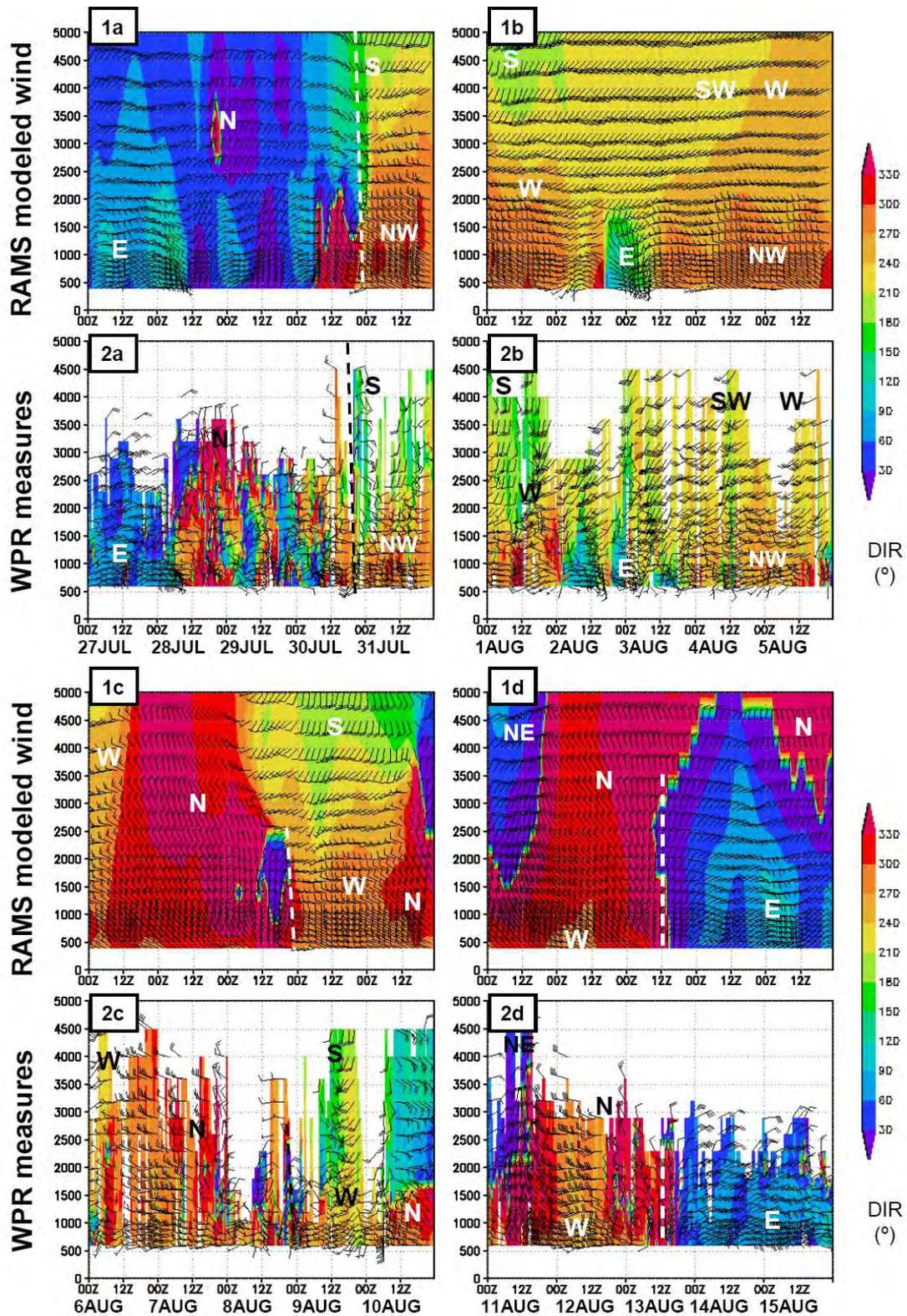


Figura 77. Secuencia temporal de los perfiles de viento registrados por el RPV de Basilea (izquierda) y simulados por el modelo (derecha) entre el 27 de julio y 15 de agosto de 2002.

De estas dos comparaciones gráficas de las series temporales puede concluirse que los datos del modelo no se desvían de los datos de los RPV, mostrando amplios periodos de buen acuerdo y cortos intervalos con discrepancias en la velocidad y/o dirección de viento. No obstante, estas apreciaciones visuales se han comprobado con la estimación de los índices estadísticos de las componentes horizontales del viento (*Ver Anexo 2*).

Partiendo de los datos horarios calculados por RAMS y los registrados por los dos RPV, se han calculado y analizado tanto los índices diarios como los promedios de todo el periodo de simulación y los índices por niveles. La tabla VII recoge los índices promedio del periodo completo de simulación (27 de julio a 15 de agosto) y de todos los niveles entre la superficie y 5000 m.

Tabla VII. Índices estadísticos obtenidos en la comparación de las medidas de los RPV de Bilbao (izquierda) y de Basilea (derecha) y los cálculos de RAMS en estos dos emplazamientos para todo el periodo de simulación: 27 julio a 15 agosto 2002.

BILBAO: RAMS VS. RPV		BASILEA: RAMS VS. RPV	
BIAS u (m.s ⁻¹)	-1,095	BIAS u (m.s ⁻¹)	1,098
BIAS v (m.s ⁻¹)	-0,418	BIAS v (m.s ⁻¹)	-1,909
RMSE u (m.s ⁻¹)	2,679	RMSE u (m.s ⁻¹)	3,111
RMSE v (m.s ⁻¹)	1,692	RMSE v (m.s ⁻¹)	3,267
RMSVE (m.s ⁻¹)	3,493	RMSVE (m.s ⁻¹)	5,001
MNB u (%)	-52,813	MNB u (%)	153,656
MNB v (%)	0,627	MNB v (%)	-64,388
R u	0,741	R u	0,729
R v	0,820	R v	0,630
R ² u	0,553	R ² u	0,537
R ² v	0,673	R ² v	0,434

Los valores de estos índices, confirman la habilidad del modelo para simular los perfiles verticales de viento. El modelo subestima muy ligeramente (*Ver tabla VI. revisión bibliográfica de los índices estadísticos hallados en estudios similares*) las componentes horizontales del viento. La desviación es inferior a $1,1 \text{ m.s}^{-1}$ en el caso de Bilbao y entre 1 y 2 m.s^{-1} en Basilea, excepto en el caso de la componente v de Basilea ($1,098 \text{ m.s}^{-1}$)

La Figura 78, que muestra la serie temporal de las desviaciones horarias de ambos perfiladores, prueba que RAMS no presenta errores sistemáticos de cálculo: no sobrestima ni subestima sistemáticamente la velocidad. Además, no se aprecian periodos en los que las desviaciones sean especialmente notorias. En general, tanto en condiciones normales como durante el paso de *l/se*, se mantiene por debajo de 4 m.s^{-1} en Bilbao y es inferior a 6 m.s^{-1} en Basilea.

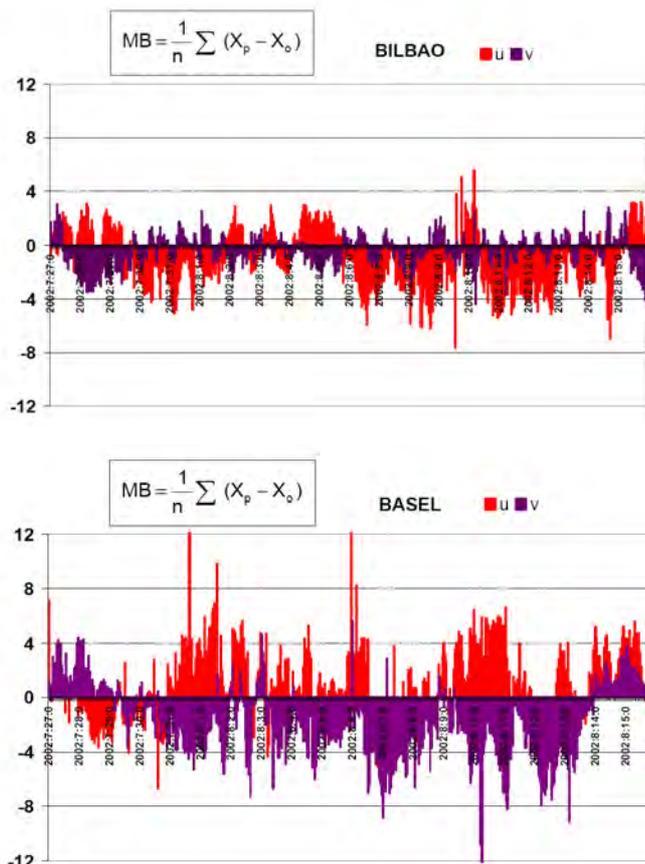


Figura 78. Desviación de los cálculos RAMS para la componente u (en rojo) y la v (en morado) del viento respecto a las medidas de los RPV de Bilbao (superior) y Basilea (inferior) desde el 27 de julio al 16 de agosto de 2002.

La representación de la desviación por niveles revela que tanto en Bilbao (Fig. 79) como en Basilea (no se muestra), estas diferencias son más acusadas en la baja troposfera (500-1000 m) y disminuye progresivamente a medida que aumenta la altura. Este hecho ya fue observado por otros autores (*Seaman y Michelson, 2000; Hanna y Yang, 2001*) en regiones con características similares: orografía compleja y dominio de los procesos locales bajo escenarios sinópticos débiles. La resolución del modelo (27 km) parece no ser suficiente para representar el mosaico de procesos (brisas de tierra y mar, vientos de valle y ladera) que tienen lugar en los niveles inferiores.

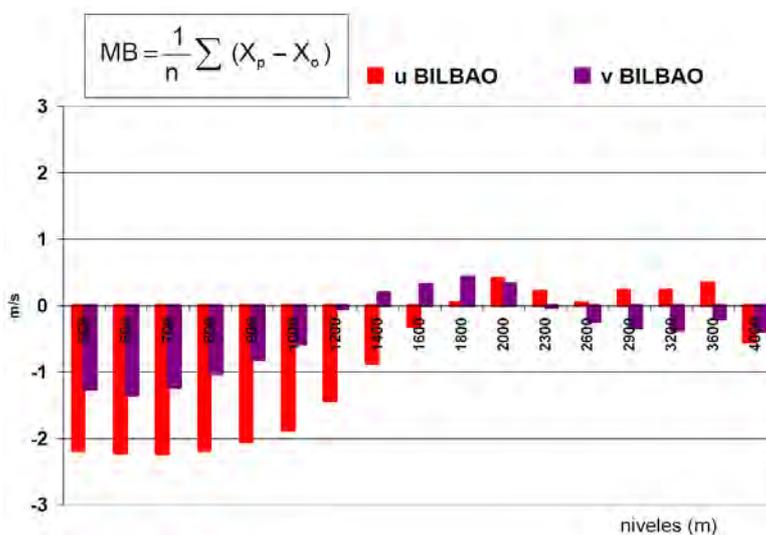


Figura 79. Promedios por niveles de altura (todo el periodo de simulación) de la desviación de los cálculos de RAMS de la componente u (en naranja) y la v (en morado) del viento respecto a las medidas del RPV de Bilbao.

Respecto al RMSVE, cuya serie temporal está representada en la Figura 80, se obtienen valores que están dentro del rango hallado en la bibliografía. Los resultados son mejores en Bilbao (3,493) que en Basilea (5,001), pero ambos pueden considerarse más que aceptables considerando su ubicación y los numerosos cambios meteorológicos que se produjeron durante el periodo estudiado (incluye el paso de una perturbación con vientos muy intensos).

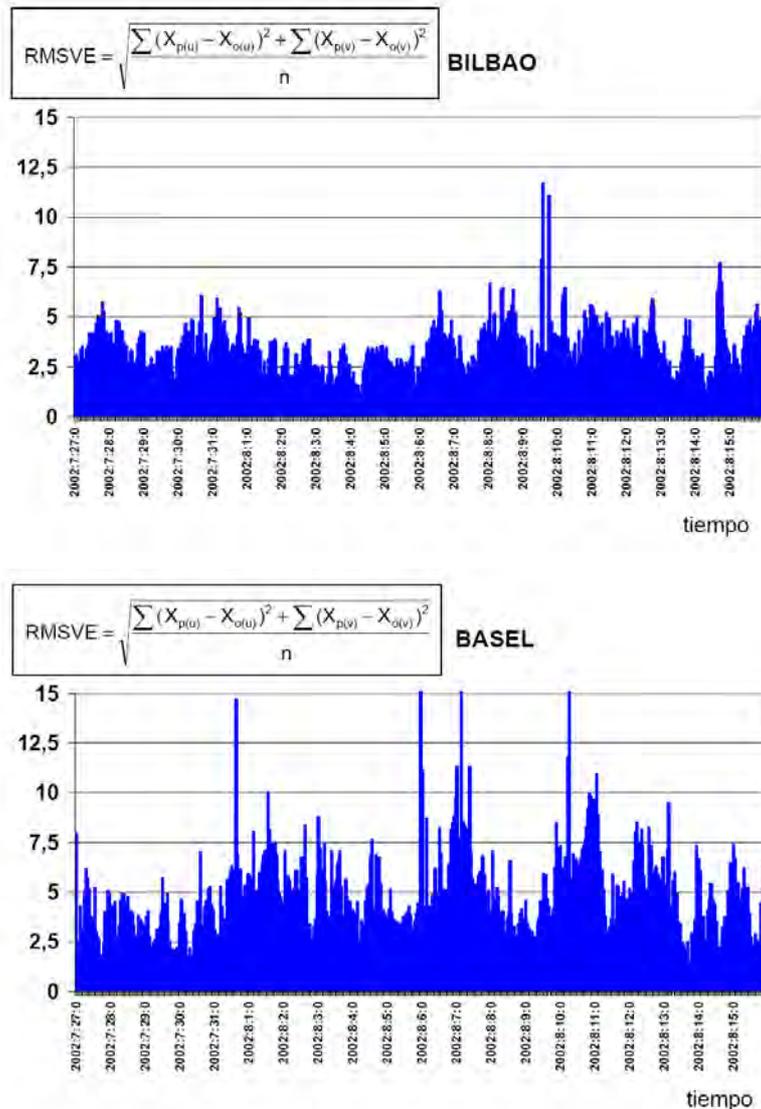


Figura 80. Serie temporal horaria del RMSVE (promedio de todos los niveles) del modelo en Bilbao (gráfico superior) y Basilea (inferior) desde el 27 de julio al 16 de agosto de 2002.

Del análisis de estos resultados, puede concluirse que las simulaciones de RAMS reproducen de forma satisfactoria el perfil vertical de vientos en dos puntos del dominio, y por lo tanto, esto nos permite confiar en los resultados del transporte del trazador en estas áreas. Continuando con la investigación de la capacidad del modelo para reproducir los procesos atmosféricos ocurridos durante el episodio y la distribución-magnitud de las variables clave en este estudio, en el apartado siguiente se analizan las variaciones en la cantidad y distribución del vapor de agua acumulado en la CMO.

3.2.3.4. Acumulación y transporte de vapor de agua sobre el Norte de África y la Cuenca Mediterránea Occidental: MODIS-TERRA vs. RAMS

La Figura 81 muestra la evolución de la **comuna total de vapor de agua** entre los días 9 a 12 de agosto de 2002 en los datos medidos por MODIS-TERRA (paneles izquierdos) y simulados por el modelo RAMS a la hora de paso del satélite (paneles derechos). Este periodo coincide con el final de la fase de acumulación en la CMO (día 9), el venteo por el paso de la perturbación sobre la cuenca (días 10-11) y el comienzo de una nueva fase de acumulación de vapor (día 12). En los píxeles que contienen datos, se observa que los máximos y mínimos de la columna concuerdan en ambas figuras. MODIS no registra datos de vapor de agua en las áreas cubiertas de nubes (*Ver apartado 2.4.5*), huecos que el modelo permite completar.

En general, el modelo ha simulado la evolución de la columna de vapor (se comenta a continuación), aunque la comparación de las dos series de figuras muestra algunas discrepancias. Por un lado, RAMS no detecta la advección de vapor de la Zona de Convergencia InterTropical (ZCIT) africana sobre el Atlántico, en el área de las Islas Canarias (Fig. 81-derecha). Esta diferencia puede deberse a que este proceso se produce muy cerca el límite Suroeste de la malla 1. Por otro lado, de forma generalizada, el modelo subestima ligeramente (0,25-0,5 cm) la cantidad de vapor de agua. Esto puede ser consecuencia de la asimilación de los datos de NCEP (que contienen una cantidad de vapor de agua muy pequeña) durante las simulaciones.

El día 9 de agosto (Fig. 81-superior) la entrada masiva de una masa de aire de origen atlántico a través del Sur de Francia-Golfo de Lyon y sobre el valle del Ebro al Sur de los Pirineos, puso fin a la fase de acumulación iniciada el día 6 de agosto. Durante estos 4 días (6-9 agosto), los procesos de convergencia costera y el hundimiento compensatorio, acumularon más de 4 cm de vapor de agua en la costa este de la Península Ibérica, en el Mediterráneo Central-Golfo de Libia, en el Mar Negro y en el Atlántico Medio-costas africana. Esta acumulación contrasta con la situación de la cuenca oriental, en la que a pesar de que la temperatura del agua de mar y la evaporación es superior (*Ver apartado 3.2.1*), la acumulación de vapor es

menor porque los flujos regionales están dominados por procesos de advección que lo ventean gradualmente (*Kallos y cols., 1998*).

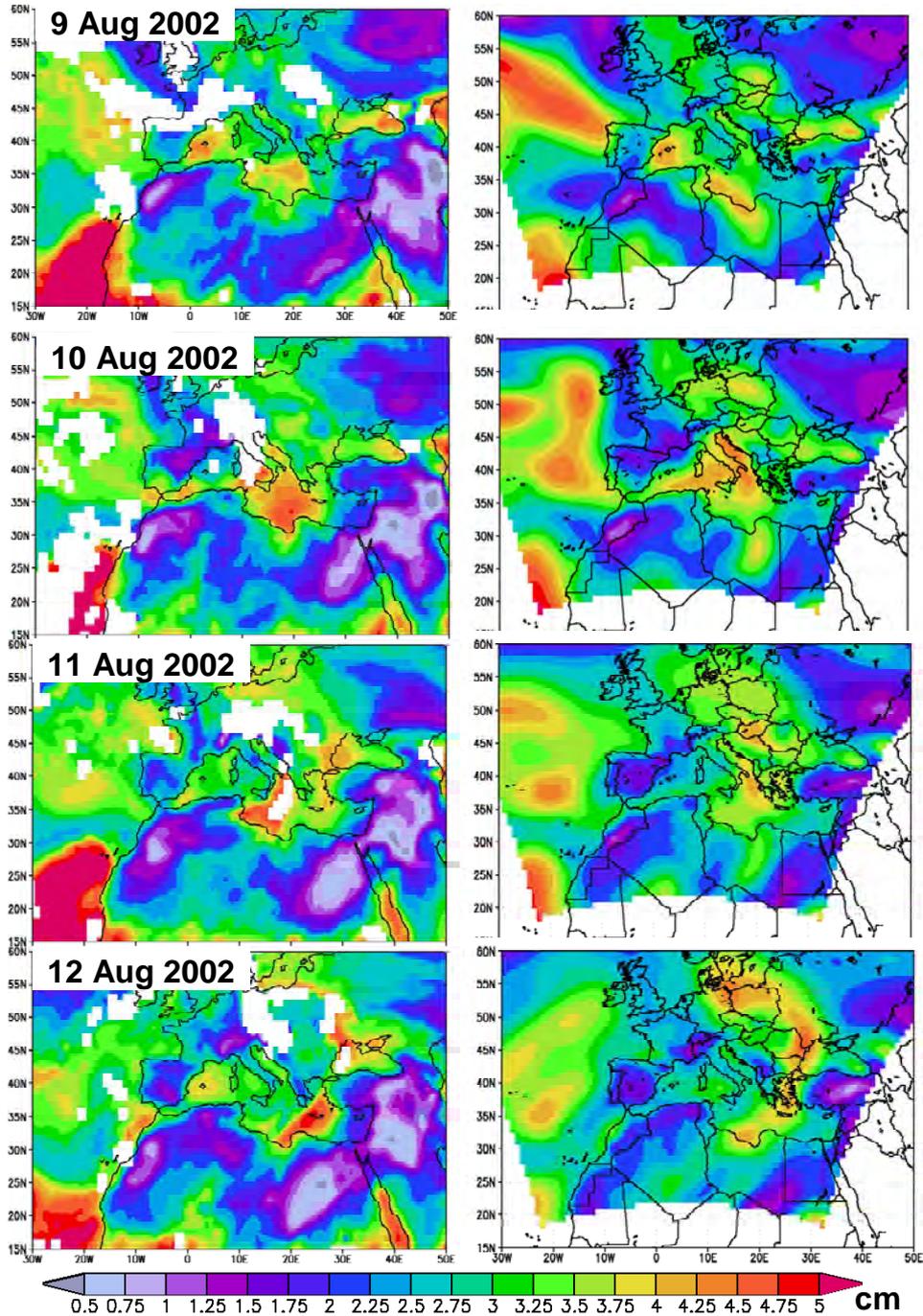


Figura 81. Columna de vapor de agua (en cm) registrada por MODIS-TERRA (izquierda) y la simulada por el modelo RAMS (derecha): 9 de agosto, al final de la fase de acumulación en la CMO, y su evolución los días 10, 11 y 12. Los píxeles en blanco de los paneles de MODIS corresponden a áreas cubiertas de nubes para las que no hay datos.

La distribución de máximos-mínimos de la columna total de vapor de agua contrasta con **columna de vapor de agua acumulado en altura** entre los niveles de 700 y 300 hPa (Figura 82). En la comparación de los paneles a (total) y b (700-300 hPa), resulta especialmente llamativo que los máximos de vapor en altura (excluida la ZCIT) coinciden con zonas desérticas. Es más, sobre la masa terrestre del Norte de África (por encima de 25° N) más de la mitad de todo el vapor se acumula en la troposfera media: 0,5-0,75 cm de 1,25-1,5 cm.

Esta anomalía en la distribución vertical del vapor de agua sobre el Norte de África, con mínimos en la superficie y máximos en la troposfera media, es consecuencia del mismo mecanismo meteorológico responsable de la acumulación de polvo mineral descrito en el episodio anterior (*Ver apartado 3.1.3.4*). En este caso, las brisas marinas y los vientos de ladera recogen el vapor de agua de disponible en la Capa Límite Marina del Atlántico y del Mediterráneo, y lo inyectan a la troposfera media situada sobre las montañas Atlas. El vapor se acumula y recircula en altura entre la región de hundimiento del anticiclón semipermanente y la convergencia de la baja térmica superficial norteafricana, hasta que pasa una perturbación sobre el área y transporta estas masas de aire a cualquier otra parte de la cuenca.

