

LA FORMACIÓN DEL CAMPO TÉRMICO MARINO EN LA CUENCA OCCIDENTAL DEL MEDITERRÁNEO

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

INTRODUCCIÓN

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 precipitaciones, ocasionalmente de gran intensidad.

Esta singularidad, que tanto desconcierta a los meteorólogos, es consecuencia del destacado papel que, en su génesis, juegan los factores geográficos interaccionando con los factores atmosféricos. De ahí que toda comprensión de las situaciones atmosféricas y de los tipos de tiempo que caracterizan nuestro clima haya de basarse en un conocimiento preciso de esos factores geográficos, especialmente del campo térmico marino, y de sus interacciones con la atmósfera.

LA CONFIGURACIÓN OROGRÁFICA

La configuración topográfica de la cuenca occidental del Mediterráneo la convierte en una cubeta de alto reborde, en cuyo fondo aparece un mar cálido y evaporadizo de genuinas consecuencias termoconvectivas. La única comunicación exterior se establece en Gibraltar, donde los escasos 14 Km del estrecho y su canal poco profundo, -286 metros, limitan los intercambios de aguas a la superficie y lejos de esa isoterma de 0-2°C que las aguas frías polares imponen en los fondos oceánicos de 4.000 metros. En consecuencia, sobre la cuenca mediterránea, las temperaturas mínimas invernales de superficie registran tan solo 12 °C, la temperatura atlántica en el nivel profundo de comunicación. Una temperatura que se mantiene hasta los mayores fondos mediterráneos.

Las observaciones directas efectuadas en Gibraltar han puesto de manifiesto la existencia de dos corrientes alternas, superpuestas e inversas. En la capa superficial, hasta poco más de cien metros de espesor, se

establece una corriente media que introduce en el Mediterráneo un flujo de un millón de $\text{m}^3/\text{seg.}$, es decir, unos $31.600 \text{ Km}^3/\text{año}$. Por el contrario, en las aguas más profundas circula una corriente de agua más densa y salada que descarga hacia el Atlántico $30.000 \text{ Km}^3/\text{año}$. Este 5% menos de agua saliente compensa esa misma proporción en la diferencia de salinidad: 36‰ Atlántico, 38‰ Mediterráneo. Entretanto las precipitaciones y ríos mantienen el nivel.



Figura 1. La cuenca del Mediterráneo Occidental se configura como una cubeta de alto reborde donde las capas de aire no son fáciles de renovar. Por ello, la masa de aire mediterráneo, generalmente de naturaleza tropical continental, acoplada y uniformada sobre la superficie marina durante gran parte del año, juega un papel decisivo en la templanza y estabilidad del clima (Imagen NOAA-16, 26 de junio de 2004, canal visible, Laboratorio de Climatología, Univ. Jaume I).

LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA

Las condiciones termohalinas son responsables de esta circulación marina. En toda la cuenca occidental del Mediterráneo, la circulación general de las aguas está guiada por el flujo superficial entrante desde el Atlántico al Mediterráneo (M. Ch. PHILIPPE, 1982; V. LANDES, 2005). Estas aguas oceánicas realizan un giro ciclónico completo a lo largo de las costas si bien con variaciones estacionales de intensidad y gradientes. En verano, la alta salinidad de las aguas mediterráneas, próxima al 39‰, no es óbice para que las elevadas temperaturas den una densidad débil y las aguas permanezcan estables en la superficie. La vena de agua atlántica penetrante, más fresca que las aguas mediterráneas, ve reducida su extensión al mar de Alborán.

Este vortex anticiclónico, inducido por el agua atlántica, provoca un upwelling de aguas frías en la zona litoral desde Gibraltar a Motril con sensibles repercusiones en el clima litoral (V. KLAUS, 1979). A partir de este seno, las aguas atlánticas se extienden de modo paralelo a las costas argelinas. Esta corriente no es capaz de rebasar los 5° E de las costas orientales de Argelia y asimismo aparece muy contenida en su desbordamiento hacia el norte por la gran estabilidad de las cálidas aguas mediterráneas (Fig.2).

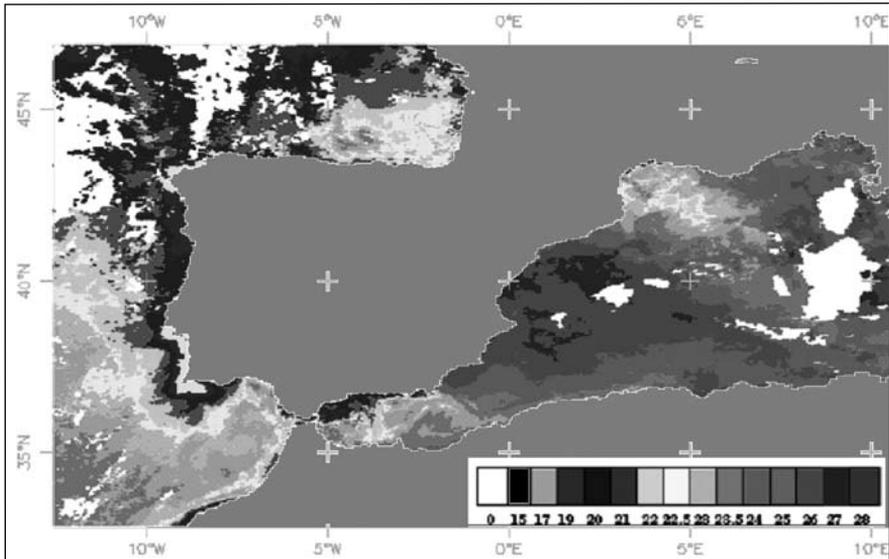


Figura 2. La termografía correspondiente a las imágenes NOAA-HRPT, promedio de la segunda semana de de julio de 2005, muestra la contenida entrada de aguas atlánticas más frescas en la Cuenca Occidental del Mediterráneo. Estas aguas atlánticas, tras hundirse en el centro del vórtice, remontan en las proximidades de la costa andaluza, despues de haberse mezclado con el agua mediterránea subyacente más fría y salada (Laboratorio de Climatología, Univ. Jaume I).

