

CÁLCULO DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL A PARTIR DE DATOS LANDSAT TM

A.M. Pérez, A. Calle y J.L. Casanova

ana@latuv.uva.es

Laboratorio de Teledetección, Facultad de Ciencias, Universidad de Valladolid, 47071-Valladolid

RESUMEN

El problema que se aborda en el presente trabajo es la obtención de temperaturas de suelo a partir de las radiancias térmicas proporcionadas por los satélites. Dentro de las técnicas que existen para tal fin, nos hemos interesado por aquellas comúnmente denominadas monocanal, técnicas que han de ser necesariamente empleadas si el satélite en cuestión posee un solo canal en el infrarrojo térmico. En este trabajo se describe, y esta será la parte esencial del mismo, un nuevo algoritmo de tipo monocanal. Seguirá a esta descripción, un análisis teórico que demuestra mediante datos simulados la capacidad del mismo; en dicho análisis se obtienen desviaciones en la predicción de la temperatura del orden, a lo sumo, de décimas de grado. En el texto, se muestran los valores concretos de estas desviaciones en función de la temperatura simulada. Se considera en todo momento la utilización de atmósferas standard.

ABSTRACT

In this paper an attempt has been made to obtain surface temperatures from thermal radiances provided by satellites. Between the several methods existing to resolve this question, we have opted for those commonly named monochannel which are absolutely necessary if the satellite has only one channel in the thermal infrared range of the spectrum. The main aim of the work is to propose a new algorithm. The description of this algorithm is followed by a theoretical analysis which demonstrates, by simulated data, the capability of the method. In this analysis, differences between the simulated and retrieved temperature have been obtained of tenths of a degree at most. The numerical values of these differences are shown in the text for various situations of simulated temperatures. Standard atmospheres are considered in the process.

Palabras clave: teledetección, temperatura de la superficie, canal infrarrojo térmico, modelo monocanal

INTRODUCCIÓN

Las imágenes del sensor TM (Thematic Mapper) del satélite Landsat han sido ampliamente utilizadas para gran cantidad de propósitos, debido principalmente a su buena resolución espacial. Aparte de seis bandas en el rango visible e infrarrojo del espectro, el satélite posee además una banda en el infrarrojo térmico (banda 6) en el rango 10.4-12.5 μm con una resolución espacial de 120x120m, que la hace muy apropiada para la obtención de modelos térmicos detallados de la superficie terrestre. Para este tipo de satélites, donde solo existe un canal infrarrojo destinado a tal fin son necesarios algoritmos de corrección atmosférica, denominados monocanal, que nos permitan conocer la temperatura de la superficie deseada a partir de la radiación recibida por el sensor. Es aquí donde enmarcamos nuestro trabajo, en la aportación de una técnica monocanal que nos proporcione la

herramienta necesaria para la construcción, en el caso Landsat tratado, de mapas de temperatura superficial.

DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO

Conocer la temperatura de la superficie de la tierra utilizando como dato principal de entrada la radiancia de píxel de una imagen de satélite, supone en definitiva relacionar dos cantidades de radiación, la que llega al satélite y la que parte del suelo ya que en esta última interviene la temperatura buscada. Todos los modelos, del tipo que sean, han de partir necesariamente de la llamada ecuación de transferencia radiativa, ecuación deducida teóricamente al tener en cuenta todos los posibles procesos que sufre la radiación a su paso por la

atmósfera. Centrándonos en las longitudes de onda del rango infrarrojo térmico, la radiancia total I_{sat}

$$I_{sat} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) \epsilon_s B_\lambda(T_s) \tau_\lambda^* d\lambda + \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) \left[\int_0^H B_\lambda(T(z)) \frac{d\tau_\lambda}{dz} dz \right] d\lambda \quad (1)$$

que suministra el sensor para cada píxel, esto es, la radiancia espectral integrada al conjunto de longitudes (λ_1, λ_2) para las cuales el sensor detecta se puede expresar de la siguiente manera (Pérez et alii., 1993):

donde $N(\lambda)$ es la respuesta espectral del sensor, B la función de Planck dependiente de la temperatura T , τ_λ es la transmitancia espectral de la parte de la atmósfera comprendida entre la altura z sobre el suelo y la altura H del sensor (concretamente a una de ellas, la correspondiente a la atmósfera completa, la hemos designado la notación τ_λ^*), $T(z)$ es el perfil atmosférico de temperaturas, γ_λ la emisividad del suelo y λ la longitud de onda.