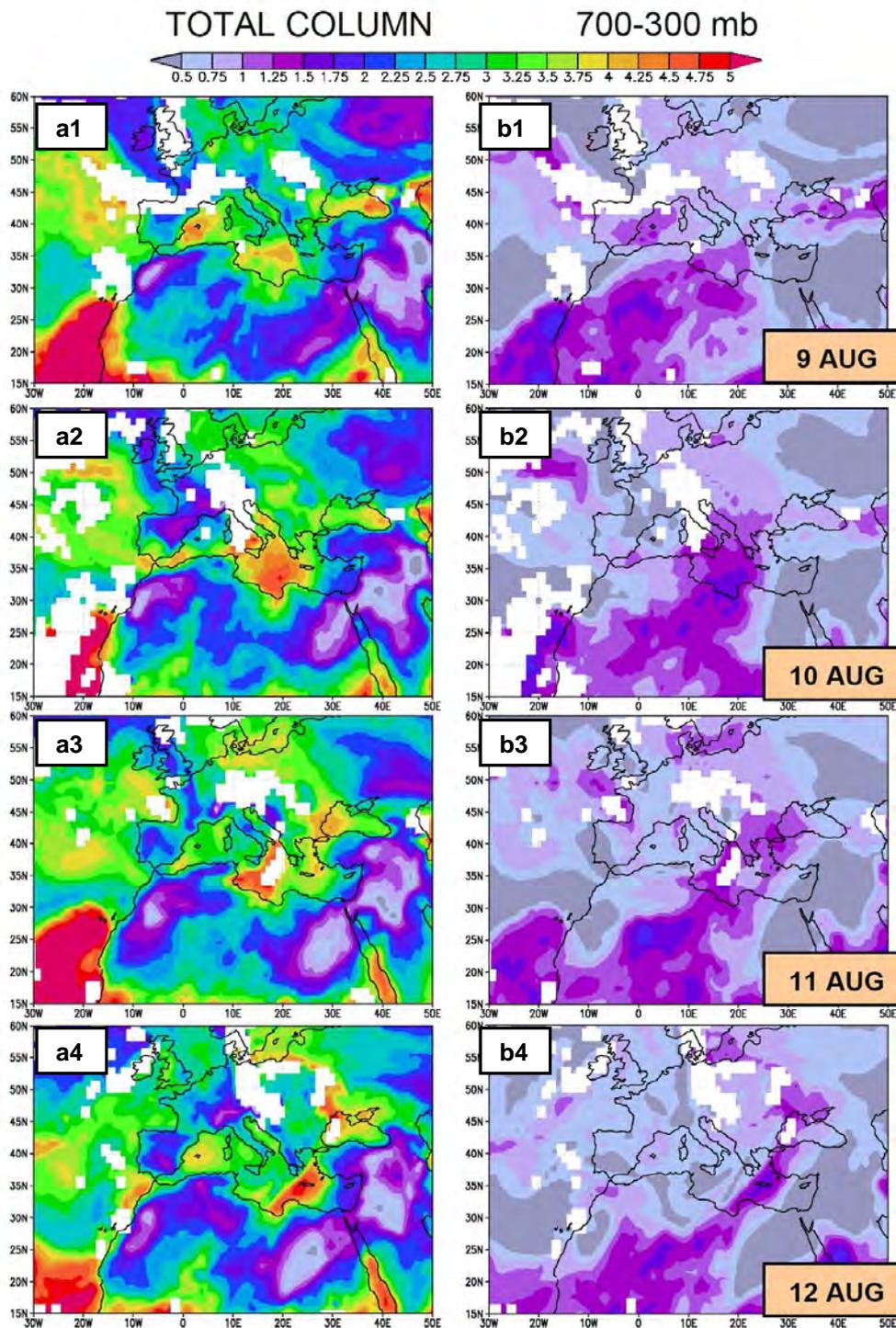


Figura 82. Evolución temporal de la columna total de vapor de agua (a1, a2, a3 y a4) y entre 700-300 mb (b1, b2, b3 y b4) medida por el satélite MODIS-TERRA: 9 a 12 de agosto de 2002. La escala utilizada en las dos representaciones (a y b) es la misma.

En la Figura 83, que muestra la columna total de vapor de agua entre la superficie y 700 hPa junto con el campo de vientos en la malla 3, se aprecian las notables variaciones que se produjeron en estas dos variables en el paso de condiciones normales a perturbadas. Los días 6 (Fig. 83-a.3) y 9 (Fig. 83-b.3) corresponden al inicio y el final de una fase de acumulación en la CMO. En estos 4 días, las brisas marinas, flujos anabáticos y el hundimiento compensatorio asociado, siguiendo el esquema propuesto por *Millán y cols.* (1997), provocaron la acumulación de vapor de agua. La columna muestra máximos de 3,75-4,0 cm en la región comprendida entre el Golfo de Valencia y las Islas Baleares.

El paso del ciclón inhibió estos procesos recirculatorios, forzó intensos vientos del Suroeste en la CMO y transportó el vapor acumulado fuera de la cuenca (a Centroeuropa y Europa del Este). En el Mediterráneo Occidental, la columna de vapor de agua disminuyó de 3,75-4,0 cm a 1,75 cm en menos de 12 horas (Fig. 83-c.3). De esta forma, la distribución de la columna de vapor de agua del día 10 de agosto, en el que comenzó una nueva fase de acumulación, muestra una distribución muy similar a la del día 6.

Los mecanismos responsables de esta acumulación se ilustran en la Figura 84. Muestra, para los días 6 y 9 de agosto, la distribución vertical (0- 6000 m) de la razón de mezcla y las componentes u-w del viento de las secciones A-A (latitud 38° N) y B-B (longitud 0°) indicadas en los paneles 84-a y 84-b. El día 6 de agosto, las inyecciones verticales alcanzaron 3000 m en la costa este de la Península Ibérica (Fig. 84-a.1) y superaron los 5000 m sobre el Norte de África (Fig. 84-a.2). Estas intensas inyecciones verticales y sus flujos de retorno, recogieron y recircularon el vapor de agua disponible en la CLM del Mediterráneo Occidental, provocando la acumulación evidenciada en los paneles 84-b.1 y 84-b.2. El día 9 de agosto puede observarse un estrato que contiene más de 4 g.kg⁻¹ de vapor de agua y que se extiende hasta 3000-4000 m desde la superficie de la costa este española y la costa norteafricana.

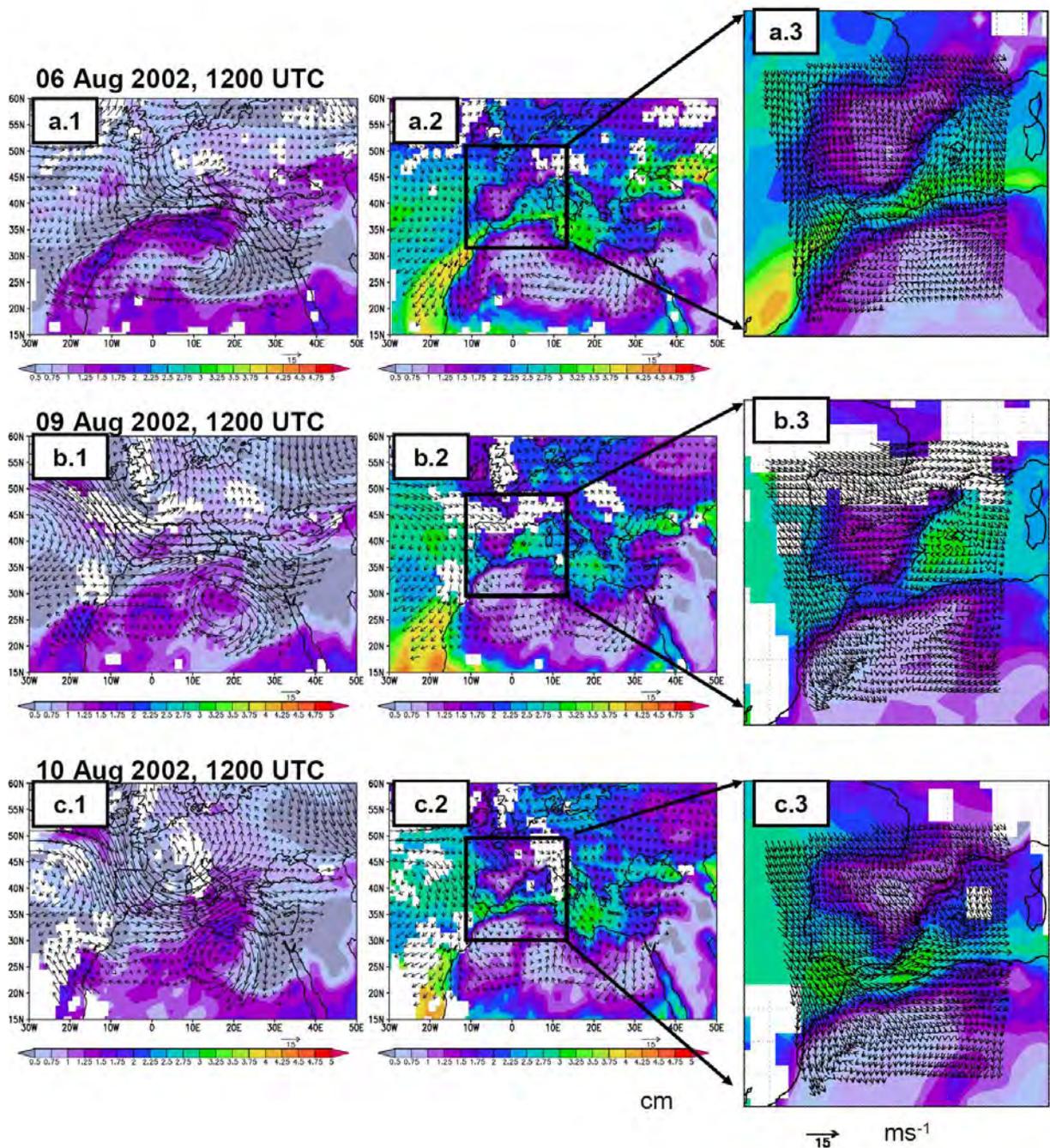


Figura 83. Columna de vapor de agua registrada por MODIS entre los niveles de 700-300 hPa junto con el campo de vientos simulado por RAMS a 3600 m snm (a.1, b.1 y c.1). Columna de vapor de agua medida por MODIS desde superficie hasta 700 hPa junto con los vientos en superficie (a.2, b.2 y c.2), zoom de estas variables en la malla 3 (a.3, b.3 y c.3) los días 6, 9 y 10 de agosto.

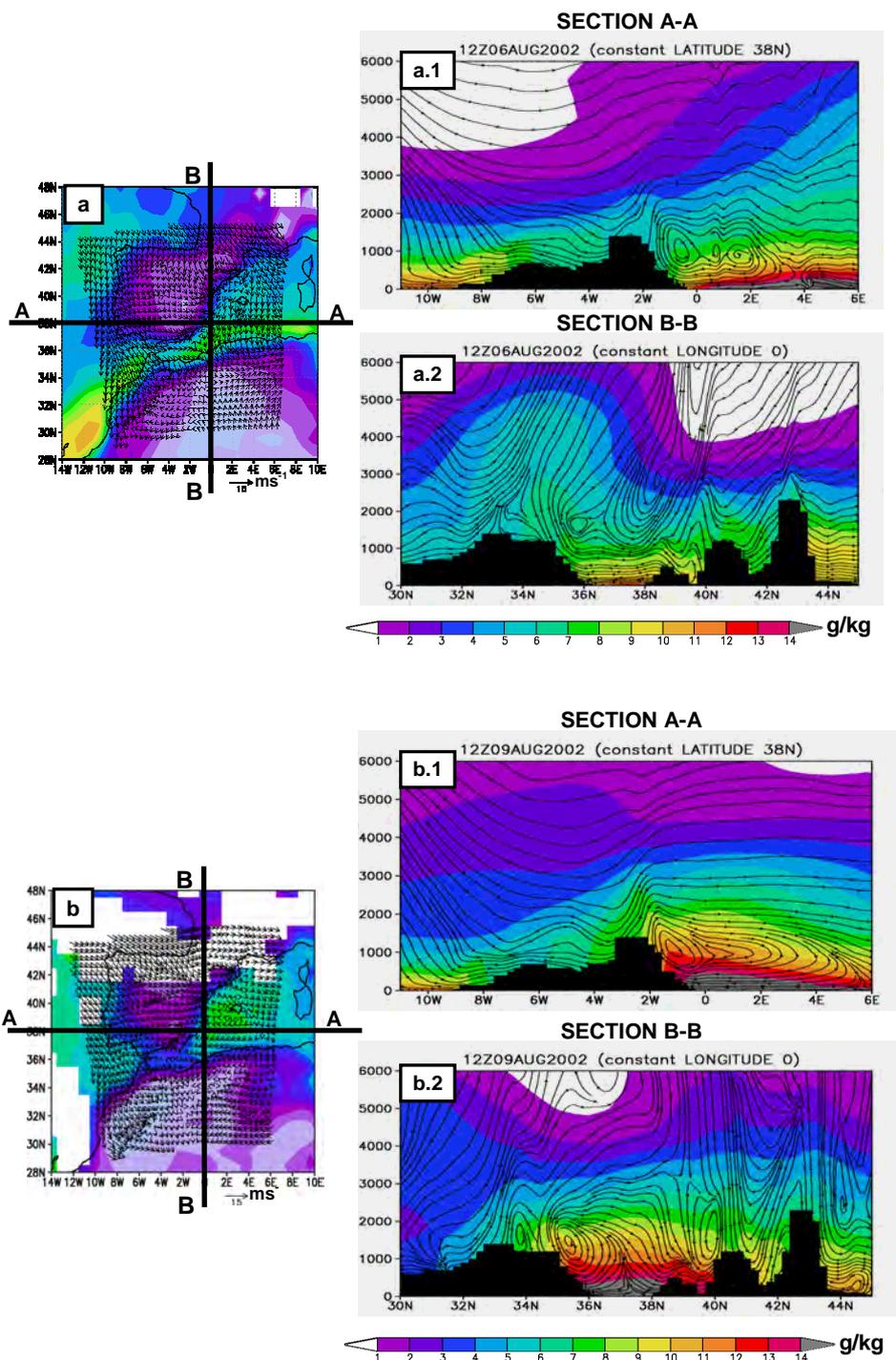


Figura 84. Distribución vertical de la razón de mezcla (g.kg^{-1}) durante la fase de acumulación (6 a 9 de agosto) en la CMO. En los paneles a y b, que muestran la columna de vapor de agua registrada por MODIS y el campo de vientos simulado por RAMS, está señalada la posición de la secciones A-A (latitud 38°N) y B-B (longitud 0) representadas en los paneles de la derecha.

Se ha considerado la escala o ratio horizontal-vertical del terreno para facilitar la interpretación. El perfil del terreno está representado (en negro) en la parte inferior.

Identificadas las áreas y mecanismos de acumulación, la siguiente cuestión es ver hacia dónde se exportaron estos estratos de reserva. En Figura 81, en los paneles correspondientes a los días 10, 11 y 12 de agosto, se observa el venteo progresivo hacia el Noreste y Este (Europa Central y del Este) empujado por la perturbación, y el cambio de condiciones húmedas a secas que va dejando tras su paso el ciclón //se en la CMO. La evolución de los máximos es sincrónico en ambos paneles (MODIS y RAMS):

- El día 10 agosto las condiciones perturbadas creadas por la irrupción de //se provocaron el comienzo del transporte de vapor acumulado entre los días 6 y 9 sobre la CMO hacia Centroeuropa a través de Italia, el Mar Adriático y los Balcanes.
- El día siguiente, 11, continuó la exportación y este día la columna de vapor alcanzó la zona diana. La ausencia de datos de MODIS, por la presencia de abundante nubosidad, y los cálculos de RAMS sugieren que este día comenzaron las primeras lluvias en Centroeuropa.
- Posteriormente, el día 12, en la columna de vapor de agua de RAMS y los píxeles sin datos de MODIS, se observa una banda curvada siguiendo el giro del ciclón sobre el Este de la zona diana y Rumania-Bulgaria.
- El 13 agosto (no se muestra) se produjo el reestablecimiento de las condiciones normales en el Sur de Europa y África.

Por otro lado, en las Figuras 81 (columna total) y 82 (vapor de agua en altura) se observa que, a pesar de que el desplazamiento de este vapor acumulado en altura sobre el Norte de África es similar a la trayectoria de la columna total de vapor acumulado sobre la CMO, de Oeste a Norte/Noreste, a diferencia de ésta viajó por delante de la perturbación, sin penetrar en la zona diana, y por lo tanto, no contribuyó al episodio de precipitaciones. Sin embargo, su paso por encima del Oeste y Norte del Mar Negro, provocó intensas precipitaciones durante la segunda mitad del día 12 y el día 13 en Bulgaria, Rumania y Ucrania (*Ver apartado 3.2.4*).

Probada la habilidad del modelo para reproducir la secuencia de acontecimientos que se produjeron en la CMO y sus consecuencias en la cantidad y

distribución del vapor acumulado sobre la cuenca y áreas circundantes, en el siguiente apartado, se analiza la capacidad de RAMS para simular la precipitación en la zona diana.

3.2.3.5. Precipitación: satélite TRMM vs. RAMS

Los datos de este satélite (TRMM) y la secuencia temporal de los máximos de precipitación se han descrito en la descripción sinóptica del episodio (*Ver apartado 3.2.2.2*). En este apartado se muestra, para los días 9 a 13 de agosto, la comparación de los datos de precipitación acumulada diaria calculados por el modelo con los datos de TRMM. En la Figura 85 puede comprobarse la excelente correlación entre los datos del satélite y los estimados por RAMS en la zona diana. En ambas figuras coincide tanto la ocurrencia de episodios que tuvieron lugar los días 31 julio-1 agosto, 6-7 agosto (no se muestran) y 11-13 agosto (Fig. 85 y 86) como el patrón de distribución de la precipitación.

Sin embargo, fuera de Centroeuropa, el modelo presenta dificultades para simular otros eventos de precipitación asociadas a la trayectoria de *Ilse* desde su salida desde las Islas Británicas hasta la zona diana. Las diferencias más destacables son las siguientes:

- Lluvia de los días 9 y 10 de agosto sobre el Golfo de Bizkaia-Cornisa cantábrica.
- Intensas precipitaciones (más de 60 mm en 24 horas) registradas el día 10 entre la costa este de la Península Ibérica y las Islas Baleares, y el día 11 sobre el Mediterráneo Central.
- En la parte final del episodio, el día 13, las precipitaciones registradas al Oeste del Mar Negro, sobre Rumania, Bulgaria y el Sur de Ucrania.

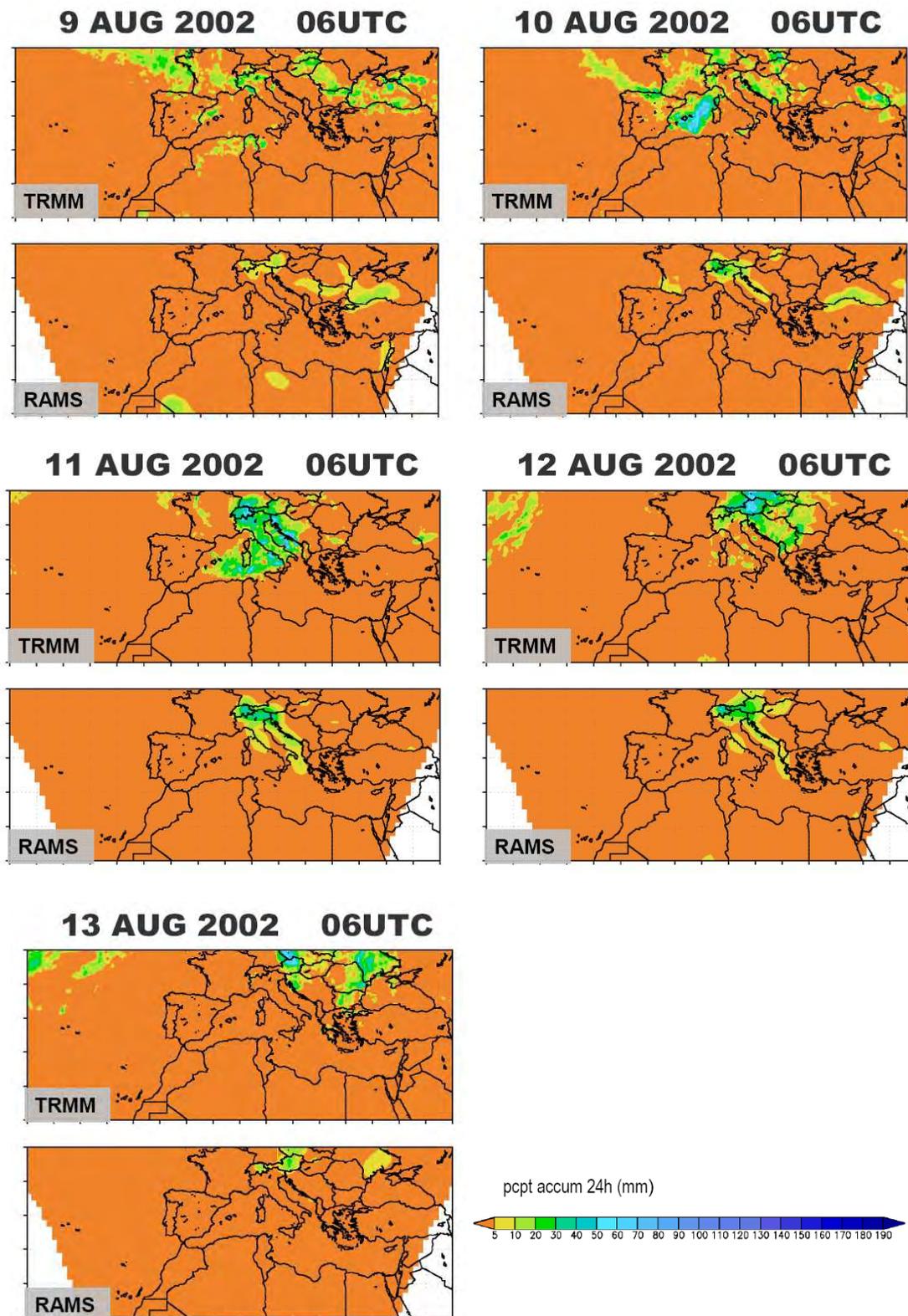


Figura 85. Precipitación acumulada en 24 horas, registrada por el satélite TRMM de la NASA (paneles superiores) y RAMS (inferiores), entre los días 9 y 13 de agosto de 2002.

En la Figura 86 está representada la precipitación acumulada entre los días 10 y el 13 de agosto a las 06 UTC en el Sur de Europa-Cuenca Mediterránea (izquierda) y en la zona diana (ampliada en los paneles de la derecha). De la comparación de las figuras, TRMM y RAMS, se obtiene la misma conclusión: la precipitación acumulada en 72 horas estimada por el modelo es muy próxima a la registrada por el satélite en la zona diana y su entorno. Ambas muestran máximos que superan los 180 mm en una región que se extiende alrededor de la frontera de Alemania con la República Checa, Austria y Suiza. Sin embargo, fuera de esta zona, el modelo subestima las cantidades o incluso en algunos casos no detecta precipitación.

10 AUG 06UTC – 13 AUG 06 UTC, 2002

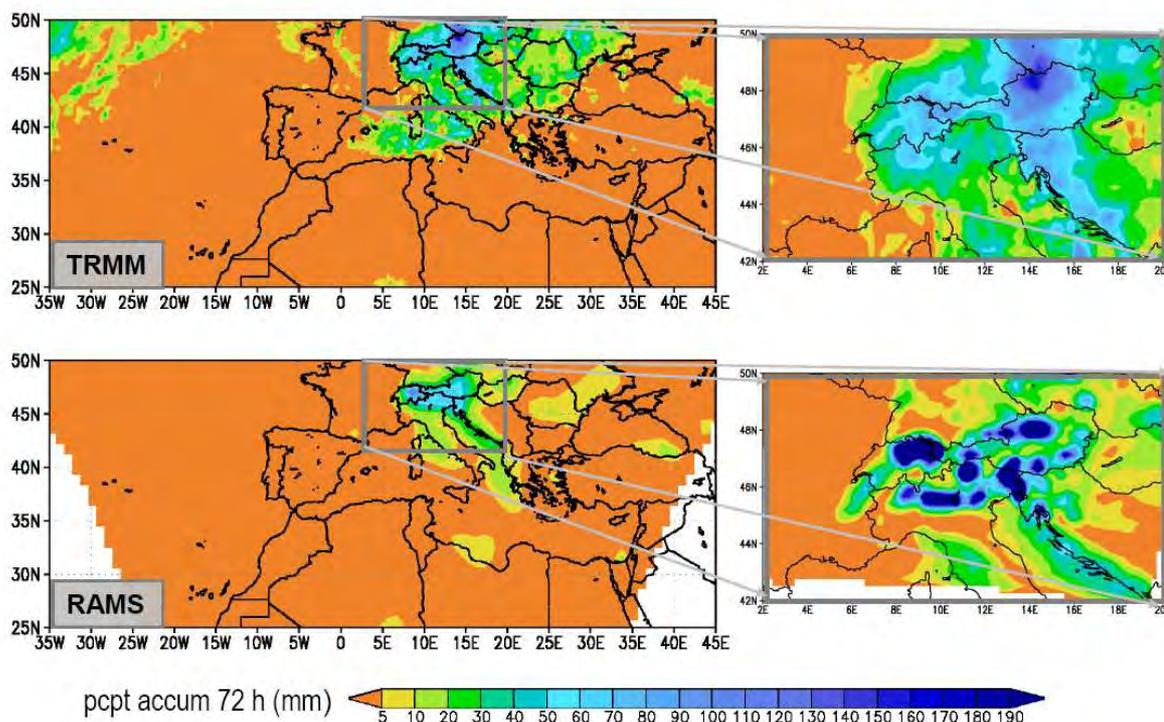


Figura 86. Precipitación acumulada en 72 horas (10 a 13 de agosto a las 06 UTC) medida por TRMM (figura superior) y registrada por RAMS (inferior). Las figuras de la derecha muestran los valores de esta misma variable en el Centro y Sur de la zona diana (latitud menor a 50° N)

Por lo tanto, estas comparaciones (Fig. 85 y 86) revelan que la resolución de las mallas tiene un impacto sustancial en los resultados y que la habilidad del modelo para simular la precipitación es limitada cuando se emplean resoluciones horizontales con tamaños de celda superiores a 9 km.

