



# **Realimentaciones Climáticas y Desertificación: El Modelo Mediterráneo**

Traducción del artículo

*“Climatic Feedbacks and Desertification: The Mediterranean Model”*

publicado en la revista Journal of Climate (2005)

# Realimentaciones Climáticas y Desertificación: El Modelo Mediterráneo

M. M. Millán<sup>1</sup>, M. J. Estrela<sup>1</sup>, M. J. Sanz<sup>1</sup>, E. Mantilla<sup>1</sup>, M. Martín<sup>1</sup>, F. Pastor<sup>1</sup>, R. Salvador<sup>1</sup>, R. Vallejo<sup>1</sup>, L. Alonso<sup>2</sup>, G. Gangoiti<sup>2</sup>, J. L. Ilardia<sup>2</sup>, M. Navazo<sup>2</sup>, A. Albizuri<sup>3</sup>, B. Artíñano<sup>4</sup>, P. Ciccioli<sup>5</sup>, G. Kallos<sup>6</sup>, R. A. Carvalho<sup>7</sup>, D. Andrés<sup>8</sup>, A. Hoff<sup>9</sup>, J. Werhahn<sup>10</sup>, G. Seufert<sup>11</sup>, B. Versino<sup>11</sup>

1. Fundación CEAM, Valencia, Spain
2. Universidad del País Vasco, Bilbao, Spain
3. Environment & Systems, S.A., Bilbao, Spain
4. Ciemat, Madrid, Spain
5. Istituto di Metodologie Chimiche, Area della Ricerca del CNR di Montelibretti, Monterotondo Scalo, Italy
6. University of Athens, School of Physics, Atmospheric Modelling and Weather Forecasting Group, Athens, Greece
7. Instituto de Meteorologia, Lisboa, Portugal
8. Universität Bremen, Institut für Umweltphysik, Bremen, Germany
9. Aerodata AG, Braunschweig, Germany
10. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Bereich Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, Germany
11. Joint Research Centre, Ispra (Varese), Italy

\* Contacto autor: [millan@ceam.es](mailto:millan@ceam.es)

**Sinopsis.** Información meso-meteorológica obtenida en varios proyectos en el sur de Europa ha sido utilizada para analizar los cambios percibidos en el régimen de tormentas de verano en el Mediterráneo Occidental. Se ha desarrollado un método para desagregar los datos de precipitación diaria y se han encontrado los componentes siguientes: precipitación frontal, tormentas de verano, y ciclogénesis mediterráneas. Finalmente, se han elaborado hipótesis de trabajo sobre las posibles causas. Los resultados indican que la precipitación en esta región es muy sensible a las variaciones de temperatura y humedad del aire en superficie. Cambios en los usos del suelo acumulados históricamente, y acelerados en los últimos 30 años, pueden haber influido en el paso de un sistema "abierto", tipo monzónico con tormentas frecuentes sobre las montañas que rodean al Mediterráneo, a otro "cerrado" dominado por recirculaciones verticales y mecanismos de re-alimentación que favorecen la pérdida de tormentas sobre las montañas costeras, la acumulación del vapor de agua no-precipitado sobre el mar, y el calentamiento adicional del Mediterráneo durante el verano. Esto favorece la ciclogénesis mediterránea en otoño-invierno que produce lluvias torrenciales en cualquier parte de la cuenca occidental. De esta manera, las perturbaciones al ciclo hidrológico en cualquier punto de la cuenca pueden propagar sus efectos al resto de la cuenca y a las regiones adyacentes. Además, los niveles actuales de contaminantes con efecto invernadero (p.ej., ozono) pueden amplificar las perturbaciones y hacer que se superen umbrales críticos (tipping points) en el sistema climático local-regional. Las cuestiones planteadas son relevantes para la UE, políticas del agua en el sur de Europa, y para otras regiones aún dominadas por precipitaciones de tipo monzónico.

## 1. Antecedentes e introducción

Alrededor del mar mediterráneo hay desiertos y zonas casi desérticas próximas a un mar caliente y, por tanto, a una masa de aire con alto contenido de vapor de agua. Ejemplos son las costas de Marruecos, Algeria, Túnez, Libia y Almería en el sureste de la Península Ibérica. Esas regiones estaban cubiertas con vegetación en tiempos históricos (época romana, Bolle, 2003). Los densos bosques de robles y encinas que cubrían las montañas de Almería se cortaron para alimentar la minería del plomo hace unos 150 años (Charco, 2002), y la zona ha quedado como el desierto en algunas películas del oeste (spaghetti western films). La primera pregunta es: ¿Se desertificaron esas áreas (o se aceleró la desertificación) al cortar los bosques y desecar los humedales costeros?

Según Claussen (2001), un aspecto de las realimentaciones climáticas es que las "predicciones de los modelos climáticos globales son muy sensibles a los grandes cambios en vegetación", y aunque "los estudios disponibles ilustran los efectos potenciales de cambios masivos de vegetación en el sistema climático, son difícilmente validables". Sin embargo, consideramos que las características de las circulaciones atmosféricas en la cuenca mediterránea occidental, resultantes de su latitud, orografía y distribución mar-tierra, hacen de esta región una zona de pruebas ideal para comprobar si la vegetación es, o no, un componente pasivo del sistema climático y, probablemente, para otras cuestiones relacionadas con las re-alimentaciones en la modelización climática.

En España, el aumento de la agricultura de montaña comenzó a finales de 1500, y el pastoreo masivo a principios de 1700. Esas transformaciones incluyeron el corte de bosques, la creación de áreas de pasto y el abancalamiento de laderas, todas las cuales aumentaron la erosión. De hecho, el delta del Ebro creció en los siglos XVI y XVII (Puigdefábregas y Mendizabal, 1998). Los cambios acumulados habían llevado a una agricultura de subsistencia al tiempo de la Guerra Civil (1936-1939), seguida por un éxodo masivo desde las áreas rurales hacia las grandes ciudades (Madrid, Barcelona, Valencia y Bilbao) desde los años 1940 hasta finales de los 1960. Tierras fueron abandonadas, aunque continuó un pastoreo marginal y, cuando terminó esta tendencia a finales de los 1970, sólo los mayores permanecían en muchos pueblos transformados, de facto, en "pueblos fantasma". Esas migraciones han contribuido a la desertificación en España (Puigdefábregas y Mendizabal, 2003) y, a través de mecanismos similares, en otros países mediterráneos (Bächler, 1995).

Durante los últimos 2000 años, y especialmente en los siglos XIX y XX, los humedales costeros alrededor del Mediterráneo han sido desecados, inicialmente por razones sanitarias, i.e., evitar el paludismo y, más tarde para uso agrícola (Bolle, 2003a; b). Al ser también las áreas costeras receptoras de las migraciones (tres de las ciudades mencionadas son costeras), también han aumentado las zonas industriales y urbanas desde finales de los 1950. Los cambios se aceleraron después de la guerra en el oriente medio en 1974 (refinerías y centrales térmicas), y con el aumento de la demanda de viviendas (residencial y de vacaciones-turismo). Como resultado, una gran parte de las zonas agrícolas de los 1950 se han urbanizado, y quedan pocas zonas costeras vírgenes. Finalmente, la presión antropogénica incluye otras perturbaciones, por ejemplo, contaminación atmosférica y fuegos forestales, que también han aumentado en las últimas décadas (Moreno y Oechel, 1994; Millán et al. 1998; Moreno, 1998)

El estudio de procesos atmosféricos en la Cuenca Mediterránea ha sido parte de los programas de investigación de la Comisión Europea, y autores de este trabajo han participado desde 1974 en proyectos relacionados con la físico-química atmosférica, desertificación y balances de carbono. Que las tormentas de verano no alcanzan su madurez tan

frecuentemente como en el pasado ha sido, de hecho, información recogida por miembros del equipo autor durante la preparación de campañas de medida en Francia, Italia y España, desde 1974 al 1995. Donde, según los residentes ancianos, ríos en los que se bañaban de niños actualmente corren secos la mayor parte del año. Información similar, sobre la pérdida de tormentas de verano, se ha recibido de otras zonas mediterráneas de Italia (Basilicata, Calabria), y de las islas Sicilia y Cerdeña.

El propósito de este trabajo ha sido combinar los resultados experimentales y de modelización, obtenidos en los proyectos mencionados, con los datos de la precipitación diaria para elaborar hipótesis de trabajo sobre las posibles causas y procesos responsables de los cambios observados en el régimen de tormentas. La Sección 2 describe los tipos de precipitación y presenta los criterios utilizados para desagregar los componentes de la precipitación en la región de estudio. En la Sección 3 se revisan los resultados más importantes sobre las brisas de mar y otros vientos meso-escalares que llevan a la formación de recirculaciones verticales con largos tiempos de residencia de las masas de aire dentro de la cuenca mediterránea occidental. La Sección 4 utiliza datos experimentales para estimar las ganancias de temperatura y humedad que experimentan las masas de aire que entran las brisas de mar, y la debida al efecto invernadero de la contaminación atmosférica. El resultado de esos factores en el nivel de formación de nube también se evalúa en la Sección 4. La Sección 5 considera los procesos de realimentación, y la sección 6 presenta las conclusiones.

## 2. Tipos de precipitación y análisis de las series de datos

### a) Tipos de precipitación

La Figura 1 muestra el área considerada en este trabajo; incluye la Comunidad Valenciana y tierras colindantes a las que llegan las brisas combinadas de mar y de ladera (Sección 3). El uso generalizado de colectores de lluvia en las zonas rurales españolas comenzó en los años 1950, y el número de estaciones en el área considerada ha aumentado de 60 en 1950 a 509 actual. De éstas, 60 tienen registros climatológicos homogéneos (i.e., continuos durante  $\geq 30$  años) desde 1950, y otras 250 estaciones cubren los últimos 30 años (hasta el 2001). Para este trabajo se han seleccionado 116 estaciones con una confianza del 97%. Sin embargo, aunque el conjunto de datos es climatológicamente homogéneo, la ubicación de las estaciones refleja los criterios de hace más de 30 años.

La serie de precipitación promedio (precipitación total anual recogida en las estaciones seleccionadas, dividida por el número de estaciones seleccionadas) es la serie principal que muestra la Figura 1. La regresión lineal muestra una tendencia decreciente y, a pesar del aumento en el número de estaciones en esos años (que debería suavizar la media), la serie promedio se hace más "picuda" hacia el final. El promedio móvil de 5 años (Figura 2a) suaviza los picos en la serie principal pero muestra un aumento de la amplitud (distancia pico-valle) en los ciclos observados.

La situación cambia tan pronto como se introduce la distancia a la costa (Figura 2b) y se divide la serie principal en dos sub-series territoriales. Para las estaciones situadas a  $< 40$  km de la costa, la línea de regresión muestra una tendencia positiva (aumento de precipitación) y en la media móvil 5-años aumenta la amplitud de los ciclos (suben los máximos). En las estaciones situadas a  $\geq 40$  km de la costa, la línea de regresión muestra un marcado descenso y descienden los mínimos de los ciclos.

