

APORTACIÓN AL ESTUDIO DE LAS NIEBLAS EN LA CUENCA OCCIDENTAL DEL MEDITERRÁNEO MEDIANTE OBSERVACIONES *IN SITU* E IMÁGENES DE SATÉLITE

J. Quereda, A. B. Ruescas, E. Montón, J. Escrig y B. Mollá
Laboratorio de Clima, Universitat Jaume I.

INTRODUCCIÓN

La reducción de la visibilidad provocada por la niebla o capas de estratos bajos produce problemas de consideración diversa y ocasionalmente graves. Este es el caso de los numerosos accidentes que afectan a todos los transportes terrestres, marítimos y aeronáuticos. Consecuentemente la previsión de las nieblas es de gran importancia para la prevención de estos riesgos y para ello es preciso conocer las condiciones meteorológicas precursoras de la niebla, así como su posterior desarrollo y extensión. En este orden de conocimientos, las estaciones meteorológicas convencionales han resultado de gran ayuda para entender el fenómeno de las nieblas, sin embargo su utilidad está limitada a las zonas cercanas a cada estación, aportando datos puntuales sobre áreas afectadas que pueden ser muy extensas. En el mar las observaciones son más complicadas que en la tierra, recayendo la responsabilidad de éstas sobre los barcos que estén navegando por el área afectada en cuestión. Esto supone una baja frecuencia de las observaciones y mediciones que llevan a una falta de precisión.

Frente a estas limitaciones, las imágenes captadas desde los satélites meteorológicos son una de las más útiles herramientas para la observación de la niebla, sobre todo durante la noche y en grandes áreas, incluido el mar. Su visión sinóptica y su frecuencia permiten un estudio más detallado del proceso de formación, desarrollo y disipación de las nieblas. A pesar de esto sigue habiendo ciertas dificultades, especialmente en la imágenes nocturnas.

Durante el día es posible distinguir la niebla puesto que ejerce un claro contraste con el sustrato donde se asienta. Las áreas con niebla son muy reflectivas en el rango del espectro del visible y suelen estar más frías que su entorno en el caso del infrarrojo. Durante la noche su detección es algo más complicada debido a la falta de luz que inutiliza el uso de los canales en el visible. Sin embargo es posible utilizar la diferencia aportada por los canales de los infrarrojos dispuestos en diferentes medidas del espectro electromagnético¹.

1. SAUNDERS Y KRIEBEL, (1988): An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 9-1, 123-150

El uso de los satélites geoestacionarios tiene algunas ventajas frente a los polares, a pesar de su baja resolución espacial - hasta la entrada en operatividad del Meteosat 8 (MSG: *Meteosat de Segunda Generación*) en el presente año 2004 -, ya que la alta frecuencia de entrada de imágenes o resolución temporal (una cada media hora en el caso del Meteosat), permite crear animaciones, de gran utilidad para observar el desarrollo de la niebla. Los satélites de órbita polar (como la serie NOAA-KLM) tienen otras ventajas, ligadas a su mayor resolución espacial y espectral. La unión de los datos aportados por ambos tipos de satélite es fundamental en el estudio de éste y otros fenómenos meteorológicos.

LA ZONA DE ESTUDIO Y SUS FACTORES TERMODINÁMICOS

La zona de estudio corresponde al extremo NW, ibérico-balear, de la Cuenca Occidental del Mediterráneo. Por ello viene a participar plenamente de las situaciones atmosféricas que caracterizan el denominado clima mediterráneo. Un clima de gran singularidad que 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 lo caracterizan haya de basarse en un conocimiento preciso de esos factores geográficos. Especialmente debe considerarse el ámbito topográfico y marino donde se originan (Fig.1). En el fondo de la cuenca mediterránea, un mar cálido y evaporadizo constituye uno de los elementos clave.



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, acoplada y uniformada sobre la superficie marina durante gran parte del año, juega un papel decisivo en la templanza y estabilidad del clima.

La Cuenca Occidental del Mediterráneo aparece configurada como una cubeta de alto reborde por el cingulo montañoso que la rodea. La isohipsa de 1.000 metros y, algo más discontinua, la de 2.000 metros tienden un apretado cerco en su entorno. Tan sólo en dos puntos, muy estrechos, este eje de altas tierras limítrofes se hunde: el canal de Sicilia, en 138 Km hasta las tierras tunecinas y el estrecho de Gibraltar, donde sólo 14 Km separan África de la punta de Tarifa. A estas dos vías de mejor comunicación con el exterior es preciso añadir, en el ámbito ibérico, la escotadura o surco del valle del Ebro, depresión triangular entre los Pirineos y el Sistema Ibérico con crestas superiores a los 2.000 y 3.000 metros y que se abre en un frente litoral de más de 300 Km, entre las obstrucciones impuestas por la cordillera costera catalana.

Con excepción de algunos valles como el del Ebro o Ródano, el alto cerco orográfico paralelo a la costa impide la formación de grandes cuencas fluviales. En consecuencia, el mar Mediterráneo, insuficientemente alimentado por las lluvias, tampoco resulta acrecentado por los cursos de agua. A mayor abundancia, la gran evaporación ligada a las elevadas temperaturas determina una salinidad media que oscila sobre el 38 ‰. Dado que a través de los estrechos de Dardanelos y el Bósforo la comunicación es insignificante, el déficit de agua que entrañan la pobre alimentación y las grandes pérdidas evaporativas del Mediterráneo, exige mecanismos que mantengan ese nivel, salinidad y temperatura en el valor constante que revelan los registros.

Elo se establece mediante la comunicación del Mediterráneo con el Atlántico a través de Gibraltar. Los escasos 14 Km del estrecho y su canal poco profundo, de -286 metros, limitan los intercambios de aguas a la superficie y unas temperaturas mínimas invernales de superficie de tan solo 13 °C, que se mantienen 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 m³/seg., es decir, unos 31.600 Km³/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 Km³/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 (Fig. 2).

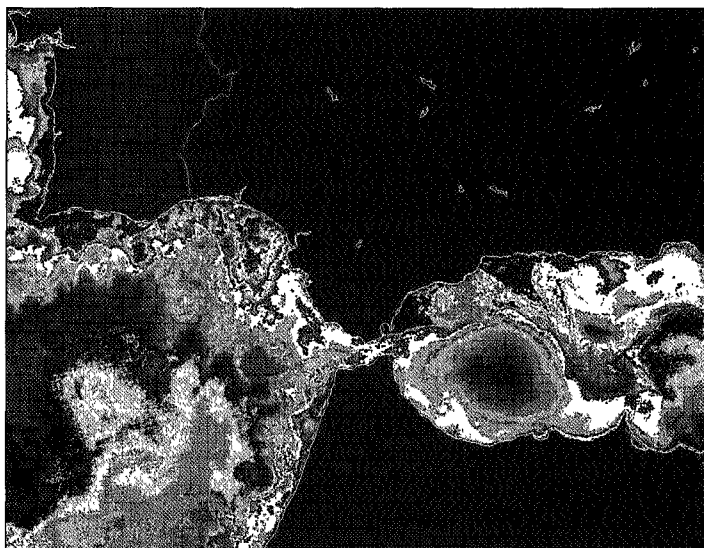


Figura 2. Los torbellinos anticiclónicos del mar de Alborán reflejan la entrada de la vena de agua atlántica y los afloramientos de aguas más frescas del fondo a lo largo de las costas. Imagen NOAA, HRPT, 20 de Octubre de 1998.

