

PARAMETRIZACIÓN DE LA ABSORCIÓN DEL VAPOR DE AGUA ATMOSFÉRICO EN EL INFRARROJO TÉRMICO. DESARROLLO DE UN ALGORITMO DE SPLIT-WINDOW PARA LA SUPERFICIE TERRESTRE

C. COLL, J. A. SOBRINO Y V. CASELLES.

Departamento de Termodinámica, Facultad de Física, Universidad de Valencia. Burjassot (Valencia).

RESUMEN

En este trabajo se resuelve la ecuación de transferencia radiativa en el caso del infrarrojo térmico, analizándose el efecto del vapor de agua y de la emisividad (ϵ) de la superficie. Así se obtiene una ecuación monocanal para la corrección de emisividad y atmosférica en función del contenido de vapor de agua, W , la temperatura efectiva, T_a , y el coeficiente de absorción, K_f . A continuación se desarrolla una ecuación de split-window, cuyos coeficientes son parametrizados en términos de W y ϵ . Finalmente se proponen algoritmos regionales con coeficientes independientes de W para los casos de latitudes medias y tropical.

ABSTRACT

The radiative transfer equation is solved for the thermal infrared case. Atmospheric water vapour and surface emissivity (ϵ) effects are analyzed together. Then a single-channel equation for atmospheric and emissivity correction is derived which depends on the water vapour amount, W , its effective temperature, T_a , and absorption coefficient, K_f . At this point a split-window equation which includes emissivity effect is developed. Split-window coefficients are given as a function of W and ϵ . Finally regional algorithms with coefficients independent on the atmospheric state are given for midlatitude and tropical cases.

1. INTRODUCCIÓN

En condiciones de ausencia de nubosidad, la temperatura de la superficie terrestre puede ser medida desde satélites provistos de sensores que operan en la región espectral comprendida entre 10,5 y 12,5 μm , donde la transparencia de la atmósfera es relativamente elevada (ventana atmosférica). En esta banda la radiancia emitida por la superficie alcanza sus máximos valores. Dicha radiancia es transformada en su temperatura equivalente, obteniéndose así la temperatura aparente o radiativa de la superficie, que difiere de la temperatura real debido al efecto de la emisividad y al de la absorción-emisión atmosférica, que aunque relativamente pequeño, no es en general despreciable. Así, cuando se quiera obtener la temperatura real de la superficie será necesaria la corrección por emisividad y atmosférica de las temperaturas proporcionadas por el satélite.

El efecto de la emisividad es debido a que las radiancias medidas son transformadas en temperaturas suponiendo que aquellas son emitidas por un cuerpo negro. Sin embargo la emisividad (ϵ) de las superficies naturales es menor que la unidad, por tanto se produce una subestimación de la temperatura real. En la banda 10,5-12,5 μm las emisividades son relativamente altas, estando comprendidas entre 0,95 y 1 para la mayor parte de las superficies interesantes en teledetección. Se estima que por cada 1% de diferencia de la emisividad respecto la unidad, el error en la temperatura es

de 0,6 K (Sobrinó y Caselles, 1989). Por otra parte la variación espectral de la emisividad es pequeña en la citada banda.

El efecto de la atmósfera en esta región espectral se debe principalmente a la absorción del vapor de agua. El resultado (la disminución de la temperatura aparente respecto la temperatura real) es altamente variable debido por una parte a la gran variabilidad espacial y temporal de la humedad atmosférica, y por otra a la peculiaridad del espectro de absorción de vapor de agua en la ventana 10,5-12,5 μm , donde predomina la absorción denominada continua que depende especialmente del contenido de vapor de agua (Coll et al., 1991a). De esta forma se tiene una gran variabilidad de la transmisividad atmosférica (τ), que puede ser del 95% para atmósferas secas reduciéndose hasta sólo el 30-40% para atmósferas húmedas. En términos de temperatura, la absorción del vapor de agua puede suponer una infravaloración de la temperatura de la superficie que oscila entre 0,5 y 8 K. Esta elevada variabilidad es la principal dificultad que se encuentra a la hora de realizar la corrección atmosférica de imágenes térmicas. Por otra parte hay que tener en cuenta también el efecto del dióxido de carbono en la ventana 10,5-12,5 μm , cuya principal característica es que es prácticamente constante a nivel global y relativamente pequeño. La transmisividad debida al dióxido de carbono es 98-99% (Saunders and Edwards, 1989), lo que en términos de temperatura significa una infravaloración menor que 0,5 K.

