

CAMBIO CLIMÁTICO Y SITUACIONES DE SEQUÍA EN LA REGIÓN MEDITERRÁNEA

J. Quereda Sala, E. Montón Chiva, J. Escrig Barberá,
A. B. Ruescas Orient, B. Moyá Cantavella
Laboratorio de Clima. Universitat Jaume I

Introducción

El objetivo del presente trabajo es el de proyectar alguno de los impactos que un cambio climático podría tener sobre las precipitaciones de la región mediterránea española. Un objetivo de gran trascendencia a tenor de las actuales predicciones que los modelos desarrollados establecen sobre esta región. La búsqueda de un modelo climático para el siglo XXI que integre todas las anomalías observadas, se ha convertido en uno de los mayores retos científicos actuales. No es para menos por cuanto que *el mayor impacto ambiental previsto para los próximos cincuenta o cien años viene constituido por el cambio climático global básicamente atribuido a la actividad humana*. En este orden de conocimientos, las bases científicas del último informe IPCC (*Panel Intergubernamental para el Cambio Climático*), *Climate Change 2001 de las Naciones Unidas*, basadas en los modelos del Hadley Centre, establecen que el incremento global de la temperatura durante el siglo XX ha sido de $0.6\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Un incremento térmico que para el rango de escenarios desarrollado en el IPCC, *Special Report on Emission Scenarios*

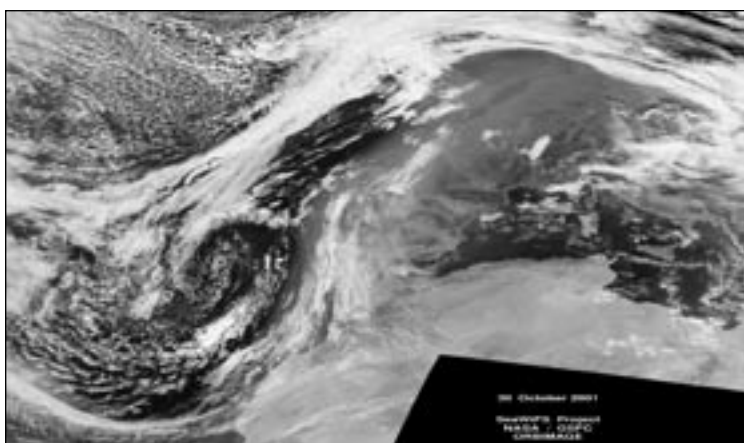


Figura. 1. Espectacular transporte de polvo africano sobre toda la Europa Occidental. La frecuencia de estos aerosoles podría monitorizar un eventual desplazamiento de la zona desértica sobre ámbitos ibéricos.

(SRES), va a suponer un calentamiento global entre 1.4 °C y 5.8 °C hacia el año 2100 (fig. 1). Incrementos energéticos sobre los que los modelos desarrollados establecen un gradual aumento del nivel del mar entre 0.09 y 0.88 metros para el mismo año.

Estos mismos modelos proyectados por el Hadley Centre, para un escenario de un incremento anual del 1 % en la concentración atmosférica del CO₂, predicen que nuestra región mediterránea

será la más vulnerable de Europa a los efectos del cambio climático. Vulnerabilidad basada en que simultáneamente al aumento térmico de 2 ó 3 °C, se produciría una reducción de recursos hídricos. El valor de la misma, en el modelo de tercera generación (HadCM3) podría alcanzar hasta un 33 % de las actuales magnitudes de escorrentía mediterráneas, ya de por sí escasas con valores medios anuales de 75 mm en las tierras valencianas y tan sólo 50 mm en la Región de Murcia. Un escenario previsto en la reciente planificación hidráulica en España (fig. 2).



Figura 2. Libro Blanco del Agua. Escenario n° 2. Impacto sobre los recursos hídricos a través de la reducción de la escorrentía. La Región mediterránea podría sufrir una grave reducción de hasta el 50% en sus escorrentías.

LOS MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES Y SUS PROYECCIONES MEDITERRÁNEAS

Consecuentemente, y dentro de ese escenario global o planetario, la cuestión es: ¿Qué clima cabe esperar a nuestra región mediterránea a lo largo de la primera mitad del siglo XXI? Una cuestión a la que el desarrollo de los modelos globales de la circulación (CGMs) ha venido aportando aproximaciones interesantes aunque muy inseguras. La principal debilidad de los mismos reside en nuestra insuficiente comprensión del Sistema Climático y de sus ingredientes claves: agua y energía. No obstante, el estudio llevado a cabo sobre el comportamiento de algunas estructuras de la Circulación General así como sobre las interacciones atmósfera-mar permite aventurar alguna hipótesis.

