

II. FUNDAMENTOS FÍSICOS

Radiación electromagnética

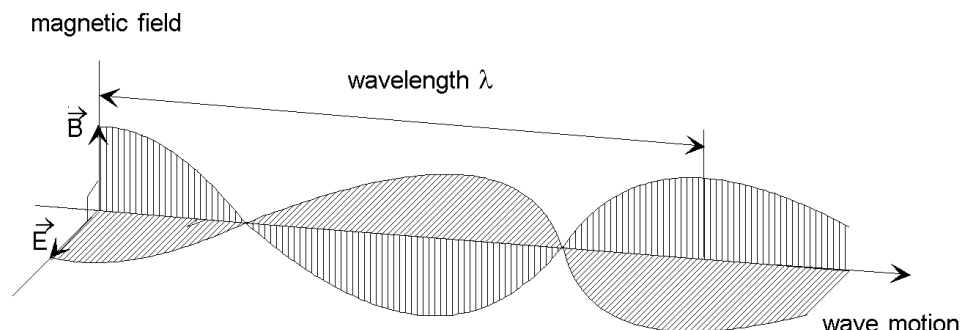
La luz visible es sólo una de las muchas formas de energía electromagnética. Así, las ondas de radio, el calor, los rayos ultravioleta o los rayos X son otras formas comunes. Todas estas formas de energía radian de acuerdo a la teoría básica de ondas o Teoría ondulatoria, que describe como la energía electromagnética viaja con forma sinusoidal a la velocidad de la luz:

$$c = \nu \lambda \quad (1.1)$$

donde c es un constante, $3 \cdot 10^8$ m/s, ν es la frecuencia y λ la longitud de onda, que están inversamente relacionadas. En teledetección, lo normal es caracterizar a las ondas electromagnéticas por su longitud de onda en micras, es decir, por la posición que ocupan dentro del espectro electromagnético.

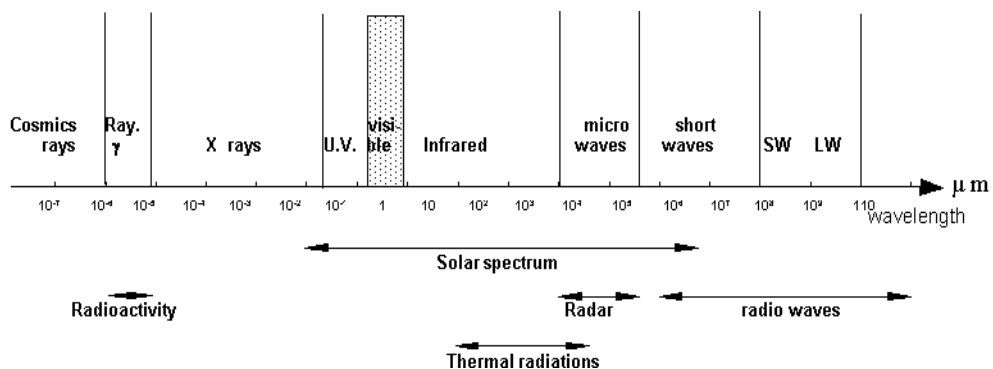
Polarización

Las ondas pueden estar polarizadas o no, en otras palabras, el vector E puede estar preferentemente dirigido sobre un plano particular a través del movimiento de la onda. Sin ser demasiado teóricos, diremos que en algunas ocasiones es útil medir la polarización en teledetección: la luz natural del Sol, que en su origen no está polarizada, puede adquirir una cierta polarización como resultado de la reflexión con algunas superficies naturales. Esta información podría ser muy importante para poder diferenciar ciertos cuerpos. Para la medida de radiación polarizada se necesitan sensores remotos especiales. El ojo humano no es capaz de detectar luz polarizada.



Espectro electromagnético

Aunque por conveniencia se asignan diferentes nombres a las regiones del espectro electromagnético, no existen divisiones o líneas de corte exactas entre unas regiones y sus vecinas. Las divisiones del espectro han surgido como consecuencia de los diferentes métodos utilizados para detectar cada tipo de radiación más que de las diferencias que puedan caracterizar a la energía de las distintas longitudes de onda. Las porciones del espectro electromagnético que se usan en teledetección están caracterizadas por un continuo con magnitudes que difieren en muchas potencias de 10, por lo que a veces encontramos representaciones logarítmicas del mismo. La porción del visible (VIS) que es la que percibimos nosotros, es una pequeña región que apenas abarca desde las 0.4 micras hasta las 0.7. El color azul iría desde 0.4 hasta 0.5 micras, el verde desde 0.5 hasta 0.6 y el rojo de 0.6 a 0.7 micras. La energía UV se encuentra inmediatamente por debajo del color azul. Por encima del rojo nos encontraríamos con la región infrarroja (IR), que a su vez está dividida en tres categorías: IR próximo (0.7 – 1.3 micras), IR medio (1.3 – 3) e IR térmico (3 – 100 micras). La porción de microondas se encuentra más allá del infrarrojo, a longitudes de onda mucho más grandes (1 mm – 1 m), que son las longitudes de onda más larga usadas en teledetección. De estas, las más cortas tienen propiedades similares al IR térmico, mientras que las restantes son similares a las usadas en comunicaciones. Existe en la actualidad una gran polémica entre los científicos que usan las técnicas de teledetección en microondas y los encargados de establecer la asignación de frecuencias para las telecomunicaciones, dado el gran desarrollo de ambas disciplinas, enfrentadas y unidas por el progreso.