El efecto de la emisividad y el atmosférico están relacionados entre sí por el hecho de que una fracción de la radiación emitida por la atmósfera hacia abajo es reflejada por la superficie hacia el satélite, siendo el factor de reflectividad $1-\epsilon$. Este efecto de reflexión es más acusado para las atmósferas húmedas ya que en estos casos la emisión atmosférica es mayor. De esta forma vemos la conexión existente entre las correcciones de emisividad y atmosférica, lo que hace aconsejable el tratamiento de ambas conjuntamente.

El objetivo de este trabajo es estudiar la corrección de imágenes térmicas de satélite. Para ello se ha analizado el efecto del vapor de agua en la absorción y emisión de radiación térmica para resolver la ecuación de transferencia radiativa, que relaciona la radiación emitida por la superficie con la que es registrada por un sensor situado fuera de la atmósfera. Dicha ecuación se ha planteado teniendo en cuenta la emisividad de la superficie, lo cual es necesario tanto por el efecto de emisión de la superficie como por el efecto de reflexión. El resultado es una ecuación de corrección de emisividad y atmosférica que utiliza la medida de un canal térmico (ecuación monocanal) para la cual es necesario conocer, además de la emisividad, una serie de parámetros atmosféricos que son en general de difícil acceso en la práctica. El número de parámetros atmosféricos necesarios puede reducirse si se utilizan las medidas simultáneas de dos canales distintos situados dentro de la banda 10,5-12,5 μm . De esta forma planteamos la ecuación bicanal o split-window para la corrección de imágenes térmicas. Este método, originalmente aplicado a la superficie del mar (Prabhakara et al., 1974; Deschamps y Phulpin, 1980; McClain et al., 1985), ha sido adaptado para tener en cuenta el efecto de la emisividad, que puede ser muy importante en el caso de la superficie terrestre (Coll et al., 1991b). Como resultado final proponemos unos algoritmos regionales de corrección split-window utilizando los canales 4 y 5 del sensor AVHRR a bordo de los satélites NOAA.

2. ANÁLISIS DEL EFECTO DEL VAPOR DE AGUA. ECUACIÓN MONOCANAL.

El efecto de la atmósfera sobre la radiación térmica emitida por la superficie terrestre en la banda 10,5-12,5 μm es debido fundamentalmente al vapor de agua. A partir de aquí consideraremos que la atmósfera está constituida únicamente por vapor de agua, ya que el efecto de otros gases, como el dióxido de carbono, es pequeño y además constante. Por otra parte suponemos ausencia de nubosidad y de aerosoles, así como equilibrio termodinámico local y homogeneidad horizontal de la atmósfera que permite definir una temperatura, $T(z)$, y una densidad del vapor de agua, $\rho(z)$, a la altitud z . De esta forma podemos plantear la ecuación de transferencia radiativa referida al canal i de un determinado sensor a bordo de un satélite y escribir que la intensidad medida por el canal i , $I_i(\theta)$, bajo un ángulo cenital de observación θ es

$$I_i(\theta) \equiv B_i(T_i) = \epsilon_i \tau_i(\theta) B_i(T_i) + R_i^{\uparrow}(\theta) + \frac{1-\epsilon_i}{\pi} R_i^{\downarrow}(\text{hem}) \tau_i(\theta) \quad (1)$$

donde el subíndice i indica que las magnitudes dependientes de la longitud de onda han sido promediadas con la respuesta espectral del canal i . Así, en la ecuación (1) B_i es la función de Planck, T_i es la temperatura radiométrica o aparente registrada en el canal i , T y ϵ_i son respectivamente la temperatura real y la emisividad de la superficie, $\tau_i(\theta)$ es la transmisividad total de la atmósfera en la dirección θ , $R_i^{\uparrow}(\theta)$ es la radiación emitida hacia arriba por la atmósfera en la dirección θ , y $R_i^{\downarrow}(\text{hem})$ representa el valor hemisférico de la radiación emitida hacia abajo por la atmósfera, es decir, la suma extendida a todas las direcciones del hemisferio superior de la componente vertical de la radiación emitida hacia abajo por la atmósfera.

La ecuación (1) da cuenta de las distintas contribuciones que componen la medida realizada por un satélite. Así, el primer sumando de la derecha es la radiación emitida por la superficie que después de atravesar la atmósfera llega al sensor. El segundo sumando es la radiación emitida por la propia atmósfera hacia el sensor y el tercer sumando es la parte reflejada de la radiación emitida por la atmósfera hacia abajo. Nótese que hemos supuesto que la reflexión es de tipo lambertiano.

