

Teleconexiones entre la TSM del Atlántico Norte y las precipitaciones mediterráneas

J. Quereda, E. Montón y J. Escrig

Laboratorio de Clima, Instituto Interuniversitario de Geografía, Universitat Jaume I; Avda. Sos Baynat s/n, 12071 Castelló de La Plana

Recibido: 12-IV-2010 – Aceptado: 2-II-2011 – Versión original

Correspondencia a: quereda@his.uji.es

Resumen

En el presente trabajo se analizan las teleconexiones energéticas observadas entre las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Atlántico Norte y la ciclogénesis de la cuenca occidental del Mediterráneo, una cubeta de alto reborde en cuya parte central un mar cálido y evaporadizo es decisivo para unos intercambios energéticos claves en su autárquica climatología. Ello puede ser la causa de la nula significación observada en las teleconexiones entre la pluviometría mediterránea con el índice de la Oscilación en el Atlántico Norte. A pesar de ello, los déficits energéticos registrados en las cuencas oceánicas polares parecen ser el detonante de la actividad ciclogénica mediterránea a través del drenaje del aire frío polar sobre las cálidas aguas mediterráneas. Simultáneamente, el calor latente englobado en las ciclogénesis mediterráneas es inyectado y difundido en la circulación de altura para restablecer el equilibrio térmico hemisférico. Estos procesos han sido sistemáticamente analizados desde 1981, año en que los registros de la estación universitaria marina comenzaron a mostrar la intensidad de las interacciones atmósfera-mar en la cuenca occidental del Mediterráneo.

Palabras clave: teleconexiones, TSM, polar, mediterráneo, calor latente

1 Introducción

Las covarianzas analizadas del NAOi (índice de la Oscilación en el Atlántico Norte) y de la TSM (Temperatura superficial del mar) en las aguas polares del Atlántico Norte muestran el importante papel que el balance energético hemisférico juega en la generación de los patrones de la circulación atmosférica. Un forzamiento atmosférico de la TSM (o SST en sus siglas en inglés), a través de flujos de calor latente (Rodwell y Folland, 2002), que es el desarrollado en el modelo cerrado atmósfera-oceano HadCM3 del Hadley Center (IPCC). Los patrones de la CGA (Circulación General de la Atmósfera) aparecen muy vinculados a las interacciones atmósfera-oceano (Watanabe y Kimoto, 2006). Las circulaciones meridianas, con intensificación de baroclinidad y ondas ciclogénicas, muestran una gran sensibilidad con las fases negativas de la Oscilación en el Atlántico Norte (NAO) (Feldstein, 2007; Strong y Davis, 2007). De modo contrario, las anomalías positivas de la TSM sobre latitudes de 40°N

parecen excitar la fase positiva de la NAO, con reducción de ondas ciclogénicas y acumulación de aire frío en latitudes septentrionales. Ello comporta igualmente una reducción de la intensidad y frecuencia de las situaciones de bloqueo con promedio de seis días frente a los once días de la NAO negativa (Bueh y Nakamura, 2007).

En este orden de conocimientos se inscribe el objetivo de nuestro trabajo sobre la cuenca occidental del Mediterráneo, donde la resonancia del NAOi no es significativa (Martín-Vide y Fernández-Belmonte, 2001) y otras teleconexiones pueden ser más determinantes como la del WeMOi (índice de la *Western Mediterranean Oscillation*) (Martín-Vide y López-Bustins, 2006). En efecto, una configuración orográfica en cubeta, donde los sistemas atlánticos experimentan una fuerte transferencia de momento angular sobre las montañas circundantes (Egger y Peter-Hoinka, 2008) y un fondo marino extraordinariamente convectivo, determinan una zona muy original y autárquica. Consecuentemente es lícito interrogarse sobre el papel que las



Figura 1. Observatorio marino de la Universitat Jaume I, en el extremo izquierdo de la plataforma de BPOil, sobre isóbata de -20 metros, ($39^{\circ}56'42''\text{N}$ y $00^{\circ}01'36''\text{E}$), (2001-2008).

anomalías de la TSM en el Atlántico Norte, como reflejo del estado energético hemisférico, pueden tener en el drenaje de aire polar sobre las aguas cálidas del Mediterráneo para activar la ciclogénesis convectiva.

La cuenca se caracteriza por un régimen pluviométrico determinado por las ciclogénesis explosivas estivales y otoñales. Los análisis desarrollados en trabajos anteriores han mostrado que estas anomalías de la circulación estaban vinculadas con anomalías semejantes de la distribución energética hemisférica y singularmente con anomalías de la TSM en el Mediterráneo occidental. Una teleconexión que el presente trabajo trata de confirmar mediante las altas correlaciones obtenidas entre las precipitaciones regionales (1950-2008) y de las series históricas (1880-2009) y regionales (1950-2005) de València y de Murcia con las anomalías de la TSM en el Atlántico Norte.

De este modo el objetivo principal del presente estudio ha sido el de analizar las resonancias ciclogénéticas de la atmósfera mediterránea con las anomalías de la TSM en el Atlántico Norte. En este marco hemos propuesto una teoría simple que explora las bases físicas de esta resonancia como un reajuste energético hemisférico. Dicho proceso viene vinculado, en gran parte, al transporte de calor englobado en las ciclogénesis de la cuenca occidental del Mediterráneo, sin menoscabo de que estas mismas bases físicas puedan sugerir otras direcciones de análisis, más seguras, en modelos más complejos de circulación general.

2 Metodología y técnicas

El análisis de las interacciones atmósfera-mar como proceso clave de la climatología mediterránea ha permitido establecer las bases de la teoría formulada. Un análisis que ha estado fundamentado sobre el conocimiento de la formación del campo térmico superficial en la cuenca occidental del Mediterráneo mediante los registros del observatorio universitario marino sobre la plataforma de BPOil ($39^{\circ}56'42''\text{N}$ y $00^{\circ}01'36''\text{E}$) (Figura 1). Este observatorio ocupa una situación excepcional sobre la plataforma petrolífera de BPOil (300 m de longitud y orientación E-W), a 3 km de la costa, 12 m de altura sobre el nivel del mar y sobre isobata de -20 m. En funcionamiento convencional desde 1981, el observatorio ha sido completamente automatizado desde mediados del año 2000 mediante dos estaciones CASELLA-DAVIS. Estas estaciones están compuestas de un equipamiento típico de sensores meteorológicos además de tres sondas termométricas de temperatura del agua a -1 y -3 m y más recientemente a -7 m. Los datos son transmitidos a la Estación de Climatología Aplicada de la Universitat Jaume I.

El acusado contraste estacional del campo térmico se revela clave para unos procesos convectivos muy determinantes de la ciclogénesis mediterránea y de su originalidad, procesos que, al mismo tiempo, han mostrado su vinculación a la misma dinámica del sistema climático, regido por la necesidad de transferencia térmica meridiana. Esta última,



Figura 2. La cuenca del Mediterráneo occidental se configura como una cubeta de alto reborde donde las capas de aire no son fáciles de renovar. El aerosol africano, apreciable en la imagen, es exponente de la naturaleza tropical continental originaria de la masa aérea uniformada sobre el mar (imagen NOAA-16, 26 de junio de 2004, canal visible, Universitat Jaume I).

verdadero motor de la CGA, ha sido establecida mediante la variación del índice de ciclo, $I(\lambda)$ donde λ es la latitud geográfica, a través de los registros de la velocidad del viento geostrofico así como del gradiente de la temperatura atmosférica 30-60°, a nivel de 700 hPa, sobre el Atlántico Norte. Este análisis está basado en el promedio dinámico y térmico sobre un arco longitudinal (12,5°E-17,5°W). Esta metodología ofrece un valor más representativo del cohesionado energético hemisférico con respecto a la utilizada en los índices NAOi, PNA (*Pacific/North American*) y otros, basados en dos o cuatro puntos de referencia. Unos índices que, caso del NAOi, quedarían en suspenso, ante la previsión de los modelos de cambio climático de una intensificación y desplazamiento hacia el NE de los dos grandes centros de presión del Atlántico Norte (Zeng-Zeng y Zhaohua, 2004). Todo ello sin menoscabo del amplio reconocimiento que los análisis actuales conceden al acoplamiento de los patrones de la CGA con las fases NAO sobre el Atlántico Norte (Gulev et al., 2000; Stephenson et al., 2000; Marshall et al., 2002; Trigo et al., 2004; Andersson et al., 2010).