3.2.3.6. Precipitación registrada por el Servicio Meteorológico Alemán-DWD y del *National Climatic Data Center* de NOAA vs. RAMS

La Figura 87 ilustra la precipitación acumulada entre los días 11 al 13 de agosto simulada por RAMS en la malla 3 (izquierda) y la registrada por las estaciones de superficie del Servicio Meteorológico Alemán-DWD (derecha), cortesía de *Rudolf y Rapp* (2003). La distribución de máximos y mínimos es muy similar en las dos figuras. En ambas puede comprobarse que la precipitación excedió los 70 mm en la zona que va desde Berlín a Munich y, en zonas puntuales como Dresden se superaron incluso los 180 mm.

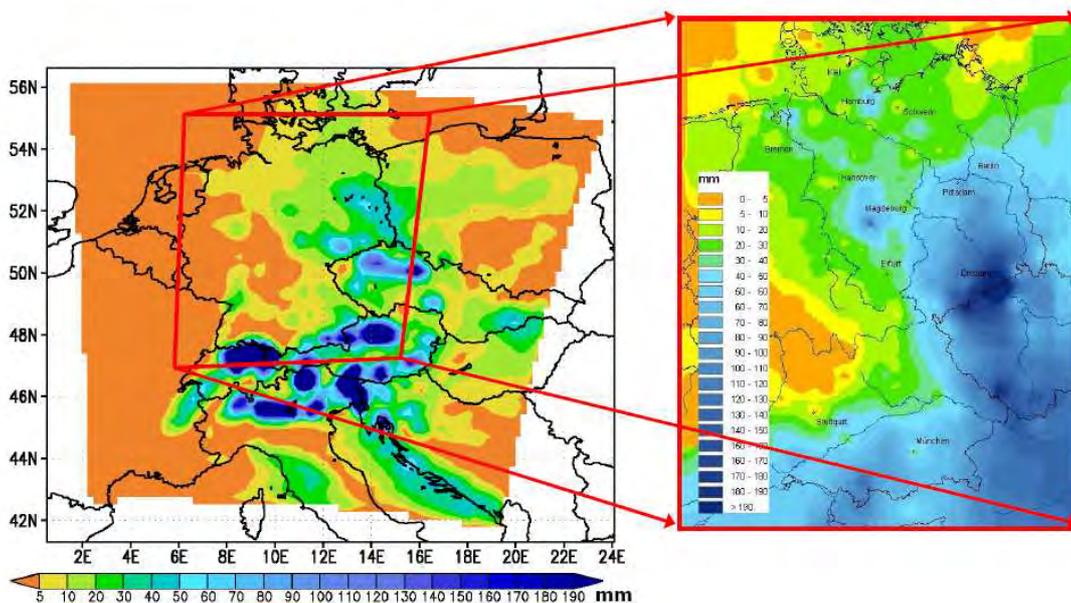


Figura 87. Distribución de la precipitación entre el 10 de agosto y el 13 de agosto a las 06 UTC simulada por el modelo RAMS (izquierda) y la registrada en las estaciones superficiales del Servicio Meteorológico Alemán (derecha), cortesía de Rudolf.

Además del episodio estudiado (11-13 agosto), se ha verificado la reproducción por parte del modelo de la precipitación acumulada durante los primeros trece días de agosto con los datos de estas estaciones superficiales del Servicio Meteorológico Alemán (Fig. 88). Ya se ha citado que durante este periodo se produjeron 3 episodios de precipitación: 31 julio-1 agosto, 6-7 agosto y 11-13 agosto.

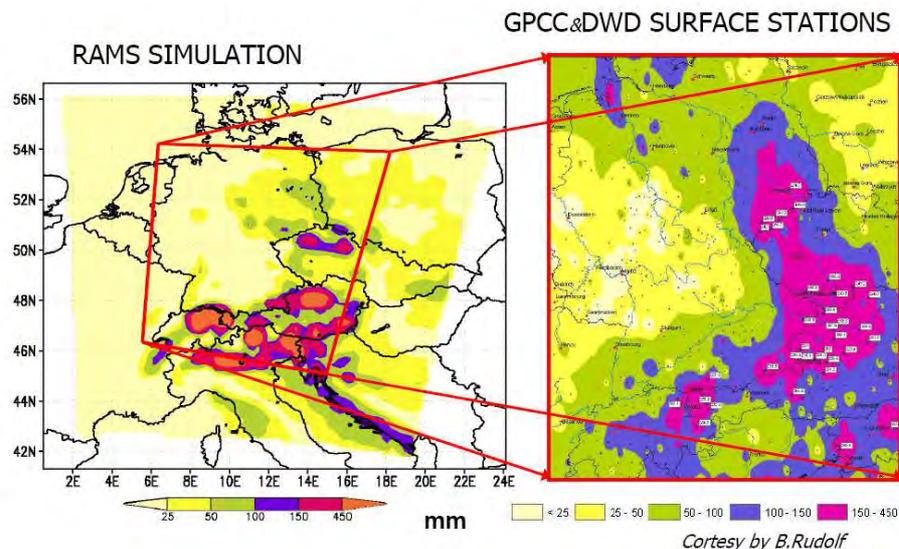


Figura 88. Comparación cantidades de precipitación acumuladas entre los días 1 y el 13 de agosto, estimadas por RAMS (izquierda) y registradas en las estaciones del DWD (derecha).

Los resultados obtenidos corroboran la conclusión extraída en la comparación con el satélite TRMM y la extienden a todo el periodo: en la zona diana, la simulación de la precipitación se ajusta a las medidas experimentales (Fig. 88).

3.2.3.7. Conclusiones de la modelización meteorológica y validación con datos experimentales

Aparte de las diferencias mencionadas, la excelente reproducción de RAMS de las circulaciones atmosféricas a diferentes escalas, del patrón de distribución de vapor y la precipitación simulada por el modelo meteorológico nos permiten confiar en sus datos para poder explorar:

- Las fuentes de vapor responsables de las intensas precipitaciones de 11-13 agosto en Centroeuropa.
- El papel de los estratos de acumulación de la CMO y Norte de África en el evento de precipitación.

- Las rutas de transporte, tiempos de viaje y los mecanismos acumulación de vapor de agua.

Para cumplir estos objetivos, se han trazado las rutas de las masas de aire desde diferentes regiones utilizando el modelo de transporte-dispersión HYPACT. Se exponen a continuación.

3.2.4. Trazado de masas aéreas por el modelo HYPACT y validación con datos experimentales

En este apartado se muestran los resultados obtenidos en dos tipos de simulaciones (*Ver apartado 2.3.2.2.*). El transporte de vapor se ha investigado a partir del seguimiento de:

- La distribución de trazadores liberados entre el 27 de julio y el 14 de agosto desde diversas fuentes potenciales de evaporación primaria marina (trayectorias hacia adelante en el tiempo).
- Las retrotrayectorias de un trazador liberado entre los días 11 y 13 de agosto, coincidiendo con el periodo de las intensas precipitaciones, desde la zona diana (trayectorias hacia atrás en el tiempo).

3.2.4.1. Simulación y análisis de las trayectorias desde las fuentes potenciales de evaporación primaria marina

Se han analizado la distribución de los trazadores de fuentes potenciales de evaporación y los datos de la columna total de vapor de agua registrada por MODIS los días previos y durante al episodio de precipitaciones. En las figuras 89 a 92 se muestra la distribución del trazador emitido desde el Norte del Atlántico, Golfo de Bizkaia, Noroeste del Mediterráneo y Norte de África junto con los datos de MODIS entre los días 9 y 12 de agosto de 2002.

9 de agosto: Acumulación de vapor de agua en el Norte de África y en la CMO

Este día, la intrusión de una masa de aire de origen atlántico a través del Sur de Francia y el Golfo de Lyon (Fig. 89-a), puso fin al periodo de acumulación de vapor iniciado el día 6 en la CMO. Otra fracción de aire, entró en la CMO desde el Golfo de Bizkaia (Fig. 89-b) canalizada a través de las dos vertientes de los Pirineos: con los vientos Tramontana y Mistral por la cara norte y por el valle del Ebro en la vertiente del Sur. Puede verse otra zona de acumulación del trazador emitido en la costa sur mediterránea-Norte de África (Fig. 89-d), sobre las montañas Atlas.

9 DE AGOSTO DE 2002

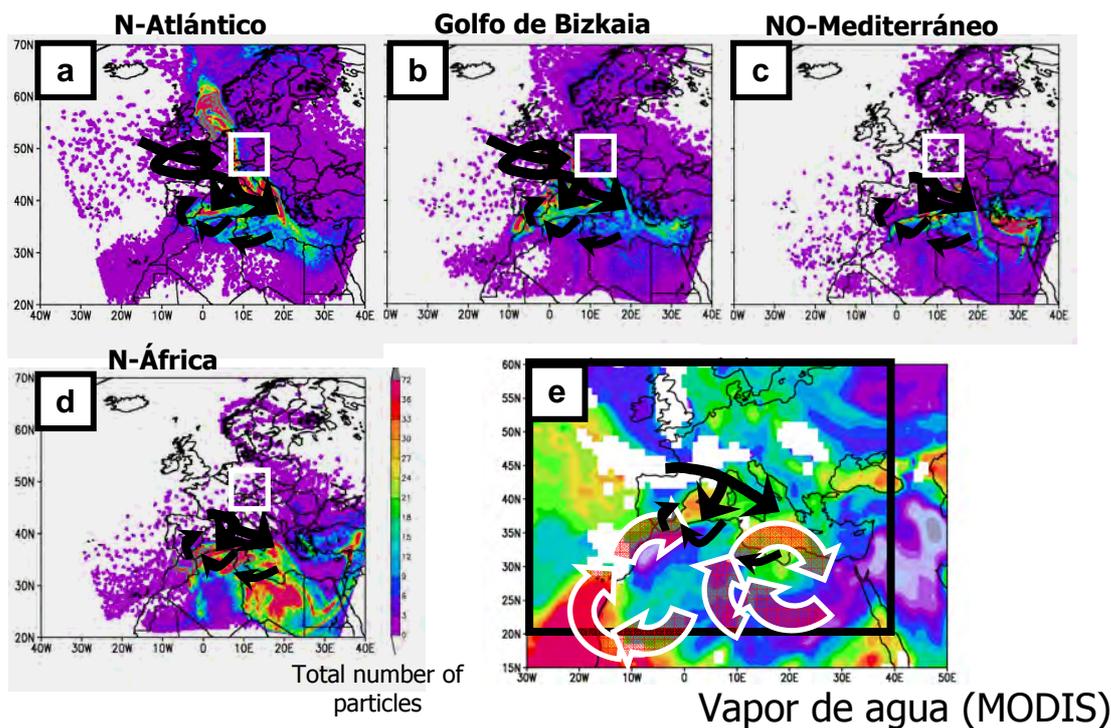


Figura 89. Distribución del trazador emitido desde el Norte del Atlántico (a), Golfo de Bizkaia (b), NO del Mediterráneo (c) y el Norte de África (d) el día 9 agosto, que corresponde al final del periodo de acumulación. La Figura e muestra la columna total de vapor de agua registrada por MODIS. Las flechas negras representan las rutas de transporte de las masas de aire en superficie. Las circulaciones en la troposfera media norteafricana están indicadas con las flechas abiertas. La zona enmarcada en blanco es la zona diana.

Ambos estratos, los acumulados sobre la CMO y sobre los Atlas (Fig. 89-e, MODIS), son el resultado de los mismos procesos que explicaban la acumulación de contaminantes europeos y polvo mineral en el episodio de 1991 (*Ver apartado 3.1.4*): procesos de convergencia costera y hundimiento compensatorio sobre el mar (CMO) y convergencia en el Norte de África bajo la zona de hundimiento del anticiclón semipermanente norteafricano (Atlas).

En la Figura 89-e, así como en las correspondientes a los tres días siguientes (Fig. 90-e, 91-e y 92-e), puede comprobarse que la suma de la distribución de los trazadores emitidos desde el N-Atlántico (a), Golfo de Bizkaia (b), NO-Mediterráneo (c) y Norte de África (d) es capaz de reproducir la distribución de vapor registrada por MODIS. Esto nos permite confirmar que las fuentes potenciales de evaporación seleccionadas son adecuadas y suficientes en el estudio de este episodio.

10 de agosto: Exportación de vapor de agua desde las capas de acumulación de la CMO

La irrupción del ciclón *Vb Ilse* sobre el Oeste del Mediterráneo y el Noroeste de África exportó el vapor acumulado sobre la CMO a través de la Península Itálica y el Mar Adriático y los Balcanes (Fig. 90-a, 90-b, 90-c) y, el vapor acumulado en la troposfera media del Norte de África (Fig. 90-d) a la cuenca mediterránea central.

10 DE AGOSTO 2002

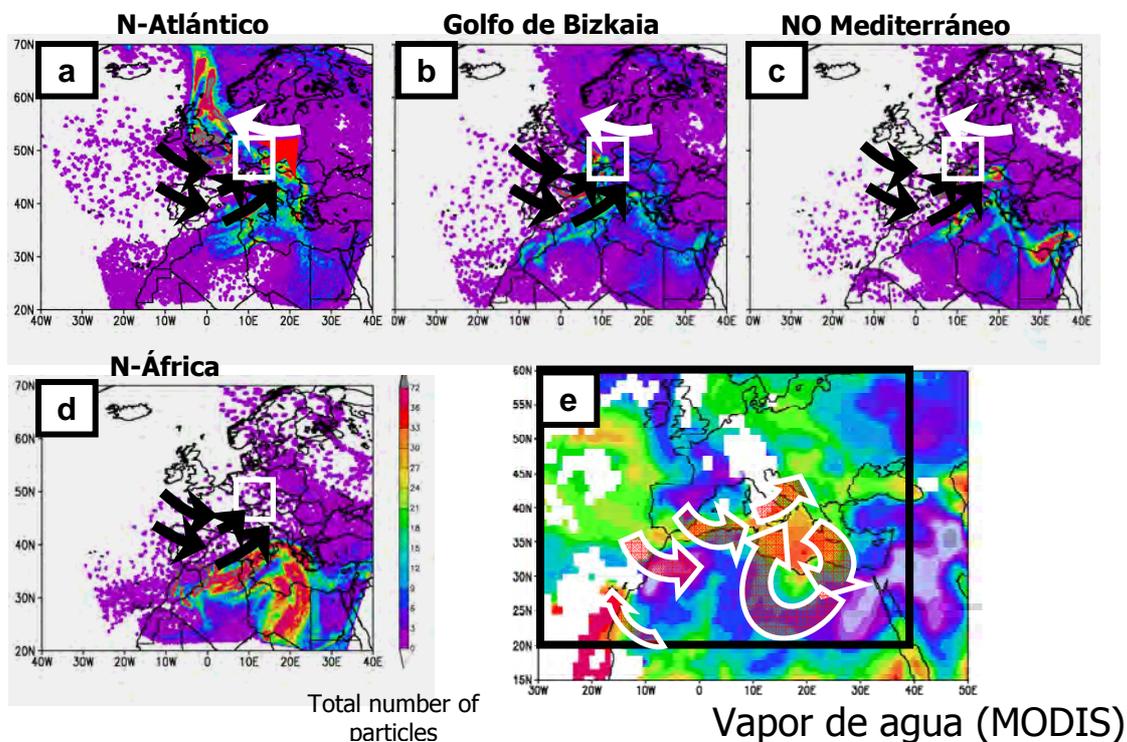


Figura 90. 10 de agosto: Exportación del vapor de agua acumulado. Distribución del trazador emitido desde el Norte del Atlántico (a), Golfo de Bizkaia (b), NO del Mediterráneo (c) y el Norte de África (d), y columna total de vapor de agua registrada por MODIS (e). Las flechas negras muestran las rutas de las masas de aire en superficie y las blancas en altura.

11 de agosto: Llegada a Centroeuropa

Tras el transporte a través del Mar Adriático, Balcanes y alrededor de los Alpes, el vapor recirculado en la CMO llegó a la zona diana (Fig. 91-a y 91-b). En la Figura 91-c puede verse que el trazador emitido en el Noroeste del Mediterráneo también se exportó a esta zona (enmarcada en blanco en las figuras) pero principalmente de forma directa (Fig. 91-c). Las flechas rojas de las figuras resaltan la advección de aire húmedo y cálido sobre Centroeuropa. Por otro lado, el 10 de agosto, las capas de acumulación norteafricanas continuaron su transporte hacia el Este por el Sur del

Mediterráneo y el Norte de África (Fig. 91-d), sin penetrar en la zona diana, causando precipitaciones en el Este de Europa.

11 DE AGOSTO 2002

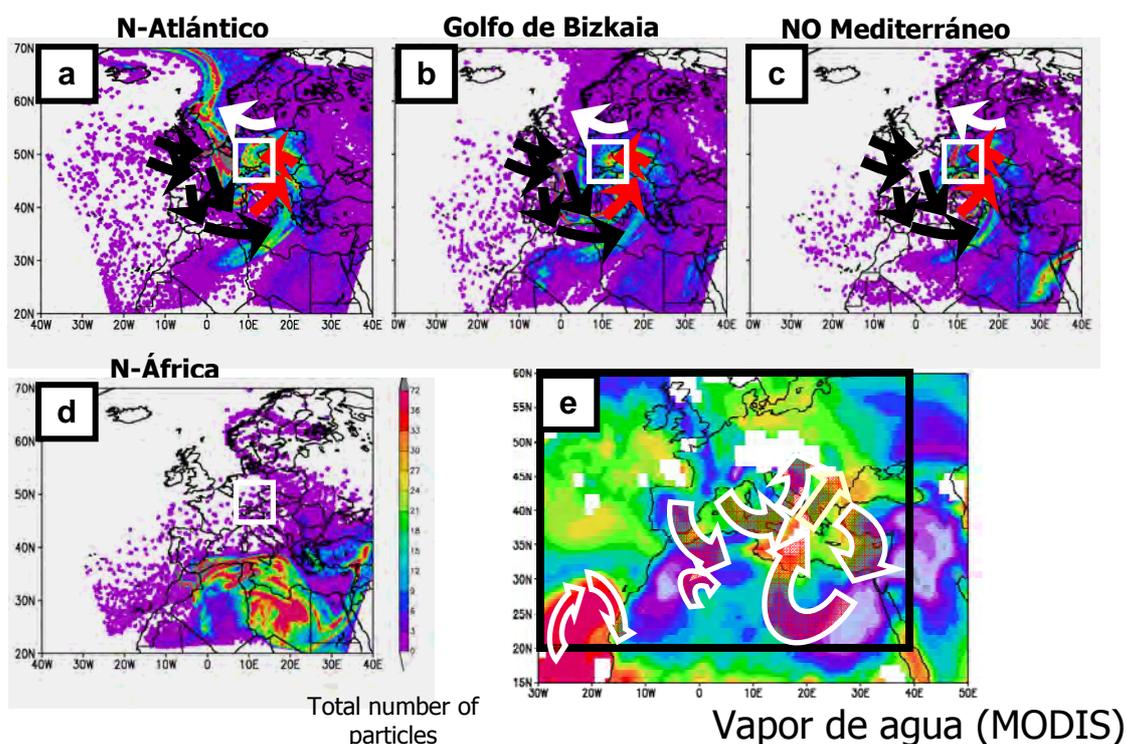


Figura 91. 11 de agosto: Llegada del trazador recirculado en la CMO a la zona diana. Distribución del trazador emitido desde el N-Atlántico (a), Golfo de Bizkaia (b), NO del Mediterráneo (c) y el Norte de África (d) y la columna total de vapor de agua registrada por MODIS (e).

Los resultados para esta primera parte del episodio, del que puede concluirse el vapor que precipitó sobre Centroeuropa tuvo un origen predominantemente mediterráneo, concuerdan solo en parte con los obtenidos por otros autores mediante el análisis de retrotrayectorias (James y cols., 2004; Stohl y cols., 2004, 2005; Sodemann y cols., 2009). Éstos, destacan la importante aportación de la región del Mar Negro y Mar Egeo durante todo del episodio (11-13 agosto), no solo en la segunda parte del mismo.

12 de agosto: Entrada de un sistema frontal desde el Atlántico

Este día, una masa de aire frío de origen atlántico cruzó el Norte de Francia en una dirección oeste a este y penetró en la zona diana (Fig. 92-a), enfrentándose a la masa de aire antigua, húmeda y cálida que había entrado desde el Mediterráneo. Este enfrentamiento junto el desplazamiento del ciclón //se, transportó hacia el Este los trazadores emitidos en el Atlántico y Golfo de Bizkaia (ambos recirculados en la CMO) y los emitidos en el Noroeste del Mediterráneo (Fig. 92-a, 92-b y 92-c).

12 DE AGOSTO 2002

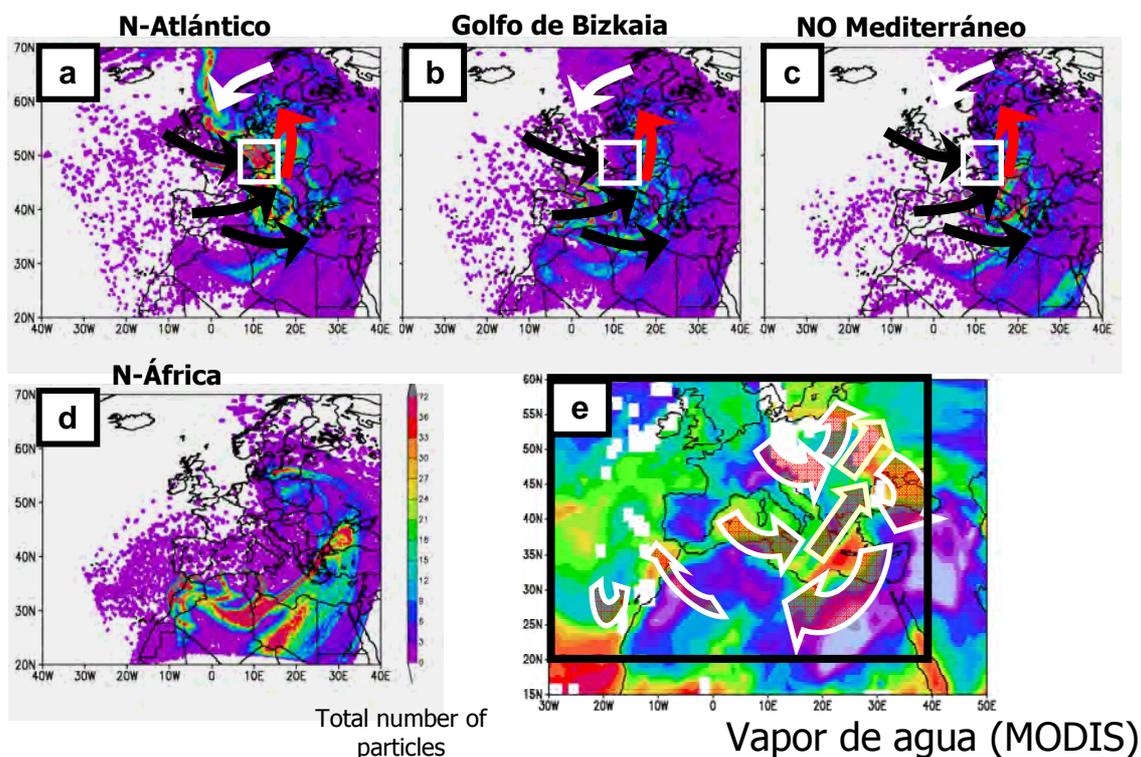


Figura 92. 12 de agosto: Llegada del trazador recirculado en la CMO a la zona diana. Distribución del trazador emitido desde el Norte del Atlántico (a), Golfo de Bizkaia (b), NO del Mediterráneo (c) y el Norte de África (d). La Figura e muestra la columna total de vapor de agua registrada por MODIS.

El 13 de agosto finalizó el episodio de precipitaciones y se produjo el reestablecimiento de las condiciones normales en el área. La distribución de los

trazadores del Atlántico Norte, Norte de África y Mar Negro-Egeo este día está representada en las Figuras 95, 96 y 97. Se describe más adelante.

De este **análisis temporal**, puede concluirse que la zona noroeste del Mediterráneo inicialmente (11-12 agosto) y la zona del Atlántico Norte posteriormente (días 12-13) tuvieron un protagonismo directo en las lluvias torrenciales. Sin embargo, las fuentes del Atlántico Sur y Norte de África no alcanzaron la zona diana.

Con el fin de hacer una comparación más detallada de la **contribución por regiones**, en las Figuras 93 y 95 (Atlántico Norte), 96 (Norte de África) y 97 (Mar Negro y Mar Egeo), se muestra la carga total de partículas (izquierda) y la edad de las mismas (derecha). La edad se define con respecto al inicio de la emisión del trazador y se refiere al tiempo de viaje desde su origen. En estas figuras, cada color de los paneles de la derecha corresponde a un lapso de tiempo de 24 horas. Además, para facilitar la explicación de los flujos que transportan la fracción principal del trazador, se han incluido flechas de dos colores: son naranjas si el transporte tiene lugar en la baja troposfera (0-2000 m) y rojas si el trazador ha sido venteado a la troposfera media y alta.