Por el contrario, en invierno, con el predominio de vientos fríos y secos, el enfriamiento y la evaporación determinan un aumento de la densidad y una sumersión en profundidad de las aguas mediterráneas superficiales. Estas aguas, con 12°9°C y 34'8 ‰ de salinidad, salen al Atlántico dando un máximo salino a 1.000-1.200 metros de profundidad (H. LACOMBE, 1971). En superficie, la entrada de aguas atlánticas más cálidas cubre con diversos torbellinos hasta el mar de Alborán. Esta corriente es fuerte y hasta unos 6 metros de profundidad alcanza más de 1 m/s con gran inestabilidad y formando meandros casi permanentes. Estos meandros provocan la formación de dos grandes torbellinos anticiclónicos. El torbellino occidental es el más característico con diámetro de 90-100 Km y en su límite oriental

forma un frente térmico entre Almería y Orán. Las aguas atlánticas pueden alcanzar finalmente las costas argelinas formando la corriente de Argel. Esta corriente, tal y como muestra la figura 3, es muy inestable engendrando torbellinos ciclónicos y anticiclónicos con diámetro de 100 a 200 Km y que pueden derivar hacia el norte mezclándose ya con las aguas del mar balear (I. CHARON et al., 2004). La diferencia de temperaturas entre aguas atlánticas y mediterráneas es bien visible (Fig. 3).

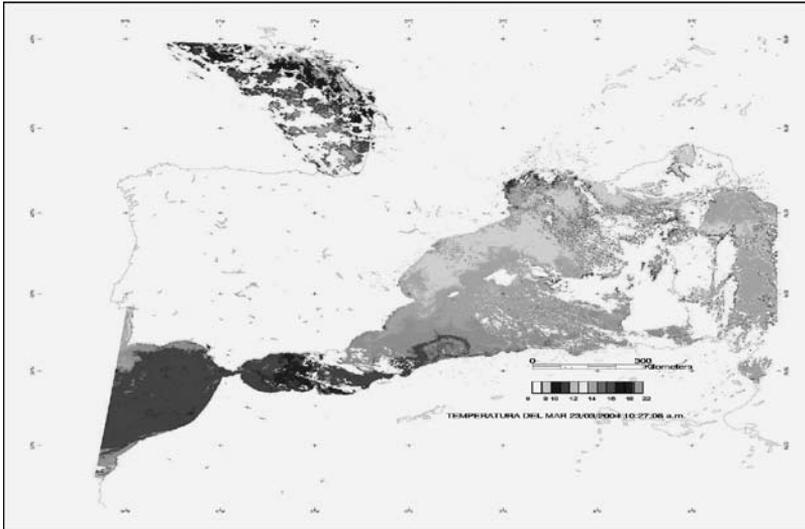


Figura 3. La termografía correspondiente a la imagen NOAA-HRPT del día 23 de marzo de 2004, muestra la amplia entrada de aguas atlánticas más cálidas en la Cuenca Occidental del Mediterráneo, con torbellinos anticiclónicos que se extienden hasta las costas argelinas y de Tunes (Laboratorio de Climatología, Univ. Jaume I).

En este orden de conocimientos, la actual imaginería de satélites en el canal IR permite observar la existencia de tres grandes zonas de interacción termohalina en la cuenca del Mediterráneo. La principal es la del mar de Alborán unida a la cuenca argelina a través de la corriente más acusada del Mediterráneo, la segunda zona es la cuenca norte liguero-provenzal asociada al Ródano y derrame alpino y, finalmente, aparece la zona central o del mar balear. En esta cuenca del mar balear confluyen tanto las aguas atlánticas como las aguas frescas transportadas por la corriente liguero-provenzal que desborda hacia el sur a lo largo del talud continental entre el golfo de Génova hasta Baleares (V. LANDES et F. HERNANDEZ, 2004). Sin embargo, la imaginería de satélite muestra igualmente que en esta zona central de la cuenca mediterránea, la balear, las interacciones atmósfera-mar van a ser predominantes en la caracterización del campo térmico marino (ALCARAZ, 1985).

LAS INTERACCIONES ATMÓSFERA-MAR

Junto a esa dinámica termohalina, las interacciones atmósfera-mar participan conjuntamente en la configuración energética de ese fondo marino de la cubeta mediterránea. En este orden de factores, especialmente en la gran cuenca interior mediterránea, la formación de este campo térmico superficial del mar, a lo largo de las diferentes estaciones del año, obedece a diferentes mecanismos físicos. Unos mecanismos que están desencadenados por las interacciones que se desarrollan en esa interfase atmósfera-mar. Interacciones de naturaleza energética asociadas a esos dos grandes subsistemas físicos del sistema climático global: la atmósfera y el mar.

La energía solar que alcanza esa interfase es la subsistente tras experimentar los procesos inherentes a su trayectoria a través de la atmósfera: absorción, reflexión y difusión. Ello determina que a la superficie del globo alcance un promedio del 47 % de la energía solar incidente en las capas superiores de la atmósfera. Una vez que esta radiación residual alcanza la interfase aire-mar, es parcialmente reflejada y parcialmente refractada en función de la altura del sol, de la nubosidad y del estado dinámico y óptico del mar. La superficie marina refleja muy poco, a menos que el ángulo de incidencia de los rayos solares sea pequeño. De este modo, para un ángulo que exceda de 60 grados, el albedo es tan solo del 2 ó 3 %. Con ello se estima que, en promedio y combinados todos los efectos de reflexión, la cantidad de energía solar que penetra en las aguas es del orden de $170 \text{ Wh}^{-1}\text{m}^{-2}$. Los cálculos efectuados en la cuenca occidental del Mediterráneo dan un valor medio de $0,25 \text{ cal. cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ (J. QUEREDA, 1982).

Esta radiación refractada va a experimentar rápidamente los mecanismos de absorción y difusión. Una absorción muy selectiva ya que a partir de -1 m, tan solo penetra la radiación visible que, en una fracción centrada en el 0,47 μm , alcanza hasta 100 metros (Fig. 4).

