

APLICACIONES DE LOS SATÉLITES METEOROLÓGICOS POLARES AL SEGUIMIENTO DE PROCESOS MEDIO AMBIENTALES

ALADOS ARBOLEDAS, L.; POZO VÁZQUEZ, D.; LÓPEZ MARTÍ, J. Y OLMO REYES, F.J.
Departamento de Física Aplicada. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Granada.

RESUMEN

La teledetección desde satélite permite el seguimiento de regiones amplias con la resolución temporal y espacial apropiada para el estudio de procesos ambientales. La necesidad de estimar de forma reiterada parámetros ecológicos convierte al sensor AVHRR-NOAA en una interesante fuente de datos. Su coste asequible y la disponibilidad de registros históricos (ISCCP) lo hacen especialmente atractivo. Los datos AVHRR proporcionan una resolución temporal superior a la de otros satélites, aunque tienen una resolución espectral y espacial más baja. Este trabajo presenta una revisión de aplicaciones medio ambientales de los datos AVHRR, mostrando algunos ejemplos elaborados con las imágenes AVHRR adquiridas por el sistema de recepción del Centro de Recepción y Tratamiento de Imágenes de Satélite de la Universidad de Granada. El seguimiento de la cobertura vegetal, la detección de incendios, la estimación de la temperatura de la superficie terrestre y de la evapotranspiración, se incluyen dentro de las aplicaciones de las imágenes AVHRR, que presentan diversos niveles de desarrollo, cubriendo desde el nivel teórico o el experimental al operacional. Es evidente que cualquier estimación desde satélite tiene que ser contrastada con observaciones in situ. En este sentido, las estaciones radiométricas y meteorológicas explotadas por nuestro grupo de investigación, junto con las campañas experimentales planificadas, proporcionarán la «verdad de tierra» apropiada para las estimaciones de parámetros geofísicos de interés a partir de datos de satélite.

Palabras clave: *Teledetección, seguimiento ambiental, impacto ambiental, satélites meteorológicos polares, índices de vegetación, temperatura de superficie.*

ABSTRACT

Satellite remote sensing offers a realistic possibility to obtain data for monitoring large areas with the appropriate spatial and temporal dynamics needed for studies of environmental processes. The need to estimate some ecological parameters repeatedly means that NOAA-AVHRR remains an important source of data. Their relatively low cost, and the accessibility to historical data base (ISCCP) make them attractive. AVHRR provides higher temporal resolution than other environmental satellites

in spite of the lower spectral and spatial resolution offered. This paper offers a revision of environmental applications of the AVHRR data, showing some examples worked out by using the NOAA-AVHRR images acquired by the NOAA reception system of the Centre of Reception and Processing of Satellite Images of the University of Granada. Vegetation cover monitoring, fire detection, land surface temperature and evapotranspiration estimates are included among some of the AVHRR applications, which present various development levels ranging from theoretical to experimental or operational levels. It is quite clear that any derived products require validation against in situ observations. In this sense, the radiometric and meteorological stations managed by our group together with planned experimental campaigns in various locations would provide appropriate «ground truth» for satellite estimations of the required geophysical parameters.

Key words: *Teledetección, environmental impact, polar meteorological satellites, vegetation index, surface temperature.*

INTRODUCCIÓN

La humanidad está alterando virtualmente, de una manera que no es bien entendida, todos los sistemas y ciclos que conjuntamente hacen posible la vida en la Tierra. En áreas con un clima árido y semiárido donde la excesiva explotación del medio por el hombre destruye múltiples ecosistemas, la desertización es uno de los problemas más acuciantes que se plantean actualmente; éste es el caso del sureste español y de gran parte de la región mediterránea. En estas circunstancias es necesario desarrollar una estrategia que permita frenar los procesos de degradación del medio, entre los que se encuentran: la progresiva pérdida de suelo, la disminución de la cubierta vegetal y el empobrecimiento de la diversidad biológica y genética.

El reconocimiento de la situación de progresiva degradación medioambiental ha dado lugar al establecimiento de diversos programas de investigación, que bajo la denominación IGBP (International Geosphere Biosphere Project) pretenden «... describir y entender los procesos interactivos de naturaleza física, química y biológica que regulan el sistema total del planeta Tierra, el medio ambiente único que proveen para la vida, los cambios que están ocurriendo en el sistema, y la manera en que se ven afectados por las actividades humanas».

Como indicadores de la degradación ambiental se puede incluir información acerca del balance de energía en superficie; en especial es interesante conocer la proporción entre flujo de calor latente y balance neto de radiación, así como las condiciones de cobertura vegetal, que en cierto modo están interconectadas. El flujo de energía radiativa proveniente del sol y la atmósfera, que es absorbido por la superficie, se redistribuye entre flujo de calor sensible, flujo de calor latente (evaporación), flujo hacia el suelo y emisión radiativa. La partición entre estos flujos depende de la disponibilidad de agua en la superficie. Debido a la gran cantidad de energía necesaria para el cambio de fase de líquido a vapor, la evapotranspiración proporciona un mecanismo muy eficiente para la disipación de energía de la superficie terrestre. La eficacia del mecanismo de flujo latente de calor está condicionado a la disponibilidad de suficiente humedad en la superficie, o, en presencia de cobertura vegetal, a la disponibilidad de agua a nivel de la

raiz. Para poder conocer el balance de energía en superficie, necesitamos determinar de un lado el balance radiativo en superficie y de otro lado la temperatura de superficie LST; de este modo podemos obtener una estimación de la evapotranspiración, conectada con el flujo de calor latente, y caracterizar la partición de los procesos de intercambio radiativo a nivel de superficie.