La ecuación (1) puede escribirse en términos de temperatura si se define una temperatura efectiva del vapor de agua, lo cual es posible asumiendo ciertas aproximaciones. Estas son:

(i) Linealización de la Función de Planck (Becker, 1987): para $|T-T_i| < 10$ K

$$B_i(T) \approx \left(\frac{\delta B_i(T)}{\delta T} \right)_{T_i} \left[T - T_i + \frac{T_i}{n_i} \right] \quad (2)$$

donde n_i depende del canal y de la temperatura. Para los canales 4 y 5-AVHRR y en el intervalo de temperaturas 260-310 K, $n_4=4,673$ y $n_5=4,260$. Esta aproximación es válida con un error asociado menor que 0,2 K.

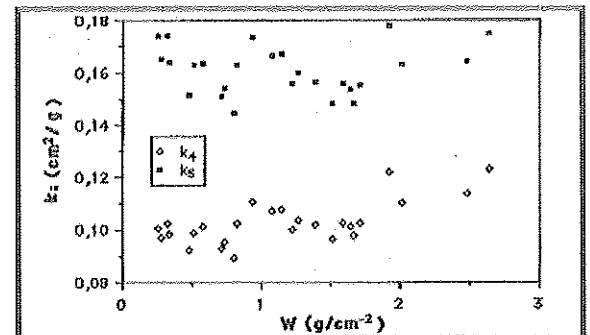


Figura 1.- Coeficiente de absorción k_i (ecuación 3) para los canales 4 y 5 AVHRR para varias atmósferas.

(ii) Linealización de la transmisividad: para $\theta < 60^\circ$

$$\tau_i(\theta) \approx 1 - \frac{k_i W}{(\cos \theta)^{m_i}} \quad (3)$$

donde W es el contenido de vapor de agua de una columna

vertical de base unidad, k_i es el coeficiente de absorción medio que depende del canal y de las condiciones atmosféricas, y m_i es un coeficiente que también depende del canal y de la atmósfera. Los valores de ambos coeficientes para los canales 4 y 5 del AVHRR se muestran en las Figuras 1 y 2 en función de W para un conjunto de radiosondeos tomados en el Centro del I.N.M. de Guadalupe (Murcia) que comprenden un intervalo temporal de un año.

Con estas aproximaciones, las radiancias atmosféricas

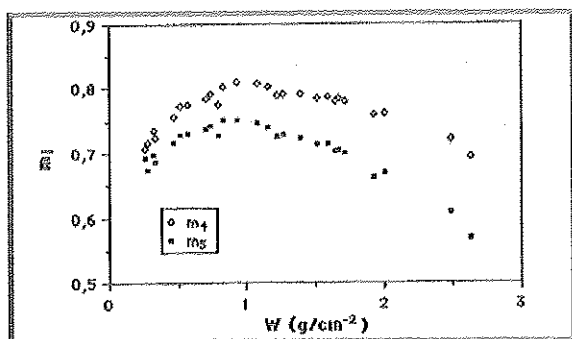


Figura 2.- Coeficiente m_i (Ecuación 3) para los canales 4 y 5 AVHRR para varias atmósferas.

$R_i^l(\theta)$ y $R_i^l(\text{hem})$ pueden expresarse como (Sobrinó et al., 1991):

$$R_i^l(\theta) \cong B_i(T_a) \frac{k_i W}{(\cos \theta)^{m_i}} \quad (4)$$

$$R_i^l(\text{hem}) \cong \frac{2}{2-m_i} B_i(T_a) k_i W \quad (5)$$

donde T_a es la temperatura efectiva del vapor de agua que viene definida por

$$T_a = \frac{\int_0^h T(z) \rho(z) dz}{W} \quad (6)$$

y representa la temperatura a la que emite la columna de vapor de agua. Por estar el vapor de agua concentrado en las capas bajas de la atmósfera T_a generalmente es próxima a la temperatura de la superficie.

Por otra parte la temperatura radiativa del vapor de agua puede definirse también a partir de la expresión (McMillin, 1975)

$$B_i(T_a) = \frac{R_i^l(\theta)}{1-\tau_i(\theta)} \quad (7)$$

según la cual T_a depende del ángulo de observación (θ) y del canal. Esto se puede comprobar fácilmente calculando la radiancia y la transmitividad atmosféricas mediante el programa LOWTRAN 7 (Knezyis et al., 1988). En particular, simulando los canales 4 y 5 AVHRR y una serie de condiciones

atmosféricas se observa que la diferencia $\delta T_a = T_{a4} - T_{a5}$ es mayor para atmósferas húmedas, así como la dependencia angular. Esto está ilustrado en la Figura 3 en el caso de la atmósfera tropical estándar. La Figura 4 muestra la comparación de $R_i^l(\theta)$ según la ecuación (4) y los resultados del programa LOWTRAN 7 para la atmósfera tropical (el caso más desfavorable).