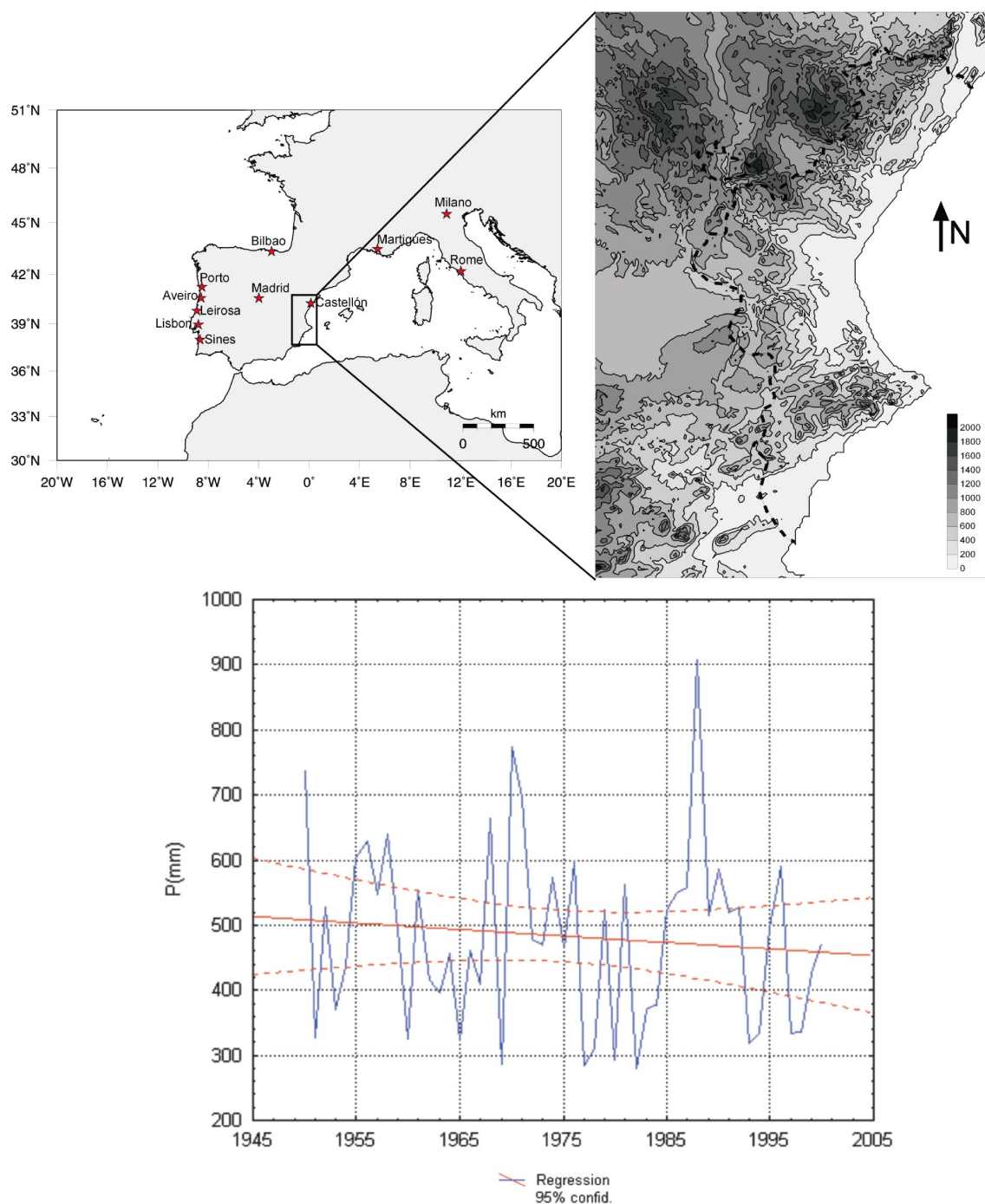


Figura 1. Situación del área de estudio en Europa-Cuenca Mediterránea y evolución de la precipitación anual media durante el período 1950-2001. Las estrellas marcan los emplazamientos donde se hicieron medidas meteorológicas, incluyendo sondeos simultáneos, durante las campañas de medida.

Un análisis meteorológico de los eventos de precipitación muestra que los regímenes de lluvia en esta región son muy distintos espacial y temporalmente (Estrela et al. 2000; Peñarrocha et al. 2002). La última barrera orográfica que encuentran los frentes atlánticos antes de llegar al Mediterráneo es la cadena montañosa costera. La precipitación asociada a esos frentes ocurre principalmente a barlovento de las montañas (Figura 3a) y sigue un

efecto Föhn sobre la costa este española (Millán et al. 1998). Por otra parte, las tormentas de verano están asociadas a las fases finales del desarrollo de la brisa combinada, y la precipitación tiende a ocurrir a partir del medio día en la vertiente marina de las montañas costeras (Figura 3b).

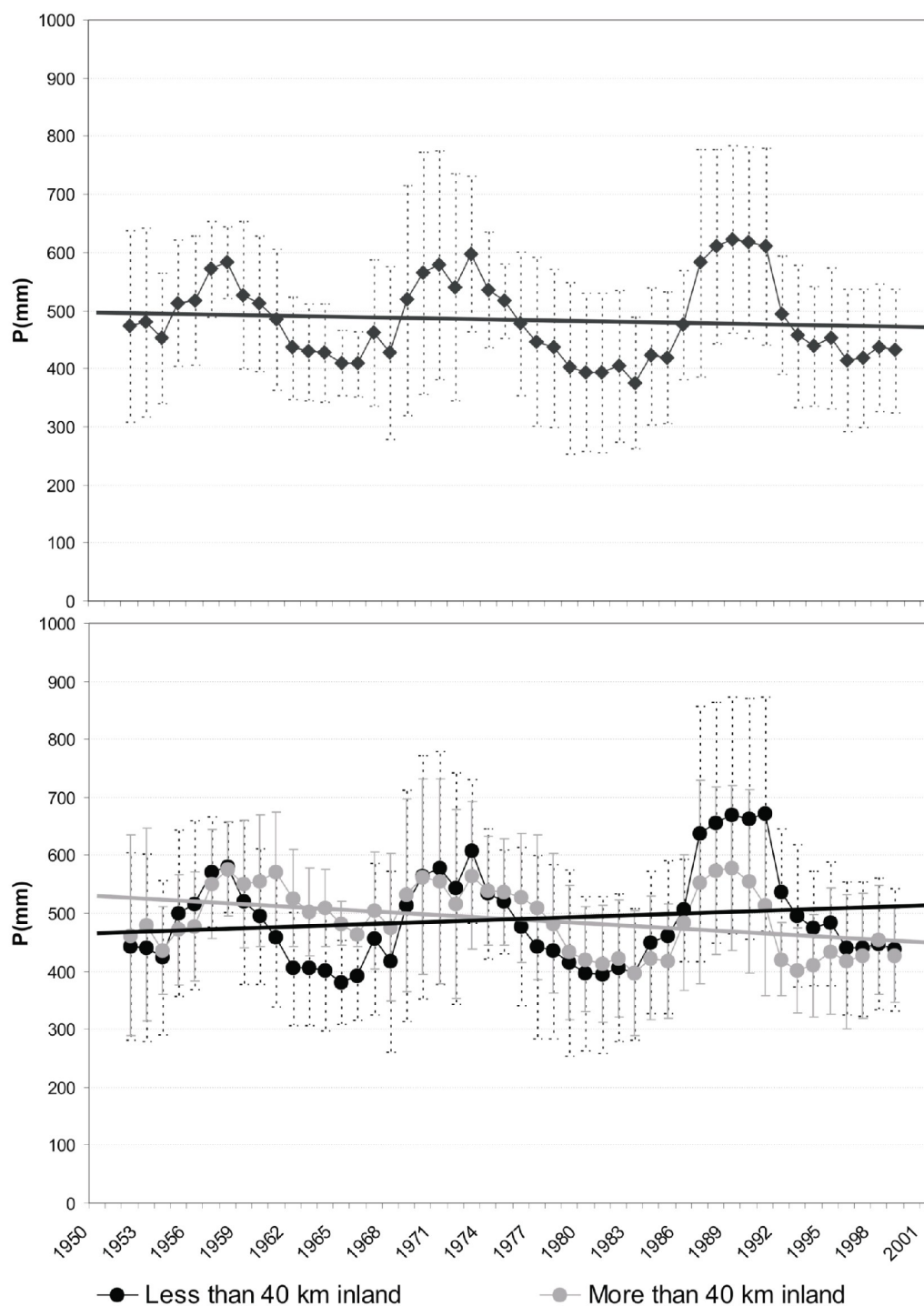


Figura 2. Superior. Media móvil (5-años) de la serie de precipitación media de la Comunidad Valenciana durante el período 1950-2001. Inferior. Sub-series territoriales para las estaciones a < 40 km y a  $\geq 40$  km de la costa.

Los eventos de precipitación intensa en el Mediterráneo Occidental ocurren principalmente en otoño-invierno cuando las masas de aire frío marítimo-Polar (mP) o continental-Polar (cP) pasan sobre el Mediterráneo más caliente, y el mecanismo de recarga de humedad está dominado por el contraste de temperaturas aire-mar (Millán et al. 1995). Las áreas afectadas por la precipitación dependen de la dirección de la masa de aire advectada (Meteorological Office 1962; Barry y Chorley 1987) y la posición de los embolsamientos de agua caliente (Pastor et al. 2001).

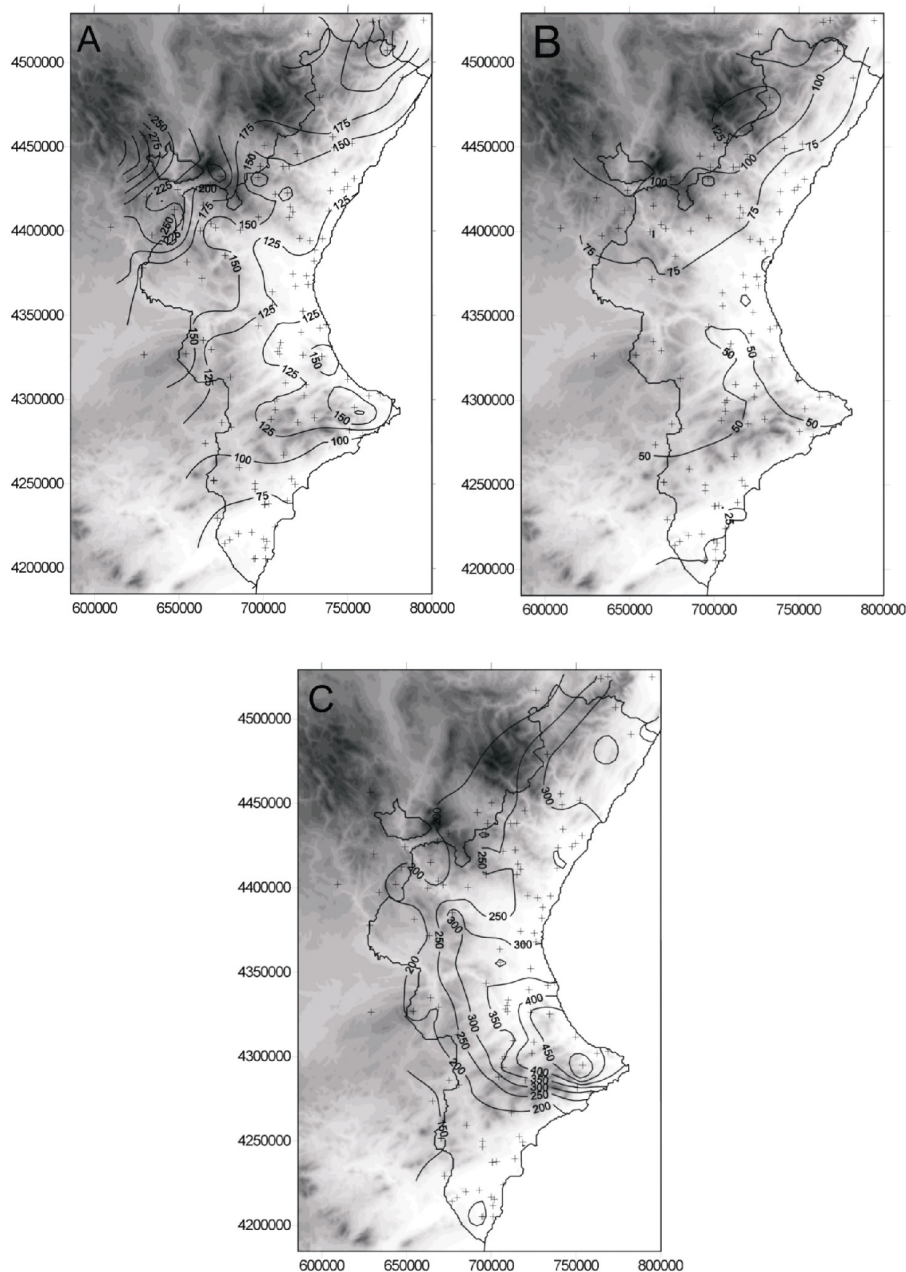


Figura 3. Distribución espacial de los componentes de la precipitación promediados para el período 1959-2001. Contribuciones de (a) Frentes atlánticos, (b) tormentas de verano, y (c) Frentes (fríos) de retroceso (Ciclogénesis Mediterránea). Las cruces marcan las estaciones usadas.