Las situaciones de sequía han sido interpretadas como una consecuencia de las largas fases de estabilidad anticiclónica que caracterizan la dinámica atmosférica regional. Una dinámica atmosférica regida por la presencia casi constante de un anticiclón subtropical, el de Azores, cubriendo como un escudo el ámbito de la Península Ibérica y alejando toda la influencia pluviométrica del denominado "frente polar". Sin embargo y sin menoscabo de esa persistencia anticiclónica sobre nuestro ámbito hoy existen serias dudas sobre la naturaleza de estas estructuras atmosféricas e incluso sobre la misma validez de estos esquemas (fig. 3).

La presencia de este cinturón de altas presiones sobre las latitudes subtropicales ha sido atribuida a la existencia de vastos movimientos de vientos subsidentes en el borde de la célula intertropical de Hadley. Estos

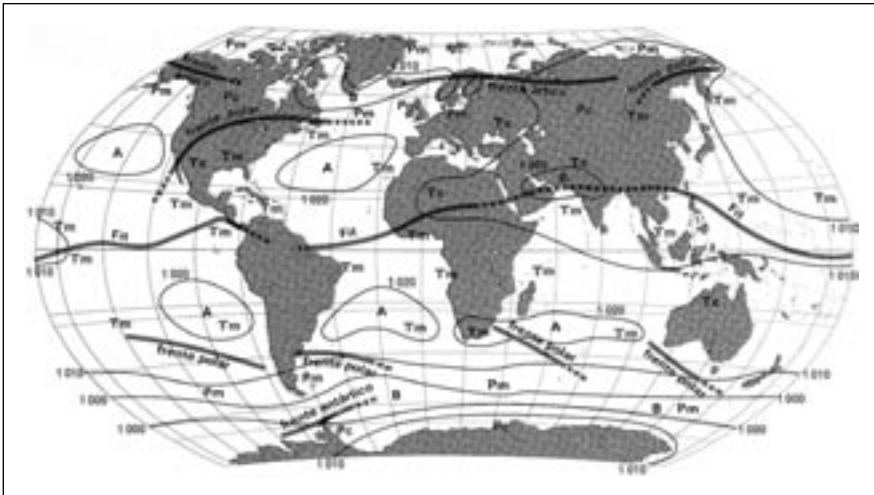


Figura 3. Las grandes estructuras atmosféricas de la Circulación General con el Anticiclón de Azores como rector de las situaciones de tiempo estable y de sequía.

vientos descendentes comprimirían el aire determinando las altas presiones subtropicales con calentamiento del aire y estabilización atmosférica. Sin embargo, la subsidencia observada es de tan débil potencia y velocidad que no puede explicar bien la enorme compresión necesaria a un volumen tan extraordinario de aire. De la misma manera no es posible explicar los valores de humedad elevada, temperaturas frescas y cambios bruscos de tiempo que imperan en esas zonas. Asimismo el carácter individualizado de estas células anticiclónicas y su ubicación espaciotemporal extraordinariamente irregular no se corresponden con la regularidad de los mecanismos invocados. Unas incertidumbres que, sin embargo, no impiden mantener el juego de esas grandes estructuras atmosféricas como el pilar básico de la Circulación General de la Atmósfera.

Actualmente se piensa que el origen de estas enormes células anticiclónicas subtropicales, entre ellas la de Azores, capaces de proyectar sequía y desertificación en los territorios que cubren, de modo permanente o estacional, viene asociado a nuevos esquemas de la circulación atmosférica general. El *esquema tricelular* de la circulación (ROSSBY, C. 1941), por cómodo que sea, nunca estuvo exento de reproches y lagunas. Estos se han centrado muy especialmente sobre la artificiosidad de esa importante barrera de altas presiones subtropicales situada sobre la región más cálida del globo,