En la Figura 93 está representado la traza y la edad de las partículas emitidas desde las fuentes situadas en el **Atlántico Norte** los días 9 y 10 de agosto, al final de la fase de acumulación en la CMO y comienzo de la exportación hacia Centroeuropa. Se observa que el trazador, una vez introducido en el Mediterráneo, se transportó en la baja troposfera (0-2000 m). La combinación de los flujos de ladera y las brisas costeras en el Este de la Península Ibérica, cargaron esta masa de aire de origen atlántico de vapor de agua (*Ver apartado 3.2.3.4*). La razón de mezcla de los 1000 m inferiores de la troposfera paso de ser de 7-8,5 g.kg⁻¹ (6 de agosto) a 12,5 g.kg⁻¹ (9 de agosto) y supera los 4 g.kg⁻¹ en el estrato que se extiende desde la superficie hasta 3000-4000 m sobre la costa este española (Fig. 84)

ATLÁNTICO NORTE

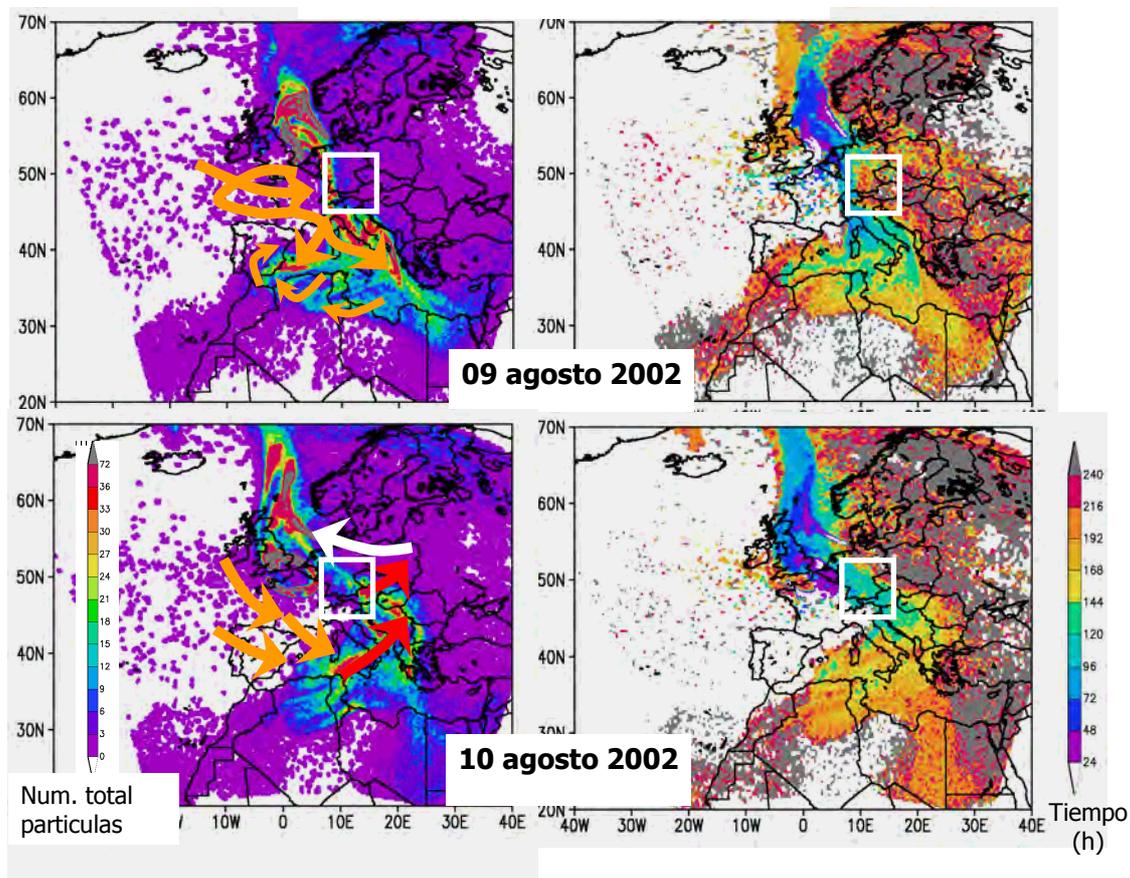


Figura 93. Distribución (paneles izquierdos) y tiempo de viaje (paneles derechos) del trazador emitido en la región del Atlántico Norte en la fase final del periodo de acumulación, los días 9 y 10 de agosto. La zona diana está recuadrada en blanco.

La irrupción del ciclón *Ilse* sobre la CMO provocó el venteo de esta masa de aire cargada de humedad a través de Italia y el Mar Adriático (Fig. 93-inferior). Posteriormente, se dirigió a los Balcanes donde una fracción importante del trazador fue venteado a la troposfera media y alta (0-8000 m) antes de llegar a la zona diana. En la Figura 94-derecha, que muestra la distribución vertical del trazador N-Atlántico entre 0 y 11000 m en la longitud 15° E el día 10 de agosto a las 00 y 12 UTC, puede comprobarse el transporte inicial en la baja troposfera y su posterior elevación.

Durante este transporte desde el CMO hasta la zona diana pudo jugar un papel crucial en el aporte de humedad el estado de saturación del suelo, por los episodios ocurridos durante las semanas anteriores (31 julio-1 agosto, 6-7 agosto). No obstante,

los resultados de las simulaciones muestran que la precipitación que se produjo en la región de los Balcanes durante el transporte, pudo compensar el aporte de la evapotranspiración: la columna total de vapor de agua no varió (4 cm) durante el mismo y la razón de mezcla de los 1000 m inferiores de la troposfera muestra valores muy cercanos a los que tenía cuando la masa de aire salió del Mar Adriático ($12,5 \text{ g.kg}^{-1}$)

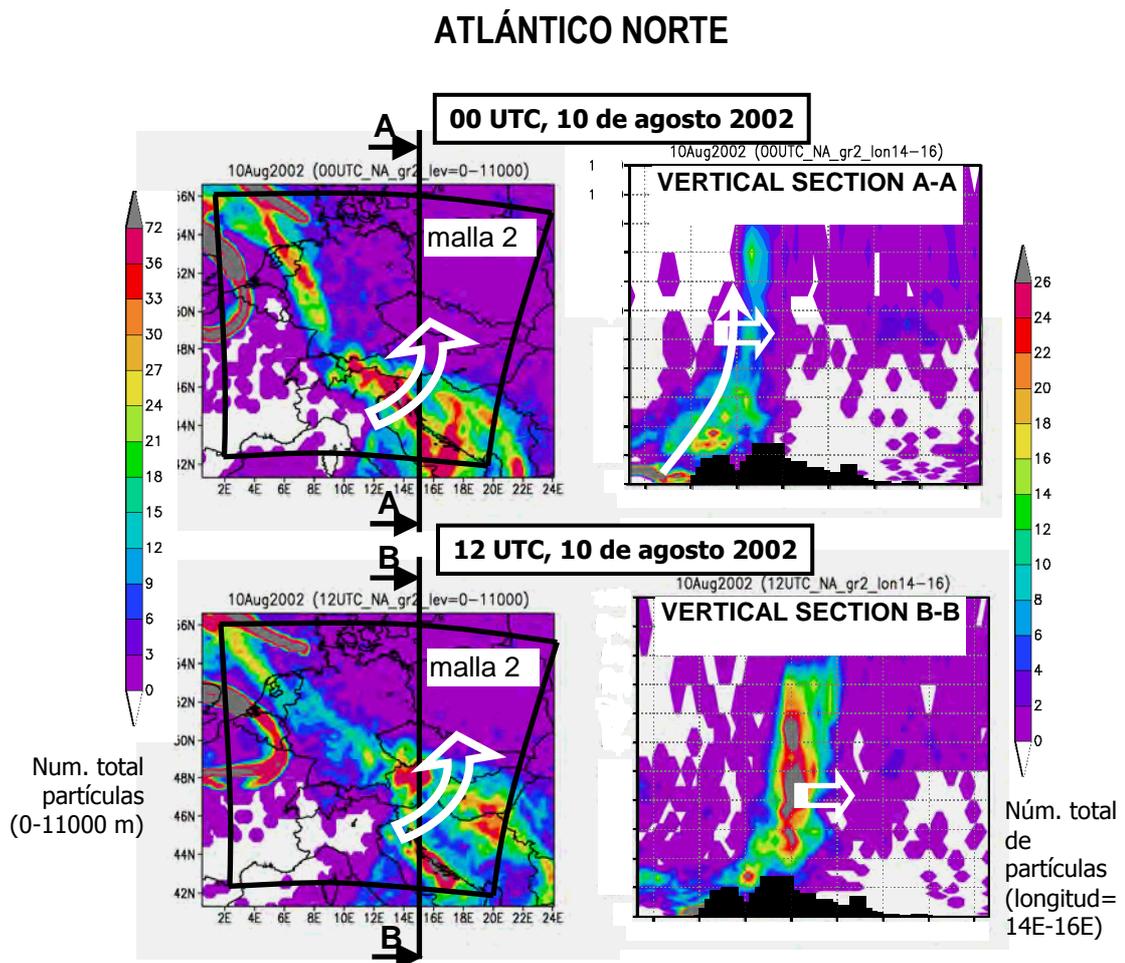


Figura 94. Vistas horizontales (izquierda) y secciones verticales en la longitud 15° E (derecha) de la distribución del trazador emitido desde el Atlántico Norte el día 10 de agosto. Estas vistas horizontales son una ampliación de la Figura 93 en el entorno de la malla 2. Las flechas blancas indican el veteo vertical en los Balcanes y el transporte horizontal alrededor de los Alpes.

En la Figura 95 está representada la evolución de la distribución y tiempo de viaje del trazador emitido en el N-Atlántico entre los días 11 a 13 de agosto. Se observa que, tras su paso por los Balcanes y Europa del Este, el día 11 penetró en la zona diana, que es muy próxima a su origen inicial. La edad de esta masa de aire es de 168 horas (7 días), esto es, el trazador situado ahora sobre la zona diana se emitió en el Atlántico Norte el día 4 de agosto. Durante la segunda mitad del día 11 se registraron las primeras precipitaciones intensas en la región y la presión decreció notablemente (Fig. 63-d).

Los dos paneles inferiores de la Figura 95 (12-13 de agosto) muestran como posteriormente, una masa de aire frío de origen atlántico se desplazó directamente a través del Norte de Francia hacia Centroeuropa. Esta masa siguió una trayectoria directa de Noroeste a Sureste hacia la zona diana oponiéndose a la masa de aire antigua, más húmeda y cálida localizada sobre la región. El sistema frontal formado por las dos masas de aire es muy evidente en los paneles de la derecha (Fig. 95) si se compara la edad del trazador sobre la región diana: los colores azulados corresponden al trazador emitido recientemente y los colores rojizos al trazador antiguo (recirculado en la CMO). Por lo tanto, la edad del trazador revela la precipitación registrada durante la primera parte del episodio se evaporó en el Mediterráneo varios días antes, y que la precipitación del último del día del episodio fue ocasionada por vapor de origen más reciente y cercano.

Durante todo el día 12 y la primera mitad del día 13 continuaron las intensas precipitaciones en la región. Después, siguiendo el lento desplazamiento del sistema frontal, los eventos de precipitación se desplazaron hacia el Este/Noreste, concretamente, al Este de Europa y el Oeste del Mar Negro (Fig. 95-inferior). En este momento, el 13 de agosto, cesó la precipitación en la zona diana.

ATLÁNTICO NORTE

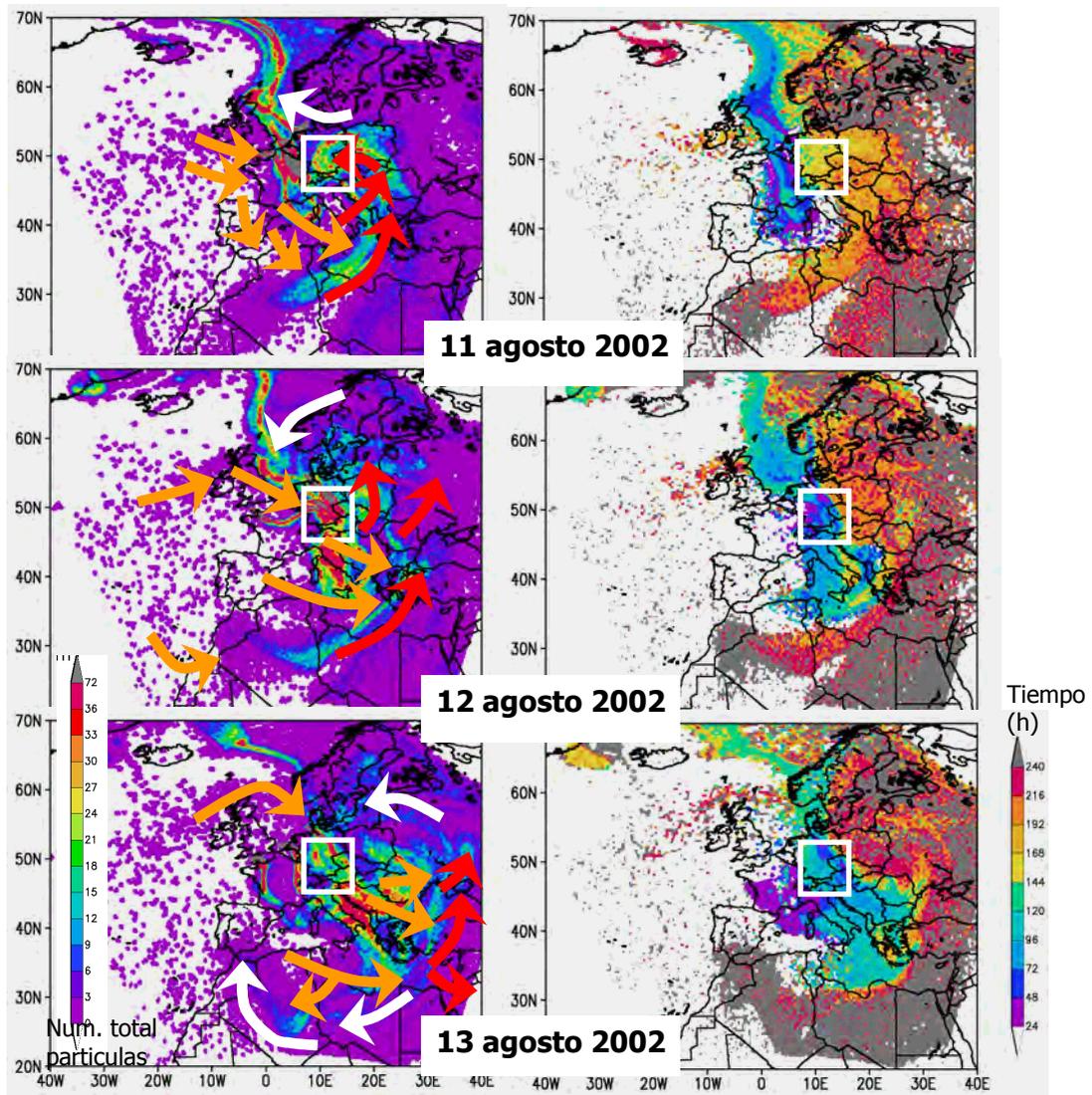


Figura 95. Distribución (izquierda) de las partículas emitidas en las fuentes del Atlántico Norte durante el evento de precipitaciones extremas en Centroeuropa (11-13 de agosto), y edad (derecha). El trazador, que cruzó los Balcanes el 10 de agosto, se movió hacia el Oeste (zona diana) el día 11 de agosto, después de cargarse de humedad y calor en la CMO. Este trazador *envejecido* se enfrentó con emisiones más recientes del mismo origen (Atlántico Norte) que viajaron directamente hacia la zona diana el día 12 de agosto (paneles centrales)

Los trazadores emitidos desde las fuentes del **Golfo de Bizkaia** y desde el **Mediterráneo Occidental** siguieron trayectos muy similares a los del Atlántico Norte (no se muestran).

A diferencia de los anteriores, los **estratos de acumulación norteafricanos** no penetraron en la zona diana de este estudio (Fig. 96). Se transportaron en la parte delantera de la perturbación y únicamente una pequeña fracción penetró en el límite noreste de la misma (enmarcada en negro en la Fig. 96). Sin embargo, fueron los responsables de las precipitaciones, también severas, que tuvieron lugar durante los días 12 y 13 de agosto en amplia región situada al Oeste del Mar Negro (Bulgaria, Rumania y Ucrania, enmarcada en blanco en la Fig. 96). El panel inferior de la figura, que corresponde al 13 de agosto, puede comprobarse el reestablecimiento de las condiciones normales o de acumulación en la troposfera media del Norte de África, por la restitución del flujo por detrás del sistema frontal.

Los trazadores emitidos en el **Mar Negro** y **Mar Egeo** tampoco contribuyeron al episodio de precipitaciones en Centroeuropa durante la primera parte del mismo (días 11 y 12 de agosto), pero sí que lo hicieron a las precipitaciones de Europa del Este (enmarcada en blanco en la Fig. 97). Los trazadores de esta región, al igual que los emitidos desde el Norte de África, se situaron sobre Bulgaria, Rumania y Ucrania el día 12 de agosto, por delante del sistema frontal que cruzó el Mediterráneo. El conjunto formado por los trazadores de estos dos orígenes ocupa una gran banda que cubre el Mar Egeo, el Oeste del Mar Negro y Noroeste del Mar Báltico el día 12 de agosto (Fig. 96 y 97).

Sin embargo, en los paneles inferiores (corresponden al 13 de agosto) puede verse que a diferencia de los norteafricanos, los trazadores emitidos desde el Noroeste del Mar Negro (no los del Egeo) en los 3-4 días anteriores penetraron en el límite noreste de la zona diana de Centroeuropa y por lo tanto, contribuyeron a las precipitaciones recogidas durante la segunda parte del episodio (días 12 y 13).

Por la escasa importancia que tuvieron en el episodio estudiado no se muestran los resultados de las simulaciones de las fuentes del Atlántico Medio y Sur.

NORTE DE ÁFRICA

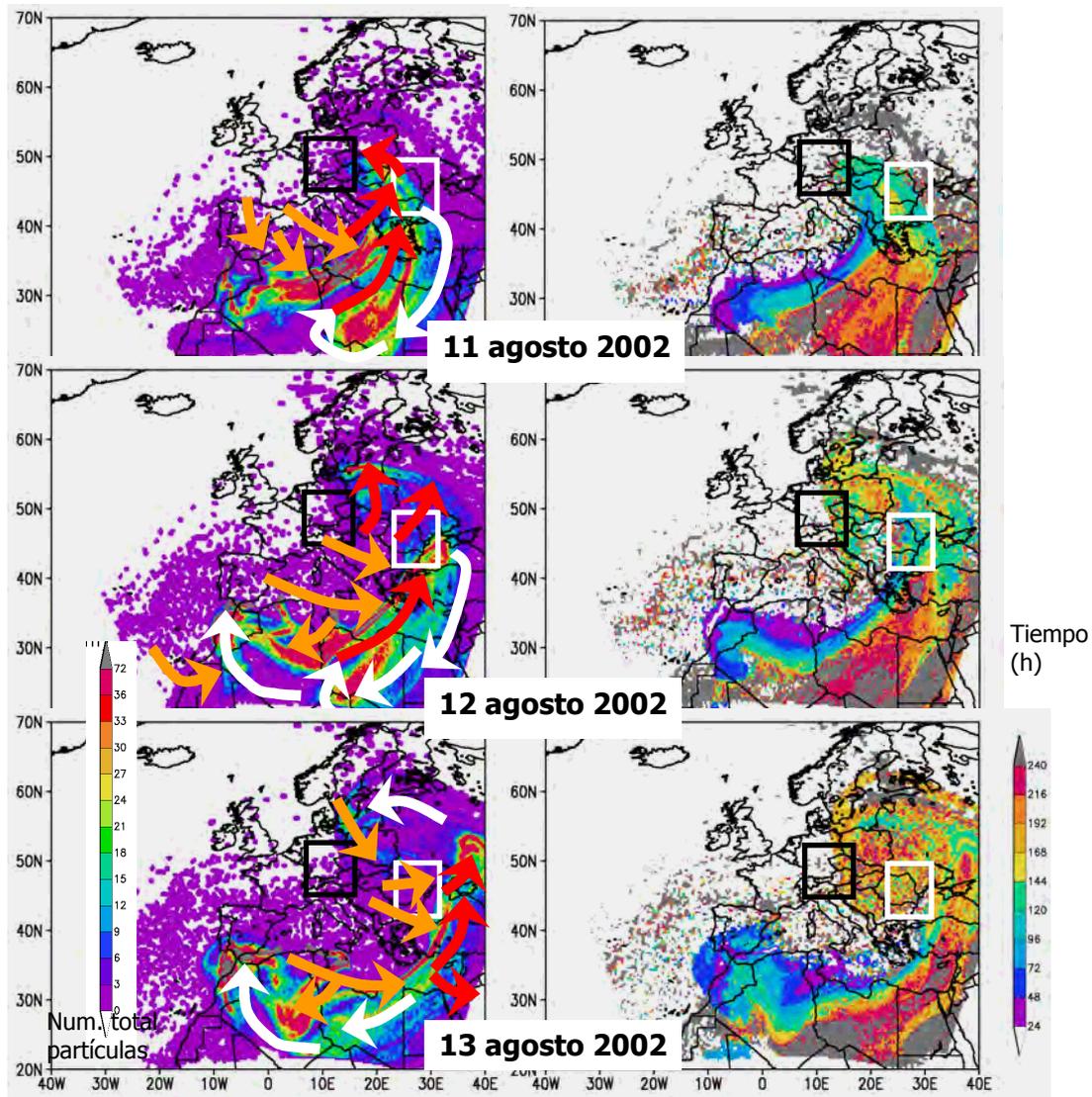


Figura 96. Distribución del trazador de la región norteafricana durante el periodo de precipitaciones máximas en Centroeuropa (izquierda), y edad (derecha). La fracción principal del trazador norteafricano, no penetra en la zona diana de Centroeuropa (enmarcada en negro). El trazador se movió en el límite este de esta región. Sin embargo, durante la segunda mitad del día 12 de agosto y durante el día 13, provocó precipitaciones intensas en una amplia región situada al Oeste del Mar Negro (enmarcada en blanco).

MAR NEGRO Y MAR ÉGEO

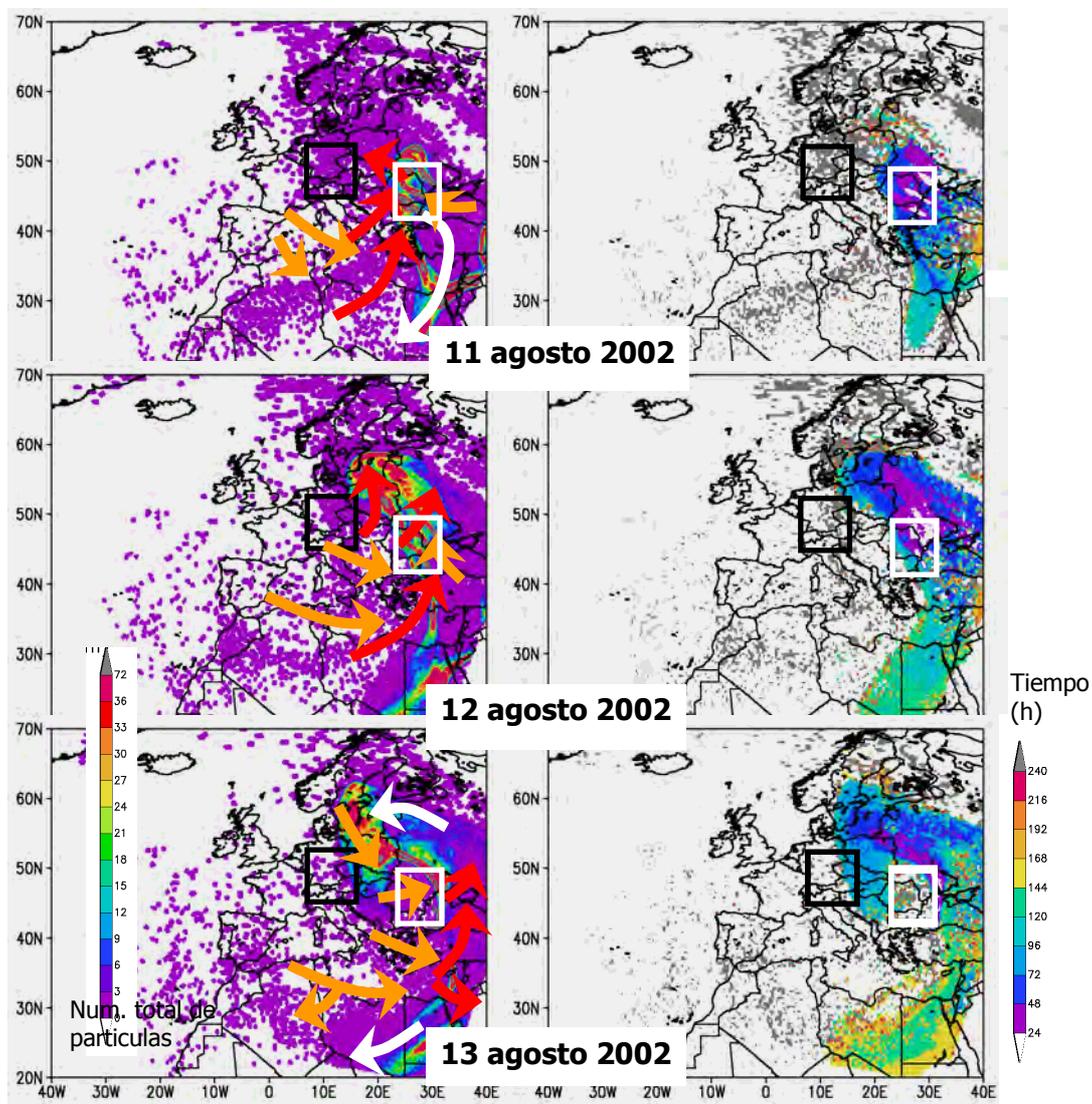


Figura 97. Distribución (izquierda) y tiempo de viaje (derecha) del trazador liberado en la región del Mar Negro y Mar Egeo. El trazador liberado tanto en la región del Mar Negro como en el Norte de África, no penetró en la zona diana Centroeuropea (enmarcada en negro). En el momento en el que ocurrieron las precipitaciones en el Mar Negro, el trazador, estaba situado, junto con el norteafricano, sobre el área de Bulgaria-Rumania y Ucrania (12 de agosto), por delante del sistema frontal que cruzó el Mediterráneo.