Los cambios temporales de la cobertura vegetal pueden usarse para realizar un seguimiento de las condiciones del terreno e identificar los procesos de degradación del mismo. La cantidad de cobertura vegetal es un factor determinante del riesgo de erosión. La estimación de la cobertura o del cambio de cobertura vegetal de modo rápido, económico y sobre zonas extensas, es algo que se puede hacer con ayuda de la teledetección. La cobertura vegetal puede cambiar sustancialmente de un año a otro, y por ello resulta conveniente una medida repetida de la misma. La dinámica de la cobertura vegetal puede, de hecho, proporcionar más información sobre procesos ecológicos que el conocimiento de la cobertura en un momento dado. Para este fin son especialmente apropiadas las imágenes del sensor AVHRR a bordo de los satélites NOAA. El coste relativamente bajo de las imágenes AVHRR, en nuestro caso el acceso a las mismas mediante recepción directa, junto con la gran resolución temporal de las mismas, las hace muy atractivas. Las imágenes SPOT HRV y LANDSAT TM, que son mucho más caras, hacen muy costoso su uso para la cobertura reiterada de grandes áreas, a pesar de su mayor resolución espectral y espacial. Por otro lado, su baja resolución temporal en comparación con las imágenes AVHRR, las hace menos apropiadas para un seguimiento de procesos dinámicos.

Existen diversas iniciativas en el marco de los programas I+D de la Comunidad Europea en las que se trata de realizar un seguimiento y estudio de los procesos de desertización en la cuenca mediterránea, contemplándose la teledetección como una herramienta de grandes posibilidades. Las ventajas de una cobertura global y continuada proporcionada por los satélites son evidentes. Pero su aplicación al seguimiento de los procesos de degradación encuentra barreras que deben salvarse. En concreto la obtención del balance de radiación en superficie, junto a una correcta modelización de los flujos de radiación incidentes, precisa información acerca de la temperatura de superficie de la tierra (LST). La obtención de este parámetro desde satélite tropieza con mayores dificultades que la obtención de la temperatura de superficie del mar (SST), en especial junto a los problemas debidos a los efectos atmosféricos encontramos los debidos a la emisividad no homogénea del terreno.

TABLA 1. Canales AVHRR.

CANAL 1	0.58-0.68 μm
CANAL 2	0.72-1.10 μm
CANAL 3	3.55-3.93 μm
CANAL 4	10.3-11.3 μm
CANAL 5	11.5-12.5 μm

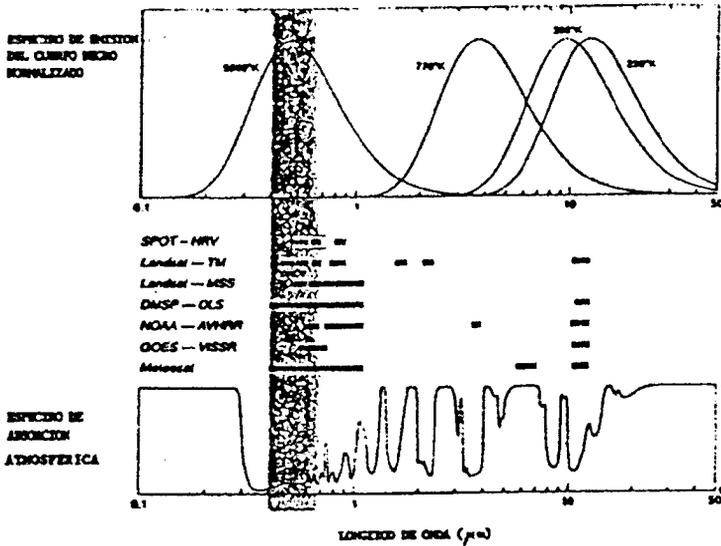


FIG. 1. Respuesta espectral AVHRR sobre espectro de transición atmosférico (de Scorer, 1990)

Con el fin de mostrar las posibilidades que ofrece el sensor AVHRR de los satélites NOAA en el seguimiento de los procesos de degradación ambiental, se exponen a continuación las características de este sistema de observación. La Tabla 1 incluye los rangos espectrales de los cinco canales utilizados en la versión actual de este radiómetro, y la Figura 1 muestra dichos canales superpuestos a un espectro de transmitancia atmosférica. La utilidad de las diversas bandas se ha puesto en evidencia tanto en estudios de cobertura vegetal, donde preferentemente se usan los canales 1 y 2, así como en la determinación de temperaturas de superficie mediante el uso de los canales infrarrojo térmico 4 y 5. Finalmente, el canal 3 se ha revelado de gran utilidad en la detección de incendios, tanto desde el punto de vista de su localización, debido a la saturación que experimenta este canal cuando un porcentaje razonable del pixel está incendiado, como la cuantificación del área incendiada y la temperatura de incendio que proporciona, cuando sin llegar a alcanzar la saturación su información se combina con la del canal 4. Hay que señalar que la cobertura espacial proporcionada por el sensor AVHRR es de 1.1 x 1.1 km² para áreas próximas al nadir, y que el programa NOAA contempla satélites de mañana y tarde que proporcionan una imagen diurna y otra nocturna, cada uno de ellos, sobre el área de estudio. Es decir, tenemos cuatro imágenes diarias. Recientemente, el satélite NOAA-11, que es responsable de las observaciones de la tarde, ha sufrido una avería que lo ha dejado inoperativo. Se espera que en el mes de Diciembre se disponga del sustituto NOAA-J (NOAA-14).