Esta circulación obedece a las condiciones térmicas. En verano, la alta salinidad próxima al 39% o no es óbice para que, en superficie, las elevadas temperaturas den una densidad débil y las aguas permanezcan estables. Por el contrario, en invierno, con vientos fríos y secos, el frío y la evaporación determinan un aumento de la densidad y una sumersión en profundidad de las aguas 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 profundidad². Todo ello con una alternancia estacional que, si bien requiere más investigaciones, parece establecerse en dirección Mediterráneo-Atlántico durante el invierno y en profundidad, y en dirección Atlántico-Mediterráneo en superficie durante el verano.

Todos estos factores y procesos configuran la gran cuenca mediterránea, encerrada por la enérgica orla de relieves alpinos³. En su fondo, por sus cálidas temperaturas, su gran calor específico, convectividad y facilidad de evaporación, la masa marítima es clave en los procesos climáticos. Así y como inicial exponente de ellos, la línea de costa representa una fuerte discontinuidad térmica. Es suficiente a este respecto comparar la temperatura media anual de Castellón, 17 °C, con el estado térmico medio

2. H. LACOMBE, 1971

3. J. M. JANSÁ GUARDIOLA, 1966

de las aguas a 2.5 Km de su costa, 19 °C. Contraste que es mucho más acusado en otoño e invierno (Fig. 3).

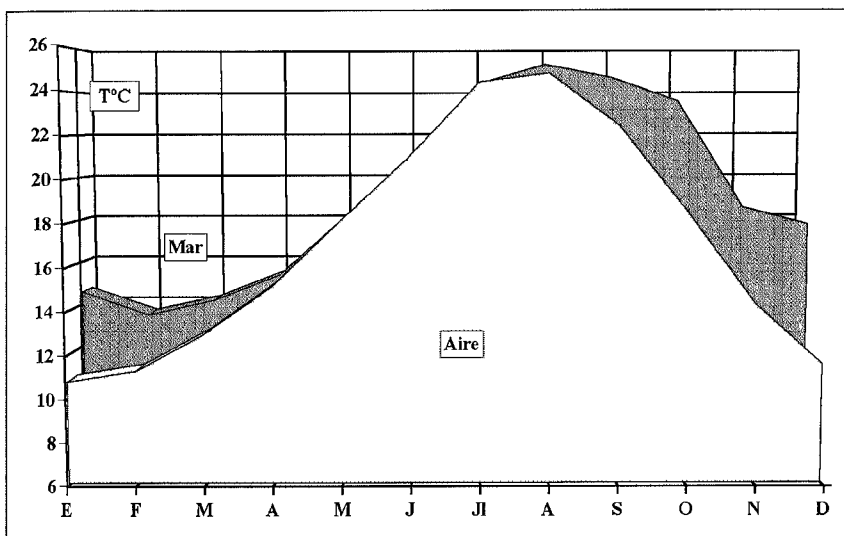
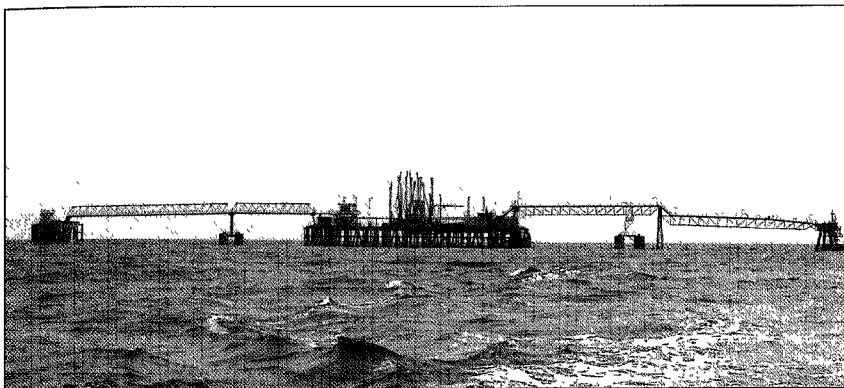


Figura 3. Regímenes térmicos del aire y de la capa marina superficial frente a las costas de Castellón, 1992-2002. La excepcional ubicación del Observatorio Meteorológico Universitario sobre la plataforma marina de BP Oil permite estudiar las complejas interacciones atmósfera-mar.

La Cuenca Occidental del mediterráneo constituye así un área neurálgica para el estudio de las interacciones atmósfera-mar, claves en los procesos de cambio de estado de la humedad del aire. 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. Ello unido a su gran capacidad conductiva, determina asimismo su alta inercia térmica. Esta es 1.200 veces mayor que la de la atmósfera.

Este campo térmico superficial obedece a los distintos mecanismos que intervienen en la estructura térmica vertical del mar Mediterráneo. La dinámica de las aguas varía a lo largo de las diferentes estaciones del año. Así, durante el invierno, la temperatura superficial del mar suele ser más elevada que la del aire. Esta diferencia determina una intensa emisión de calor desde el mar 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 marinas 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 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 (Fig. 4).

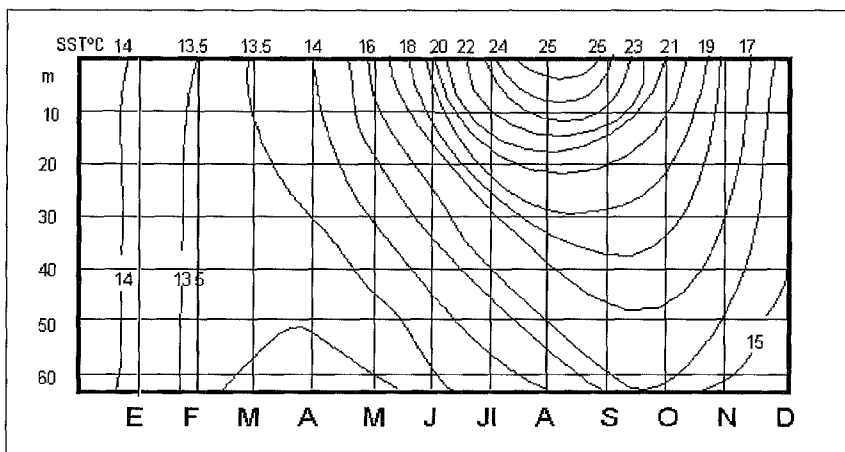


Figura 4. Isotermas en profundidad de las aguas mediterráneas y formación de termoclina (CSIC, IIP, 30-40 Km frente a las costas de Castellón).

Durante el verano, por el contrario, la intensa radiación solar y altas temperaturas ambientales calientan las capas superficiales del mar limitando la turbulencia convectiva. La termoclina aparece muy en superficie y la capa activa implicada en los intercambios con la atmósfera se torna muy delgada. Simultáneamente, esta capa activa en los intercambios de calor con la atmósfera aparece separada del agua subyacente por la termoclina.

LAS NIEBLAS: DEFINICIÓN Y TIPOS

Se denomina nieblas a las formaciones nubosas estratiformes que envuelven al observador, originadas como consecuencia de la saturación y condensación del aire. Si estas formaciones nubosas, en contacto sobre el suelo, contienen más de 0.5 g/Kg de agua condensada y reducen la visibilidad a menos de 1000 metros constituyen por definición las nieblas, ya que si la visibilidad es mayor y el contenido de agua condensada menor forman las brumas o neblinas. Asimismo, si esa formación nubosa no está en contacto con el suelo se denomina estrato, no existiendo diferencias en el proceso físico que engendra todos estos tipos de formaciones nubosas. Los mismos factores que engendran una niebla pueden originar un estrato.