En la expresión anterior está incluida la temperatura de la superficie T_s ; obtenerla supone despejarla de dicha expresión para cada dato I_{sat} . Este problema no tiene una solución fácil y hasta ahora han sido hechas diversas propuestas. Debido a que T_s forma parte de varios términos cuya suma constituye la integral espectral, la solución pasa por métodos de tipo iterativo variando T_s hasta conseguir de forma satisfactoria que se cumpla la ecuación anterior o bien construyendo con antelación diversas tablas de entrada en donde estén previamente establecidos las asociaciones T_s - I_{sat} , para condiciones atmosféricas standard.

Una cierta manera de resolver de forma analítica dicha ecuación, fue planteada en un trabajo anterior del autor (Pérez et alii., 1993) y lo que pretendemos aquí es presentar una versión mejorada de la misma. La idea consiste en, de alguna manera, suprimir la integración espectral, ya que esto facilita mucho los cálculos; La hipótesis que se asume para lograrlo es la de intentar tomar una transmitancia única para todo el rango de longitudes de onda. Dos cuestiones surgen de inmediato, la primera consiste en la definición de esa transmitancia independiente de λ , la segunda en demostrar que los resultados obtenidos con tal aproximación son satisfactorios. Una primera idea fue simplemente la de elegir una transmitancia promediada al intervalo espectral en cuestión; sin embargo la elección de esta magnitud estaba afectada de una cierta ambigüedad y la exactitud de los resultados con dicho parámetro

$$\tau_{efec}^* = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) \epsilon_s B_\lambda(T_s) \tau_\lambda^* d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) B_\lambda(T_s) d\lambda} \quad (2)$$

dependía sensiblemente del sensor en cuestión y más exactamente de su función filtro. Así los resultados fueron muy buenos para el sensor IR del Meteosat pero al tratar de aplicar el método al sensor TM 6 del Landsat, la cuestión presentaba un error algo mayor. Se optó entonces por definir la siguiente magnitud, lo que representa la principal aportación del presente trabajo:

que hemos denominado 'transmitancia efectiva' y cuya expresión, como vemos, es independiente de la longitud de onda; el numerador en la definición (2) es precisamente el primer sumando a la derecha en la ecuación (1); al hacer la sustitución pertinente, la integrable espectral queda más simple y puede ser

$$\log \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) B_\lambda(T) d\lambda = a + b \frac{1}{T} \quad (3)$$

sustituida por una función del tipo

dependiente exclusivamente de la temperatura (Singh, 1984, Pérez et alii., 1993).

En la relación (3), los coeficientes a y b han de calcularse para cada sensor ya que interviene la función filtro del mismo; el modo de hacerlo es ajustando linealmente los valores numéricos que resultan de calcular la integral, frente al inverso de la temperatura. Aún eligiendo un rango de temperaturas amplio (-50 a 100°C) el coeficiente de

$$F(T) = \exp\left(a + b \frac{1}{T}\right) \quad (4)$$

correlación obtenido es de prácticamente la unidad.

Usando la terminología $F(T)$ para designar la integral que aparece en (3), esto es:

$$I_{sat} = F(T_s) \tau_{efec}^* + SKY \quad (5)$$

y sustituyendo (2) y (4) en la ecuación de partida (1), obtenemos la siguiente expresión:

dónde, además, se ha utilizado el término SKY para denotar de forma condensada el término donde aparece la integral en altura, obedeciendo dicho nombre a que el mismo representa la contribución atmosférica al dato del satélite. Esta es la ecuación de cálculo definitivo que proponemos como algoritmo de corrección atmosférica; despejando

$F(T_s)$ de (5), obtenemos T_s sin más que invertir la función F .

