

Capas turbias Marítimas

SERGI GONZÁLEZ HERRERO¹ Y RUBÉN DEL CAMPO HERNÁNDEZ²

¹AEMET, GRUPO DE PREDICCIÓN Y VIGILANCIA DE BARCELONA, SGONZALEZH@AEMET.ES

²AEMET, CENTRO DE INVESTIGACIÓN ATMOSFÉRICA DE IZAÑA, RCAMPOH@AEMET.ES

En el presente artículo se aborda la presencia de capas de bruma o capas turbias marítimas (en inglés *haze layers*) bajo determinadas condiciones atmosféricas. Para ello, se describen tres casos acaecidos a lo largo del verano del 2014, uno en Barcelona y dos en Santa Cruz de Tenerife.



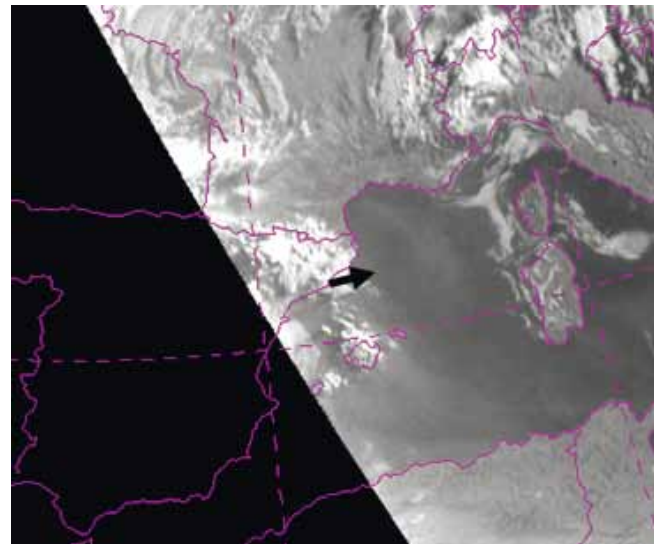
Fig 1. Fotografía del cielo de Barcelona mirando hacia el NE el 1 de agosto de 2014 a las 04:45 UTC.

Fig 2. Imagen visible del METEOSAT del 1 de agosto de 2014 a las 5:00 UTC. La flecha indica la dirección en la que fue tomada la fotografía.

Fuente: EUMETSAT

Barcelona, 1 de agosto de 2014

Durante el amanecer del día 1 de agosto de 2014 a las 4:45 UTC fue tomada desde el Puerto Olímpico de Barcelona la imagen que se muestra en la figura 1. En ella se observaban en la parte superior y en primer plano unos estratos que poco a poco irían cubriendo el cielo de Barcelona, mientras que a lo lejos, tapando el sol durante su orto, se mostraba a contraluz lo que parecía una extensa capa de “nubes” con techo cumuliforme. Cabe remarcar que pocos minutos antes de la toma de la imagen, se observó el sol por debajo de dicha capa, indicando que se encontraba elevada respecto a la superficie. En la imagen de satélite en aquel momento (figura 2) se veían perfectamente los estratos que tapaban Barcelona mientras que mar adentro, en todo el Mediterráneo Occidental no se observaba ninguna nube que pudiera corresponder a dichas formaciones que se observaban sobre el horizonte. ¿Dónde estaban las nubes?



En realidad dichas nubes no existían. Lo que parecía nubosidad era en realidad una capa turbia cercana al mar lo suficientemente saturada de partículas y humedad como para dispersar los rayos de sol. Para la formación de estas capas es necesario aunque no suficiente, que haya condiciones de estratificación estable, con una masa de aire seco que se vea obligada a descender por subsidencia (Volz, 1964).

Efectivamente, durante los días previos a la formación de la capa turbia, las retrotrayectorias calculadas por el modelo HYSPLIT de la NOAA (Draxler y Rolph) (figura 3a), muestran una progresiva subsidencia del aire situado por encima de los 1500 m. Además, en su trayectoria hacia Barcelona, las partículas de aire en niveles bajos provienen de las costas de África, cosa que podría haber ayudado a cargar las capas bajas de polvo sahariano así como de partículas salinas del mar que actuarían como núcleos de condensación.