La mayor parte de las nieblas se producen por enfriamiento del aire en contacto con la superficie terrestre, si bien ocasionalmente se puede producir la evaporación del agua en el aire dando origen a las nieblas de evaporación. Ello permite distinguir dos grandes grupos de niebla: las de enfriamiento y las de evaporación. En el presente trabajo, aplicado a la situación de persistentes nieblas del mes de febrero de 2004, ha sido posible poner de manifiesto y analizar los procesos que intervienen en ambos tipos de niebla.

Las nieblas de enfriamiento constituyen los fenómenos más extendidos y frecuentes. De ahí que los principales tipos de nieblas de este grupo dependan del modo como se operen los procesos de enfriamiento, dando origen a las denominadas nieblas de irradiación y nieblas de advección.

Las nieblas de irradiación se forman como consecuencia del enfriamiento nocturno del aire relativamente en calma sobre el suelo y especialmente cuando ese aire ha sido previamente humedecido por lluvia o evaporación. En estas condiciones, con viento nulo o en calma y cuando la irradiación desde la tierra excede a la radiación recibida, el suelo se enfría y trasmite este enfriamiento a la capa de aire suprayacente y en contacto con él. Precisamente esta transferencia de calor hacia abajo tiende a formar una capa de inversión inmediatamente sobre el suelo que puede ir profundizándose a medida que progresa el enfriamiento. De este modo, la temperatura aumenta al ascender y es más elevada en el límite de la capa de inversión.

Las nieblas de advección se desarrollan cuando una capa de aire relativamente cálido y húmedo fluye hacia una región fría. El aire cede calor a la superficie fría subyacente con lo que progresivamente se va saturando. Este es el tipo de nieblas más frecuentes sobre el mar.

En el segundo grupo, las nieblas de evaporación se originan cuando una masa de aire frío se instala sobre una superficie de agua más cálida. Este ha sido el caso de los procesos desarrollados sobre el Mediterráneo durante la primera década del mes de febrero de 2004. Bajo estas condiciones, 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. Sin embargo, 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. En definitiva mientras la superficie del agua permanece más cálida, la evaporación y condensación seguirán originando la niebla. Procesos que continuarán hasta que la diferencia térmica desaparezca.

Condiciones atmosféricas de la niebla en los días 1 a 10 de febrero

La situación atmosférica viene caracterizada por el neto desplazamiento del Anticiclón de Azores sobre la Península Ibérica y Cuenca Occidental del Mediterráneo. Como consecuencia de ello, la estabilidad atmosférica es acusada así como la dinámica de subsidencia para engendrar inversión térmica. En superficie el régimen de vientos es el típico de brisas y a 850 hPa aparece la isoterma de 12 °C configurando la irrupción de la masa de aire africana (Fig. 5).

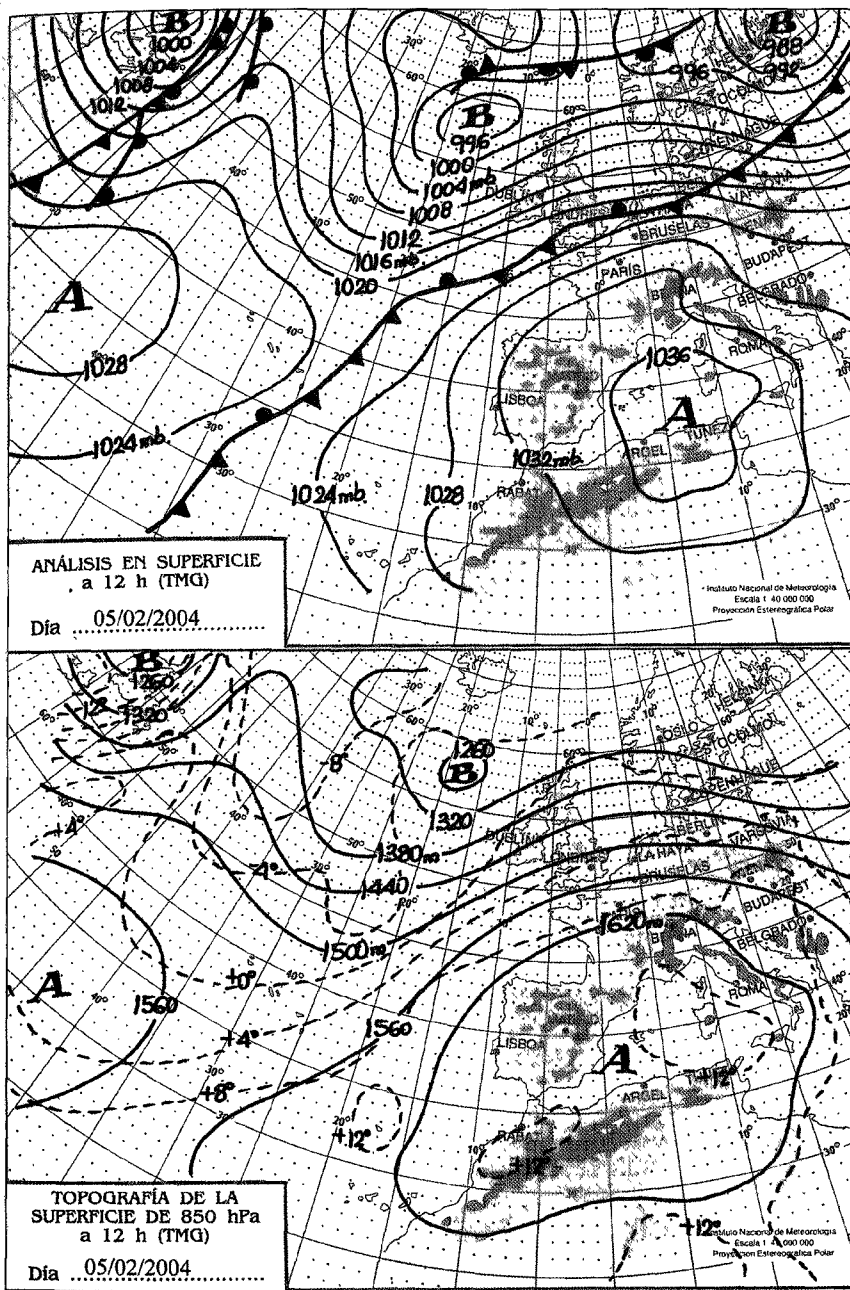


Figura 5. Situación sinóptica en superficie y a 850 hPa el día 5 de febrero de 2004 (INM).

A medida que la situación anticiclónica adquiere consistencia, se van configurando las condiciones atmosféricas paradigmáticas de los intensos procesos de nieblas desarrollados durante la primera década de febrero de 2004. Los procesos más intensos se dieron durante los días 6 y 7 de febrero. El gradiente térmico en la interfase atmósfera-mar, notable durante todo el período, se exagera en esas fechas. Así, mientras la temperatura superficial del mar (TSM) registra más de 13 °C, la temperatura del aire es 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 mantiene 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.6).