En este orden de análisis, las investigaciones recientes han mostrado que las resonancias de la atmósfera a las anomalías de la TSM ofrecen diversas respuestas a escala planetaria (Colin de Verdière y Blanc, 2001). Específicamente, en el Atlántico Norte, las correlaciones estacionales han mostrado una buena significación durante el

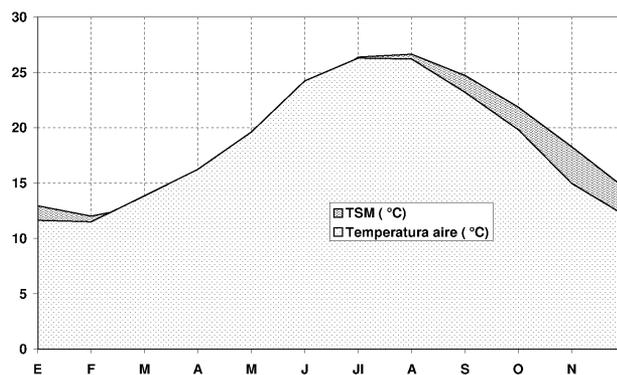


Figura 3. Temperaturas medias en el periodo 2001-2008, del aire (observatorio de la Universitat Jaume I) y de la TSM (observatorio marino de la Universitat Jaume I).

semestre invernal-primaveral. Incluso estas teleconexiones entre la variabilidad invernal de la TSM y el forzamiento atmosférico han sido verificadas en la Europa oriental a través del índice EAWR (*East Atlantic-West Russia*) (Kazmin et al., 2009). Unas resonancias que hemos tratado de verificar, sobre la cuenca occidental del Mediterráneo, mediante la comparación de los ciclos de la TSM y de la temperatura en los principales observatorios polares y subpolares del Atlántico

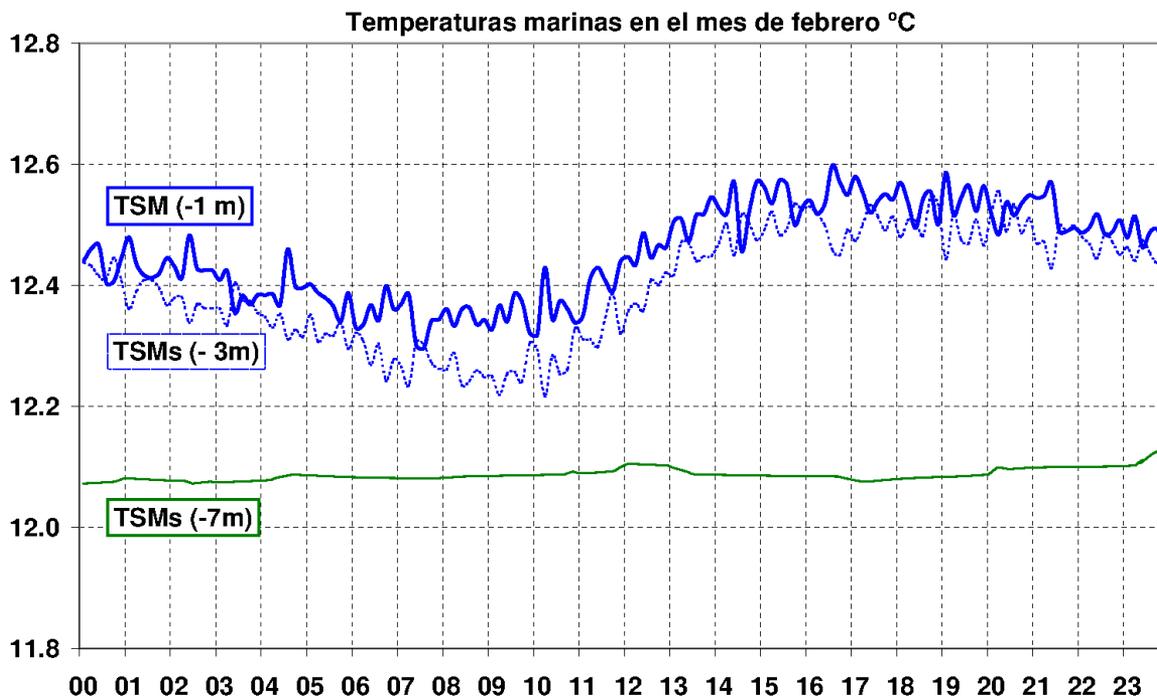


Figura 4. El perfil térmico vertical del mes de febrero muestra la constitución de una capa superficial de gran homotermia. El gradiente térmico medio diario entre la superficie y la isóbata de -7 m es tan sólo de 0,2/0,4°C. (TSM, temperatura superficial, a -1 m; TSMs, temperatura subsuperficial, a -3 m y -7 m). Temperaturas medias en el periodo 2001-2008 (observatorio universitario marino).

y con los de las precipitaciones mediterráneas (promedio de los valores anuales de precipitación en los observatorios de primer orden de Murcia, Alacant, València y Castelló).

3 Los factores geográficos

La cuenca occidental del Mediterráneo constituye una zona neurálgica por lo que concierne a las interacciones atmósfera-mar. Tanto las largas situaciones de estabilidad atmosférica como especialmente la génesis y evolución de sus grandes perturbaciones meteorológicas vienen determinadas por la inhibición o por el desarrollo más o menos intenso de los procesos convectivos que se generan en el interior de esa cubeta marina. Unos procesos que engendran un clima de caracteres singulares manifestados especialmente en el predominio de las situaciones de estabilidad atmosférica y en la escasez e irregularidad de sus perturbaciones.

Esta singularidad, puesta de manifiesto por Jansà Guardiola (1951, 1966) y reconocida en el Coloquio de Roma sobre la Meteorología de la Cuenca Mediterránea (1958), es consecuencia del destacado papel que, en su génesis, juegan los factores geográficos. Dentro de esos factores debe considerarse muy especialmente la configuración orográfica en cubeta (Figura 2).

4 El campo térmico marino

En el centro de la cubeta mediterránea, la masa marítima es clave en los procesos climáticos por sus cálidas temperaturas, su gran calor específico, convectividad y potencial evaporativo (Noussier et al., 2008). Como inicial exponente de ello, la línea de costa representa una fuerte discontinuidad térmica. Es suficiente a este respecto comparar la temperatura media anual del aire en Castelló, 17°C, con el estado térmico medio de las aguas a 2,5 km de su costa, 19°C. Este gradiente térmico tierra-mar viene potenciado además por el existente entre la superficie marina y la capa de aire situada sobre ella a 10 metros de altura, 17,9°C. Ambos contrastes térmicos, horizontal y vertical, son mucho más acusados desde finales de verano hasta principios de invierno (Figura 3). De este modo, la temperatura media de la superficie marina entre octubre y diciembre es de 17,9°C mientras que la de la capa de aire situada sobre ella es de 15,4°C. Este gradiente es ya un factor de convectividad potencial cuya exageración está presente en la mayor parte de las perturbaciones atmosféricas mediterráneas.