La mayor parte de los sistemas detectores usados en teledetección operan en una o varias zonas del visible, IR y microondas. Dentro del IR es de resaltar que sólo la energía IR térmica está relacionada con la sensación de calor y no el IR próximo o el medio.

Leyes y principios básicos

Aunque muchas características de la radiación electromagnética se describen fácilmente con la Teoría ondulatoria, no podemos olvidar la naturaleza corpuscular de la radiación descrita por la Teoría cuántica. Esta teoría establece que la radiación está compuesta de muchos elementos discretos denominados cuantos o fotones. La energía, E (en Julios) de cada uno de estos elementos viene dada por:

$$E = h \nu \quad (1.2)$$

donde h es la constante de Planck ($6.626 \cdot 10^{-34}$ J s).

Si relacionamos las dos teorías de la radiación electromagnética, despejando la ν en la expresión (1.1) y sustituyéndola en la (1.2) obtendríamos:

$$E = h c / \lambda \quad (1.3)$$

Que nos indica que la energía de un cuanto es inversamente proporcional a su longitud de onda, es decir, a longitudes de onda más largas menor cantidad de energía. Esto tiene implicaciones muy importantes en teledetección, de forma que la radiación de ondas largas como las microondas, que emiten los distintos cuerpos naturales de la superficie de la Tierra es mucho más difícil de detectar que la radiación de ondas más cortas como la energía IR térmica emitida. Así pues, en general, los sistemas detectores que operen a longitudes de onda largas deben observar en un instante de tiempo determinado, áreas de la Tierra lo suficientemente grandes para que se pueda recibir una señal de energía detectable por los sensores.

El Sol es la mayor fuente de radiación electromagnética para teledetección. Sin embargo, debemos recordar que toda materia a temperatura superior al cero absoluto emite continuamente radiación electromagnética. Así, todos los objetos terrestres (mares, suelos, vegetación, ciudades, etc.) son también fuentes de radiación, aunque de magnitud y composición espectral muy diferente a la del Sol.

La energía que radia un cuerpo por unidad de superficie es función, entre otras cosas, de la temperatura de dicho cuerpo. Esta propiedad se expresa por **la ley de Stefan- Boltzman**, que establece:

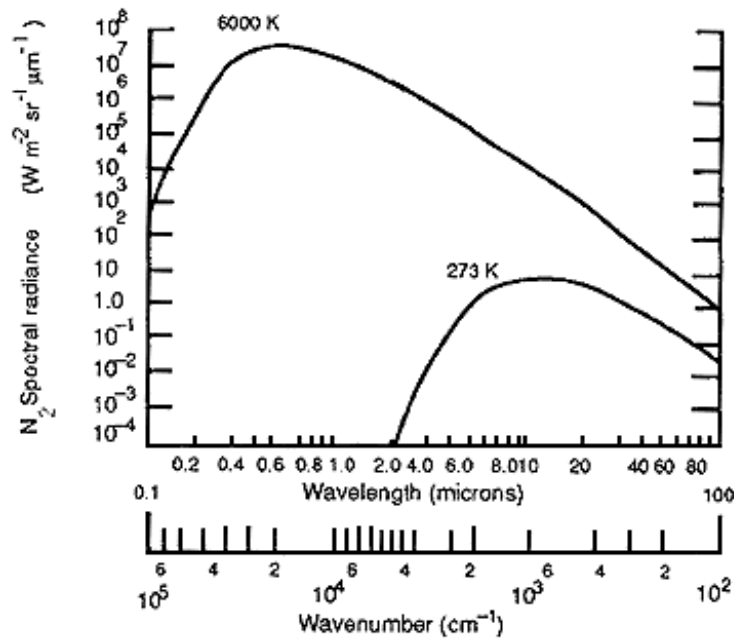
$$M = \sigma T^4 \tag{1.4}$$

donde M es la emitancia radiante ($W m^{-2}$), σ es la constante de Stefan-Boltzman ($5.6697 \cdot 10^8 W m^{-2} K^{-4}$) y T es la temperatura absoluta del cuerpo que emite (K). La conclusión importante que se debe extraer de esta expresión es que la energía total emitida por un cuerpo varía con T^4 , y por lo tanto se incrementa rápidamente cuando aumenta la temperatura. Otra consideración a tener en cuenta es que esta ley supone que el cuerpo que emite se comporta como un **cuerpo negro**, que es un radiador ideal que emite toda la energía que absorbe.