OBTENCIÓN DE INFORMACIÓN ACERCA DE LA COBERTURA VEGETAL

La identificación de la cobertura vegetal tiene gran interés por su influencia en las interacciones biosfera-atmósfera. Las plantas tienen una signatura espectral diferencial, caracterizada por una baja reflectancia en la región visible del espectro y una alta reflectancia en la región del infrarrojo próximo (Fig. 2). De este modo las medidas de reflectancia o radiancia pueden usarse para detectar la presencia de vegetación, si los sensores utilizados tienen su respuesta espectral localizada en las regiones del rojo y el infrarrojo (Tucker, 1979). Se han utilizado índices que combinan las reflectancias de estos canales de una forma sencilla. Así tenemos la razón simple :

$$SR = \rho_1 / \rho_2$$

y el índice normalizado de vegetación

$$NVDI = \rho_2 - \rho_1 / \rho_2 + \rho_1 = SR-1 / SR+1$$

donde ρ_1 y ρ_2 son las radiancias medidas en las regiones espectrales del visible y el infrarrojo respectivamente. SR varía entre 0 e infinito, mientras que NVDI varía entre -1 y 1. Las superficies caracterizadas por una gran cubierta vegetal presentan valores de $SR \approx 10$ ó $NVDI \approx 0.8$, mientras que las superficies desprovistas de vegetación presentan valores de $SR \approx 1.25$ y $NVDI \approx 0.1$. Estos índices se han correlacionado con variable tales como la medida de biomasa, la cobertura vegetal, el índice de área foliar, la productividad, etc. (Spanner et al., 1990; Baret et al., 1991; Gutman, 1991; Kremer y Running, 1993). Los satélites proporcionan una plataforma apropiada para el seguimiento de las condiciones medioambientales, de una forma global y reiterada, con suficiente resolución espacial, temporal y espectral. Las medidas realizadas por el sensor AVHRR a bordo de los satélites NOAA son especialmente importantes para la observación global de la biosfera debido a la posición de sus dos primeros canales. Estos índices presentan sin embargo una interpretación cuantitativa difícil, dado que son influidos por las condiciones atmosféricas y la geometría de iluminación y observación. Con el fin de realizar una caracterización de la superficie terrestre analizando la estructura espacial y temporal de los mismos, necesitamos contabilizar la influencia de la atmósfera y la geometría de iluminación-observación (Paltridge y Mitchell, 1990). La perturbación introducida por la atmósfera presenta una componente fácilmente estimable asociada con la dispersión de Rayleigh o los efectos de ozono atmosférico, pero por otro lado, presenta una componente de gran variabilidad con una influencia diferente sobre los canales 1 y 2. En concreto, el efecto de aerosoles es más intenso en la región visible, mientras que la influencia del vapor de agua es más evidente en la región del infrarrojo próximo. Hay que tener en cuenta que ambos constituyentes atmosféricos son altamente variables tanto espacial como temporalmente. La influencia de la atmósfera se traduce en una reducción de los valores de NVDI. La corrección de la influencia del vapor de agua y los aerosoles es la más complicada. Su evaluación rigurosa puede llevarse a cabo usando la

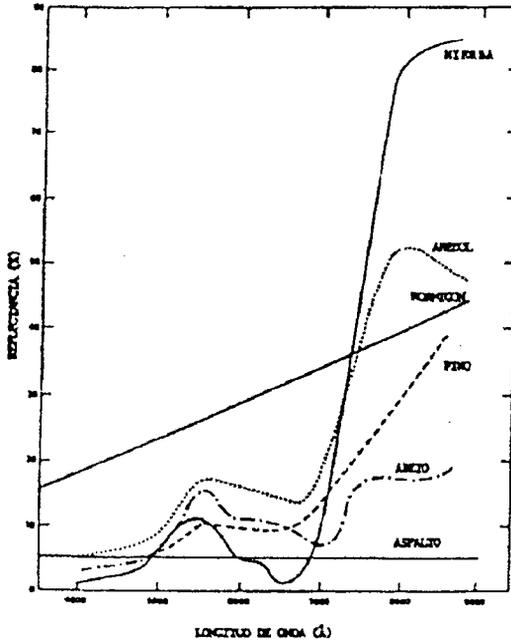


FIG. 2. Signatura espectral de diferentes tipos de superficie y tipos de vegetación

teoría de transporte radiativo, si disponemos de suficiente información acerca del estado de la atmósfera. Este camino presenta graves dificultades ya que requiere el manejo de gran cantidad de información y el uso de tiempos de cálculo importantes, lo cual lo hace poco apropiado para el uso operacional. Por este motivo se han propuesto posibles alternativas a los anteriores índices. Pinty y Verstarate (1992) proponen un índice que minimiza los efectos atmosféricos y la influencia de camino óptico, es decir, la geometría de iluminación observación. El índice de seguimiento medioambiental global, GEMI, se define como

$$GEMI = \eta (1 - 0.25 \eta) - ((\rho_1 - 0.125) / (1 - \rho_1))$$

donde

$$\eta = ((2(\rho_2^2 - \rho_1^2) + 1.5 \rho_2 + 0.5 \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1 + 0.5))$$

El nuevo índice varía entre 0 y 1 en las superficies continentales. Se ha comprobado su menor sensibilidad a los efectos atmosféricos, y su aplicación al seguimiento de la cubierta vegetal augura un contenido de información comparable al de NVDI.

El seguimiento de los procesos ambientales en regiones áridas, en especial el seguimiento de la cobertura vegetal, tropieza con un problema importante. En estas zonas la cobertura vegetal representa un porcentaje bajo frente a la superficie total, y en este sentido si intentamos correlacionar la información proporcionada por los índices de vegetación con características de la cubierta vegetal, debemos de tener en cuenta el efecto del suelo. Con este fin se han intentado diversas aproximaciones al problema de la corrección de la influencia del suelo. Así, el índice de vegetación ajustado al suelo, SAVI, se ha desarrollado con la idea de minimizar la influencia del suelo en la respuesta espectral de la cobertura vegetal, mediante la incorporación de un factor de ajuste L (Huete, 1988).

$$\text{SAVI} = (1 + L) ((\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1 - L))$$

Recientemente Qi et al. (1994) han propuesto un método inductivo que contabilice la dependencia inversa de L con la proporción de cobertura vegetal, MSAVI.