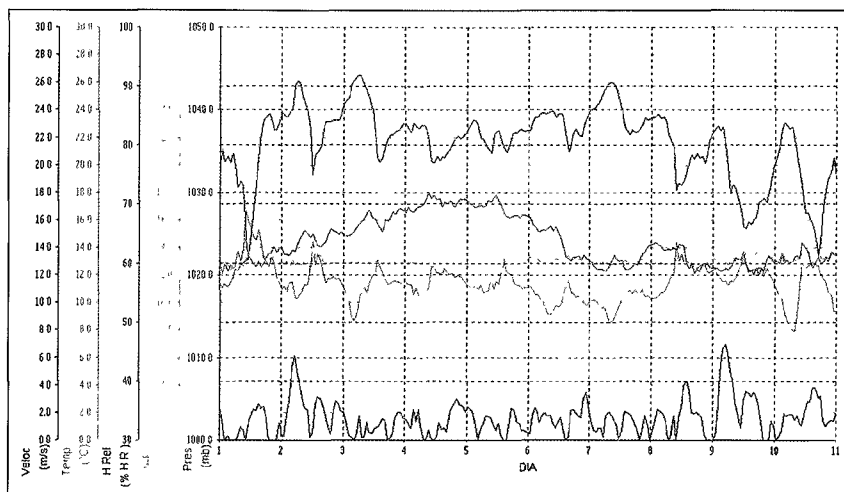


Figura 6. Registros sinópticos de la estación automática de meteorología del observatorio marino durante el período 1 a 10 de febrero de 2004.

La figura anterior permite observar la notable exageración de gradientes atmósfera-mar registrada durante los días 6 y 7 de febrero. Simultáneamente la estructura térmica vertical de la atmósfera en esas fechas proporciona las condiciones necesarias para que los procesos de superficie engendren nieblas intensas. El perfil de la curva de estado correspondiente

al radiosondeo del día 6 en Palma de Mallorca muestra la existencia de una doble inversión térmica. La primera se desarrolla en la capa superficial hasta unos 100 metros de altura y sobre ella aparece un techo de inversión general de subsidencia hacia los 1 000 metros de altura. En estas condiciones atmosféricas con un gradiente térmico g_t inferior a 0°C el punto T' o punto de formación de nieblas coincide con el punto de rocío en superficie (Fig 7). Este valor de T_d o punto de rocío en superficie revelado por el radiosondeo de Palma a las 00 horas se sitúa en 7°C una temperatura que se alcanza en el aire con las mínimas de madrugada. Asimismo la ratio media de mezcla en esa capa superficial es de 6.25 g/kg y por lo tanto la saturación se opera fácilmente en una capa donde además existen abundantes núcleos higroscópicos de condensación de naturaleza sódica (CINa)

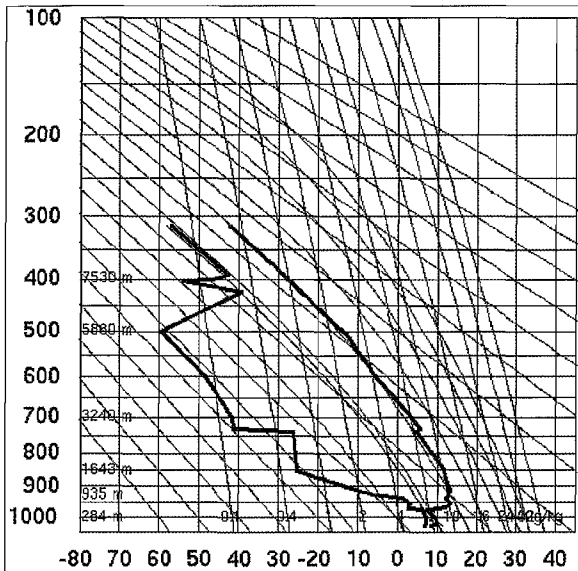


Figura 7 Diagrama de Stüve correspondiente al radiosondeo de Palma de Mallorca el día 6 de febrero a las 00 horas (INM)

La notable capa de estabilidad superficial explica la intensificación de los procesos de superficie. La figura 8 correspondiente a los registros del observatorio marino de la Universitat Jaume I permite observar las condiciones interactivas básicas de la interfase atmósfera-mar desencadenantes de los procesos de nieblas de evaporación desarrolladas. La gráfica muestra la notable exageración del gradiente térmico aire-mar con 13°C en la T_{sm} (Temperatura superficial del mar) y solo 9°C en la capa de aire suprayacente. Este notable gradiente hace que E_m sea superior a E_y con

secuentemente que se opere la evaporación del agua. Asimismo, la existencia de los núcleos higroscópicos salinos favorece la condensación en una humedad relativa que por ello se mantiene muy constante en el 85-90%. Simultáneamente y dado el enorme volumen de agua la temperatura superficial no varía a lo largo de los procesos de evaporación.

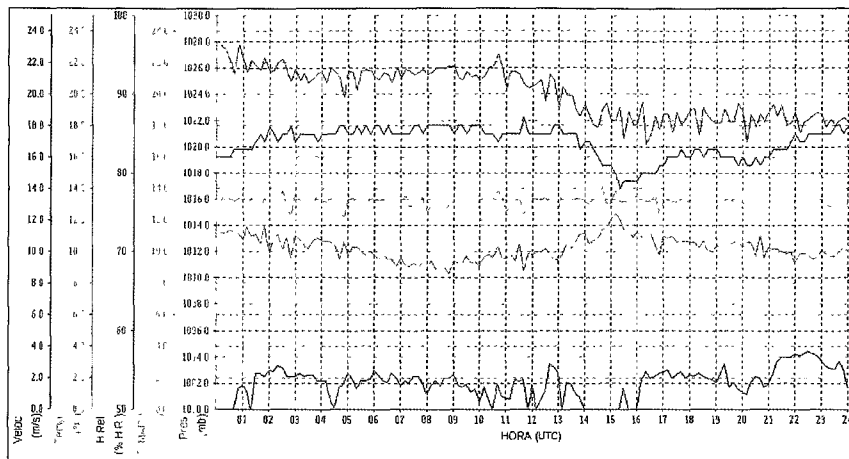


Figura 8. Observatorio universitario marino. Registros sinópticos correspondientes al día 6 de febrero de 2004. Los gradientes térmicos en la interfase atmósfera-mar son notables.

El notable gradiente térmico en esa interfase atmósfera-mar está engendrado por una circulación atmosférica superficial caracterizada por el régimen de brisa con vientos fríos del continente predominantes durante los períodos nocturnos y de madrugada (Fig. 9). En esas zonas preitorales, las temperaturas mínimas estuvieron próximas a los 0°C .

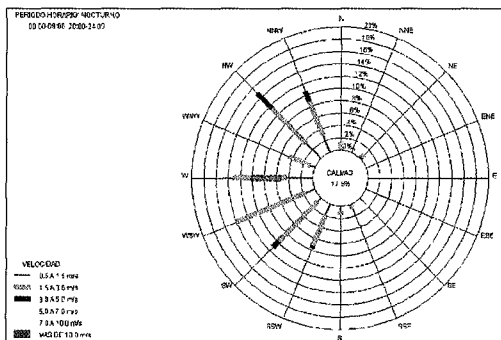


Figura 9. Rosa de vientos correspondiente al intervalo nocturno (00-09 y 20.00-24.00 horas) de los días 4 a 7 de febrero de 2004. Observatorio marino universitario.

