

# USO DEL CANAL EN TORNO A 3.9 μm DE MSG PARA LA EVALUACIÓN DEL RIESGO DE PRECIPITACIÓN

José I. Prieto Fernández<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> EUMETSAT, Am Kavalleriesand 31, 64295 Darmstadt. Alemania.  
jose.prieto@eumetsat.int

## 1. Resumen

Los satélites Meteosat de segunda generación (MSG) incorporan sensores para doce canales en el rango visible e infrarrojo. La información del cuarto canal, centrado en 3.9 μm, presenta un alto contenido informativo. El análisis de este dato es laborioso, por constar de dos fuentes de radiación: la emisión terrestre y nubosa, más la solar reflejada durante el día. A su vez, el comportamiento de la radiación en las gotas o cristales de hielo tiene componentes considerables de absorción y reflexión.

Del tamaño de gotas y cristales cabe estimar la velocidad de la convección en la nube y su probabilidad de precipitación en el suelo. A algunos conceptos en que podemos basar tal análisis está dedicado este artículo.

## 2. Introducción

Recientes trabajos aplicados a los nuevos canales aportados por el satélite Meteosat-8 y siguientes (1), (2) permiten extender los estudios relativos a la microfísica de nubes a la escala sinóptica. El objetivo último es la evaluación de áreas de precipitación sobre el suelo a partir exclusivamente del análisis de información de satélite, sin apoyo de información numérica procedente de modelos de predicción.

En particular, el uso combinado de los canales en torno a 3.9μm y 10.8μm aporta una noción aproximada de las características de fase y altura de nubes. Cuando el tope de las nubes está inequívocamente helado, por debajo del umbral de 240 Kelvin, aparece información suplementaria sobre el tamaño de los cristales de hielo.

En general, los cristales de hielo en las nubes pierden reflectividad a medida que crecen, por lo que los más grandes se presentan más próximos al eje de ordenadas en aquellos píxeles donde se encuentran. Cuando no hay englamamiento, la

reflectividad es generalmente mayor en la gota para un mismo tamaño de gota y cristal. Para gotas, la reflectividad es mayor en las gotas de más pequeño diámetro. Aunque los términos de albedo y reflectividad suelen distinguirse, siendo el segundo dependiente de la dirección de incidencia y reflexión, en este trabajo los usaremos como equivalentes y nos referiremos a la relación entre la radiación reflejada en cualquier dirección y la total incidente.

Aquí se utilizan gráficas de dispersión para el entorno de 21x21 píxeles en torno al lugar de la estación de referencia, que suministra el valor de tiempo significativo observado a través de un mensaje SYNOP. En ellas, el eje de ordenadas representa la temperatura de brillo del píxel en 10.8μm, y el eje de abscisas representa el porcentaje de albedo en el canal 3.9μm, como se define a continuación.

En este trabajo se intenta empíricamente describir la fase y tamaño de las partículas del tope de una nube a través de su albedo, obtenido con información auxiliar de los canales ventana de acuerdo con la fórmula simplificada:

$$\text{albedo}_{39} = (R_4 - B_4(T_9)) / (I \cos(\theta) - B_4(T_9)) \quad (1)$$

donde  $R_4$  es el valor de radiancia medido para el canal 4,  $B_4$  la función de Planck para 3.9μm, aplicada a la temperatura de brillo en el canal de 10.8μm,  $I$  es la constante solar específica en esa banda y  $\theta$  el ángulo zenital del sol con la vertical. Tal fórmula pierde sentido para nubes finas, pues en ellas la temperatura de brillo en el canal 10.8μm no se corresponde con la temperatura aproximada del tope de la nube. Para evitar este error, usamos nubes de espesor óptico superior a 3.

## 3. Método

Para el día 29 de marzo de 2006 se tomaron las imágenes correspondientes a las 09, 12 y 15 UTC

(valores diurnos) para el área europea hasta Rusia. El día se presentaba lluvioso en muchos lugares, por lo que el número de diagramas útiles que cabía obtener era muy alto. Con ayuda de software comercial (5), que permite la generación casi instantánea de tal diagrama con una simple pulsación sobre la imagen del canal 10.8  $\mu\text{m}$ , se obtuvieron las figuras de este trabajo.

Al igual que en (3), se hace aquí uso de la hipótesis ergódica, esto es, que la evolución de celdas individuales, o píxeles, en el curso del tiempo aparece representada por instantáneas de la distribución para un conjunto de puntos en el entorno. Naturalmente que tal hipótesis tiene sus limitaciones, en especial cuando el área alrededor contiene varias escenas atmosféricas, o describe la confluencia de masas de distinta composición acuosa y características físicas. En esos casos, los puntos del diagrama de dispersión se agrupan en torno a distintos centroides, y por lo general no será difícil la separación subjetiva de las masas, en menoscabo de la aplicación automática del método.