Con el fin de confirmar los resultados obtenidos en las simulaciones realizadas desde las fuentes primarias de evaporación, se ha realizado el cálculo de las retrotrayectorias de las masas de aire con llegada a un punto de la zona diana (Lunz) entre los días 11 y 13 de agosto. Se muestran en el siguiente apartado.

3.2.4.2. Simulación y análisis de las retrotrayectorias desde la zona diana

Como puede observarse en la Figura 98, las masas de aire que llegaron a Lunz tuvieron su origen en el Atlántico Norte. Desde allí, atravesaron Francia y se transportaron sobre la CMO, donde se recargaron de humedad dado el contraste entre la temperatura del aire y la del mar. El día 9 de agosto comenzaron su desplazamiento hacia el Norte pasando por Italia, el Mar Adriático y los Balcanes, para luego moverse hacia el Este y alcanzar la zona diana.

Sin embargo, en los dos paneles inferiores (Fig. 98, 11 y 12 de agosto), puede observarse que la ruta de los trazadores de vapor de agua fue diferente en la última fase del episodio. A pesar de coincidir en origen (atlántico) la entrada fue directa, sin recirculación en el Mediterráneo.

Esta aproximación con retrotrayectorias corrobora lo expuesto en la sección anterior: el episodio se inició con la entrada de una masa de aire húmedo desde la CMO y continuó, a partir del día 12, con una entrada directa de vapor desde el Atlántico.

RETROTRAYECTORIAS DESDE CENTROEUROPA

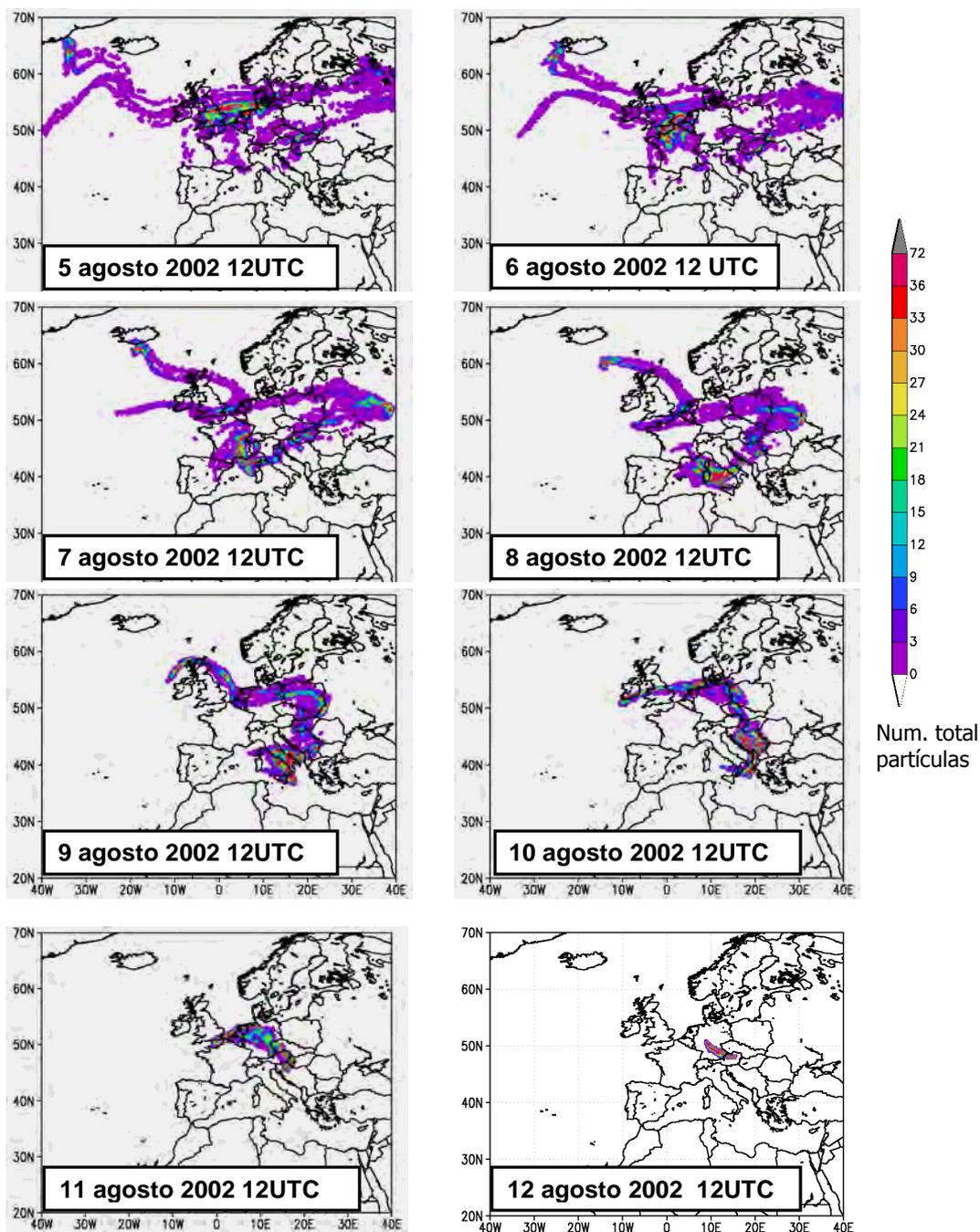


Figura 98. Retrotrayectorias del trazador emitido en Lunz (Austria) entre los días 11 y 13 de agosto. Secuencia temporal del 5 al 12 de agosto de 2002.

Los resultados presentados en este subcapítulo son concordantes con los obtenidos en la aplicación a este episodio de un modelo de cuantificación de fuentes de evaporación recientemente desarrollado por el Grupo de Investigación Atmosférica de la UPV-EHU y la Fundación CEAM (*Gangoiti y cols., 2011a; 2011b*). Los resultados obtenidos con este nuevo modelo, que está basado en el modelo de *Dirmeyer y Brubaker (1999)*, muestran que aunque la mayor parte del vapor responsable del episodio salió de su origen 6-8 días antes, la distribución de las fuentes varía a lo largo del episodio y destaca la considerable contribución del vapor acumulado sobre la masa terrestre europea.

3.2.5. Resumen del Episodio II: Mecanismos de acumulación y transporte de vapor de agua. Relaciones fuente-receptor

En los apartados anteriores se han presentado los resultados obtenidos en el estudio de las excepcionales lluvias ocurridas entre el 11 y 13 de agosto de 2002 en amplias zonas de Centroeuropa (inundaciones de Elba/Danubio).

El método empleado combina el análisis de numerosos **datos experimentales** (entre los que destaca el espectrofotómetro MODIS montado en el satélite TERRA) y **simulaciones numéricas mesometeorológicas y de dispersión** de alta resolución, que documentan el transporte y acumulación de vapor en la CMO.

En este estudio, se ha validado la hipótesis de que, durante la época estival, en el Mediterráneo Occidental (sin necesitar las altas tasas de evaporación de latitudes tropicales) **el vapor de agua puede acumularse sobre el mar hasta 4000 m de altitud** por los mismos mecanismos por los que se acumulan los contaminantes (recirculaciones verticales).

El paso de perturbaciones (cada 3 a 9 días) sobre el área pone fin a estos periodos de acumulación y se produce el venteo masivo del vapor de agua, que

debería haber precipitado sobre las cadenas montañosas de la CMO, hacia otros lugares de la cuenca. Si la perturbación meteorológica está asociada al paso de ciclones que siguen una trayectoria Vb el vapor es exportado hacia Centroeuropa y Europa del Este y puede contribuir a precipitaciones intensas e inundaciones.

Concretamente, los resultados obtenidos para este episodio muestran que **la mayoría de precipitación recogida en Centroeuropa entre los días 11 y 13 agosto de 2002 tuvo su origen en una masa de aire transportada desde la CMO.**

- Ésta masa de aire, con un origen inicial atlántico, entró en el Mediterráneo el día 6 de agosto a través del Sur de Francia-Golfo de Lyon y a través del Norte de la Península Ibérica canalizada por el Valle del Ebro. Recirculó durante 4 días (6-9 agosto) dentro de las circulaciones locales (brisas marinas, vientos de ladera, drenaje hacia el mar y subsidencia), acumulando cantidades considerables de vapor: $12,5 \text{ g.kg}^{-1}$ en los 1000 m inferiores de la troposfera.
- El día 10 de agosto, tras la irrupción del ciclón de tipo Vb //se en el Mediterráneo, el vapor acumulado fue transportado a través de la Península Itálica, el Mar Adriático y los Balcanes hacia el Sur de Alemania-Austria-República Checa (región diana), causando las intensas precipitaciones durante el día 11 y durante la mañana del día 12 de agosto.
- La segunda mitad del día 12, la irrupción de una masa de aire frío desde el Atlántico hacia un área de baja presión desarrollada en la región diana, provocó un cambio de origen de las masas de aire que provocaron las precipitaciones: cambio de origen mediterráneo a atlántico. El sistema frontal formado por estas dos masas de aire se movió lentamente hacia el Este, causando intensas precipitaciones que no cesaron hasta la mañana del día 13 de agosto.
- Otras fuentes potenciales de evaporación, como las que alimentan los estratos de acumulación en la troposfera media que recirculan alrededor de las montañas Atlas o las fuentes situadas en la región del Mar Egeo y del Mar Egeo, no contribuyeron a las precipitaciones. estos estratos de reserva cruzaron los límites este de la región diana sin penetrar en ella. No obstante, estas fuentes originaron junto con la evaporación local precipitaciones severas

en amplias zonas del Oeste del Mar Negro (Bulgaria, Rumania y Ucrania) durante la segunda mitad del día 12 y durante el día 13 de agosto.

CAPÍTULO 4

Conclusiones

4. CONCLUSIONES y FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO

En este capítulo se exponen las conclusiones más relevantes de esta Tesis y se sugieren las futuras líneas de trabajo con el fin de confirmar algunas de las hipótesis evidenciadas en este estudio.

4.1 RESUMEN Y CONCLUSIONES

En los dos episodios analizados se ha demostrado la **utilidad del uso combinado de medidas experimentales y del sistema de modelización RAMS-HYPACT** en el estudio de los procesos meteorológicos y la dinámica de contaminantes que tiene lugar en el Sur de Europa-CMO durante la época estival.

Esta metodología combinada ha permitido **validar las simulaciones** con las medidas experimentales y perfeccionarlas hasta obtener la configuración óptima. Durante este proceso de comparación-optimización de las simulaciones, se ha comprobado que debido a las características únicas del sistema climático de la CMO deben tomarse algunas precauciones en la aplicación de este tipo de **sistemas de modelización** en la región:

- i.* La CMO es un área de orografía compleja con importantes movimientos verticales de ciclo diario. La reproducción de los procesos recirculatorios que se producen en esta región requiere el uso de mallas con gran resolución tanto horizontal como vertical.

- ii.* En el estudio del episodio de precipitaciones, se ha probado además la necesidad de aumentar la resolución horizontal para obtener una estimación precisa de esta variable en las áreas receptoras.
- iii.* Los dominios seleccionados deben ser suficientemente amplios y el anudado (FDDA) debe ser débil en la zona central del dominio principal para evitar la supresión de los procesos mesoescalares así como para reproducir con éxito la interacción entre las diferentes escalas de movimiento atmosférico (local-regional a continental-intercontinental).
- iv.* El tiempo de simulación debe elegirse cuidadosamente en función del tipo de evento a estudiar y de las condiciones meteorológicas. En el caso del episodio de 1991, tuvimos que prolongarla durante un mes con el fin de reproducir el ciclo completo de transporte de contaminantes desde el Sur de Europa-Norte de África al Caribe. Por el contrario, en el episodio de precipitaciones sobre Centroeuropa, comprobamos la necesidad de anticipar el inicio de la simulación (aproximadamente dos semanas respecto al evento) para conseguir una reproducción adecuada de la humedad del suelo: esta variable jugó un papel clave y presentaba unos valores anormalmente altos respecto al promedio climatológico por las condiciones previas a este evento.

De la comparación de la configuración finalmente seleccionada con los datos experimentales puede concluirse que en los dos episodios seleccionados para su estudio **la adecuada resolución espacio-temporal del sistema de modelización ha sido capaz de reproducir la meteorología tanto a escala local como continental-global y la dinámica de transporte de contaminantes europeos y polvo mineral sahariano al Caribe en un caso, y de transporte de vapor de agua desde la CMO y producción de lluvias intensas, en el otro.**

- i.* En ambos episodios, 1991 y 2002, la comparación de las simulaciones con las medidas de viento y ozono de la campaña de vuelos del proyecto RECAPMA y con los datos de columna de agua precipitable de MODIS,

han demostrado la capacidad del modelo mesometeorológico RAMS para reproducir el modo de acumulación de la CMO en verano.

- ii.* Asimismo, el modelo ha sido capaz de representar las circulaciones de polvo mineral sobre el Norte de África y el posterior transporte hacia el Atlántico-Caribe observado por TOMS y, el transporte del vapor acumulado en los estratos de reserva a través Mediterráneo medido por MODIS. Esto ha permitido validar las simulaciones en diferentes subregiones (escala regional a continental) de un dominio más amplio.
- iii.* La comparación de las series temporales y distribución de las variables de mayor interés se ha completado con el cálculo de los índices estadísticos (desviación, RMSE, RMSVE, MNB, coeficientes de correlación y determinación) de los perfiles verticales de viento y temperatura medidos en la campaña de vuelos instrumentados del proyecto RECAPMA en el caso del episodio de 1991 y, los perfiles verticales de viento de los RPV de Bilbao y Basilea en el caso del episodio de 2002. Los valores obtenidos son similares a los hallados en la bibliografía. La comparación tiene como valor añadido que los datos experimentales utilizados no han sido integrados en los datos de NCEP Reanálisis-II utilizados por la integración numérica del modelo mesoesalar.
- iv.* La distribución de los trazadores (de contaminantes europeos en la simulación de 1991 y de vapor de agua en la de 2002) estimada por el modelo de transporte-dispersión HYPACT y su evolución temporal es coherente con los registros de la red de medida de aerosoles de la Universidad de Miami en el Caribe y con los registros superficiales de precipitación de NOAA-NCDC-GSOD en Centroeuropa y del Servicio Meteorológico Alemán, respectivamente.

Tras validar los cálculos de RAMS-HYPACT, se ha aprovechado la adecuada resolución espacio-temporal de las simulaciones para interpretar las medidas e investigar **los procesos circulatorios que se producen a diferentes escalas y los mecanismos responsables del transporte y distribución de los contaminantes**

atmosféricos, polvo mineral y vapor de agua en los dos periodos estudiados. Los procesos comunes en ambos episodios son los siguientes:

1. En la **CMO**, los cambios en los usos del suelo y el aumento de contaminación atmosférica han provocado la pérdida de tormentas de verano y el paso a sistemas circulatorios costeros cerrados que favorecen las recirculaciones verticales durante periodos de 3 a 10 días. El resultado de estas recirculaciones verticales es el desarrollo de un **modo de acumulación tanto de los contaminantes como del vapor de agua** que recogen las brisas marinas y, la formación de estratos de reserva sobre el mar (hasta 4500 m).
2. Los procesos responsables de la acumulación **del polvo mineral y del vapor de agua en la troposfera media del Norte de África** son similares a los que producen los estratos de reserva sobre la CMO. La Baja Térmica Sahariana junto con los vientos de ladera que se desarrollan en el Atlas inyectan el vapor de agua recogido por las brisas en las costas del Norte de África junto con el polvo mineral. Una vez inyectados, se acumulan y giran con la circulación del anticiclón norteafricano. Esta acumulación se ve favorecida por la subsidencia que se produce en altura. Esta serie de procesos explican la sorprendente acumulación de columna de vapor de agua observados por MODIS entre 700 y 300 hPa sobre los desiertos norteafricanos.
3. Estos **dominios están acoplados** en la costa mediterránea del Norte de África y actúan de forma conjunta en la exportación de contaminantes, polvo mineral y vapor de agua hacia el entorno. El transporte preferencial en las condiciones de acumulación, es hacia el Atlántico Tropical y las costas del Caribe.
4. Los periodos de acumulación se **interrumpen** cuando penetra en la zona un **ciclón** y se produce el **venteo masivo** de los contaminantes y el vapor de agua fuera de la cuenca. Si la perturbación es provocada por la irrupción de ciclones que siguen una trayectoria de tipo *Vb*, las masas de aire se

exportan hacia Centroeuropa y Europa del Este provocando precipitaciones de mayor o menor intensidad.

Analizadas las conclusiones generales sobre los procesos mesometeorológicos de la CMO, sus consecuencias y los mecanismos y vías principales de venteo; finalmente, se exponen las conclusiones particulares obtenidas en cada uno de los dos episodios.

Conclusiones del Episodio I: Transporte transatlántico de polvo mineral sulfatado nitrificado al Caribe, agosto de 1991

El estudio de este episodio, que partía con el objetivo de determinar la salida de contaminantes europeos desde la CMO, ha servido fundamentalmente para:

1. Establecer relaciones fuente-receptor entre los episodios de aerosoles europeos-norteafricanos observados en el Caribe que ocurren típicamente durante la época estival.
2. Cuantificar la aportación relativa de las diferentes zonas de emisión europeas.
3. Identificar e interrelacionar la serie de procesos meteorológicos implicados en este transporte intercontinental ya que hasta el momento solo existían hipótesis parciales (*Hamelin y cols., 1989; Savoie y cols, 1992, 2002*) sobre los mismos.

Los principales hallazgos son los siguientes:

- i.* Durante la estación estival y en condiciones normales, la **exportación preferencial** de contaminantes desde el Sur de Europa se realiza a través del **Mediterráneo y el Norte de África**, donde son inyectados en la troposfera media, se mezclan con el polvo mineral y, posteriormente salen hacia el Atlántico Subtropical, el Mar Caribe y las costas americanas.

El transporte transatlántico de la contaminación europea se produce en la *Saharan Air Layer (SAL)*, a una altura característica de **2000-6000 m**.

El tiempo de viaje es de **20 a 26 días**, dependiendo de la actividad ciclónica sobre el Mediterráneo y Norte de África. Los tiempos de viaje más cortos corresponden a condiciones normales y los más largos para condiciones perturbadas sobre el Norte de África.

- ii.* Existe una **ruta alternativa** (no preferencial) de transporte transatlántico desde la costa occidental de la Península Ibérica y Noroeste de África. Es más corta (**11-12 días**) y es la que siguen las **emisiones de la costa atlántica de la Península Ibérica**. Se produce fundamentalmente en la Capa Límite Marina (**CLM**), en los primeros **2500 m** de la troposfera.
- iii.* La **eficiencia** total del transporte transatlántico desde el Sur de Europa es superior al **50%** del total emitido. Las mayores eficiencias corresponden a las emisiones que siguen la ruta alternativa directa (costa Atlántica de la Península Ibérica).
- iv.* Las emisiones del **Centro y Norte de Europa** también son transportadas hacia el Atlántico Tropical pero su contribución es menor (**20%** del total emitido) y el tiempo de viaje necesario para alcanzar las costas americanas es superior: **28 días** en el caso de las emisiones del Noreste europeo. El transporte, al igual que en el caso de las del Sur, se produce en la **SAL**, entre 2000 y 6000 m.
- v.* La **actividad convectiva** que tiene lugar sobre el Atlántico Tropical provoca la **entrada** de una fracción de los contaminantes europeos y del polvo mineral transportado en la SAL a la **Capa Límite Marina**. Esto explica la aparición conjunta de contaminación europea y polvo mineral indistintamente en la SAL y en la CLM del Caribe (Barbados y Miami).
- vi.* Los periodos y emplazamientos en los que se producen las tormentas de polvo en el Norte de África, no controlan la exportación sino que sólo alimentan los estratos de acumulación de la troposfera media norteafricana.

Conclusiones del Episodio II: Precipitaciones en Centroeuropa, 11-13 de agosto de 2002.

Los resultados obtenidos en este episodio, en el que se pretendía confirmar la relación entre el vapor acumulado sobre la CMO y su relación con las lluvias torrenciales registradas en Centroeuropa, han permitido:

1. Determinar los procesos meteorológicos y circunstancias responsables de las intensas precipitaciones sobre Centroeuropa.
2. Identificar las fuentes de evaporación primaria que provocaron este catastrófico evento.

Las principales conclusiones son las siguientes:

- i.* Las intensas precipitaciones de agosto de 2002 sobre Centroeuropa fueron el resultado de la **conurrencia de varios factores**: acumulación de vapor sobre la CMO, superficie terrestre europea saturada de humedad por dos eventos previos de precipitación, inyección orográfica y la irrupción de un ciclón con una trayectoria de tipo Vb (*//se*) que permaneció de forma casi-estacionaria durante dos días en la zona diana.
- ii.* La mayoría de la precipitación recogida durante la primera parte del episodio tuvo su **origen** en la **CMO**. Esta masa de aire, con **origen inicial atlántico** recirculó en la CMO durante cuatro días (6-9 de agosto) acumulando vapor en los estratos de reserva en altura. La irrupción del ciclón *//se* en la cuenca, el día 10 de agosto, transportó estos estratos a través de Italia, el Mar Adriático y los Balcanes a la región diana causando intensas precipitaciones durante el día **11** y la primera mitad del día **12 de agosto**.
- iii.* La **evapotranspiración**, durante su trayectoria sobre la masa terrestre europea, también contribuyó al episodio de precipitaciones. Los resultados muestran que la precipitación que se produjo sobre los **Balcanes** pudo compensar la evapotranspiración, ya que la columna de vapor de agua

permaneció constante durante el proceso de llegada desde la CMO a la zona diana el primer día de intensas precipitaciones (11 de agosto).

- iv. El origen del vapor responsable de la segunda parte del episodio (tarde del día **12-13 de agosto**) también fue atlántico, pero penetró **directamente** (sin recircular en la CMO) con una trayectoria Noroeste a Sureste hacia la zona de baja presión que se desarrolló sobre la región diana.
- v. Los estratos de reserva de la troposfera media del **Norte de África** y los situados sobre el **Mar Negro y Mar Egeo** no contribuyeron al episodio estudiado puesto que no penetraron en la zona diana. Sin embargo, podrían estar directamente relacionadas con las lluvias intensas registradas en **Bulgaria, Rumania y Ucrania** durante la segunda mitad del día 12 y el día 13.

4.2 FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO

En este trabajo se ha logrado avanzar en el conocimiento de los mecanismos y rutas preferenciales de exportación de las masas de aire húmedas y cargadas de contaminantes que se acumulan sobre el Mediterráneo en la época estival. No obstante, entre los procesos que tiene lugar en esta cuenca se producen **complejas retroalimentaciones** que, por la imposibilidad de abarcar todos los aspectos con el grado de detalle deseado y la necesidad de acotar el desarrollo de este estudio, no se han considerado. Son varios los aspectos en los que sería recomendable seguir profundizando con el fin de mejorar y reforzar los conocimientos adquiridos y que podrían partir del estudio de los episodios aquí presentados. Se detallan a continuación.

