

Tema 1

Fundamentos físicos de la teledetección

1.1 La radiación electromagnética

Dada la importancia que la radiación electromagnética tiene como transmisor de información en todas las formas de teledetección, es necesario hacer un estudio de la misma y sus propiedades. La radiación es una de las tres formas de transmisión de energía en la naturaleza (conducción, convección y radiación) siendo la única que se transmite sin contacto material entre el emisor y el receptor. La energía se expresa en Julios (J), por tanto la transferencia o flujo de energía se expresa por unidad de área (J/m^2), por unidad de tiempo ($J/s = W$) o por unidad de tiempo y área (W/m^2). La naturaleza de la radiación electromagnética puede ser explicada a partir de dos modelos aparentemente contradictorios y en el fondo complementarios: el modelo de onda y el de partícula.

1.1.1 Modelo de onda

Desarrollado por Huygens y Maxwell entre otros. Se asume que la radiación se produce como resultado de oscilaciones en los campos eléctrico y magnético en las inmediaciones de los objetos. Estas oscilaciones generan ondas que contienen 2 campos de fuerzas ortogonales entre sí, eléctrico y magnético, y transmiten la energía. Al ser ondas pueden definirse por una serie de parámetros:

- Longitud λ o distancia entre dos picos de onda (se mide en μm , es decir 10^{-6} metros)
- Frecuencia ν o tiempo transcurrido entre el paso de dos picos de onda, se mide en s^{-1} o hercios

El producto de ambos es la velocidad de la luz $c = \lambda\nu = 3 \times 10^8 m/s$ que es constante, por tanto si aumenta λ debe disminuir ν y viceversa.

Región	Rango de longitudes
Rayos γ	$< 0.03nm$
Rayos X	$0.03nm - 3nm$
Ultravioleta	$3nm - 0.3\mu$
Visible	$0.3\mu - 0.7\mu$
Infrarrojo	$0.7\mu - 300\mu$
Microondas	$300\mu - 20cm$
Radio-TV	$> 200cm$

Tabla 1.1: Regiones del espectro electromagnético

1.1.2 Modelo de partícula

Desarrollado por Planck y Einstein entre otros. Se asume que la energía viaja como un flujo de partículas, los fotones. La energía transportada por cada fotón (Q) depende del objeto que emite la radiación.

Ambos modelos se relacionan mediante la ecuación:

$$Q = \frac{hc}{\lambda} \quad (1.1)$$

donde h es la constante de Planck ($6.626 \times 10^{-34} Js$). La ecuación 1.1 implica que a menor longitud de onda mayor es la energía transportada por la radiación y, por tanto, más peligrosa.

1.1.3 El espectro electromagnético

El conjunto de las longitudes de onda que puede adoptar la radiación se denomina espectro electromagnético (figura 1.1 y tabla 1.1.3). Por razones prácticas se suele dividir en una serie de regiones debido a que las longitudes de onda dentro de esas regiones presentan cierta homogeneidad en determinados aspectos. Los límites de que se han fijado a esas regiones son aproximados y varían de unos autores a otros, existiendo además superposiciones entre regiones contiguas

Cada una de estas regiones se divide además en categorías adicionales. La luz visible suele dividirse en azul ($0.4 - 0.5\mu$), verde ($0.5 - 0.6\mu$) y rojo ($0.6 - 0.7\mu$) aunque en la realidad se presenta un continuo de colores. La radiación infrarroja se divide en infrarrojo próximo ($0.7 - 1.3\mu$), infrarrojo medio ($1.3 - 8\mu$) e infrarrojo térmico ($8 - 14\mu$). El primero es aquel en el que la radiación solar tiene más importancia que la terrestre; el último aquel en el que la radiación terrestre debida al calor de la Tierra, de ahí el nombre, tiene más importancia que la solar; finalmente el infrarrojo térmico corresponde a una zona de solapamiento (figura 1.4).