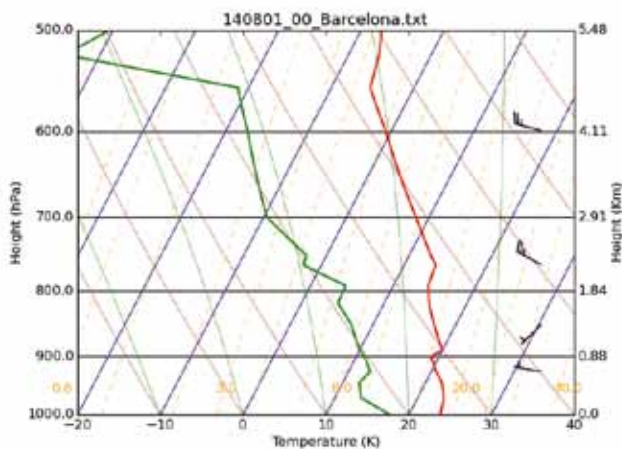
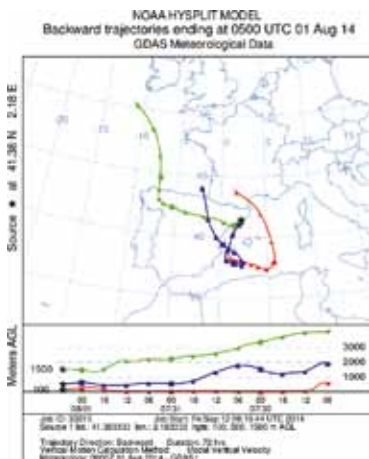


Fig 3. a) Retrotrayectorias a 1500, 500 y 100 m de altura sobre Barcelona a las 5:00 UTC y b) sondeo de las 00:00 UTC de Barcelona el día 1 de agosto de 2014.

A pesar de ello, dicha subsidencia no se refleja completamente en el sondeo de Barcelona a las 00Z (figura 3b) donde simplemente se observa una débil inversión térmica alrededor de los 900 m de altura, más propia de las inversiones típicas de los techos de la capa límite. De hecho, el sondeo muestra claramente diferentes capas propias de la capa límite. A 900 m podemos observar la mencionada inversión llamada zona de *entrainment* o *capping inversion* en la literatura anglosajona o simplemente capa de inversión. En esta zona se produce un contacto y mezcla entre masas de aire de características térmicas diferentes que produce un aumento sustancial de los flujos de calor y humedad (Stull, 1988), y por lo tanto de transporte vertical, produciendo así en el techo de la capa turbia las características formas cumuliformes mencionadas anteriormente. Por debajo de esta capa estaría situada la capa de mezcla (ML, del inglés *Mixed Layer*). Esta segunda

capa correspondería a la capa turbia que se muestra en la imagen. En ella se acumularían y mezclarían las partículas de polvo y de agua en suspensión produciendo la capa turbia mostrada en las imágenes. Finalmente en niveles bajos se muestra una capa estable que sobre tierra (donde está realizado el sondeo) equivaldría a la inversión o capa de estabilidad nocturna (SBL, del inglés *Stably Boundary Layer*).

Como se ha mencionado al principio, la capa turbia quedaba por encima de un estrecho estrato libre de partículas justo sobre la superficie del mar a través del cual sí se llegó a observar parcialmente el sol al inicio del orto. Esa zona más libre de partículas es probable que se corresponda con una subcapa presente a menudo en la capa límite costera, llamada capa límite interna (IBL, del inglés *Internal Boundary Layer*). La IBL es una capa que se forma cuando una masa de aire se forma sobre una superficie perpendicularmente a una discontinuidad de la misma (Garrat, 1990). Así la IBL costera es una capa que se establece debido a la discontinuidad de rugosidad y temperatura superficial en la costa al soplar la brisa de tierra. La formación de esta capa estable en niveles bajos durante la madrugada podría explicar la discontinuidad en niveles bajos de la capa turbia observada, ya que el aire proveniente de tierra, con mayor carga de partículas, sería adveccionado por encima de la IBL y se mezclaría con la ML marítima (Sempreviva et. al. 2010). Con los resultados obtenidos no queda claro si la mayor carga de partículas en la capa turbia es aportado por la advección a escala sinóptica de aire procedente de la costa africana o por la advección de la brisa a una escala más pequeña.