Por simplicidad de los cálculos una emisividad independiente de θ e igual a 1 (una gran cantidad de superficies naturales tienen una emisividad entre 0.96 y 0.98) ha sido asumida en las últimas expresiones.

APLICACIÓN DEL MÉTODO: SENSOR TM DEL LANDSAT

El método descrito necesita de un cálculo concreto de los parámetros que intervienen en (5) para su aplicabilidad. Para dar valores numéricos, hemos elegido el caso particular del sensor TM del Landsat cuya banda 6 corresponde al IR térmico. Un primer paso necesario para esta aplicación es la deducción de los coeficientes a y b en la expresión (4) adaptados para dicha banda espectral; los resultados obtenidos son:

$$a=0.0054501$$

$$b=-0.000793154$$

Cálculo de θ^*_{efec} y SKY

Debido a que usualmente no se dispone de perfiles atmosféricos en tiempo real y mucho menos para cada uno de los píxeles que intervienen en una imagen, es común, para corregir atmosféricamente imágenes completas, la utilización de los llamados perfiles standard que representan atmósferas tipo (en condiciones de cielo claro y sin turbulencia) para diversas zonas del globo y épocas del año. En nuestra pretensión de valorar el modelo que proponemos hemos utilizado tres de estas atmósferas, a saber, las correspondientes a latitudes medias en invierno (MLW), latitudes medias en verano (MLS) y tropical (TRP); Las correspondientes distribuciones de temperatura y contenido de vapor de agua en cada tipo de atmósfera son datos de entrada necesarios para el cálculo de las transmitancias. Para dicho cálculo se ha de elegir previamente a su vez un modelo de transmisión de la radiación en la atmósfera. Existen varios modelos en la literatura a tal fin siendo quizá el más conocido el modelo LOWTRAN; nosotros hemos utilizado, sin embargo, aquel desarrollado por Tjemkes & Nieuwstadt (1990), que es un riguroso modelo de cálculo de transmitancias y flujos de radiación centrado exclusivamente en las longitudes de onda infrarrojas.

Como dijimos más arriba, la transmitancia efectiva no depende de la longitud de onda, cosa que constituye en definitiva su razón de definición, pero sí depende, y esto en sí representa una contradicción a priori, de la temperatura del suelo, que es desconocida y justamente lo que queremos calcular. Pues bien, hemos comprobado que esta dependencia es tan débil que sigue siendo posible definir una transmitancia efectiva única para cada tipo de atmósfera. Como datos numéricos al respecto tenemos que los rangos de variación de la transmitancia efectiva para los distintos tipos de atmósfera son: 0.771 a 0.773 (MLW), 0.640 a 0.643 (MLS) y 0.474 a 0.478 (TRP) cuando hacemos variar T_s de 273 a 323K; cuando lo que tratamos es de ver esta cuestión para otros ángulos de visión nos encontramos que para la atmósfera MLS, poniéndola como muestra, las variaciones numéricas calculadas para diferentes ángulos son de 0.624 a 0.627 para $\theta=20^\circ$ y 0.568 a 0.571 para $\theta=40^\circ$ para el mismo rango de variación de T_s . Esto apoya nuestra idea de tomar una transmitancia efectiva independiente de la longitud de onda y se tomó el promedio de dicho rango. Los valores para $\theta=0^\circ$ aparecen en la primera columna de la tabla 1.

En cuanto al término SKY, los cálculos pertinentes proporcionan resultados que aparecen igualmente en la (tabla 1) para cada atmósfera y para $\theta=0^\circ$.

| | θ^*_{efec} | SKY |
|-----|-------------------|----------|
| MLW | 0.7714181 | 2.541420 |
| MLS | 0.6412887 | 4.602371 |
| TRP | 0.4756022 | 7.182470 |

Tabla 1.- Coeficientes θ^*_{efec} y SKY para cada uno de los tipos de atmósferas ($\theta=0^\circ$)

La ecuación (5) queda con esto determinada para cada atmósfera; en el caso de la atmósfera MLS, puesta de nuevo como ejemplo, y para visión vertical del satélite, la expresión operativa resultaría:

$$F(T_s) = (I_{sat} - 4.602371) / 0.6412887$$

en la que ya se ha despejado $F(T_s)$. Ecuaciones similares con los coeficientes expuestos en la tabla 1 serían válidas para las atmósferas restantes.

