

DETERMINACIÓN TEÓRICA Y VALIDACIÓN EXPERIMENTAL DE DOS NUEVAS ECUACIONES DE SPLIT-WINDOW

C. Badenas (1,2)

(1) Fundación CEAM (Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo)
Parque Tecnológico, Calle 4, Sector Oeste. 46980 Paterna (Valencia)

(2) Departamento de Termodinámica. Facultad de Física. Universidad de Valencia
Doctor Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia)

RESUMEN: En esta comunicación hemos desarrollado dos algoritmos para determinar la SST (Temperatura Superficial del Mar). Pueden usarse como técnicas de split-window, dual-angle, o combinaciones de ambas. Se ha usado el código LOWTRAN 7 para simular la transferencia de radiación a través de la atmósfera y las medidas que obtendría el AVHRR a bordo del NOAA 11. Se ha encontrado que los coeficientes varían casi exclusivamente con el contenido de vapor de agua de la atmósfera. Se ha usado la base de datos Pathfinder del AVHRR a bordo del NOAA 11 para comprobar la exactitud de nuestros algoritmos y los coeficientes obtenidos teóricamente. Por último, hemos encontrado que nuestros algoritmos aplicados a los registros Pathfinder del NOAA 11 muestran errores sistemáticos de +0,0 a +0,2 K, y errores aleatorios de tan sólo $\pm 0,4$ K.

INTRODUCCIÓN

Se han desarrollado muchos algoritmos para la corrección atmosférica y de emisividad en teledetección del infrarrojo térmico durante los últimos años. Sin embargo, siempre ha habido una falta de compatibilidad entre los coeficientes de los algoritmos split-window desarrollados teóricamente y los encontrados mediante regresión con datos *in situ*. En esta comunicación intentamos llenar este hueco con el desarrollo teórico de dos nuevos algoritmos split-window para el sensor AVHRR (posiblemente también útiles para

los sensores ATSR y PRISM -este último está siendo diseñado por la ESA-), cuyos resultados puedan estar perfectamente de acuerdo con datos *in situ*.

DESARROLLO TEÓRICO

Los modelos propuestos tienen como base la ecuación de transferencia radiativa aplicada a un sensor térmico a bordo de un satélite (ec. 7 de Badenas *et al.* 1997) junto al balance de radiación en una superficie especular (ec. 8 de Badenas *et al.* 1997). Siguiendo el procedimiento descrito por Coll *et al.* (1994), linearizando la función de Planck (B_i) alrededor de las temperaturas de brillo a nivel de satélite y de suelo, se obtiene:

$$T_i = \tau_i(\theta) \cdot \alpha_i \cdot T + \tau_i(\theta) \cdot \beta_i \cdot T_{a,i}^{\downarrow} + [1 - \tau_i(\theta)] \cdot T_{a,i}^{\uparrow}$$

con:

$$\alpha_i = \left\{ 1 + \frac{1 - \varepsilon_i(\theta)}{\varepsilon_i(\theta)} \cdot \left[\frac{1}{n_i} + \left(1 - \frac{1}{n_i} \right) \cdot [1 - \tau_i(\theta)] \right] \right\}^{-1},$$

$$\beta_i = \alpha_i \cdot \frac{1 - \varepsilon_i(\theta)}{\varepsilon_i(\theta)} \cdot [1 - \tau_i(\theta)],$$

siendo T_i la temperatura de brillo a nivel de satélite, τ_i la transmisividad de la atmósfera, θ el ángulo cenital de observación, T la temperatura de la superficie (SST), $T_{a,i}^{\uparrow}$ y $T_{a,i}^{\downarrow}$ las temperaturas atmosféricas efectivas para la radiación ascendente y descendente, respectivamente, ε_i la emisividad de la superficie (el mar), y siendo n_i un parámetro radiométrico que depende del canal y se define como la media de $(dB_i/dT)/(B_i/T)$ para un intervalo de temperatura considerado.

