

LA PERCEPCION REMOTA: UN AMPLIO CAMPO DE DESARROLLO DE LA FÍSICA

Leonardo Gónima

Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Física

Santafé de Bogotá D.C., Colombia

Resumen

El presente artículo muestra aspectos relevantes de la aplicación de conceptos físicos básicos en la definición y posterior desarrollo de algoritmos para el procesamiento digital de imágenes de satélite.

Abstract

The present paper discuss some relevant aspects of the application of basic physical concepts in the definition and further development of algorithms for the digital processing of satellite images.

1. Introducción

Actualmente a nivel internacional es cada vez mayor la importancia que se le da a la utilización de conceptos físicos relacionados con el intercambio de radiación electromagnética (de diferentes longitudes de onda) entre la superficie terrestre y la atmósfera, aspectos relacionados intrínsecamente con la percepción remota satelitaria [1]. A partir del final de la década de los 80, pero especialmente al inicio de los años 90, la percepción remota satelitaria dejó de ser definitivamente descriptiva para convertirse en una poderosa herramienta útil en la cuantificación y modelación de los fenómenos físicos que ocurren en la interface superficie-atmósfera terrestres. En este proceso de transformación conceptual, la percepción remota ha pasado paulatinamente de ser considerada solamente como una "técnica" a ser una ciencia en pleno desarrollo. En este cambio, la física desempeñó un papel definitivo: la incorporación de principios termodinámicos, atómicos, moleculares y cuánticos indispensables en el modelamiento de la interacción radiativa entre la superficie y la atmósfera permitió un gran avance en el procesamiento digital de los datos satelitarios lo

cual se ha revertido en una mejor y más precisa interpretación de los fenómenos existentes en el sistema tierra-atmósfera [2].

En consecuencia, cada vez es mayor la cantidad de investigaciones científicas de la atmósfera y la superficie terrestres que se basan en la utilización de datos satelitarios. Estudios realizados para la determinación de variaciones en los parámetros físicos (anchura, amplitud, intensidades de absorción y emisión, deformaciones termodinámicas) de las líneas espectrales del H_2O , CO_2 y O_3 y su relación con la transmitancia atmosférica [3], la estimación de las propiedades radiativas de los aerosoles [4], la modelación de ondas gravitatorias atmosféricas [5] son algunos de los ejemplos que confirman la importancia de la física en la descripción de la atmósfera. Respecto a la superficie terrestre, existen infinidad de reportes sobre resultados de investigaciones, como por ejemplo: el modelamiento de la respuesta espectral de las superficies terrestres [6,7] y la estimación de flujos de radiación solar sobre ellas [8].

El presente artículo muestra la aplicación de algunos algoritmos, como un ejemplo de la contribución de los conceptos físicos, para el cálculo de parámetros radiativos en la superficie terrestre tales como el albedo espectral, la radiación solar incidente o radiación global espectral e integral, y la radiación solar neta espectral. Complementariamente, se presentan resultados preliminares del cálculo de la transmitividad espectral de la radiación solar en la atmósfera.

2. Metodología y resultados

El principio físico presente en la formación de una imagen digital de satélite se fundamenta en la detección de radiación electromagnética. Un sensor satelitario capta y mide radiación electromagnética proveniente de diferentes superficies del sistema tierra-atmósfera. En la actualidad, los satélites operacionales para observación de la superficie terrestre y de la atmósfera poseen sensores que funcionan en determinadas bandas espectrales del espectro de onda corta ($0.38\mu\text{m}$ - $2.50\mu\text{m}$) captando radiación solar reflejada (sistema pasivo), del espectro de onda larga ($>2.5\mu\text{m}$ - $1000\mu\text{m}$) para captar radiación térmica emitida (sistema pasivo), y del espectro de las microondas (10cm - 300cm) los cuales captan la reflexión de la radiación emitida por ellos mismos (sistemas activos). De esta forma, la radiación reflejada o emitida por cada superficie es

medida en μV por cualquiera de los sensores satelitarios mencionados anteriormente, para cada banda espectral λ , y posteriormente codificada en valores digitales o radiométricos desde 0 a 255, estos últimos asociados a unidades de radiancia $\text{W}/(\text{m}^2\text{sr}\mu\text{m})$ ó potencia de la radiación incidente por unidad de área y por unidad de ángulo sólido (subtendido entre el sensor y la superficie) para una banda en particular. Por consiguiente, una imagen de satélite se puede interpretar como un arreglo matricial en el cual cada elemento (pixel) corresponde a la radiación, en valores radiométricos, reflejada o emitida por cada superficie ubicada geográficamente sobre el terreno. Esta estructura digital de las imágenes permite manipularlas matemática y físicamente para obtener resultados (otras imágenes) que representen las características físicas de las superficies en cuestión.