Aunque hasta ahora nos hemos centrado en un ángulo de visión del satélite de 0° , el problema de considerar otros posibles ángulos de visión se

resuelve relativamente fácil, en el sentido de que se puede encontrar una relación analítica simple y satisfactoria entre los parámetros θ_{efec}^* y SKY y el ángulo θ . Esta cuestión, sin embargo, no la abordaremos en el presente trabajo; la razón está en que los ángulos de visión en el caso Landsat son muy pequeños y el error cometido es igualmente pequeño cuando se aproxima la situación real a una visión vertical.

VERIFICACIÓN DEL MÉTODO

Asumamos que la temperatura de la superficie es una determinada e introduzcamos dicha superficie en un modelo de radiación que nos calcule la radiancia infrarroja que llega a la cima de la atmósfera e introduzcamos tal resultado en nuestro esquema; si las aproximaciones realizadas en la construcción del mismo son correctas, la ecuación (5) debería reproducir la temperatura del suelo asumida. Este cálculo se realizó simulando un cierto rango de temperaturas de suelo. La desviación entre la temperatura predicha y la simulada aparecen en la (figura 1) para cada valor simulado de la temperatura

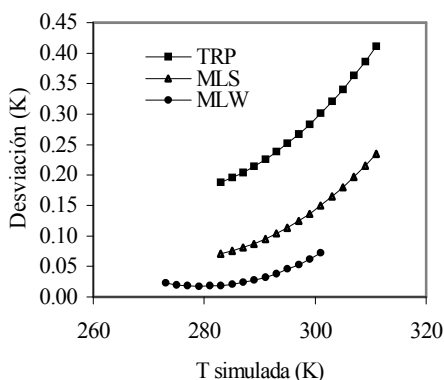


Figura 1.- Desviación entre las temperaturas predicha y simulada para los tres tipos de atmósfera.

De la figura anterior, podemos sacar las siguientes conclusiones: las temperaturas simulada y predicha son muy aproximadas; la desviación entre ambas es del orden de las centésimas de grado en bastantes casos y nunca sobrepasan las décimas de grado correspondiendo los valores mayores a la atmósfera TRP; para todos los valores presentados la desviación es positiva, lo que indica que la temperatura predicha es mayor que la simulada en esa cantidad; por otro lado el valor de la desviación

aumenta a medida que aumenta la temperatura, así en nuestro caso el valor máximo se da para la temperatura mas alta contemplada que es de 311K en la atmósfera TRP y corresponde a un valor de 0.4 grados.

CONCLUSIONES

La validación del algoritmo propuesto en esta trabajo, que representa la (figura 1) es bastante positiva. Aunque en (la tabla 1) se presentaron, por cuestión de brevedad, sólo los coeficientes para un ángulo de visión del satélite de 0° , se han calculado igualmente los coeficientes para otros ángulos; los procesos de validación correspondientes conducen igualmente al mismo tipo de conclusiones, es decir, a unas desviaciones entre las temperaturas predicha y simulada del orden a lo sumo de varias décimas de grado.

Por otro lado, aunque se ha asumido el valor de la emisividad igual a la unidad, cualquier otro valor puede ser incluido en las formulas anteriores como un factor multiplicativo siempre que este sea conocido cosa que en muchos casos no es fácil en la realidad.

BIBLIOGRAFÍA

Pérez, A.M., Illera, P. y Casanova, J.L. 1993. Analysis of different models for atmospheric correction of Meteosat infrared images. A new approach. Atmospheric Research 30:1-12

Singh, S.M. 1984. Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites. The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). I.J. Rem. Sensing 5,no1:161-183

Tjemkes, S.A. y Nieuwstadt, F. 1990. A longwave radiation model for the nocturnal boundary layer. J. Geophys. Res. 95(D1):867-872