Si suponemos que las temperaturas

atmosféricas efectivas son prácticamente idénticas para ambas direcciones (arriba y abajo) y para dos canales considerados (i, j), entonces T puede escribirse como:

$$T = a \cdot T_i + b \cdot (T_i - T_j) + c, \quad (1)$$

donde

$$a = [\tau_i \cdot (1 - \beta_i) - \tau_j \cdot (1 - \beta_j)] / den,$$

$$b = [1 - \tau_i \cdot (1 - \beta_i)] / den,$$

$$c = \left\{ \begin{aligned} & [\tau_j \beta_j T_{a,j}^\downarrow + (1 - \tau_j) T_{a,j}^\uparrow] \cdot (1 - \tau_i + \tau_i \beta_i) - \\ & - [\tau_i \beta_i T_{a,i}^\downarrow + (1 - \tau_i) T_{a,i}^\uparrow] \cdot (1 - \tau_j + \tau_j \beta_j) \end{aligned} \right\} / den$$

$$den = \tau_i \cdot \alpha_i \cdot (1 - \tau_j + \tau_j \cdot \beta_j) - \\ - \tau_j \cdot \alpha_j \cdot (1 - \tau_i + \tau_i \cdot \beta_i)$$

Hay que notar que en las últimas ecuaciones hemos renombrado $\tau(\theta)$ como τ_i para mejorar la presentación.

Si no se hacen suposiciones acerca de los valores de las temperaturas atmosféricas efectivas, entonces podemos obtener directamente:

$$T = A \cdot T_i + B \cdot (T_i - T_j), \quad (2)$$

donde

$$A = (\chi_j - \chi_i) / (\varphi_i \cdot \chi_j - \varphi_j \cdot \chi_i),$$

$$B = \chi_i / (\varphi_i \cdot \chi_j - \varphi_j \cdot \chi_i),$$

$$\varphi_i = \tau_i \cdot \alpha_i,$$

$$\chi_i = \tau_i \cdot \beta_i \cdot T_{a,i}^\downarrow + (1 - \tau_i) \cdot T_{a,i}^\uparrow.$$

La ec. (2) es la ecuación clásica de split-window pero sin el término independiente. Aunque podría considerarse que esta ecuación (2) funciona peor que la anterior (1) debido a que sólo tiene dos parámetros, de hecho esta falta de libertad es lo que la hace más apropiada para la aplicación práctica y la comparación teoría-experiencia como probaremos a continuación.

BASES DE DATOS

Hemos usado la base de datos Pathfinder descrita por Podestá *et al.* (1995), que contiene 204.692 registros para los satélites NOAA 9 y 11 por todo el mundo. Para comprobar las ecs. (1)-(2) en observaciones verticales sobre el mar hemos extraído 5.604

registros correspondientes al NOAA 11 para ángulos cenitales entre 0 y 20°, y con los requerimientos extras de estar marcados como "pass"=1 ("pass"=1 indica datos que pasaron los tests) y "sst1" entre -0,5 K y +0,5 K ("sst1" se pretende que identifique datos contaminados con nubes, los cuales tendrían "sst1" muy distinto a 0 K).

También hemos estudiado el caso de observaciones muy lejos de la vertical, y para ello se han extraído 594 datos con los mismos requerimientos que antes, incluyendo sólo ángulos cenitales entre 59 y 61°. Tras el análisis de los campos "em4" y "em5" para ambas extracciones se tiene $\varepsilon_4(0-20^\circ)=0,992$, $\varepsilon_4(59-61^\circ)=0,964 \pm 0,003$, $\varepsilon_5(0-20^\circ)=0,986$, y $\varepsilon_5(59-61^\circ)=0,944 \pm 0,003$. Por tanto, las emisividades pueden tratarse como constantes para los dos intervalos de ángulos considerados.

Para determinar los coeficientes a, b, c, A , y B , deben conocerse las propiedades atmosféricas, que no se incluyen en la base de datos mencionada. Para estudiar la variabilidad de estos coeficientes con la atmósfera hemos usado una base de datos de 27 perfiles atmosféricos descrita en Caselles *et al.* (1997), con el vapor de agua variando entre 0,5 y 4,1 g/cm², lo cual asegura la representatividad de los datos simulados. Hemos tomado $n_4=4,673$, y $n_5=4,260$ (Coll *et al.* 1994). Aunque el código LOWTRAN 7 se ha ejecutado para observación vertical, las propiedades atmosféricas se han estimado para $\theta=60^\circ$ con $\tau_i(60^\circ) = [\tau_i(0^\circ)]^2$ mientras que $T_{a,i}^\uparrow$ y $T_{a,i}^\downarrow$ pueden considerarse aproximadamente constantes para todos los θ s entre 0 y 70° (Badenas *et al.* 1997).