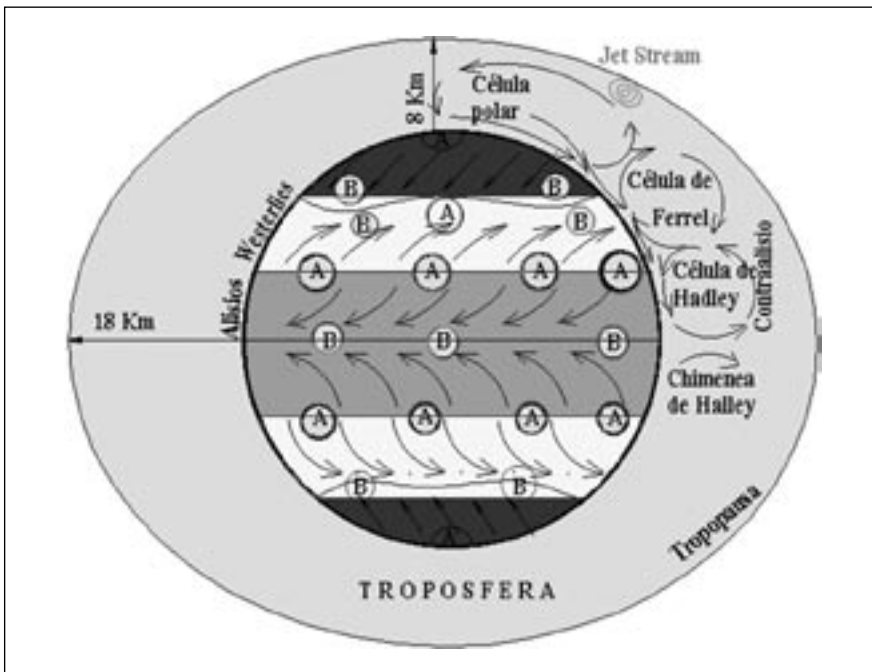


Figura 4. El esquema tricelular de la circulación atmosférica con las columnas ciclónicas y anticiclónicas de la célula de Ferrel.

así como sobre el carácter indirecto que el esquema presta a esa célula de las latitudes medias 30-60° o Célula de Ferrel que permanece aislada de la célula polar. Por ello, incluso el mismo Rossby y sus colaboradores sintieron la necesidad de revisar sus concepciones y completarlas (fig.4).

La principal de estas revisiones descansa sobre la observación de que las temperaturas permanecen constantes sobre el mismo paralelo, independientemente de los déficits o excesos de la radiación. Es decir que los tres anillos de Rossby (1941) no pueden permanecer independientes y sin intercambios. Estos intercambios se explican, en la *revisión moderna*, por la acción de núcleos isobáricos considerados hasta ahora como secundarios o simples perturbaciones de la circulación general. Estas células o columnas atmosféricas transportan hacia el polo la mayor parte del calor y de la cantidad de movimiento necesarios al equilibrio hemisférico.

Sin embargo, en las latitudes bajas, dominadas por una masa aérea cálida y homogénea, ese mecanismo puede resultar insuficiente por sí mismo para llevar a cabo todo el transporte de energía que se estima necesario para un equilibrio energético de esa faja excedentaria. En esa célula de Hadley el principal transporte vertical de calor se produce en los cumulonimbos asociados a perturbaciones organizadas en la vaguada ecuatorial de bajas presiones. Este drenaje del exceso de calor que termodinámicamente se opera sobre la faja de máxima acumulación energética explicaría esta gran homogeneidad así como la naturaleza anticiclónica de esta extensa zona planetaria. La actual imaginería de satélite es bien expresiva de esta dinámica

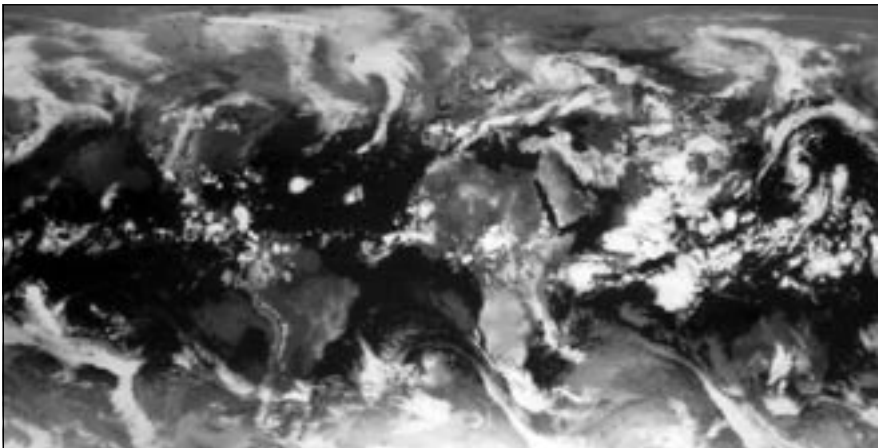


Figura 5. La imagen global multisatélite del día 20 de septiembre de 1993, permite ilustrar el juego de las estructuras atmosféricas. Resultan expresivas las células de Hadley, al norte y sur de la zona de convergencia intertropical (ITCZ), las áreas anticiclónicas subsidentes así como las zonas neurálgicas de interacción entre el fluido intertropical y el polar.

característica de la célula de Hadley, así como de las interacciones que se operan en sus bordes y en el contacto con la célula polar (fig. 5).

Estos procesos de transferencias energéticas que se desarrollan en los límites de la célula de Hadley van a hacer de la célula de Ferrel una zona intermedia de naturaleza esencialmente interactiva entre las masas de aire tropical y polar. Interacciones potenciadas por la influencia de factores geográficos y que son la causa de las perturbaciones ciclónicas y anticiclónicas extratropicales. Estas verdaderas columnas atmosféricas están regidas en su desplazamiento por la dinámica rotacional con alternancia de crestas y senos englobados en el flujo general del oeste "westerlies". A través de esas columnas turbulentas se operan las transferencias energéticas entre las masas de aire tropical y polar. Incluso recientemente se ha tratado de ver en la aglutinación de los anticiclones móviles polares la causa de esas vastas áreas de alta presión subtropicales (LEROUX, M, 2001). La célula de Ferrel, en el contacto de las masas de aire tropical y polar, vendría así caracterizada por ser la zona con mayores variaciones térmicas y pluviométricas del planeta, extraordinariamente baroclínica y con rápidos hundimientos de la tropopausa (fig. 6).