Advecciones del noroeste a norte por el paso de Carcassone y/o el valle del Ródano refuerzan la ciclogénesis a sotavento de los Alpes (depresiones de Génova), y afectan



principalmente Italia y parte del norte de África (Túnez). A la costa occidental de la África mediterránea (Argelia, Marruecos), la costa este española y la costa sur de Francia les afectan las advecciones del noreste a sureste sobre el mar Mediterráneo, que consideramos ejemplos de frentes (fríos) de retroceso (Hushke 1959; Bluestein 1993). La Figura 3c muestra la distribución espacial de la lluvia resultante.

#### *b. Análisis de los datos de precipitación*

La Tabla I muestra las características principales y los criterios meteorológicos elaborados y utilizados por nuestro grupo para desagregar los datos de precipitación diaria en sus componentes. Sin embargo, la publicación de mapas sinópticos en España se inició en 1959, y el tratamiento de los datos se ha limitado al período 1959-2001. Para cada día de ese período se aplicaron los criterios al análisis conjunto de las series de precipitación diaria, los mapas de presión superficial de las 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC, y las superficies de 500 y 300 hPa a las 1200 UTC. La Figura 4 muestra los resultados para el sub-conjunto de estaciones costeras (< 40 km from the costa), y para las del interior ( $\geq 40$  km de la costa).

**Tabla I**

Tipos de precipitación en la Comunidad Valenciana, y criterios para la desagregación

| Componente                                            | Características                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | Criterios                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
|-------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Precipitación de frentes (clásicos) atlánticos</i> | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Son más frecuentes desde principios de otoño hasta finales de primavera.</li> </ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | La lluvia recogida se asigna a esta categoría cuando se detecta el paso de un sistema frontal durante el período de la precipitación.                                                                                                                                                                                                            |
| <i>Tormentas orográfico-convectivas de verano</i>     | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Esta categoría incluye las tormentas al final del ciclo de brisa combinada de mar y vientos de ladera.</li> <li>- Son más frecuentes desde finales de abril a finales de septiembre y tienden a desarrollarse durante la tarde sobre las cimas de las montañas costeras, entre 60 y 80 km de la costa.</li> <li>- A finales de la tarde y durante la noche las tormentas migran hacia el este (la costa) antes de disiparse.</li> </ul> | La precipitación se asigna a esta categoría cuando se observa la formación de la baja térmica ibérica en los mapas de las 1200 UTC y/o 1800 UTC el día del evento.                                                                                                                                                                               |
| <i>Frentes fríos de retroceso</i>                     | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Precipitación asociada con la ciclogénesis mediterránea. Ocurren principalmente en otoño e invierno. Tienden a ser muy intensas y afectan principalmente el mar y las laderas marinas de las montañas costeras.</li> </ul>                                                                                                                                                                                                              | Para ser incluida en esta categoría la lluvia debe coincidir con advección del este sobre el mar mediterráneo. Esto es, con un anticiclón establecido sobre Europa Central, acompañado, pero no necesariamente limitado, por la presencia de un embolsamiento de aire frío en altura y/o el desarrollo de una depresión sobre el Golfo de Cádiz. |

Y, por tanto, teniendo en cuenta las restricciones sobre la longitud de los registros, los datos desagregados muestran que en los últimos 42 años se cumple lo siguiente:



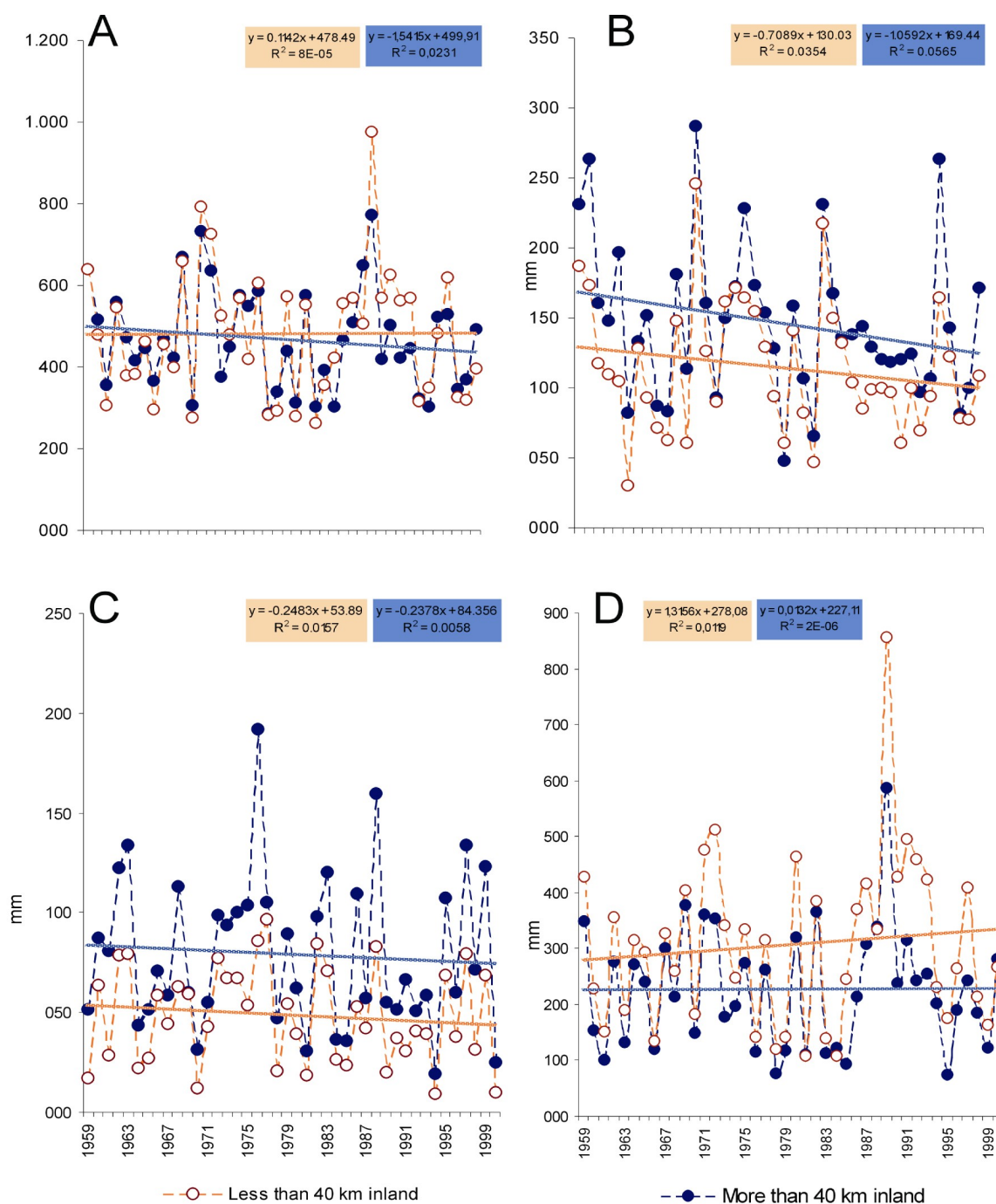


Figura 4. Series de los componentes de la precipitación sub-divididos territorialmente para las estaciones situadas a < 40 km y  $\geq$  40 km de la costa para el período 1959-2001: (a) precipitación total, (b) frentes atlánticos, (c) tormentas de verano, y (d) frentes (fríos) de retroceso.

- La precipitación (total) sobre la zona costera no ha cambiado apreciablemente.
- Por otra parte, la precipitación media anual en las estaciones del interior muestra una tendencia decreciente.
- En la actualidad, los frentes atlánticos contribuyen aproximadamente un 20% de la precipitación total en la región. Su contribución muestra tendencias decrecientes en las dos sub-áreas, pero más pronunciado en el interior.

- Las tormentas de verano contribuyen aproximadamente entre el 11% y el 14% del total anual, y su contribución muestra una tendencia decreciente sobre toda la región (zonas costeras e interior).
- Los frentes (fríos) de retroceso contribuyen aproximadamente un 65% del total anual. El promedio de este componente se ha mantenido, esencialmente, sin cambios en el interior, pero muestra una marcada tendencia positiva sobre la sub-área costera. Los mayores eventos torrenciales en esta región con grandes inundaciones en 1959, 1972, 1980 y 1989 aparecen en esta serie.
- Finalmente, puesto que las tormentas de verano y las precipitaciones intensas se nutren principalmente con agua evaporada sobre el Mar Mediterráneo, su suma, i.e.  $\square$  75% al 80%, puede considerarse como una estimación de la precipitación generada por la (auto) evaporación dentro de la región.

Por tanto, la percepción del cambio de tormentas en las zonas interiores parece ser resultado de una pérdida de precipitación de los frentes atlánticas y de las tormentas de verano de origen orográfico-convectivo, mientras que en la zona costera la pérdida de volumen de esos mismos componentes queda compensada por un aumento de la contribución por ciclogénesis mediterránea (frentes fríos de retroceso). Esta situación se ha analizado con más detalle y los resultados los muestra la Figura 5, que confirma las tendencias observadas en las Figuras 1, 2 y 4d, al efecto de que ha cambiado el carácter de la precipitación en la región. Es cada vez más torrencial, esto es, con menos eventos pero más precipitación que se concentra cerca de la costa. La Figura 5 también muestra una tendencia a que los eventos más intensos aumenten durante la primera mitad del año.

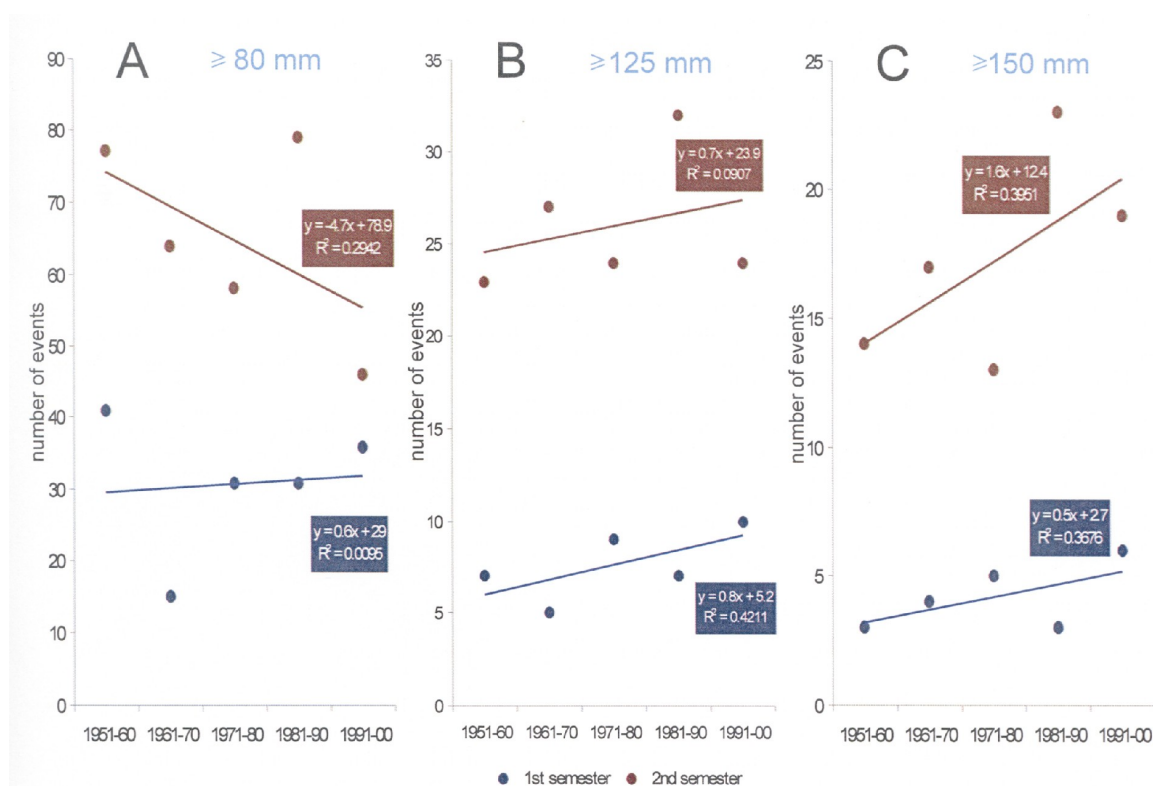


Figura 5. Variación decadal del número de eventos de precipitación intensa durante la primera y segunda mitad del año para el período 1951-2000, para cantidades (a)  $\geq 80$ , (b)  $\geq 125$ , (c)  $\geq 150$  mm/día.