A continuación, se presentan los resultados de la aplicación de la ecuación básica de la física de la atmósfera, ecuación (1), sobre la transferencia de radiación entre la atmósfera y la superficie terrestre (incluyendo fenómenos como la absorción, emisión y dispersión de la radiación solar por parte de los gases atmosféricos), para el cálculo de nuevas imágenes que contribuyan a una mejor caracterización física de las superficies estudiadas.

$$dJ_{\lambda}(p(z)) = -\sec\theta k_{\lambda} \rho(p(z)) J_{\lambda}(p(z)) dp(z) / g \quad (1)$$

En donde $dJ_{\lambda}(p(z))$ es la cantidad de radiación solar espectral extinguida al atravesar una capa atmosférica en particular como función de la presión atmosférica de dicha capa $p(z)$ cuya altura geopotencial es z , $\sec\theta$ es una constante relacionada con la masa atmosférica extinguidora, k_{λ} es el coeficiente espectral de extinción (dispersión más absorción) de la radiación solar incidente supuesto constante en cada capa atmosférica, $\rho(p(z))$ es la densidad de cada capa atmosférica como función de $p(z)$, $J_{\lambda}(p(z))$ es la radiación solar antes de ser extinguida por la capa atmosférica definida por $p(z)$ y g es la aceleración de gravedad en la superficie terrestre.

2.1. Cálculo del albedo

La capacidad de una superficie para reflejar radiación solar incidente en forma difusa o albedo, está intrínsecamente relacionada con las características físicas

(composición, color, estado) de dicha superficie. El cálculo del albedo de la superficie se basó en la previa estimación de la reflectancia de la superficie, definida como la relación entre la radiación solar reflejada por una superficie en una dirección preferencial (sensor) y la radiación solar incidente sobre dicha superficie. Puesto que la percepción remota de la radiación reflejada proveniente de la superficie terrestre también involucra efectos atmosféricos como la dispersión y absorción por moléculas de aire y aerosoles, para determinar la reflectancia de la superficie fue necesario estimar la influencia de estos fenómenos sobre la radiación captada por el sensor satelitario para posteriormente corregir atmosféricamente las imágenes originales de reflexión [9], [10]. En este proceso de modelación atmosférica intervienen definiciones físicas como el equilibrio termodinámico local y sus implicaciones, la refracción de las diferentes capas atmosféricas, la determinación molecular (espectros de rotación-vibración y viceversa) y cuántica (transiciones energéticas por absorción, emisión y colisión; intensidades y perfiles de Voigt, Lorentz y Doppler) de las líneas de absorción espectrales de los principales gases atmosféricos H_2O , CO_2 y O_3 indispensables en la conformación de las respectivas bandas espectrales, además del estudio detallado de la teoría física de la extinción de la radiación electromagnética a través de un medio gaseoso (dispersión de Rayleigh y Mie, absorción). Por otra parte, este mismo procedimiento fue utilizado para, con base en los valores de la radiación solar extraterrestre (disponibles en tablas astronómicas), calcular la radiación solar incidente sobre la superficie.

De esa manera y suponiendo que la superficie refleja radiación solar incidente en forma lambertiana (isotrópicamente), se utilizó la imagen calculada de la reflectancia de la superficie terrestre para la determinación del albedo α_λ para cada banda espectral λ , de acuerdo a la siguiente ecuación.

$$\alpha_\lambda = \int_\varphi \int_{\theta_v} \rho_\lambda(\gamma, \theta_v) \sin\theta_v \cos\theta_v d\theta_v d\varphi \quad (2)$$

En la ecuación (2) la integral doble representa la integración de la reflectancia espectral ρ_λ sobre todo el semi-hemisferio atmosférico suponiendo la superficie como un reflector lambertiano, γ es el ángulo de elevación solar calculado para cada pixel de la imagen de reflexión, φ el ángulo acimutal solar (0 a 2π) y θ_v el ángulo asociado a la posición del sensor satelitario o ángulo de captación (0 a $\pi/2$).



Figura 1 Albedo de la superficie, banda 2-SPOT (01.12.1995), Ciénaga Grande de Santa Marta [13].