Allí donde este hundimiento es más acusado, entre los 65° de latitud y el polo, sobre la zona de mayor déficit energético, se extiende la célula polar. La masa aérea muestra temperaturas frías si bien aparece dotada de una notable homogeneidad. Las temperaturas registran un notable descenso hacia los 65-70° de latitud y desde aquí apenas descienden ya hasta el polo a través de más de 2000 Km. Esta acusada homogeneidad, especialmente en la troposfera media y alta, está causada por la subsidencia de los flujos superiores del oeste elevados en las columnas ciclogénicas de la célula de Ferrel que transportan hacia el polo la energía sacada de las latitudes bajas y medias, especialmente de los reservorios oceánicos (fig.7).

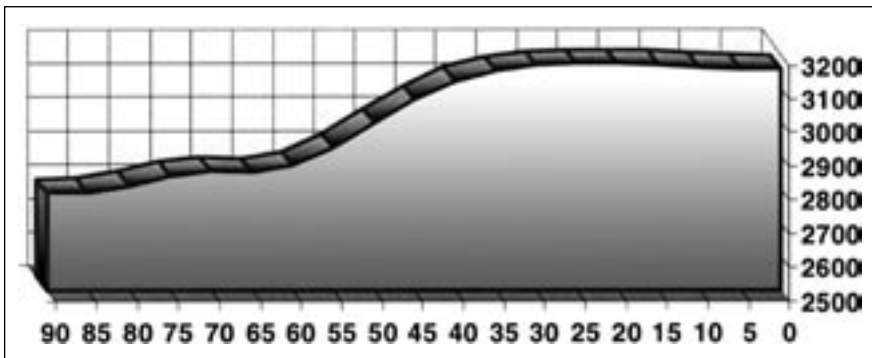


Figura 6. Topografía hemisférica de la superficie de presión de 700 hPa en mvp (1980-2004) (Dattore, B. and Spangler, W., 2005). El gradiente hemisférico de presión es fiel reflejo de las dos masas de aire o fluidos que interaccionan sobre la zona de las latitudes medias.

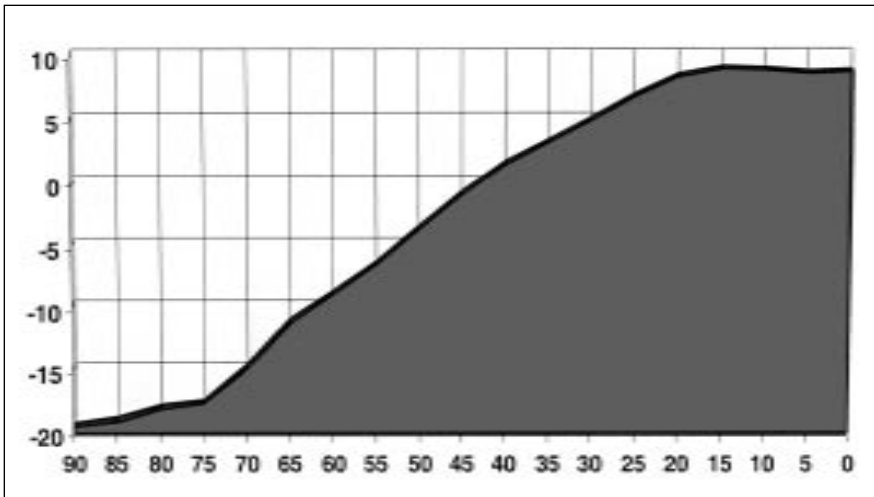


Figura 7. Gradiente térmico hemisférico a nivel de 700 hPa (1980-2004) (Dattore, B. and Spangler, W., 2005), reflejando las dos fuentes energéticas, cálida y fría, que impulsan la circulación atmosférica general.

En síntesis, los datos actuales y la imaginería de satélites muestran que la incesante variabilidad del tiempo en las regiones templadas viene asociada a las interacciones que se operan entre los dos fluidos atmosféricos que componen nuestra troposfera. Entre ambos fluidos se inserta una zona de convergencia termodinámica constantemente barrida por dorsales anticiclónicas y senos ciclónicos. Un conjunto de estructuras atmosféricas que integrantes del sistema climático responden a esa gigantesca máquina térmica funcionando entre una fuente cálida intertropical y una fuente fría polar.