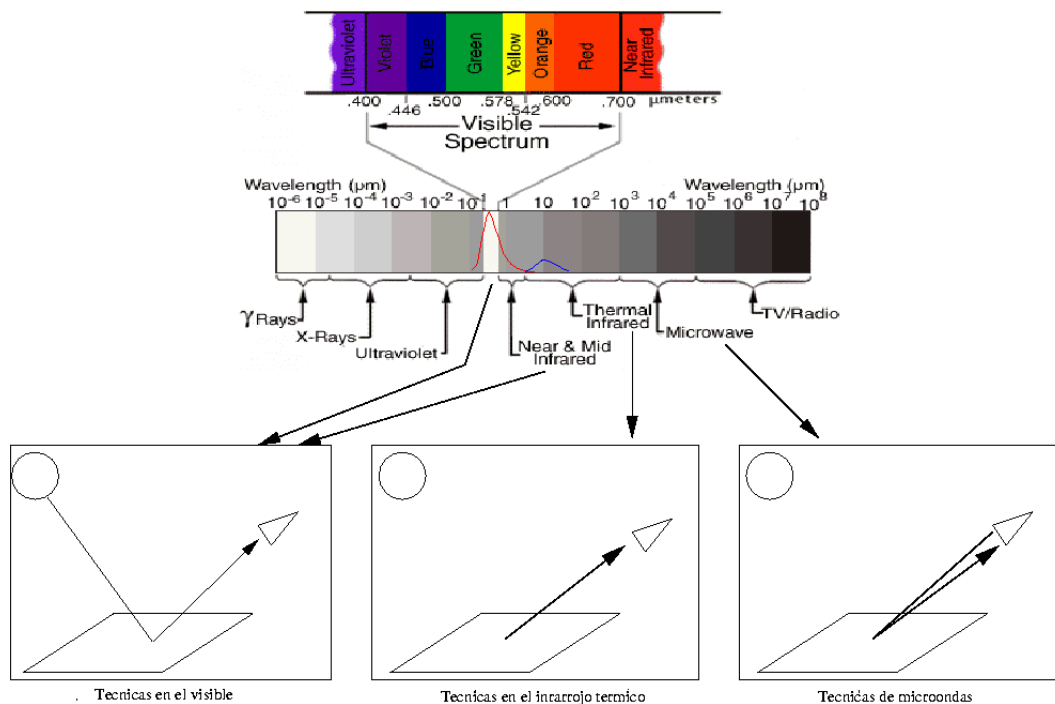


Figura 1.1: Espectro electromagnético y técnicas de teledetección

1.2 Terminología

- **Campo radiativo.** es el campo electromagnético transportado por las ondas entre el emisor y el receptor. La energía asociada con la onda electromagnética se denomina energía radiante.
- **Emisividad, ϵ .** Las leyes de Planck, Stefan y Wien (ver más adelante) nos permiten obtener como sería la radiación de un cuerpo a una temperatura dada si su eficiencia fuera del 100 %. En realidad este no suele ser el caso, sino que todos los cuerpos tienen una emisividad algo inferior a 1. En función de la emisividad, los cuerpos pueden dividirse en:
 - **Cuerpo negro o radiador perfecto.** el que emite radiación al máximo de sus posibilidades ($\epsilon = 1$).
 - **Cuerpo gris,** aquel en el que $0 < \epsilon < 1$.
 - **Reflector perfecto,** $\epsilon = 0$.
 - **Radiador selectivo,** $\epsilon_\lambda = f(\lambda)$, es decir la emisividad depende de la longitud de onda que se considere.
- **Energía radiante, Q ,** total de energía radiada por un cuerpo en todas direcciones, se mide en Julios (J)

- **Flujo radiante**, ϕ , es la energía radiante transferida por radiación de una superficie a otra por unidad de tiempo (algo así como el caudal de energía, la cantidad de energía que se transmite por segundo) $\phi = Q/t$ y se mide en $J s^{-1} = W$.
- **Intensidad radiante**, I , es el flujo radiante procedente de una fuente de radiación por unidad de ángulo sólido (Ω) y en una dirección concreta $I = \phi/\Omega = Q/t * \Omega$, se mide en $W sr^{-1} = J s^{-1} sr^{-1}$
- **Ángulo sólido o ángulo cónico**, Ω , es el ángulo tridimensional formado en el vértice de un cono. La unidad del ángulo sólido es el estereoradian (sr) y se define como el ángulo sólido para el que la superficie A es igual a r^2 donde r es el radio de la esfera. Puesto que el área de una esfera es $4\pi r^2$, en una esfera completa hay 4π estereoradianes (figura 1.2).

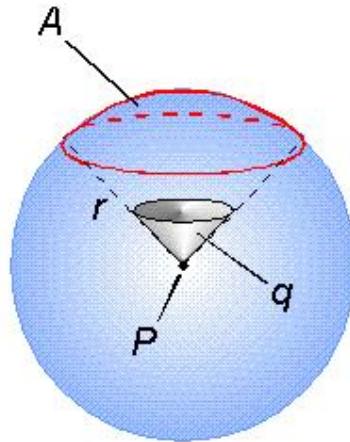


Figura 1.2: Concepto de ángulo sólido y estereoradian

- **Emitancia**, M energía emitida por radiación desde una superficie por unidad de tiempo y de superficie (cantidad de energía que se transmite cada segundo por cada metro cuadrado de la superficie emisora) $M = \phi/A = Q/t * A$, se mide en $J s^{-1} m^{-2} = W m^{-2}$. A veces se habla de la **emitancia espectral** M_λ para hacer referencia a la emitancia en una longitud de onda concreta, en cuyo caso las unidades son $J s^{-1} m^{-2} \mu^{-1} = W m^{-2} \mu^{-1}$
- **Irradiancia**, E concepto similar al de emitancia pero ahora referido a la energía que llega a un cuerpo a través del espacio procedente de otro (que la ha emitido). Tiene las mismas unidades que la emitancia, análogamente puede hablarse también de irradiancia espectral
- **Radiancia**, L es el flujo radiante (ϕ) que abandona una unidad de área en una dirección particular siguiendo un ángulo sólido particular. Las unidades en que se mide son $W m^{-2} sr^{-1}$. Su importancia estriba en que es la magnitud que detecta el sensor. Cuando la radiancia se refiere a una porción concreta del espectro electromagnético se le denomina **radiancia espectral** (L_λ).

$$L = \frac{\phi}{\Omega \cos \theta A} \quad (1.2)$$

donde θ es el ángulo formado por la dirección del flujo radiante y el vector perpendicular a la superficie receptora de tamaño A

- **Reflectancia o albedo**, ρ es la parte de la irradiancia que refleja la superficie receptora, se mide en tantos por uno y se considera por tanto adimensional, es diferente para cada superficie receptora y para cada cuerpo. La medida de la reflectancia puede hacerse teniendo en cuenta toda la semiesfera superior de una determinada superficie, se habla en este caso de reflectividad hemisférica (ρ_h) que se calcula como:

$$\rho_h = \frac{\pi L}{E} \quad (1.3)$$

$$\rho_{h\lambda} = \frac{\pi L_\lambda}{E_\lambda} \quad (1.4)$$

siendo E la irradiancia que llega a la superficie terrestre procedente del sol y L la parte de esta que abandona la Tierra como radiancia

- **Absortancia**, α es la parte de la irradiancia que absorbe la superficie receptora, se mide en tantos por uno
- **Transmitancia**, τ es la parte de la irradiancia que transmite la superficie receptora, se mide en tantos por uno. Lógicamente $\rho + \alpha + \tau = 1$

Las radiancias espectrales que son reflejadas desde la superficie terrestre hacia el sensor dependen de muchos factores, destacando las variaciones de la irradiancia solar, las condiciones atmosféricas y meteorológicas, las propiedades reflectivas de la superficie y las condiciones del sensor.

