
Cuad. de Geogr. • 80 • 125 - 146 • València 2006

JOSÉ QUEREDA SALA*
ANA BELÉN RUESCAS ORIENT
ENRIQUE MONTÓN CHIVA
JOSÉ ESCRIG BARBERÁ

LA TELEDETECCIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR: UNA VALIDACIÓN DE ALGORITMOS EN LAS AGUAS LITORALES DEL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL

RESUMEN

La temperatura superficial del mar es el auténtico motor del sistema climático. Los satélites meteorológicos han ampliado sensiblemente la cobertura espacial de esta variable fundamental. Sin embargo los datos llegados desde el espacio deben pasar una validación con datos *in situ*, la cual no carece de puntos débiles. Este artículo muestra un ensayo de validación de tres algoritmos existentes mediante datos procedentes de boyas marinas. La metodología consiste en comparar los datos de las boyas con los aportados por el satélite para las mismas coordenadas temporales y espaciales. Cabría concluir que los resultados observados son incluso mejor de lo esperado ya que el error medio máximo es inferior a 0,5 grados.

PALABRAS CLAVE: Temperatura superficial marina (Tsm), balance energético, satélite, algoritmos, Mediterráneo Occidental.

ABSTRACT

SEA SURFACE TEMPERATURE BY REMOTE SENSING: VALIDATION OF ALGORITHMS IN THE SPANISH MEDITERRANEAN LITTORAL WATERS

The sea surface temperature (SST) is a key element in the climate system. Meteorological satellites extended the spatial coverage of this essential parameter. However, data from remote sensing systems must be validated with *in situ* data which, unfortunately, have their own weaknes. In the present work a validation test over three existent SST algorithms was carried out matching up the satellite data with buoy data. The approach consisted in a comparison of the two kind of data, a match-up of both data measured at the same or similar time. The result derived from this test was a good accuracy, better than expected, with a mean bias less than 0,5° C within the three algorithms.

KEY WORDS: Sea Surface Temperature, energy balance, satellite, algorithms, Western Mediterranean.

INTRODUCCIÓN E IMPORTANCIA: LAS INTERACCIONES ATMÓSFERA-MAR

La temperatura superficial del mar es un excelente indicador del estado energético del planeta. Un estado energético que es el auténtico motor del sistema climático funcio-

* Laboratorio de Clima. Universitat Jaume I de Castelló; quereda@his.uji.es
Fecha de recepción: febrero 2007. Fecha de aceptación: octubre 2007.

nando entre las fuentes cálida y fría asociadas respectivamente a la radiación solar y a la irradiación de la tierra hacia el espacio. De ahí que el establecimiento del balance energético hemisférico sea de capital importancia para la previsión de las pautas o modelos de la circulación general y de los tipos de tiempo asociados a las mismas. Este es uno de los grandes retos actuales, al que la alta resolución de las imágenes obtenidas por satélite viene a aportar luz nueva (MERLE y TOURRE, 1983).

Los intercambios energéticos en la interfase aire-mar están ampliamente condicionados por los contrastes térmicos entre la superficie oceánica y las capas bajas de la atmósfera. De este modo, el conocimiento del campo térmico superficial del mar (Tsm) 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 su capa límite (RATIER, 1986). 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, 1.200 veces mayor que la de la atmósfera (WELLS, 1982).

Estas propiedades hacen de la temperatura superficial del mar 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 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 2.500 julios a la atmósfera, es decir, 600 calorías (figura 1).

Interacciones atmósfera-mar en la Cuenca Occidental del Mediterráneo

La Cuenca Occidental del Mediterráneo que 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. Este balance energético oceánico-marino constituye la base física de la notable correlación existente entre los ciclos pluviométricos valencianos y las temperaturas polares. La figura 2 pone en evidencia que los déficits térmicos polares determinan la necesidad de un reajuste energético. Este reajuste se opera mediante circulaciones onduladas y drenajes del aire frío polar que simultáneamente activan las ciclogénesis sacando el calor de sus reservorios marinos para difundirlo como calor latente a través de las borrascas. Tal es el proceso que muestran las teleconexiones energéticas entre la actividad ciclogénica mediterránea y la Tsm.

La correlación de los ciclos pluviométricos mediterráneos y el estado térmico de la superficie oceánica del Atlántico a 70° N, alcanza un valor de 0,52 en las temperaturas invernales. Esta aceptable correlación adquiere un notable interés por cuanto que pone

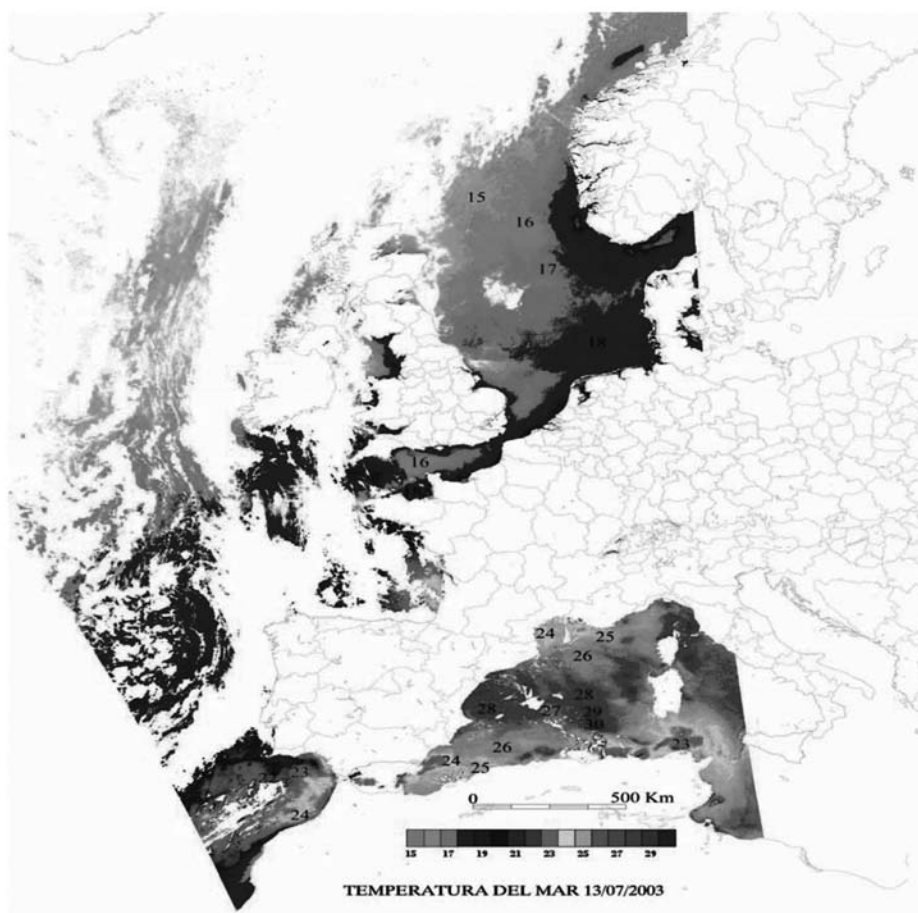


Figura 1. El notable gradiente térmico hemisférico existente a mediados de julio de 2003 (termografía obtenida sobre la imagen NOAA, 13/07/2003) fue precursor de la situación de índice zonal bajo con apreciables precipitaciones sobre el litoral mediterráneo a principios de septiembre (Laboratorio de Climatología, UJI)

de manifiesto el verdadero papel de la ciclogénesis en el establecimiento del equilibrio energético hemisférico. Los procesos ciclogénéticos mediterráneos extraen la energía acumulada en el reservorio marino mediante la evaporación para transportarla en calor latente y de condensación hacia las latitudes subpolares deficitarias englobadas en los flujos de altura. Ello queda de manifiesto en la notable correlación existente entre los ciclos pluviométricos valencianos y las temperaturas polares. En la figura 3 es posible observar como 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.