El descenso de la contribución de los frentes atlánticos deriva, probablemente, de cambios en las condiciones sobre el Atlántico que no se analizan en este trabajo. Finalmente, si se calcula la cantidad de agua que transporta la brisa de mar, utilizando datos climáticos y de los proyectos europeos (Tabla II), se encuentra que la brisa de mar transporta suficiente cantidad de vapor de agua para alimentar varias tormentas cada día. Y, las nuevas preguntas son: ¿porqué parecen disminuir las tormentas?, y ¿porqué aumentan las lluvias torrenciales?

**Tabla II**

Estimación de la precipitación potencial basada en datos experimentales y climatológicos

| <b>Resultados aplicables de los proyectos de investigación europeos (cuenca mediterránea occidental)</b>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | <b>Tormenta típica</b>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | <b>Vapor de agua disponible al inicio de la brisa de mar</b>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>Temperatura del Punto de Rocío promedio en la costa: 18.2°C (julio), 20.2°C (agosto).</li> <li>Temperatura media de la superficie del mar: 26°C.</li> <li>Distancia típica desde la costa a las cimas de las montañas costeras: <math>\approx 80</math> km</li> <li>Distancia media recorrida por la brisa combinada: <math>\approx 160</math> km/día.</li> <li>Altura final de la capa de brisa: <math>\approx 250</math> m.</li> <li>Rango de temperaturas de rocío observadas a 78 km de la costa: 22-28°C.</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li><math>5 \times 10^8</math> litros de agua, i.e. 20 L m<sup>-2</sup> sobre una huella de 2.5 km de ancho por 10 km de largo.</li> </ul> <p style="text-align: center;">↓</p> <p style="text-align: center;"><b>Volumen de aire desplazado por la brisa combinada</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Volumen de aire de 10 km de ancho a lo largo de la costa (= a la longitud de la tormenta), por</li> <li>Profundidad media de la brisa combinada <math>\approx 250</math> m, da <math>\rightarrow 2.5 \times 10^6</math> m<sup>2</sup>, por la</li> <li>Distancia media recorrida 160 km, da como</li> <li>Volumen de aire desplazado: <math>4 \times 10^{11}</math> m<sup>3</sup> (<math>\approx 4.78 \times 10^{11}</math> kg)</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>Se supone un valor promedio de 19°C para el punto de rocío, i.e., una razón de mezcla de <math>\approx 13.6</math> g de vapor de agua por kg de aire en la costa (<math>\approx 11.4</math> cm<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>)</li> </ul> <p style="text-align: center;">↓</p> <p style="text-align: center;"><b>Hipótesis adicionales</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Sólo la mitad de la masa de aire desplazada (i.e. 80 km de longitud) participa en la precipitación,</li> <li>Sólo 5 g kg<sup>-1</sup> (<math>\approx 1/3</math>) del vapor de agua inicialmente disponible en la costa produce precipitación efectiva,</li> </ul> <p style="text-align: center;">↓</p> <p style="text-align: center;"><b>Precipitación potencial</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><math>10^{12}</math> cm<sup>3</sup> de agua (<math>\approx</math> dos veces los <math>5 \times 10^{11}</math> cm<sup>3</sup> que precipita una tormenta típica).</li> </ul> |

### 3. Circulaciones atmosféricas mesoescalares: Evidencia experimental y simulaciones

Los procesos atmosféricos en la cuenca mediterránea varían con la estación en cada una de las cuencas (Meteorological Office, 1962; Barry y Chorley, 1987). La cuenca oriental limita al sur con un desierto sin montañas. En verano queda bajo la influencia del sistema semi-permanente de bajas presiones del monzónico asiático, y domina la advección (Kallos et al. 1998). Al mismo tiempo la cuenca occidental, rodeada totalmente por altas montañas, queda bajo la influencia del anticiclón semi-permanente de las Azores. Predominan los cielos despejados bajo un nivel generalizado de subsidencia anticiclónica, y dominan los procesos meso-meteorológicos de ciclo diurno (Millán et al. 1997).

#### a. Procesos en las escalas Meso-meteorológicas $\gamma$ y $\beta$

En la cuenca occidental, los proyectos de investigación europeos documentaron que los vientos de ladera refuerzan las brisas de mar y crean "brisas combinadas", más intensas que la suma de sus componentes (Mahrer y Pielke, 1977; Miao et al. 2003). En esas circulaciones la brisa de mar entra de forma escalonada durante la mañana y la tarde al ir incorporando las celdas circulatorias de los vientos de ladera (Millán et al. 1992; 1998; Salvador et al. 1997). A finales de la tarde, el frente de brisa tiende a quedar anclado sobre las cimas de las montañas que rodean la cuenca (Millán et al. 2000; 2002).

En el frente de la brisa se producen inyecciones verticales profundas, y las faldas de las montañas pueden considerarse como chimeneas orográfico-convectivas que conectan los flujos en superficie directamente con sus flujos de retorno en altura. Cuando las circulaciones están plenamente desarrolladas, se pueden observar varios estratos de retorno (Figura 6). Se han documentado (Millán et al. 1996) y se han modelizado inyecciones a unos 3-4 km de altura sobre las crestas de las montañas a distancias de 60 km a 100 km de la costa. Los flujos de retorno producen un sistema de estratos apilados sobre el mar (Figura 7), que pueden producir la re-circulación vertical de los contaminantes emitidos a lo largo de las costas. Experimentos durante el MECAPIP (Agradecimientos) muestran que un trazador emitido en la brisa (hacia tierra) reentró, viniendo desde el mar, con la brisa de dos días después (Millán et al. 1992).

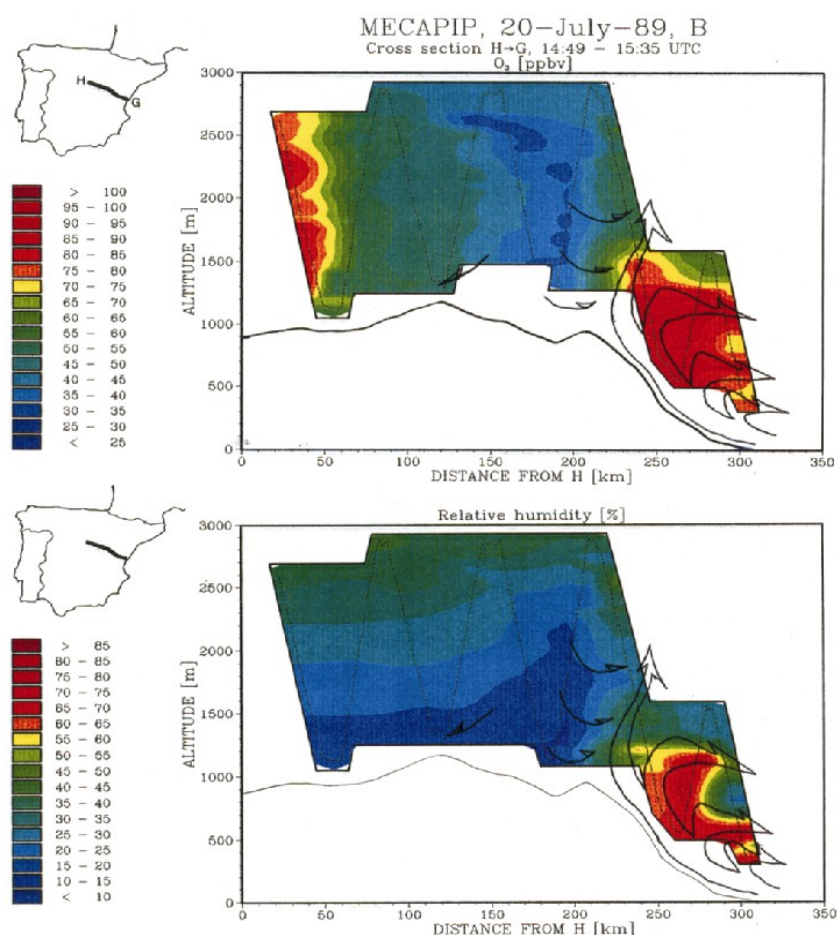


Figura 6. Desarrollo de las circulaciones verticales en la costa este española, documentadas con los perfiles de ozono y humedad relativa medidos con un avión instrumentado a las 1449-1535 UTC, el 20 de julio de 1989. La trayectoria real del vuelo (en diente de sierra) la marca una línea de puntos, y el recorrido relativo a la península Ibérica está a la izquierda

La Figura 7 también muestra el perfil de temperatura medido a lo largo del tramo #1 del vuelo (resaltado). El estrato de  $\approx 2000$  m a 3000 m sigue, esencialmente, una línea adiabática seca con una temperatura potencial de  $\approx 315$  K. El perfil se puede comparar con dos simulaciones utilizando el modelo RAMS (Regional Atmospheric Modelling System) de Pielke et al. (1992). En la Figura 7b se ha utilizado el promedio mensual de la temperatura de la superficie del mar (SST), y en Figura 7c las medidas de la SST obtenida con el satélite NOAA el día anterior a las medidas. Los resultados del modelo reproducen bien la forma del perfil observado, particularmente en la zona superior, pero no reproducen la estructura más fina de la temperatura asociada con los estratos de retorno (y la contaminación atmosférica).