Las Figuras 3 y 4 muestran sendos ejemplos de NVDI evaluado sobre Andalucía Oriental, usando imágenes recibidas en el Centro de Recepción y Tratamiento de Imágenes de Satélite (CRYTIS) de la Universidad de Granada, durante el verano de 1994. Las imágenes se han seleccionado, con el fin de visualizar la modificación de este índice de vegetación en el paraje denominado Carretera de la Cabra (recuadro destacado en la imagen). Esta zona sufrió un incendio de magnitud importante en la primera semana de Julio. La Figura 4 muestra la imagen posterior al incendio. Si se contrasta con la Figura 3, previa a la catástrofe natural, observamos el deterioro de la vegetación en esta zona. El NVDI se ha calculado sobre los datos de los canales 1 y 2 proporcionados por el NOAA-12, sin ninguna corrección. Los píxeles correspondientes a la zona del incendio (Fig.7) presentan una reducción de NVDI próxima al 95%, mientras que los píxeles del entorno presentan una reducción próxima al 25% acorde con la época del año. Este hecho sugiere las posibilidades de evaluación de daños que proporciona el sensor AVHRR.

OBTENCIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE (L.S.T)

La temperatura de la superficie terrestre (L.S.T.) es un parámetro indispensable para los estudios medioambientales (clima, deforestación, agrometeorología, etc). La única forma de conocer este importante parámetro con suficiente resolución espacial y temporal es mediante el uso de las medidas de radiancias en canales del infrarrojo térmico obtenidas mediante satélites de órbita polar. Sin embargo, las radiancias medidas por los sensores de los satélites en el infrarrojo térmico dependen no solamente de la temperatura de la superficie terrestre sino también de la emisividad de ésta y del estado de

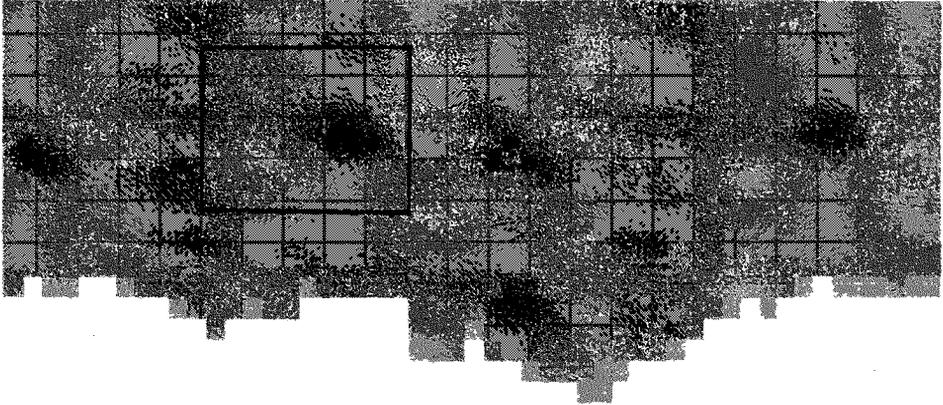


FIG. 3. NVDI correspondiente a NOAA-12, 23-06-94, 8:10

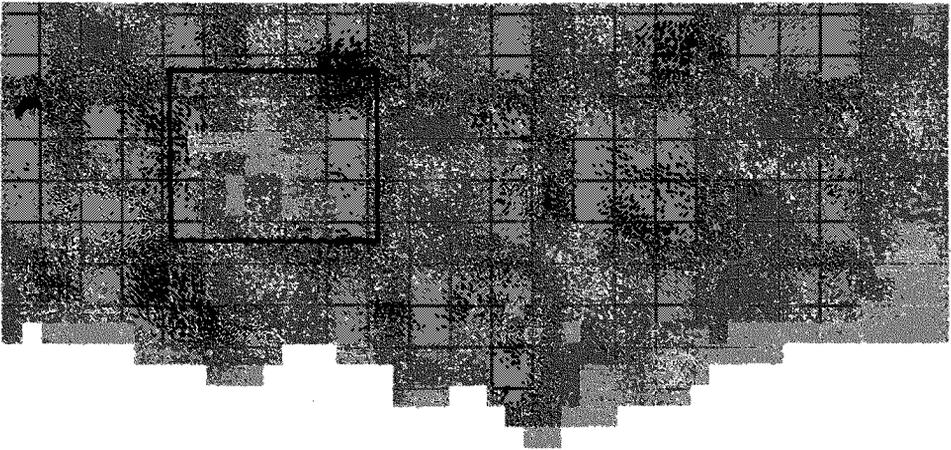


FIG. 4. NVDI correspondiente a NOAA-12, 18-07-94, 7:30

la atmósfera. La atmósfera terrestre es un medio dispersante, emisor y absorbente de radiación, que interactúa con la radiación que procede de la superficie terrestre y que es captada por los sensores. Esta interacción depende de las condiciones atmosféricas, y como consecuencia varía tanto espacial como temporalmente.

Del mismo modo, la emisividad de la superficie terrestre influye en la radiancia medida por los sensores a bordo del satélite. Normalmente la emisividad del mar se considera homogénea y con un valor próximo a la unidad. Sin embargo, la emisividad de la superficie sólida no tiene valores tan próximos al comportamiento del cuerpo negro y además presenta una gran variabilidad espacial, pudiendo alcanzar valores de hasta

el 10%. Este hecho requiere el uso de correcciones apropiadas con el fin de obtener una correcta estimación de la temperatura de superficie, LST.

En teledetección se usan las llamadas «ventanas espectrales» (Fig. 1), que son bandas en las que la transmisividad de la atmósfera es suficientemente alta. En el caso concreto del sensor AVHRR se dispone de dos canales en el infrarrojo térmico, canales 4 y 5, y de un canal en el infrarrojo medio, canal 3 (Tabla 1).