LA ALTERACIÓN DE LAS GRANDES ESTRUCTURAS ATMOSFÉRICAS Y SU REPERCUSIÓN SOBRE LOS PROCESOS CICLOGENÉTICOS DE LA REGIÓN MEDITERRÁNEA ESPAÑOLA

Consecuentemente es aquí donde los procesos inherentes al cambio climático podrían determinar una gran alteración. En este sentido, la disminución del gradiente energético entre ambas fuentes por una gran reducción del albedo polar y aumento térmico, implicaría menores necesidades de transferencias energéticas. En este orden de procesos resulta muy verosímil la fusión progresiva de una gran parte de la “*banquise*” ártica. Se estima, por los datos mareográficos existentes, que el nivel general de los océanos se ha elevado 9 cm en el presente siglo y ascendería 33 cm más a finales del siglo XXI. De este modo, la zona de convergencia termodinámica podría migrar igualmente cuatro o cinco grados latitudinales hacia el norte (figura

8). Su situación se dispondría sobre la faja de máximo contraste térmico, algo al sur de los inlandsis ártico y antártico y donde se originaría una mayor frecuencia de depresiones. Concomitantemente con este desplazamiento, se produciría la dilatación y desplazamiento de la otra gran estructura atmosférica vinculada a la célula anticiclónica de Hadley.

Consecuentemente con estos procesos la Península Ibérica y especialmente la Región de Valencia se hallarían sensiblemente afectadas en estas modificaciones de la Circulación General de la Atmósfera. Así un calentamiento general de la zona entre 1'5 °C y 3° C, como el previsto en la mayor parte de los modelos para el año 2050, podría suponer que la célula subtropical de altas presiones de Azores se desplazase latitudinalmente desde los 37° N de su posición media actual hasta los 41-42° N. Ello podría implicar una reducción considerable del régimen pluviométrico asociado a las borrascas del frente polar o zona polar de convergencia termodinámica, así como de las irrupciones de aire frío. Simultáneamente, la elevación de las temperaturas podría provocar un aumento de las evaporaciones y un menor rendimiento de los recursos hídricos, fruto de las advecciones de masas aéreas africanas. Incluso algunos modelos llegan a cifrar la disminución en valores del 20-25 % en el transcurso de los próximos 50 años (M. L. PARRY et al., 1999) y en la reciente planificación hidrológica en España.

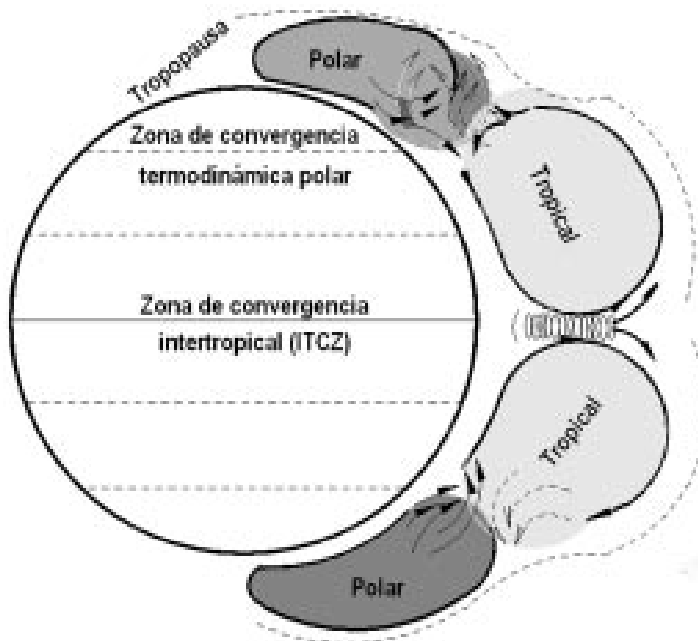


Figura 8. Uno de los mayores efectos del cambio climático sería la alteración de las grandes estructuras atmosféricas con una dilatación de la célula tropical y contracción latitudinal de la célula polar.

Esta alteración de las grandes estructuras atmosféricas sería la consecuencia directa de las modificaciones experimentadas por el sistema climático que integrado por los subsistemas conjuntos de la atmósfera, la hidrosfera y la litosfera-cryosfera, constituye una gigantesca máquina térmica funcionando entre las fuentes cálida y fría asociadas respectivamente a la radiación solar y a la irradiación de la tierra hacia el espacio. Como consecuencia reactiva de estas interacciones resulta una necesidad básica de transferencia térmica meridiana que juega un papel esencial en la máquina climática (T. H. VONDER HAAR and A. H. OORT, 1973). Ciertamente que ello no es otra cosa que el teorema fundamental de la circulación descubierto por V. Bejerknes en 1897. En un campo baroclínico, la intensidad de una circulación térmica depende solamente del número de solenoides, es decir de la variación o gradiente de temperatura a lo largo de una superficie isopícnica o isentrópica. Es decir de la diferencia térmica meridiana entre el ecuador y el polo. Este índice de ciclo de la circulación atmosférica puede ser expresado por diversas fórmulas matemáticas (H.LEJENAS et H. OKLAND, 1983, J.W. KIDSON, 1985). Todas estas fórmulas vienen a reflejar el valor de los intercambios térmicos entre el aire polar y el aire tropical. Intercambios que constituyen la fuerza motriz y básica de la circulación general que, en la troposfera media, oscila entre un movimiento predominantemente zonal ó de alto índice y un movimiento meridiano o de bajo índice (fig.9).