Para cada perfil atmosférico considerado, hemos supuesto 3 valores diferentes de la temperatura del mar, T . Para obtener valores realistas, hemos tomado la temperatura del perfil al nivel de la superficie para cada caso atmosférico y entonces hemos introducido variaciones de -2,5, 0, y +2,5 K, respectivamente, alrededor de esta temperatura. Para estos 81 casos

hemos simulado las temperaturas medidas por el sensor, T_4 y T_5 , para dos ángulos cenitales, $\theta=0$ y 60° , usando las ecuaciones 7 y 8 de Badenas *et al.* (1997) con las propiedades físicas de la superficie del mar ya mencionadas. Estos datos son útiles para obtener coeficientes a , b , c , A , y B no enteramente teóricos (por regresión lineal con los datos simulados), para compararlos con los teóricos (definición tras las ecs. 1 y 2), y con los que puedan encontrarse por medio de regresión lineal en la base de datos Pathfinder (valores experimentales).

RESULTADOS

Los coeficientes a , b , c , A , y B se han determinado para cada uno de los 27 perfiles atmosféricos y para dos ángulos cenitales (0° , 60°). Para cada ángulo cenital, estos coeficientes son casi exclusivamente funciones del contenido del vapor de agua, W . Las regresiones de estos parámetros a polinomios en segundo grado de W siempre dan $r^2 > 0,98$ (el coeficiente de correlación r^2 determina la proporción de variabilidad intrínseca de los parámetros que puede explicarse por la función de regresión). En primer lugar, los coeficientes "instantáneos" (calculados para cada perfil y cada ángulo cenital) se han usado con la base de datos de simulación para recuperar la SST. Para $\theta=0^\circ$, la ec. (1) conduce a una desviación estándar (σ) en T de 0,05 K alrededor de un error sistemático (δ) de -0,18 K, con los mismos valores para la ec. (2). Para la visión más alejada de la vertical, $\sigma=0,32$ K y $\delta=-0,42$ K para ambas ecuaciones. Cuando se usan coeficientes "determinados con W " (calculados sólo conociendo W y la regresión mencionada antes) estos valores aumentan sólo un poco: $\sigma=0,09$ K, $\delta=-0,17$ K ($\theta=0^\circ$, ecs. 1 y 2); y $\sigma=0,36$ K, $\delta=-0,42$ K ($\theta=60^\circ$, ecs. 1 y 2). Con coeficientes "medios" para los 27 perfiles atmosféricos los resultados son peores: $\sigma=0,32$ K, $\delta=-0,04$ K ($\theta=0^\circ$, $a=1,0002$, $b=2,7494$, $c=-0,69$ K); $\sigma=0,31$ K, $\delta=-0,05$ K ($\theta=0^\circ$,

$A=0,9978$, $B=2,7554$); $\sigma=1,09$ K, $\delta=-0,26$ K ($\theta=60^\circ$, $a=1,0012$, $b=3,7116$, $c=-1,60$ K); y $\sigma=1,13$ K, $\delta=-0,31$ K ($\theta=60^\circ$, $A=0,9957$, $B=3,7208$). Por lo tanto, es recomendable tener una estimación del contenido de vapor de agua para aplicar valores realistas de estos coeficientes. Si no hay radiosondeos disponibles pueden usarse técnicas de teledetección para obtener W (Jedlovec 1990, Kleespies y McMillin 1990, Sobrino *et al.* 1994). Es posible mejorar ligeramente estos resultados obteniendo valores medios de estos coeficientes para diferentes intervalos de T_4-T_5 (de 0 a 1 K, de 1 a 2 K, y más de 2 K). En este caso obtenemos valores medios de δ y σ de -0,16 K y 0,10 K para $\theta=0^\circ$, y de -0,37 K y 1,03 K para $\theta=60^\circ$.

Se han usado los valores de temperaturas de canal simuladas (81 casos) para obtener coeficientes semiempíricos por regresión. Para el caso $\theta=0^\circ$ se han encontrado errores estándar de estimación en la base de datos completa de $\pm 0,12$ K y $\pm 0,16$ K para las ecs. (1) y (2), respectivamente. En este último caso, se obtiene una ligera mejora obteniendo los coeficientes para dos intervalos de T_4-T_5 : de 1 a 2 K y de 2 a 3 K. Debe notarse que los valores de a , b , c , A , y B obtenidos en cada regresión deberían ser próximos a los obtenidos teóricamente. Para la ec. (1) todos los coeficientes obtenidos por regresión (un total de 14 conjuntos de coeficientes) están fuera del intervalo de valores teóricos. Para la ec. (2) los coeficientes obtenidos por regresión están en perfecto acuerdo con los valores teóricos para $\theta=0^\circ$, y presentan mayores variaciones para $\theta=60^\circ$.