A pesar de que se usen estas ventanas espectrales para minimizar la influencia de la atmósfera en las radiancias medidas, deben tenerse en cuenta las perturbaciones introducidas por ciertos componentes, en especial el vapor de agua. El contenido de vapor de agua en la atmósfera varía tanto espacial como temporalmente, por lo que se hace necesaria una corrección para cada imagen captada. La influencia de los gases es prácticamente despreciable siempre que se trabaje en las ventanas espectrales, además de no presentar a nivel global una gran variabilidad espacio-temporal.

La absorción diferencial que presentan las radiancias medidas en bandas próximas del infrarrojo térmico se utiliza para realizar la corrección atmosférica de las imágenes infrarrojas. De este modo evitamos el tener que recurrir a un proceso riguroso de aplicación de la ecuación de transporte radiativo, que por otro lado exigiría información de sondeos aerológicos para contabilizar las condiciones atmosféricas reinantes (Eck y Holben, 1994).

En este efecto se basan los algoritmos tipo «split-window». En concreto, para el caso de los datos de los satélites NOAA los canales empleados son los 4 y 5. El método «split-window» se desarrolló inicialmente para medir la temperatura de la superficie del mar (S.S.T) (McClain et al., 1985). En los últimos años se han desarrollado diversas adaptaciones de los algoritmos para la determinación de L.S.T, teniendo en cuenta que dichos algoritmos deben contemplar las perturbaciones introducidas por la emisividad del suelo, además de la perturbación de la atmósfera (Price, J.C. 1983; Becker y Li 1990b; Sobrino et al., 1991; Prata y Platt, 1991; Kerr et al., 1992; Uspensky y Sherbina 1993; Li y Becker, 1993; Coll et al., 1994a, 1994b).

La forma general de la ecuación de «split-window» para la determinación de S.S.T es:

$$T = a_0 + \sum a_i T_i$$

donde T es la temperatura de superficie, T_i son las temperaturas de brillo de los canales seleccionados y los coeficientes a_0 y a_i están relacionados con las condiciones atmosféricas. Estos algoritmos resultan sencillos debido a que la emisividad de la superficie del mar es próxima a la unidad, no varía fundamentalmente de una banda infrarroja a otra y presenta un valor homogéneo para la superficie de estudio.

La adaptación de este tipo de algoritmos a la determinación de la temperatura de las superficies terrestres emergidas exige contabilizar el alejamiento del comportamiento de cuerpo negro de esta superficie. En este sentido hay que tener en cuenta que los valores de emisividad de las superficies emergidas pueden alejarse del valor unidad hasta en un 10%, y por otro lado esta emisividad varía con la longitud de onda, de modo que



FIG. 5. Temperatura de brillo del canal 4, NOAA-11, 5-7-94, 16:52

las emisividades en las bandas espectrales correspondientes a los canales 4 y 5 no son idénticas. Como último factor adverso hay que contabilizar la heterogeneidad de las superficies naturales. Los algoritmos tipo «split-window» contabilizan los efectos de emisividad de superficie haciendo depender los coeficientes a_0 y a_1 de la citada emisividad. Los autores han resuelto el problema de diferentes modos. Así, Becker y Li (1991) proponen un método local en el que los coeficientes son solo función de la emisividad de la superficie en las bandas asociadas a los canales 4 y 5. Por otro lado,

Sobrino et al. (1991) proponen un método más general en el que los coeficientes dependen del contenido de agua precipitable (indicativo de las condiciones atmosféricas) y de las citadas emisividades. Recientemente, Coll et al. (1994a) han propuesto una formulación en la que se separan los efectos atmosféricos y el efecto de la emisividad de superficie. El método presenta una expresión:

$$T = T_4 + A(T_4 - T_5) + E$$

donde T es la temperatura de superficie, T_4 y T_5 las temperaturas de brillo medidas en los canales 4 y 5. A es un coeficiente que contabiliza la influencia de la atmósfera, siendo a su vez función lineal de la diferencia de temperaturas de brillo T_4 y T_5 , y E es un coeficiente función de las emisividades de superficie. En cualquier caso los métodos anteriores exigen el conocimiento a priori de la emisividad de superficie, lo que presenta serias dificultades en la mayoría de las situaciones. Con el fin de resolver este problema se han propuesto distintas alternativas. Prata y Platt (1991) y Kerr et al. (1992) han hecho propuestas basadas en considerar cualquier pixel como combinación de superficies con características extremas, totalmente cubierta de vegetación o totalmente desprovista de ella, y considerar que la LST del pixel se compone de la contribución de cada uno de estos tipos de superficie. Kerr et al. (1992) proponen el uso del índice de vegetación NVDI para evaluar la contribución de cada una de estas componentes.

Uspensky y Sherbina (1993) han propuesto un método de obtención de L.S.T., basado en un algoritmo tipo «split-window», en el que el cálculo de las emisividades de cada uno de los canales 4 y 5 se obtiene haciendo uso combinado de los datos obtenidos en estos canales, y los datos obtenidos a través de la sonda TOVS, usando para ello los llamados TISI (temperature independent spectral indice). Estos índices tratan de relacionar emisividades de un pixel, en dos intervalos espectrales distintos, mediante expresiones que sean independientes de la temperatura de la superficie del pixel. Li y Becker (1993) proponen que se utilicen índices espectrales independientes de la temperatura, evaluados por combinación de las radiancias medidas en los canales 3, 4 y 5 (Becker y Li, 1990a).