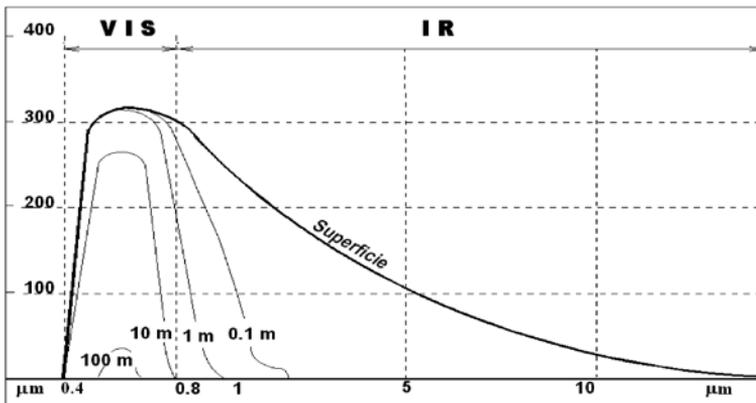


Figura 4. Absorción selectiva del mar de la energía solar incidente sobre la superficie marina.

La absorción de la energía solar incidente es así la primera fuente del calentamiento marino (Fig. 5). Sobre esta absorción, la configuración del campo térmico marino va a responder a uno de los principales hechos o rasgos físicos del mar, 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 1.200 veces mayor que la de la atmósfera (WELLS, 1982).

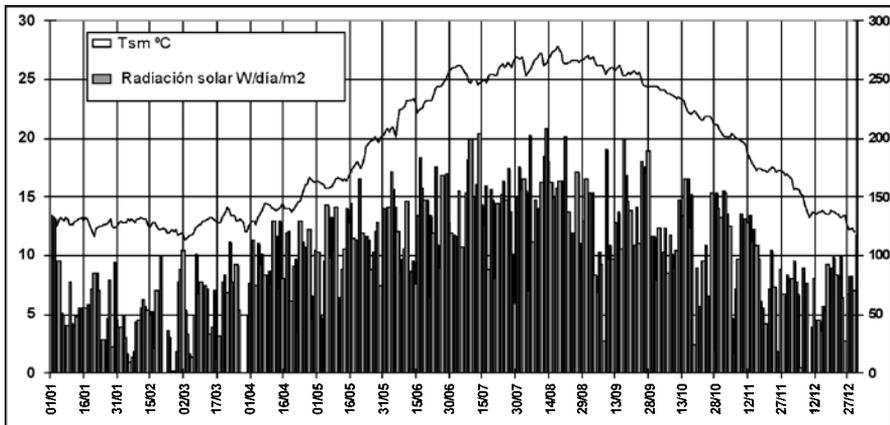


Figura 5. Radiación solar en W/día/m^2 y T_{sm} (Temperatura superficial del mar) a lo largo del año 2004. Observatorio marino.

El estado térmico del globo es en media constante. Consecuentemente, la energía calorífica absorbida debe estar compensada por pérdidas iguales en promedio. Estas pérdidas se realizan mediante tres mecanismos. Uno de ellos es a través de la conducción, cuando el agua es más cálida que el aire. Un segundo mecanismo es por radiación en las grandes longitudes de onda. Finalmente el mecanismo esencial es la evaporación. Este último es el mecanismo capital en estos procesos interactivos, ya que cada gramo de agua evaporada hace pasar 2.500 julios a la atmósfera, es decir, 600 calorías, diez veces más que las pérdidas por conducción. La evaporación tiene así una reacción considerable sobre el estado térmico del mar. No es para menos por cuanto que es posible que sea responsable de una pérdida de agua mediterránea en un promedio anual de un metro. El proceso es tanto más intenso a medida que el aire está más agitado y seco, así como a medida que la superficie marina está más cálida que el aire (Fig. 6).

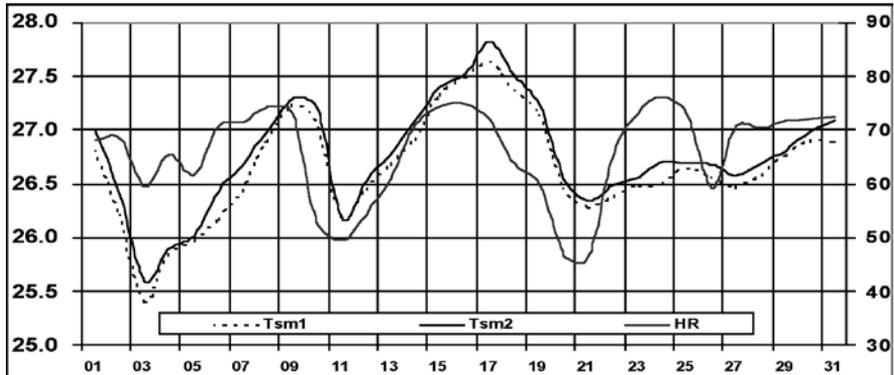


Figura 6. La Tsm a lo largo del mes de agosto de 2004 se muestra netamente tributaria de la tensión de vapor en la interfase atmósfera-mar. Observatorio universitario marino.

Bajo estas condiciones térmicas con una superficie marina más cálida que el aire suprayacente, la masa de agua tiene la temperatura T_m , a la cual corresponde la presión saturante E_m . Sobre la superficie del agua la masa de aire tiene una temperatura T , a la cual corresponde la presión de vapor saturante E . Si el aire no está saturado, la presión de vapor que hay realmente, e , será menor que E . Dado que la temperatura del agua es mayor que la del aire, E_m será mayor que E y consecuentemente que e . De este modo, inicialmente,

$$E_m > E > e$$

y la evaporación de agua en el aire es proporcional a la diferencia

$$\text{Evaporación} = E_m - e$$

Un proceso evaporativo que continuará hasta que esa diferencia se equilibre. No obstante, antes de alcanzar este equilibrio, el proceso molecular determina que e se iguale a E y consecuentemente que el aire se sature. Ello no detiene el proceso ya que:

$$e = E < E_m$$

y la evaporación continúa. En definitiva mientras la superficie del agua permanece más cálida, la evaporación puede proseguir. Sin embargo, bajo condiciones de gran estabilidad y ausencia de viento, dado que el aire ya no tiene capacidad para absorber ese suplemento de vapor, todo él va a ser condensado en pequeñas gotitas de agua. La evaporación y la condensación pueden originar niebla. Procesos que continuarán hasta que la diferencia térmica desaparezca.