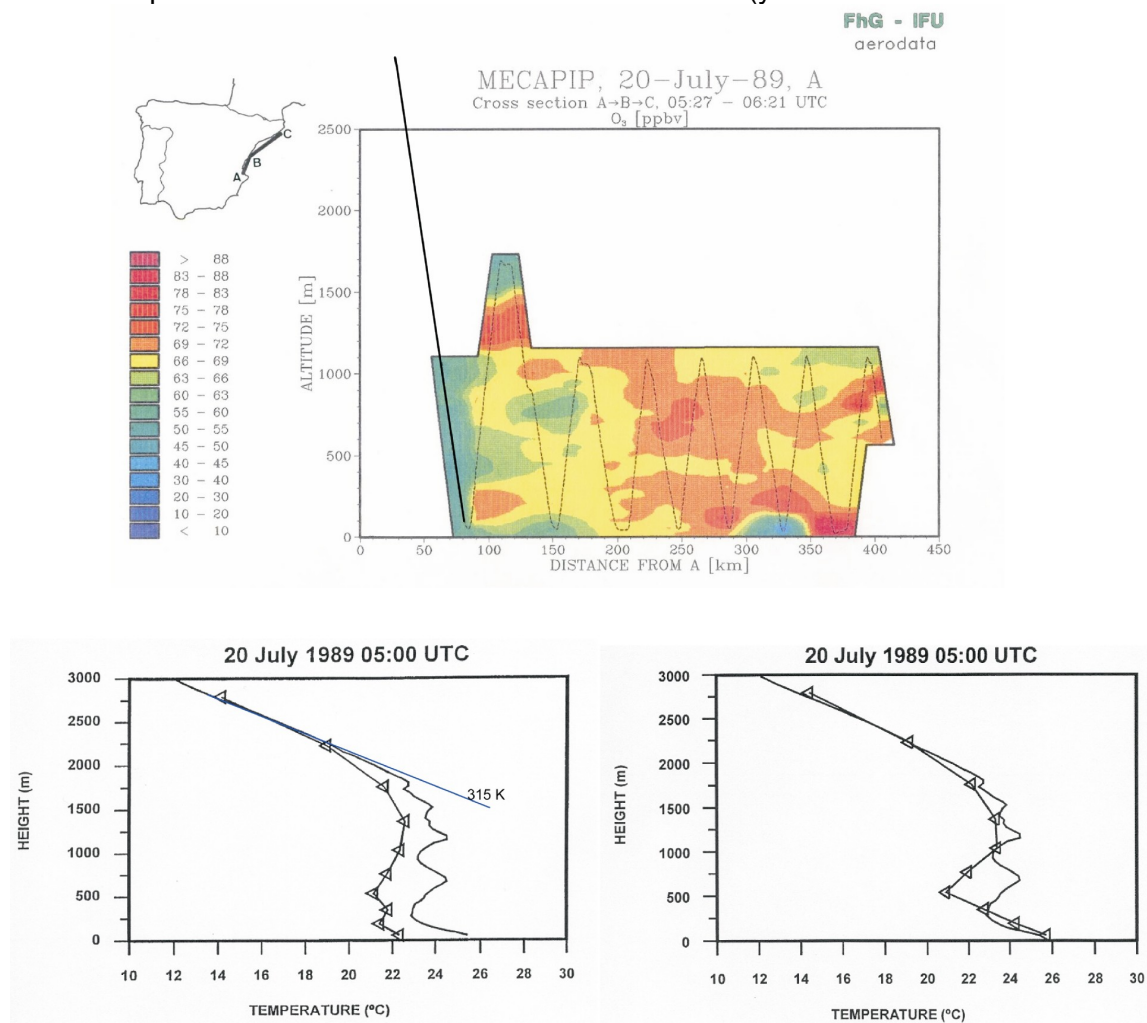


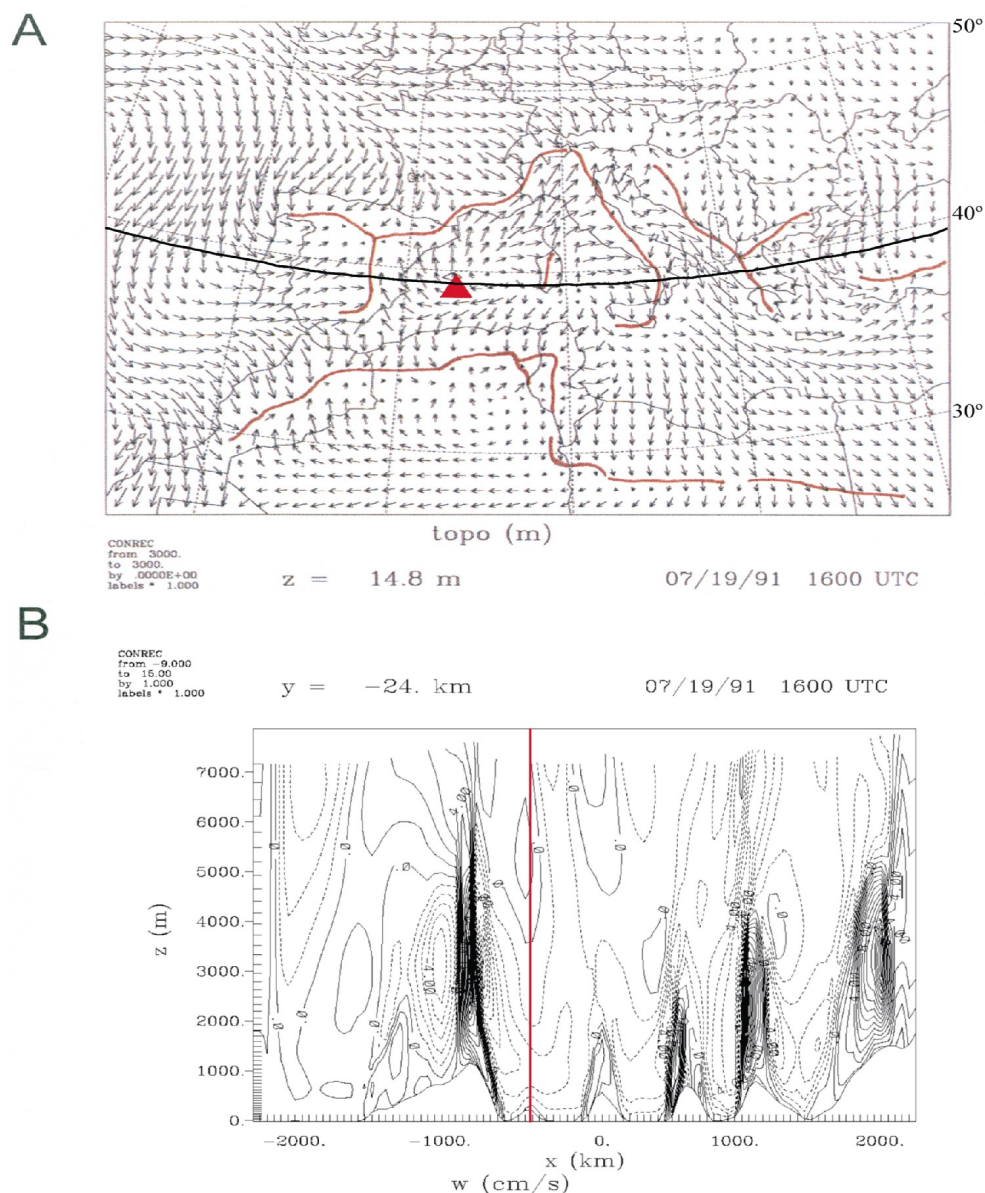
Figura 7. (a) Distribución vertical de ozono a lo largo de 450 km de la costa mediterránea española a las 0527-0621 UTC, el 20 de julio de 1989, mostrando la estructura estratificada resultante de las recirculaciones (verticales) de los días previos. El avión siguió una trayectoria en diente de sierra sobre el mar (recorrido A-B-C a la izquierda) manteniendo una distancia entre 40 y 60 km de la costa. (b) y (c) Perfiles de temperatura medidos (—) y simulados ( $\Delta$ ), a lo largo del tramo #1 (resaltado) del vuelo, ver texto.

#### b. Procesos en la escala $\alpha$ Meso-meteorológica

Otra observación durante el proyecto RECAPMA fue que, hacia finales de la mañana, las brisas combinadas, sus flujos de retorno en altura y sus subsidencias compensatorias sobre el mar se auto-organizan a una escala que abarca toda la cuenca occidental. El aspecto más



significativo de esta circulación lo ilustra la Figura 8, esto es, la cuenca occidental se comporta como una gran olla en la que las masas de aire (por debajo de unos 5000 m) hierven desde los bordes hacia el centro. El resultado final es que se establece un sistema de recirculaciones verticales regionales ligadas entre sí (Millán et al. 1997). Efectos similares se han documentado en otras áreas mediterráneas (Kallos et al. 1997; 1998).



**Figura 8.** Modelización RAMS para el Mediterráneo a las 1600 UTC del 19 de julio de 1991. La cuenca occidental muestra un campo de vientos anticiclónico a 14.8 m de altura, que emerge del centro de la cuenca y fluye hacia las líneas de convergencia ubicadas sobre las montañas costeras (líneas rojas), (b) Velocidades verticales sobre el paralelo (39.5° N) que pasa por la base del vuelo en espiral (triángulo rojo) de la Figura 9, ascendencias representadas por líneas sólidas, y descendencias con líneas de trazos. La subsidencia simulada sobre las Islas Baleares ( $\approx 4$  cm/s a 1000m) subestima en mucho los valores medidos, y la altura del máximo (ver Figura 9, con valores de -20 a -25 cm/s, entre 2500 y 3500 m de altura).

Cuando las recirculaciones costeras (con tiempos de retorno de 1-2 días) crecen y se hacen parte de la recirculación regional, el resultado es un aumento de la estratificación y

tiempos de residencia más grandes. El movimiento de muchas partículas se ha simulado utilizando el modelo HYPAC (Hybrid Particle and Concentration Transport), como Tremback et al. (1993), acoplado a los campos meteorológicos producidos por el RAMS, o por el modelo de quinta generación de la Pennsylvania State University (PSU)-National Center for Atmospheric Research (NCAR) Mesoscale Model (MM5; Gangoiti et al. 2001).

Los resultados muestran que el período de tiempo necesario para renovar 80% de la masa aérea situada por debajo de unos 3500 m en la cuenca occidental en verano es del orden de 3 a 5 días, dependiendo del punto de emisión. En este proceso, una partícula puede entrar hacia tierra con la brisa de mar, ser elevada por la chimenea orográfica del frente de la brisa a muchos km de la costa, entrar en los flujos de retorno hacia el mar en altura, hundirse sobre el mar, reentrar hacia tierra con la brisa de unos días más tarde, y volver a retornar hacia el mar en altura, repitiendo este proceso varias veces antes de salir de la cuenca. Sólo como comparación, la masa de aire situada por debajo de unos 3500 m sobre el Reino Unido, bajo condiciones advectivas, puede renovarse una o dos veces al día.

*c. El efecto de la subsidencia compensatoria en el desarrollo de la brisa*

Fialmente, conforme crecen y se auto-organizan las circulaciones desde la escala local a la regional durante el día, sus subsidencias compensatorias se intensifican sobre el mar (Figuras 8 y 9) y sobre las costas. Esto produce una inversión de subsidencia a baja altura sobre las costas; durante la tarde se ha observado que desciende y termina confinando los flujos superficiales de la brisa por debajo de unos 150 a 300 m de altura (Millán et al. 1992; 1997; 2002). Por tanto, para cuando los flujos alcanzan su máximo desarrollo, esta inversión confina la altura (profundidad) de la brisa combinada desde la costa hasta las chimeneas orográficas situadas sobre las montañas que rodean la cuenca. Por tanto, un descubrimiento muy significativo es que, por unidad de distancia a lo largo de la costa, la brisa combinada de mar y de ladera termina desplazando un volumen de aire que es muy largo ( $\approx 160$  km) pero poco profundo (como promedio  $\approx 250$  m) en la costa este española.

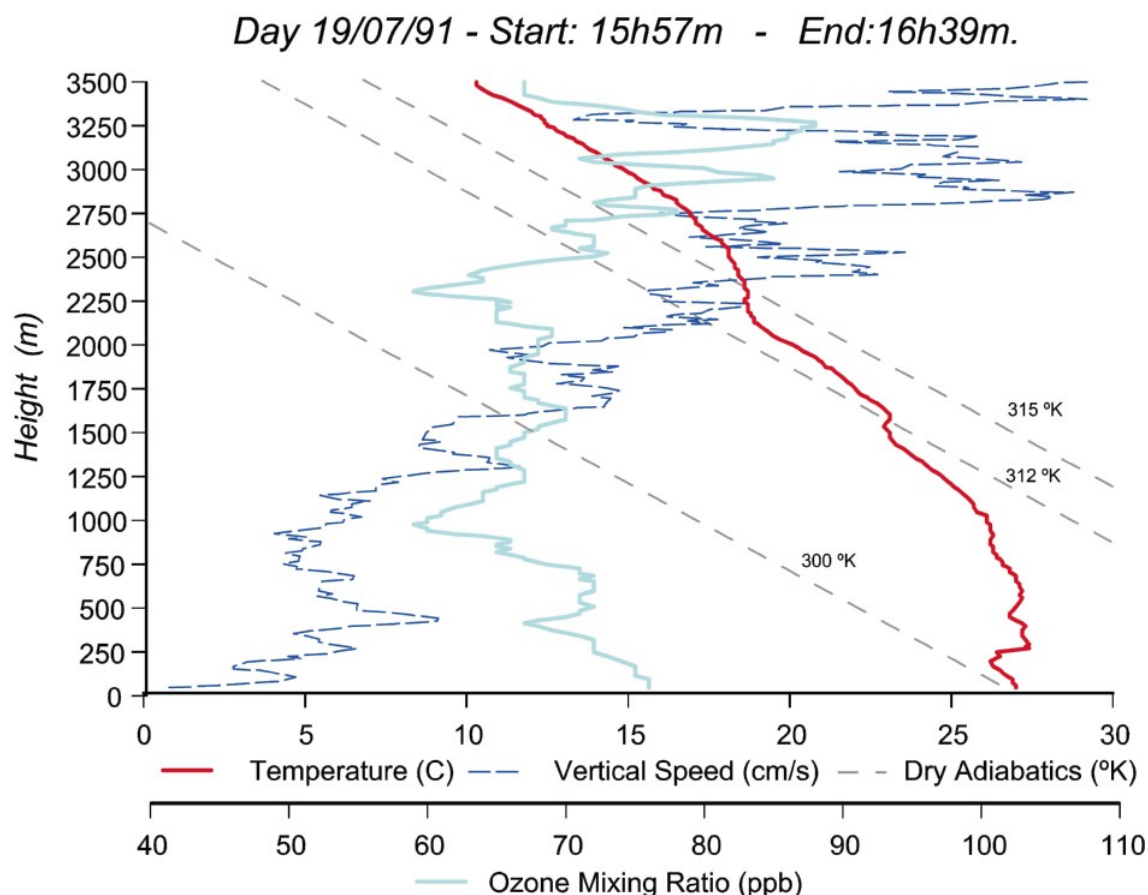
Los tamaños de rejilla para los modelos meso-meteorológicos utilizados (RAMS, MM5) se han optimizado a fin de incorporar la complejidad del terreno que rodea el Mediterráneo (Salvador et al. 1999). También se han desarrollado procedimientos para incorporarles la temperatura real de la superficie del mar medida con los satélites NOAA (Bádenas et al. 1997). Con esas mejoras se ha logrado simular los aspectos principales de los flujos observados, incluyendo las inyecciones verticales profundas en los frentes de las brisas, y los campos de precipitación producidos por las lluvias torrenciales (Pastor et al. 2001). Sin embargo, incluso utilizando las resoluciones más finas, al límite de la inestabilidad numérica, aún no ha sido posible reproducir las magnitudes de la subsidencia compensatoria (comparar las Figuras 7, 8, y 9) ni la estructura fina de los estratos resultantes (Millán et al. 2000; 2002), ni las inversiones que confinan los flujos superficiales de las brisas combinadas. Por tanto, pensamos que los tiempos reales de re-circulación residencia de las masas aéreas pueden ser mayores que los mencionados con anterioridad.