La Figura 5 muestra un ejemplo de cartografía de temperaturas sobre Andalucía Oriental. Los datos corresponden a la temperatura de brillo del canal 4. La codificación empleada ha asignado blanco para temperaturas inferiores a 26°C y el negro para temperaturas superiores a 34°C. En el rango de temperaturas más bajas se incluyen las superficies marinas y las nubes, así como las zonas más elevadas de Sierra Nevada. Se puede observar el contraste del macizo de Sierra Nevada con las zonas adyacentes. Con el fin de presentar una primera valoración de los algoritmos LST hemos utilizado la información de temperatura de subsuelo a 5 cm de profundidad, medida en la estación radiométrica que nuestro grupo tiene instalada en la Oficina Meteorológica de la Base Aérea de Armilla, próxima a Granada. Estos datos térmicos han sido cedidos por el Instituto Nacional de Meteorología. Como algoritmo LST hemos seleccionado el propuesto por Becker y Li (1990), utilizando valores típicos de emisividades de superficies con escasa cobertura vegetal (Coll et al., 1994b). La Figura 6 muestra la representación

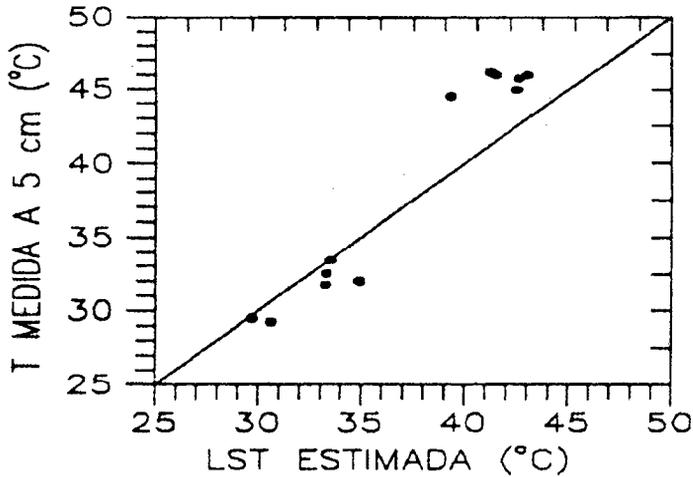


FIG. 6. LST medida vs. estimada. Datos obtenidos en Armilla (Granada).
Temperatura de subsuelo a 5 cm

de valores de LST obtenidos frente a valores de temperatura de subsuelo medida a 5 cm de profundidad. El acuerdo de los datos es aceptable. El comportamiento de los datos en el rango de temperaturas en torno a 45°C, correspondientes a imágenes de NOAA-11 adquiridas en la tarde, podría explicarse por el retraso impuesto por la necesaria conducción de calor desde la superficie a la capa situada a 5 cm de profundidad. El acuerdo para el resto de los casos, correspondientes a imágenes NOAA-12 adquiridas a primera hora de la mañana, es mayor, pero el cambio de signo en la desviación media corrobora la hipótesis anterior.

DETECCIÓN Y SEGUIMIENTO DE INCENDIOS

Debido al tremendo impacto económico y climático de los incendios forestales, su seguimiento y prevención es un tema de gran interés. El canal 3 presenta una gran sensibilidad a las altas temperaturas de los incendios y se puede utilizar para llevar a cabo una detección de incendios forestales de forma remota. La Figura 7 muestra sendas imágenes del canal 3, obtenidas con NOAA-12 (a) y NOAA-11(b), en las que se visualiza el incendio forestal producido en el paraje denominado «Carretera de la Cabra», en activo

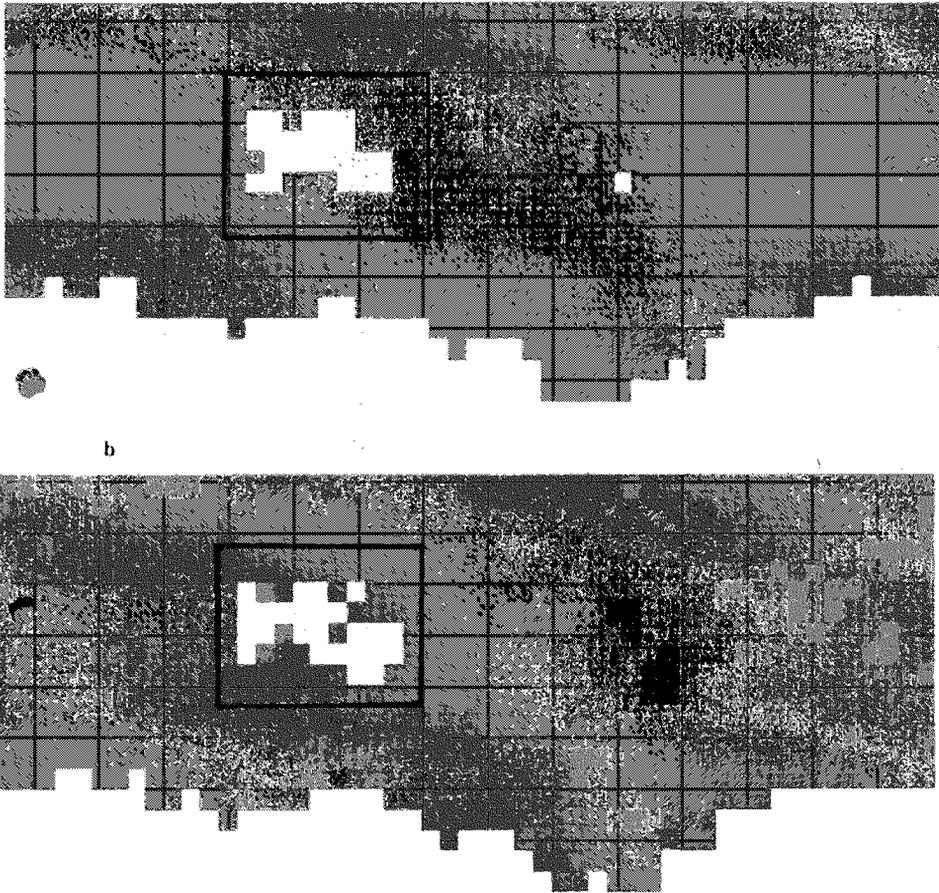


FIG. 7. Temperatura de brillo del canal 3: a) NOAA-12, 7-7-94, 8:11. b) NOAA-11, 7-7-94, 16:28.

el día 7 de Julio de 1994. Los pixeles en blanco son indicadores de saturación del canal 3, debida a la existencia de áreas incendiadas en esos pixeles (el pixel blanco aislado corresponde a una temperatura baja, indicadora de la presencia de nubes). Es remarcable la similitud del patrón del incendio con el detectado en la Figura 4. Destacando esta última figura el daño producido en la cubierta vegetal.