(Rango en %: 3. 27-48.32)

La Fig.1 muestra, como ejemplo, la imagen calculada del albedo de la superficie de la banda 2 ($0.61\mu\text{m}-0.68\mu\text{m}$) del satélite SPOT. En esta figura las superficies con mayor capacidad de reflexión o albedo son aquellas que presentan tonos claros de gris y que corresponden a concentraciones urbanas (Barranquilla a la izquierda y Ciénaga a la derecha) y la línea costera al norte de la imagen procesada ($\alpha_2= 35\%-48\%$), y las nubes en la esquina suroriental de ella ($\alpha_2= 28\%-34\%$). Los tonos intermedios de gris ($\alpha_2= 6\%-27\%$) representan superficies principalmente cubiertas de vegetación y/o suelos expuestos con alto contenido de humedad, mientras que las zonas más oscuras corresponden a superficies fuertemente absorbedoras de la

radiación solar incidente como superficies de agua con relativamente baja turbidez ($\alpha_2= 3\%-5\%$).

2.2. Cálculo de la radiación global

La radiación solar espectral que incide sobre la superficie o radiación global espectral $K_{\lambda\downarrow}$ se calculó a partir del procedimiento descrito en el numeral anterior para la modelación de la atmósfera. La siguiente ecuación permite determinar el valor de $K_{\lambda\downarrow}$ considerando dispersión atmosférica y reflexión superficial múltiples [11]:

$$K_{\lambda\downarrow} = S_{\lambda} \text{sen}\gamma (t_{\lambda} + \beta_{\lambda} f_{\lambda}) / [1 - \rho_{\lambda}(\gamma, \theta_v) \beta_{\lambda} b_{\lambda}] \quad (3)$$

$S_{\lambda} \text{sen}\gamma$ representa la radiación solar extraterrestre efectiva calculada para cada banda espectral λ . t_{λ} es la capacidad de transmisión espectral de radiación solar en la atmósfera o transmitividad, β_{λ} es la fracción de la radiación solar extinguida en la atmósfera para cada banda espectral, γ , f_{λ} y b_{λ} son los coeficientes de dispersión-absorción atmosférica espectrales asociados a la dirección de la radiación solar incidente y/o reflejada por la superficie. El término $S_{\lambda} \text{sen}\gamma (t_{\lambda} + \beta_{\lambda} f_{\lambda})$ representa la radiación solar directa y la radiación solar dispersada por la atmósfera (dispersión simple) incidentes sobre la superficie terrestre, mientras que $[1 - \rho_{\lambda}(\gamma, \theta_v) \beta_{\lambda} b_{\lambda}]$ corresponde al factor de corrección que involucra las múltiples dispersiones y reflexiones de la radiación solar en la atmósfera y en la superficie terrestre respectivamente.

En la Fig.2 se presenta como ejemplo, la imagen calculada de la radiación global espectral para la banda 1-SPOT ($0.50\mu\text{m}-0.59\mu\text{m}$). Las áreas oscuras de la Fig.2 corresponden a superficies que presentan una menor incidencia de radiación solar: superficies de agua ($K_{1\downarrow} = 129 \text{ W/m}^2 - 131 \text{ W/m}^2$), mientras que las áreas claras representan zonas urbanas o costeras ($K_{1\downarrow} = 134 \text{ W/m}^2 - 136 \text{ W/m}^2$). La vegetación en general y los suelos expuestos con alto grado de humedad muestran valores de $K_{1\downarrow}$ entre 132 W/m^2 y 133 W/m^2 (tonalidad gris intermedia).



Figura 2 Radiación global espectral, banda 1-SPOT (01.12.1995), Ciénaga Grande de Santa Marta [13].

(Rango en W/m^2 : 129.6-136.4)

Por medio de la ecuación (3) también es posible calcular la radiación global en forma integral ($0.3\mu m-2.5\mu m$), parámetro de gran importancia meteorológica y que es posible medirlo en superficie con piranómetros para el mismo rango espectral anterior, de acuerdo a [12]:

$$K\downarrow \doteq A \sum_{\lambda} K_{\lambda} \downarrow \Delta_{\lambda} \quad (4)$$

En esta ecuación A es una constante que describe la contribución radiativa de las regiones espectrales no incluidas dentro de las bandas espectrales del

satélite SPOT (banda 1: $0.50\mu\text{m}-0.59\mu\text{m}$, banda 2: $0.61\mu\text{m}-0.68\mu\text{m}$ y banda 3: $0.79\mu\text{m}-0.90\mu\text{m}$), calculada estadísticamente simulando diferentes condiciones atmosféricas y para diferentes ángulos de elevación solar γ . $\Delta\lambda$ es la anchura de cada banda espectral del mencionado satélite.