Figura 7. NOAA-17, VIS, 18 de marzo de 2006. El espeso manto de nubes que cubre la cuenca mediterránea es de naturaleza estratiforme, mientras que por el Atlántico asoman los cirros y los cúmulos (Laboratorio de Climatología, Univ. Jaume I).

Tales fueron las condiciones atmosféricas paradigmáticas de los intensos procesos de nieblas desarrollados durante los meses de febrero y marzo de 2004. Los procesos más intensos se dieron durante los días 6 y 7 de febrero. El gradiente térmico en la interfase atmósfera-mar era notable durante todo el período. Así, mientras la temperatura superficial del mar (Tsm) registra más de 13 °C, la temperatura del aire era de tan solo 9°C. Ello va a suponer que en esa interfase se esté produciendo una intensa evaporación con una elevada tensión de vapor superficial del agua, E_m , superando netamente la tensión de vapor del aire suprayacente cuya presión atmosférica desciende desde los 1030 a los 1020 mb. Las moléculas de agua escapan activamente hacia las capas bajas del aire. El valor de la humedad relativa asciende entre el 85 y el 90 %, y con la existencia de abundantes núcleos higroscópicos salinos condensa fácilmente. Experimentalmente se ha observado que incluso a partir del 78 % una masa de aire con núcleos higroscópicos de ClNa ya condensa. Simultáneamente la velocidad del viento se mantuvo en valores de calma y siempre inferiores a los 2 m/s suficientes para engendrar, sin embargo, la pequeña turbulencia de mezcla

de vapor (Fig.7).

La termodinámica general asociada a los procesos de evaporación determina que el enfriamiento y la concentración salina aumenten la densidad de las aguas superficiales. Las aguas que experimentan una fuerte evaporación, con su aumento de densidad, tienden a sumergirse hasta el nivel de estratificación correspondiente. De este modo, la absorción de energía y la convección termohalina, difunden la energía sobre capas de espesor variable formando una capa isoterma y homogénea en salinidad (isohalina) limitada en profundidad por la termoclina.

LAS INTERACCIONES INVERNALES

Las interacciones energéticas en esa interfase atmósfera-mar vienen determinadas por esa diferenciada capacidad conductiva de los dos medios físicos en contacto. Ello se traduce en procesos reactivos netamente contrastados entre el invierno y el verano. En este sentido, tal y como muestran las imágenes infra-rojas del NOAA-HRPT durante el otoño e invierno, la temperatura superficial del mar suele ser más elevada que la del aire (Fig. 8).

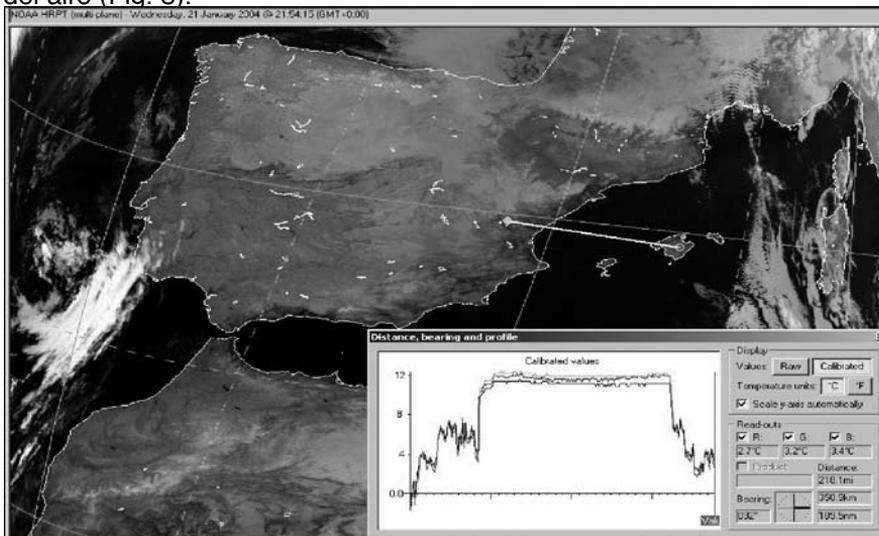
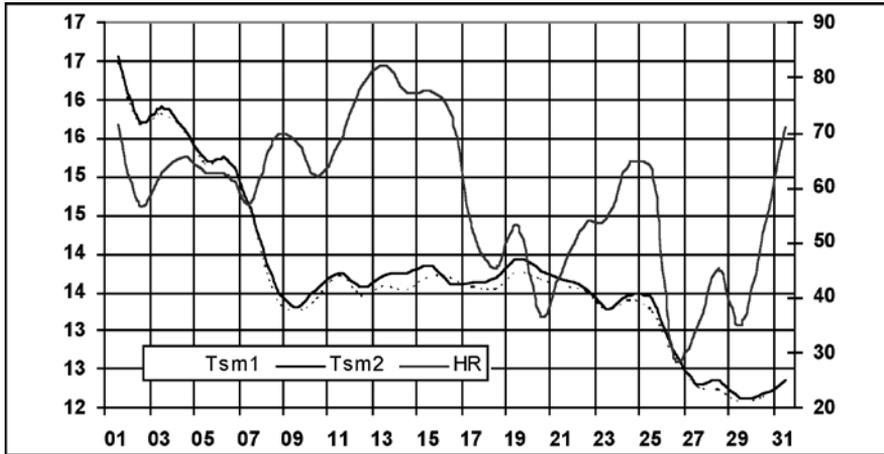


Figura 8. El perfil térmico entre la zona costera peninsular y la isla de Mallorca muestra el papel de manantial caliente del mar durante la época invernal y en período nocturno (Imagen NOAA HRPT, 21/01/2004, 22 h, Laboratorio de Climatología, Universidad Jaime I).