Con los resultados anteriormente expuestos es fácil transformar la ecuación (1) en una ecuación que permita calcular

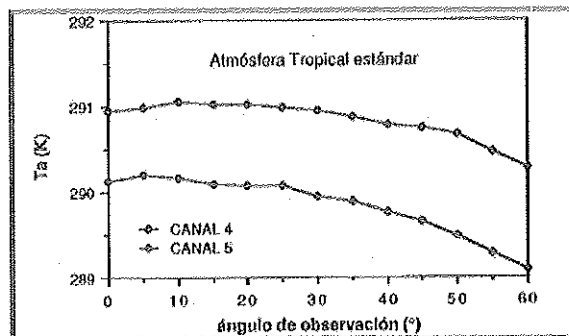


Figura 3.- Temperatura efectiva de la atmósfera obtenida según la expresión (7) para para la atmósfera tropical y los canales 4 y 5 AVHRR.

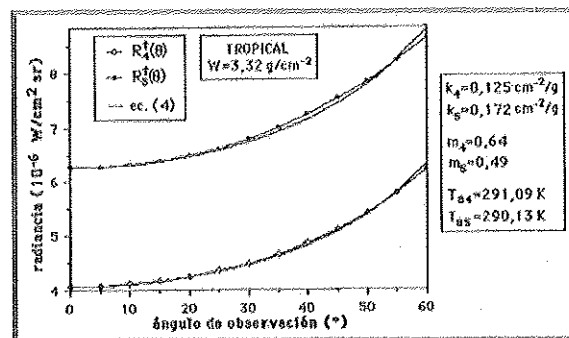


Figura 4.- Comprobación de la ecuación (4) para para la atmósfera tropical estándar en los canales 4 y 5 AVHRR. Los parámetros utilizados vienen dados a la derecha.

la temperatura real de la superficie, T_s , a partir de la temperatura aparente, T_i (Sobrinó et al., 1991). Esta ecuación de corrección de emisividad y atmosférica la denominaremos ecuación monocanal porque puede aplicarse a un canal y por tanto es útil para sensores con un solo canal térmico, como el TM del satélite Landsat (Coll et al., 1991c). Puede escribirse como

$$T - T_i = \frac{1-\epsilon_i}{\epsilon_i} \frac{T_i}{n_i} + \frac{1-\tau_i(\theta)}{\epsilon_i \tau_i(\theta)} (T_i - T_a) - \frac{2}{2-m_i} \frac{1-\epsilon_i}{\epsilon_i} [1-\tau_i(\theta=0)] \left(T_a + \frac{T_i}{n_i} - T_i \right) \quad (8)$$

y, como vemos, necesita para su aplicación el conocimiento de la emisividad de la superficie, la temperatura T_a (mediante

radiosondeos en tierra o desde satélite (Chedin et al., 1988) y la transmisividad $\tau_i(0)$ (mediante un modelo de transmisividad). En la ecuación 8 el segundo sumando representa el efecto de la absorción del vapor de agua. En este término tiene gran importancia el valor de T_a , sobre todo para las atmósferas más húmedas donde el factor $[1-\tau_i(0)]/\tau_i(0)$ alcanza valores altos. Por otra parte el primer y tercer sumando de la derecha representan la influencia de la emisividad, entendiendo por esto la combinación del efecto de emisión de la superficie (primer sumando) y el efecto de reflexión (tercer sumando). El efecto global de la emisividad está representado en la Figura 5 para cuatro atmósferas estándar junto con el que habría si no existiera atmósfera, es decir, tomando en consideración sólo el primer término de la ecuación 8. De esta forma se comprueba la importancia del efecto de la reflexión, sobre todo para atmósferas húmedas.

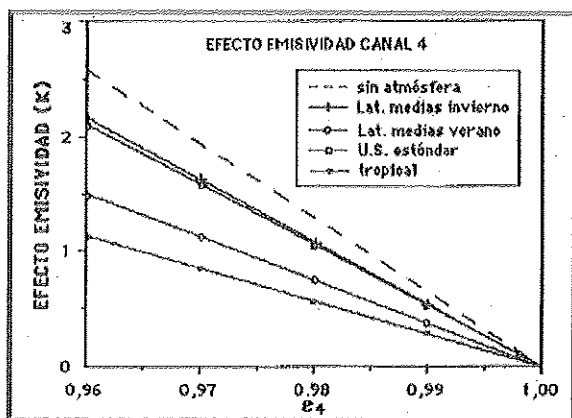


Figura 5.- Efecto global de la emisividad para 4 atmósferas estándar y en el caso de que no hubiera atmósfera.