1.2.1 Leyes de la radiación

Ya se ha indicado como todos los cuerpos emiten radiación y la cantidad de radiación emitida va a ser diferente para diferentes longitudes de onda y, al mismo tiempo, va a depender de la temperatura del cuerpo. La ecuación que nos da la cantidad de energía emitida se conoce como **ley de Planck**:

$$M_\lambda = \frac{c_1}{\lambda^5 (e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1)} \quad (1.5)$$

donde M_λ es la **emitancia espectral** medida en $J s^{-1} m^{-2} \mu^{-1}$. T es la temperatura en grados Kelvin, $c_1 = 3.74 \times 10^8 J s^{-1} m^{-2} \mu^{-4}$ y $c_2 = 1.44 \times 10^4 \mu K$ son constantes. M_λ representa la cantidad de energía emitida en la longitud de onda λ por cada metro cuadrado de superficie del objeto cada segundo.

De esta ecuación, relativamente compleja, derivan dos sencillas ecuaciones que describen de forma más simple la relación de la temperatura con la radiación. En primer lugar la **ley de Stefan-Boltzman**:

$$M = \sigma T^4 \quad (1.6)$$

que es la integral de la ecuación de la ley de Planck y permite, por tanto, calcular el total de energía emitida por un cuerpo a la temperatura T sumando las emisiones para cada una de las longitudes de onda, σ es la constante de Stefan cuyo valor es $5.67 \times 10^{-8} J/sm^2 K^{-4}$.

En segundo lugar y aún más sencilla es la **ley de Wien**:

$$\lambda_{max} = \frac{2898}{T} \quad (1.7)$$

que nos permite calcular a que longitud de onda se produce el pico de máxima emisión de energía de un cuerpo a una temperatura T . Como puede observarse a mayor temperatura menor longitud de onda.

La temperatura del Sol es de aproximadamente $6000^\circ K$ mientras que la de la Tierra es de $300^\circ K$. Esto significa que la radiación solar va a ser máxima para una longitud de onda de 0.48μ (región visible) y la terrestre máxima en una longitud de onda de 9.66μ (infrarrojo térmico) (figura 1.3). Sin embargo hay que tener en cuenta que conforme la radiación se aleja del punto de emisión la irradiancia disminuye de forma proporcional al cuadrado de la distancia recorrida. Así los órdenes de magnitud de la distribución espectral de la constante solar (cantidad de energía solar que llega al techo de la atmósfera) y del espectro de emisión terrestre (figura 1.4) son más próximos, apareciendo una zona del espectro en la que la emisión terrestre es mayor que la constante solar.

Finalmente la **ley de Kirchoff** establece que para cada longitud de onda la absortancia de una superficie dada es igual a su emisividad ($\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda$).