Finalmente, la figura 10, es expresiva de que estos procesos de nieblas de evaporación sobre el mar, pudieron extenderse sobre las zonas litorales a favor de unas condiciones atmosféricas favorables de nieblas de irradiación. La gráfica correspondiente al radiosondeo de Barcelona del día 6 de febrero muestra la notable inversión térmica que caracteriza la estructura térmica vertical de la atmósfera. Esta inversión alcanza hasta los 500 metros de altitud. De este modo, en superficie se dan las condiciones de estabilidad absoluta con valores termo-higrométricos situados en los 6.7°C del punto Td (punto de rocío). Este punto, que es netamente alcanzado durante el enfriamiento nocturno, favorece la intensificación de los procesos de nieblas sobre los llanos y de depresiones litorales.

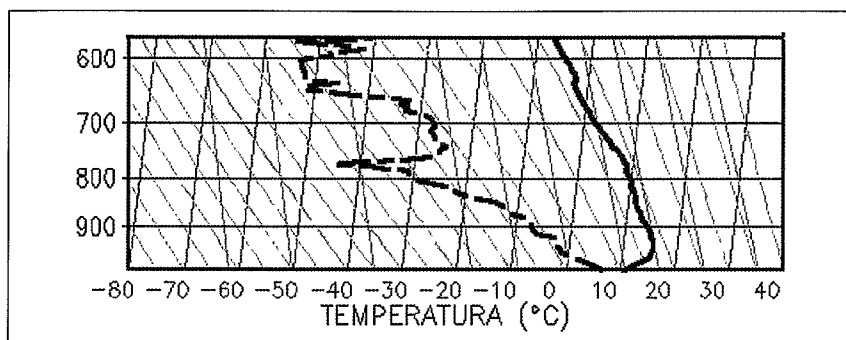


Figura 10. Sección del radiosondeo de Barcelona correspondiente al día 6 de febrero de 2004, a 00 h. Servei Meteorològic de Catalunya.

DISCRIMINACIÓN MEDIANTE IMÁGENES DE SATÉLITE

Antes de entrar en la metodología propiamente dicha, es necesario indicar algunas características básicas de las nieblas y su percepción desde satélite:

- La niebla aparece como un estrato liso y muy brillante con unos límites bien definidos y visibles. Esto es muy útil cuando se trabaja en el canal del visible ya que la alta reflectividad de la niebla facilita su identificación.
- La temperatura de la niebla/estratos en el infrarrojo térmico a 11 μ m es ligeramente mayor que a 3.7 μ m, a causa de la mayor absorción del vapor de agua en el infrarrojo lejano (de 11 a 14 μ m).
- La niebla, se mueve y desarrolla lentamente, lo que la distingue del resto de nubes que pueden desarrollarse en minutos.

Frente a esas ventajas, la imaginería de satélite presenta algunas limitaciones en lo concerniente a la detección de nieblas:

- La resolución espacial de los sensores: en satélites meteorológicos la resolución media es de 1 x 1 Km. en el nadir, aunque hay casos de mayor resolución espacial como el MODIS o el MSG que tienen 500m.

- Las capas de nubes que pueden existir sobre la niebla, si bien las nubes más altas pueden proyectar sombras sobre ésta, ayudando a su discriminación.
- Los suelos de baja emisividad, que pueden producir falsas alarmas: esto es muy difícil de subsanar en el caso de las arenas en la costa (playas) ya que la reflectividad de estos suelos es relativamente alta y su emisividad baja, lo que complica su diferenciación de las nieblas costeras.
- El «ruido» que pueda existir en el sensor. Este es un problema cuantificable que normalmente se especifica de antemano.

LA TELEDETECCIÓN DE LA NIEBLA

Las técnicas más comunes de detección de nieblas y estratos bajos mediante imágenes de satélite hacen uso de la diferencia entre los canales infrarrojos situados a $11\mu\text{m}$ y a $3.7\mu\text{m}$ en imágenes principalmente nocturnas.

El satélite geostacionario Meteosat no tiene esta capacidad ya que no cuenta con una banda en 3.7 micras. Así, la detección de niebla con el satélite Meteosat 7, el último de la primera generación y que estará en actividad hasta el principio de 2005 (desde abril de 2004 está operando con el Meteosat 8 o MSG hasta su completa sustitución), sólo puede hacerse con el canal situado en el rango espectral del visible, lo que reduce su precisión, especialmente cuando el sustrato está nevado y es fácil confundirlo con nubes. No obstante, el Meteosat 7 es una herramienta especialmente útil cuando se desean hacer reconstrucciones de la dinámica de la niebla ya que la alta resolución temporal de las imágenes recibidas permite componer animaciones: las nubes se mueven relativamente rápido y cambian su morfología constantemente; no actúa de la misma manera la niebla, cuya dinámica es mucho más lenta y mantiene constantes sus límites durante más tiempo, aunque no tanto como el sustrato nevado, que retrocede con mayor lentitud.

Una vía de trabajo interesante, que propone un nuevo algoritmo de detección de nieblas con el satélite geostacionario GMS-5 (Geostationary Meteorological Satellite), puede encontrarse en el estudio realizado por Ahn et al. (2003). En él sugieren un nuevo algoritmo basado en la comparación de la diferencia de temperaturas de brillo de una zona con niebla y de esa misma zona en condiciones similares pero con cielo raso mediante simulaciones en MODTRAN⁴. Concluyen que el algoritmo se ajusta bien si se compara con otros métodos reconocidos, pero que tiene dos fallos que deberían subsanarse: no es capaz de diferenciar entre niebla y estratos y no es útil para detectar nieblas/estratos causados por el paso de una masa de aire cálida sobre el mar más frío (advección) ni la niebla de radiación producida por una fuerte inversión térmica.

4. MODTRAN: MODerate-resolution TRANsmittance code (Anderson et al., 1995).

El satélite MSG, operativo desde abril de 2004, viene equipado con más canales, ampliando el rango espectral detectado, lo que promete nuevas y más precisas aplicaciones tan pronto como empiece a transmitir para toda la comunidad científica⁵. En este sentido, el satélite geoestacionario GOES 8+ cuenta desde 1994 con un canal en infrarrojo de 3.7 μm y ya ha sido aplicado con éxito un algoritmo de detección de niebla más sofisticado⁶.

Los satélites de órbita polar, concretamente la serie NOAA-KLM que cuenta con el sensor AVHRR/3, son más versátiles en la detección de nieblas⁷. Dicho sensor tiene 5 canales, dos de los cuales recogen el rango espectral de la luz visible (canal 1 y 2 con 0.58 a 0.68 μm y de 0.725 a 1.10 μm respectivamente) y tres canales en el infrarrojo: el canal 3 es doble, utilizando la primera mitad de su rango dinámico (3A a 1.6 μm) para detectar el albedo de 0 a 12.5 % y la segunda mitad (3B) se comparte con un canal en el infrarrojo próximo (3.7 μm). Finalmente, los canales 4 y 5 filtran el infrarrojo térmico (en 10.8 μm y 11.5 μm respectivamente) y son los utilizados para extraer información acerca de las temperaturas.

Un problema importante que se plantea cuando se trata de identificar la niebla desde satélite es su confusión y mezcla con nubes bajas, con estratos bajos. Actualmente hay algunos estudios que utilizan el sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), ubicado en los satélites TERRA y AQUA que cuenta con 29 bandas espectrales y que parece que está dando buenos resultados en la discriminación de ambos fenómenos⁸.