Tenerife, 25 de agosto y 10 de septiembre de 2014

Estas capas turbias no se observan habitualmente en Barcelona. En cambio, son mucho más frecuentes en las Islas Canarias a causa de su particular meteorología subtropical, en la que son característicos el régimen de vientos alisios y la inversión térmica por subsidencia sobre un oceano relativamente frío (Paul y Lenschow, 1991). Los siguientes ejemplos tomados desde Tenerife muestran las similitudes y diferencias con el caso de Barcelona.

La fotografía de la figura 4 fue realizada cerca de la zona portuaria de Santa Cruz de Tenerife mirando hacia el sur-sureste el 25 de agosto del 2014 a las 18:42 UTC durante un día de pleno régimen de alisios. Se observan dos capas de carac-



Fig 4. Fotografía del cielo de Tenerife en dirección el SSE el 25 de agosto de 2014 a las 18:42 UTC.

Capas turbulentas Marítimas

terísticas diferentes: una inferior que alcanza unos 900 metros de altitud y de aspecto más oscuro que la superior, que presenta mayor visibilidad. La imagen del canal visible del satélite (figura 5) no muestra nubosidad en la dirección hacia la que está tomada la fotografía sino más al norte por lo que constituye otro caso de capa turbia sin reflejo en la imagen de satélite del METEOSAT.

En este caso las retrotrayectorias (figura 6a) muestran una subsidencia clara de toda la masa de aire que se traduce en el sondeo de las 12Z (figura 6b) como una fuerte inversión sobre una capa cuasi-adiabática o de mezcla, que de nuevo se co-



Fig 5. Imagen visible del METEOSAT del 25 de agosto de 2014 a las 18:45 UTC. La flecha indica la dirección en la que fue tomada la fotografía. Fuente: EUMETSAT

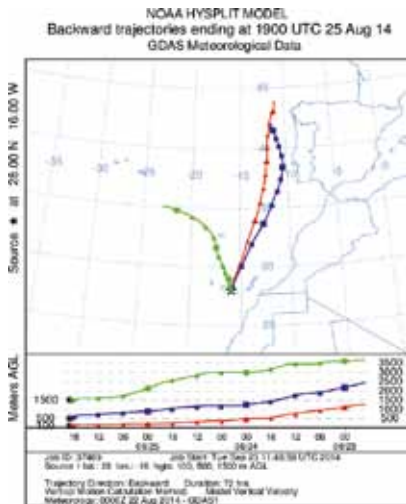
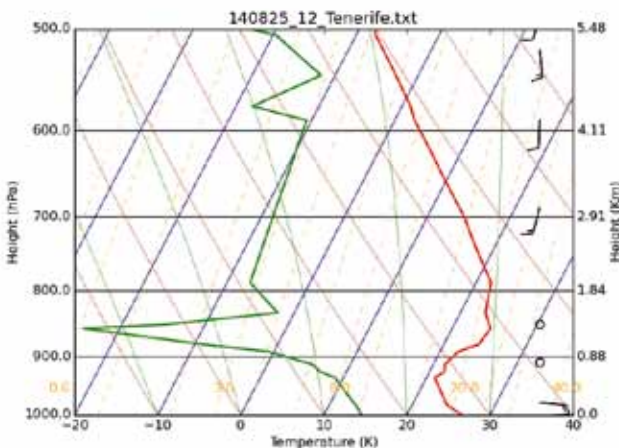


Fig 6. a) Retrotrayectorias a 1500, 500 y 100 m de altura sobre Tenerife a las 5:00 UTC y b) sondeo de las 12:00 UTC de Tenerife el día 25 de agosto de 2014



rresponde con la capa turbia cercana al mar. Esta potente inversión estaría producida por la presencia de descendencias inducidas por el anticiclón subtropical que formaron una inversión que se fundió con el techo de la capa límite marítima separando la capa límite de la atmósfera libre. Por ello, a diferencia del caso de Barcelona, tanto la subsidencia como la inversión estaban bastante más marcadas. Ello conllevó que en este caso la capa fuera más espesa y visible mientras que en el caso de la ciudad catalana, la capa sólo era observable en contraposición con el sol (pocos minutos después, con el sol más alto, ya no se veía).