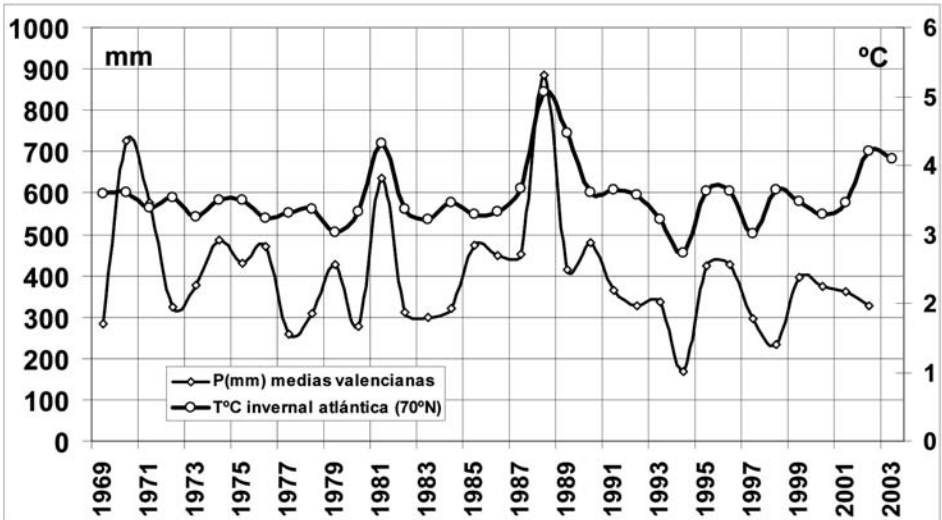


Figura 2. Evolución de la Tsm invernol del Atlántico N y las precipitaciones valencianas. INM, Instituto Nacional de Meteorología y Rayner *et al.* (2004).

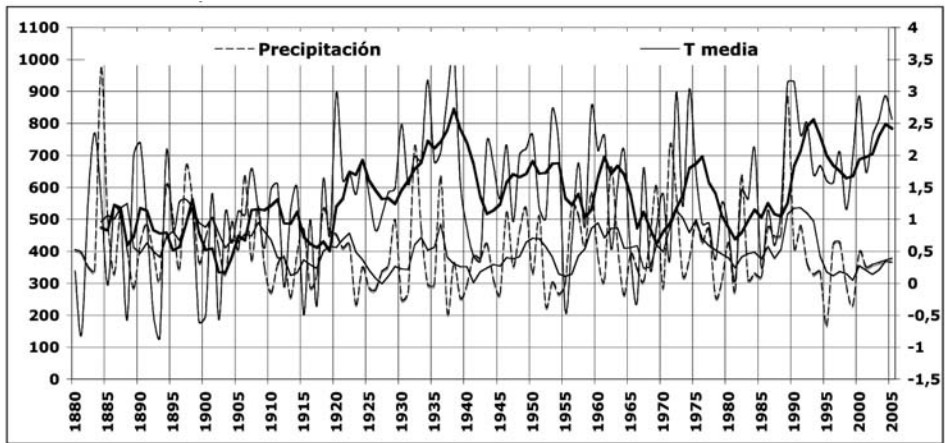


Figura 3. Evolución térmica suavizada (5) de las temperaturas medias de Noruega (observatorios de Vardo, Glomfjord, Karasjok y Longyearb, sobre 70°N) y de las precipitaciones valencianas. La figura muestra como la difusión de calor hacia las latitudes polares se efectúa mediante el calor latente de ciclos con mayor humedad y borrascas.

La cobertura termográfica de los satélites meteorológicos

El uso de los satélites como plataformas donde instalar sensores infrarrojos térmicos que midan la temperatura de una manera simultánea en grandes áreas del planeta, ha supuesto un avance considerable de las medidas en regularidad y extensión y con

[4]

ello se ha mejorado la comprensión del comportamiento térmico del mar. El lanzamiento de la serie de satélites polares TIROS-N, con el sensor AVHRR supuso un gran adelanto, primero con el canal en $3,7 \mu\text{m}$ que, con sus limitaciones ya que sólo podía utilizarse por la noche, permitía utilizar una técnica de absorción diferencial para derivar una corrección de la absorción del vapor de agua en la atmósfera. Posteriormente los satélites NOAA con el AHVRR de cinco canales dieron lugar al desarrollo de la técnica de *split-window* usando las bandas en $11\mu\text{m}$ y $12\mu\text{m}$, que tiene la ventaja de poder aplicarse en imágenes diurnas y nocturnas. Sin embargo, la transparencia de la atmósfera en estas bandas no es ni mucho menos perfecta, por ello se debe siempre asumir que la atmósfera corrompe, de un modo u otro, las medidas desde el satélite. El aspecto más problemático de la interferencia atmosférica es su gran variabilidad espacial y temporal además de la distribución no uniforme del contenido de vapor de agua en la atmósfera, que es también impredecible.

Cabría decir que los métodos y estrategias que se han desarrollado durante los últimos veinticinco años de investigación con teledetección han obtenido numerosos avances, especialmente en lo que a correcciones atmosféricas sobre el mar se refiere, sin embargo es necesario puntualizar que, además de detectar los errores, es preciso que se desarrollen protocolos destinados no sólo a distinguir dónde está el problema, sino también a corregirlo con el suficiente rigor para que las medidas cuantitativas del océano sean cada vez más precisas. Un campo de investigación en el cual se inserta el presente trabajo.

BASES TEÓRICAS DE LA INTERPRETACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

La estructura térmica vertical de la parte superior del océano ($\sim 10 \text{ m}$) es compleja y variable, dependiendo del nivel de la turbulencia del mar y de los flujos de calor y humedad que se establezcan en ella y en la capa atmosférica suprayacente, la que está en contacto directo con la superficie del mar. La medida de la temperatura superficial dependerá, en todo caso, de las técnicas y del tipo de sensor que se esté utilizando, la posición vertical de la medida en la columna de agua y del momento del día en que se realice la toma. Variables que exigen un conocimiento previo de la estructura térmica vertical oceánico-marina y especialmente de la formación del campo térmico marino en las aguas del Mediterráneo occidental.

Conceptos

El dato de temperatura del mar que se extrae mediante la teledetección corresponde a la capa más cercana a la superficie y que está en contacto directo con la atmósfera. Es esta capa la que recibe y transmite la radiación electromagnética, es decir, es la que controla la temperatura de brillo que observan los sensores, conocida en la bibliografía como la temperatura de la superficie del mar (*skin sea surface temperature* o SST). Esta temperatura superficial del mar no es exactamente la misma que la que se mide con los radiómetros *in situ*, ya que cualquier contacto del aparato medidor con el agua está introduciendo un ruido. A esto se debe añadir que la mayoría de las mediciones *in situ* no se hace en la capa más superficial, sino a uno o varios metros de profundidad de ésta: se toman con termistores montados en embarcaciones de investigación, o en barcos comerciales o

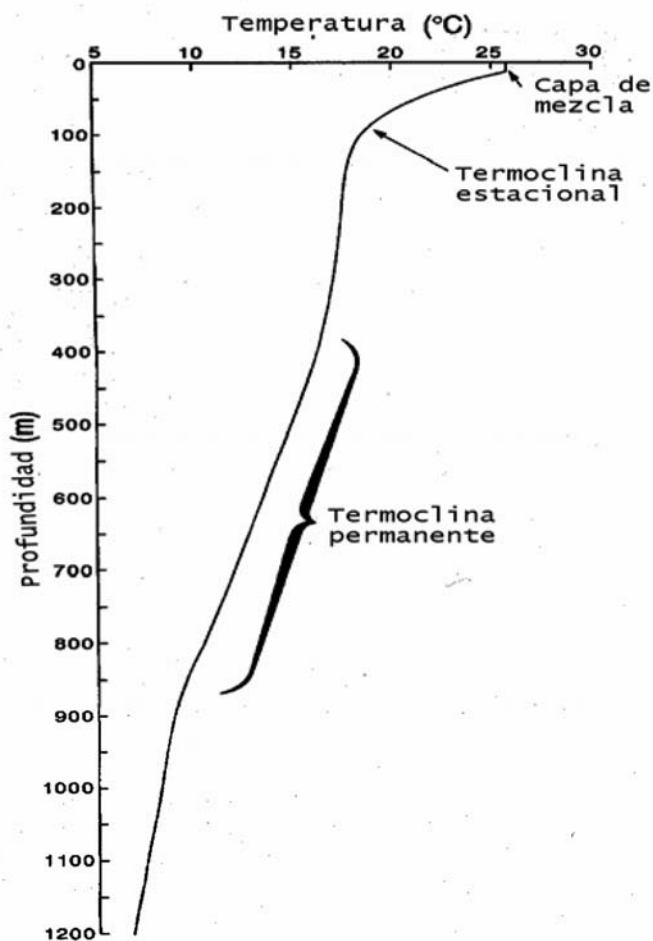


Figura 4. Perfil vertical de la temperatura del mar en latitudes medias en verano.

pesqueros que permiten la instalación de tal termómetro y que miden la temperatura de 3 a 7 metros de profundidad en algunos casos.