La imagen calculada de la radiación global integral se muestra en la Fig.3.



Figura 3 Radiación global integral. SPOT (01.12.1995), Ciénaga Grande de Santa Marta [13].

(Rango en W/m^2 : 816.5-856.0)

En ella, las superficies oscuras corresponden a diversos tipos de agua ($K\downarrow = 816 \text{ W/m}^2 - 829 \text{ W/m}^2$), las superficies con tonalidades grises intermedias a vegetación en general y suelos expuestos con alto contenido de humedad ($K\downarrow = 830 \text{ W/m}^2 - 847 \text{ W/m}^2$), mientras que áreas urbanas, línea costera y las nubes presentan los valores de $K\downarrow$ más altos: $848 \text{ W/m}^2 - 856 \text{ W/m}^2$ (tonos claros).

2.3. Cálculo de la radiación solar neta

La radiación solar neta o cantidad de radiación solar que está disponible para los procesos energéticos (absorción y transmisión) dentro de la superficie se puede calcular espectralmente por medio de la siguiente ecuación:

$$K_{\lambda}^* = (1 - \alpha_{\lambda})K_{\lambda}\downarrow \quad (5)$$

en donde K_{λ}^* es la radiación solar neta espectral.

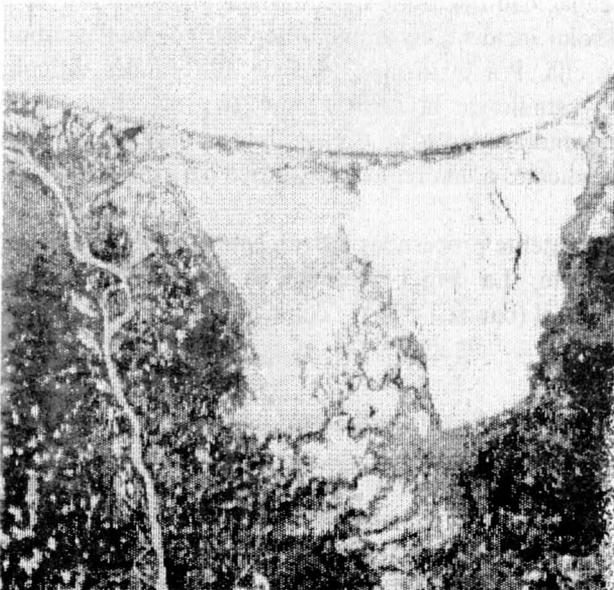


Figura 4 Radiación neta espectral, banda 3-SPOT (01.12.1995), Ciénaga Grande de Santa Marta [13].

(Rango en W/m^2 : 0.0-94.0)

La Fig.4 muestra la imagen de K_λ^* calculada para la banda 3 (0.79 μm -0.90 μm) del satélite SPOT. Las superficies más claras ($K^*_3= 68 \text{ W/m}^2\text{-}94 \text{ W/m}^2$) representan superficies de agua, las cuales absorben en una mayor cantidad la radiación solar incidente que otras superficies como las oscuras y de tonalidades intermedias ($K^*_3= 0 \text{ W/m}^2\text{-}67 \text{ W/m}^2$) correspondientes a las nubes y los diferentes tipos de vegetación del lugar respectivamente, cuyas capacidades reflectivas en la banda 3 son mayores que la del agua.

2.4. Cálculo de la transmitividad atmosférica

La atmósfera, de acuerdo a su contenido de gases y aerosoles, extingue la radiación solar incidente en mayor o menor grado. La transmitividad atmosférica o capacidad que tiene la atmósfera para permitir la transferencia de la radiación solar incidente es un parámetro físico que describe los procesos de extinción en ella. Por otra parte, una de las grandes dificultades que se presentan en el estudio de la turbidez del aire, es el de obtener medidas instantáneas y simultáneas de la transmitividad atmosférica para diferentes puntos correspondientes a una región geográfica determinada.

Las imágenes de satélite procesadas físicamente contribuyen en la solución de dicho inconveniente. La Fig.5 presenta la imagen de la transmitividad atmosférica espectral (banda 1-SPOT, como ejemplo) calculada por medio de,

$$t_\lambda = (K_{\lambda\downarrow} - S_\lambda \text{sen} \gamma f_\lambda) / [S_\lambda \text{sen} \gamma (1 - f_\lambda)] \quad (6)$$

Esta ecuación, desarrollada solamente para dispersión simple de la radiación solar incidente, y los resultados obtenidos con ella están actualmente en proceso de validación.