Tabla 1.- Comprobación de la ecuación monocanal a partir de simulación de medidas de satélite.

Atmósfera	L.m.invierno	U.S. estándar	L.m. verano	Tropical
desviación media	+0,14 K	+0,14 K	+0,11 K	-0,01 K
error cuadrático	0,05 K	0,06 K	0,10 K	0,16 K
error total	0,15 K	0,15 K	0,15 K	0,16 K

La ecuación monocanal ha sido comprobada mediante simulación de medidas del canal 4 con el programa LOW-TRAN para las atmósferas estándar U.S.A., tropical, y de latitudes medias verano e invierno, para distintas emisividades (ϵ_4 entre 0,96 y 1, y $\Delta\epsilon \equiv \epsilon_4 - \epsilon_5$ entre -0,01 y +0,01), temperaturas de la superficie y ángulos de observación. La simulación permite obtener valores de T_4 para valores dados de T . Utilizando los parámetros apropiados para cada atmósfera, la ecuación 8 reproduce con elevada precisión los valores de T como se aprecia en la Tabla 1, para 351 casos simulados por cada atmósfera.

3. MÉTODO SPLIT-WINDOW

La ecuación monocanal proporciona buenos resultados para la corrección de imágenes de temperatura, pero depende de un elevado número de parámetros atmosféricos que en general son de difícil acceso. En particular se requiere el conocimiento de la temperatura efectiva del vapor de agua, T_a , con una elevada precisión para el caso de atmósferas húmedas. Utilizando simultáneamente dos canales en la ventana 10,5-12,5 μm no es necesario el conocimiento de T_a . En efecto, escribiendo la ecuación 8 para los canales 4 y 5 AVHRR, T_a puede eliminarse entre las dos ecuaciones, asumiendo que dicha temperatura es la misma para ambos canales. De esta forma obtenemos una ecuación de tipo split-window (Sobrino et al., 1991):

$$T = T_4 + A(T_4 - T_5) + B \quad (9)$$

donde los coeficientes de split-window, A y B, vienen dados por:

$$A = \frac{\alpha_5 \beta_4 + \beta_4 \beta_5 W}{Q} \quad (10)$$

$$B = \frac{1 - \epsilon_4}{\epsilon_4} \frac{\alpha_4 \beta_5}{Q n_4} \left[1 - \frac{2}{2 - m_4} W k_4 \right] T_4 - \frac{1 - \epsilon_5}{\epsilon_5} \frac{\alpha_5 \beta_4}{Q n_5} \left[1 - \frac{2}{2 - m_5} W k_5 \right] T_5 \quad (11)$$

siendo $\alpha_i = \epsilon_i \tau_i(0) (\cos \theta)^{m_i}$, $\beta_i = k_i [1 + (2/(2 - m_i))((1 - \epsilon_i)/\epsilon_i)\alpha_i]$, y $Q = \alpha_4 \beta_5 - \alpha_5 \beta_4$.

Ambos coeficientes de split-window, A y B, dependen del contenido de vapor de agua de la atmósfera a través de las transmisividades, y de las emisividades en ambos canales, ϵ_4 y ϵ_5 . El coeficiente A representa la absorción y emisión del vapor de agua, por tanto está fuertemente ligado a las transmisividades, $\tau_4(0)$ y $\tau_5(0)$. Por otra parte la influencia de ϵ_i es pequeña pudiendo ser linealizada en términos de $1 - \epsilon_4$ y $\Delta\epsilon \equiv \epsilon_4 - \epsilon_5$. Así se obtiene:

$$A = \frac{1 - \tau_4(0)}{\tau_4(0) - \tau_5(0)} + (1 - \epsilon_4)a_1 + \Delta\epsilon a_2 \quad (12)$$

siendo el primer sumando el más importante y que muestra un crecimiento aproximadamente lineal con W. Su dependencia angular es acusada para $W > 2 \text{ g/cm}^2$. Los coeficientes a_1 y a_2 dependen del contenido de vapor de agua, siendo crecientes con W. Los tres coeficientes están representados en la Figura 6 en función de W para un conjunto de radiosondeos y atmósferas estándar.