El campo térmico así constituido va a ser decisivo para unos intercambios energéticos, atmósfera-mar, claves en la climatología mediterránea. Así, durante el otoño e invierno la TSM suele ser más elevada que la del aire. Ello engendra una activa emisión de calor hacia la atmósfera con enfriamiento de las aguas superficiales (Figura 4). La subsi-

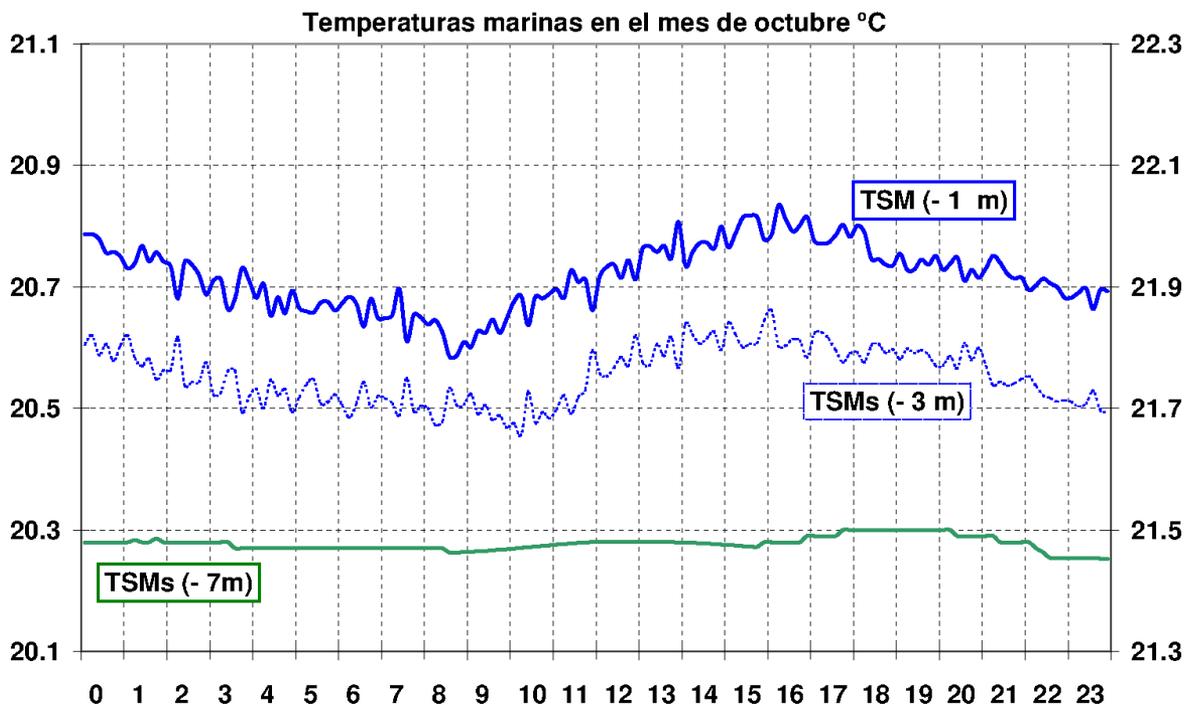


Figura 5. El perfil térmico vertical durante el mes de octubre acusa la formación estival de la termoclina. El gradiente térmico medio diario entre la superficie y la isobata de -7 m es de 1,3°C. Temperaturas medias en el periodo 2001-2008 (observatorio universitario marino). El eje de ordenadas de la izquierda es para la evolución a -7 m, el de la derecha para las otras dos.

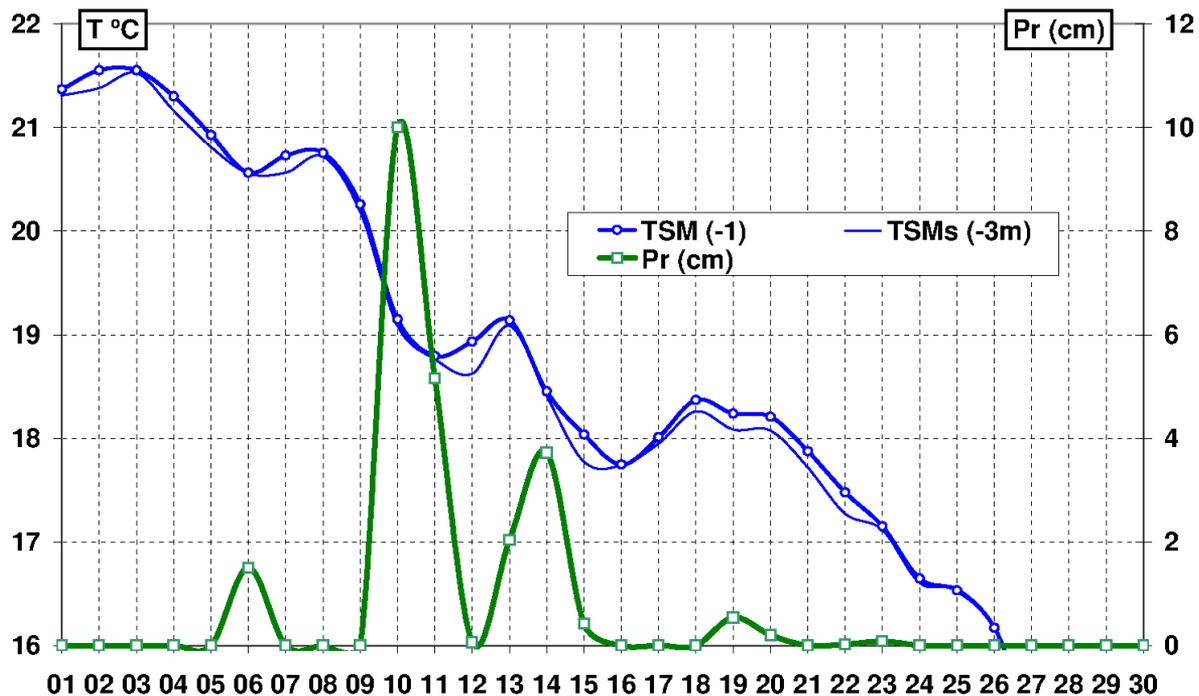


Figura 6. Interacciones atmósfera-mar durante el mes de noviembre de 2005. La gran ciclogénesis del día 10 viene precedida por la intensificación de los procesos evaporativos desde 48 horas antes (observatorio universitario marino).