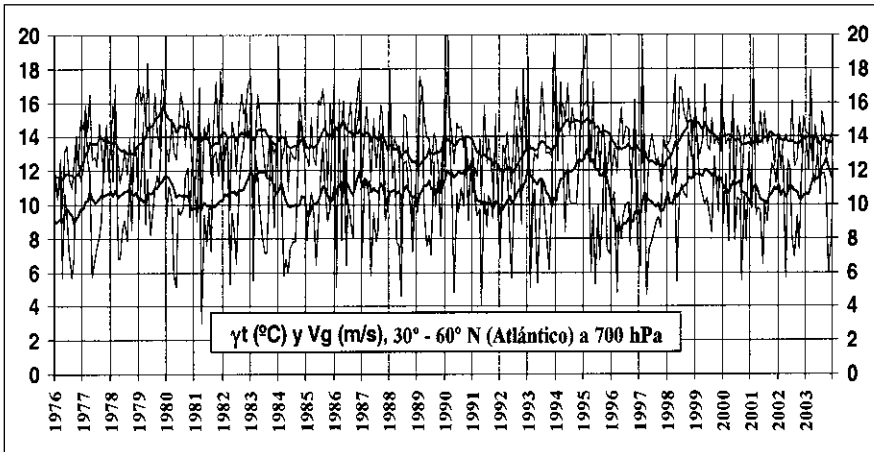


Figura 9. Promedios mensuales de la velocidad del viento en m/s y del gradiente térmico 30°-60°N a 700 mb sobre el Atlántico. La figura muestra, en promedios mensuales y móviles, que las situaciones de II (índice de ciclo) elevado no son favorables para la distribución hemisférica de la energía, sino que, por el contrario, parecen exagerar los gradientes térmicos (Dattore, B. and Spangler, W., 2005).

De este modo, cuando la acumulación de aire frío en las latitudes polares ó 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.

Consecuentemente, en estas situaciones de vientos débiles, *desde la célula ecuatorial de Hadley, el calor va a transmitirse bien bajo forma sensible o en modo latente*. En el primero de los casos, las latitudes templadas y subpolares son afectadas por torbellinos o núcleos de calor y más notablemente por dorsales de aire cálido y situaciones de bloqueo. Su irrupción supone la instauración de circulaciones onduladas y tiempo muy variable que difunden el calor latente a través de la difusión de las borrascas que parece el mecanismo principal y en el que el estado energético oceánico-marino juega un papel esencial.

Este decisivo papel del campo térmico marino parece responder a uno de los principales hechos o rasgos físicos del océano, su alta capacidad calorífica, muy superior a la del aire. La energía térmica contenida en un litro de agua corresponde a la contenida en un volumen de tres metros cúbicos de aire a la misma temperatura. El mar constituye así el más formidable de los reservorios de calorías. Ello unido a su gran capacidad conductiva determina asimismo su alta inercia térmica. Esta es 1200 veces mayor que la de la atmósfera, de modo que si ésta última no estuviese realimentada por el sol, podría perder un 64% de su calor hacia el espacio en unos 100 días. Sin embargo, con los océanos unidos a la atmósfera se tardaría 330 años para que el sistema combinado pudiese perder una fracción equivalente de su calor (N.WELLS, 1982,37,4,p.117).

En consecuencia, el amortiguamiento o regulación termostática de nuestro clima a cargo del océano es de gran importancia en el mantenimiento de la estabilidad climática. Todo ello obedeciendo a la diferente manera con que atmósfera y océano se calientan y enfrían. Así, la atmósfera es calentada desde la base en las latitudes inferiores y enfriada desde arriba en las latitudes polares. Ello genera una atmósfera favorable a la inestabilidad convectiva y que fácilmente reacciona y mezcla. Consecuentemente una gran proporción de la masa atmosférica está implicada en la transferencia de calor hacia el polo. Por el contrario, las dos fuentes de calor y subsidencia por enfriamiento del océano se hallan en su superficie. De ello resulta una estructura térmica vertical muy estable en las zonas oceánicas ecuatoriales y tropicales, inhibidora de la convección. Solamente en unas pequeñas regiones oceánicas polares toda la columna de agua está afectada de inestabilidad convectiva. A mayor abundancia, en el Ártico, donde existe un fuerte enfriamiento, la convección está inhibida a causa de un amplio gra-

diente de salinidad ó haloclina a una profundidad de 200 m. Esta haloclina es el resultado de la influencia del agua dulce de los glaciares que cubre la relativamente más cálida pero más salada agua oceánica.