También es posible tomar medidas desde una red de boyas con termistores de 0,5 a 3 metros. En algunos trabajos de validación de datos se ha logrado tomar medidas en los primeros 10-20 cm, pero son la excepción. Dicho de otra manera, las medidas tomadas *in situ* son las que corresponden a una abultada masa de agua de varios centímetros e incluso metros, lo que en la bibliografía anglosajona se conoce como *bulk temperature*.

En consecuencia, denominamos *temperatura del mar in situ* (TM) a la anglosajona *sea bulk temperature* y *temperatura superficial del mar* (Tsm) a la que se mide desde un satélite. Existe, pues una diferencia entre ambas que se debe a la propia estructura térmica del mar. En la figura 4 es posible observar, de manera esquemática, cual es el perfil vertical

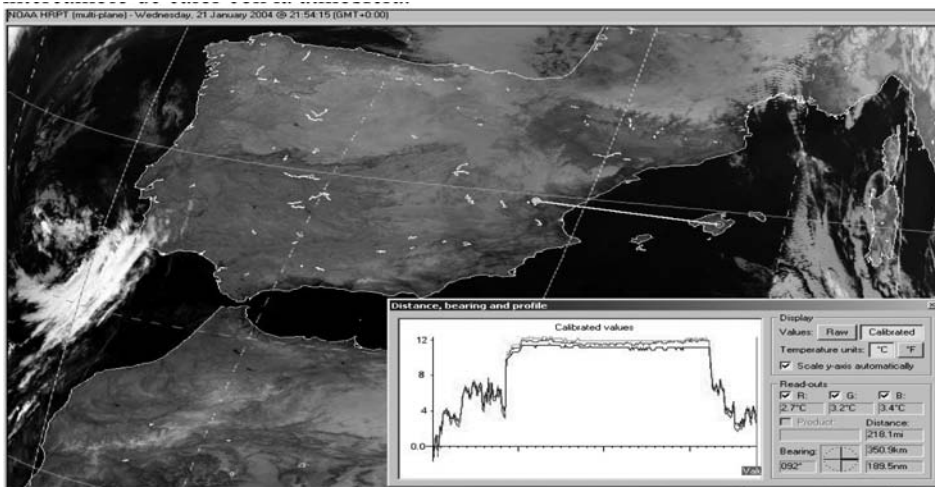


Figura 5. El perfil térmico entre el la zona costera peninsular y la isla de Mallorca muestra el papel de manantial caliente del mar durante la época invernal y en período nocturno (Imagen NOAA HRPT, 21 de enero de 2004, 22 h, Laboratorio de Climatología, Univ. Jaume I).

de la temperatura oceánica en las latitudes medias durante la estación estival. La conocida termoclina permanente puede llegar a los 900 m de profundidad, que corresponde a la profundidad máxima que puede alcanzar la mezcla de agua en invierno (cuando no aparece la termoclina estacional). De los 400 a los 100 m aproximadamente hay una capa de termoclina llamada estacional que se da durante el verano. Por encima de ella está la capa de mezcla que afecta los primeros metros de profundidad.

La formación del campo térmico superficial del mar en la Cuenca Occidental del Mediterráneo

La formación del campo térmico superficial del mar, a lo largo de las diferentes estaciones del año, obedece a diferentes mecanismos físicos. Así, y como muestra la imagerie de satélites, durante el otoño e invierno la temperatura superficial del mar suele ser más elevada que la del aire (figura 5). Esta diferencia determina una intensa emisión de calor desde el océano hacia la atmósfera y consecuentemente un enfriamiento de las aguas superficiales. A su vez, 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.

Por el contrario, durante el verano, la intensa radiación solar y las altas temperaturas ambientales limitan la turbulencia convectiva (figura 6). 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 super-

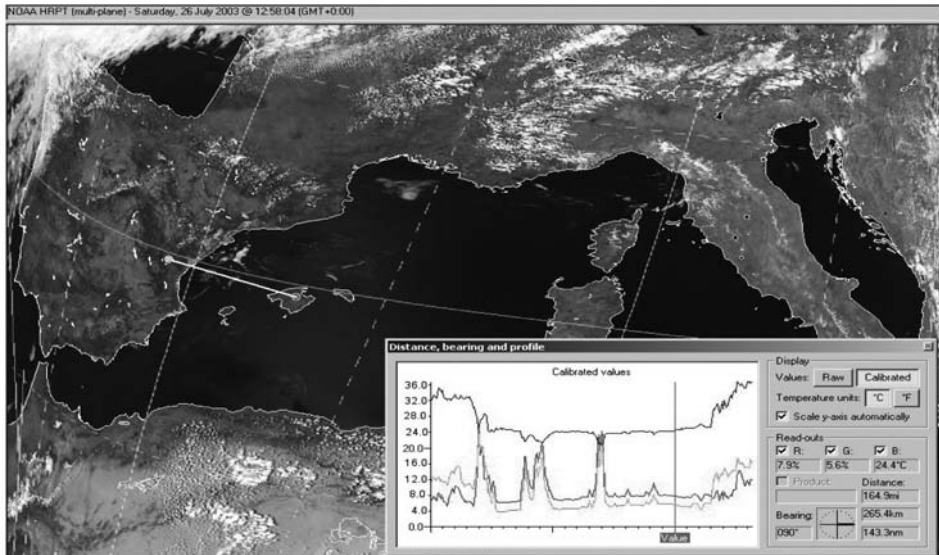


Figura 6. El perfil térmico entre la zona costera peninsular y la isla de Mallorca muestra el papel refrigerador y estabilizador del mar en verano durante las horas centrales del día. (Imagen NOAA HRPT, 26 de julio de 2003, 13 h, Laboratorio de Climatología Univ. Jaume I).

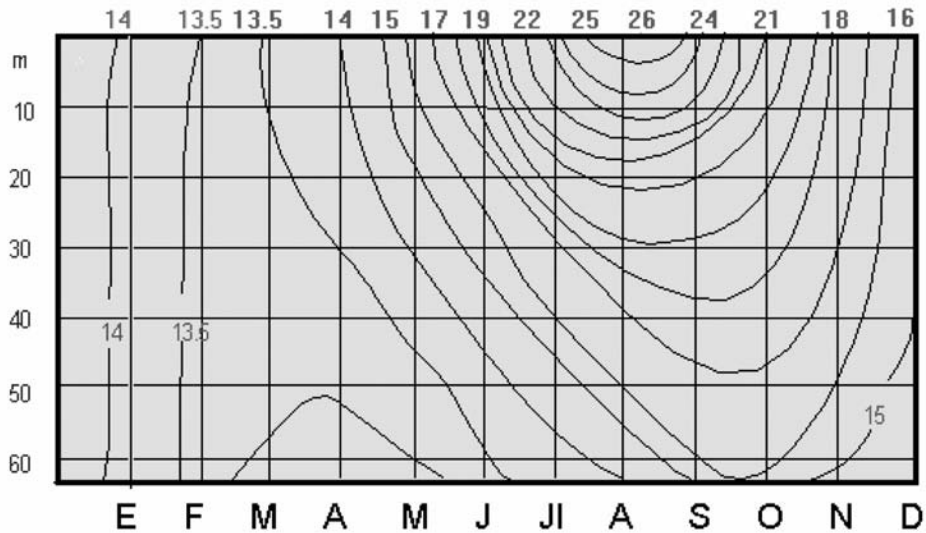


Figura 7. Isotermas medias de profundidad y termoclina frente a las costas de Castellón, 1964-1983, (IPP-CSIC y Observatorio marino universitario).