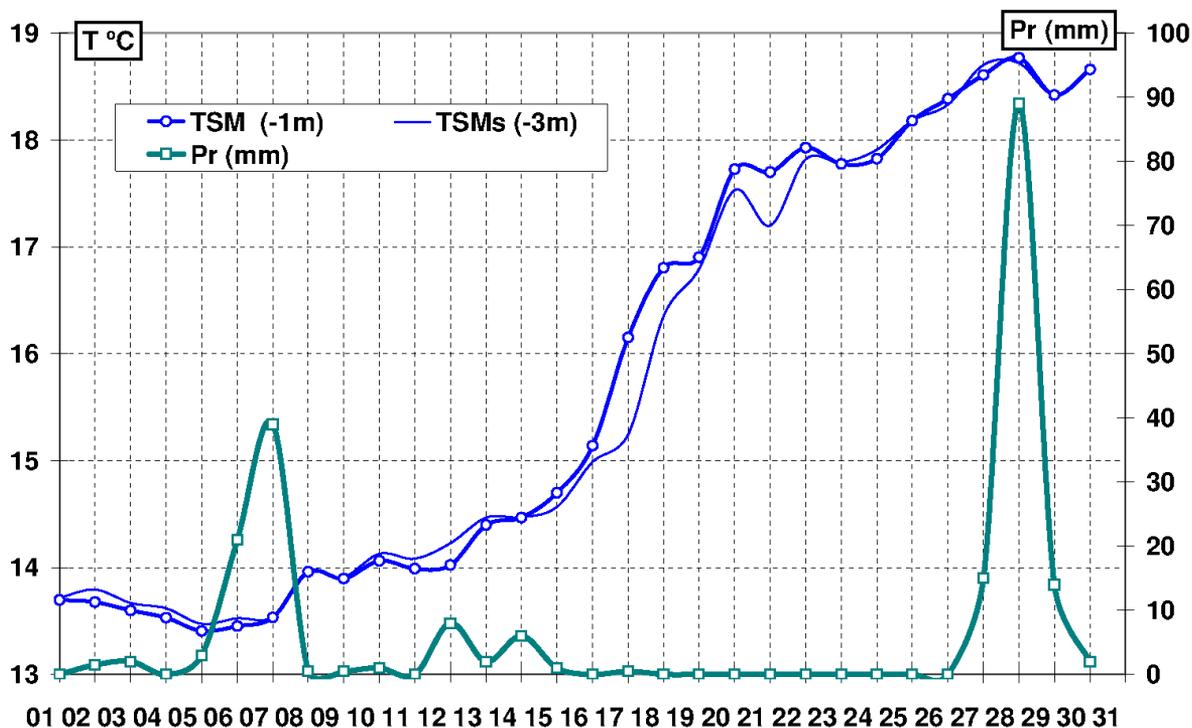


Figura 7. Interacciones atmósfera-mar durante el mes de abril de 2007. La gran ciclogénesis del día 28 viene precedida por la intensificación de los procesos evaporativos (observatorio universitario marino).

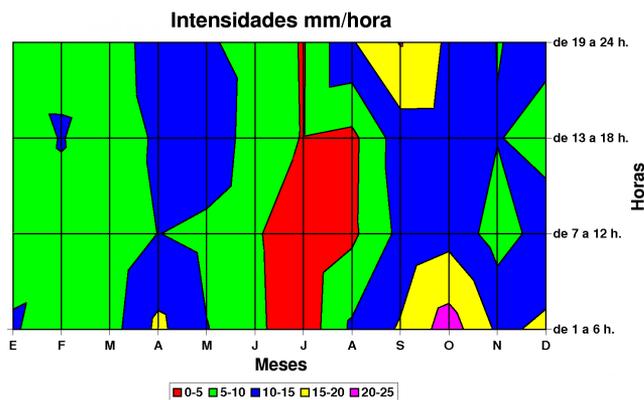


Figura 8. Isopletas de intensidad horaria, distribución estacional y diaria. Los valores proceden de dos series: observatorio de Castelló (bandas INM-AEMET) (1985-2000) y observatorio universitario (estación automática, 2001-2005).

dencia de las aguas marinas contribuye a crear una profunda homotermia. La amplitud térmica media diaria invernal de la TSM (observatorio marino de la Universitat Jaume I, 2001-2008) es de 0,32°C, frente a los 0,47°C del verano.

Por el contrario, durante el verano, la intensa radiación solar y las altas temperaturas ambientales, bajo la persistente situación de estabilidad anticiclónica, limitan la tur-

bulencia convectiva. La termoclina aparece muy en superficie y la capa activa implicada en los intercambios con la atmósfera se torna muy delgada. Consecuentemente, el calentamiento es más intenso en ese volumen más superficial del agua (Figura 5). En este orden de procesos, las observaciones actuales vienen detectando que durante la época estival es cuando se registra la máxima variabilidad en la formación de anomalías térmicas superficiales. Así, los análisis de las variaciones en las anomalías térmicas superficiales de los océanos Atlántico Norte y Pacífico Norte han mostrado que su máximo acontece en la estación cálida, entre julio y septiembre, al igual que en el Mediterráneo occidental donde la variación estival, hasta 3°C, es el doble que la invernal (Quereda-Sala, 1986; Alekseev y Bagryantsev, 1987).

Las anomalías positivas acumuladas de la TSM no sólo pueden ser coadyuvantes del mismo drenaje de aire polar hacia la cuenca occidental del Mediterráneo, sino que simultáneamente actúan como factor básico de las interacciones atmósfera-mar. Las zonas con anomalía positiva de TSM se erigen así en superficies altamente convectivas con respecto a la capa de aire suprayacente. Estas mismas observaciones permiten situar un umbral o valor crítico de alta convección en valores de gradiente térmico aire-mar superiores a 4-5°C. Una intensa evaporación precede a las grandes ciclogénesis. Las sondas térmicas marinas acusan un notable enfriamiento con hundimiento de las aguas superficiales y remonte de aguas más profundas (Figuras 6 y 7).

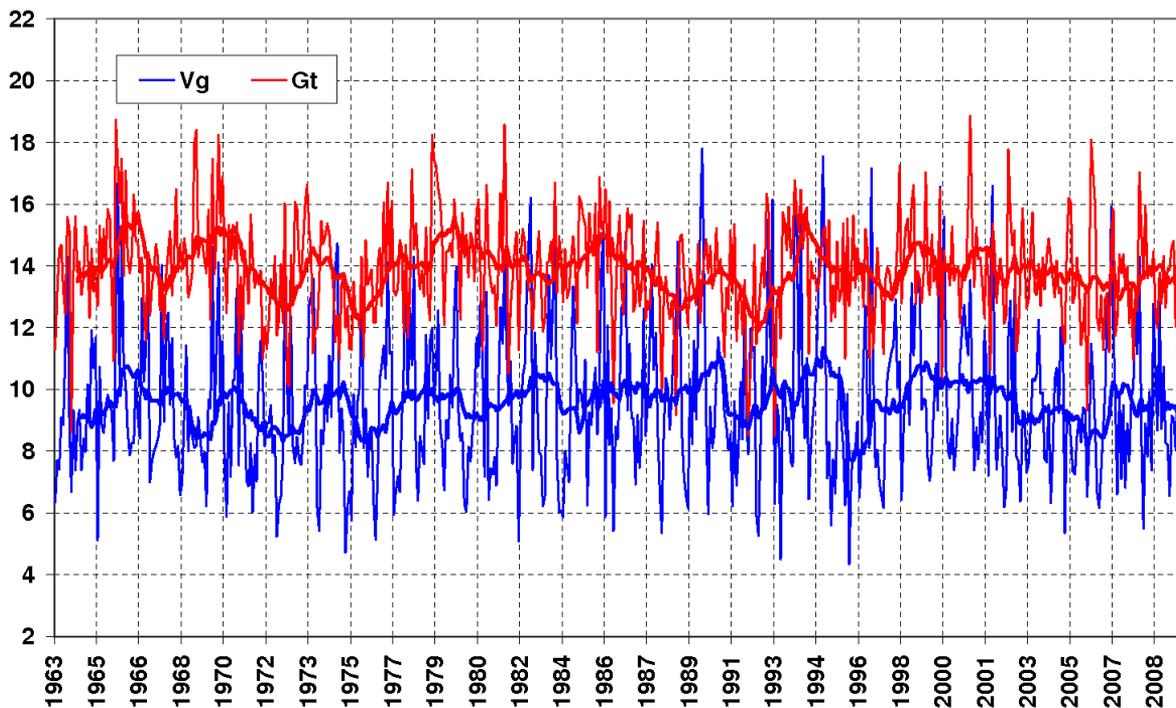


Figura 9. Promedios mensuales de la velocidad del viento geostrófico (Vg) en $m\ s^{-1}$ y del gradiente térmico (Gt en $^{\circ}C$) 30° - $60^{\circ}N$ a $700\ hPa$ sobre el Atlántico. La figura muestra, en promedios mensuales y móviles, ($r = 0,61$) que las situaciones de $I(\lambda)$ elevado no son favorables para la distribución hemisférica de la energía, sino que, por el contrario, parecen exagerar los gradientes térmicos (NCAR, 2010).