Por todos estos procesos, las transferencias del océano son mucho más lentas que la de la atmósfera. La gran estabilidad oceánica determina que las transferencias de calor entre los niveles superficiales agitados y el océano profundo estén fuertemente obstaculizadas y que durante mucho tiempo los niveles profundos tengan poca influencia en la atmósfera. Es así como las aguas superficiales de los océanos pueden ser calentadas en verano y enfriadas en el siguiente invierno sin tener un efecto significativo sobre las capas más profundas.

Estas propiedades hacen de la Tsm, temperatura superficial del mar, un valor altamente significativo del estado energético global. La presencia de grandes anomalías traduce la acumulación de esos excesos o déficit latitudinales de calor que están en la base de las grandes alteraciones de la circulación general. A través de ellas las atmósfera parece comportarse como un gigantesco condensador que mediante las expulsiones de aire tropical ó polar trata de restablecer el equilibrio energético a gran escala. Sacando, precisamente 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, es decir, 600 calorías (fig. 10).

Conclusiones

La preocupación por el comportamiento de las precipitaciones mediterráneas viene actualmente aumentada por el posible agravamiento de las sequías, previsto en los principales modelos de cambio climático. Consecuentemente hoy más que nunca es preciso ahondar al máximo en la búsqueda de posibles escenarios climáticos que ayuden al hombre a prevenir esos fuertes condicionamientos naturales. ¿Cual sería el impacto de un cambio climático global sobre la precipitación de la región mediterránea española?. Este es el reto científico planteado en el presente trabajo.

Todo el astuto puzle de situaciones atmosféricas se integra en un sistema climático que funciona entre las fuentes cálida y fría asociadas respectivamente a la radiación solar y a la irradiación de la tierra hacia el espacio. Como consecuencia reactiva de ambas fuentes los balances medios netos entre ambos procesos determinan que los *océanos* de las bajas latitudes reciban calor en exceso, pero que a partir de los 35-40 grados de latitud, comiencen a producirse balances negativos y pérdidas de calor. De ello resulta una necesidad básica de transferencia térmica meridiana que juega un papel esencial en la máquina climática. Consecuentemente es aquí donde los procesos inherentes al cambio climático podrían determinar una gran alteración. En este sentido, la disminución del gradiente energético