DETECCIÓN DE NIEBLA DURANTE EL DÍA

En las imágenes diurnas provenientes del sensor AVHRR/3 es posible utilizar combinaciones de bandas en el visible e infrarrojo para la mejora de la discriminación visual. Por ejemplo se puede realizar una composición multispectral en falso color asignando el canal 2 (visible) al color rojo, el canal 3A al color verde y el canal 4 al azul (figura 11).

-
5. BENDIX, J. (2000): A fog monitoring scheme based on MSG data. *Proceedings of the First MSG-RAO Workshop*, Bologna, 17-19 May 2000, ESA SP-452.
 6. ELLROD, G.P. (1995): Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery. *Weather and Forecasting*, 10, pp-606-619.
LEE, T.F.; TURK, F.J. y RICHARDSON, K.(1997): Stratus and fog products using GOES-8-9 3.9 μm data. *Weather and Forecasting*, 12, pp.664.677.
 7. SAUNDERS Y KRIEBEL, (1988): An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 9-1, 123-150.
 8. BENDIX, J.; THIES, B.; CERMAK, J. (2003): Fog detection with Terra-MODIS and MSG-SEVIRI. *The 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. Meteorological Applications*. ESA.

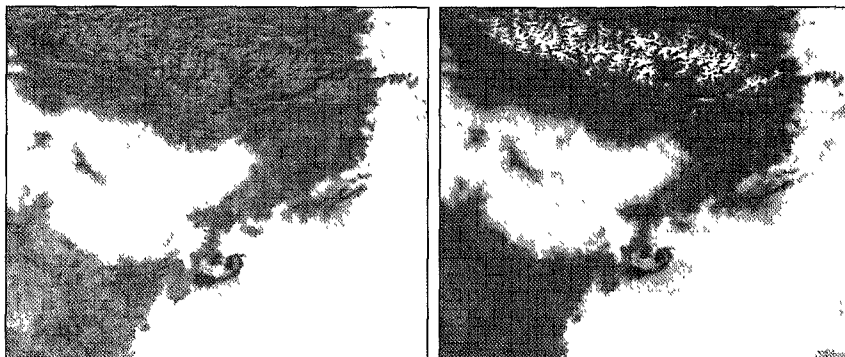


Figura 11. Composición en falso color y composición en color verdadero. En ambas imágenes el sustrato de tierra es fácilmente identificable. En el caso de la imagen en falso color la tierra aparece azul porque el canal en el infrarrojo, que es dominante en el caso de la vegetación, fue asignado al color azul, mientras la nieve aparece en colores rojizos. La niebla aparece en colores blanquecinos. En la imagen de color verdadero, la tierra aparece en colores verdosos, tal y como el ojo humano la advierte, y la nieve blanca, pudiendo producirse, en ocasiones, confusión con la niebla también muy reflectiva y blanquecina.

Otra técnica es la utilizada por Dyras (2000)⁹ mediante la realización de una clasificación automática supervisada de los grupos de píxeles resultantes de comparar el canal 3A y el 4 en un *scatter plot* o gráfico de dispersión (figura 12). La clasificación automática es una técnica del procesamiento de imágenes según la cual la imagen - que no es más que una matriz numérica - se convierte en otra imagen donde los valores numéricos que la componen (niveles digitales o ND), ya no tiene relación con la radiancia detectada por el sensor, sino que cada valor se trata de una etiqueta que identifica la categoría asignada a ese píxel. A partir de esto puede generarse una cartografía temática, así como un inventario estadístico del número de píxeles (es decir, de superficie), asignados a cada categoría¹⁰.

En el gráfico de la figura 12 se ha señalado con elipsoides de colores las áreas aproximadas correspondientes a cada grupo de píxeles pertenecientes a una u otra clase de sustrato en la imagen: niebla de irradiación, niebla en el mar, nieve, suelo y mar. Es posible identificar los distintos tipos de sustrato por su localización en el gráfico de dispersión y derivar de éste la estadística necesaria para llevar a cabo una clasificación automática supervisada, cuyo resultado se muestra en el mapa coloreado de la figura 12.

9. DYRAS, I. (2000): The feasibility of 1.6_μm channel on NOAA-15 for operational fog detection. *The 2000 EUMETSAT Satellite Conference. Operational Applications*. ESA

10. CHUVIECO, E (2000): *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Ed. Rialp. 3ª ed. revisada. pp-568.

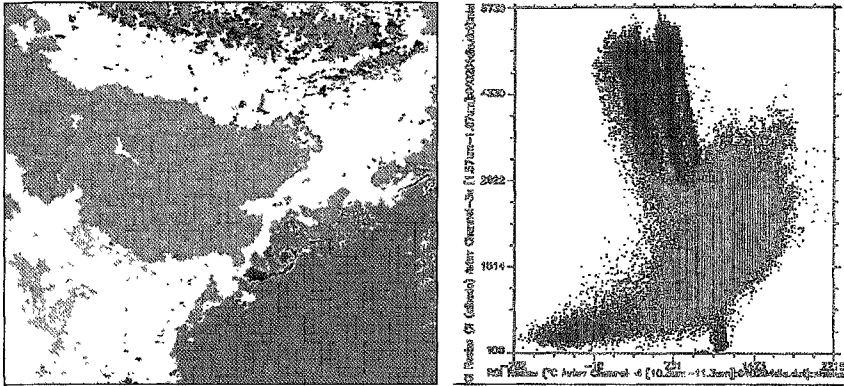


Figura 12. Clasificación supervisada a partir del gráfico de dispersión de las bandas 3A y 4. En el gráfico de dispersión aparece, en el eje de la abcisa los ND de la banda 4, mientras en la ordenada los ND de la banda 3A. En la imagen clasificada la niebla de irradiación se identifica con el color fucsia, la niebla en el mar de color morado, la nieve en color verde, el suelo en tonos de gris y el mar en color azul.

Si se estudia ese comportamiento de la niebla en las imágenes del visible se observa que la textura de la niebla juega un gran papel, ya que es muy lisa, con bordes bien definidos y brillo moderado. El canal en $1.6 \mu\text{m}$ añade datos interesantes y ayuda a la discriminación de la niebla frente a zonas con nieve. En la figura 13^a (izquierda) vemos una muestra de la niebla del valle del Ebro el día 4 de febrero. Ésta aparece en color blanco y brillante, con una forma muy bien definida. Es posible observar y distinguir los Pirineos, esa franja oscura en la zona norte de la imagen.

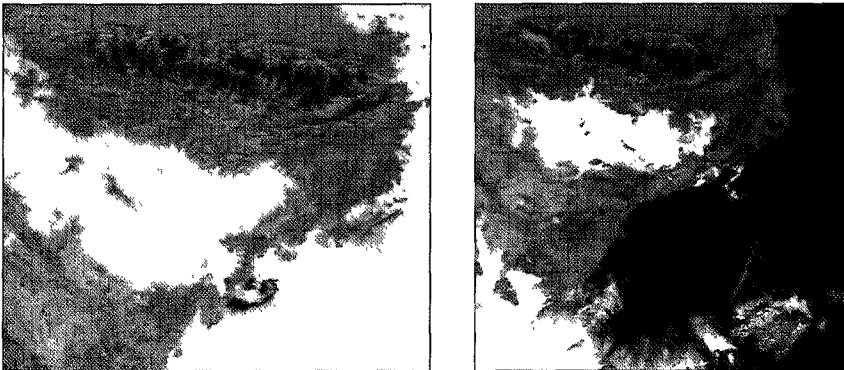


Figura 13. Canal $1.6 \mu\text{m}$ del NOAA-AVHRR: niebla en plenitud del día 4 de febrero de 2004 (figura de la izquierda); disipación de la niebla sobre el mar y la tierra del día 9 de febrero de 2004 (figura de la derecha).