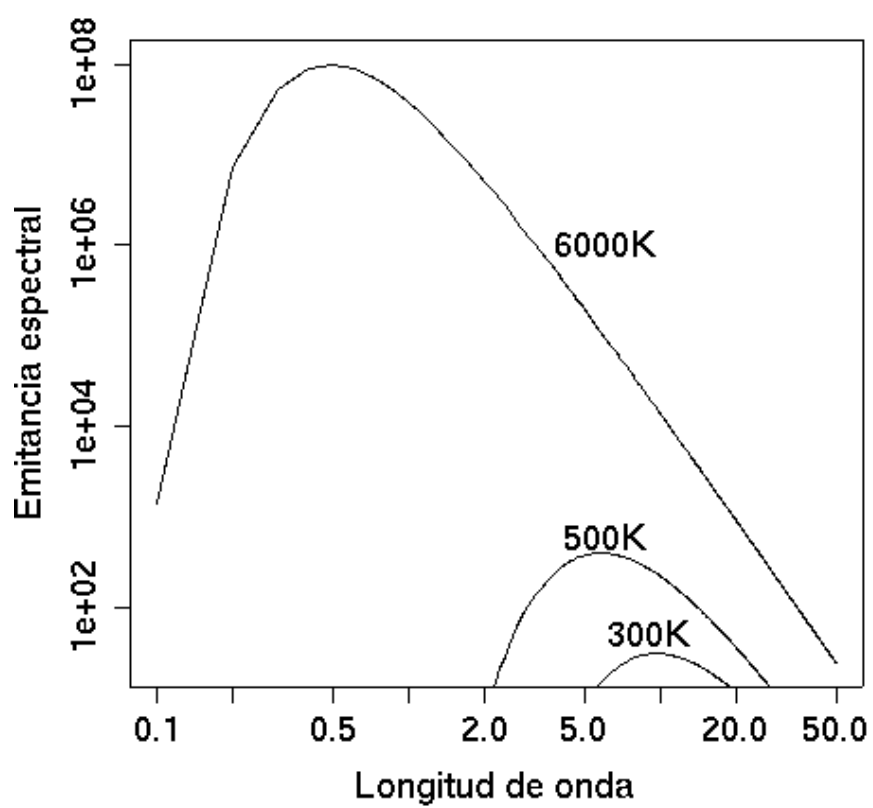


Figura 1.3: Espectro de emisión para diferentes temperaturas

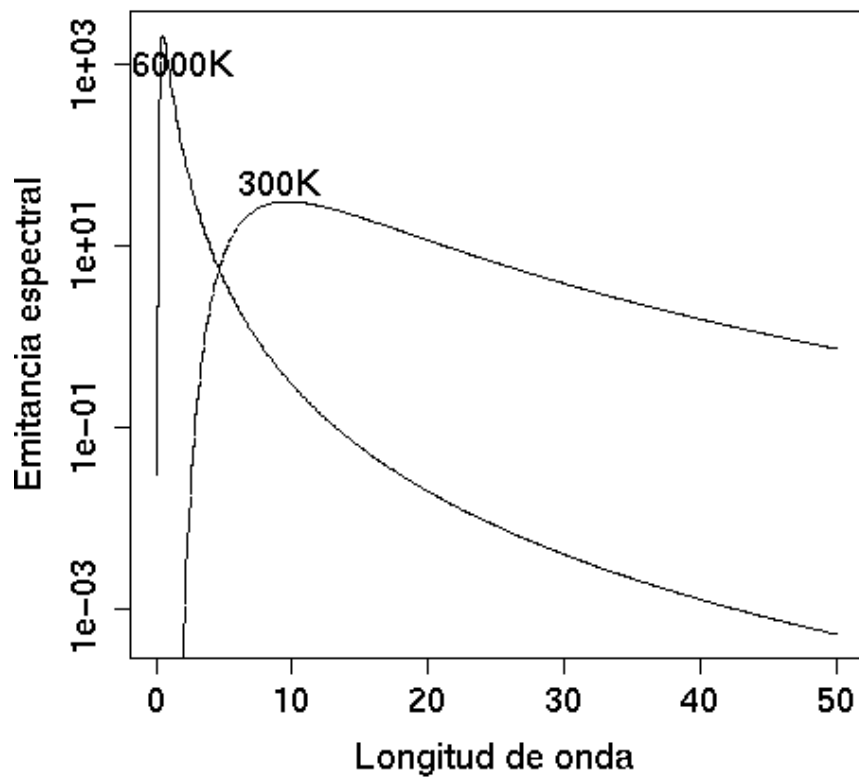


Figura 1.4: Distribución espectral de la constante solar y de emisión de la superficie terrestre

Tema 2

Interacción de la radiación con los objetos

Todos los objetos (independientemente de la radiación que emitan) van a recibir radiación emitida por otros cuerpos, fundamentalmente del sol, que, en función del tipo de objeto que estemos considerando, puede seguir tres caminos:

- **reflejarse**, la radiación es reenviada de vuelta al espacio
- **absorberse**, la radiación pasa a incrementar la energía del objeto
- **transmitirse**, la radiación se transmite hacia abajo a otros objetos

La fracción de energía que se refleja se denomina reflectividad o albedo (ρ); la fracción de energía que se absorbe se denomina absorptividad (α); la fracción de energía que se transmite se denomina transmisividad (τ). De modo que $\rho + \tau + \alpha = 1$.

La interacción de la radiación con la atmósfera y con los objetos terrestres, es decir los valores de ρ , τ y α de un cuerpo concreto, va a depender de la longitud de onda de que se trate y de las características de ese cuerpo. Unas primeras líneas generales acerca del comportamiento de diferentes objetos respecto a su interacción con la radiación serían:

- Atmósfera despejada:
 - ρ muy baja para todas las longitudes de onda
 - α depende de la longitud de onda
 - τ depende de la longitud de onda
- Nubes :
 - ρ muy alta en el visible
 - α depende de la longitud de onda

- τ depende de la longitud de onda
- Agua:
 - ρ muy baja en todas las longitudes de onda
 - α depende de la longitud de onda
 - τ depende de la longitud de onda
- Superficie terrestre:
 - ρ depende de la longitud de onda
 - α depende de la longitud de onda
 - τ nulo

2.1 Interacción de la atmósfera con la radiación electromagnética

La atmósfera es un factor importante al considerar los flujos de radiación entre el sol y la superficie terrestre y entre esta y los satélites. En el espacio exterior no hay pérdida de radiación por interferencia con ningún medio material, sólo atenuación debida a la ley del cuadrado de la distancia. Los gases y aerosoles que componen la atmósfera tienen un efecto triple sobre la radiación:

- Absorción de la energía en determinadas bandas del espectro
- Dispersión de la radiación en determinadas bandas del espectro
- Emisión que, por su temperatura, tendrá un máximo en el infrarrojo térmico

2.1.1 Absorción

Cada uno de los gases atmosféricos tiene capacidad para absorber radiación en diferentes longitudes de onda. Los principales responsables son:

- Ozono (O_3): Absorbe radiación ultravioleta
- Dióxido de carbono (CO_2): Absorbe radiación en $13 - 17.5\mu$;
- Vapor de agua (H_2O): Absorbe radiación en $5.5 - 7\mu$ y por encima de 27μ ;

Esto deja, por otro lado, regiones del espectro en las que no se produce absorción, son las denominadas ventanas atmosféricas. Por tanto la teledetección sólo va a ser en principio viable en estas ventanas, las principales (figura 2.1) aparecen en:

- Visible e infrarrojo cercano ($0.3 - 1.35\mu m$)
- Infrarrojo cercano de onda corta ($1.5 - 1.8\mu; 2 - 2.4\mu$)
- Infrarrojo medio ($2.9 - 4.2\mu; 4.5 - 5.5\mu$)
- Infrarrojo térmico ($8 - 14\mu$)
- Microondas, por encima de 20μ la atmósfera es prácticamente transparente