*d. Consecuencias respecto a los estudios climáticos*

Las características clave de las circulaciones atmosféricas de verano en la cuenca mediterránea occidental son: 1) las inyecciones estrechas y profundas que se producen alrededor de la cuenca, que producen estratos sobre el mar; 2) la auto-organización de las circulaciones locales a escala regional; 3) el hundimiento de los estratos situados sobre el mar durante el día como parte de la subsidencia compensatoria a las recirculaciones verticales a escala regional. Y, para el objeto de este trabajo, los aspectos más importantes



son: 4) el confinamiento vertical de los flujos superficiales en las circulaciones costeras; 5) los largos tiempos de residencia de las masas de aire involucradas y 6) la acumulación resultante de contaminantes (ozono), como muestran las Figuras 7 y 9.



*Figura 9. Perfiles de ozono, temperatura y velocidad vertical medidos con un avión instrumentado en el Mar Balear (vuelo en espiral sobre el triángulo marcado en la Figura 8) de las 1557 a 1639 UTC el 19 de julio de 1991. Los datos muestran que la concentración media de ozono en todo el perfil es del orden de 70 ppbv ( $\approx 140 \mu\text{g m}^{-3}$ ). Las velocidades verticales en la parte superior del sondeo (a  $\approx 3500$  msnm) son del orden de -15 a -25 cm/s. En el perfil de temperaturas los profundos estratos adiabáticos son indicativos de subsidencia continuada de masas de aire que han adquirido la misma temperatura potencial (bien mezcladas).*

Un aspecto relevante relacionado con el clima es que las masas de aire recirculantes adquieren “memoria” de sus interacciones previas con la superficie (tierra y mar), por ejemplo, ganancias de calor, humedad. Esto sugiere que los procesos de realimentación en el sistema superficie-atmósfera-hidrología pueden manifestarse mucho antes en la cuenca mediterránea occidental que en otras regiones donde las masas aéreas están en tránsito la mayor parte del tiempo.

Dadas las limitaciones actuales de los modelos meso-meteorológicos, una situación favorable para analizar la situación es el confinamiento vertical del estrato superficial de la brisa de mar y la distribución lateral casi homogénea de los estratos que se producen sobre el mar como resultado de las recirculaciones verticales (Figura 7). Con ello puede considerarse que la masa de aire que entra con la brisa combinada mantiene su integridad a lo largo de su recorrido sobre el suelo, esto es, los intercambios laterales son con aire de

características similares, mientras que permanece libre de intercambios verticales hasta que llega a su chimenea orográfica en el interior. Esto significa que el planteamiento más simple, y posiblemente el más realista, para evaluar las realimentaciones derivadas de los intercambios con la superficie es un diagrama termodinámico atmosférico (diagramas aerológicos).

#### **4. Intercambios con la superficie y efectos de los contaminantes atmosféricos**

##### *a. Calentamiento superficial*

El calor que gana la masa de aire que entra la brisa de mar al pasar sobre las planicies costeras y las laderas de las montañas se puede obtener de los perfiles de temperatura en los flujos de retorno en altura. Se han utilizado los datos de la Figura 7. Los días anteriores no se observó la formación de nubes sobre las montañas costeras y el perfil considerado excluye aumentos de temperatura adicional, por ganancia de calor latente. La temperatura potencial del estrato superior ( $\approx 2000$  m a  $3000$  m) es  $315$  K, e indica que la masa de aire que entra con la brisa a  $\approx 26^\circ\text{C}$  ( $299$  K) gana  $\approx 16$  K para cuando es inyectada en los flujos de retorno en altura.

La mayoría de los perfiles de temperatura obtenidos durante las campañas experimentales muestran ganancias de este orden, y el rango de temperaturas potenciales de  $312$  K a  $318$  K parece estar claramente asociado con la parte superior de los flujos de retorno en las recirculaciones costeras (ver la Figura 9). Si no hay otros procesos, la Figura 10 muestra que la altura de formación de nube (Cloud Condensation Level), esto es, el punto donde la línea de la razón de mezcla correspondiente al punto de rocío de  $19^\circ\text{C}$  (valor promedio en la costa en julio-agosto) se cruza con la temperatura potencial de  $315$  K, se sitúa por encima de  $\approx 2740$  m, que es muy superior a la de las montañas costeras en esta región ( $1800$  a  $2060$  m).

##### *b. Evapotranspiración y cambios de uso del suelo*

Para estimar la cantidad de vapor de agua que contribuye la superficie (vegetación, humedales) a la brisa combinada suponemos: 1) que la brisa combinada desplaza un volumen de aire  $160$  km de largo, por  $250$  m de altura, por unidad de anchura a lo largo de la costa; 2) que la evaporación tiene lugar sólo a lo largo de los primeros  $80$  km de recorrido, como distancia típica de la costa a las chimeneas orográficas en las cimas de las montañas costeras; y 3) que la evaporación ocurre durante el período de la brisa. Los valores de la evapo-transpiración para esta región en verano varían desde  $5$  a  $7$  (+)  $\text{Lm}^{-2}\text{día}^{-1}$  sobre las zonas de regadío en las planas costeras, y de  $1$  a  $3$   $\text{Lm}^{-2}\text{día}^{-1}$  sobre las zonas más secas (pinos y maquia) en los montes del interior. Finalmente, hemos supuesto un recorrido de  $20$  km sobre el área regada con una evaporación de  $6$   $\text{Lm}^{-2}\text{día}^{-1}$ , y una evaporación de  $2$   $\text{Lm}^{-2}\text{día}^{-1}$  a lo largo de los  $60$  km restantes.

En esas condiciones la superficie contribuye  $\approx 5$  g/kg de vapor de agua al volumen de aire desplazado por la brisa combinada. Por tanto, para cuando el aire llega a su chimenea orográfica, su razón de mezcla ha subido a  $\approx 19$  g/kg (punto de rocío de  $\approx 24^\circ\text{C}$ ), partiendo de la inicial de  $13.8$  g/kg (punto de rocío de  $19^\circ\text{C}$ ) en la costa. Estos datos comparan favorablemente con el rango de puntos de rocío, de  $22^\circ\text{C}$  a  $28^\circ\text{C}$ , medidos durante el proyecto MECAPIP (Millán et al. 1992) y siguientes, en el emplazamiento de Valbona a unos  $78$  km de la costa.

La Figura 10 muestra que el nivel de formación de nube (CCL), en la intersección de la nueva razón de mezcla y la línea de 315 K, desciende unos 600 m hasta aproximadamente 2150 m. Esto es, más próximo a las cimas de las montañas. Desciende a 1700 m si se utilizan los valores altos del rango de puntos de rocío observados ( $\approx 28^\circ \text{C}$ ), y a  $\approx 1400 \text{ m}$ , si se utiliza el valor de 312 K como límite inferior del calentamiento a lo largo de la superficie.

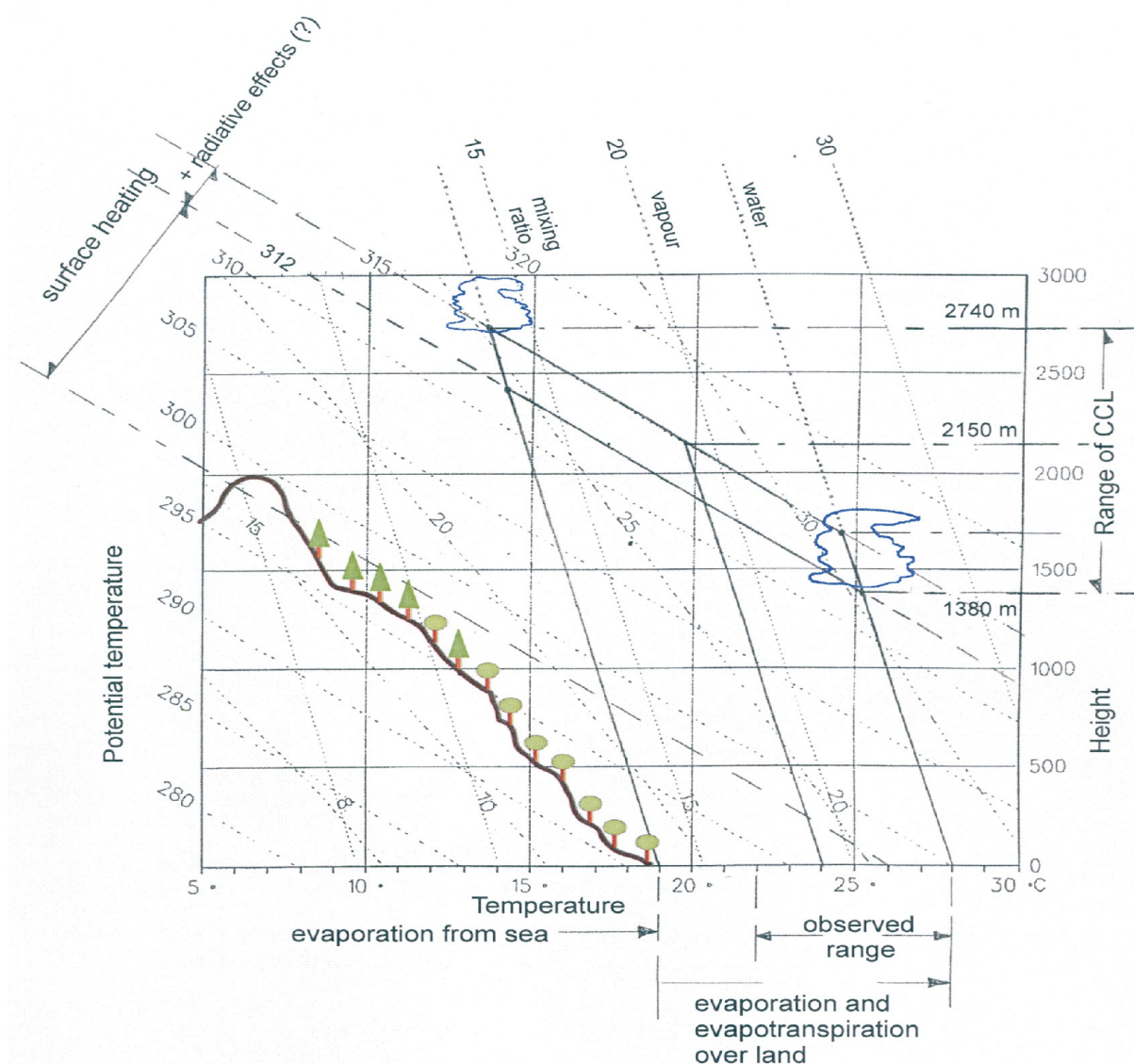


Figura 10. Emagrama mostrando los posibles niveles de condensación para las condiciones y procesos observados en esta región (ver texto).