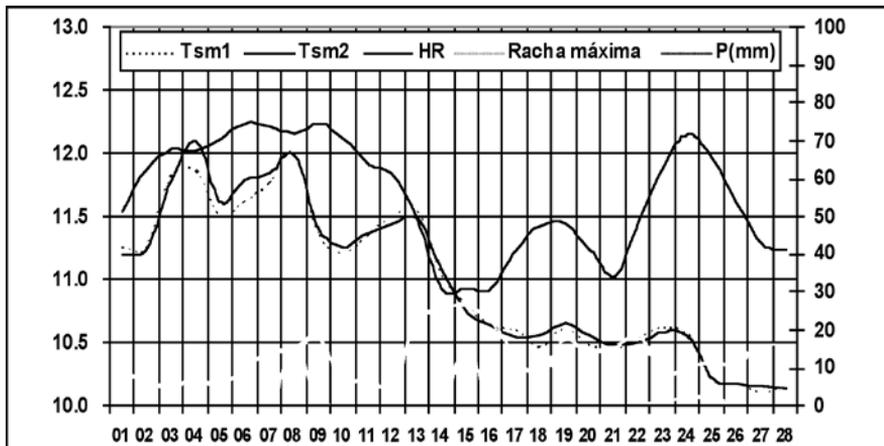
Esa diferencia determina una intensa emisión de calor desde el océano hacia la atmósfera y consecuentemente un enfriamiento de las aguas

superficiales. La evolución de la Tsm es altamente tributaria de los intensos procesos de evaporación que se operan en la interfase. Exponente de estos procesos es el notable enfriamiento de las aguas superficiales del mar a lo largo del mes de diciembre, 5°C, así como de la notable homotermia existente



en esos primeros metros de las aguas marinas (Fig. 9).

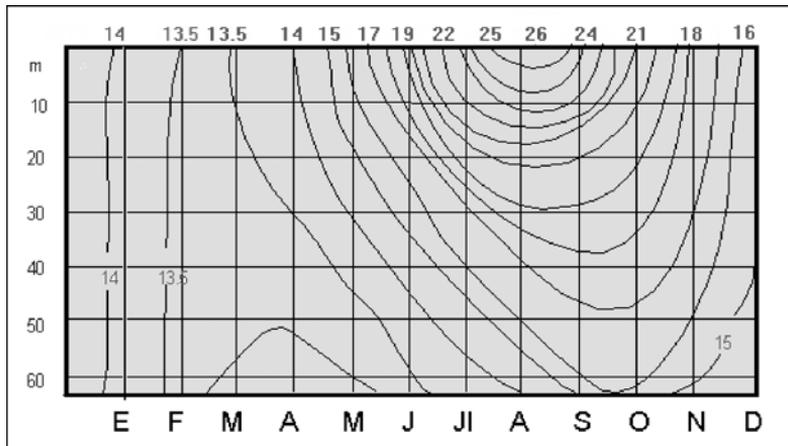
Figura 9. El notable enfriamiento en las aguas marinas superficiales a lo largo del mes de diciembre de 2005 se muestra altamente tributario de las grandes emisiones de calor operadas en la interfase a medida que la H.R. activa los procesos evaporativos.



Observatorio universitario marino.

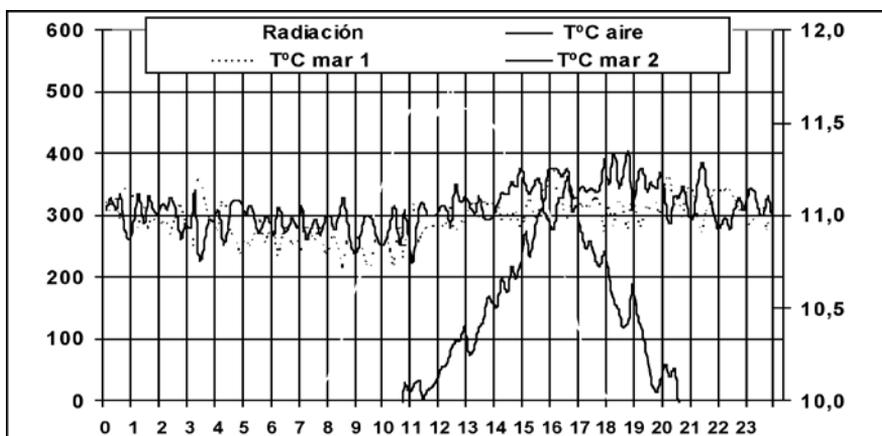
Figura 10. El notable enfriamiento en las aguas marinas superficiales a lo largo del mes de febrero de 2005 se muestra altamente tributario de las grandes emisiones de calor operadas en la interfase a medida que la H.R. y los vientos activan los procesos evaporativos. Los efectos de la dinámica termohalina mantienen contenida la magnitud del enfriamiento. Observatorio universitario marino.

Estos procesos termodinámicos son igualmente intensos a lo largo de todo el período invernal. No obstante, el papel de la circulación termohalina ecuastra la magnitud del enfriamiento superficial de las aguas. Ello es bien visible en la magnitud de las interacciones operadas durante el mes de febrero (Fig. 10). Así, frente a los 5 °C de descenso en la Tsm durante el mes de diciembre, el enfriamiento en los meses centrales del invierno, enero y febrero, es menos significativo, 1 a 2°C, con una gran masa activa en los intercambios de calor y con un límite térmico en esos 12-11 °C de la



comunicación atlántico-mediterránea.

Figura 11. Isotermas medias de profundidad y termoclina frente a las costas



de Castellón, IPP-CSIC y Observatorio universitario (1964-1983).

Figura 12. Régimen diario medio de la Tsm durante el mes de febrero. La continua interacción de los procesos evaporativos y de convección se traduce en esa interferencia de las temperaturas entre -1 y -3 m.