El coeficiente B representa el doble efecto de la emisividad: (i) la emisión de la superficie está modificada por ϵ_i y, (ii) parte de la radiancia atmosférica emitida hacia abajo es reflejada en la superficie. Por tanto B depende marcadamente de ϵ_i y de W debido al término de reflexión. Se propone la expresión,

$$B = T_4 \left[\frac{1 - \epsilon_4}{\epsilon_4} b_4 - \frac{1 - \epsilon_5}{\epsilon_5} b_5 \right] \quad (13)$$

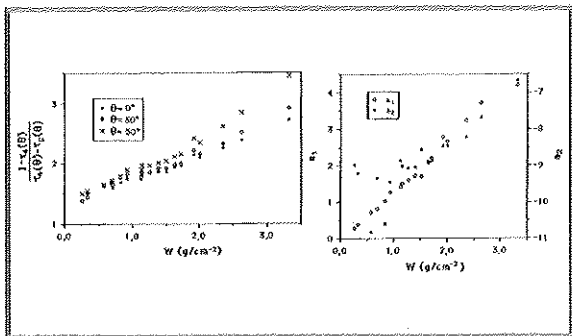


Figura 6.- Coeficientes para calcular A -ecuación (12)- en función del contenido de vapor de agua, para distintas atmósferas.

donde los coeficientes b_4 y b_5 sólo dependen del contenido de vapor de agua y decrecen a medida que éste aumenta. La Figura 7 muestra su valor en función de W para varias atmósferas estándar y radiosondeos.

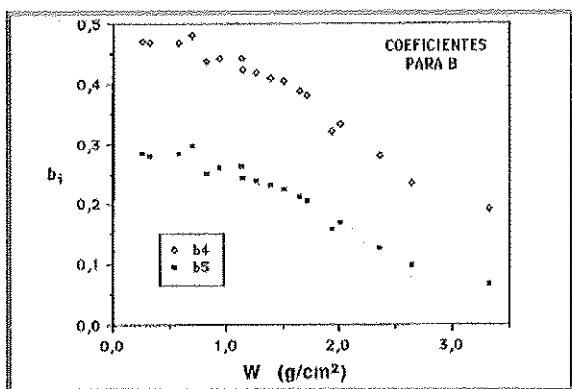


Figura 7.- Coeficientes para calcular B -Ecuación (13)- en función del contenido de vapor de agua, para distintas atmósferas.

4. MODIFICACIÓN DE LA ECUACIÓN DE SPLIT-WINDOW

La ecuación de split-window se ha obtenido a partir de la ecuación monocanal expresada para los canales 4 y 5 eliminando entre ambos T_a . Para ello es necesario que T_a sea igual en ambos canales, lo cual es cierto sólo para atmósferas secas. En general T_a depende del canal y la diferencia $\delta T_a = T_{a4} - T_{a5}$ es distinta de cero, alcanzando valores de 1 K para la atmósfera tropical estándar. Esto hace que la ecuación de split-window deba modificarse en la forma,

$$T = \Delta + T_4 + A(T_4 - T_5) + B \tag{14}$$

siendo

$$\Delta = -\delta T_a \frac{[1 - \tau_4(\theta)][1 - \tau_5(\theta)]}{\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta)} \tag{15}$$

La Tabla 2 muestra valores de Δ calculados para las atmósferas estándar con distintos ángulos de observación. Además la Figura 8 muestra los valores que toma Δ para el conjunto de radiosondeos estudiado en este trabajo.

Tabla 2.- Valor del término corrector para las atmósferas estándar y ángulos de observación indicados.

Atmósfera	I.m. invierno	U.S. estándar	I.m. verano	Tropical
$\theta = 0^\circ$	-0,03 K	-0,17 K	-0,64 K	-1,48 K
$\theta = 30^\circ$	-0,04 K	-0,19 K	-0,73 K	-1,60 K
$\theta = 50^\circ$	-0,05 K	-0,26 K	-0,98 K	-2,69 K

La ecuación de split-window modificada ha sido comprobada mediante simulación de medidas de satélite para las 4 atmósferas estándar. Para cada atmósfera se han tomado 3 ángulos de observación, 3 temperaturas de la superficie y 39 combinaciones distintas de ϵ_4 y ϵ_5 . Utilizando los valores de A , B y Δ apropiados se obtienen los resultados mostrados en la tabla 3.