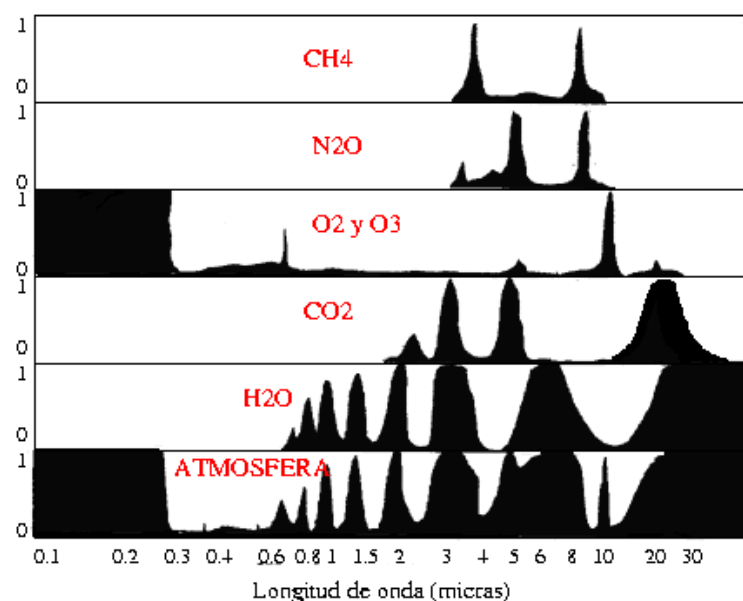


Figura 2.1: Bandas de absorción y ventanas en el espectro electromagnético

Problema aparte supone la aparición de partículas líquidas (nubes, figura 2.2) o sólidas (figura 2.3) que reflejan gran parte de la radiación solar que reciben. Las nubes emiten su propia radiación en el infrarrojo térmico, diferente a la terrestre debido a su menor temperatura, con lo que *ocultan* la superficie terrestre en ambas regiones del espectro. Debido a la saturación en vapor de agua del aire dentro de las nubes su capacidad de absorber radiación en la banda de absorción del vapor de agua dependerá de su espesor.

A la hora de diseñar un sensor, existen tres posibilidades fundamentales:

- Captar radiación solar reflejada por la superficie (en una longitud de onda correspondiente a una ventana atmosférica)
- Captar radiación infrarroja procedente de la superficie terrestre o las nubes

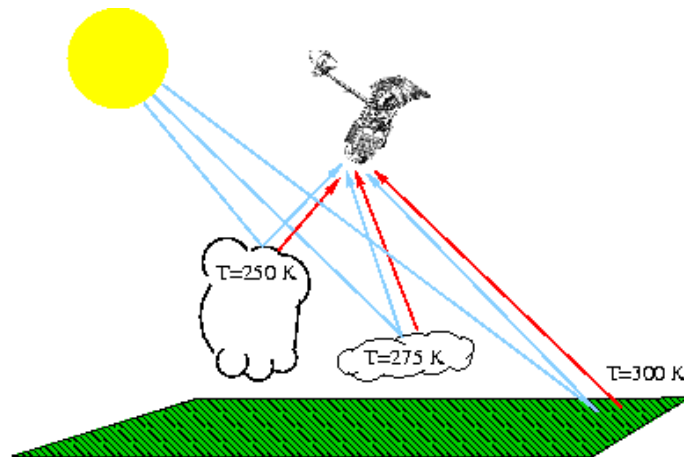


Figura 2.2: Efecto de las nubes sobre las observaciones de satélite

- Captar radiación de una banda en la que un gas presente una elevada capacidad de absorción para así estimar la concentración de este gas. Canto menos radiación llegue mayor será la cantidad de gas.

Incluso en las ventanas atmosféricas, la transmitancia nunca va a ser del 100% y así la radiancia que llega al satélite es siempre algo menor que la que sale de la Tierra.

2.1.2 Dispersión

Es el mecanismo por el cual la radiación electromagnética es reflejada o refractada por gases o partículas situados en la atmósfera. De este modo disminuye la radiancia directa y aumenta la difusa. Los principales causantes de la dispersión atmosférica son los gases y aerosoles (partículas sólidas o líquidas) que la componen, debido a la elevada variabilidad espacio-temporal de algunos de los gases y de los aerosoles resulta difícil establecer modelos generales para cuantificar su influencia final en una imagen. Existen tres tipos fundamentales de dispersión:

- **Dispersión de Rayleigh**, ocurre cuando la longitud de onda es mucho menor que el tamaño de los objetos responsables de la dispersión. Afecta por tanto a las longitudes de onda más cortas y causa el color azul del cielo.
- **Dispersión de Mie**, cuando la longitud de onda es del mismo orden de magnitud que los objetos dispersores (vapor de agua, polvo y aerosoles). Afecta a todas las longitudes de onda del visible.
- **Dispersión no selectiva**, cuando la longitud de onda es mucho menor que los objetos, la producen gotas de agua en la atmósfera (niebla o nubes).