En el caso del **episodio de transporte transatlántico de polvo mineral y contaminación europea al Caribe**, la cuantificación que se ha realizado de la eficiencia del transporte está limitada por las asunciones realizadas en la simulación del transporte-dispersión: **(a)** trazador pasivo, **(b)** simplificación de fuentes y **(c)** no se consideran los procesos de deposición. Se trata, por tanto, de una estimación de la eficiencia dinámica del transporte que podría mejorarse incorporando un *software* que simule **(1)** transformaciones químicas, **(2)** procesos de deposición seca y húmeda, **(3)** una estimación más precisa de la localización de las fuentes de emisión de contaminantes y de polvo mineral y **(4)** los ratios de emisión (inventario de emisiones).

Además, quedan numerosas cuestiones abiertas relacionadas con la **dinámica del transporte** (relativas al acoplamiento entre las escalas responsables del transporte intercontinental) y, sería conveniente identificar de forma más precisa las **especies transportadas** desde la CMO al Norte de África y al Atlántico. Este último aspecto está directamente relacionado con lo comentado en el párrafo anterior y está subordinado a poder contar con un buen inventario de emisiones y un *software* que pueda simular el transporte y las transformaciones químicas con reacciones

heterogéneas y los procesos de deposición secos y húmedos de las emisiones de polvo y contaminantes.

El nexo revelado en este estudio, entre la exportación de contaminantes desde el Sur de Europa a través del Mediterráneo y el Norte de África y los episodios conjuntos de polvo mineral y contaminantes en el Caribe, afecta a un **amplio rango de disciplinas científicas**. La **sulfatación y nitrificación de polvo sahariano**, además de la disminución de la calidad del aire en las zonas sobre las que es transportado y/o se deposita, provoca otros efectos:

1. La deposición de sulfatos sobre la superficie del polvo mineral le confiere un carácter higroscópico y aumenta su tamaño. Esta alteración es importante porque modifica el **balance radiativo** e incrementa la posibilidad de que actúen como núcleos de condensación (*Levin y cols., 1996; Ramanathan y cols., 2001*) pudiendo así perturbar el **ciclo hidrológico** de áreas remotas.
2. La **Fertilización** de los bosques africanos, cuenca amazónica y océano Atlántico puede provocar cambios en los usos del suelo y la cobertura vegetal (*Zeng y cols., 1999*) y en la productividad primaria de los océanos (*Falkowski y cols., 1998; Michaels y cols., 1996; Jickells y cols., 2005*)
3. Los cambios en las propiedades de los núcleos de condensación (polvo sahariano) podrían provocar además perturbaciones en las **depresiones extratropicales** y en la **actividad ciclónica tropical** (*Dunion y cols., 2004*).
4. El transporte masivo de polvo mineral sobre el Atlántico **reduce el calentamiento de la superficie oceánica** y, estas anomalías en la SST se han relacionado con un aumento de la **sequía en la región de Sahel** (*Lamb y Pepler, 1992; Ward, 1998*)

De forma paralela al estudio del episodio de inundaciones en Centroeuropa y el trazado de las fuentes de evaporación primaria, el Grupo de Investigación Atmosférica y la Fundación CEAM han desarrollado un modelo que permite realizar una cuantificación precisa de la contribución relativa de las diferentes áreas fuente. Este nuevo modelo de **asignación de áreas de evaporación**, utiliza la alta resolución del

modelo mesoescalar RAMS para calcular trayectorias lagrangianas de vapor de agua desde las áreas fuente e incorpora un modelo de emisión y un esquema de deposición. Los algoritmos utilizados y los resultados obtenidos en la aplicación a este mismo evento se describen en *Gangoiti y cols., 2010b*.

Igualmente, sería conveniente profundizar en el conocimiento de este tipo de eventos y en los mecanismos implicados en su generación porque es posible que su **frecuencia** aumente en un futuro **escenario de cambio climático**: la evaporación será mayor si la SST del Mediterráneo aumenta. De hecho, ya se ha observado que la cantidad de vapor de agua acumulado sobre la CMO en julio y agosto casi se ha duplicado desde el año 2000 al 2005, y el área de acumulación, confinada casi totalmente a la CMO y el Mar Negro en 2000, se extendía hacia la cuenca central en 2005 (*Millán y cols., 2010*).

La evacuación de las masas de aire que contienen agua que debería haber precipitado dentro de la CMO, pueden cambiar el **balance evaporación-precipitación** dentro de la cuenca y esto afecta a la **válvula salina atlántico-mediterránea**, incrementando la entrada de agua menos salada del Atlántico en superficie y la salida de agua mucho más caliente, más salada y más densa, a profundidades de 300 m. Este cambio en la válvula salina podría provocar **inundaciones** de mayor intensidad y más frecuentemente en verano en las **Islas Británicas** que a su vez pueden perturbar el paso de los **sistemas frontales atlánticos**. Así mismo, estos cambios afectarían a los periodos de **sequía del Sur de Europa** (*Millán y cols., 2005*). Por todas estas razones es conveniente avanzar en el conocimiento de este tipo de eventos.

Otra cuestión que merece especial atención es el **papel de las capas de reserva** de vapor de agua en altura sobre el **Norte de África** (documentadas por primera vez en este trabajo) en la precipitación de las regiones próximas y en las alteraciones en el ciclo hidrológico.

4.3 PUBLICACIÓN DE RESULTADOS

La aplicación de los conocimientos y experiencia adquiridos durante la realización de la presente Tesis, así como los resultados en ella presentados, han dado lugar a las siguientes publicaciones en revistas especializadas:

- Gangoiti, G., L. Alonso, M. Navazo, J.A. García, M.M. Millán (2006) North African soil dust and European pollution transport to America during the warm season: Hidden links shown by a passive tracer simulation. *J. Geophys. Res.*, 111, D10109, doi: 10.1029/2005JD005941.
- Gangoiti, G., E. Sáez de Cámara, L. Alonso, M. Navazo, N. Gómez, J. Iza, J.A. García, J.L. Ilardia, M.M. Millán (2011a) The origin of water vapour responsible for the European extreme rainfalls of August 2002- Part I: High resolution simulations and tracking of air masses, enviado a *J. Geophys. Res.*
- Gangoiti, G., I. Gómez-Domenech, E. Sáez de Cámara, L. Alonso, M. Navazo, J. Iza, J.A. García, J.L. Ilardia, M.M. Millán (2011b) The origin of water vapour responsible for the European extreme rainfalls of August 2002— Part II: A new methodology to evaluate evaporative moisture sources, enviado a *J. Geophys. Res.*
- Sáez de Cámara, E., G. Gangoiti, L. Alonso, M. Navazo, N. Gómez, J. Iza, J.A. García, J.L. Ilardia, M.M. Millán (2011) Water vapour accumulation mechanisms in the Western Mediterranean Basin and the development of European extreme rainfalls, enviado a *Tethys*,

Algunos resultados de esta Tesis también han sido presentados en los siguientes congresos:

- Gangoiti, G., L. Alonso, M. Navazo, J.A. García, E. Sáez de Cámara, M.M. Millán (2006) Vías preferenciales de transporte de contaminantes en el Sur de Europa: evidencias experimentales y simulaciones del venteo Atlántico. X Congreso de Ingeniería Ambiental. 3 a 5 de octubre de 2006. Bilbao.
- Sáez de Cámara, E., N. Gómez, G. Gangoiti, L. Alonso, M. Navazo, J. Iza (2008) Análisis del Cambio Climático en los eventos extremos de precipitación en la Cornisa Cantábrica (1973-2007). XI Congreso de Ingeniería Ambiental. 4 a 6 de noviembre de 2008. Bilbao.
- G. Gangoiti, E. Sáez de Cámara, L. Alonso, M. Navazo, N. Gómez, J. Iza, J.A. García, J.L. Ilardia, M.M. Millán. Water Vapour Accumulation Mechanisms in the Western Mediterranean basin during the warm season: their role in the development of Central European Extreme Rainfalls. Fifth International Symposium on Non-CO₂ Greenhouse Gases: NCGG-5. 30 junio a 3 de julio de 2009. Wageningen. Holanda.
- E. Sáez de Cámara, G. Gangoiti, L. Alonso, M. Navazo, N. Gómez, J. Iza, J.A. García, J.L. Ilardia, M. M. Millán. El papel de la Cuenca Mediterránea Occidental durante el episodio de precipitaciones extremas en Centroeuropa, 11-13 de agosto de 2002. Parte I: Simulación numérica de los mecanismos de acumulación y transporte. II. Jornadas meteorología y climatología del Mediterráneo Occidental. 11-12 de marzo de 2010. Valencia.
- G. Gangoiti, I. Gómez-Domenech, E. Sáez de Cámara, L. Alonso, M. Navazo, J. Iza, J.A. García, J.L. Ilardia, M. M. Millán. El papel de la cuenca mediterránea occidental durante el episodio de precipitaciones extremas en Centroeuropa, 11-13 agosto de 2002. Parte II: estimación de áreas de evaporación mediante modelización mesoescalar. II. Jornadas meteorología y climatología del Mediterráneo Occidental. 11-12 de marzo de 2010. Valencia.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alonso L., G. Gangoiti, M. Navazo, M. Maruri, J.A. García, J.A. Aranda (1998) The Punta Galea boundary layer profiler: intercomparison with radiosonde data and first mesoscale meteorological case studies. *Meteorol. Zeitschrift*, N.F.7, 203-212.

Alonso L., G. Gangoiti, M. Navazo, M.M. Millán, E. Mantilla (2000) Transport of tropospheric ozone over the Bay of Biscay and the Eastern Cantabrian coast of Spain. *J. Appl. Meteorol.*, vol. 39, 475-486.

Alpert, P., Y.C. Kaufman, Y. Shay-El, D.Tanre, A. Da Silva, S. Schubert, J. H. Joseph (1998) Quantification of dust-forced heating of the lower troposphere. *Nature*, vol. 395, 367-370.

Anderson, J.R., E.E. Hardy, J.T. Roach, R.E. Witmer (1976) A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. U.S. Geological Survey Professional Paper 964, 28 p. Government Printing Office, Washington D.C.

Bagnold, R.A. (1941) *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen, New York, 265 pp.

Barnes, W.L., T.S. Pagano, V.V. Salomonson (1998) Prelaunch Characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1, *IEEE Transactions on geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, No. 4., 1088-1100.

Barry, R.G, R.J. Chorley (1980) *Atmósfera, Tiempo y Clima*. Ediciones Omega (Tercera Edición) Barcelona.

Bolle, H. y cols. (2003) *Climate and Climate History of the Mediterranean. Security and Environment in the Mediterranean*, Springer-Verlag, Berlin, New York, 614-629.

Callot, Y., B. Marticorena, G. Bergametti (2000) Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: application to the Sahara desert. *Geodinamica Acta*, 13, 245–270.

Carlson, T.N., J.M. Prospero (1972) The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the Northern equatorial Atlantic. *J. Appl. Meteorol.*, vol. 11, 283-297.

Carvalho, J.C., D. Anfossi, S. Trini Castelli, G.A. Degrazia (2002) Application of a model system for the study of transport and diffusion in complex terrain to the TRACT experiment. *Atmos. Environ.*, 36, 1147-1161.

Chang, Y.S., G.R. Carmichael, H. Kurita, H. Ueda (1989) The transport and formation of photochemical oxidants in Central Japan. *Atmos. Environ.*, 23, 363-393.

Charco, J. (2002) La Regeneración Natural del Bosque Mediterráneo en la Península Ibérica. *Ministerio de Medio Ambiente, DGCONA*, Madrid, 308 pp.

Chen, C., W.R. Cotton (1983) A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Bound. Lay. Meteorol.*, 25, 289-321.

Chiapello, I., C. Moulin, J.M. Prospero (1995) An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the North-Eastern Tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 22, 3191-3194.

Chiapello, I., C. Moulin, J.M. Prospero (2005) Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness. *J. Geophys. Res.*, vol. 110, D18S10.

Chiapello, I., J.M. Prospero, J.R. Herman, N.C. Hsu (1999) Detection of mineral dust over the North Atlantic Ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS. *J. Geophys. Res.*, vol. 104, D8., 9277–9291.

Christensen J.H., O.B. Christensen (2003) Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, vol. 421, 805-806.

Cotton W.R., R.A. Pielke, R.L. Walko, G.E. Liston, C.J. Tremback, H. Jinag, R.L. McAnelly, J.Y. Harrington, M.E. Nicholls, G.G. Carrio, J.P. McFadden (2003) RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82, 5-29.

Cox, R., B.L. Bauer, T. Smith (1998) A mesoscale model intercomparison, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 79, 265-283.

D'Almeida, G.A. (1986) A model for Saharan dust transport. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903–916.

De Wekker, S.F.J., D.G. Steyn, S. Nyeki (2004) A comparison of aerosol layer and convective boundary layer structure over a mountain range during 97. *Bound. Layer Meteorol.*, 113, 249-271.

Delbarre, H., P. Agustin, F. Said, B. Campistron, B. Benech, F. Lohou, V. Puygrenier, C. Moppert, F. Cousin, P. Freville, E. Frejafon (2005) Ground-based remote sensing observation of the complex behaviour of the Marseille boundary layer during ESCOMPTE. *Atmos. Res.*, 74, 1-4, 403-433.

Deutscher Wetterdienst, Department Climate and Environment (2002) Extreme precipitation amounts in central Europe from 1-13 August 2002.

Dirmeyer P.A., K.L. Brubaker (1999) Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993. *J. Geophys. Res.*, vol. 104, No. D16, 19383-19397.

Doty, B. (1992) Using the Grid Analysis and Display System (GrADS). Center for Ocean-Land Atmosphere Interactions, Department of Meteorology, Maryland.

Doty., B. (1995) The Grid Analysis and Display System GrADS v.1.5.1.12, <http://www.iges.org/grads>, 148 pp.

Draxler, R.R., D.A. Gillette, J.S. Kirkpatrick, and Heller (2001) Estimating PM10 air concentrations from dust Storms in Iraq, Kuwait and Saudi Arabia. *Atmos. Environ.*, 35, 4315-4330.

Duncan, D.N., I. Bey (2004) A modeling study of the export pathways of pollution from Europe: Seasonal and Interannual Variations (1987-1997). *J. Geophys. Res.*, 109, D08301, doi: 10.1029/2003JD004079.

Dunion, Jason P., Christopher S. Velden (2004) The Impact of the Saharan Air Layer on Atlantic Tropical Cyclone Activity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 353–365. doi: 10.1175

Escudero, M., A. Stein, R.R. Draxler, X. Querol, A. Alastuey, S. Castillo, A. Avila (2006) Determination of the contribution of northern Africa dust source areas to PM10 concentrations over the central Iberian Peninsula using the Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model (HYSPLIT) model. *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D06210, doi: 10.1029/2005JD006395.

Falkowski, P.G., R.T. Barber, V. Smetacek (1998) Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science*, 281, 200-206.

Fortezza, F., V. Strocchi, G. Giovanelli, P. Bonasoni, T. Georgiadis (1993) Transport of photochemical oxidants along the northwestern Adriatic Coast. *Atmos. Environ.*, 27A, 2393–2402.

Fricke, W., U. Kaminski (2002) Ist die Zunahme von Starkniederschlägen auf veränderte Wetterlagen zurückzuführen?. *GAW Brief des Dtsch. Wetterdienst*, 12, 1–2.

Gangoiti, G., M.M. Millán, R. Salvador, E. Mantilla (2001) Long-range transport and re-circulation of pollutants in the western Mediterranean during the project regional cycles of air pollution in the west-central Mediterranean area. *Atmos. Environ.*, vol.35, 6267-6276.

Gangoiti G., L. Alonso, M. Navazo, A. Albizuri, G. Pérez-Landa, M. Matabuena, V. Valdenebro, M. Maruri, J.A. García, M.M. Millán (2002) Regional transport of pollutants over the Bay of Biscay: analysis of an ozone episode under a blocking anticyclone in west-central Europe. *Atmos. Environ.*, 36, 1349-1361.

Gangoiti G., L. Alonso, M. Maruri, M. Navazo, G. Pérez-Landa (2002a) UHF Radar Detection and Numerical Simulation of an episode of foehn and lee waves over the northern coast of Iberia. *J. Appl. Meteorol.*, 41, 230-240.

Gangoiti G., A. Albizuri, L. Alonso, M. Navazo, M. Matabuena, V. Valdenebro, J.A. García, M.M. Millán (2006a) Sub-continental transport mechanisms and pathways during two ozone episodes in northern Spain. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1469-1484.

Gangoiti, G., L. Alonso, M. Navazo, J.A. García, M.M. Millán (2006b) North African soil dust and European pollution transport to America during the warm season: Hidden links shown by a passive tracer simulation. *J. Geophys. Res.*, 111, D10109, DOI: 10.1029/2005JD005941.

Gangoiti, G., L. Alonso, M. Navazo, J.A. García, E. Sáez de Cámara, M.M. Millán (2006c) Vías preferenciales de transporte de contaminantes en el sur de Europa: evidencias experimentales y simulaciones del venteo Atlántico. *Actas del X Congreso de Ingeniería Ambiental-Proma 2006*, Bilbao, 355-371.

Gangoiti, G., E. Sáez de Cámara, L. Alonso, M. Navazo, N. Gómez, J. Iza, J.A. García, J.L. Ilardia, M.M. Millán (2011a) The origin of water vapour responsible for the European extreme rainfalls of August 2002- Part I: High resolution simulations and tracking of air masses, enviado a *J. Geophys. Res.*

Gangoiti, G., I. Gómez-Domenech, E. Sáez de Cámara, L. Alonso, M. Navazo, J. Iza, J.A. García, J.L. Ilardia, M.M. Millán (2011b) The origin of water vapour responsible for the European extreme rainfalls of August 2002— Part II: A new methodology to evaluate evaporative moisture sources, enviado a *J. Geophys. Res.*

Gao, B.C., Y.J. Kaufman (2003) Water vapour retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. *J. Geophys. Res.*, 108, NO D13, ACH 4-1, 4-10.

Georgiadis, T., G. Giovanelli, F. Fortezza (1994) Vertical layering of photochemical ozone during land-sea breeze transport. *Nuovo Cimento*, 17, 371-375.

Gesch, D.B., K.L. Verdin, S.K. Greenlee (1999) New land surface digital elevation model covers the earth. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 80 (6): 69-70.

Giannini, R. Saravanan, P. Chang (2003) Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science*, 302, 1027-1030.

Gillette, D.A. (1974) On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport. *J. Rech. Atmos.*, 8, 735-744.

Gillette, D.A. (1979) Environmental factors affecting dust emission by wind erosion. *Saharan dust*, editado por C. Morales, 71-94.

Gillette, D.A., J. Adams, A. Endo, D. Smith (1980) Threshold velocities for input soil particles into the air by desert soils. *J. Geophys. Res.*, vol. 85, No. C10, 5621-5630.

Gillette, D.A., D.W. Fryrear, T.E. Gill, T. Ley, T.A. Cahill, E.A. Gearhart (1997) Relation of vertical flux of particles smaller than 10 micrometers to total Aeolian horizontal mass flux at Owens Lake. *J. Geophys. Res.*, vol. 102, No. D22, 26009-26015.

Gillette, D.A. (1999) A qualitative geophysical explanation for "Hot Spot" dust emitting source regions. *Contr. Atmos. Phys.*, vol. 72, No. 1, 67-77.

Gillette, D., D. Ono, and K. Richmond (2004), A combined modeling and measurement technique for estimating windblown dust emissions at Owens (dry) Lake, California, *J. Geophys. Res.*, 109, F01003, doi:10.1029/2003JF000025.

Hamelin, B., F.E. Grouset, P.E. Biscaye, A. Zindler, J.M. Prospero (1989) Lead isotopes in trade wind aerosols at Barbados: The influence of European Emissions over the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 94, 16243-16250.

Hanna, S.R., R. Yang (2001) Evaluations of Mesoscale Model's simulations of near surface winds, temperature gradients and mixing depths. *J. Appl. Meteorol.*, vol. 40, 1095-1104.

Harrington, J.Y., T. Reisin, W.R. Cotton, S.M. Kreidenweis (1999) Cloud resolving simulations of Arctic stratus. Part II: Transition-season clouds. *Atmos. Res.*, 51, 45-75.

Helfand, H.M., J.C. Labraga (1988) Design of a non-singular level 2.5 second-order closure model for the prediction of atmospheric turbulence. *J. Atmos. Sci.*, 45, 113-132.

Helgren, D.M., J.M. Prospero (1987) Wind velocities associated with dust deflation events in the Western Sahara. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, vol. 26, 1147-1151.

Herman, J.R., P.K. Barthia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, E. Celarier (1997) Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *J. Geophys. Res.*, vol. 102, No. D14, 16911-16922.

Hsu, N.C., J.R. Herman, O. Torres, B.N. Holben, D. Tanre, T.F. Eck, A. Smirnov, B. Chatenet, F. Lavenu (1999) Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol optical thickness: Results and applications, *J. Geophys. Res.*, 104(D6), 6269–6279, doi:10.1029/1998JD200086.

Huffman, G.F., R.F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, U. Schneider (1997) The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol. 78, No. 1, 5-20.

Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, G. Gu, E.J. Nelkin, K.P. Bowman, E.F. Stocker, D.B. Wolff (2007) The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-Global, Multi-Year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. *J. Hydrometeor.*, 8, 33-55.

James, P., A. Stohl, N. Spichtinger, S. Eckhardt, C. Forster (2004) Climatological aspects of the extreme European rainfall of August 2002 and a trajectory method for estimating the associated evaporative source regions. *Nat. Hazard Earth Sys.*, 4, 733-746.

Jickells, T.D., Z.S. An, K.K. Andersen, A.R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J.J. Cao, P.W. Boyd, R.A. Duce, K.A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. laRoche, P.S. Liss, N. Mahowald, J.M. Prospero, A.J. Ridgwell, I. Tegen, R. Torres (2005) Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate, *Science*, 308, 67-71.

Kallos G., V. Kotroni, K. Lagouvardos, M. Varinou, M. Uliasz, A. Papadopoulos (1997) Transport and Transformation of Air Pollutants from Europe to East Mediterranean Region (T-TRAPEM). AM&WF Group Final Rep., Contract AVI*- CT92-0005, University of Athens, 298 pp.

Kallos G., V. Cortón, K. Lagouvardos, A. Papadopoulos (1998) On the long-range transport of air pollutants from Europe to Africa. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 619-622.

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.K. Yang, J.J. Hnilo, M. Fiorino, G.L. Potter (2002) NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1631-1643.

Karyampudi, V.M., S. Palm, J.A. Reagen, H. Fang, W.B. Grant, R.M. Hoff, C. Moulin, H.F. Pierce, O. Torres, E.D. Browell, S.H. Melfi (1999) Validation of the Saharan dust plume conceptual model using Lidar, Meteosat, and ECMWF data. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 80, No.6, 1045-1075.

King, M.D., W.P. Menzel, Y.J. Kaufman, D. Tanre, B. Gao., S. Platnick, S.A. Ackerman, L.A. Remer, R. Pincus, P.A. Hubans (2003) Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapour from MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and remote Sensing*, vol. 41, No.2., 442-458.

Knippertz, P., U. Ulbrich, P. Speth (2000) Changing cyclones and surface wind speeds over the North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Clim. Res.*, vol. 15, 109-122.

Kotroni, V., G. Kallos, K. Lagouvardos, M. Varinou, R. Walko (1999) Numerical simulations of the meteorological and dispersion conditions during an air pollution episode over Athens, Greece. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 432-447.

Kundzewicz Z.W., U. Ulbrich, T. Brücher, D. Graczyk, A. Krüger, G.C. Leckebusch, L. Menzel, I. Pinskiwar, M. Radziejewski, M. Szwed (2005) Summer flood in Central Europe: Climate Change Track? *Nat. Hazards*, 36, 165-189.

Lalas, D.P., M. Tombrou-Tsella, M. Petrakis, D.N. Asimakopoulos, C. Helmis (1987) An experimental study of the horizontal and vertical distribution of ozone over Athens. *Atmos. Environ.*, vol. 21, 2681-2693.

Lamb, P., R. A. Peppler (1992) Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with subsaharan drought. *J. Climate*, 5, 476-488.

Lelieveld J., H. Berresheim, S. Borrmann, P.J. Crutzen, F.J. Dentener, H. Fischer, J. Feichter, P.J. Flatau, J. Heland, R. Holzinger, R. Kormann, M.G. Lawrence, Z. Levin, K.M. Markowicz, N. Mihalopoulos, A. Minikin, V. Ramanathan, M. Reus, G.F. Roelofs, H.A. Sceeren, J. Sciare, H. Schlager, M. Schultz, P. Siegmund, B. Steil, E.G. Stephanou, P. Stier, M. Traub, C. Warneke, J. Williams, H. Ziareis (2002) Global air pollution crossroads over the Mediterranean. *Science*, 298, 794-799.