El rango de posibles alturas del nivel de formación de nube, esto es de 1400 m a 2740 m, indica que tanto el calentamiento, como la evaporación a lo largo de la superficie juegan papeles fundamentales en la formación de las tormentas de verano en estos sistemas circulatorios costeros. A la masa de aire que entra con la brisa, la evaporación sobre los humedales costeros, las zonas de regadío, el suelo, y la vegetación, le añaden más vapor de agua, lo que contribuye a bajar el nivel de formación de nube (CCL). Esto puede considerarse como parte de un mecanismo que favorece la precipitación, tiende a recuperar el vapor de agua evaporado y a "ordeñar" parte del vapor de agua que entra la brisa. Por tanto, aumentar la vegetación (evaporación) tendería a fomentar la precipitación,

propiciando la realimentación hacia más tormentas y más vegetación.

Por otra parte, cualquier perturbación de las características de la superficie que caliente la masa de aire superficial, por ejemplo, aumentar la sequedad de la superficie, tiende a elevar el nivel de formación de nube (CCL) y disminuir las probabilidades de que se desarrollen tormentas. Y, los mismos efectos tenderían a disminuir las fuentes de evaporación y evapotranspiración, por ejemplo, secar humedales costeros, cambiar el tipo de riego de manta a goteo, aumentar la deforestación y/o fuegos forestales, o combinaciones de ellos.

### *c. Efectos de la contaminación atmosférica*

Bajo la intensa insolación de verano, las recirculaciones costeras se convierten en grandes foto-reactores naturales en donde las emisiones costeras de  $\text{NO}_x$  y otros precursores se transforman en oxidantes, compuestos ácidos, aerosoles y ozono. Datos de estaciones rurales en esta región muestran promedios diarios de ozono dentro del rango 125-160  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  casi todos los días desde mayo a agosto (Millán et al. 2000; 2001), y las medidas con avión instrumentado sobre el Mediterráneo (Figuras 7 y 9) también dan valores del orden de 70 ppbv (140  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) promediadas en los primeros 3500 m de altura.

Medidas de satélite (Fishman et al. 1990) dan valores verticalmente integrados del orden de 50 a 55 unidades Dobson durante junio-agosto. Esto es, un promedio de 125 a 150  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en una columna de 8000 m. Finalmente, la modelización de las concentraciones superficiales de ozono (Bastrup-Birk et al. 1997; Lelieveld y Dentener 2000) dan datos comparables (120 a 140  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ), que ponen los resultados experimentales y los simulados dentro del mismo rango de valores.

El ozono troposférico, sin embargo, está siempre asociado con aerosoles, y una serie de proyectos de investigación se han propuesto a la Comisión Europea (p.ej., PHAMA) para determinar su origen, composición, estructura vertical y destino. Algunas de las cuestiones relevantes respecto a este temas son si los aerosoles reflejan radiación y producen enfriamiento (Lelieveld et al. 2002), o si, como en el caso de las estelas de condensación (contrails, Travis et al. 2002), el resultado de combinar el efecto de los aerosoles mezclados con gases (ozono, y/o vapor de agua) que producen efecto invernadero es producir calentamiento adicional.

Indicaciones iniciales de los efectos radiativos netos en la cuenca occidental se pueden obtener comparando los perfiles de temperatura derivados de las simulaciones mesoescalares de alta resolución con los medidos experimentalmente, que muestran los estratos donde están el ozono y los aerosoles, como muestra la Figura 7. Las dos simulaciones con RAMS se hicieron para explorar un rango de posibilidades, ya que los efectos radiativos netos pueden ser el calentamiento de la superficie del mar.

En ambos casos, el modelo reproduce la parte alta de los perfiles observados, pero muestra valores más bajos en los primeros 2200 m. En el primer caso, las diferencias aumentan hacia la superficie y alcanzan valores de  $\approx 2$ - 3 K en los últimos 1500 m. En el segundo caso los valores en la superficie coinciden pero las diferencias entre los valores simulados y los reales están más marcados en los picos de temperatura asociados con los estratos de contaminantes (Figura 7). Las diferencias aumentan desde  $\approx 0.7$  K a 1750 m, hasta más de 3 K entre 500 y 750 m.

Dadas las temperaturas observadas en los flujos de retorno, se puede considerar que la

línea de 312 K es el resultado del calentamiento superficial, y la línea de 315 K el límite actual del calentamiento acumulado por los efectos de la superficie, y los (posible) efectos invernadero de los contaminantes (y vapor de agua). Por tanto, si suponemos que los efectos radiativos del ozono y otros contaminantes acumulados sobre el mar es calentar la baja atmósfera entre 1 y 3 K adicionales, el CCL del aire de la brisa ascendería otros 100 a 300 m cuando llega a su chimenea orográfica. Y, elevando más el CCL sobre las cimas de las montañas costeras disminuiría aún más la probabilidad de que maduren las tormentas.

## 5. Realimentaciones y efectos de disparo (runaway effects)

Cuando las tormentas maduran, parte del vapor de agua en la brisa combinada precipita, parte del calor latente liberado se usa para alimentar la convección profunda, y otra parte es adveccionado al nivel de la tropopausa. En esas condiciones la masa de aire superficial se mezcla en toda la troposfera y las circulaciones costeras se pueden considerar “abiertas”. Esta sería la situación en una circulación de tipo monzónico. En el Mediterráneo occidental, el tránsito de una recirculación vertical durante la mañana a una circulación “abierta”, con desarrollo de convección húmeda profunda, cumulos y tormentas por la tarde, aún ocurre frecuentemente los días de verano a lo largo de los Apeninos (Cantú y Gandino 1977; Millán et al. 1997).

Si el vapor de agua no condensa, o sólo forma nubes de poca profundidad, la Figura 6 muestra que sigue al ozono en los flujos de retorno de la brisa. Por tanto, mientras dura esta situación, el sistema de vientos costero permanece “cerrado”, esto es dominado por la convección orográfica que favorece las recirculaciones verticales. Elevar el nivel de formación de nube de la masa aérea costera en esta región, por tanto, es un mecanismo que mantiene las (re) circulaciones costeras cerradas y carga la baja troposfera con vapor de agua adicional hasta la altura que llegan estas, o sea, aproximadamente hasta 2500-3500 (+) m sobre el mar.

Finalmente, la re-evaporación de las gotitas de las tormentas que no maduran también incrementa el contenido de vapor de agua en los estratos situados por encima de unos 3500 m. ¿Cómo se compara esta contribución con el vapor de agua re-evaporado durante la fase disipativa del ciclo de una tormenta?, ¿y con los perfiles de temperatura resultantes en la baja troposfera en cada caso?, son dos preguntas adicionales. Lo más significativo es que a través de los mecanismos descritos, se pueden producir recargas de humedad y cambios en la estabilidad en la baja troposfera, incluso bajo condiciones de subsidencia anticiclónica en altura.

Es en esa situación en la que entran en juego la naturaleza auto-organizativa de las circulaciones costeras, y los resultantes largos tiempos de residencia en la cuenca occidental en verano. La humedad adicional que aportan los flujos de retorno puede contribuir a la creación de una masa de aire troposférico profunda, anormalmente húmeda y potencialmente inestable, lista para que un mecanismo de disparo adecuado provoque precipitaciones sobre el mar, por ejemplo, la desestabilización por advección de aire frío en altura. Si esto puede explicar el aumento de las grandes tormentas sobre las costas en primavera, es otra cuestión que hay que determinar. En cualquier caso, una masa de aire más húmeda y potencialmente inestable puede ser adveccionada fuera de la cuenca y contribuir a intensas precipitaciones en otros sitios [p.ej., las inundaciones de agosto de 2002 en Centro Europa (Ulbrich et al. 2003a, b)].

*Figura 6. Desarrollo de las circulaciones verticales en la costa este española, documentadas con los*

*perfiles de ozono y humedad relativa medidos con un avión instrumentado a las 1449-1535 UTC, el 20 de julio de 1989. La trayectoria real del vuelo (en diente de sierra) la marca una línea de puntos, y el recorrido relativo a la península Ibérica está a la izquierda*

Además, el vapor de agua es un importante (¿el más importante?) gas con efecto invernadero, y aumentar su concentración troposférica en la troposfera media de esta región añade a los efectos radiativos causados por los contaminantes, que pueden producir aumentos adicionales de las temperaturas del suelo y del mar y, en último lugar, de la masa de aire superficial. Un aumento de evaporación del mar tendería a bajar el nivel de formación de nube (CCL) del aire de la brisa. El aumento de temperatura de la superficie terrestre (con menor capacidad calorífica que el agua) tendería a subir el CCL. ¿Qué procesos dominan, y en qué secuencia ejercen sus efectos? son dos cuestiones adicionales que se deben contestar.

El calentamiento del mar, bajo condiciones de efecto invernadero es acumulativo y puede dar lugar a efectos retardados. Por ejemplo, puede dar lugar a valores más altos de la temperatura del agua del mar (SST) en la cuenca occidental a principios de otoño e invierno y favorecer precipitaciones más intensas (Millán et al. 1995; Pastor et al. 2001). El atrapamiento radiativo también puede dar lugar a un enfriamiento más lento de la superficie del mar en invierno y un calentamiento más rápido en primavera, y explicar el cambio observado en la frecuencia de eventos torrenciales en primavera que muestra la Figura 5.

## 6. Discusión

Resultados experimentales disponibles sugieren que, debido a la naturaleza de las circulaciones atmosféricas a lo largo de sus costas, el ciclo hidrológico en la cuenca mediterránea occidental ha ido derivando hacia un umbral crítico (tipping point), esto es, cuando el nivel de formación de nube (CCL) de las masas de aire superficiales asciende por encima de las montañas costeras, que lleva a la pérdida de tormentas de verano. Cualquier perturbación adicional de la masa de aire superficial, incluyendo su aumento de temperatura (por cualquier razón) y la pérdida de evaporación a lo largo de su recorrido, o cualquier combinación de estos, puede inclinar aún más la situación actual hacia la pérdida de tormentas en las montañas costeras y la desertificación a escala local-regional.

La cuestión de los efectos radiativos finales de los contaminantes atmosféricos en la cuenca mediterránea, esto es, si están calentando o enfriando el mar y la baja troposfera, sigue abierta, aunque nuestros resultados sugieren que domina el calentamiento en este momento. La hipótesis de que los efectos radiativos enfrían el Mediterráneo (Lelieveld et al. 2002) conduciría a menos evaporación y menos tormentas de verano, pero también llevaría a menos lluvias torrenciales en otoño-invierno, lo que es contrario a las observaciones en la cuenca mediterránea occidental.

Nuestras hipótesis de trabajo sobre las posibles causas de los cambios observados en el régimen de precipitaciones en la cuenca mediterránea occidental están relacionadas con: 1) cambios de usos del suelo, como el factor principal que seca la superficie y 2) cambios de la composición atmosférica, esto es, un aumento de la concentración de ozono troposférico y aerosoles, que aumenta el efecto invernadero sobre esta región. Las hipótesis son las siguientes:

- Cambios de usos del suelo que dan como resultado el secamiento del suelo llevan a más calentamiento de la masa de aire superficial, disminución de la evaporación, subida



del nivel de formación de nube, y por tanto menos tormentas de verano en las montañas del interior.

- Los efectos radiativos de los contaminantes atmosféricos pueden estar aumentando aún más el calentamiento de la masa de aire superficial y elevando el CCL; esta perturbación puede estar modificando el equilibrio local (actual) lo justo para inclinar la situación hacia una pérdida de tormentas de verano.
- A su vez, la naturaleza recirculatoria y los largos tiempos de residencia de las masas aéreas en esta región conducen a la acumulación de vapor de agua y ozono (que actúan como gases de efecto invernadero) en la troposfera baja-y-media sobre el Mediterráneo, aumentan el calentamiento de la superficie del mar durante el verano, y producen un incremento de las lluvias torrenciales en otoño e invierno a escala regional (de toda la cuenca occidental).