La base de datos Pathfinder se ha usado para obtener nuevos coeficientes, para compararlos con los dados por la teoría, y para obtener el error mínimo de la configuración intrínseca de las ecs. (1) y (2). Este último valor viene dado por el error estándar de estimación de los datos experimentales a las ecuaciones, y resulta ser $\pm 0,38$ K para $\theta=0^\circ$ y ambas ecuaciones, mientras que para $\theta=60^\circ$ es $\pm 0,46$ K y $\pm 0,57$

K para las ecs. (1) y (2), respectivamente. En la comparación de teoría y experimento debe notarse que para la ec. (1) los coeficientes experimentales no se corresponden con los teóricos. En particular, para $\theta=60^\circ$ se ha encontrado que la a experimental varía entre 1,08 y 1,17 mientras que la a teórica sólo varía entre 0,997 y 1,003. Por otra parte, los coeficientes experimentales de la ec. (2) siempre coinciden con los teóricos salvo en un único caso de los 7 analizados: para $\theta=0^\circ$ y T_4-T_5 entre 0 y 1 K la B experimental se salió de los límites teóricos, pero en este caso el error en SST es mínimo debido a los bajos valores de T_4-T_5 . Debe apuntarse que no sólo los coeficientes globales caen dentro del intervalo teórico sino también los específicos para intervalos particulares de T_4-T_5 , lo cual nos hace confiar en la configuración de la ec. (2).

El test definitivo es usar los coeficientes teóricos con datos *in situ* para obtener valores realistas de error en situaciones prácticas. Como la base de datos Pathfinder no incluye ni propiedades radiométricas de la atmósfera ni el contenido del vapor de agua, no es posible usar valores "instantáneos" ni "determinados con W " de a , b , c , A , y B . En su lugar, podemos usar datos teóricos globales y específicos para intervalos de T_4-T_5 . Para los coeficientes globales ambas ecuaciones conducen a similares resultados: $\sigma=0,44$ K, $\delta=+0,17$ K para $\theta=0^\circ$, y $\sigma=0,62$ K, $\delta=+0,06$ K para $\theta=60^\circ$. Aunque estos valores son peores que los encontrados en anteriores tests debe apuntarse que i) los sesgos son prácticamente cero, y ii) las desviaciones estándar son sólo ligeramente mayores que el mínimo que puede encontrarse debido a la configuración intrínseca de las ecs. (1) y (2). También debemos notar que los últimos valores pueden mejorarse con coeficientes teóricos específicos a intervalos de T_4-T_5 , para $\theta=0^\circ$ ($\sigma=0,37$ K, $\delta=0,00$ K) mientras que para $\theta=60^\circ$ no se detectan cambios. Se espera que en caso de conocer el contenido

de vapor de agua atmosférico (aunque sólo sea de forma aproximada), los resultados puedan mejorarse sustancialmente.

BIBLIOGRAFÍA

- Badenas, C., Estrela, M. J., Marchuet, R., y Caselles, V., 1997, Some improvements on the processes to obtain accurate maps of Sea Surface Temperature from AVHRR raw data transmitted in real time. Part 2: APT images. *International Journal of Remote Sensing* (en prensa).
- Caselles, V., Coll, C., Valor, E., and Rubio, E., 1997, Thermal band selection for the PRISM instrument - Part II - Temperature recovery algorithms. *Journal of Geophysical Research*, (aceptado).
- Coll, C., Caselles, V., Sobrino, J. A., y Valor, E., 1994, On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, **15**, 105-122.
- Jedlovec, G. J., 1990, Precipitable water estimation from high-resolution split window radiance measurements. *Journal of Applied Meteorology*, **29**, 863-877.
- Kleespies, T. J., and McMillin, L. M., 1990, Retrieval of precipitable water from observations in the split window over varying surface temperatures. *Journal of Applied Meteorology*, **29**, 851-862.
- Podestá, G. P., Shenoi, S., Brown, J. W., y Evans, R. H., 1995, *AVHRR Pathfinder oceans matchup database 1985-1993 (version 18)*. University of Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science.
- Sobrino, J. A., Li, Z.-L., Stoll, M. P., and Becker, F., 1994, Improvements in the split-window technique for land surface determination. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**, 243-253.