Levin, Z., Ganor, E. y Gladstein, V. (1996) The effects of desert particles coated with sulphate on rain formation in the Eastern Mediterranean. *J. Appl. Meteorol.*, 35, 1511-1523.

Lorenzini, G. and Panattoni, A. (1986), Atmospheric ozone levels in Tuscany (central Italy) as monitored with indicator plants. *Environmental Quality and Ecosystem Stability*, 3, 511-519.

Lu, R., R.P. Turco (1994) Air pollutant transport in a coastal environment, Part I, Two-dimensional simulations of sea-breeze and mountain effects. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2285-2308.

Luria, M., M. Peleg, G. Sharf, D.S. Tov-Alper, N. Spitz, Y. Ben Ami, Z. Gawii, B. Lifschitz, A. Yitzchaki, I. Seter (1996) Atmospheric sulfur over the east Mediterranean region. *J. Geophys. Res.*, 101(D20), 25917–25930, doi:10.1029/96JD01579.

Lyons, W.A. and Olsson, L. E. (1973) Detailed mesometeorological studies of air pollution dispersion in the Chicago lake breeze. *Mon. Weather Rev.*, 101, 387-403.

Lyons, W.A. and Cole, H. S. (1976) Photochemical oxidant transport: mesoscale lake-breeze and synoptic scale aspects. *J. Appl. Meteorol.*, 15, 733-743.

Lyons, W.A., R.A. Pielke, C.J. Tremback, R.L. Walko, D.A. Moon, C.S. Keen (1995) Modeling impacts of mesoscale vertical motions upon coastal zone air pollution dispersion. *Atmos. Environ.*, vol. 29, 283-301.

Mahrer, Y., R.A. Pielke (1997) The effects of topography on the sea and land breezes in a two dimensional numerical model. *Mon. Weather Rev.* 105, 1151-1162.

Maring, H., D.L. Savoie, M.A. Izaguirre, L. Custals, J.S. Reid (2003a) Vertical distributions of dust and sea-salt aerosols over Puerto Rico during PRIDE measured from a flight aircraft. *J. Geophys. Res.*, vol. 108, D19, 8587.

Maring, H., D.L. Savoie, M.A. Izaguirre, L. Custals, J.S. Reid (2003b) Mineral dust aerosol size distribution change during atmospheric transport. *J. Geophys. Res.*, vol. 108, D19, 8592.

Marticorena B., G. Bergametti (1995) Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.*, vol. 100, No. D8, 16415-16430.

Marticorena B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C.N. Doumé, M. Legrand (1997) Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources. *J. Geophys. Res.*, vol. 102, No. D4, 4387-4404.

McKendry, I.G., D.G. Steyn, J. Lundgren, R.M. Hoff, W. Strapp, K. Anlauf, F. Froude, J.B. Martin, R.M. Banta, L.D. Olivier (1997) Elevated ozone layers and vertical down-mixing over the Lower Fraser Valley, BC. *Atmos. Environ.*, 31, 2135-2146.

Mellor, G.L., T. Yamada (1982) Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Re. Geophys.*, 20, 851-875.

Menut, L., I. Coll, S. Cautenet (2005) Impact of meteorological data resolution on the forecasted ozone concentrations during the ESCOMPTE IOP2a and IOP2b. *Atmos. Res.*, 74, 1-4, 139-159.

Meteorological Office (1962), Weather in the Mediterranean Volume I, General Meteorology, (2nd Ed.). *Her Majesty's Stationary Office (HMSO)*, London.

Miao, J., L.J.M. Kroon, J. Vila-Guerau de Arellano, A.A. Holtslag (2003) Impacts of Topography and Land Degradation on the Sea Breeze over Eastern Spain. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 84, 157-170.

Michaels, A.F., Olson, D., Sarmiento, J.L., Ammerman, J.W., Fanning, K., Jahnke, R., Knap, A.H., Lipschultz, F. y Prospero, J.M. (1996) Inputs, losses and transformations of nitrogen and phosphorus in the pelagic North Atlantic Ocean. *Biogeochemistry*, 35, 181-226.

Millán, M. M., E. Otamendi, E., L. Alonso, I. Ureta (1984) Experimental characterization of atmospheric diffusion in complex terrain with land-sea interaction. Air Pollution Control Association. Pittsburgh, PA., U.S.A. *JAPCA*, 37, 807-811.

Millán, M.M., Navazo, M., A. Ezcurra (1987) Meso-meteorological analysis of air pollution cycles in Spain. *European Symposium on Physico-Chemical Behavior of Atmospheric Pollutants. Stressa*. Published for the Commission of the European Communities by D. Reidel Pub. Co. Dordrecht, Holland. 809 pp.

Millán, M.M., I. Palomino, B. Artiñano, M. Pujadas, R. Inclán, J. Plaza, M. Castro, L. Alonso, G. Gangoiti, J.L. Ilardia (1988a) The effect of thermal lows on the dispersion of tall stack plumes in Spain. *Workshop on field measurements and their interpretation*. Villefranche sur Mer, France, May 3-4, 1988. Air Pollution Research Report 14, DG XII/E1, Commission of the European Communities.

Millán, M.M., R. Salvador, B. Aceña, J.C. Bezares, M. Martín, M. Pujadas, J. Goberna, A. Albizuri, M. Navazo (1988b) Field measurements of plume dispersion in a complex coastal site: Castellón. *Workshop on field measurements and their interpretation*. Villefranche sur Mer, France, May 3-4, 1988. Air Pollution Research Report 14, Commission of the European Communities.

Millán M.M., B. Artiñano, L. Alonso, M. Navazo, M. Castro (1991) The effect of meso-scale flows on regional and long-range atmospheric transport in the Western Mediterranean Area. *Atmos. Environ.*, vol. 25A, 949-963.

Millán M.M., M. Castro, R. Fernández-Patier, J. Goberna (1992) Meso-meteorological cycles of air pollution in the Iberian Peninsula (MECAPIP). Contract EV4V-0097-E, *Air Pollution Research Report 44*, (EUR N° 14834) CEC-DG XII/E-1, Rue de la Loi, 200, B-1040, Brussels, pp.219.

Millán M.M., M.J. Estrela, V. Caselles (1995) Torrential precipitations on the Spanish East Coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 36, 1-16.

Millán M.M., R. Salvador, E. Mantilla, B. Artiñano (1996) Mesoemeteorology and photochemical air pollution in southern Europe: Experimental results from EC research projects. *Atmos. Environ.*, vol. 30, No. 12, 1909-1924.

Millán M.M., R. Salvador, E. Mantilla, G. Kallos (1997) Photo-oxidant dynamics in the Mediterranean Basin in summer: Results from European Research Projects. *J. Geophys. Res.*, 102, D7, 8811-8823.

Millán M.M., E. Mantilla, R. Salvador, A. Carratalá, M.J. Sanz, L. Alonso, G. Gangoití, M. Navazo (2000) Ozone cycles in the western Mediterranean basin: Interpretation of monitoring data in complex coastal terrain. *J. Appl. Meteor.*, 39, 487-508.

Millán M.M., M.J. Sanz, R. Salvador, E. Mantilla, R. (2002) Atmospheric dynamics and ozone cycles related to nitrogen deposition in the western Mediterranean. *Environ. Pollut.*, vol. 118, 167-186.

Millán M.M., M.J. Estrela, M.J. Sanz, E. Mantilla, M. Martín, F. Pastor, R. Salvador, R. Vallejo, L. Alonso, G. Gangoiti, J.L. Ilardia, M. Navazo, A. Albizuri, B. Artiñano, C. Ciccioli, G. Kallos, A. Carvalho, D. Andrés, A. Of., J. Werhahn, G. Seufert, B. Versino (2005) Climatic feedbacks and Desertification: The Mediterranean Model. *J. Clim.*, 18, 684-701.

Millán, M.M. (2010) Sequía en el Mediterráneo e inundaciones en el Reino Unido y Centroeuropa. Cosas que los modelos climáticos globales no ven del ciclo hídrico en Europa, y por qué. Ciudes. Fundación Cajamar. 100 pp.

Mudelsee, M., M. Borngen, G. Tetzlaff, U. Grunewald (2004) Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway "Zugstrasse Vb" *J. Geophys. Res.*, vol. 109, D23101, doi:10.1029/2004JD005034.

Munn, R. E. (1966) *Descriptive Micrometeorology*. Academic Press, New York.

Naveh, Z., S. Chaim, E.H. Steinberg (1978) Atmospheric oxidant concentration in Israel as manifested by foliar injury in Bel-W3 Tobacco plants. *Environ. Pollut.*, 16, 246-262.

Nickling, W.G., J.A. Gillies (1989) Emission of fine-grained particulates from desert soils. *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. Kluwer Academic. 133-165.

Nickovic, S., G. Kallos, A. Papadopoulos, O. Kakaliagou (2001) A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 106, 18113-18129.

Numaguti, A. (1999) Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 104(D2), 1957–1972, doi:10.1029/1998JD200026.

Orciari, R., T. Georgiadis, F. Fortezza, L. Alberti, G. Leoncini, V. Gnani, T. Montanari, E. Rambelli (1997) Vertical evolution of photochemical ozone over greater Ravenna. *Ann. Chim.*, 88, 403-411.

Palau, J.L., E. Mantilla, M.M. Millán (2001) Estimation of the dispersion of elevated plume on complex terrain under stable-to-neutral conditions. A changing atmosphere. 8th symposium on the physico-chemical behaviour of Atmospheric Pollutants, 17-20 September, Torino (Italia)

Palau, J.L., G. Pérez-Landa, J.J. Dieguez, C.C. Monter, M.M. Millán (2005) The importance of meteorological scales to forecast air pollution scenarios on coastal complex terrain. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2771-2785.

Pastor F., M.J. Estrela, D. Peñarrocha, M.M. Millán (2001) Torrential rains on the Spanish Mediterranean coast: Modelling the effects of the Sea Surface Temperature. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1180-1195.

Pérez-Landa, G., P. Ciais, M.J. Sanz, B. Gioli, F. Miglietta, J.L. Palau, G. Gangoiti, M.M. Millán (2007a) Mesoscale circulations over complex terrain in the Valencia coastal region, Spain – Part 1: Simulation of diurnal circulation regimes. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1835-1849.

Pérez-Landa, G., P. Ciais, G. Gangoiti, J.L. Palau, A. Carrara, B. Gioli, F. Miglietta, M. Schumacher, M.M. Millán, M.J. Sanz (2007b) Mesoscale circulations over complex terrain in the Valencia coastal region, Spain – Part 2: Modeling CO₂ transport using idealized surface fluxes. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1851-1868.

Pielke, R.A., W.R. Cotton, R.L. Walko, C.J. Tremback, W.A. Lyons, D. Grasso, M.E. Nicholls, M.D. Moran, D.A. Wesley, T.L. Lee, J.H. Copeland (1992) A comprehensive meteorological modelling system-RAMS. *Meteor. Atmos. Phys.*, 49, 69-91.

Pielke, R.A., M. Uliasz (1998) Use of meteorological models as input to regional and mesoscale air quality models- Limitations and strengths. *Atmos. Environ.*, 32, 1455-1466.

Portelli, R.V., B.R. Kerman, R.E. Mickle, N.B. Trivett, R.M. Hoff, M.M. Millán, P. Fellin, K.S. Analau, H.A. Wiebe, P.K. Misra, R. Bell, O. Melo (1982) The Nanticoke shoreline diffusion experiment, June 1978. *Atmos. Environ.*, 16, 413-466.

Prospero, J.M., E. Bonatti, C. Schubert, T.N. Carlson (1970) Dust in the Caribbean Atmosphere traced to an African Dust Storm. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 9, 287-293.

Prospero, J.M., T.N. Carlson (1972) Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, vol. 77, No. 27, 5255-5265.

Prospero, J.M., T.N. Carlson (1981) Saharan air outbreaks over the Tropical North Atlantic. *Pure Appl. Geophys.*, 119 (3): 677-691.

Prospero, J.M. (1996) Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: an overview. *S. Guerzoni and R. Chester eds., The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean*, 133-151.

Prospero, J.M. (1999) Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: Impact of African dust on the environment of the southeastern United States. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, vol. 96, 3396–3403.

Prospero, J.M., P. Ginoux, O. Torres, S.E. Nicholson, T.E. Gill (2002) Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.*, 40(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.

Prospero, J.M., P.J. Lamb (2003) African Droughts and dust transport to the Caribbean: Climate Change Implications. *Science*, vol. 302, 1024-1027.

Ramanathan, V., P.J. Crutzen, J.T. Kiehl, D. Rosenfeld (2001) Aerosols, Climate and the Hydrological Cycle. *Science*, vol. 294, 2119-2124.

Reid, J.S., D.L. Westphal, J.M. Livingston, D.L. Savoie, H.B. Maring, H.H. Jonsson, D.P. Eleuterio, J.E. Kinney, and E.A. Reid (2002) Dust vertical distribution in the Caribbean during the Puerto Rico Dust Experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 29(7), 1151, doi:10.1029/2001GL014092.

Reid, J.S., J.E. Kinney, D.L. Westphal, B.N. Holben, E.J. Welton, S. Tsay, D.P. Eleuterio, J.R. Campbell, S.A. Christopher, P.R. Colarco, H.H. Jonsson, J.M. Livingston, H.B. Maring, M.L. Meier, P. Pilewskie, J.M. Prospero, E.A. Reid, L.A. Remer, P.B. Rusell, D.L. Savoie, A. Smirnov, D. Tanré (2003) Analysis of measurements of Saharan dust by airborne and ground-based remote sensing methods during the Puerto Rico Dust experiment (PRIDE). *J. Geophys. Res.*, vol. 108, D19, 8586, doi:10.1029/2002JD002493.

Reynolds, R.W. (1988) A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, 1, 75-86.

Reynolds, R.W., D.C. Marsico (1993) An improved real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, 6, 114-119.

Reynolds, R.W., T.M. Smith (1994) Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Clim.*, 7, 929-948.

Rudolf, B., J. Rapp (2003) The Century Flood of the River Elbe in August 2002: Synoptic Weather Development and Climatological Aspects. *Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst*, Special Topic July 2003, 7-22.

Sáez de Cámara, E. (2006) Transporte de polvo mineral desde el norte de África hacia América durante la estación cálida: modelo de emisión para HYPACT 1.2.0. Memoria de investigación presentada para la obtención de la suficiencia investigadora. Programa de Doctorado Ingeniería Ambiental, UPV-EHU.

Sáez de Cámara, E., G. Gangoiti, L. Alonso, M. Navazo, N. Gómez, J. Iza, J.A. García, J.L. Ibardia, M.M. Millán (2010) Water vapour accumulation mechanisms in the Western Mediterranean Basin and the development of European extreme rainfalls, *Tethys*, enviado a *Tethys*.

Salleras, J.M. (1989) La otra cara del ozono: efectos sobre las plantas cultivadas. *Phytoma España*, 11, 13-21.

Salvador, R., M.M. Millán, E. Mantilla, J.M. Baldasano (1997) Mesoscale modelling of atmospheric processes over the western Mediterranean area during summer. *I. J. Environ. Pollut.*, vol. 8, No. 3-6, 513-529.

Salvador, R., J. Calbó, M.M. Millán (1999) Horizontal Grid Selection and its Influence on Mesoscale Model Simulations. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 1311-1329.

Savoie, D.L., J.M. Prospero, S.J. Oltmans, W.C. Graustein, K.K. Turekian, J.T. Merrill, H. Levy II (1992) Sources of Nitrate and Ozone in the Marine Boundary Layer of the Tropical North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 97(D11), 11575–11589, doi:10.1029/92JD00894.

Savoie, D.L., R. Arimoto, W.C. Keene, J.M. Prospero, R.A. Duce, and J.N. Galloway (2002) Marine biogenic and anthropogenic contributions to non-sea-salt sulfate in the marine boundary layer over the North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 4356, doi:10.1029/2001JD000970.

Scorer, R. S. (1952) Mountain-gap winds: a study of surface winds at Gibraltar. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 78 (335), 53-61.

Seaman, N.L. (2000) Meteorological Modelling for Air-Quality Assessments. *Atmos. Environ.*, 34, 2231-2259.

Seaman, N.L., S.A. Michelson (2000) Mesoscale Meteorological Structure of a High-Ozone episode during the 1995 NARSTO-Northeast Study. *J. Appl. Meteorol.*, vol. 39, 384-398.

Sodemann, H., H. Wernli, C. Schwierz (2009) Sources of water vapour contributing to the Elbe flood in August 2002: A tagging study in a mesoscale model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135, 205-223.

Stackpole, J.D. (1994) A guide to GRIB: The World Meteorological Organization form for the storage of weather product information and the exchange of weather product messages in gridded binary form, 1st ed., Off. Note 388, *Natl. Meteorol. Cent. Natl. Weather Serv. Natl. Oceanic and Atmos. Admin.*, Camp Springs, Md.

Stohl, A., P. James (2004) A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: Method description, validation and demonstration for the august 2002 flooding in central Europe. *J. Hydrometeorol.*, vol. 5, 656-678.

Stohl A., P. James (2005) A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Moisture transports between Earth's ocean basins and river catchments. *J. Hydrometeorol.*, vol. 6, 961-984.

Tanré, D., J. Haywood, J. Pelon, J. F. Le´on, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E. J. Highwood, G. Myhre (2003) Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE), *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 8574, doi:10.1029/2002JD003273.

Tunnis, P., C. Cuvelier (2000) Impact of biogenic emissions on ozone formation in the Mediterranean area - a BEMA modelling study. *Atmos. Environ.* 34, 467-481.

Torres, O., P. K. Bhartia, J.R. Herman, Z. Ahmad, J. Gleason (1998) Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, 103(D14), 17099–17110, doi:10.1029/98JD00900.

Tremback, C.J., W.A. Lyons, W.P. Thorson, R.L. Walko (1993) An emergency response and local weather forecasting software system. In: (18 Eds.), *Proceedings of the 20th ITM ON Air Pollution and its Applications*. Plenum Press, New York, 423-429.

Tremback, C.J., R.L. Walko (2005) Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), version 6.0, User's Guide, disponible en <http://www.atmet.com/html/docs/documentation.shtml>

Ulbrich U., T. Brücher, A.H. Fink, G.C. Leckebusch, A. Krüger, J.G. Pinto (2003a) The central European floods of August 2002: Part 1-Rainfall periods an flood development. *Weather*, 58, 371-377.

Ulbrich U., T. Brücher, A.H. Fink, G.C. Leckebusch, A. Krüger, J.G. Pinto (2003b) The central European floods of August 2002: Part 2-Synoptic causes and considerations with respect to climatic change. *Weather*, 58, 434-442.

Uliasz, M. (1994) Lagrangian particle modelling in mesoscale applications Environmental Modelling II, edited by Zanetti P., *Comp. Mech.*, 71-101.

Uliasz, M., R.A. Stocker, R.A. Pielke (1996) Regional modeling of air pollution transport in the southwestern United States. *Environmental Modeling III*, ed. P. Zannetti, Computational Mechanics Publications, 145-182.

Van Bebber, W. J. (1891) Die Zugstraßen der barometrischen Minima nach den Bahnenkarten Deutschen Seewarte für den Zeitraum von 1875± 1890. *Meteorol. Z.*, 8,361-366.

Walko, R.L., J. Band, J. Baron, T.G.F. Kittel, R. Lammers, T.J. Lee, D. Ojima, R.A. Pielke, C. Taylor, C. Tague, C.J. Tremback, P.L. Vidale (2000) Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modelling. *J. Appl. Meteorol.*, 39, 931-944.

Walko, R.L., C.J. Tremback, M.J. Bell (2001) HYPACT, Hybrid Particle And Concentration Transport Model, Version 1.2.0 User's guide, MRC Aster Division, disponible en <http://www.atmet.com/html/docs/documentation.shtml>

Walko, R.L., W.R. Cotton, M.P. Meyers, J.K. Harrington (1995) New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. *Atmos. Res.*, 38, 29-62.

Walko, R.L., C.J. Tremback, M.J. Bell (2007) HYPACT, Hybrid Particle And Concentration Transport Model, Version 1.5 User's guide, MRC Aster Division, disponible en <http://www.atmet.com/html/docs/documentation.shtml>.

Ward, M.N. (1998) Diagnosis and Short-Lead Time Prediction of Summer Rainfall in Tropical North Africa at Interannual and Multidecadal Timescales. *J. Clim.*, 11, 3167–3191.

Washington, R., M. Todd, N.J. Middleton, A.S. Goudie (2003) Dust –Storm Source Areas Determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and Surface Observations. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 93(2), 297-313.

Westphal, D.L., O.B. Toon, T.N. Carlson (1987) A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms. *J. Geophys. Res.*, vol. 92, No. D3, 3097-3049.

Westphal, D.L., O.B. Toon, T.N. Carlson (1988) A case study of mobilization and transport of Saharan dust. *J. Atmos. Sci.*, vol. 45, No. 15, 2145-2174.

Zeng, N., J.D. Neelin, K.-M. Lau, C.J. Tucker (1999) Enhancement of Interdecadal Climate Variability in the Sahel by Vegetation Interaction. *Science*, 286, 1537-1540.

Zhong, S., J. Fast (2003) An Evaluation of the MM5, RAMS, and Meso-Eta Models at subkilometer resolution using VTMX field campaign data in the Salt Lake Valley. *Mon. Weather Rev.*, vol. 131, 1301-1322.

ANEXOS

ANEXO 1: MODELO DE EMISIÓN DE POLVO SAHARIANO

El modelo de emisión que se presenta en este anexo se aplicó en el estudio del episodio de 1991 con una doble finalidad:

- Comprobar que las simplificaciones consideradas en el esquema de emisión (aproximación a fuentes puntuales y emisión continua) son aceptables para el estudio de los mecanismos y vías preferenciales de transporte de polvo mineral desde el Norte de África al Caribe.
- Cuantificar la contribución relativa de cada una de las fuentes de producción a la carga contaminante registrada a diferentes distancias, para su aplicación en estudios futuros de deposición continental y oceánica.

Este modelo, que define las **áreas y ratios de emisión del modelo de dispersión HYPACT**, incorpora **(1)** las principales fuentes producción de polvo mineral del Norte de África y, **(2)** una estimación de la emisión de PM₁₀, basada en la velocidad de fricción y en las características del suelo. El modelo considera únicamente las partículas con diámetro inferior a 10 µm, porque sólo estas residen en la atmósfera un tiempo suficiente como para viajar a gran distancia y participar en episodios de Transporte InterContinental (ITC) como el que nos ocupa.

En los siguientes apartados, se describen los detalles de estos dos componentes del modelo.

1. Delimitación de las fuentes de producción de polvo mineral del Norte de África

La mayoría de las aplicaciones de modelos regionales y globales de producción de PM₁₀ consideran todo el Norte de África como una fuente de producción de polvo. Sin embargo, si bien en ciertas estaciones del año, como durante el verano, todo el Norte de África está cubierto de una masa de aire cargada de partículas, estas partículas proceden de fuentes bien definidas, las denominadas *dust hot spots* (Gillette, 1999).

Para la delimitación de las principales áreas de producción de polvo de este modelo se partió del trabajo de Prospero y cols. (2002). La definición de fuentes de este autor deriva del análisis de los datos diarios registrados por TOMS durante más de 13 años (1980-1993), y de la estimación del Índice de Aerosoles (AI) (Ver apartado 2.4.4) y posterior construcción de mapas mensuales de la Frecuencia de Ocurrencia (FOO) o número de días en los que el índice supera el valor de 1. En la Figura A1-1 están representadas las curvas de los promedios mensuales de la Frecuencia de Ocurrencia sobre el Norte de África. En ella, pueden identificarse las áreas que presentan valores persistentemente altos del Índice de Aerosoles, esto es, las principales fuentes de producción de polvo: **(1)** Túnez y Noreste de Argelia, **(2)** Este del desierto de Libia, **(3)** Egipto, **(4)** Sudán y montañas de Etiopía, **(5)** Rift de Etiopía y Djibouti, **(6)** Mauritania y Oeste de Sahara, **(7)** Mali, Mauritania y Oeste de montañas Ahaggar, **(8)** Nigeria y Sur de montañas Ahaggar, **(9)** Lago Chad y depresión de Bodelé.

De estas *dust hot spots*, se han incluido en la especificación de fuentes del modelo HYPACT, las áreas en las que el promedio mensual de la Frecuencia de Ocurrencia (FFO) es superior a 21. Se asume que el resto no emite PM₁₀.