Como queda reflejado en las gráficas, este enfriamiento engendra una activa convección libre en el seno de las aguas oceánicas con la profundización o desaparición sensible de la termoclina. La subsidencia de las aguas más frías de superficie contribuye así a crear un gran espesor de aguas homotermas en el nivel superior de las aguas oceánico-marinas. Espesor que alcanza su máximo valor a finales del invierno y que en esta estación proporciona el máximo volumen de capa activa implicada en el intercambio de calor con la atmósfera. Como consecuencia de esta máxima conducción las oscilaciones térmicas aparecen contenidas en valores inferiores a los del verano. La diferencia térmica media entre -1 y -3 m es de tan solo $0.03\text{ }^{\circ}\text{C}$, valor que refleja los intensos procesos convectivos y subsiguiente profundización de la capa homoterma (Figs. 11 y 12).

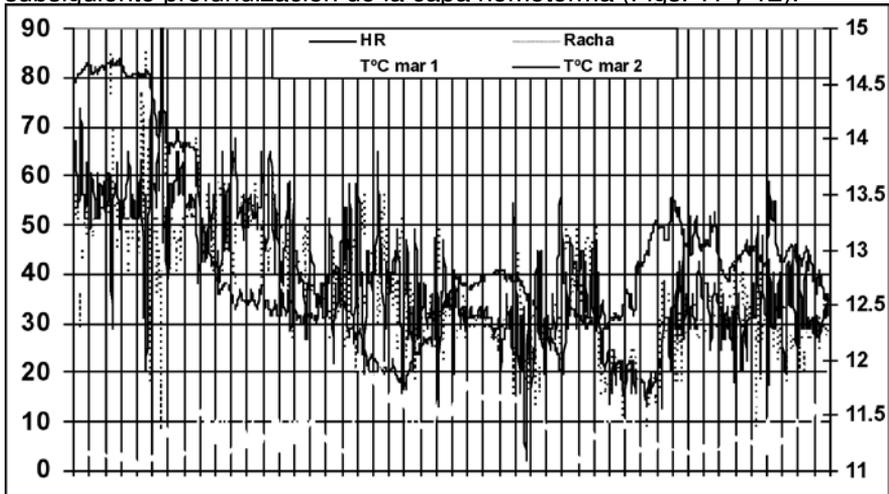


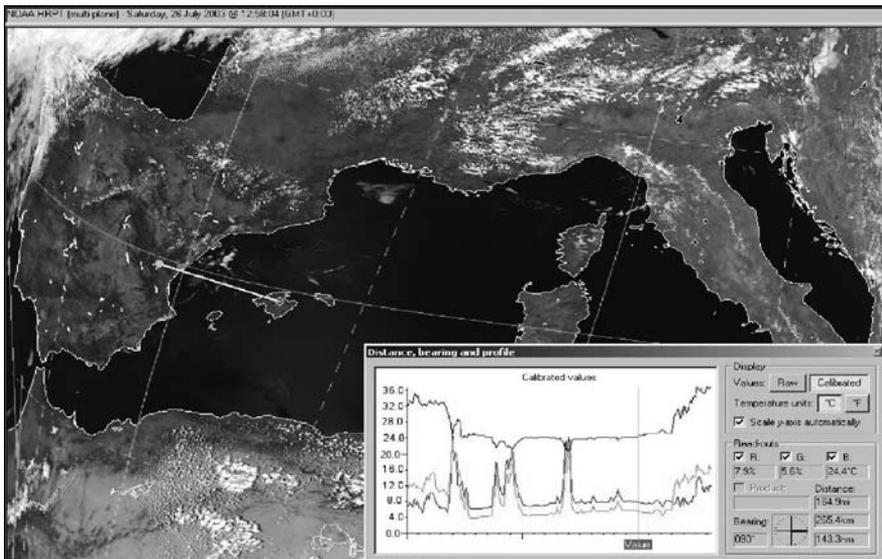
Figura 13. Evolución de la Tsm durante los días 25 a 28 de diciembre de 2005, Observatorio universitario marino.

La evolución diaria de la Tsm refleja fielmente la importancia de los factores básicos inherentes a la formación del campo térmico superficial del mar. En efecto, tal y como muestra la figura 13, al margen del factor radiactivo solar, el factor determinante es la continua transferencia energética operada en los procesos de evaporación. La magnitud de los mismos tiene una respuesta casi inmediata en el enfriamiento de la Tsm. La correlación entre los procesos evaporativos y el enfriamiento marino tan solo muestra un pequeño decaído de cuatro o cinco horas. Este retraso es fruto del gran espesor de la capa homoterma activa involucrada en la dinámica de convección potenciada además por las rachas de vientos. Esta dinámica convectiva es la causa de la continua interferencia entre las temperaturas de -1 (Tsm 2) y -3 m (Tsm 1).

LAS INTERACCIONES ESTIVALES

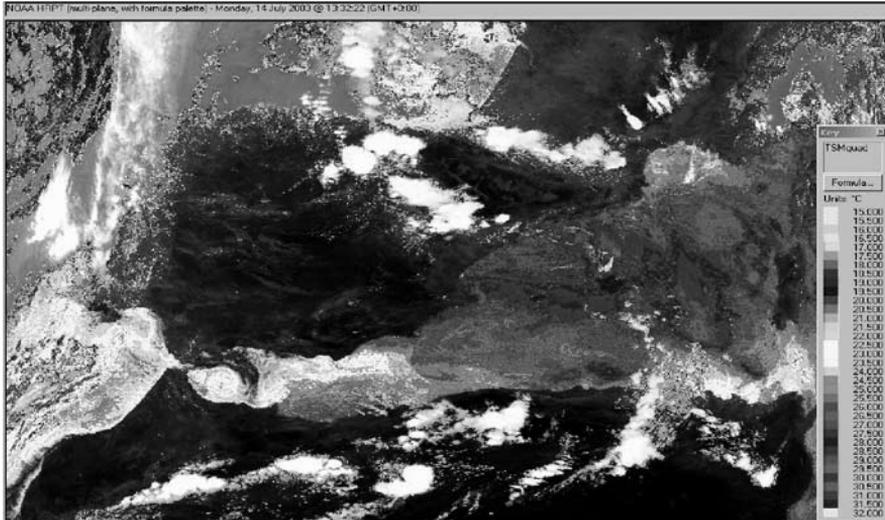
De modo contrario al período invernal, durante el verano la intensa radiación solar y las altas temperaturas ambientales limitan la turbulencia convectiva. La termoclina aparece muy en superficie y la capa activa implicada en los intercambios con la atmósfera se torna muy delgada. Consecuentemente el calentamiento es más intenso en ese volumen superficial del agua. Así, mientras que en agosto la diferencia térmica entre 1 y 3 metros de profundidad es insignificante, con tan solo $0.03\text{ }^{\circ}\text{C}$, en el mes de agosto esta diferencia es de $0.12\text{ }^{\circ}\text{C}$. Unos valores estivales que traducen la estabilidad y estratificación térmica de las aguas.