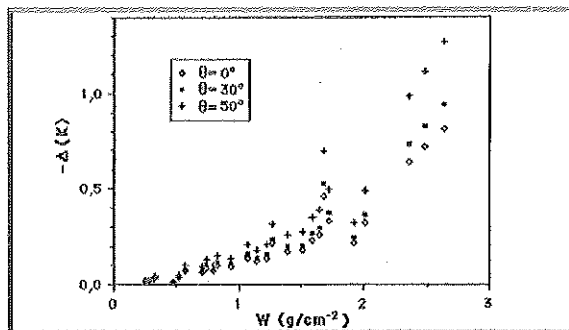


Figura 8.- Término corrector (-Δ) en función del contenido de vapor de agua, para 3 ángulos de observación.

Tabla 3.- Comprobación de la ecuación de split-window modificada (ecuación 14) a partir de simulación de medidas de satélite.

Atmósfera	I.m. invierno	U.S. estándar	I.m. verano	Tropical
Desviación media	+0,07 K	+0,09 K	-0,08 K	-0,16 K
Error cuadrático	0,09 K	0,15 K	0,21 K	0,24 K
Error total	0,11 K	0,17 K	0,22 K	0,29 K

5. SPLIT-WINDOW GLOBAL Y ALGORITMOS REGIONALES

Aunque los coeficientes de split-window han sido parametrizados en función del contenido de vapor de agua de la atmósfera, es posible encontrar unos coeficientes medios que puedan servir a modo de algoritmo aplicable a escala global. A partir de los valores obtenidos para las atmósferas estándar tropical, latitudes medias verano e invierno y U.S.A.,

proponemos los coeficientes:

$$\begin{aligned}\Delta &= -0,41\text{K} \\ A &= 2,29 + 2,41(1-\epsilon_4) - 8,2\Delta\epsilon \\ B &= T_4 \left[\frac{1-\epsilon_4}{\epsilon_4} - 0,49 - \frac{1-\epsilon_5}{\epsilon_5} - 0,33 \right]\end{aligned}$$

La comprobación de la ecuación 14 con estos coeficientes sobre los 1.404 casos simulados, representativos de una gran variedad de condiciones climáticas, ofrece un error de estimación de la temperatura real de la superficie de 0,4 K.

Es conveniente sin embargo desarrollar algoritmos regionales de split-window para obtener mejor precisión en la medida de T en casos concretos. Así se propone el algoritmo para latitudes medias con los siguientes coeficientes, que proporcionan un error de estimación de 0,3 K para T:

$$\begin{aligned}\Delta &= -0,17\text{K} \\ A &= 1,99 + 2,00(1-\epsilon_4) - 8,8\Delta\epsilon \\ B &= T_4 \left[\frac{1-\epsilon_4}{\epsilon_4} - 0,38 - \frac{1-\epsilon_5}{\epsilon_5} - 0,21 \right]\end{aligned}$$

Por otra parte, para atmósferas tropicales se proponen los coeficientes:

$$A = a_0(0) + 4,2(1-\epsilon_4) - 6,5\Delta\epsilon$$

con $a_0(0^\circ) = 2,68$; $a_0(30^\circ) = 2,85$; $a_0(50^\circ) = 3,31$

$$B = T_4 \left[\frac{1-\epsilon_4}{\epsilon_4} - 0,19 - \frac{1-\epsilon_5}{\epsilon_5} - 0,07 \right]$$

y con los valores de Δ que aparecen en la Tabla 2, obteniéndose un error de estimación de 0,3 K.

Ambos algoritmos regionales están ilustrados en la Figura 9, donde las temperaturas T_i se han obtenido mediante simulación suponiendo $\epsilon_4 = \epsilon_5 = 1$ (Coll et al., 1991d), lo que puede asimilarse a la superficie del mar. En este caso tenemos $B=0$ y cada algoritmo está representado por una línea recta apreciándose sus respectivos intervalos de aplicación.

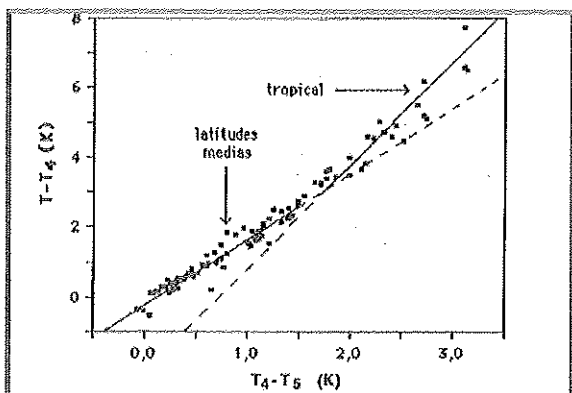


Figura 9.- Representación gráfica de los dos algoritmos regionales en el caso $\epsilon_4 = \epsilon_5 = 1$.