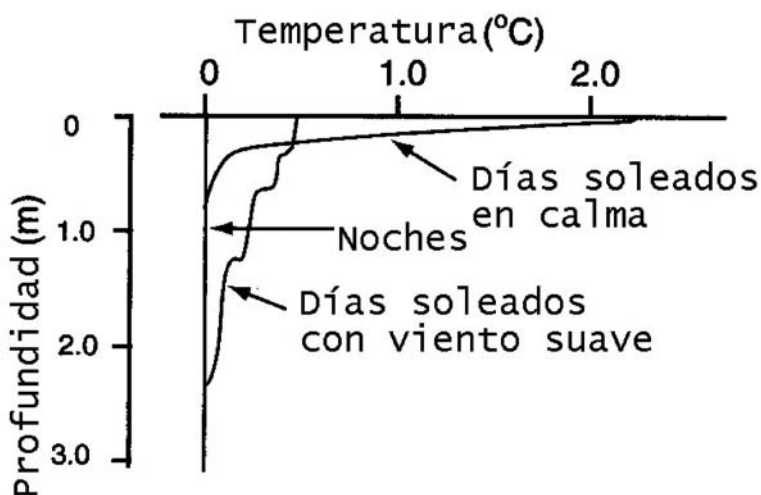


Figura 8. Perfiles de temperatura cerca de la superficie del mar durante el día en comparación a la noche con tiempo despejado y calmas o con vientos suaves.

ficial del agua. 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*. (QUEREDA, 1986; ALEKSEEV y BAGRYANTSEV, 1987).

De todos estos procesos se puede deducir que los intercambios de calor entre océano y atmósfera deben ser muy débiles en la época estival a causa del menor espesor de la capa activa del océano implicada en las interacciones y de su carácter refrigerante y estabilizador. Consiguientemente se acepta que, durante el verano, el océano realiza, casi exclusivamente, una acumulación de calor en la delgada capa suprayacente sobre una termoclina de tan sólo unos 25-30 metros de espesor en su máximo. El valor de gradiente es inferior a $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (figura 7).

Estas mismas interacciones energéticas pueden conducir a la formación de dos tipos de rupturas en la estructura térmica vertical. La primera sería la constitución de una termoclina *diurna* por el progresivo calentamiento del sol sobre la superficie. El agua se calienta y se podría producir un fuerte gradiente de temperatura en el primer metro de agua. Si hay viento, este efecto se nota menos porque la mezcla es mayor, pero en días en calma la diferencia puede llegar a ser notable (figura 8). La termoclina desaparece durante la noche, con lo que las escenas nocturnas serán más apropiadas a la hora de procesar las temperaturas.

La segunda ruptura teórica vendría asociada a la formación de la denominada *piel del agua*, la capa más externa del agua, y que está en contacto directo con la atmósfera. Las interacciones energéticas determinan que esta piel pueda estar unas décimas de grado más fría que el agua que hay unos milímetros por debajo. La figura 9 esquematiza la estructura interna de este proceso. La escala de este fenómeno es de tan sólo 1 mm y debe separarse del efecto de la termoclina diurna. En el esquema se observa esta estructura superior en dos momentos, durante la noche (a) y por el día (b) con poco viento y cielo despejado. En ambos casos es posible observar que la Tsm más superficial está ligeramente más fría que un milímetro más abajo, en la llamada Tsm5 o temperatura superfi-

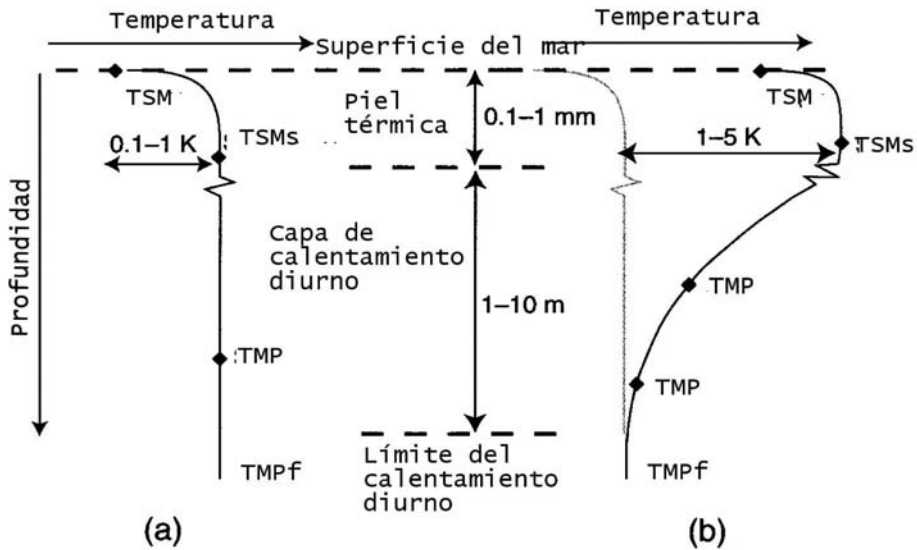


Figura 9. Esquema de la estructura térmica en la capa más externa o piel de la masa de agua: Tsm (temperatura superficial del mar o de la piel), Tsms (temperatura superficial del mar sub-piel, por debajo de la capa externa), TMP (temperatura del mar en profundidad TM) y TMPf (temperatura del mar en la base del límite de la termoclina diurna) (Fuente: Robinson, 2004).

cial del mar "sub-piel". Por debajo de ésta se encuentra la que se ha definido como temperatura del mar (TM) o *bulk SST* en la bibliografía anglosajona. Algunos trabajos que se han realizado para tratar de modelizar el efecto de la piel y los factores físicos que la controlan están firmados por Saunders (1973), Katsaros (1980) y Robinson *et al.* (1984), Shlüssel *et al.* (1990) y Donlon *et al.* (2002) analizando cómo esta capa térmica afecta a las medidas de Tsm desde satélite. Lo que parece claro es que desde el satélite se mide esta piel del agua, la que se ha denominado Tsm.

No obstante, este esquema teórico, que estaría concebido para una superficie inerte y que marca una nítida e intensa limitación de la piel del mar, no se corresponde con las observaciones del campo térmico superficial en la cuenca mediterránea. Resulta en cierto modo difícil de aceptar una lámina de 1 mm de espesor en un nivel turbulento que establezca tan acusada diferencia térmica con la Tsm. Del mismo modo, ni por su elevado calor específico y ni por la convección termohalina, las aguas superficiales pueden mostrar tan elevados gradientes. Sin embargo no se puede obviar que numerosos estudios tratan de individualizar el efecto de enfriamiento que esta capa supuestamente sufre para determinar el nivel de error introducido y poder corregir dicho efecto, y el de la termoclina diurna, de las medidas de temperatura tomadas *in situ* mediante boyas o barcos (FAIRFALL *et al.*, 1996, WICK *et al.* 1996). Este error parece, sin embargo, poco significativo si se acude a nuestras propias experiencias en las aguas del Mediterráneo occidental en donde las diferencias medias de la temperatura en los tres primeros metros de profundidad no superan valores de 0,4 °C, con gradientes térmicos siempre inferiores a 0,1 °C/m.