La figura de dispersión generada por los píxeles en el entorno 21x21 de la estación consta de un eje curvo, en torno al que se agrupan con densidad variable otros puntos más o menos esparcidos. Las variables de albedo promedio y dispersión a cada altura definida por la temperatura permiten caracterizar los distintos grandes tipos de precipitación o nubosidad sin lluvia.

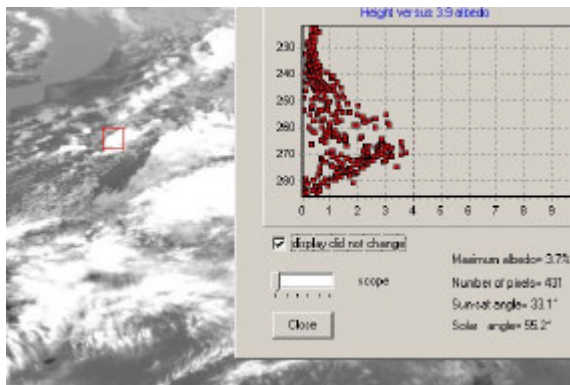


Fig. 1.- Lectura de albedos en relación con la temperatura del tope de nubes para los píxeles en el área enmarcada en rojo (cuadrado sobre la imagen).

#### 4. Discusión

Según la referencia (1), el perfil de los diagramas de dispersión puede presentar hasta cinco fases o etapas, desde cerca de la superficie hasta la altura próxima a la tropopausa: (i) una zona de crecimiento de las gotitas por difusión, (ii) una zona de coalescencia o fusión de gotas, de decrecimiento acusado del albedo, (iii) una zona de lluvia en que se mezcla lo ascendente y lo descendente y tiene un perfil casi vertical, (iv) una zona de fase mixta entre

0 y  $-35$  Celsius de decrecimiento lento del albedo, y (v) una fase neutra sin inclinación en la cumbre, de hielo. Rosenfeld et al utilizan una correspondencia empírica entre el albedo y el radio de las partículas en suspensión que, en nuestra opinión, sólo introduce factores de incertidumbre y no añade peso a sus conclusiones. Además, asignar un valor correcto de radio requiere un conocimiento preciso de las proporciones de hielo y líquido en cada altura, que normalmente se decide con ayuda de otros canales auxiliares, como el canal en torno a  $8.7\mu\text{m}$ . Además, los autores advierten de la limitación del método que ellos proponen en presencia de precipitación que cruza la nube a niveles medios. Otra precaución sugiere limitar el método a nubes relativamente gruesas, por ejemplo de albedo en  $0.6\mu\text{m}$  superior al 40%, para asegurar que existe una zona de coalescencia y rápido decrecimiento del albedo.

En nuestro trabajo, prescindiremos de tal traducción entre albedos y radios, en el entendimiento intuitivo de que un valor pequeño (próximo a la ordenada) indica un tamaño grande de las partículas líquidas o heladas.

Como ilustración, en la figura 1 se observa una zona de precipitación en torno a París descrita por el diagrama de dispersión para los 21x21 píxeles de su entorno. Se aprecia una zona de crecimiento del albedo entre 280 y 270 Kelvin en altura, probablemente en relación con el proceso de aparición de las gotas líquidas por condensación del aire húmedo en ascenso. El albedo crece con la altura por ser las nubes finas más reflectantes que la superficie. Entre 270 y 240 Kelvin, el eje del diagrama tiende a valores menores de albedo, en torno al 0.5%, debido sobre todo al engelamiento de las gotas y la aparición de pequeños cristales helados de menor albedo que las gotas del mismo tamaño. Por fin, entre 240 y 225 Kelvin se da la menor dispersión horizontal, indicativa de organización. En este ejemplo, la ordenación en el nivel alto garantiza el alcance vertical y es sinónima de buenas condiciones para la generación de precipitación, que se manifiesta en la alta dispersión en el nivel (iii) de lluvia mezclada con ascensos.

El esquema general de análisis trazado en el párrafo anterior no admite una generalización estricta. Son varias las circunstancias que alteran la forma de estos diagramas, si bien casi todos caen en la categoría de lineales, o agrupados en torno a una línea, y afectados de una dispersión que mide su grado de organización. Veamos algunos ejemplos más, con referencia al tiempo significativo proporcionado por el parte SYNOP en la estación situada en el centro del entorno de píxeles analizado.

a. Chubascos

La densidad nubosa en el área 21x21 del ejemplo siguiente no permite analizar la situación por debajo de los 255 Kelvin, pero es de notar un predominio de la mezcla de fases por encima de ese límite como resultado de la actividad convectiva intensa. En los topos más altos se observa una tendencia al crecimiento de los cristales, aunque muy leve. Las notas predominantes son la fuerte dispersión y los valores altos de albedo, parcialmente explicables por el valor alto del ángulo entre el satélite, el pixel y el sol, cercano a un máximo en cristales hexagonales.