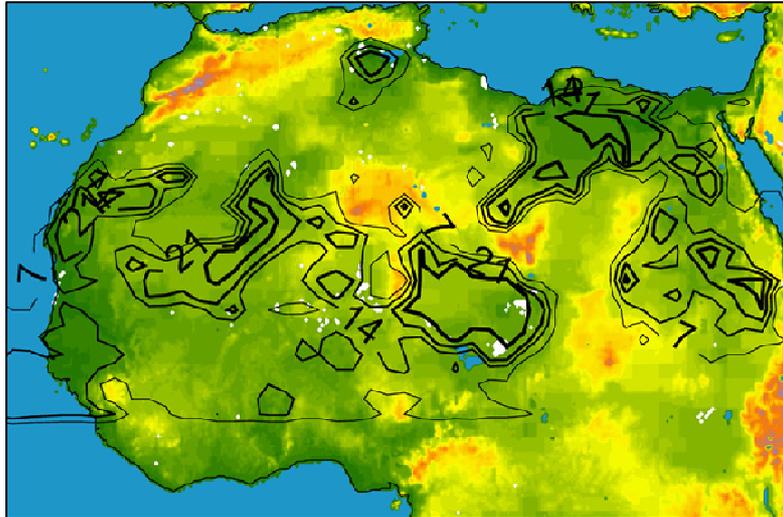


Figura A1-1. Áreas productoras de polvo mineral del Norte de África. No se muestra el Rift de Etiopía y Djibouti (14° N, 42° E). Las líneas de color negro representan el promedio mensual de la Frecuencia de Ocurrencia (en días) de superación del valor 1 del Índice de Aerosoles (AI). Las sombras blancas muestran los lagos secos y salinos. Figura extraída de *Prospero y cols., 2002*.

Estas áreas se han agrupado en seis grandes fuentes:

1. Mauritania y Oeste de Sahara
2. Túnez y Noreste de Argelia
3. Cuenca del Lago Chad y depresión de Bodelé
4. Mali, Mauritania y flancos oeste de las montañas Ahaggar
5. Este del desierto de Libia y Egipto.
6. Sudán y flancos de montañas de Etiopía.

Cada una de estas 6 áreas se ha dividido a su vez en diferentes subáreas en función de las diferencias observadas en la velocidad de fricción, con el fin de conseguir una estimación más ajustada en la producción de PM_{10} .

La fuente del Rift de Etiopía-Djibouti no se ha considerado por la demostrada escasa influencia que tiene en el transporte de polvo hacia la CMO y el transporte transatlántico (*Escudero y cols., 2005*)

2. Estimación de la emisión

A pesar del considerable esfuerzo realizado en el desarrollo de modelos para la caracterización de los procesos de movilización, transporte y deposición de polvo mineral, se ha probado que su aplicación presenta serias dificultades:

- A nivel microscópico, los modelos deben incorporar información detallada sobre las propiedades físicas del suelo y otros numerosos factores micrometeorológicos que influyen en el proceso de movilización (*Gillette, 1999, 2004; Callot y cols., 2000*). Esta información no está disponible para amplias zonas de la tierra.
- Deben además, ser capaces de simular con una resolución espacio-temporal suficiente, el transporte y deposición subsiguiente a escala regional, continental y global.

En este estudio, se ha construido un modelo de emisión de partículas PM_{10} a partir del modelo diseñado por **Marticorena y Bergametti** para la cuantificación de los flujos verticales de polvo mineral del Desierto del Sahara en 1995 (*Marticorena y Bergametti, 1995, 1997*). Guarda gran similitud con las aproximaciones de producción de PM_{10} aplicadas con éxito por *Draxler y cols. (2001)* en Kuwait, Irak y Arabia Saudita, y por *Gillette y cols. (1997)* en Owens Lake en EEUU y *Escudero y cols., (2005)* en el Norte de África.

La emisión de partículas no se realiza de forma continua sino únicamente en aquellos intervalos horarios en los que la velocidad de fricción de cada subárea supera el umbral de fricción (*Bagnold y cols., 1941*) y su ratio se estima a partir de la magnitud de superación de este umbral y de un coeficiente que relaciona las características del suelo con la producción de PM_{10} .

i. Velocidad de fricción (u^*)

Se ha optado por la estimación de la producción de polvo mineral a partir de la velocidad de fricción del viento y no a partir de la velocidad a 10

metros, que es la habitualmente utilizada por los modelos globales, porque ésta variable integra la influencia de la estabilidad atmosférica.

El **umbral** de la velocidad de fricción depende de multitud de factores entre los que destacan las características del suelo y los sedimentos, el tamaño y la forma de las partículas, la composición del suelo, el contenido de humedad y las propiedades aerodinámicas de la superficie (*Gillette y cols., 1980*). Por lo tanto, este umbral varía ampliamente de un lugar a otro e incluso puede presentar una considerable variabilidad estacional e interanual para el mismo lugar por las variaciones de humedad y cobertura vegetal.

Se ha realizado una considerable revisión bibliográfica con el fin de localizar estimaciones de velocidades umbrales de erosión para las diferentes zonas del Norte de África objeto de este estudio. Los resultados obtenidos han sido escasos y dispares, siendo además estimaciones promedio de zonas muy amplias. Se muestran en la tabla A1-I.

Tabla A1-I. Umbrales de velocidad de fricción para emisión de polvo mineral hallados en la bibliografía.

	Umbral de la velocidad de fricción
Gillette y cols., 1980 Helgren y Prospero, 1987, Oeste de Sahara	60 cm.s ⁻¹
Nickling y Gillies, 1989, Mali	36 cm.s ⁻¹
Marticorena y cols., 1997, Estados Unidos	20 cm.s ⁻¹
Alfaro y Gomes, 2001	30 cm.s ⁻¹
Draxler y cols., 2001, Irak, Kuwait y Arabia Saudita	22 cm.s ⁻¹
Gillette y cols., 1997, 2004, Owens Lake, Estados Unidos	33-40 cm.s ⁻¹

Ante la ausencia de datos concretos para cada una de las fuentes productoras de polvo, se ha optado por considerar un umbral uniforme para todas las fuentes. Es un valor intermedio de los hallados en la bibliografía, $u_t^* = 40 \text{ cm.s}^{-1}$

ii. Coefficiente de la textura del suelo (K)

Este parámetro (K) relaciona el ratio de flujo vertical de PM_{10} (F) con el total de flujo horizontal (Q_{tot}). Los valores de K ($=F/Q_{\text{tot}}$) varían entre 10^{-2} a 10^{-5} m^{-1} : los valores menores corresponden a las texturas arcillosas y los mayores para las arenosas. Debido a la variedad de clases texturales de los suelos localizados dentro de cada una de las áreas y subáreas de producción de PM_{10} , se ha tomado también un valor de K uniforme para la totalidad de las fuentes, que es el utilizado en el experimento *SaHArAn Dust Experiment* (SHADE) (Tanré y cols., 2003), $K = 1,35 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$.

Una vez seleccionado el umbral de erosión (u_t^*) y el coeficiente de textura (K) y, considerando los valores horarios de velocidad de fricción (u^*) calculados por el modelo mesometeorológico RAMS para cada una de las subáreas de producción, se ha estimado el flujo vertical de PM_{10} (g.m^{-2}) para cada intervalo horario y para cada subárea mediante de la siguiente expresión:

$$F = \frac{K \cdot \rho}{g} u^* (u^{*2} - u_t^{*2})$$

u^* = velocidad de fricción (m.s^{-1})

u_t^* = umbral de velocidad de fricción (m.s^{-1})

K = coeficiente de la textura del suelo (m^{-1})

ρ = densidad del aire (g.m^{-3})

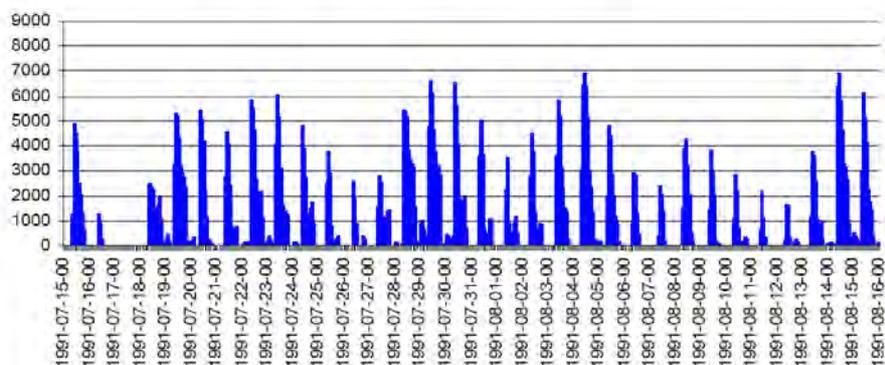
g = aceleración de gravedad (m.s^{-2})

Las Figuras A1-2 y A1-3 muestran los flujos horarios de producción calculados para las seis principales áreas de producción de polvo mineral durante el periodo completo de simulación (15 de julio a 15 de agosto de 1991). En ambas figuras se observa que la producción máxima se registra en las horas centrales del día (coincidiendo con el periodo de mayor convección), y, sin embargo, la producción es mínima durante la noche.

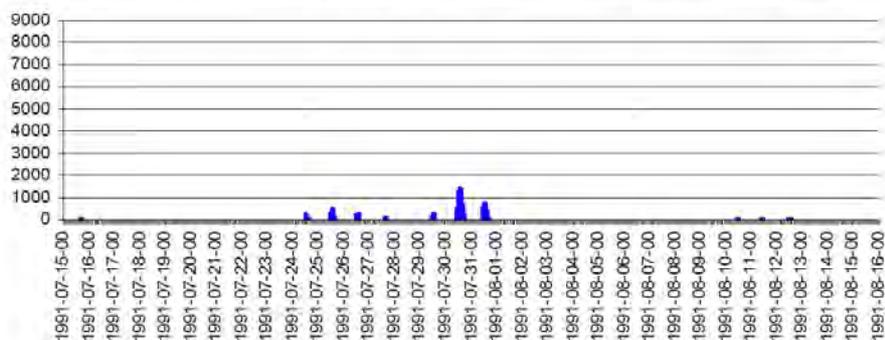
Estos valores se han contrastado con los obtenidos en otros estudios, comprobando que la intensidad es similar a la medida o modelizada en ésta y otras regiones áridas: 10^{-9} - 10^{-6} g.cm².s⁻¹ en Texas (*Gillette, 1974, 1979*) y en Arizona (*Nickling y Gillies, 1989*), 10^{-6} - 10^{-5} g.cm².s⁻¹ en el Delta del río Yucon, Canadá (*Nickling, 1978*), 30 µg.m².s⁻¹ en Mali (*Gillies, Nickling, McTainsh, 1996*) y los estimados por Marticorena para el Oeste del Sahara (*Marticorena y cols., 1997*).

Durante el periodo con condiciones meteorológicas perturbadas, 28 julio a 1 de agosto (*Ver apartado 3.1.2*), el modelo estima que la emisión fue considerable en la mayoría de las fuentes. Este pico de producción de polvo mineral junto con las condiciones favorables para el transporte, contribuyeron al desarrollo del episodio de transporte transatlántico de polvo al Caribe descrito en el capítulo 3.1.

Producción PM₁₀ (µg.m⁻².s⁻¹). Mauritania y Oeste de Sahara



Producción PM₁₀ (µg.m⁻².s⁻¹). Túnez y NE de Argelia



Producción PM₁₀ (µg.m⁻².s⁻¹). Lago Chad y Depresión de Bodelé

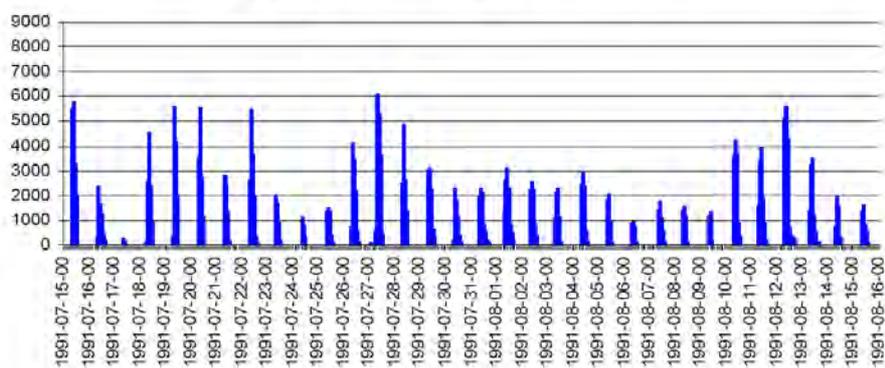
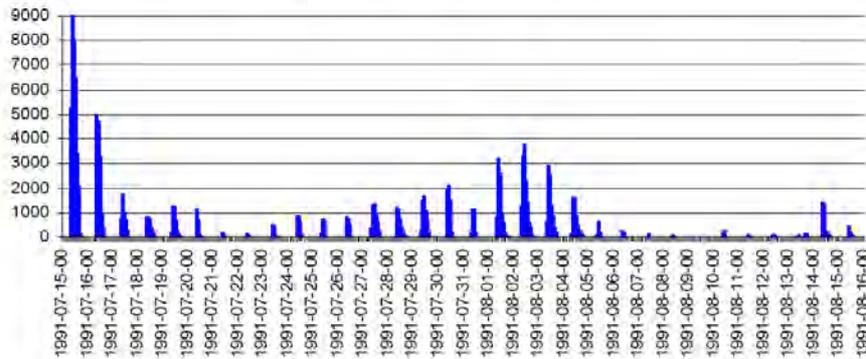
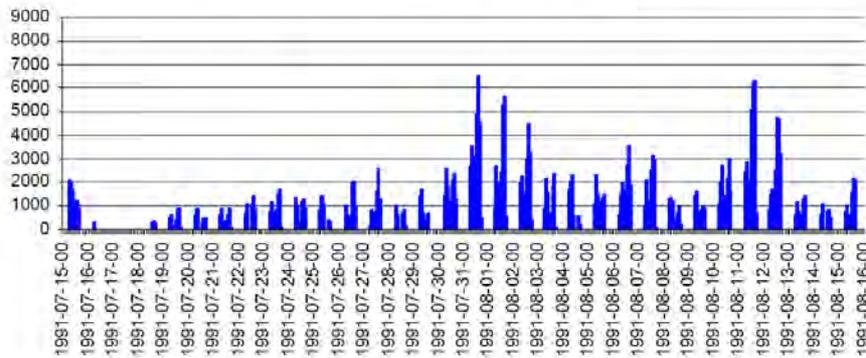


Figura A1-2. Emisión de PM₁₀ desde tres de las principales fuentes de producción de polvo mineral del Norte de África durante el periodo de simulación: 15 de julio- 16 de agosto de 1991

Producción PM₁₀ (µg.m⁻².s⁻¹). Mali, Mauritania y Ahaggar



Producción PM₁₀ (µg.m⁻².s⁻¹). Desierto de Libia y Egipto



Producción PM₁₀ (µg.m⁻².s⁻¹). Sudán y Etiopía

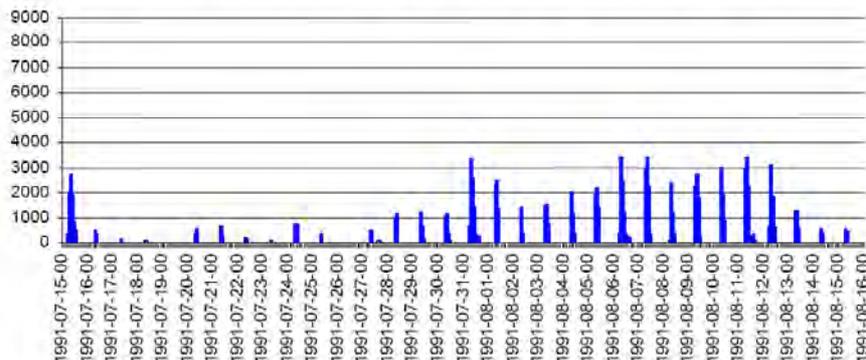


Figura A1-3. Emisión de PM₁₀ desde tres de las principales fuentes de producción de polvo mineral del Norte de África durante el periodo de simulación: 15 de julio- 16 de agosto de 1991.

Posteriormente, considerando los flujos horarios de PM_{10} y la extensión de cada fuente de producción se ha calculado el total de producción de polvo por fuentes para el periodo completo de simulación completo: 15 de julio a 15 de agosto de 1991. Los resultados obtenidos se han contrastando con las estimaciones halladas en la bibliografía para la región estudiada en periodos similares. De esta comparación, puede concluirse que la estimación de producción total de PM_{10} se ajusta aproximadamente a las estimaciones promedio mensuales (1981-1982) realizadas por Almeida (1986) para el desierto del Sahara: julio 54,15 Mt. y agosto 49,75 Mt.; y, a las estimaciones de *Marticorena (1997)* para el año 1991 en el Oeste del Sahara: julio 60,6 Mt. y agosto 44,7 Mt. No obstante, la comparación de los valores calculados en este estudio con las estimaciones bibliográficas debe considerarse con cautela puesto que las estimaciones de la bibliografía se refieren a material particulado fino en general (sin especificar los diámetros de partícula considerados) y a que no detallan el área de producción considerada en las estimaciones sino que citan “desierto de Sahara”, en general.

Comprobada la validez del modelo diseñado, los valores horarios de emisión de PM_{10} se han incluido en la especificación de emisiones del modelo de transporte-dispersión HYPACT. Concretamente, se han utilizado en 6 simulaciones, una por cada área de producción en la que se considera la producción de cada subárea, y en una simulación global que considera la totalidad de fuentes de producción.

Los resultados obtenidos en estas simulaciones (no se muestran), en cuanto a rutas y mecanismos de transporte se refiere, son análogos a los obtenidos con el esquema de emisión simplificado (sin definición de fuentes de emisión ni cuantificación de la misma). Por esta razón, se decidió continuar el estudio con este esquema simplificado que permite lograr el objetivo principal sin necesidad de estimar la producción de polvo y a un coste computacional menor.

ANEXO 2: ÍNDICES ESTADÍSTICOS

Se ha cuantificado la habilidad del modelo para estimar los perfiles verticales de viento (en ambos episodios) y de temperatura (en el caso del episodio de 1991) mediante los índices estadísticos que se describen a continuación. El cálculo de los mismos se realizó a partir de:

- i.* Las medidas de la campaña de vuelos instrumentados del proyecto europeo RECAPMA en el caso del episodio de 1991, y de los registros de los RPV de Bilbao y Basilea en el de 2002 y,
- ii.* Las salidas horarias del modelo meteorológico RAMS interpoladas a las localizaciones e instantes de las medidas.

- La **desviación (BIAS)** cuantifica el error sistemático del modelo. Muestra la diferencia promedio entre los valores calculados por el modelo (X_p) y los valores observados (X_o). n es el número de datos.

$$MB = \frac{1}{n} \sum (X_p - X_o)$$

- **Mean Normalized Bias (MNB).** Corresponde, en %, a la desviación entre los valores estimados por el modelo (X_p) y los observados (X_o), respecto a los valores observados (X_o).

$$MNB = \left[\frac{1}{n} \sum \frac{(X_p - X_o)}{X_o} \right] * 100$$

- **Root Mean Square Error (RMSE).** Es la raíz cuadrada de las diferencias individuales entre los valores simulados (X_p) y los observados (X_o). Mide la exactitud del modelo, esto es, la dispersión de los datos respecto al valor real.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (X_p - X_o)^2}$$

- **Root Mean Square Vector Error (RMSVE).** Corresponde al RMSE de variables vectoriales. Este índice resulta especialmente útil en la evaluación del viento porque integra los errores de **(1)** velocidad y de **(2)** dirección.

$$\text{RMSVE} = \sqrt{\frac{\sum (X_{p(u)} - X_{o(u)})^2 + \sum (X_{p(v)} - X_{o(v)})^2}{n}}$$

- **Coefficiente de correlación (R).** Estima, entre -1 y 1, la relación lineal entre los valores registrados (X_o) y los calculados por el modelo (X_p). Los coeficientes negativos indican que los valores registrados y los simulados están anticorrelacionados; los coeficientes cercanos a cero, que no existe correlación y los valores próximos a uno, que existe una gran dependencia entre los valores registrados y calculados.

$$R = \frac{\sum (X_o - \bar{X}_o)(X_p - \bar{X}_p)}{\sqrt{\sum (X_o - \bar{X}_o)^2 \sum (X_p - \bar{X}_p)^2}}$$

- El **coeficiente de determinación (R^2)** es el cuadrado del coeficiente de correlación de los valores registrados (X_o) y los simulados (X_p). Mide, entre 0 y 1, la proporción de la varianza de las medidas y los valores simulados.

$$R^2 = \left[\frac{\sum (X_o - \bar{X}_o)(X_p - \bar{X}_p)}{\sqrt{\sum (X_o - \bar{X}_o)^2 \sum (X_p - \bar{X}_p)^2}} \right]^2$$

LISTA DE ACRÓNIMOS

AI	A erosol I ndex
AT	A tlántico T ropical
ATMET	A Tmospheric M eteorological and E nvironmental T echnologies
AVHRR	A dvanced V ery H igh R esolution R adiometer
BTI	B aja T érmica I bérica
CL	C apa L ímite
CLM	C apa L ímite M arina
CMO	C uenca M editerránea O ccidental
DWD	D euscher W etterdienst
FAO	F ood and A griculture O rganization of the United Nations
FDDA	F our D imensional D ata A ssimilation
FOO	F requency O f O ccurrence
FTP	F ile T ransfer P rotocol
GEI	G as de E fecto I vernadero
GIA	G rupos de I nvestigación A tmosférica
GrADS	G rid A nalysis and D isplay S ystem

GSOD	Global Summary Of Day
HYPACT	HY brid PA rticle C oncentration and T ransport Model
IPCC	I ntergovernmental P anel on C limate C hange
ITF	I nter T ropical F ront
LEAF	L and E cosystem A tmosphere F eedback model
MECAPIP	ME someteorological C ycles of Air P ollution in the Iberian Peninsula
MNB	M ean N ormalized B ias
MODIS	M oderate R esolution I maging S pectroradiometer
MPI	M essage P assing I nterface
NASA	N ational A eronautics and S pace A dministration
NC	N ivel de C ondensación
NCDC	N ational C limatic D ata C enter
NCEP	N ational C enters for E nvironmental P rediction
NDVI	N ormalized D ifference V egetation I ndex
NMC	N ational M eteorological C enters
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
RAMS	R egional A tmospheric M odelling S ystem
RASS	R adio A coustic S ounding S ystem
RECAPMA	R egional C ycles of Air P ollution in the West-Central Mediterranean A rea
RMSE	R oot M ean S quare E rror

RMSVE	Root M ean S quare V ector E rror
RPV	Radares P erfiladores de V iento
SAL	S aharan A ir L ayer
SECAP	S outh E uropean C ycles of A ir P ollution
snm	sobre nivel mar
SNR	S ignal to N oise R atio
SST	S ea S urface T emperature
TMPA	M ulti- S atellite P recipitation A nalysis
TOMS	T otal O zone M apping S pectrometer
TRMM	T ropical R ainfall M easuring M ission
USGS	U nited S tates G eological S urvey
UTC	U niversal T ime C oordinated
UV	U ltra V ioleta
WMO	W orld M eteorological O rganization
ZCIT	Z ona de C onvergencia I ntertropical

AGRADECIMIENTOS

No querría terminar este trabajo sin expresar mi más sincero agradecimiento al **Grupo de Investigación Atmosférica** de la Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Bilbao por darme la oportunidad de hacer con ellos ciencia útil y de gran calidad.

Juan Luis, Jon, Gotzon, Mari Carmen, Marino, Lucio, José Antonio, Maite, Nieves y Verónica, sin vuestro apoyo y confianza este trabajo no hubiera sido posible.

Estoy especialmente agradecida al Director de esta Tesis, Gotzon Gangoití, por su tiempo, sus valiosas aclaraciones, sus ánimos y sobretodo, por haberme contagiado su entusiasmo e interés por esta línea de investigación.

Iratxe y Saioa, gracias por coger el relevo.

Mila esker danoi.

Expresar asimismo mi gratitud a aquellas instituciones y personas que, de una u otra manera, han colaborado desinteresadamente cediendo información indispensable para llevar a cabo esta investigación.

A la Dirección de Meteorología y Climatología del Gobierno Vasco y a la Agencia Suiza de Meteorología por los datos de los Radares Perfiladores de Viento. A la NASA/Goddard Space Center por los datos del espectrofotómetro TOMS (Nimbus-7), espectroradiómetro MODIS (Terra) y los datos de precipitación de la misión de lluvias tropicales TRMM. Al Departamento de Ciencia Atmosférica de la Universidad de Wyoming, por los datos de radiosondeos de los Centros Nacionales de Meteorología. A la NOAA por los datos de NCEP Reanálisis-II, de los observatorios asociados a la WMO y los datos semanales de la temperatura de agua de mar. Al Servicio Meteorológico Alemán por los datos de precipitación de agosto de 2002 y a B. Rudolf del Global Precipitation and Climate Centre (Offenbach) por la figura 87. A J.M. Prospero por los datos de aerosoles de la red de medida de la Universidad de Miami. A la Comisión Europea y la Fundación CEAM por la financiación y los datos de los vuelos de la Campaña RECAPMA.