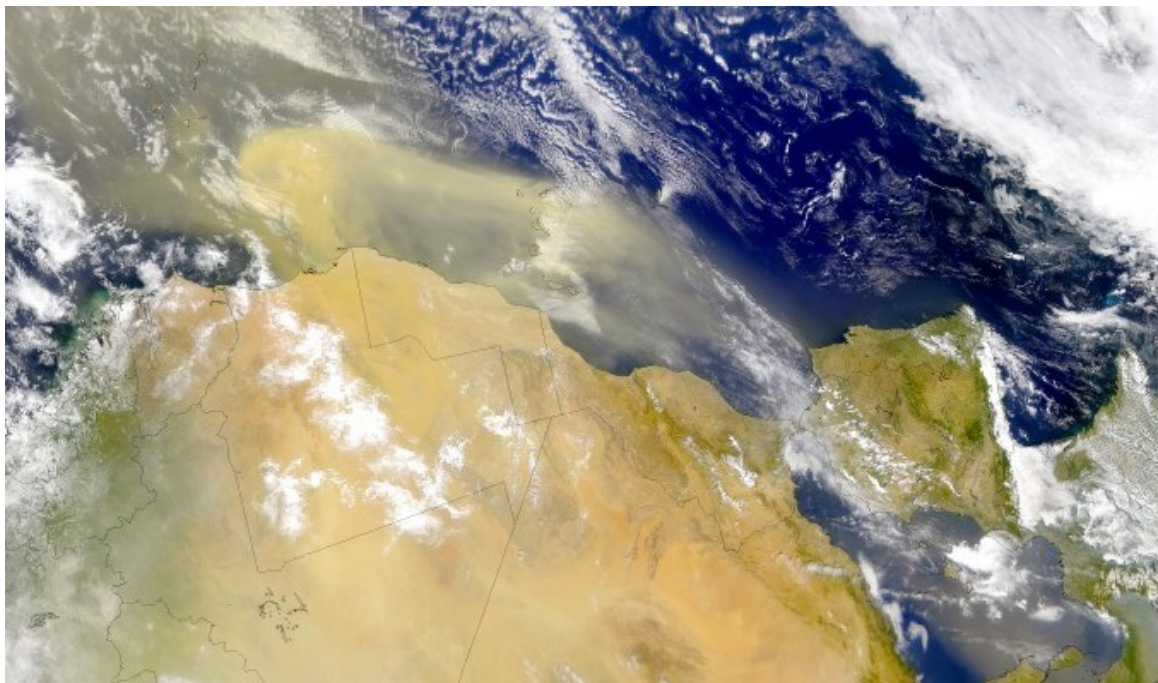


Figura 2.3: Efecto del polvo sobre las observaciones de satélite

2.1.3 Emisión atmosférica

Cuando se trabaja en el infrarrojo térmico, el objetivo fundamental es estimar la temperatura de la superficie terrestre, sin embargo los datos que llegan al satélite incluyen emisión tanto de la superficie como de las diferentes capas de la atmósfera. Resulta difícil distinguir un efecto del otro, sin embargo se han hecho avances significativos en este sentido.

Existen diversas técnicas para solventar estos problemas que se estudiarán en el tema de corrección de imágenes.

2.2 Interacción de los elementos de la superficie terrestre con la radiación

De cara a la identificación de objetos y procesos en la superficie terrestre, lo que nos interesa es la reflectividad de estos objetos respecto a las diferentes longitudes de onda. Cada tipo de material, suelo, vegetación, agua, etc. reflejará la radiación incidente de forma diferente lo que permitirá distinguirlo de los demás si medimos la radiación reflejada. A partir de medidas de laboratorio se ha obtenido la reflectividad para las distintas cubiertas en diferentes longitudes de onda. El gráfico que, para cada longitud de onda, nos da la reflectividad en tanto por ciento se conoce como **signatura espectral** (figura 2.4) y

constituye una marca de identidad de los objetos. Resulta así fácil por ejemplo distinguir entre suelo y vegetación, e incluso entre diferentes tipos de suelo o diferentes tipos de vegetación.

La figura 2.4 incluye las bandas del sensor TM de landsat de forma que puede determinarse cuales serán los valores medios de reflectividad que va a obtener este sensor para las diferentes superficies.

En el caso de la radiación visible, las diferencias en cuanto a la reflexión para las diferentes longitudes de onda se traduce en lo que llamamos colores. Un objeto es verde si refleja la radiación solar preferentemente en esta zona del espectro.

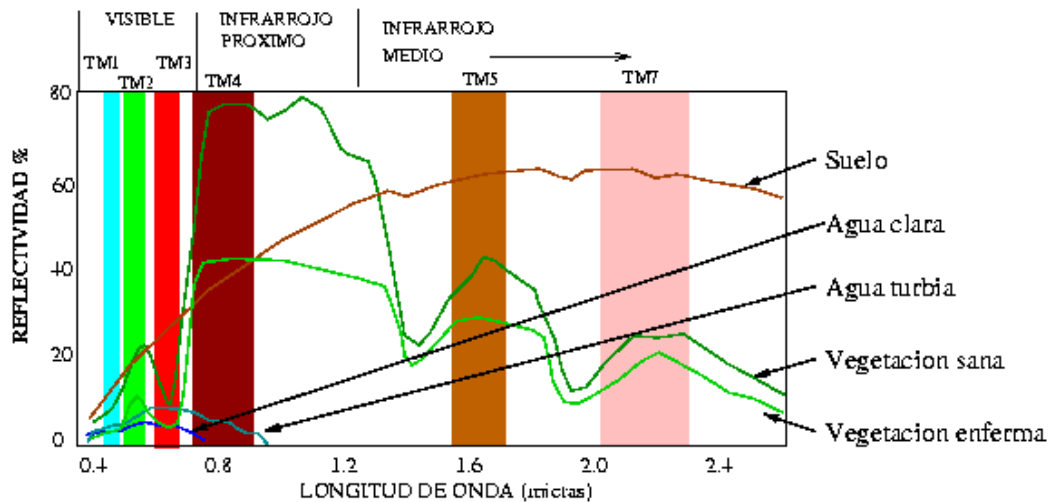


Figura 2.4: Respuestas espectrales

El flujo de energía recibido por el sensor no sólo depende de la reflectividad de la cubierta sino también de otros factores como:

- Las condiciones atmosféricas
- La pendiente y orientación del terreno
- La geometría de la observación

Existen dos tipos de superficies (figura 2.5), aquellas que reflejan la radiación solar direccionalmente con un ángulo igual al ángulo incidente (superficies especulares) y aquellas que reflejan la radiación hacia todas direcciones (superficies lambertianas).