En síntesis, la formación de este campo térmico superficial del mar va a ser decisivo para unos intercambios energéticos claves en la climatología mediterránea. En efecto, no es un puro efecto de azar que el 70% de los aguaceros con intensidad superior a los 60 mm en 24 horas se concentre en los meses de septiembre a noviembre y que todos los chubascos con intensidad superior a los 20-25 mm hora⁻¹ se localicen en esos meses durante las horas de noche y madrugada (Figura 8).

5 Los factores atmosféricos

El efecto termoconvectivo del mar no es el único factor en la climatología regional. Es más, su verdadero papel lo ejerce mediante la interacción constante con la atmósfera suprayacente. Procesos cuya estacionalidad muestran su vinculación a la misma dinámica del sistema climático. Este sistema aparece regido por una necesidad básica de transferencia térmica meridiana (Vonder Haar y Oort, 1973). Tal es el teorema fundamental de la circulación descubierto por V. Bejerknies en 1897 y más recientemente formulado en función de la denominada oscilación del Atlántico Norte, NAO, (*North Atlantic Oscillation*) (Visbeck et al., 2001). En un campo baroclínico, la intensidad de una circulación térmica depende solamente del número de solenoides, aquí función de la diferencia térmica meridiana. De este modo,

la mayor o menor intensidad de estas transferencias se puede poner de manifiesto a través del índice de ciclo, expresado mediante diversas fórmulas matemáticas. Una de las más expresivas sugiere que los grandes drenajes o perturbaciones atmosféricas sobrevienen cuando el índice de ciclo, $I(\lambda)$ se corresponde con las condiciones (Lejenas y Okland, 1983):

$$I(\lambda) = H(\lambda)_{40N} - H(\lambda)_{60N} < 0 \tag{1}$$

$$I(\lambda - 10) + I(\lambda) + \frac{I(\lambda + 10)}{3} < 0 \tag{2}$$

donde λ es la longitud geográfica y H es el geopotencial a 500 hPa. En nuestro análisis H es el promedio sobre los paralelos $30^{\circ}N$ y $60^{\circ}N$ del arco de coordenada longitudinal $12,5^{\circ}E$ - $17,5^{\circ}W$.

Esta fórmula, al igual que otras expresiones matemáticas, viene a reflejar el valor de los intercambios térmicos entre el aire polar y el aire tropical. Intercambios que pueden interpretarse como la fuerza motriz de la circulación general que, en la troposfera media, oscila entre un movimiento predominantemente zonal o de alto índice y un movimiento meridiano o de bajo índice. La oscilación de un tipo de circulación a otro y su alternancia por periodos de tres a seis semanas, forma el llamado índice de ciclo (Stringer, 1972). Un índice que podría equivaler al NAOi de las investigaciones más recientes, si bien frente al dipolo

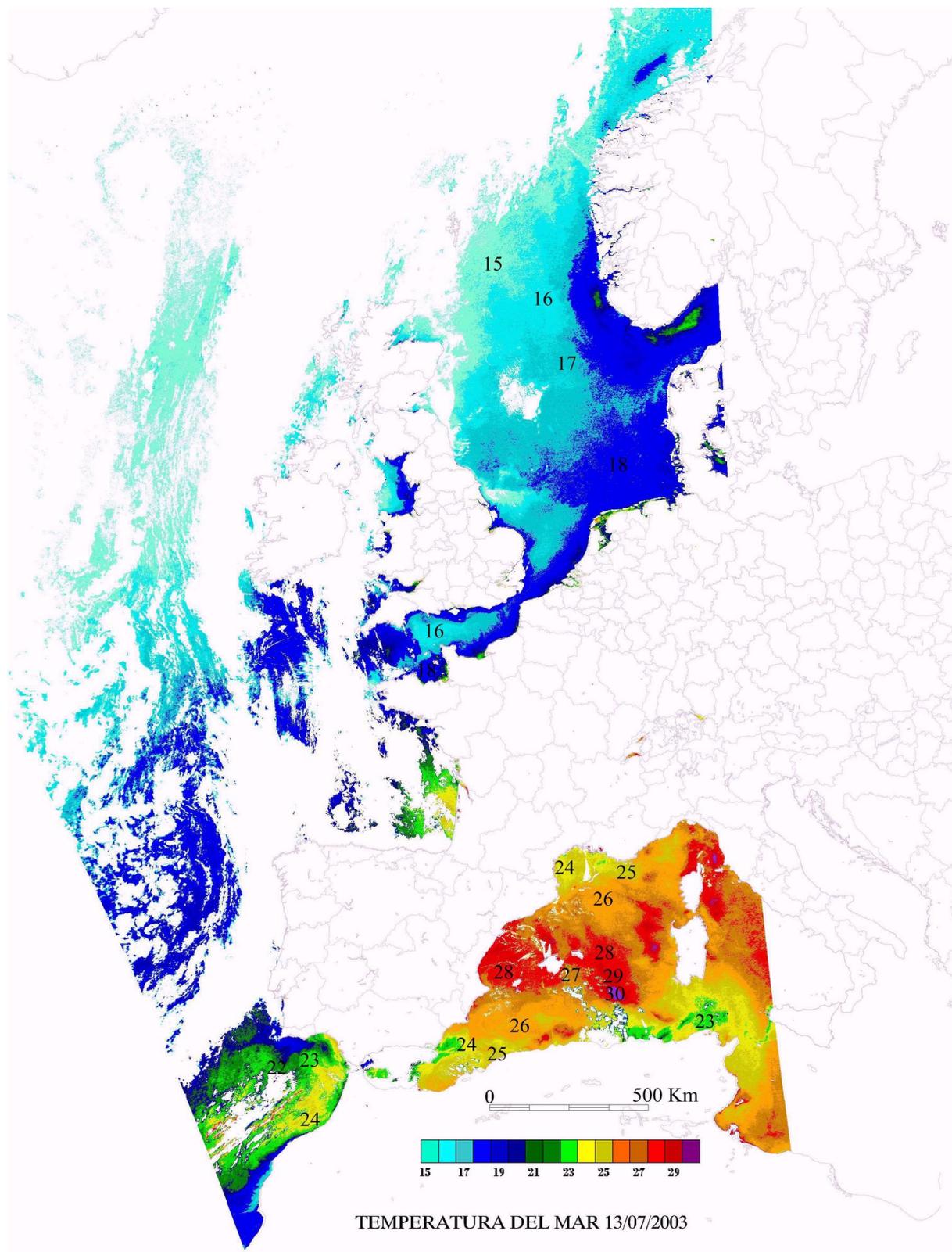


Figura 10. El notable gradiente térmico hemisférico existente a mediados de julio de 2003 (termografía obtenida sobre la imagen NOAA, 13/07/2003) fue precursor de la situación de índice zonal bajo con apreciables precipitaciones sobre el litoral mediterráneo (Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I).