De este modo, mientras que en otoño e invierno, el Mediterráneo constituye un manantial caliente para la masa atmosférica, durante el verano, de modo diferente a lo que sucede en las masas oceánicas libres, su función refrigeradora queda localizada a las horas centrales del día en que las temperaturas marinas son más frescas o bastante próximas a las máximas aéreas. Ello obedece a que en verano no se producen los fenómenos de “upwelling” con el agua cálida superficial estabilizada. En síntesis, el papel refrigerador y estabilizador del mar se opera, en el período estival, durante las horas centrales del día (Fig. 14). Una estabilidad que contiene a las aguas atlánticas y liguro-provenzales en sus zonas fuentes impidiendo un mayor



papel refrigerador en la cuenca central (Fig. 15).

Figura 14. El perfil térmico entre la zona costera peninsular y la isla de Mallorca muestra el papel refrigerador y estabilizador del mar en verano durante las horas centrales del día. (Imagen NOAA/HRPT, 26/06/2003, 13 h, Laboratorio de



Climatología, Universidad Jaime I).

Figura 15. Campo térmico representativo del intenso calentamiento en la capa superficial del mar notablemente estabilizada y separada de aguas más profundas por una termoclina situada normalmente a 20-25 m. La termografía correspondiente a la imagen NOAA HRPT (13/07/2004) muestra la entrada de aguas frescas atlánticas en el mar de Alborán cuyo hundimiento provoca ascensos de aguas frías del fondo.

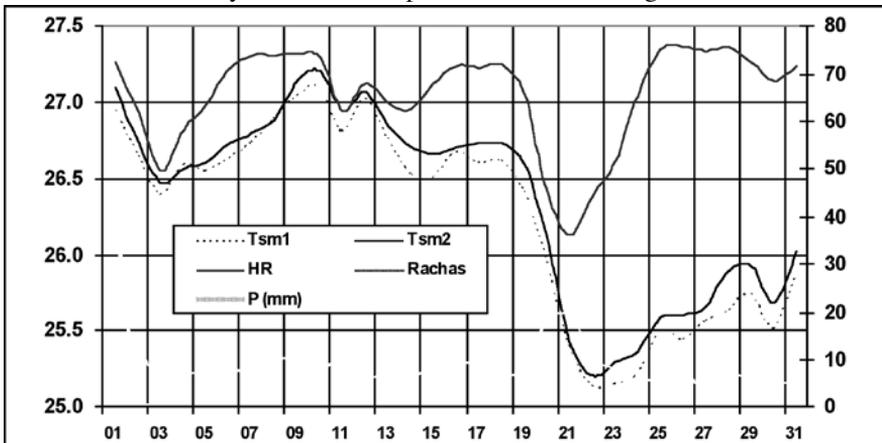


Figura 16. Evolución de la Tsm durante el mes de agosto de 2005. Observatorio universitario marino.

La mayor estabilidad en la estructura térmica vertical de las aguas marinas durante el verano, no impide que el campo térmico superficial venga configurado por los mismos procesos energéticos desarrollados

en la interfase. Tal y como muestra la figura 16, los procesos evaporativos intensos que acompañan a los fuertes descensos de humedad relativa, así como a la convección aerodinámica, determinan enfriamientos sensibles de la Tsm. Unos descensos térmicos que son más acusados en los momentos de confluencia de ambos procesos.

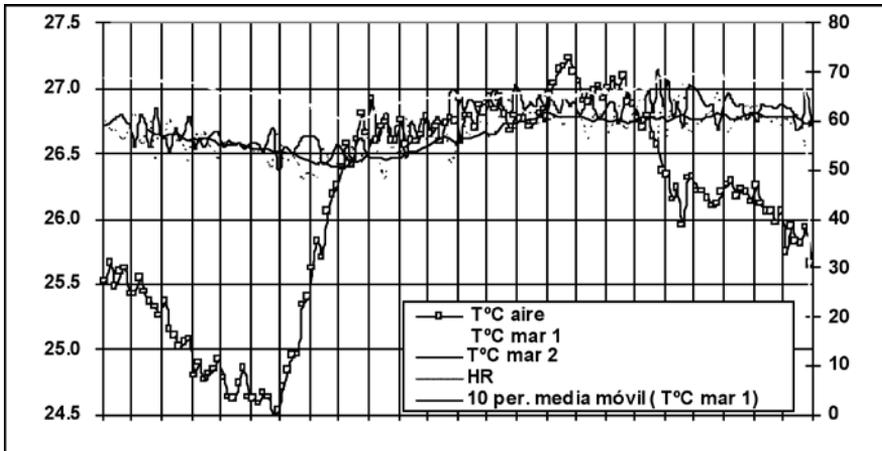


Figura 17. Régimen diario estival medio de la Tsm (agosto de 2005). Observatorio universitario marino.

El régimen diario estival muestra un neto contraste en la intensidad de los procesos evaporativos. Así, la gran diferencia térmica entre la temperatura del aire y la Tsm determina que la evaporación sea más acusada durante el período nocturno y especialmente de madrugada. Tal y como muestra la figura 17, la interacción entre las sondas térmicas Tsm1 y Tsm2 es constante. Ello determina que apenas exista diferencia térmica entre los dos niveles de las aguas marinas, tan solo $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Por el contrario, en el período central del día, entre las siete y las veinte horas, la diferencia térmica alcanza $0,14^{\circ}\text{C}$. La capa superior (Tsm 2) aparece estabilizada y sin interferencias de enfriamiento y convección. La Tsm 1, a -3 m de profundidad, se mantiene diferenciada de la Tsm 2 superficial. Las temperaturas del aire y de la Tsm se mantienen muy próximas y ello minimiza los procesos de evaporación y enfriamiento superficial. La línea de media móvil muestra el estrecho paralelismo entre la humedad relativa y la Tsm, una correlación vinculada a la magnitud del proceso de evaporación. La reacción de la Tsm a estos procesos evaporativos se produce de modo inmediato, al actuar sobre una capa activa del mar de escaso espesor.