En el último ejemplo se muestra una imagen tomada desde la zona portuaria de Santa Cruz de Tenerife el 10 de septiembre del 2014 casi al mediodía (figura 7), mirando al este-sureste (figura 8). Se observa al fondo la isla de Gran Canaria, que permi-



Fig 7. Fotografía del cielo de Tenerife en dirección el SSE el 10 de setiembre de 2014 a las 10:56 UTC.

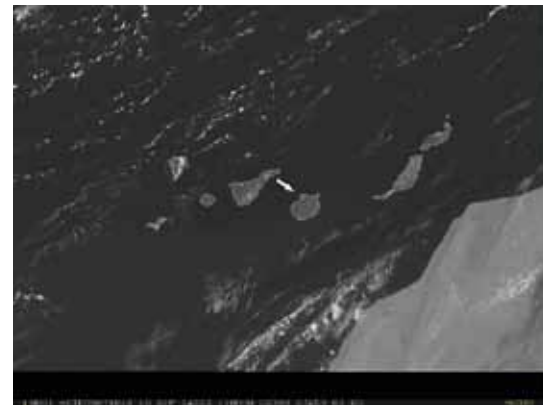


Fig 8. Imagen visible del METEOSAT del 10 de setiembre de 2014 a las 11:00 UTC. La flecha indica la dirección en la que fue tomada la fotografía. Fuente: EUMETSAT

te distinguir una tenue capa turbia inferior de aspecto más blanquecino que la superior. Dicho aspecto podría deberse en parte a las partículas salinas de procedencia marina puestas en suspensión por el viento. Es difícil estimar la altitud que alcanza la capa, aunque dentro de unos márgenes de error podría llegar hasta los 800 o 1.000 metros. En la parte izquierda de la fotografía (hacia el norte) se observa otra de las características que a menudo se dan en las capas turbias, una fina capa de estratocúmulos coronando la capa que no se aprecia en la imagen del canal visible del satélite. Estos estratocúmulos se dan como producto de la condensación de vapor de agua debido a la turbulencia y el enfriamiento radiativo que se da en la zona de *entrainment* (Stevens B., 2005 y 2006).

En esta ocasión la capa se formó en ausencia de alisios pero igualmente en presencia de una fuerte subsidencia (figura 9a). En este caso, el sondeo (figura 9b) muestra también una fuerte in-

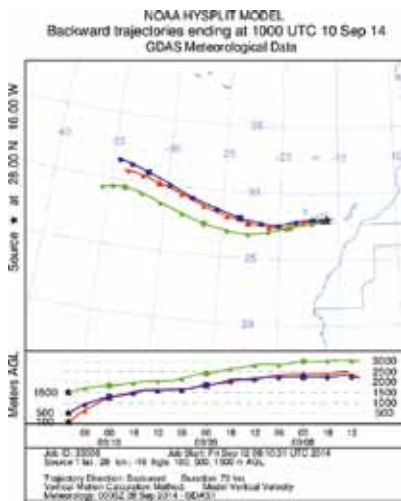
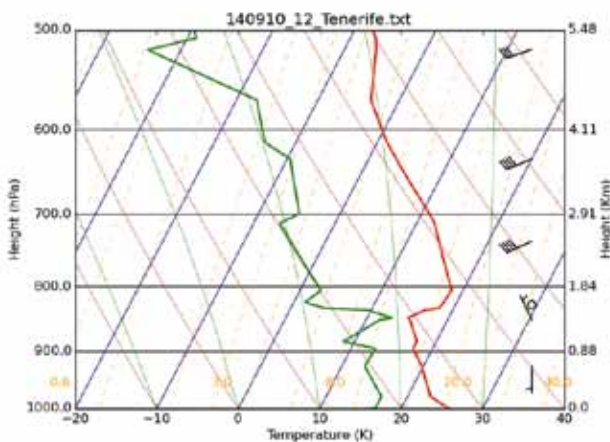


Fig 9.
a) Retro trayectorias a 1500, 500 y 100 m de altura sobre Tenerife a las 5:00 UTC y b) sondeo de las 12:00 UTC de Tenerife el día 10 e septiembre de 2014



versión térmica por encima de los 1500 m debida a la subsidencia anticiclónica y una inversión más débil alrededor de los 900 m correspondiente a la zona de *entrainment*. Esta última probablemente delimitara verticalmente la capa turbia que se desarrolla por debajo de ella. Este caso, por lo tanto, es mucho más parecido al de Barcelona, ya que el límite de la capa turbia no estaría delimitado por la inversión de subsidencia sino por la inversión en el techo de la capa límite marítima.