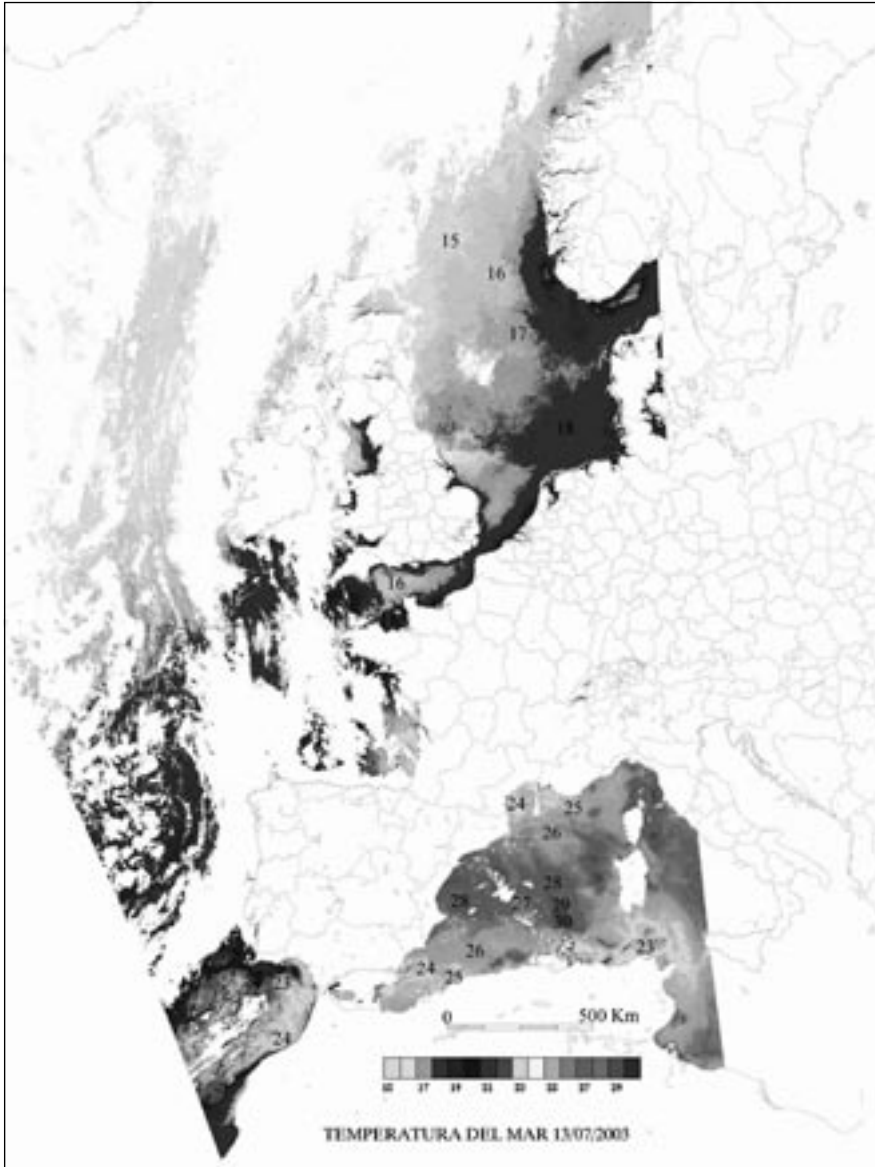


Figura 10. El notable gradiente térmico hemisférico existente a mediados de julio de 2003 (termografía obtenida sobre la imagen NOAA, 13/07/2003) fue precursor de la situación de índice zonal bajo con apreciables precipitaciones sobre el litoral mediterráneo a principios de septiembre (Laboratorio de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

entre ambas fuentes por una gran reducción del albedo polar y aumento térmico, implicaría menores necesidades de transferencias energéticas. De este modo, la zona de convergencia termodinámica podría migrar igualmente cuatro o cinco grados latitudinales hacia el norte. Ello equivaldría a que la región mediterránea quedara más alejada de esa zona neurálgica donde se gestasen las ciclogénesis.

BIBLIOGRAFIA

- BJERKNES, J.(1972). "Large-scale atmospheric response to the 1964-65 Pacific equatorial warming". *J. Phys. Ocean.*,2,pp.212-217.
- DATTORE, B. and SPANGLER, W. (2005). "N. Hemis. 72 x 19 Tropo Anals", Electronic Dataset N° DS085.1. Data Support Section, Scientific Computing Division, National Center for Atmospheric Research (NCAR).
- IPCC Working Group I Third Assessment Report (2001). "Climate Change 2001: The Scientific Basis". Draft version in <http://www.gcric.org/online.html>. 18 pp.
- KIDSON, J.W. (1985). "Index cycles in the Northern Hemisphere during the G.W.E.", *Mon. Weather Rev.*, 113, pp. 607-623.
- LEJENAS, H. and OKLAND, H.(1983). "Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long-time series of observational data". *Tellus*, 35, A, pp.350-362.
- LEROUX, Marcel (2001). "Les climats subtropicaux dits «méditerranéens» et les climats de la Méditerranée", *L'information géographique*, 4, 305-320.
- LEROUX, Marcel (2002). "Les climats subtropicaux dits «méditerranéens» et les climats de la Méditerranée", (2 partie), *L'information géographique*, 1, 34-52.
- OLCINA CANTOS, J. (1993). "Episodios meteorológicos de consecuencias catastróficas en tierras alicantinas", Tesis doctoral, 3 vols.
- PAN, H. Y. y OORT, A.H. (1983). "Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific Ocean for the period 1958-1973". *Mon. Weather Rev.* 111, pp. 1244-1258.
- PARRY et al. (1999) Informe ACACIA, (Projet: A Concertated Action Towards a Comprehensive Climate Impacts and Adaptations Assessment for the European Union).
- QUEREDA SALA, J. (1985). "Ciclogénese et convection dans le Levant Espagnol". *La Météorologie*, VII, 6, pp. 6-10.
- QUEREDA SALA, J. (1989). "Blocage et goutte froide sur le Levant espagnol". *La Météorologie*, VII, 27, pp. 2-7.
- QUEREDA SALA, J.(1990). "Intense Cyclones in the Spanish Mediterranean". *Weather*, 45, 7, pp. 278-279.
- QUEREDA SALA, J.(1990). "Interactions mer-atmosphère et cyclogenèse en Méditerranée". *Météorologie Maritime*, 146, 1, pp. 26-30.
- ROSSBY, C.G. (1941). "The scientific basis of modern meteorology", *Climate and Man*. Yearbook of A, Nueva York, Dep. Of Agr. griculture.
- VONDER HAAR, T. H. and CORT, A. H. (1973). "New estimate of annual poleward energy transport by northern hemisphere oceans", *J. of Phys. Oceanogr.*, 3, pp. 169-172.
- WELLS, N. (1982). "The ocean and climate-an Introduction". *Weather*, 37, 4, pp.116-121.