En la naturaleza la mayor parte de la superficie tienden a comportarse de un modo intermedio, aunque suele asumirse que el comportamiento es lambertiano. En el espectro visible sólo el agua en calma presenta un carácter especular. En algunos casos, la superficie marina captada en fotografías aéreas o imágenes de satélite muestra el reflejo del sol (2.6).

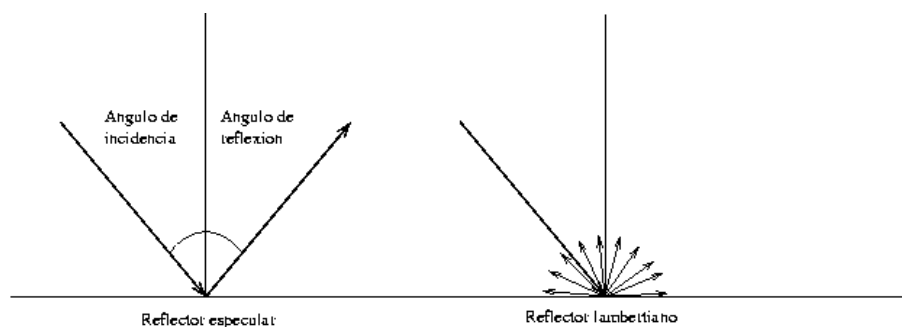


Figura 2.5: Tipos de superficies en cuanto a la reflexión

El comportamiento lambertiano de las superficies, junto con la dispersión atmosférica tienen el efecto de producir una imagen más borrosa de la que se contemplaría directamente sobre la superficie terrestre. La razón es que las respuestas espectrales de pixeles contiguos se contaminan unas a otras.

2.2.1 Respuesta espectral del agua

El **agua clara** tiene unas excelentes propiedades en cuanto a transmisión de la radiación electromagnética en el espectro visible y de absorción en el infrarrojo. En cuanto a la reflectancia aparece un pico en el verde que va reduciéndose hasta el infrarrojo. Esta falta de reflectividad en el infrarrojo va a ser la clave para distinguir entre áreas de tierra y agua tanto en costas o lagos como en ríos, incluso en ríos pequeños.

El carácter tridimensional de las superficies de agua hace que en su respuesta espectral aparezca un componente debido a la superficie, otro a la columna de agua y un tercero al fondo. Por tanto variaciones tanto en la columna de agua como en los materiales del fondo van a alterar su respuesta; un fondo de arena clara proporciona mayor reflectancia que otro compuesto por materia orgánica en descomposición.

La profundidad a la que la luz puede penetrar depende de la longitud de onda. En el agua clara la profundidad de penetración son 10 m entre 0.5 y 0.6 μ cayendo hasta 10 cm en 0.8 - 1.1 μ . Por tanto al incrementarse la profundidad del agua la reflectancia, en cualquier longitud de onda, desciende.

Cuando el agua contiene **turbidez**, las consecuencias sobre la respuesta espectral van a depender del tipo de turbidez. Si se trata de fitoplancton, aparecen importantes alteraciones en el verde (aumenta) y en el azul (disminuye). Estos resultados han permitido el desarrollo de diversas ecuaciones empíricas. Si se trata de sedimentos inorgánicos la reflectividad aumenta, especialmente en el rojo

La reflectividad en la **nieve** es completamente diferente a la del agua, alta en todas las longitudes de onda, especialmente en el caso de la nieve fresca, pudiendo incluso saturar los sensores. Es posible confundir nieve con **nubes altas** (al fin y al cabo formadas por partículas de hielo) con la salvedad de que la reflectividad de la nieve cae hasta cero para longitudes de onda mayores de 1.4 μ mientras que la de las nubes sigue siendo alta.

2.2.2 Respuesta espectral de la vegetación

La **vegetación sana** tiene una reflectividad baja en el visible aunque con un pico en el color verde debido a la clorofila, este pigmento aparece en concentraciones entre 5 y 10 veces mayores que otros como el caroteno. La reflectividad es muy alta en el infrarrojo reflejado o próximo debido a la escasa absorción de energía por parte de las plantas en esta banda. En el infrarrojo medio hay una disminución especialmente importante en aquellas longitudes de onda en las que el agua de la planta absorbe la energía. Durante el otoño, las hojas pierden los cloroplastos (organos que contienen la clorofila) ya que dejan de ser necesarios al cesar la actividad fotosintética, por tanto deja de ser la clorofila el pigmento principal y las plantas adquieren un color pardo-amarillento debido a la cada vez mayor importancia relativa de carotenos y otros pigmentos.

Esta curva tan contrastada se debilita en el caso de la **vegetación enferma** en la que disminuye el infrarrojo y aumenta la reflectividad en el rojo y azul. Se observa también que la reflectividad de una planta depende de su contenido en agua. Cuando el contenido de agua aumenta disminuye la reflectividad ya que aumenta la absorción de radiación por parte del agua contenida en la planta.