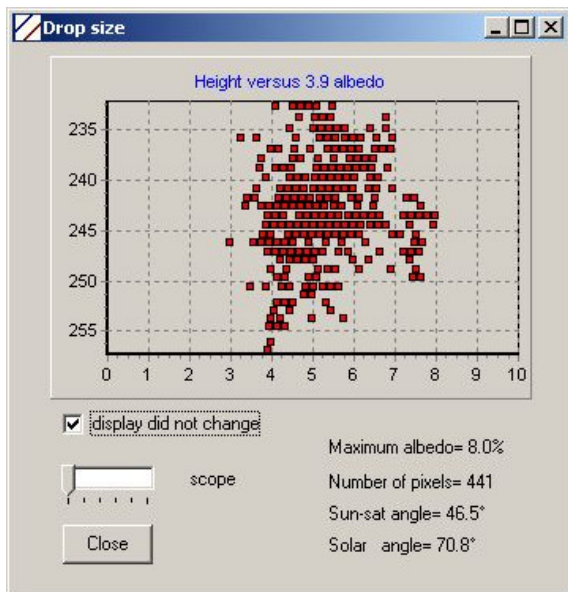


Fig. 2. Chubascos

b. Lluvia moderada

Estructura mucho más ordenada y rectilínea, marcada por un constante decrecimiento en el radio con la altura. En torno a 230 K parece observarse la aparición de pequeños cristales de alto albedo, como resultado del continuado ascenso vertical de un aire todavía cargado de humedad.

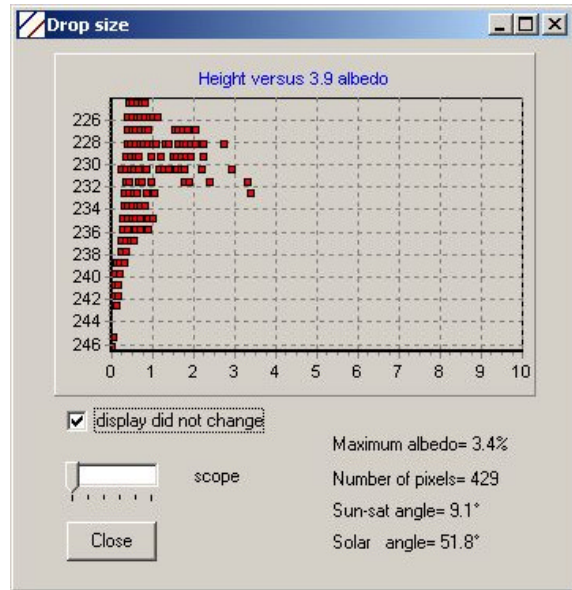


Fig. 3 Lluvia

c. Nubosidad sin lluvia

Diagrama casi uniforme en toda la zona de engelamiento, como manifestación de una dinámica sostenida. Son de apreciar sin embargo algunas pendientes negativas entre 250 y 240 K, que representan zonas de precipitación en lugares próximos.

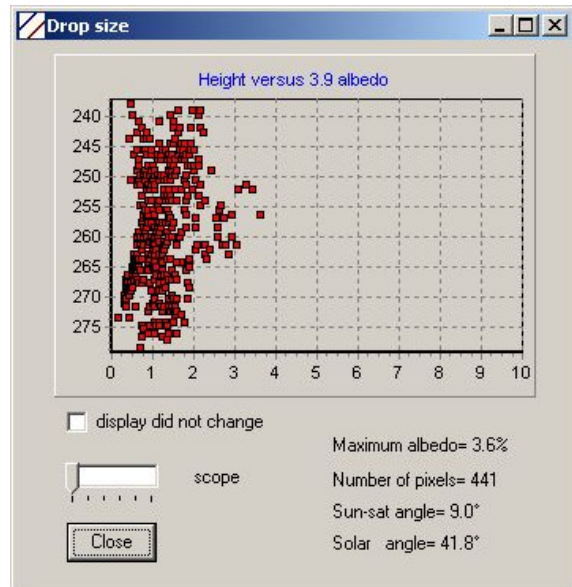


Fig. 4.- Nubosidad sin lluvia

d. Tormentas con granizo

Por su carácter natural disperso, los granizos presentan distintos tamaños y alcanzan distintas alturas para complejos convectivos vecinos, probablemente desorganizados en el caso de la figura siguiente, en la que se aprecian tres. El “gancho” del complejo en torno a (3%,230K), curvado hacia la izquierda, correspondería a una

zona de divergencia, mientras el de (0.5%, 230K) es una zona de convergencia en altura asociada con descensos y mayor humedad. La humedad ambiental tiene el efecto de reducir el radio de los cristales.