Otras consideraciones, como la desaparición paulatina de la niebla, siempre desde los bordes hacia dentro, es una clave importante en la descripción de la dinámica del fenómeno (figura 13 derecha). La observación de la dinámica es posible gracias a las animaciones virtuales.

DETECCIÓN DE LA NIEBLA DURANTE LA NOCHE

Las imágenes nocturnas proporcionadas por el sensor AVHRR/3 aportan las capacidades del canal 3B a $3.7 \mu\text{m}$ y su diferencia con el canal 4 en el infrarrojo térmico ($11 \mu\text{m}$). La diferencia de los valores de temperatura de brillo entre ambos canales ($11 \mu\text{m} - 3.7 \mu\text{m}$) es positiva (mayor de 1K) en el caso de las nieblas y estratos, es negativa para nubes altas (por debajo de -5K) y próxima a 0 para áreas libres de nubes. Esto se debe a que la emisividad en el canal 3 es más pequeña y la transmisividad mayor. En la figura 14 se muestra la Península Ibérica el día 4 de febrero. Es una imagen de la diferencia de los canales 4 y 3B, como se ha explicado arriba. Una vez realizado el cálculo, se aplica una tabla de color a la leyenda resultante, estableciendo límites de corte entre los rangos de temperatura que pertenecen a cada tipo de sustrato. Los colores más oscuros son áreas atravesadas por nubes altas, muy visibles en Portugal y Galicia y cuyo umbral de diferencia de temperatura está por debajo de -5K, como se ha explicado más arriba. Las áreas en el tono de gris menos brillante, principalmente en tierra, están despejadas (valores próximos a 0K), mientras que el gris más claro pertenece a niebla (valle del Ebro y costa de sureste y este peninsular) y estratos bajos en Castilla León. Sobre el Mediterráneo la niebla marina aparece en color casi blanco.

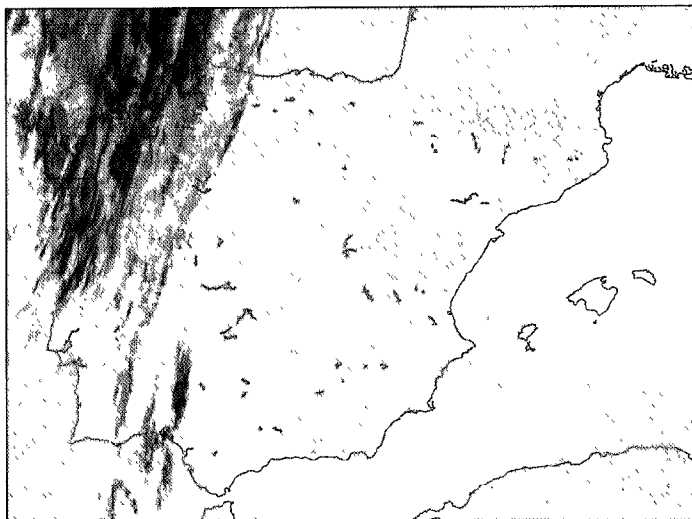


Figura 14. Canales 4 y 3B y la diferencia de ambos ($T_4 - T_3$).

Sobre el mar y zonas de costa la detección de la niebla puede ser más complicada. Los estratocúmulos marinos tienen una diferencia $11 \mu\text{m} - 3.7 \mu\text{m}$ menor en la noche debido a la presencia de tamaños de gotas de condensación mayores. Así, el umbral debe ser menos de 2K de lo normal¹¹. La arena y los suelos arenosos tienen la misma señal que la niebla en los dos canales.

NUEVOS ALGORITMOS DE DETECCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE NUBES

La niebla y los estratos bajos tratados en el presente trabajo son tipos especiales de nubes, muy bajas, eso sí, y con unas características definitorias. La indagación en el tema de la clasificación de nubes es, pues, parte inseparable del estudio de la niebla. A este respecto, existe una cantidad considerable de investigación realizada para la determinación automática de nubes desde imágenes de satélite.

Los dos rasgos principales que se utilizan para el desarrollo de metodología de detección de nubes son: los rasgos espectrales (valores de radiancia de los píxeles) y los rasgos de textura (la distribución espacial de dichos píxeles en la escena). Los primeros detectores y clasificadores utilizaban simples umbrales espectrales, que ha sido el método utilizado en el presente trabajo (figura 15). Siguen siendo los más utilizados debido a su sencillez y efectividad. Sin embargo la precisión puede verse afectada según el tipo de tiempo, la estación del año e incluso las variaciones de iluminación.

La detección y discriminación de nubes basada en estadística de primer orden de los rasgos de textura ha sido aplicada con buenos resultados¹². Nuevos algoritmos de detección y clasificación de nubes pueden encontrarse en el trabajo iniciado por Anfinsen y Rasmussen (2003)¹³ donde se prueba el uso de una clasificación de imágenes AVHRR mediante la lógica borrosa (*fuzzy logic*). Para ello se parte de las técnicas de discriminación de nubes marcando umbrales, arriba mencionadas, y se crea un algoritmo clasificador que permite combinar umbrales y clasificar las nubes según su probabilidad de pertenecer a una u otra clase. Esto significa que no se crea una imagen única con nubes perfectamente identificadas, si no que se dan diferentes imágenes en las que se explicita la probabilidad de cada píxel de pertenecer a uno u otro tipo de nubes. Esta técnica de lógica borrosa puede aplicarse de la misma manera a la detección de nieblas y estratos bajos que no son más que tipos de nubes bajas, al fin y al cabo.

11. LEE, T.F.; TURK, F.J. y RICHARDSON, K.(1997): "Stratus and fog products using GOES-8-9 3.9_m data". *Weather and Forecasting*, 12, pp.664.677.

12. SIVERSTEN, A.H.; ELTOFT, T. y ANFISEN, S.N. (2000): "Evaluation of textural features for automatic cloud detection in AVHRR images". *The 2000 EUMETSAT Satellite Conference. Operational Applications*. ESA.

13. ANFISEN, S.N. y RASMUSSEN, G.L (2002): "Cloud detection in AVHRR images using neuro-fuzzy data fusion." *The 2002 EUMETSAT Satellite Conference. Meteorological Applications*. ESA.

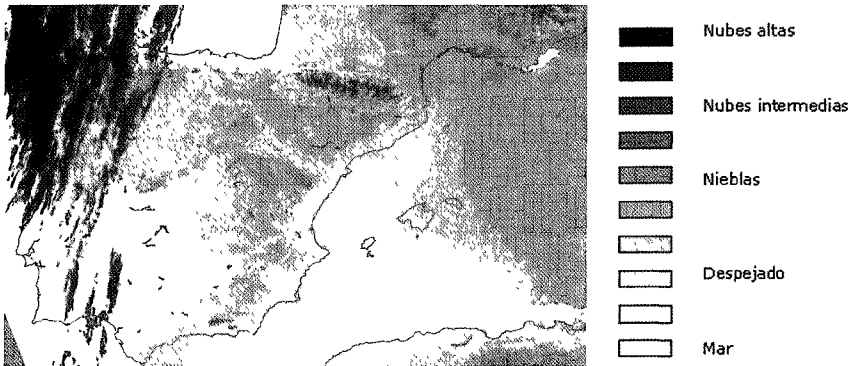


Figura 15. Clasificación no supervisada de las superficies de la imagen nocturna del 4 de febrero de 2004. Los tonos más oscuros pertenecen a nubes altas y a la nieve de los Pirineos y los Alpes. En tonos grises claros aparecen las zonas despejadas en tierra, en blanco las zonas despejadas en mar. El resto de tonos intermedios de gris se distinguen las nieblas y estratos bajos.