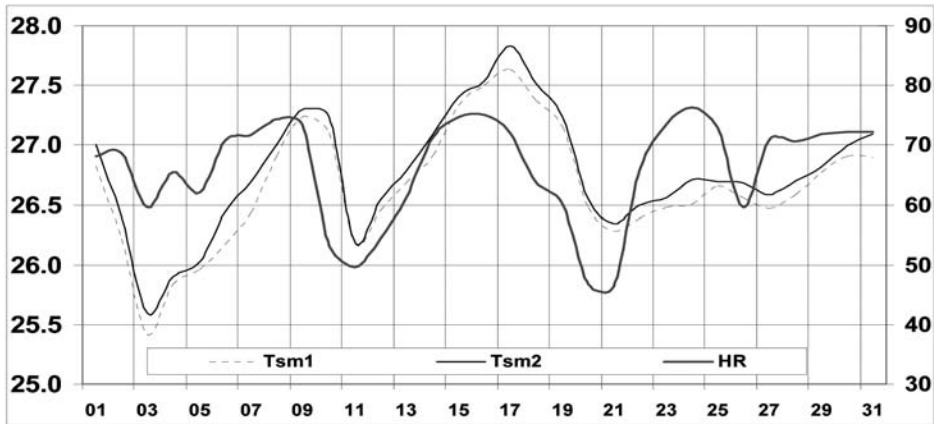


Figura 10. Evolución de la Tsm durante el mes de agosto de 2005. Observatorio universitario marino, Tsm 1 sonda a -3 m y Tsm 2 sonda a -1m. El enfriamiento en las aguas marinas superficiales a lo largo del mes de agosto se muestra altamente tributario de las grandes emisiones de calor operadas en la interfase a medida que la humedad relativa (HR), activa los procesos evaporativos.

En efecto, sobre las aguas marinas del Mediterráneo la evolución diaria de la Tsm refleja fielmente la importancia de los factores básicos inherentes a la formación del campo térmico superficial del mar. La figura 10, al margen del factor radiactivo solar, muestra que 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.

Consecuentemente, el régimen diario estival muestra un neto contraste en la intensidad de los procesos evaporativos ya que la evaporación es más acusada durante el período nocturno y especialmente de madrugada. Dado que la temperatura del agua es mayor que la del aire, la tensión de vapor (E_m) es mayor que la del aire (e). De este modo la evaporación de agua es proporcional a la diferencia

$$\text{Evaporación} = E_m - e$$

Tal y como muestra la figura 11, la interacción entre las sondas térmicas Tsm1 y Tsm2 es constante en esas horas de madrugada. Ello determina que apenas exista diferencia térmica entre los dos niveles de las aguas marinas, tan solo $0,06^\circ\text{C}$. 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 reacción de la Tsm a estos procesos evaporativos se produce de modo inmediato, al actuar sobre una capa activa del mar de escaso espesor durante el estío. En todo caso, los gradientes térmicos son mínimos para poder alterar de modo significativo la restitución de las termografías de satélites.

Contrariamente, durante el invierno, aparece un decalado 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). Exponente de estos procesos es el notable enfriamiento de las aguas superficiales del mar a

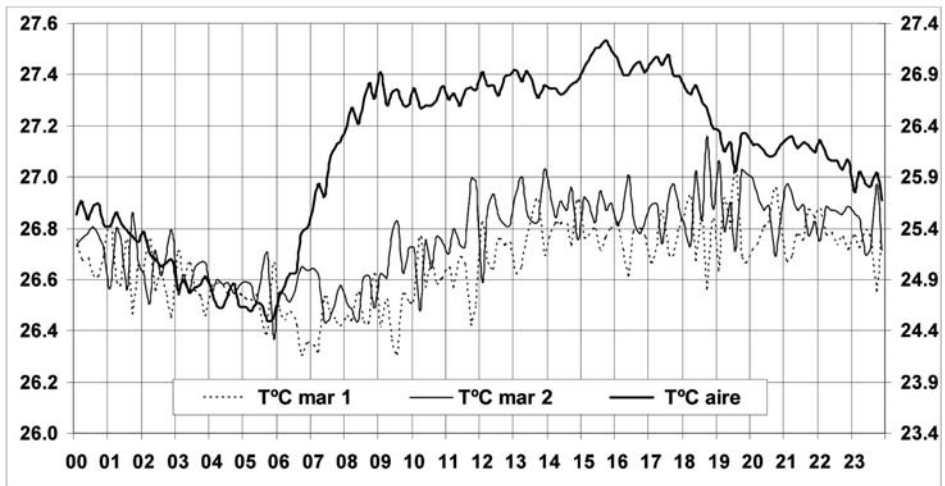


Figura 11. Régimen diario estival medio de la Tsm (agosto de 2005). Observatorio universitario marino, Tsm 1 sonda a -3 m y Tsm 2 sonda a -1m, T aire a + 12 m.

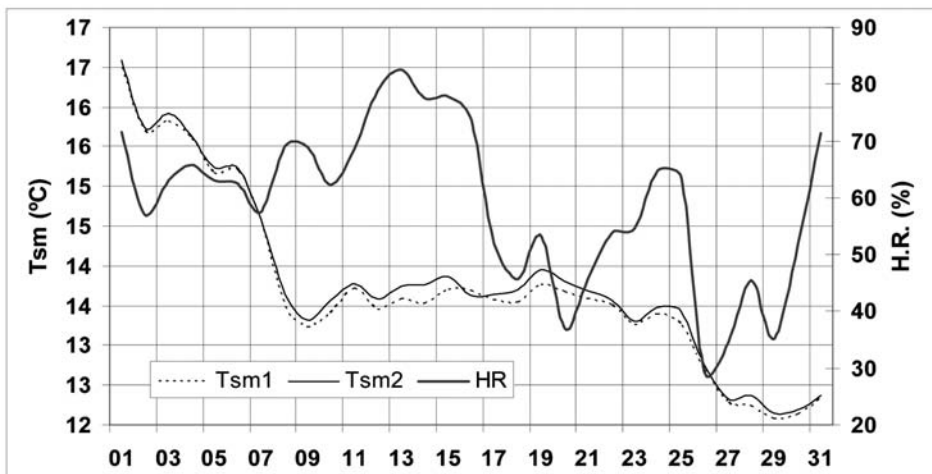


Figura 12. El notable enfriamiento en las aguas marinas superficiales a lo largo del mes de diciembre de 2005 se muestra altamente tributario de las grandes emisiones de calor operadas en la interfase a medida que la humedad relativa activa los procesos evaporativos. Observatorio universitario marino, Tsm 1 sonda a -3 m y Tsm 2 sonda a -1m.

lo largo del mes de diciembre, 5°C, así como de la notable homotermia existente en esos primeros metros de las aguas marinas (figura 12). 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 °C, valor que refleja los intensos procesos convectivos y subsiguiente profundización de la capa homoterma o de mezcla.

LA CALIBRACIÓN DE LAS MEDIDAS DE TEMPERATURA POR TELEDETECCIÓN

La toma de medidas *in situ* para la calibración y validación de las medidas de la imagería infrarroja desde satélite es de gran relevancia, pero cuenta con numerosos problemas a los que, hasta ahora, no se ha aplicado solución. Para llevar a cabo la calibración de los algoritmos que se utilizan en el procesamiento de la imagen de satélite, se realiza un proceso de regresión entre los datos que se toman por “temperatura real” o “verdad terreno” y los datos de la Tsm mediante teledetección. Este método empírico tiene diversos puntos débiles: para empezar, las boyas toman datos del mar 1-2 metros por debajo de la superficie, es decir, que miden la TM pero no la Tsm que miden los sensores desde los satélites. En segundo lugar la distribución y el número de las boyas, aunque cada vez más buena y densa en una escala planetaria (no se puede afirmar lo mismo a escala regional), no es todavía lo suficientemente extensa. Y por último, se establece una precisión en la toma de los datos por las boyas de $\pm 0,15^\circ\text{C}$ pero que en ocasiones suele ser mayor debido a que esta precisión sólo se conoce cuando se depositan las boyas pero no después de un tiempo en funcionamiento (EMERY *et al.*, 2001). Otra cuestión que se ha de considerar a la hora de valorar los datos de “verdad terreno” es el hecho generalizado de que las boyas utilizadas, ya sean fijas o móviles, no son colocadas y mantenidas para la calibración y validación de los datos de satélite, sino que suelen instalarse con otros objetivos, generalmente para medir las corrientes superficiales, y que de paso toman otra serie de datos, como puede ser la TM. Es lo que se conoce como las boyas de oportunidad (*buoy of opportunity* en la bibliografía anglosajona). Por lo tanto, es necesario adelantar que solamente estableciendo un programa de medidas de la Tsm dedicado a proveer de datos para la calibración de las medidas de los satélites, los resultados serán fiables (DONLON *et al.* 1999 y MINNET *et al.*, 2001). Esto podría conseguirse en cierta medida aumentando el número de expediciones para medir la Tsm con radiómetros desde embarcaciones, por ejemplo, y que complementarían a las medidas con boyas exclusivas para tal labor.