Por otro lado, la combinación de las medidas de los canales 3 y 4 permite, mediante el uso de un algoritmo propuesto por Dozier (1981) y Matson y Dozier (1981), deter-

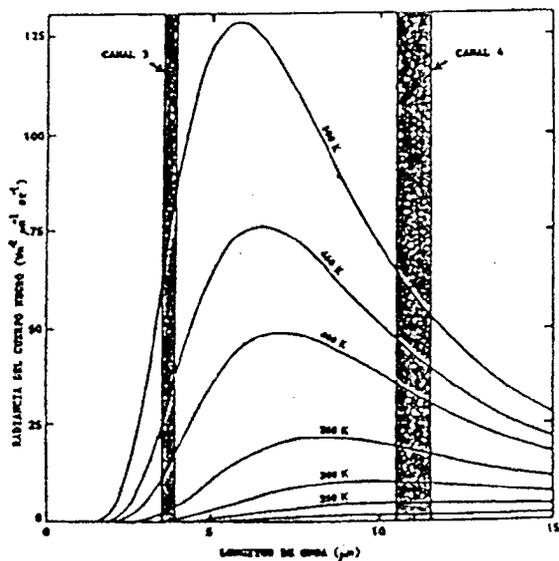


FIG. 8. Función de distribución de Planck de 200 K a 500 K con indicación de las bandas asociadas a los canales 3 y 4 de AVHRR.

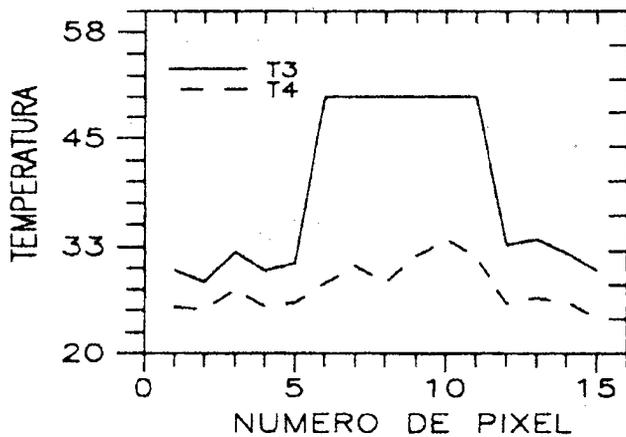


FIG. 9. Comportamiento de las temperaturas de brillo de los canales 3 y 4 a lo largo de la línea indicada en la Figura 7

minar la temperatura de un incendio a escala de subpixel, así como la determinación de la porción de pixel que se está quemando. La técnica presupone que, en el caso de un pixel parcialmente incendiado, la radiancia medida por el satélite está constituida por una contribución de la fracción incendiada, S , que emite a mayor temperatura, T_p , y la fracción no incendiada, $1-S$, que se supone emite a temperatura menor, T_v , y que puede evaluarse a partir de la determinación de la temperatura de un pixel próximo que no esté ardiendo. De esta manera para las radiancias medidas por los canales 3 y 4 obtenemos las siguientes expresiones, sin considerar efectos atmosféricos:

$$L_3(T_3) = S L_3(T_p) + (1-S) L_3(T_v)$$

$$L_4(T_4) = S L_4(T_p) + (1-S) L_4(T_v)$$

La Figura 8 muestra la función de distribución de Planck para diferentes temperaturas. En ella se han indicado los intervalos espectrales correspondientes a los canales 3 y 4. Para un incremento de temperaturas dado, el crecimiento de la radiancia es mayor en el intervalo espectral del canal 3 que en el canal 4, esto hace que la temperatura de brillo T_3 , medida en el canal 3, sea mayor que la medida en el canal 4, T_4 , cuando el pixel se compone de la contribución de las porciones S y $1-S$ anteriormente indicadas. La Figura 9 muestra el comportamiento de las temperaturas de brillo de los canales 3 y 4 a lo largo de una línea que cruza el centro del incendio. Se puede observar la mayor sensibilidad del canal 3 a las altas temperaturas, responsable de la saturación que tiene lugar en la región central del incendio.

La técnica se ha empleado en el seguimiento de incendios forestales en regiones tropicales (Malingreau et al., 1989), y recientemente Dousset et al. (1993) han presentado resultados de la aplicación de esta técnica usando imágenes AVHRR coincidentes con los incendios provocados durante los disturbios raciales de 29 de Abril de 1992 en Los Angeles. Belward et al. (1993) han puesto en evidencia que el canal 3 es capaz de detectar incendios con frentes de 50 m en la región de la sabana africana.

CONCLUSIÓN

En este trabajo hemos pretendido hacer una revisión de algunas de las aplicaciones medioambientales de las imágenes proporcionadas por los satélites polares. En particular, se ha puesto énfasis en las proporcionadas por el sensor AVHRR, abordo de los satélites NOAA. Con el fin de ilustrar algunas de estas aplicaciones, hemos mostrado los primeros resultados tratados en el Centro de Recepción y Tratamiento de Imágenes de Satélite de la Universidad de Granada.