CONCLUSIONES

La dificultad en la previsión de las nieblas radica en numerosos factores, así como en la complejidad de las interacciones termodinámicas y geográficas que intervienen en su génesis y desarrollo. En el presente trabajo se ha realizado una contribución al conocimiento de tales procesos mediante el análisis de la situación de persistentes nieblas, acontecida durante la primera década del mes de febrero de 2004 sobre la región mediterránea. Los resultados básicos de este estudio han permitido poner de manifiesto la importancia de las interacciones atmósfera-mar en la génesis de la niebla de evaporación. En este orden de conocimientos se ha podido establecer como la exageración de los gradientes térmicos aire-mar en la interfase de la superficie marina, bajo condiciones de estabilidad y subsidencia anticiclónica, con fuerte irradiación sobre las zonas litorales y régimen de brisas, favorece el desencadenamiento de la evaporación y condensación del vapor en un medio con abundantes núcleos higroscópicos de CINa.

Simultáneamente a los procesos básicos desarrollados en la interfase atmósfera-mar, se ha mostrado el papel que adquiere la imaginería de satélites NOAA para la detección y vigilancia de las nieblas. El uso de los satélites en el estudio de las nieblas y estratos bajos se ha mostrado útil por varias razones: su visión sinóptica permite tener conocimiento inmediato del área total que está siendo afectada por la niebla; permite un seguimiento de la evolución de la niebla desde su aparición hasta su disipación mediante la adquisición continuada de imágenes, pudiéndose incluso realizar animaciones; y mediante el análisis de las condiciones previas a la apari-

ción de las nieblas, incluyendo el campo térmico superficial, es posible establecer cuáles serán las condiciones básicas para su aparición, es decir, la previsión.

En el presente artículo se hace una revisión de los métodos más utilizados para el estudio de la niebla/estratos con teledetección utilizando diversos sensores ubicados en varios satélites. En el caso de los satélites geoestacionarios, obviando su capacidad para los montajes dinámicos debido a su alta frecuencia temporal en la captación de imágenes, resultan más eficaces si cuentan con una banda en el rango del espectro de $3.7 \mu\text{m}$ (GOES, MSG). Los satélites de órbita polar dan más juego ya que normalmente cuentan con dicho canal y con una resolución espacial mayor que aporta más detalle a las escenas (de 500m a 1000m píxel). Además algunos de ellos, como en el caso del NOAA-KLM cuentan con un canal en $1.6 \mu\text{m}$ que tiene un importante papel en la detección de nieblas durante el día.

La detección de nieblas difiere si se hace con imágenes diurnas o nocturnas. En las imágenes diurnas, la reflexión en los canales del rango visible es el factor primordial, ya que el albedo de la niebla/estratos es muy elevado, cercano al dado por la nieve. Si además contamos con el canal del infrarrojo próximo antes mencionado ($1.6 \mu\text{m}$), la diferenciación de los dos fenómenos (niebla/nieve) se realiza con facilidad.

En las imágenes nocturnas, donde la falta de luz visible no permite utilizar la información proporcionada por el albedo, se utiliza la diferencia de captación de la radiancia por los distintos canales de infrarrojos para calcular ratios que permiten una discriminación eficaz de la niebla y estratos bajos de otras nubes y superficies sin nubes. Por ejemplo se calcula la diferencia en la temperatura de radiancia o brillo entre los canales 4 y 3B del AVHRR/3 (test de estratos).

En los últimos años, el lanzamiento de nuevos sensores de mayor resolución espacial y espectral ubicados en satélites meteorológicos, tanto geoestacionarios como polares (MSG, MODIS), ha permitido el desarrollo de nuevos algoritmos de detección algo más complejos y de resultados aún discutibles, pero no por ello menos válidos (clasificaciones basadas en lógica borrosa y redes neuronales, uso de la textura como información auxiliar, etc.).

Una cuestión aún no solucionada es la diferenciación entre nieblas y estratos. Este problema está pendiente de ser resuelto y todo indica que no va a ser posible ya que se trata del mismo fenómeno físico.

BIBLIOGRAFÍA

- ANTHIS, A.I. y CRACKNELL, A.P. (1999): "Use of satellite images for fog detection (AVHRR) and forecast of fog dissipation (METEOSAT) over lowland". Thessalia, Hellas. *International Journal of Remote Sensing*, 20-6, pp.1107-1124.
- AHN, M.H.; SHON, E.H.; y HWANG, B.J. (2003): "A new algorithm for sea fog/stratus detection using GMS-5 IR data". *Advances in Atmospheric Sciences*, vol.20, 6, pp.899-913.
- ANFISEN, S.N. y RASMUSSEN, G.L (2002): "Cloud detection in AVHRR images using neuro-fuzzy data fusion." *The 2002 EUMETSAT Satellite Conference. Meteorological Applications*. ESA
- BENDIX, J. (2000): "A fog monitoring scheme based on MSG data". *Proceedings of the First MSG-RAO Workshop*, Bologna, 17-19 May 2000, ESA SP-452.
- BENDIX, J.; THIES, B.; CERMAK, J. (2003): "Fog detection with Terra-MODIS and MSG-SEVIRI". *The 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. Meteorological Applications*. ESA
- CHUVIECO, E. (2000): *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Ed. Rialp. 3ª ed. revisada. pp-568.
- DYRAS, I. (2000): "The feasibility of 1.6_μm channel on NOAA-15 for operational fog detection". *The 2000 EUMETSAT Satellite Conference. Operational Applications*. ESA
- ELLROD, G.P. (1995): "Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery". *Weather and Forecasting*, 10, pp-606-619.
- JANSA GUARDIOLA, J. M. (1966). "La Meteorología en el Mediterráneo Occidental", *Tercer Ciclo de Conferencias*, I.N.M. pp.1-35.
- LACOMBE, H. (1971) "Les mouvements de la mer", *Doïn*, Paris, 98 pp.
- LEE, T.F.; TURK, F.J. y RICHARDSON, K.(1997): "Stratus and fog products using GOES-8-9 3.9_μm data". *Weather and Forecasting*, 12, pp.664.677.
- LÓPEZ CARMONA, M.P. e IZQUIERDO GONZÁLEZ, A. (2001): "Aproximación al pronóstico de nieblas en el Estrecho de Gibraltar". V Simposio Nacional de Predicción. INM.
- SAUNDERS y KRIEBEL, (1988): "An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data". *International Journal of Remote Sensing*, vol. 9-1, 123-150.
- SIVERSTEN, A.H.; ELTOFT, T. y ANFISEN, S.N. (2000): "Evaluation of textural features for automatic cloud detection in AVHRR images". *The 2000 EUMETSAT Satellite Conference. Operational Applications*. ESA.