En todo caso, para validar la Tsm por satélite, no para calibrar los algoritmos, las medidas de las boyas “tradicionales” pueden seguir utilizándose, pero siempre teniendo en cuenta qué medida se está tomando y cuándo es posible utilizarla para validar, cual es su número y su representación en el espacio considerado. Como se indicó con anterioridad, teóricamente la relación TM *versus* Tsm funciona mejor de noche y cuando los vientos soplan de moderados a fuertes sobre el mar, lo que conlleva a una mejor mezcla de la capa cerca de la superficie, aproximando ambas temperaturas. Se infiere, por lo tanto, que si se va a realizar una validación de la Tsm satelital con un número escaso y mal distribuido de boyas, que además no están instaladas para ello, se lleve a cabo en imágenes nocturnas y en días de vientos relativamente fuertes para obtener una mejor correlación con la TM.

Ejemplo de validación de la Tsm por satélite

Dada la existencia de un número elevado de algoritmos *split-window*, técnica de corrección bicanal en el intervalo infra-rojo de 10 a 12 μm o canales 4 y 5, ya calibrados y validados, no se ha planteado un nuevo cálculo de coeficientes para un nuevo algoritmo. Consecuentemente hemos efectuado un ensayo de validación en la zona de estudio con tres algoritmos existentes y se seleccionará el que menor error medio cuadrático (RMS) posea.

a) Los algoritmos Tsm y los datos *in situ*

Los algoritmos que se han comprobado son tres: el utilizado por el *Centre de Météorologie Spatiale de Lannion* (CMS, Francia); el conocido como algoritmo de Imbault (IMBAULT *et al.*, 1981 y LÓPEZ GARCÍA, 1991) y el algoritmo llamado cuadrático (Tsmquad) de Sobrino y Raissouni (2000). Los coeficientes de estos algoritmos se muestran en la tabla 1 y su forma genérica se escribe: $T_{sm} (^{\circ}C) = a T_4 + b (T_4 - T_5) + c$, siendo T_4 y T_5 las temperaturas de brillo de los canales 4 y 5 del sistema sensorial.

Tabla 1. Algoritmos seleccionados para la validación

ALGORITMO	a	b	C
CMS Lannion	1	2	0,5
Imbault	1	1,27	-0,18
Tsmquad	1,4	0,32	0,83

1. El primero es un algoritmo que utiliza el CMS desde 1983. Fue validado por Castagné *et al.* en 1985 mediante series de datos *in situ* y tiene una formulación general y una más específica dependiendo de la época del año ($b = 2,5$ de junio a noviembre y $b = 1,5$ de diciembre a mayo). El error medio de este algoritmo se ha cifrado en $0,55^{\circ}C$.
2. El segundo algoritmo fue calculado por Imbault *et al.* en 1981 a partir de un modelo de transferencia para diferentes condiciones atmosféricas y altitudes que varían de 0 a 6 Km. El resultado para atmósferas de latitudes medias y árticas es el utilizado aquí. Fue también el algoritmo que mejor resultado dio en la investigación de López García (1991) quien cifra el error medio de $0,6^{\circ}C$ en la determinación de temperaturas absolutas. En dicho trabajo la validación se llevó a cabo con los datos *in situ* de dos campañas organizadas por el *Institut de Ciències del Mar* de Barcelona en 1986 y 1987. Los datos seleccionados para la validación cumplían dos requisitos básicos: estaban tomados a una profundidad de $\leq 0,5$ m y coincidían con el paso del satélite en un intervalo de ± 4 h.
3. El tercer y último algoritmo es similar al utilizado en la extracción de la temperatura superficial terrestre, pero obviando el factor emisividad, que se iguala a 1 y por ello se elimina de la ecuación: $T_{smquad} (^{\circ}C) = T_4 + a (T_4 - T_5) + b (T_4 - T_5)^2 + c$

Los datos *in situ* son extraídos de una serie de cuatro boyas dispuestas a lo largo de la costa ibérica mediterránea. Estas boyas pertenecen a los Puertos del Estado dependientes del Ministerio de Fomento¹. De las seis redes operativas la perteneciente a la red de aguas profundas consiste en un sistema de boyas que miden la temperatura del mar, además de otros parámetros atmosféricos y oceánicos. En el mapa de la figura 13 puede observarse cuál es la localización de estas boyas a lo largo de la costa peninsular española.

¹ Puertos del Estado: www.puertos.es



Figura 13. Localización de las boyas de la red de aguas profundas gestionada por Puertos del Estado. Hay dos clases de boyas: Sea Watch y Wavescan (Fuente: Puertos del Estado)

La localización de las boyas utilizadas para la validación se da en la tabla 2. La distancia a la costa no es estándar y varía en cada boya, siendo la más cercana la boya de Valencia, apenas a 5 Km del punto más cercano en la costa, y las más alejada la del Golfo de Cádiz, a más de 60 Km. Respecto a la profundidad del mar en el punto donde está localizada la boya, las profundidades varían entre unos pocos metros en la boya de Valencia hasta cientos de metros en la boya de Tarragona.

Tabla 2. Coordenadas geográficas de localización de las boyas SeaWatch y su distancia aproximada a la costa

BOYA	Latitud	Longitud	Distancia a la costa (Km)	Profundidad del mar (m)
Tarragona	40° 46'12''N	1° 27'48''E	≈ 49,9	672
Valencia	39° 27'42''N	0° 15'42''W	≈ 4,7	28,5
Alborán	36° 13'48''N	5° 1' 48''W	≈ 20	585
Golfo de Cádiz	36° 28'48''N	6° 59'54''W	≈ 62	450

El modelo de boya es la llamada *SeaWatch*, fabricada por la empresa *Oceanor*. Es una plataforma flotante que sirve de soporte para diferentes sensores de atmósfera y océano. La alimentación de la boya se lleva a cabo mediante energía solar, ya que cuenta con paneles solares para ello y la comunicación con tierra se establece vía satélite. Su peso aproximado es de 500 Kg. y sus dimensiones son de 6 m de largo y 1,5 m de diámetro. Entre sus diferentes capacidades y sensores, cabe destacar el sensor que mide la temperatura superficial del mar, con una precisión de 0,1° C y un rango de temperaturas de -5 a 45° C. La figura 14 es un esquema de la boya *SeaWatch* y sus sensores. Como puede observarse, y teniendo en cuenta que el largo total de la boya es de 1,5 m, la temperatura del mar se toma a una profundidad aproximada de 75 cm, es decir, dentro del primer metro de agua.

b) El proceso de validación

Sobre las imágenes procesadas se localiza el punto exacto de las boyas y se define un entorno de 3×3 píxeles para evitar los errores de localización que se pudieran producir por la geometría de las imágenes. Dentro de este marco de 3×3 píxeles se toman los valores digitales promedio. Una vez obtenido los datos se estudia su variabilidad y se desechan aquellos que se diferencian en más de dos grados de los píxeles de su entorno y que corresponden a cobertura nubosa de escala sub-píxel, inapreciable para los filtros utilizados de eliminación de nubes. Los datos obtenidos de las boyas son entonces comparados con las termografías por satélite, los resultados se muestran en las tablas 3, 4, 5 y 6.

Los días seleccionados son de mayo de 2005. Las situaciones meteorológicas responden a días que estuvieran bastante o muy despejados, con vientos de moderados a fuertes. Así, el día 6 de mayo está poco nuboso o despejado en la mitad oriental de la península y el viento sopla de moderado a fuerte del NW en el Golfo de Lyon y en Menorca. También el Levante sopla de moderado a fuerte en el Estrecho y en el litoral mediterráneo hay régimen de brisas. Los días 13 y 14 de mayo el viento sopla de flojo a moderado del oeste. Por último, el día 18 de mayo el viento de NW sopla de moderado a fuerte en la zona de Girona y del valle del Ebro y Levante también de moderado a fuerte en la zona del Estrecho.