La siguiente figura muestra el rango de variación de la transmitividad atmosférica ($t_1= 75.7\%\text{-}86.2\%$), desde zonas claras con alta transparencia radiativa del aire (bajo contenido de vapor de agua y aerosoles) hasta zonas oscuras representativas de una columna atmosférica con un mayor contenido de vapor de agua que las anteriores.

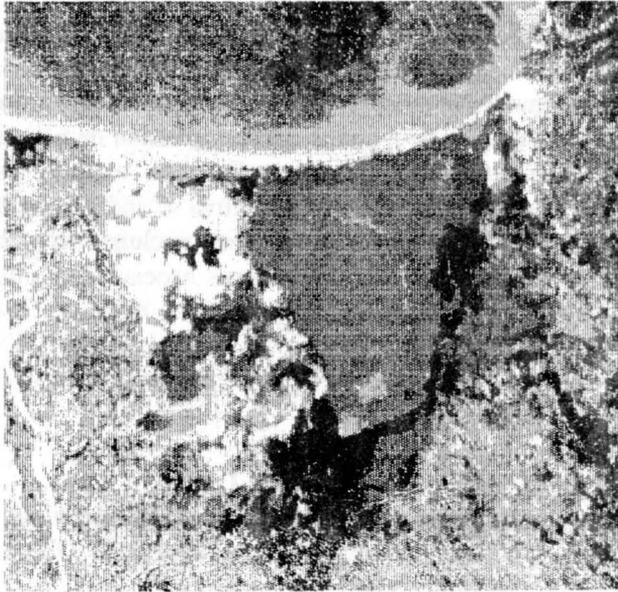


Figura 5 Transmitividad atmosférica espectral, banda 1-SPOT (29.12.1993), Ciénaga Grande de Santa Marta [13].

(Rango en %: 75.7-86.2)

3. Conclusiones

Los algoritmos presentados en este artículo incluyen definiciones termodinámicas, atómicas y cuánticas sobre procesos de absorción, emisión, dispersión y transmisión de radiación electromagnética tanto en la atmósfera como en la superficie terrestre. Al aplicar dichos algoritmos al procesamiento digital de imágenes de satélite se obtiene una mayor precisión en la descripción de las características físicas y de la dinámica de los objetos estudiados. Por otra parte, el involucrar conceptos físicos en la manipulación de imágenes de satélite, permite cuantificar los procesos a los que están

sometidos las diferentes objetos, lo cual amplía notablemente las posibilidades de la interpretación y discriminación de ellos.

Desde el punto de vista físico, el poder obtener información cuantificable y relativamente confiable sobre fenómenos superficiales y atmosféricos por medio de sensores remotos situados a cientos de kilómetros de altitud, significa una importante alternativa para el análisis y comprensión de procesos bastante complejos por su interrelación entre sí. En este aspecto es donde la participación de los físicos puede ser definitiva e indispensable. Procesar imágenes de satélite en el futuro, deberá incluir necesariamente el modelamiento físico-matemático de los procesos asociados al intercambio de radiación electromagnética entre diferentes objetos.

Bibliografía

- [1] NASA 1994 National Aeronautics and Space Administration, Earth Science Appl. Div., *The Program and Plans for FY 1994-1995-1996*, Washington.
- [2] ESA 1995 European Space Agency, *Earth Observ. Quart.* ESA **50**
- [3] Varanasi P 1988 J. *Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* **39** 13-25
- [4] Nagaraja Rao C R, Stowe L L y McClain P 1988 Aerosol and Climate, *A. Deepak Publ.* 69-80
- [5] Thomson R E, Vachon P W y Borstad B A 1992 *J. Geophys. Res.* **97** 14249-14257
- [6] Georgopoulos A, Loizos D y Flouda A 1995 *Photogramm. & Rem. Sens.* **50** 23-33
- [7] ESA 1994 SP -1174 *European Space Agency Public. Div.*, Noordwijk
- [8] Teunis B 1991 Internal Report, *Departm. of Meteorology University of Wageningen*, Wageningen.

- [9] Gónima L 1993 *Atmósfera* 19 1-7
- [10] Gónima L 1993 *Intern. J. Rem. Sensing* 14 1179-1187.
- [11] Gónima L 1993 *Memorias VI Simp. Latinoam. Percep. Rem. SELPER* 59-68
- [12] Gónima L, y Bermúdez O 1993 *Memorias VI Simp. Latinoam. Percep. Rem. SELPER* 356-368.
- [13] Proyecto INVEMAR-Universidad Nacional 1995 *INVEMAR-Universidad Nacional de Colombia (Departamento de Física)*.