BIBLIOGRAFÍA

- BARET, F. AND G. GUYOT (1991): «Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment». *Remote Sens. Environ.*, 35, 161-173.
- BECKER, F. AND LI, Z.L. (1990a): «Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands». *Remote Sens. Environ.*, 32: 17-33.
- BECKER, F. AND LI, Z.L. (1990b): «Towards a local split window method over land surface, *Int. J. remote Sens.*, 3: 369-393.
- BELWARD, A.S., GRÉGORIE J.M., D'SOUZA G., TRIFF S., HAWKES, M., BRUSTET J.M., SERÇA, D., TIREFORD, J.L., CHARLOT J.M. AND VUATTOUX, R., (1993): «In situ, real-time fire detection using NOAA/AVHRR data», *Proceedings of the 6th AVHRR data user's meeting, Belgirate, ITALIA*, pp. 333-339.
- CASELLES, V., J. DELGADO, J.A. SOBRINO AND E. HURTADO (1992): «Evaluation of the maximum evapotranspiration over the la Mancha region, Spain, using NOAA AVHRR data». *Int. J. Remote Sensing*, 13, 939-946.
- COLL, C., V. CASELLES AND T.J. SCHMUGGE (1994a): «Estimation of land surface emissivity differences in the split-window channels of AVHRR». *Remote Sens. Environ.*, 47, 1-25.
- COLL, C., V. CASELLES, J.A. SOBRINO AND E. VALOR (1994b): «On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature». *INT. J. REMOTE SENSING*, 15, 105-122.
- DOUSSET, B., FLAMENT, P. AND BERNSTEIN, R. (1993): «Los Angeles fire seen from space», *EOS*, 74,33-38.
- DOZIER, J.A. (1981): «A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution», *Remote Sens. Environ.*, 11, 221.
- ECK, T.F. AND B.N. HOLBEN (1994): «AVHRR split window temperature differences and total precipitable water over land surface». *Int. J. Remote Sensing*, 15, 567-582.
- GUTMAN, G.G. (1991): «Monitoring land ecosystems using the NOAA global vegetation index data set». *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary Change Section)*, 90, 195-200.
- HUETE, A.R. (1988): A soil-adjusted vegetation index (SAVI), *Remote Sens. Environ.*, 25, 295-309.
- KERR, Y.H., J.P. LAGOUARDE AND J. IMBERNON (1992): «Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window». *Remote Sens. Environ.*, 41, 197-209.
- KREMER, R.G. AND S.W. RUNNING (1993): «Community type differentiation using NOAA/AVHRR data within a sagebrush-steppe ecosystem». *Remote Sens. Environ.*, 46, 311-318.
- LI, Z.L. AND F. BECKER (1993): «Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data». *Remote. Sens. Environ.*, 43, 67-85.
- MALINGREAU J.O., TUCKER C.J. LAPORTE, N. (1989): «AVHRR for monitoring global tropical deforestation». *Int. J. Remote Sensing*, 10: 855-868.
- MATSON, M. AND DOZZIER, J.A. (1981): «Identification of subresolution high temperature source using athermallIR sensor», *Photogramm. Eng. Remot. Sens.*, 47, 1311-1318.
- MCCLAIN, E.P., PICHEL W.G., WALTON, C.C. (1985): «Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures». *J.Geophys. Res.*, C6, 11587-11601.
- PALTRIDGE, G.W. AND R.M. MITCHELL (1990): «Atmospheric and viewing angle correction of vegetation indices and grassland fuel moisture content derived from NOAA/AVHRR». *Remote Sens. Environ.*, 31, 121-135.
- PINTY, B. AND M.M. VERTSTARETE (1992): «GEMI: a non-linear index to monitor global vegetation from satellites». *Vegetatio*, 101, 15-20.

- PLATT, C.M.R. AND A.J. PRATA (1993): «Nocturnal effects in the retrieval of land surface temperatures from satellite measurements». *Remote Sens. Environ.*, 45, 127-136.
- PRATA, A.J. AND C.M.R. PLATT (1991): «Land surface temperature measurements from the AVHRR, Proc. 5th AVHRR data users' meeting, Tromso, NORUEGA, 433-438.
- PRICE, J.C. (1983): «Estimation surface temperature from satellite thermal infrared data a simple formulation for the atmospheric effect», *Remote Sens. Environ.*, 13: 353-361.
- QI, J., A. CHEHBOUNI, A.R. HUETE, Y.H. KERR AND S. VOROOSHIAN (1994): «A modified soil adjusted vegetation index». *Remote Sens. Environ.*, 48, 119-126.
- SANDHOLT, I. AND H.S. ANDERSEN (1993): «Derivation of actual evapotranspiration in the senegalese sahel, using NOAA AVHRR data during the 1987 growing season». *Remote Sens. Environ.*, 46, 164-172.
- SCORER, R.S. (1990). «Satellite as Microscope», *Ellis Horwood*, 268 pp.
- SOBRINO, J.A., C. COLL AND V. CASELLES (1991): «Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5". *Remote Sens. Environ.*, 38, 19-34.
- SPANNER, M.A., L.L. PIERCE, W. RUNNING AND D.L. PETERSON (1990): «The seasonality of AVHRR data of temperature coniferous forests: relationship with leaf area index». *Remote Sens. Environ.*, 33, 97-112.
- TUCKER, C.J. (1979): «Red and photographic infrared linear combination for monitoring vegetation. *Remote Sens. Environ.*, 8: 127-150.
- TUNNISSEN, H.A.M. AND G.J.A. NIEUWENHUIS (1990): «A simplified method to estimate regional 24-h evapotranspiration from thermal infrared data». *Remote Sens. Environ.*, 31, 211-225.
- USPENSKY, A.B. AND G.I. SCHERNINA (1993): «Land surface temperature and emissivity estimation from combined AVHRR/TOVS data». *Proc. 6th AVHRR data user's meeting, Belgirate, ITALIA*, 109-116.