Tabla 3. Comparación entre la temperatura de las boyas y la Tsm por satélite, día 06/05/2005 (Tsmq = Tsmquad, Lang= Lannion general, ΔBT = diferencia t° boyas y t° satélite, RMS= error medio cuadrático)

06/05/05a	Boyas	Lannion	ΔBT	Tsmq	ΔBT	Imbault	ΔBT	Lang	ΔBT
VLC	18,3	17,7	0,6	18,2	0,1	17,2	1,1	18,1	0,2
TRG	15,4	15	0,4	15,4	0	14,5	0,9	15,3	0,1
ALB	15,6	14,7	0,9	15,2	0,4	14,2	1,4	15,2	0,4
CAD	17,9	17	0,9	17,2	0,7	16,5	1,4	17,4	0,5
media	16,8	16,1	0,7	16,5	0,3	15,6	1,2	16,5	0,3
RMS			0,73		0,41		1,2		0,34
06/05/05d									
VLC	18,3	17,9	0,4	18,3	0	17,4	0,9	18,3	0
TRG	15,7	15,8	-0,1	16,4	-0,7	15,3	0,4	16,3	-0,6
media	17	16,85	0,15	17,35	-0,35	16,35	0,65	17,3	-0,3
RMS			0,29		0,49		0,94		0,45
06/05/05n									
VLC	18,5	18,6	-0,1	19	-0,5	18,1	0,4	19	-0,5
TRG	15,6	15,5	0,1	15,9	-0,3	15,1	0,5	15,8	-0,2
ALB	16,3	16,1	0,2	16,6	-0,3	15,6	0,7	16,6	-0,3
CAD	18,3	17,1	1,2	17,7	0,6	16,6	1,7	17,7	0,6
media	17,17	16,82	0,35	17,3	-0,125	16,35	0,825	17,27	-0,1
RMS			0,61		0,44		0,97		0,43
Media total del día	16,99	16,54	0,45	16,99	0	16,05	0,94	16,97	0,14
RMS total			0,62		0,44		1,03		0,39

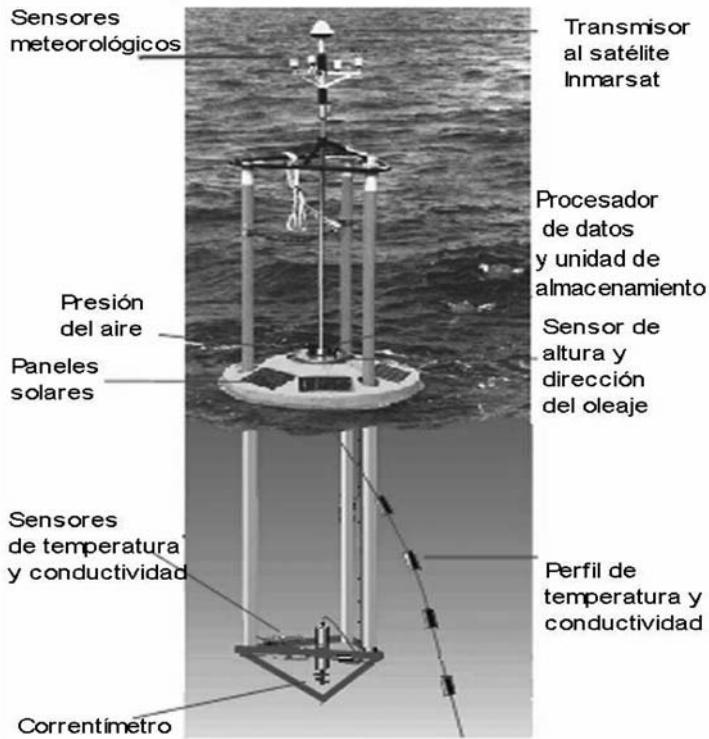


Figura 14. Boya modelo *SeaWatch* y situación de sus sensores

Tabla 4. Comparación entre la temperatura de las boyas y la Tsm por satélite, día 13/05/2005

13/05/05n	Boyas	Lannion	ΔBT	Tsmq	ΔBT	Imbault	ΔBT	Lang	ΔBT
VLC	18,8	17,9	0,9	18,7	0,1	17,3	1,5	18,6	0,2
CAD	18,5	18	0,5	18,5	0	17,5	1	18,4	0,1
media	18,65	17,95	0,7	18,6	0,05	17,4	1,25	18,5	0,15
RMS			0,73		0,07		1,27		0,16

CONCLUSIONES

Los algoritmos que mejor funcionan en los cuatro días analizados (hay un total de 10 escenas), son el Tsmquad y el de Lannion tanto con la formulación general como la estacional, dependiendo este último del momento del día de la imagen analizada. El algoritmo que peor resultado provee es el de Imbault. En los días 6, 14 y 18 de mayo, con los que se cuenta con tres imágenes, una de cada momento del día, puede calcularse una media diaria, cuyos mejores resultados son los dados por el algoritmo general de Lannion en ambos casos, con un error medio cuadrático (RMS: *root mean square*) de 0.39 los días

Tabla 5. Comparación entre la temperatura de las boyas y la Tsm por satélite, día 14/05/2005

	Boyas	Lannion	ΔBT	Tsmq	ΔBT	Imbault	ΔBT	Lang	ΔBT
14/05/05a									
VLC	18,6	18,1	0,5	18,6	0	17,6	1	18,6	0
TRG	17,1	16,5	0,6	17,1	0	16	1,1	17,1	0
CAD	18,4	17,2	1,2	17,8	0,6	16,7	1,7	17,7	0,7
media	18,03	17,27	0,77	17,83	0,20	16,77	1,27	17,80	0,23
RMS			0,83		0,35		1,3		0,4
14/05/05d									
VLC	19	19,05	-0,05	19,52	-0,52	18,5	0,5	19,46	-0,46
TRG	17,2	17,3	-0,1	17,7	-0,5	16,8	0,4	17,6	-0,4
media	18,10	18,18	-0,075	18,61	-0,51	17,65	0,45	18,53	-0,43
RMS			0,08		0,51		0,45		0,43
14/05/05n									
VLC	18,8	18,7	0,1	19,1	-0,3	18,2	0,6	19,03	-0,23
TRG	17,3	17,2	0,1	17,7	-0,4	16,7	0,6	17,7	-0,4
media	18,05	17,95	0,1	18,40	-0,35	17,45	0,6	18,37	-0,315
RMS			0,1		0,35		0,6		0,32
Media total del día	18,06	17,72	0,34	18,22	-0,16	17,21	0,84	18,17	-0,11
RMS			0,54		0,40		0,94		0,39

Tabla 6. Comparación entre la temperatura de las boyas y la Tsm por satélite, día 18/05/2005

	Boyas	Lannion	ΔBT	Tsmq	ΔBT	Imbault	ΔBT	Lang	ΔBT
18/05/05a									
VLC	18,8	17,7	1,1	18,1	0,7	17,1	1,7	18,1	0,7
TRG	16,3	15,8	0,5	16,4	-0,1	15,3	1	16,4	-0,1
CAD	17,9	17,13	0,77	17,5	0,4	16,7	1,2	17,4	0,5
media	17,67	16,88	0,79	17,33	0,33	16,37	1,30	17,30	0,37
RMS			0,82		0,47		1,33		0,5
18/05/05d									
VLC	18,3	18,3	0	18,7	-0,4	17,9	0,4	18,6	-0,3
TRG	16,2	16,1	0,1	16,5	-0,3	15,6	0,6	16,4	-0,2
CAD	18,1	17,4	0,7	17,8	0,3	16,9	1,2	17,7	0,4
media	17,53	17,27	0,27	17,67	-0,13	16,80	0,73	17,57	-0,03
RMS			0,41		0,33		0,8		0,31
18/05/05n									
VLC	18,4	19,1	-0,7	19,1	-0,7	18	0,4	18,6	-0,2
TRG	16,4	16,7	-0,3	16,8	-0,4	16	0,4	16,4	0
CAD	18,3	18,3	0	18,4	-0,1	17,6	0,7	18,1	0,2
media	17,70	18,03	-0,33	18,10	-0,4	17,20	0,5	17,70	0
RMS			0,44		0,47		0,52		0,17
Media total del día	17,36	17,39	0,24	17,70	-0,07	16,79	0,84	17,52	0,11
RMS			0,59		0,43		0,95		0,35

6 y 14 y de 0,35 el día 18. Le sigue el algoritmo Tsmquad, con un error cuadrático medio de 0,44 el día 6 de mayo, 0,40 el día 14 de mayo y 0,43 el día 18. La diferencia máxima de temperaturas absolutas es de 1,7° C en la boya del Golfo de Cádiz del día 6 de mayo por la noche y los días 14 y 18 de mayo de madrugada.