Cabe destacar finalmente que en ambos casos en Canarias no se observa un límite inferior de la capa turbia, posiblemente por la incapacidad de formar brisas nocturnas suficientemente sostenidas que puedan formar la IBL costera, o por estar las fotografías tomadas después de mediodía donde la IBL estaría ya mezclada con la capa límite marina.

Conclusiones

La formación de capas turbias se observa ocasionalmente en las zonas marítimas de las regiones templadas durante los meses cálidos del año. En latitudes subtropicales como en las islas Canarias su formación es muy habitual, especialmente cuando soplan los vientos alisios. Estas capas se forman por debajo de una inversión que puede ser de formas muy distintas: un método de formación de la inversión es debido a una subsidencia a gran escala que comprime las capas atmosféricas en niveles bajos, creando una gran inversión que separa dos capas con características térmicas y de humedad muy diferentes muy propia de los alisios. La otra forma de inversión que hemos visto se debe a la inversión producida en el techo de la capa límite, que ya es suficiente para hacer que las partículas y la humedad queden atrapadas en

la capa de mezcla. Las dos formas de inversión se dan simultáneamente aunque a menudo uno de ellos tiene mayor relevancia. En cambio, en éste estudio no se han observado claramente los mecanismos de concentración de partículas de las capas turbias.

Así, en el caso del 1 de agosto en Barcelona y del 10 de septiembre en Tenerife, el protagonismo recae en la inversión de la capa límite o zona de *entrainment*. Aunque en todos los casos la subsidencia está presente, se observa claramente que es la zona de *entrainment* la que delimita en la vertical la capa turbia. En cambio, en el caso del 25 de agosto en Tenerife, y en la mayoría de casos con régimen de alisios, la inversión de la capa límite se funde con la inversión por subsidencia, separando mediante una fuerte inversión capas de características muy diferentes. La capa turbia es más fácilmente distinguible desde el sur y el este de la isla (por ejemplo desde su capital, Santa Cruz de Tenerife) donde suele estar el cielo despejado con régimen de alisios al ser zonas situadas a sotavento. Aunque las nubes no lleguen a las zonas donde aparece la capa turbias, ésta es claramente discernible por sus diferentes características.

AGRADECIMIENTOS

A Samuel Viana y José María Sánchez-Laulhé por sus anotaciones, correcciones y sugerencias que han ayudado mucho a mejorar éste texto.

Referencias bibliográficas

- ▶ Alappattu D. P., Subrahmanyam D. B., Kunhikrishan P. K., Somayaji K. M., Bhat G. S., Venkatesan R. Dutt C. B. S., Bagavath Singh A., Soni V. K. y Tripathi A. S. (2008). On the marine atmospheric boundary layer characteristics over Bay of Bengal and Arabian Sea during the Integrated Campaign for Aerosols, gases and Radiation Budget (ICARB). *Journal of Earth System Science*. Vol 117, pp. 281-291.
- ▶ Draxler R. R. y Rolph G. D. HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, College Park, MD.
- ▶ Garrat J. R. (1990). The internal Boundary Layer. A review. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 50, pp. 171-203.
- ▶ Semprevia A. M., Schiano M. E., Pensieri S., Semedo A., Tomé R., Bozzano R., Borghini M., Grasso F., Soerensen L. L., Teixeira J. y Traserici C. (2010). Observed development of the vertical structure of the marine boundary layer during the LASIE experiment in the Ligurian Sea. *Annales Geophysicae*. Vol. 28, pp.17-25.
- ▶ Stevens B. (2005). Atmospheric Moist Convection. *Annual Review of Earth Planetary Science*. Vol. 33, pp. 605-643.
- ▶ Stevens B. (2006). Bulk boundary-layer concepts for simplified models of tropical dynamics. *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*. Vol. 20, pp. 279-304.
- ▶ Stull R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer, 670 pp.
- ▶ Volz F. E. (1964). Atmospheric Haze Layers and Brightness of the Horizon. *Tellus*, Vol.17, pp. 166-176.