Todo ello sometido a una dinámica aérea que igualmente intensifica la evaporación nocturna con el soplo de vientos terrales, netamente contrastados con los vientos diurnos que componen la brisa de mar (Fig. 18).

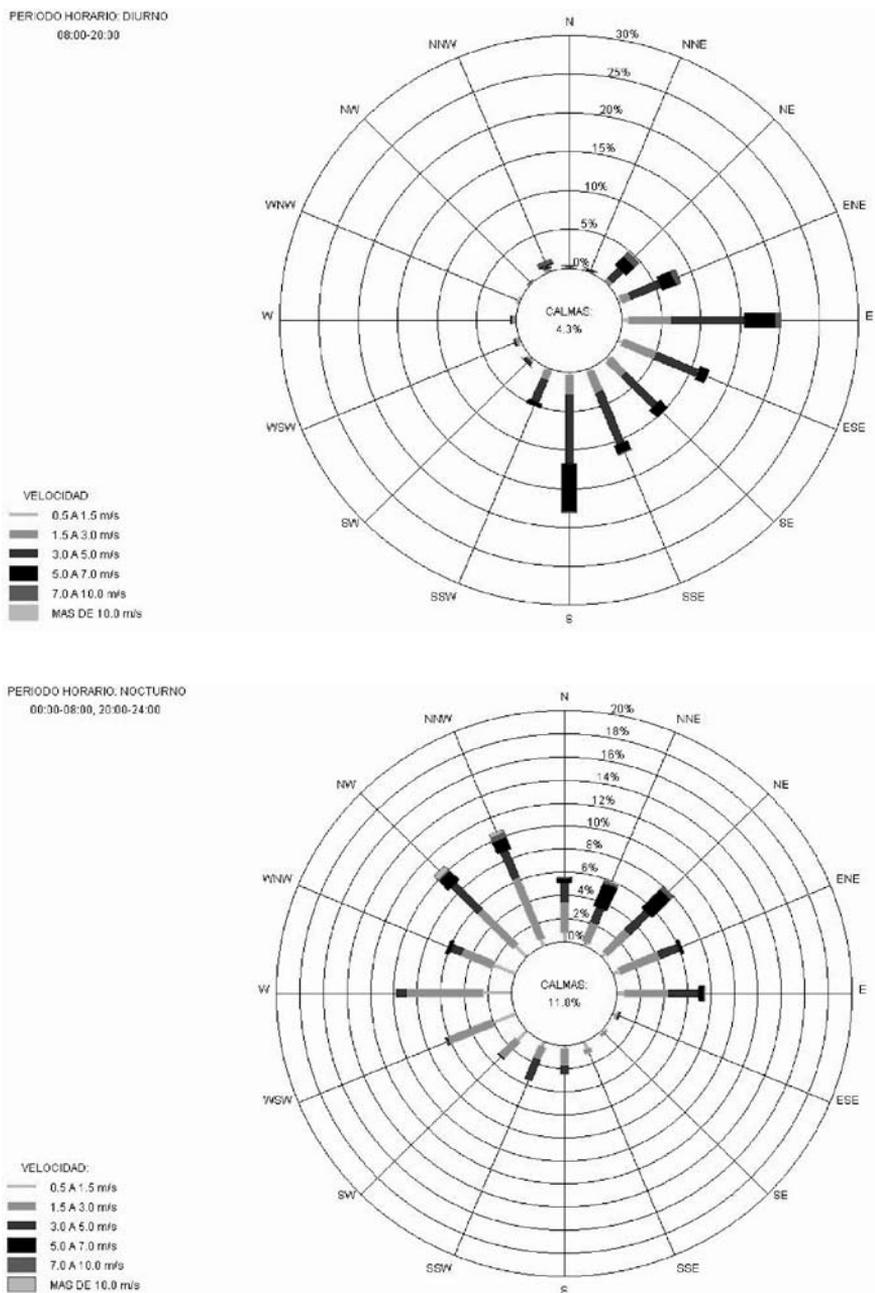


Figura 18. Rosas de vientos correspondientes al mes de agosto de 2005, en régimen de día (8 a 20 horas) y noche, (Observatorio universitario sobre la plataforma marina).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCARAZ, M. et al.,(1985): *L'Océanografia, introducció a l'ecologia marina mediterrànea*, Barcelona, 158 pp.
- CHARON, I. et al., (2004): "Temperatures et courants de surface", *Met-mar*, pp.36-40.
- PHILIPPE, M. et al., (1982): «La télédétection des fronts thermiques», *Met-mar*, 116, pp. 24-40.
- KLAUS, V. et al., (1979): «deux espériences en Méditerranée», *Project Marisonde*, 25, 2, N.T. Direction de la Météorologie, 25 pp.
- LACOMBE, H. (1971): *Les mouvements de la mer. Courants, vagues, houles, marées*. Doin Ed. S.A., Paris, ,98 pp.
- LANDES, V. (2005): «Température et courants de surface», *Met-mar*, 209, pp. 30-32.
- LANDES, V. y HERNANDEZ, F. (2004): "Courants de surface". *Met-mar*, 203, pp. 30-33.
- QUEREDA, J. (1982): *Castellón, precipitaciones y radiación solar*, Excmo. Ayuntamiento de Castellón, 40 pp.
- TUREKIAN, K. K. (1974): *Los océanos*, Ed. Omega, Barcelona, 120 pp.
- WELLS, N. (1982): "The ocean and climate-an Introduction". *Weather*, 37, 4, pp.116-121.