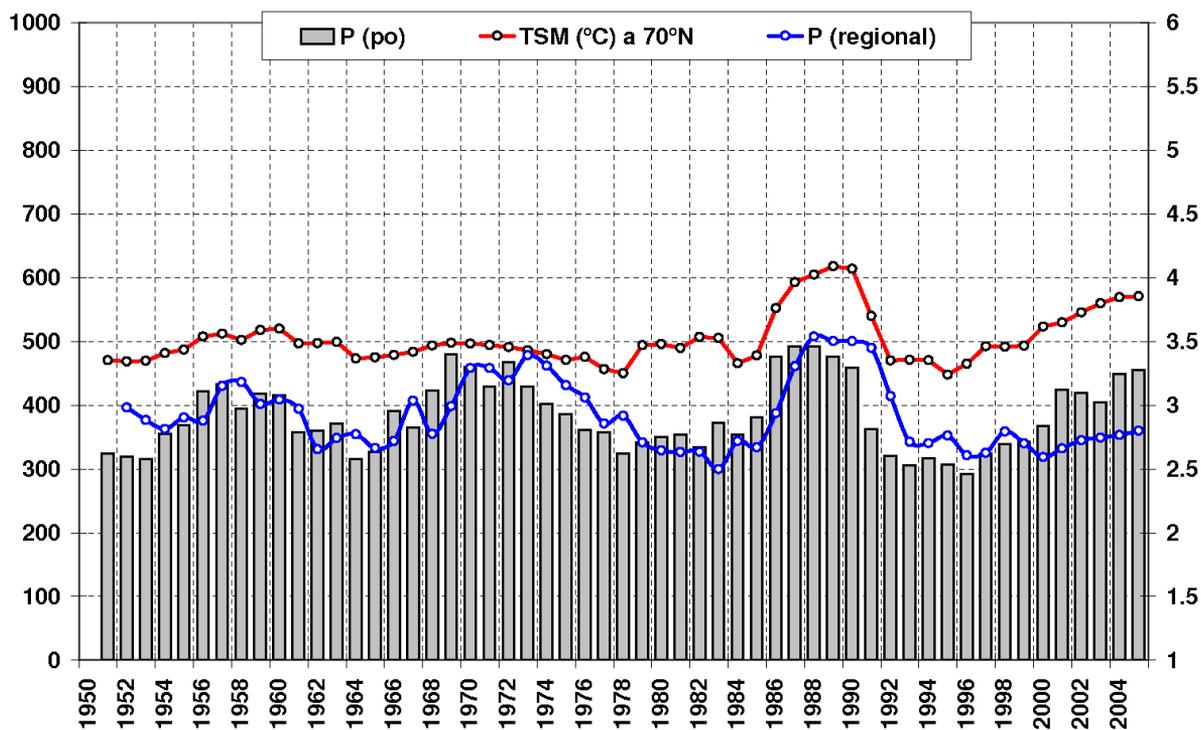


Figura 11. Evolución térmica suavizada (en rojo) de la TSM invernal (diciembre-febrero) a 70°N (promedio 12,5°E a 17,5°W) a partir del HadSST2 data set (Rayner et al., 2006) y de las precipitaciones anuales mediterráneas, suavizadas, en $P(po)$, observatorios de primer orden de Murcia, Alacant, València y Castelló, y $P (regional)$, promedio anual de medio centenar de observatorios con más de 50 años de registros (INM-AEMET) homogeneizados con el método *Standard Normal Homogeneity Test*. Para las series de precipitación mirar el eje izquierdo y para la TSM el eje derecho.

Islandia-Azores opone el estado energético (geopotencial) sobre la longitud oceánica del Atlántico Norte entre los paralelos 60°N y 40°N.

Consecuentemente con esta oscilación del índice de ciclo, durante el transcurso de periodos de índice elevado, entre las latitudes polares y las latitudes tropicales las diferencias térmicas están bien marcadas. Ello determina la existencia de un flujo atlántico del oeste, amplio y bien delineado zonalmente, cuya intensidad contribuye a contener las masas de aire frío en las latitudes elevadas y las masas cálidas en las latitudes bajas. Esta situación atmosférica durante los períodos con alto valor de índice es, generalmente, la característica de las épocas de estabilidad. Sin embargo, la prolongación de tales situaciones de índice elevado suele generar una exageración de los gradientes térmicos meridianos por acumulación de aire frío en las latitudes elevadas y aire cálido en las medias y bajas (Figura 9). La correlación entre ambas variables es de 0,61.

Durante los ciclos de índice bajo, los vientos del oeste, en la troposfera media y alta, describen trayectorias más bajas en latitud y con ondas más o menos marcadas de modo que las anomalías térmicas positivas y negativas se yuxtaponen. El índice zonal de circulación o velocidad de los vientos del oeste en las latitudes medias (Kidson, 1985) pasa de

valores siempre superiores a los 15-16 $m s^{-1}$ de promedio mensual a valores débiles menores de 8 $m s^{-1}$ igualmente de promedio mensual, de acuerdo a las observaciones y según la expresión matemática:

$$V = -\frac{g}{f} \frac{H_2 - H_1}{Y_2 - Y_1} \tag{3}$$

una función en donde V es la velocidad del viento geostrófico, H_1 y H_2 los geopotenciales medios a lo largo de los paralelos geográficos 35°N y 55°N en superficies isobáricas de 700 ó 500 hPa, con Y_1 e Y_2 de coordenadas latitudinales, siendo f el parámetro de Coriolis, y g la aceleración de la gravedad.

De este modo, cuando la acumulación de aire frío en las latitudes polares o de aire cálido en la zona tropical o en la misma cuenca mediterránea son excesivas, la atmósfera se comporta como un gigantesco condensador que se descarga bien con erupciones de aire frío o bien con dorsales cálidas activadoras de los bloqueos. Son precisamente éstos los mecanismos que, durante las situaciones con índice de circulación zonal bajo, provocan la alteración de las típicas situaciones de estabilidad por las situaciones de inestabilidad y precipitaciones sobre la fachada oriental de España.