La cantidad de energía de los fotones que viajan con longitudes de onda mayores (infrarrojo cercano) es demasiado baja para ser aprovechada por la vegetación por lo que sólo se absorbe en torno al 5%, el resto se transmite (40%) o refleja (55%). Sin embargo, la energía transmitida acabará llegando a otra hoja situada por debajo, y por tanto el 55% de ese 40% se volverá a reflejar. Este proceso, repetido en diferentes capas hace que se incremente el tanto por ciento de energía reflejada por un dosel vegetal. El envejecimiento de la planta conlleva también una reducción en la reflectividad en el infrarrojo. Las variaciones en la estructura interna de las hojas son la causa principal de que los patrones de respuesta espectral sean diferentes de unas especies a otras.

En cuanto al infrarrojo medio, el agua presente en los tejidos vegetales absorbe la radiación en diversas longitudes de onda hasta alcanzar valores de $\alpha = 0.9$ que afectan incluso a las longitudes de onda vecinas de aquellas en las que se produce máxima absorción. En general cuanto menor sea el contenido de agua de una planta, mayor será su reflectividad en el infrarrojo medio.

2.2.3 Respuesta espectral del suelo

Las propiedades espectrales del suelo (figura 2.7) son relativamente simples, la transmisión es nula, por tanto toda la energía se absorbe o refleja. La reflectividad es relativamente baja para todas las bandas aunque aumentando hacia el infrarrojo. Hay una cierta dependencia entre reflectividad y contenido en agua del suelo, cuanto mayor es el segundo, mayor es la primera. Este aumento se ve interrumpido en aquellas regiones en las que el agua absorbe energía, por tanto cuanto mayor sea el contenido de agua en el suelo, mayor va a ser la disminución en reflectividad de estas regiones.

Otros factores que afectan la respuesta espectral del suelo son la textura con una mayor reflectividad al aumentar el tamaño medio de las partículas de suelo (los suelos arenosos tienen mayor reflectividad que los arcillosos). El problema es que la textura afecta también al contenido de humedad por lo que

no resulta fácil diferenciar (con imágenes de satélite entre ambos factores). Los minerales de la arcilla tienen, por su parte, una caída en reflectividad entorno a 2.2μ que no tienen las arenas.

El contenido en materia orgánica también afecta a la reflectividad, cuanto mayor sea su contenido y cuanto menos descompesta se encuentre más oscuro resulta el suelo (menor reflectividad). La composición química y mineralógica también va a influir en la respuesta espectral, así por ejemplo el contenido en óxidos de hierro va a incrementar la reflectividad en el rojo.

La fuerte correlación entre muchos de los factores que influyen sobre la respuesta espectral del suelo, imposibilita el que puedan sacarse conclusiones claras del análisis de una imagen de unas zonas cuyas características edáficas se desconocen. En todo caso se ha comprobado que las áreas de suelo desnudo de una misma imagen siguen una serie de pautas reconocibles. La más estudiada es que si se hace una representación gráfica con la reflectividad en el rojo en abcisas y la reflectividad en el infrarrojo cercano en ordenadas, las zonas de suelo desnudo aparecen formando una línea que se conoce como **línea del suelo** (figura 2.2.3).



Figura 2.6: Reflexión especular en una superficie marina. Costa de Altea

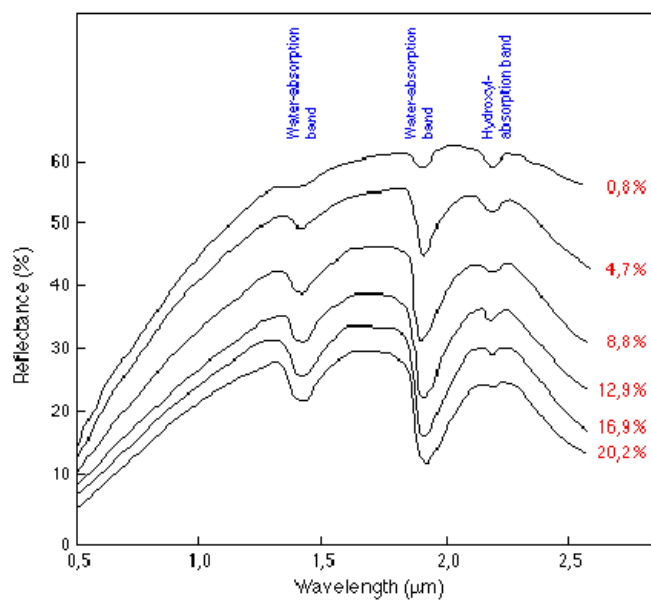


Figura 2.7: Reflectividad del suelo

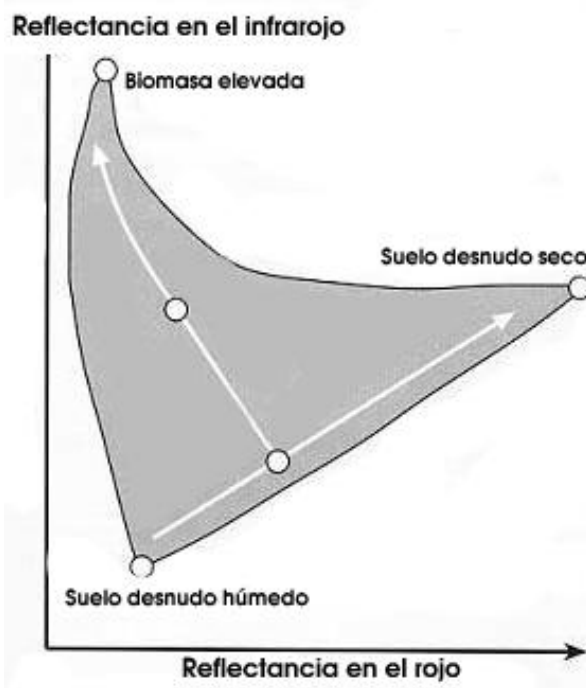


Figura 2.8: Línea del suelo