Con relación a las realimentaciones clima-vegetación podemos considerar las siguientes:

- 1) efectos a largo plazo, esto es, menos tormentas en las montañas costeras, realimentación positiva a través de pérdidas de vegetación (menos evapotranspiración) y aumento del calentamiento de la superficie (suelo más seco) hacia la desertificación;
- 2) efectos retardados, esto es, un Mediterráneo mas caliente al final del verano y principios de otoño causando lluvias torrenciales más intensas y más frecuentes, con realimentación positiva. Esas tormentas pueden ocurrir *en cualquier punto de la cuenca* y causar avenidas sobre las costas y las faldas de las montañas vecinas; y
- 3) si la respuesta de la vegetación de las laderas es un aumento de erosión, entonces, se refuerza más la re-alimentación positiva hacia la desertificación.

Finalmente, otra conclusión amplia y de gran efecto es que cualquier perturbación al ciclo hidrológico en cualquier parte de la cuenca occidental puede propagarse a otras partes de la cuenca y regiones vecinas. Esto ocurre porque los embolsamientos de agua caliente pueden moverse (p.ej. rotar) dentro de la cuenca y, por tanto, cualquier incremento en la temperatura de la superficie del mar puede dar lugar a lluvias torrenciales e inundaciones en cualquier otro lugar de la cuenca.

*Agradecimientos.* Los datos experimentales y simulaciones utilizados se han obtenido en los proyectos de la Comisión Europea MECAPIP, RECAPMA, SECAP, T-TRAPEM, BEMA, MEDEFU, RECAP, ADIOS, CARBOMONT. El Centro Común de Investigación de la Comisión Europea (EC's Joint Research Centre JRC) en Ispra contribuyó con la financiación del avión instrumentado para el proyecto MECAPIP; la Commisariat à l'Energie Atomique (CEA), Saclay, France, apoyó los vuelos del RECAPMA en la cuenca occidental; y la Fuerza Aérea Israelí los vuelos del SECAP en la cuenca oriental. Los Programas nacionales de Investigación de los países de los equipos participantes también contribuyeron con financiación complementaria. En el caso del CEAM, la cofinanciación esos proyectos fue por parte de la Generalitat Valenciana, BANCAJA y el Ministerio Español de Educación y Ciencia. Finalmente, los autores desean dedicar este trabajo a la memoria del Dr. Heinrich (Heinz) Ott (†2004) por su constante estímulo y apoyo a esta investigación durante los últimos veinte años.

**APENDICE**  
**Acrónimos de los proyectos de la Comisión Europea**

- MECAPIP: MEso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula (1988-1991)
- RECAPMA: REgional Cycles of Air Pollution in the Western Mediterranean Area (1990-1992)
- SECAP: South European Cycles of Air Pollution (1992-1995)
- T-TRAPEM: Transport and TRansformation of Air Pollutants on East Mediterranean, (1992-1995)
- BEMA: Biogenic Emissions in the Mediterranean Area, Phase I (1993-1995), and Phase II (1996-1998)
- MEDEFU: Carbon and Water Fluxes of MEDiterranean Forest and Impacts of Land Use/Cover Changes (1998-2000)
- RECAB: REgional Assessment and Modelling of the Carbon Balance within Europe (2000-2003)
- ADIOS: Atmospheric Deposition and Impact of pollutants, key elements and nutrients on the Open Mediterranean Sea (2000-2003)
- CARBOMONT: Effects of Land Use Changes on Sources, Sinks and Fluxes of CARBON in European MOUNTain Areas (2001-2004)

## REFERENCIAS

- Bächler, G., 1995: Desertification and conflict. The marginalization of poverty and environmental conflicts (pp 185-224). In Puigdefábregas, J., and T. Mendizabal (Eds.): Desertification and Migrations- International Symposium on Desertification and Migrations, Spanish Ministry of Foreign Affairs, Madrid, Geoforma Ediciones, Logroño.
- Bádenas, C., V. Caselles, M.J. Estrela, R. Marchuet, 1997: Some improvements on the processes to obtain accurate maps of sea-surface temperature from AVHRR raw data transmitted in real time. Part 1: HRPT images. *Int. J. Remote Sensing*, 18, 1743-1767.
- Barry, R.G., R. J. Chorley, 1987: *Atmosphere, Weather and Climate* (5th Ed.). Methuen, New York, 460 pp.
- Bastrup-Birk, A., J. Brandt, Z. Zlatev, I. Uría, 1997: Studying cumulative ozone exposures in Europe during a 7-year period. *J. Geophys. Res.* 102, D20, 23,917- 23,935.
- Bluestein, H. B., 1993: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and theory of weather systems*, Oxford University Press, 594 pp.
- Bolle, Hans-Jürgen, 2003a: Climate and Climate History of the Mediterranean. (pp 614-629), In Hans Günter Brauch, P. H. Liotta, A. Marquina, P. F. Rogers, M. El-Sayed Selim (Eds.) 2003: *Security and Environment in the Mediterranean*. Springer-Verlag, Berlin, New York, 1134 pp.
- Bolle, Hans-Jürgen, (Ed.) 2003b: *Mediterranean Climate*, Springer-Verlag, Berlin, New York, 372 pp.
- Cantú V., P. Gandino, 1977: *Rivista di Meteorologia Aeronautica* XXXVII-Nº 3, 265-267.
- Charco, J. (Ed), 2002: *La Regeneración Natural del Bosque Mediterráneo en la Península Ibérica*. Ministerio de Medio Ambiente, DGCONA, Madrid, 308 pp.
- Claussen, M., 2001: Biogeophysical Feedbacks and the Dynamics of Climate. Chapter 5 in *Global Biogeochemical Cycles in the Climate System* (Schulze et al.), Academic Press, 350 pp.
- Estrela, Mª. J., D. Peñarrocha, M. M. Millán, 2000: Multi-annual drought episodes in the Mediterranean (Valencia Region) from 1950-1996. A spatio temporal analysis. *Int. J. Climatol.* 20, 1599-1618.
- Fishman J., C. E. Watson, J. C. Larsen, J. A. Logan, 1990: The distribution of tropospheric ozone determined from satellite data. *J. Geophys. Res.*, 95, 3599-3617.
- Gangoiti, G., M. M. Millán, R. Salvador, E. Mantilla, 2001: Long-Range transport and re-circulation of pollutants in the Western Mediterranean during the RECAPMA Project. *Atmos. Environ.*, 35, 6267-6276.
- Huschke, R.E. (Ed.), 1959: *Glossary of Meteorology*. American Meteorological Society, Boston, MA, 638 pp.
- Kallos, G. (Editor), 1997: Transport and transformation of air pollutants from Europe to the East Mediterranean region (T-TRAPEM). Final Report Contract: AVI-CT92-0005, European Commission, DG XII, Rue de la Loi, 200, B-1040, Brussels.
- Kallos, G., V. Kotroni, K. Lagouvardos, A. Papadopoulos, 1998: On the long-range transport of air pollutants from Europe to Africa. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 5, 619-622.
- Lelieveld, J., F. D. Dentener, 2000: What controls tropospheric ozone? *J. Geophys. Res.* 105, 3531-3551.
- 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. de Reus, G. J. Roelofs, H. A. Scheeren, J. Sciare, H. Schlager, M. Schultz, P. Siegmund, B. Steil, E. G. Stephanou, P. Stier, M. Traub, C. Warneke, J. Williams, H. Ziereis, 2002: Global Air Pollution Crossroads over the Mediterranean. *Science*, 298, 794-799.
- Mahrer, Y., R. A. Pielke, 1977: The effects of topography on the sea and land breezes in a two dimensional numerical model. *Mon. Weather Rev.* 105, 1151-1162.
- Meteorological Office, 1962: *Weather in the Mediterranean. Volume I: General Meteorology*, (2nd Ed.), Met. O. 391, Her Majesty's Stationery Office (HMSO), London.
- Miao, J.-F., L. J. M. Kroon, J. Vilá-Guerau de Arellano, A. A. M. Holtslag, 2003: Impacts of Topography and Land Degradation on the Sea Breeze over Eastern Spain. *Meteorology and*

- Atmospheric Physics*, 84, 3-4, 157-170.
- Millán, M. M., B. Artíñano, L. Alonso, M. Castro, R. Fernandez-Patier, J. Goberna, 1992: Meso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula, (MECAPIP), Contract EV4V-0097-E, Air Pollution Research Report 44, 219 pp. (EUR N° 14834) EC-DG XII/E-1, Rue de la Loi, 200, B-1040, Brussels.
- Millán, M., M<sup>a</sup>. J. Estrela, V. Caselles, 1995: Torrential precipitations on the Spanish East coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmospheric Research*, 36, 1-16.
- 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., M<sup>a</sup>. J. Estrela, C. Badenas, 1998: Meteorological processes relevant to forest fire dynamics on the Spanish Mediterranean Coast. *J. Appl. Meteor.*, 37, 83-100.
- Millán, M. M., E. Mantilla, R. Salvador, A. Carratalá, M<sup>a</sup>.J. Sanz, L. Alonso, G. Gangoiti, 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<sup>a</sup>. J. Sanz, R. Salvador, E. Mantilla, 2002: Atmospheric dynamics and ozone cycles related to nitrogen deposition in the western Mediterranean. *Environmental Pollution*, 118, 167-186.
- Moreno, J.M. (Ed.), 1998: *Large Forest Fires*, Backhuis Publishers, Leiden, The Netherlands, 239 pp.
- Moreno, J.M., W. C. Oechel (Eds.), 1994: *The role of Fire in Mediterranean-type Ecosystems*, Springer-Verlag, Berlin, New York, 201 pp.
- Pastor, F., M<sup>a</sup>. 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.
- Peñarrocha, D., M<sup>a</sup>. J. Estrela, M. M. Millán, 2002: Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels: The Valencia Region. *Int. J. Climatol.* 22, 677-695.
- Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. L. Lee, J. H. Copeland, 1992: A comprehensive Meteorological Modelling System-RAMS, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 69-91.
- Puigdefábregas, J., T. Mendizabal, 1998: Perspectives on desertification: Western Mediterranean. *Journal of Arid Environments*. 39 (2), 209-224.
- Puigdefábregas, J., T. Mendizabal, 2003: Population and Land-use Changes: Impacts on Desertification in Southern Europe and in the Maghreb (pp 687-701). In Hans Günter Brauch, P.H. Liotta, A. Marquina, P.F. Rogers, M. El-Sayed Selim (Eds.): *Security and Environment in the Mediterranean*. Springer-Verlag, Berlin, New York, 1134 pp.
- Salvador, R., M. M. Millán, E. Mantilla, J. M. Baldasano, 1997: Mesoscale modelling of atmospheric processes over the western Mediterranean area during summer. *International Journal of Environment and Pollution*, 8, 513-529.
- Salvador, R., J. Calbó, M. M. Millán, 1999: Horizontal grid selection and its influence on mesoscale model simulations. *J. Appl. Meteor.*, 38, 1311-1329.
- Travis, D. J., A. M. Carleton, R. G. Lauritsen, 2002: Contrails reduce daily temperature range. *Nature*, 418, 601.
- Tremback, C. J., W. A. Lyons, W. P. Thorson, R. L. Walko, 1993: An emergency response and local weather forecasting software system, pp 423-429. In: Proceedings of the 20th ITM on Air Pollution Modeling and its Applications. Plenum Press, New York.
- Ulbrich, U., T. Brücher, A. H. Fink, G. C. Leckebusch, A. Krüger and G. Pinto, 2003: The central European floods of August 2002: Part 1 - Rainfall periods and flood development. *Weather*, 58, 371-377.
- Ulbrich, U., T. Brücher, A. H. Fink, G. C. Leckebusch, A. Krüger and G. Pinto, 2003: The central European floods of August 2002: Part 2 - Synoptic causes and considerations with respect to climatic change. *Weather*, 58, 434-442.