6. CONCLUSIÓN

Se ha analizado la influencia que la absorción del vapor de agua atmosférico tiene en la medida de la superficie terrestre desde satélites. De esta forma hemos desarrollado dos métodos de corrección atmosférica y de emisividad (relacionada también con el vapor de agua debido al término de reflexión) para imágenes térmicas: la ecuación monocanal y el método split-window. En el primer caso es necesario conocer, a parte de la emisividad de la superficie, una serie de parámetros atmosféricos como son el contenido de vapor de agua, W, la temperatura efectiva del vapor de agua, T_a , y el coeficiente de absorción, k_1 . Hemos comprobado la gran importancia que tiene T_a , sobre todo para atmósferas húmedas. Cuando se dispone de dos canales en la ventana 10,5-12,5 μm se evita el conocimiento de T_a mediante el método split-window, cuyos coeficientes, A y B, dependen del contenido de vapor de agua y de las emisividades de la superficie en ambos canales. Así hemos parametrizado ambos coeficientes en términos de W, habiéndose obtenido éstos para un número de radiosondeos y atmósferas estándar que abarcan buena parte de las condiciones meteorológicas a escala global. Como resultado final proponemos varios algoritmos split-window con coeficientes constantes, aplicables a las imágenes de los canales 4 y 5 del sensor AVHRR. El primer algoritmo es apropiado a escala global, mientras que los restantes son algoritmos regionales, siendo el primero aplicable a latitudes medias, mientras que el segundo está desarrollado para atmósferas tropicales. Los errores asociados a tales algoritmos, teniendo en cuenta sólo el error debido a la corrección atmosférica y no los posibles errores debidos a la medida de la emisividad, son de 0,3 K.

7. AGRADECIMIENTOS

Damos las gracias a la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (Proyecto n° ESP89-0436) por la ayuda económica concedida, al Air Force Geophysics Laboratory (U.S.A.) por proporcionar el programa LOWTRAN 7, y a Ramón Garrido (I.N.M., Murcia) por facilitarnos los radiosondeos utilizados en este trabajo.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ✓ BECKER, F. (1987): The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, 8: 1509-1522.
- ✓ CHEDIN, A. et al. (1988): Satellite meteorology and atmospheric spectroscopy: recent progress in Earth remote sensing from the satellites of the TIROS-N series. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 3: 257-273.
- ✓ COLL, C.; CASELLES, V. y SOBRINO, J. A. (1991a): El continuo de absorción del vapor de agua en la ventana atmosférica de los 8-14 mm. *Revista Española de Física* 5 (4): 25 - 30.
- ✓ COLL, C.; CASELLES, V. y SOBRINO, J. A. (1991b): La corrección atmosférica en el infrarrojo térmico. En *La teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura*. S. Gandía y J. Meliá (Eds.):149-182. Universidad de Valencia.
- ✓ COLL, C.; CASELLES, V. y SOBRINO, J. A. (1991c): Desarrollo de un modelo de corrección atmosférica en el térmico. I.- Aplicación al canal 6 del Landsat. *Anales de Física, Serie B (en prensa)*.
- ✓ COLL, C.; CASELLES, V. y SOBRINO, J. A. (1991d): Towards a split-window method for determining sea surface temperature at global scale. En *Spatial Data 2000*. Oxford, pp 149-157. The Remote Sensing Society.
- ✓ DESCHAMPS, P. Y. & PHULPIN, T. (1980): Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 mm. *Boundary-Layer Meteorology*, 18: 131-143.
- ✓ KNEIZYS, F. X. et al. (1988): Users guide to LOWTRAN 7. *Technical Report AFGL-TR-88-0177*, Optical/Infrared Technology Division, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts.
- ✓ McCLAIN, E. P.; PICHEL, W. G., & WALTON, C. C. (1985): Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, C6: 11587-11601.
- ✓ McMILLIN, L. M. (1975): Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 36: 5113-5117.
- ✓ PRABHAKARA, C.; DALU, G. & KUNDE, V. G. (1974): Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13-mm window region. *Journal of Geophysical Research*, 79: 5039-5044.
- ✓ SAUNDERS, R. & EDWARDS D. (1989): Atmospheric transmittance for the AVHRR channels. *Applied Optics*, 28: 4154-4160.
- ✓ SOBRINO, J. A. y CASELLES, V. (1989): Medida mediante el método de la caja de la emisividad en la banda espectral de los 8-14 mm de algunos suelos agrícolas y de la vegetación. *Anales de Física, Serie B*, 85: 220-227.
- ✓ SOBRINO, J. A.; COLL, C. y CASELLES, V. (1991): Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of the Environment* 38: 19 - 34.