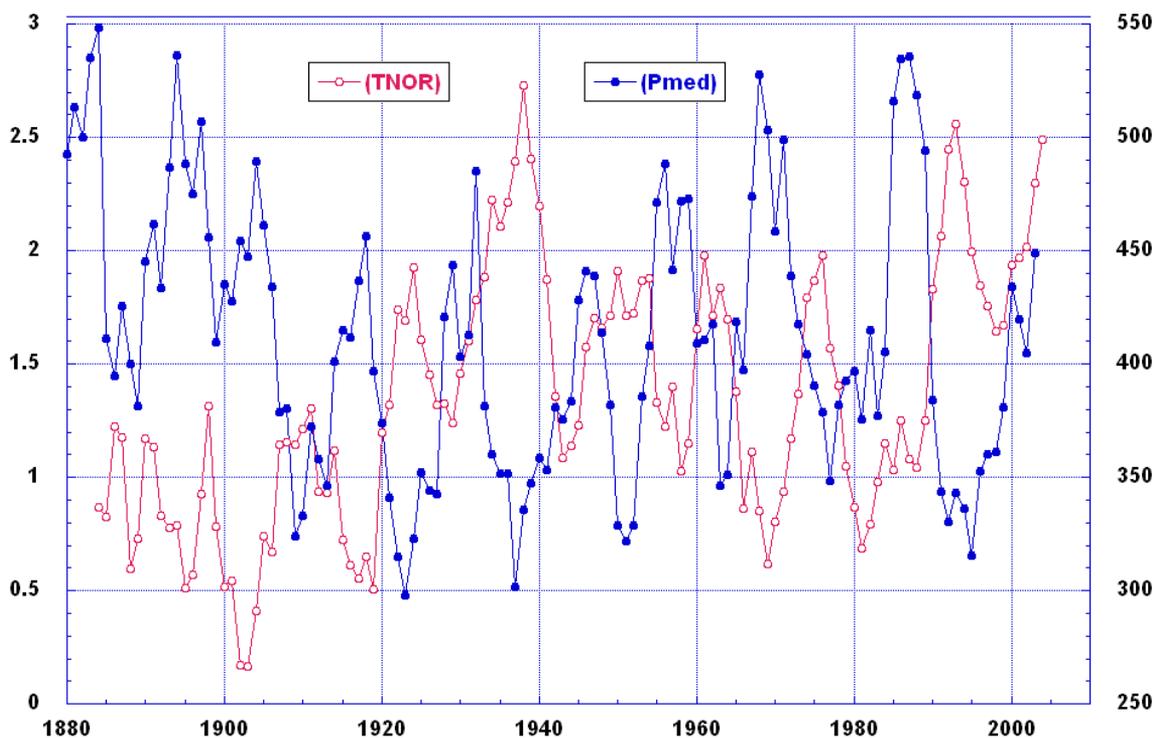


Figura 12. Evolución térmica suavizada mediante medias móviles de 5 años (en rojo) de los observatorios subpolares (en Islandia, Akureyri, Teigarhorn y Stykkishólmur, en Noruega, Vardo, Karasjok, Glomfjord y Longyearbyen) y de las precipitaciones mediterráneas, con idéntica suavización, (en azul).

Las grandes anomalías de la circulación general tales como las ciclogénesis explosivas son consecuencia de anomalías semejantes en la distribución de la energía (Namias, 1987 y 1989). Ello sugiere que las grandes anomalías en la TSM del Mediterráneo occidental podrían ser una de tales alertas (Quereda-Sala y Montón, 1994, 1989a y 1989b). En este orden de procesos es lícito plantearse la hipótesis de que las anomalías energéticas detectadas por la TSM pudiesen estar en la base de los ciclos pluviométricos mediterráneos de acuerdo a los mecanismos invocados, hipótesis y procesos que hemos venido reafirmando a través del análisis de las situaciones de mayor intensidad pluviométrica padecidas sobre el Mediterráneo español en el transcurso de las tres últimas décadas. Todas las grandes ciclogénesis estivales y otoñales, con más de 50 mm día^{-1} de precipitación, sobre amplias áreas de las regiones de València y de Murcia, han venido precedidas de apreciables anomalías en la interfase atmósfera-mar. Estas anomalías han consistido en valores de la TSM por encima de 26°C y gradientes aire-mar de 5 a 6°C . Especialmente la gran ciclogénesis del 4 a 7 de septiembre de 1989, con precipitaciones de más de 150 mm en Castelló, registraba 29°C en la TSM del mes de agosto (Quereda-Sala, 1990). Asimismo, en la mayor parte de ellas, las condiciones

térmicas de la interfase atmósfera-mar, vistas a gran escala, presentaban sensibles anomalías hemisféricas. La más característica es la de un notable enfriamiento de la TSM en las aguas subpolares del Atlántico Norte. Esta anomalía energética podría contribuir no sólo al mismo drenaje de aire frío sobre la cuenca del Mediterráneo sino que, mediante la exageración de gradientes térmicos aire-mar, potenciaría los disparos convectivos.

6 Las teleconexiones energéticas entre la actividad ciclogénica mediterránea y la TSM del Atlántico Norte

Por lo descrito, vemos que una adecuada descripción del campo térmico superficial del mar es una necesidad de los modelos numéricos de previsión del tiempo, modelos cuya creciente exactitud en la descripción vertical de la atmósfera exigen una parametrización satisfactoria de los intercambios océano-atmósfera en esa capa límite de la atmósfera (Ratier, 1986). Este es uno de los grandes retos actuales, al que la alta resolución de las imágenes obtenidas por satélite viene a aportar nueva información (Merle y Tourre, 1983).

Este decisivo papel del campo térmico marino parece responder a uno de los principales hechos o rasgos físicos del océano, su alta capacidad calorífica y conductividad, muy superiores a las del aire. Estas propiedades hacen de la TSM un valor altamente significativo del estado energético global. La presencia de grandes anomalías traduce la acumulación de esos excesos o déficits latitudinales de calor que están en la base de las grandes alteraciones de la circulación general. A través de ellas la atmósfera parece comportarse como un gigantesco condensador que mediante las expulsiones de aire tropical o polar trata de restablecer el equilibrio energético a gran escala. Un reajuste que precisa sacar la energía de sus reservorios oceánicos para redistribuirla atmosféricamente. Mecanismo capital en este proceso es la evaporación ya que cada gramo de agua evaporada hace pasar 2500 julios a la atmósfera (Figura 10).

Como consecuencia de todos estos procesos energéticos, es lícito plantearse la hipótesis de que las grandes anomalías térmicas detectadas en la TSM pudiesen estar en la misma base y origen de las grandes ciclogénesis mediterráneas. En este orden de interacciones, el detonante de las descargas atmosféricas parece ser el déficit energético acumulado en las cuencas oceánicas polares. Tal es el proceso que muestran las teleconexiones energéticas entre la actividad ciclogénica mediterránea y la TSM del Atlántico Norte con un coeficiente de correlación anual de 0,63. Este coeficiente se eleva a 0,74 con la suavización mediante medias móviles trianuales (Figura 11).

De este modo, la energía sacada de los reservorios marinos subtropicales es redistribuida atmosféricamente. Así, en la Figura 12, con registros desde finales del siglo XIX, es posible observar cómo la difusión de calor hacia la troposfera polar se efectúa mediante el calor latente englobado en las ciclogénesis mediterráneas e inyectado en la circulación de altura. El test de correlación con T-Student da un valor próximo a 0,6 y un muy elevado nivel de significación ($<0,0001$), indicativo de la estrecha relación entre ambas variables. Incluso puede constatarse que unas temperaturas polares más elevadas, con disminución del gradiente térmico hemisférico, determinan ciclos pluviométricos con mayor severidad de sequía. Este parece ser el caso del ciclo más reciente y que se opone a los máximos pluviométricos de fines del siglo XIX.

7 Conclusiones

El presente estudio analiza el decisivo papel que las interacciones atmósfera-mar juegan en la original y autárquica climatología de la cuenca occidental del Mediterráneo. Un clima cuyas grandes perturbaciones atmosféricas o ciclogénesis aparecen vinculadas a procesos termoconvectivos activados por la irrupción de masas de aire frío sobre las aguas cálidas del Mediterráneo.

El objetivo principal de este trabajo ha sido el de analizar la posibilidad de que tales drenajes de aire polar

puedan responder a un proceso de reajuste energético hemisférico. Esta necesidad de transferencia térmica meridiana, verdadero músculo de la circulación general de la atmósfera, ha sido verificada mediante la variación del índice de ciclo, $I(\lambda)$, a través de los registros de la velocidad del viento geostrofico así como del gradiente de la temperatura atmosférica 30-60°, a nivel de 700 hPa, sobre el Atlántico Norte. Las variaciones de este ciclo de circulación bajo cualquiera de los índices propuestos son una respuesta al estado energético hemisférico o global, estado energético que tiene en la TSM, temperatura superficial del mar, un valor altamente significativo. La presencia de grandes anomalías en el campo térmico oceánico-marino traduce la acumulación de excesos o déficit latitudinales de calor que están en la base de las grandes alteraciones de la circulación general.