Por escenas, el RMS más bajo se da el día 13 de mayo por la noche con el algoritmo Tsmquad (0,07). Le sigue el día 14 de mayo en periodo diurno con el algoritmo de Lannion estacional (0,08). El algoritmo de Imbault ofrece peores resultados, aunque el RMS máximo tampoco es muy elevado, de 1,3. En general todos los resultados son apropiados y queda constatado un buen ajuste de la Tsm por satélite con los datos *in situ*. Los algoritmos más eficaces son el de Lannion estacional en las imágenes diurnas y el Tsmquad y el de Lannion general en las nocturnas, ya sean de madrugada o de noche. Obteniendo de estos dos últimos algoritmos errores medios similares, finalmente se concreta la utilización del algoritmo de Lannion general debido a su sencillez y al uso confiado que de él hace el *Centre de Météorologie Spatiale* de Lannion en Francia. Cabría concluir que los resultados observados son incluso mejor de lo esperado ya que para los cuatro días analizados la diferencia media del día es <0,5° C en todos los casos. Una magnitud que avala nuestras revisiones sobre la estructura térmica vertical del mar y la constitución del campo térmico superficial del Mediterráneo occidental.

BIBLIOGRAFÍA

- ALEKSEEV, G.V. and BAGRYANTSEV, M.M. (1987): The climate role of ocean surface temperature anomalies in the warm half of year. *Soviet Meteorology and Hydrology*, 5, pp. 52-56.
- BARTON, I.J. (1995): Satellite-derived sea surface temperatures: current status, *Journal of Geophysical Research*, vol.100, C5: 8777-8790.
- BECKER, F. and LI, L.S. (1995): Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurements and related problems, *Remote Sensing Reviews*, 12:225-253.
- CASTAGNÉ, N., LE BORGNE, P., LE VOURCH, J. and ORLY, J.P. (1985): Validation et applications des mesures de NOAA-7. *Temperatures de la mer et satellites*, pp. 24-33.
- CASTRO, S.L, EMERY, W.J. and WICK, G.A. (2004): Skin and bulk sea surface temperature estimates from passive microwave and thermal infrared satellite imagery and their relationships to atmospheric forcing, *Proc. IEEE IGARS*, sep.2004. pp. 831-834.
- DIÁZ, J.P., ARBELO, M., EXPOSITO, F.J., PODESTÁ, G., PROSPERO, J.M. and EVANS, R. (2001): Relationship between errors in AVHRR-derived sea surface temperature and the TOMS Aerosol Index. *Geophysical Research Letters*, vol. 28, 10, pages 1989-1992.
- DONLON, C.J., MINNET, P.J., GENTEMANN, C., NIGHTINGALE, T.J., BARTON, I.J., WARD, B. and MURRAY, M.J. (2002): Toward improved validation of satellite skin temperature measurements for climate research, *Journal of Climate*, vol. 15:353-369.
- DONLON, C.J., NIGHTINGALE, T.J., SHEASBY, T., TURNER, J., ROBINSON, I.S. and EMERY, W.J. (1999): Implications of the oceanic thermal skin temperature deviation at high wind speed, *Geophysical Research Letters*, vol.26, 16:2505-2508
- EMERY, W.J., BALDWIN, D.J., SCHLÜSSEL, P. and REYNOLDS, R.W. (2001): Accuracy of *in situ* sea surface temperatures used to calibrate infrared satellite measurements. *Journal of Geophysical Research*, vol.106, C2:2387-2405.
- FAIRFALL, C.W., BRADLEY, E.F., GODFREY, J.S., WICK, G.A., EDSON, J.B. and YOUNG, G.S.

- (1996): Cool-skin and warm-layer effect on sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, vol.101, C1:1295-1308.
- IMBAULT, D., SCOTT, N.A. and CHEDIN, A. (1981): Multichannel radiometric determination of sea surface temperature: parametrization of the atmospheric correction, *Journal of Applied Meteorology*, 20: 556-564.
- KATSAROS, K.B. (1980): The aqueous thermal boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*, 18:107-127.
- KILPATRICK, K. A *et al.* (2001): Overview of the NOAA/NASA AVHRR Pathfinder algorithm for SST and associated matchup database, *Journal of Geophysical Research*, vol.106, pp. 9179-9197.
- LÓPEZ GARCÍA, M.J. (1991): *La temperatura del mar Balear a partir de imágenes de satélite*. Departamento de Geografía, Universitat de València, pp.158.
- LÓPEZ GARCÍA, M.J. Y DENORE, B. (1999): Los satélites de observación de la Tierra en el 2000, *Cuadernos de Geografía*, 65-66, pp.81-102.
- LÓPEZ GÓMEZ, A. (1993): *El clima de las ciudades españolas*. Ediciones Cátedra, S.A. Madrid, pp. 268
- MERLE, J. et TOURRE, Y. (1983): Le bilan énergétique à l'interface air-mer, *La Météorologie*, VI, 33, pp. 51-68.
- MINNET, P.J., KNUTESON, F.A., BEST, F.A., OSBORNE, B.J., HANAFIN, J.A. and BROWN, O.B. (2001): The marine-atmosphere emitted radiance interferometer: a high accuracy seagoing infrared spectroradiometer2, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18:994-1013.
- QUEREDA, J. (1986): Un aspect du regime thermique en Mediterranee occidentale. *Météorologie Maritime*, 131, pp. 14-17.
- RATIER, A. (1986): Temperature de la mer et analyse objective, *Met-mar*, 130, pp. 12-17.
- RAYNER, N.A., PARKER, D.E., HORTON, E.B., FOLLAND, C.K., ALEXANDER, L.U., POWELL, D.P., KENT, E.C. and KAPLAN, A. (2004): Global analyses of sea surface temperature, sea ice and night air temperature since the late 19th century, *Journal of Geophysical Research*, 108, D-14.
- ROBINSON, I.S. (2004): *Measuring the oceans from space. The principles and methods of satellite oceanography*, Springer –Praxis. Pp. 669
- ROBINSON, I.S., WELLS, N.C. and CHARNOCK, H. (1984): Review Article. The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of sea surface temperature by airborne and spaceborne radiometers, *International Journal of Remote Sensing*, 5:19-45.
- SAUNDERS, P.M: (1973): The skin temperature of the ocean: a review, *Mem. Soc. Roy. Des Sci. de Liege. Ser.*, 4:93-98.
- SCHLÜSSEL, P., EMERY, W.J., GRASSL, H. and MAMMEN, T. (1990): On the bulk skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, 95:13341-13356.
- SOBRINO, J.A and RAISSOUNI, N. (2000): Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring. Application to Morocco, *International Journal of Remote Sensing* 20(2): 353-366.
- SOBRINO, J.A., LI, Z.L. and STOLL, M.P. (1993): Impact of the atmospheric transmittance and total water vapor content in the algorithms for estimations satellite sea surface temperature, *IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing*, vol.31: 946-952.
- WELLS, N. (1982): The ocean and climate –an introduction, *Weather*, 37, pp. 116-121.

- WENTZ, F.J., GENTEMANN, G., SMITH, D. and CHEITON, D. (2000): Satellite measurements of sea surface temperature through clouds, *Science*, vol. 288, 5467: 847-851.
- WICK, G.A., EMERY, W.J. and KANTHA, L.H. (1996): The behavior of the bulk-skin sea surface temperature difference under varying wind speed and heat flux, *Journal of Physical Oceanography*, vol. 26, 1969-1988.
- WICK, G.A., JACKSON, D.L. and CASTRO, S.L. (2004): Production of an enhanced blended infrared and microwave SST product, *Proc. IEEE IGARS*, sep.2004. pp. 835-838.