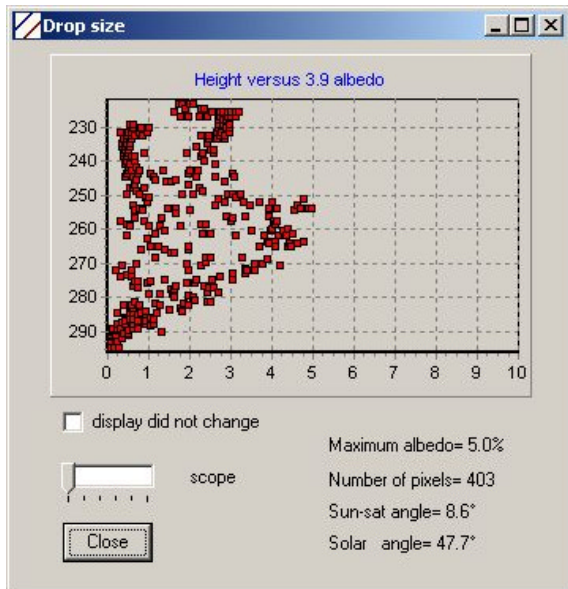


Fig. 4.-Tormentas con granizo

#### e. Nieve intensa

Las condiciones en altura parecen servir para cargar la precipitación de cristales, con una intensa actividad de generación de pequeñísimos núcleos helados en el aire húmedo por encima de la nube. La dispersión indica que el proceso está generalizado en la pequeña región 21x21, y que es desorganizado, por falta de viento fuerte en altura.

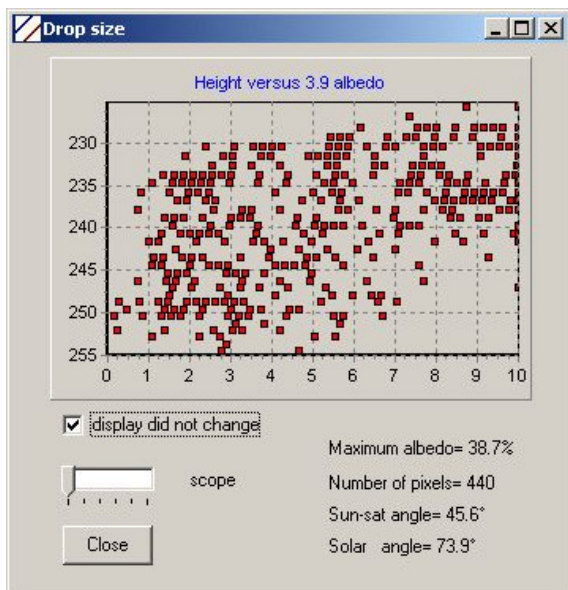


Fig. 5.- Nieve generalizada

#### 5. Conclusiones

Existen métodos para obtener una estimación objetiva de la precipitación basados en valores de temperatura de brillo procedentes de canales en el infrarrojo térmico calibrados con información ocasional de instrumentos de microondas. El método descrito aquí aporta la potencia de la distribución de albedos en un entorno del punto de interés, en la hipótesis ergódica de que ese entorno caracterice la evolución sobre el punto.

El método no es de aplicación a zonas de nubes finas, que por otra parte siempre están presentes en los contornos de una masa nubosa espesa. Sin embargo, es de esperar que las zonas de semitransparencia nubosa representen una fracción pequeña del total de puntos considerados en el diagrama de dispersión. Tal es la situación cuando la masa nubosa tiene contornos nítidos.

Aunque la interpretación basada en diagramas no sea inequívoca, permite identificar sistemas convectivos e inferir de forma subjetiva y con fiabilidad la naturaleza de la precipitación y si previsiblemente alcanza el suelo.

#### 6. Referencias

1. Rosenfeld, D. And G. Gutman, 1994: Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data . J.Atmos.Res., 34, 259-283
2. Nakajima, T.Y. and Nakajima, T.: Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions, J. Atmos. Sci., 52, 4043-4059, 1995
3. Lensky, M. I. And D. Rosenfeld, 1997: Estimations of precipitation area and rain intensity based on the microphysical properties retrieved from NOAA AVHRR data. J. Appl. Meteor., 36, 234-242
4. I. M. Lenski, and D. Rosenfeld, 2005. The time-space exchangeability of satellite retrieved relations between cloud top temperature and particle effective radius. Atmos. Chem. Phys. Discuss. 5, 11911-11928
5. Programa Nubes de [www.prapro.com](http://www.prapro.com), muestra de prueba.
6. NOAA RAMMB Goes 39um Channel Tutorial, [http://rammb.cira.colostate.edu/training/goes\\_39um/default.asp](http://rammb.cira.colostate.edu/training/goes_39um/default.asp)