Las correlaciones halladas entre la TSM polar del Atlántico Norte y los ciclos pluviométricos mediterráneos no parecen aleatorias. Al contrario, las teleconexiones analizadas entre la TSM invernal en las aguas polares del Atlántico Norte y los ciclos pluviométricos mediterráneos son altamente significativas. Una teleconexión, sobre el balance energético hemisférico que ha sido verificada sobre la serie histórica de las temperaturas polares en los principales observatorios del Atlántico Norte. Todo ello sin menoscabo de que esas mismas correlaciones físicas puedan ser verificadas mediante modelos de análisis más complejos de circulación general.

Referencias

- Alekseev, G. V. y Bagryantsev, M. V., 1987: *The climate role of ocean surface temperature anomalies in the warm half of the year*, Soviet Meteorology and Hydrology, **5**, 52–56.
- Andersson, A., Bakan, S., y Grabl, H., 2010: *Satellite derived precipitation and freshwater flux variability and its dependence of the North Atlantic Oscillation*, Tellus, **62**, 453–468.
- Bueh, C. y Nakamura, H., 2007: *Scandinavian pattern and its climatic impact*, Q J R Meteorol Soc, **133**, 2117–2131.
- Colin de Verdière, A. y Blanc, M. L., 2001: *Thermal resonance of the atmosphere to SST anomalies. Implications for the Antarctic circumpolar wave*, Tellus, **53**, 403–424.
- Egger, J. y Peter-Hoinka, K., 2008: *Mountain torques and synoptic systems in the Mediterranean*, Q J R Meteorol Soc, **134**, 1067–1081.
- Feldstein, S. B., 2007: *The dynamics of the North Atlantic Oscillation during the summer season*, Q J R Meteorol Soc, **133**, 1589–1518.
- Gulev, S. K., Zuleva, O., y Reva, Y., 2000: *Synoptic and subsynoptic variability in the North Atlantic as revealed by the Ocean Weather Station data*, Tellus, **52**, 323–339.
- Jansà Guardiola, J. M., 1951: *Previsión del tiempo en el Mediterráneo occidental*, Revista de Geofísica, **39**, 234–256.
- Jansà Guardiola, J. M., 1966: *La Meteorología en el Mediterráneo Occidental*, Tercer Ciclo de Conferencias, I.N.M., pp. 1-35.
- Kazmin, A., Zatsepin, A. G., y Kontoyianis, H., 2009: *Comparative analysis of the long-term variability of winter surface temperature in the Black and Aegean Seas during 1982-2004 associ-*

- ated with the large scale atmospheric forcing, *Int J Climatol*, **30**, 1349–1359.
- Kidson, J. W., 1985: *Index cycles in the Northern Hemisphere during the Global Weather Experiment*, *Mon Weather Rev*, **113**, 607–623.
- Lejenas, H. y Okland, H., 1983: *Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long-time series of observational data*, *Tellus*, **35**, 350–362.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, B., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R., y Visbeck, M., 2002: *North Atlantic climate variability phenomena, impacts and mechanisms*, *Int J Climatol*, **21**, 1863–1898.
- Martín-Vide, J. y Fernández-Belmonte, D., 2001: *El índice NAO y la precipitación mensual en la España peninsular*, *Investigaciones Geográficas*, Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, **26**, 45–58.
- Martín-Vide, J. y López-Bustins, J. A., 2006: *The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula*, *Int J Climatol*, **26**, 1455–1475.
- Merle, J. y Tourre, Y., 1983: *Le bilan énergétique à l'interface airmer*, *La Météorologie*, **VI**, 51–68.
- Namias, J., 1987: *Factors relating to the explosive North Atlantic cyclone of December 1986*, *Weather*, **42**, 323–326.
- Namias, J., 1989: *Anomalous climatological background of the storm of 15–16 October 1987*, *Weather*, **44**, 98–104.
- NCAR, 2010: *Monthly Northern Hemisphere 72x19 Tropospheric Analyses*, continuing from April 1947, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, ds085.1, Research Data Archive, <http://dss.ucar.edu>.
- Noussier, O., Ducrocq, V., y Ricard, C., 2008: *A numerical study of three catastrophic precipitations events over southern France*, *Q J R Meteorol Soc*, **134**, 111–130.
- Quereda-Sala, J., 1986: *Un aspect du regime thermique en Méditerranée Occidentale*, *Met Mar*, **131**, 13–18.
- Quereda-Sala, J., 1989a: *Blocage et goutte froide sur le Levant espagnol*, *La Météorologie*, **VII**, 2–7.
- Quereda-Sala, J., 1989b: *Las interacciones atmósfera-océano en la climatología del Mediterráneo Occidental*, *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*, Caja de Ahorros del Mediterráneo e Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante, pp. 67–90.
- Quereda-Sala, J., 1990: *Intense Cyclones in the Spanish Mediterranean*, *Weather*, **45**, 278–279.
- Quereda-Sala, J. y Montón, E., 1994: *Las lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana. Interacciones atmósfera-mar*, Col·lecció Universitària, Diputació de Castelló, Castelló, 190 pp.
- Ratier, A., 1986: *Temperature de la mer et analyse objective*, *Met Mar*, **130**, 12–17.
- Rayner, N. A., Brohan, P., Parker, D. E., Folland, C. K., Kennedy, J. J., Vanicek, M., Ansell, T., y Tett, S. F. B., 2006: *Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset*, *J Climate*, **19**, 446–469, <http://hadobs.metoffice.com/hadsst2/index.html>.
- Rodwell, M. J. y Folland, C. K., 2002: *Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability*, *Q J R Meteorol Soc*, **128**, 1413–1443.
- Stephenson, D., Pavan, V., y Bojarin, R., 2000: *Is de North Atlantic Oscillation a random walk?*, *Int J Climatol*, **20**, 1–18.
- Stringer, E., 1972: *Foundations of Climatology*, W. H. Freeman, San Francisco, 586 pp.
- Strong, C. y Davis, R., 2007: *Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere*, *Q J R Meteorol Soc*, **133**, 2109–2115.
- The UNESCO/WMO Seminar on Mediterranean Synoptic, 1958: *Meteorologische Abhandlungen*, Band IX, Heft 1, Institut für Meteorologie and Geophysik der Frein Universität Berlin, Roma.
- Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T. J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., y Esteban-Parra, M. J., 2004: *North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula*, *Int J Climatol*, **24**, 925–944.
- Visbeck, M. H., Hurrell, J. W., Polvani, L., y Cullen, H. M., 2001: *The North Atlantic Oscillation: Past, present and future*, *Proc Natl Acad Sci USA*, **98**, 12 876–12 877.
- Vonder Haar, T. H. y Oort, A. H., 1973: *New estimate of annual poleward energy transport by northern hemisphere oceans*, *J Phys Oceanogr*, **3**, 169–172.
- Watanabe, M. y Kimoto, M., 2006: *Atmosphere-ocean coupling in the North Atlantic: a positive feedback*, *Q J R Meteorol Soc*, **126**, 3343–3369.
- Zeng-Zeng, H. U. y Zhaohua, W. U., 2004: *The intensification and shift of the annual North Atlantic Oscillation in a global warming scenario simulation*, *Tellus A*, **56**, 90–112.