La emitancia radiativa espectral de un cuerpo negro, M_λ ($W m^{-2} \mu m^{-1}$), viene dada por la **ley de Planck**, tal que:

$$M_\lambda = c_1 / \lambda^3 (\exp(c_2 / \lambda T) - 1) \tag{1.5}$$

donde c_1 es $3.74 \cdot 10^{-16} W m^{-2}$ y c_2 , $1.44 \cdot 10^{-2} m K$.



Además de variar la energía total emitida por el cuerpo con la temperatura, también varía la distribución espectral de la energía emitida. Las curvas anteriores muestran la distribución de energía para dos cuerpos negros a temperaturas de 6000 K (Sol) y aproximadamente 300 K (Tierra). Las unidades en el eje de ordenadas expresan la radiancia espectral ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) de dichos cuerpos. El área bajo las curvas representa la radiancia o total de energía radiada por unidad de área y por ángulo sólido de medida. La radiancia es un término fundamental en teledetección, ya que describe lo que realmente mide un sensor. Cuanto más alta es la temperatura del radiador también es más grande la cantidad total de radiación que emite. Estas curvas también muestran que hay un desplazamiento hacia longitudes de onda más cortas en el máximo de la distribución de la radiación de un cuerpo negro a medida que aumenta la temperatura. La longitud de onda a la que se produce este máximo se conoce con el nombre de longitud de onda predominante y se relaciona con la temperatura por medio de la **ley de desplazamiento de Wien**:

$$\lambda = 2898 / T \quad (1.6)$$

Esta ley es de gran importancia para seleccionar la banda espectral o longitudes de onda más convenientes para detectar un determinado fenómeno siempre que se conozca su temperatura. En el caso de los incendios forestales, donde la temperatura de combustión puede alcanzar los 725 K, la longitud de onda más adecuada para su detección sería aproximadamente 4 micras (canal 3 AVHRR-NOAA), situada en el infrarrojo medio. Por su parte, el Sol (6000 K) presenta un máximo entorno a la región visible del espectro, que pueden ver nuestros ojos o las películas fotográficas. La Tierra (300 K), muestra su máximo para una longitud de onda de 9.7 micras, que se encuentra situado en la región infrarrojo térmico del espectro que como ya comentamos, está relacionada con el calor terrestre. Esta energía no puede ser vista ni fotografiada pero si puede ser detectada por dispositivos térmicos tales como radiómetros o scanners. Para poder observar con nuestros ojos los cuerpos naturales que existen en la tierra necesitamos que el Sol esté presente como fuente de iluminación, de manera que la energía solar reflejada pueda ser detectada por nosotros o sensores con bandas espectrales situadas en el visible. En general podemos definir una línea hipotética para dividir las longitudes de onda reflejadas de las emitidas por la superficie terrestre entorno a las 3 micras, si bien sólo podemos hablar de un predominio de uno u otro tipo ya que en todas las regiones encontramos ambas contribuciones. Un ejemplo lo encontramos cuando intentamos extraer información de la superficie terrestre con el canal 3 AVHRR en horas diurnas, en este caso no sólo estamos midiendo la energía emitida por los cuerpos terrestres a esa longitud de onda (3.7 micras) sino que también estamos detectando en el sensor la energía solar reflejada por los mismos

en esa misma banda espectral, por lo tanto la lectura queda “contaminada” y no se corresponde solamente con la emisión del cuerpo.

Reflexión en la superficie terrestre: espectro solar

Cuando la energía electromagnética incide sobre los cuerpos situados en la superficie terrestre, E_I , esta puede descomponerse en tres términos: uno de reflexión, E_R , de absorción, E_A y otro de transmisión E_T . Así pues, aplicando el principio de conservación de la energía podemos establecer la relación existente entre estas tres interacciones de la energía:

$$E_I(\lambda) = E_R(\lambda) + E_A(\lambda) + E_T(\lambda) \quad (1.7)$$

donde E_R denota la reflejada, E_A la absorbida y E_T la transmitida, siendo todas dependientes de la longitud de onda.

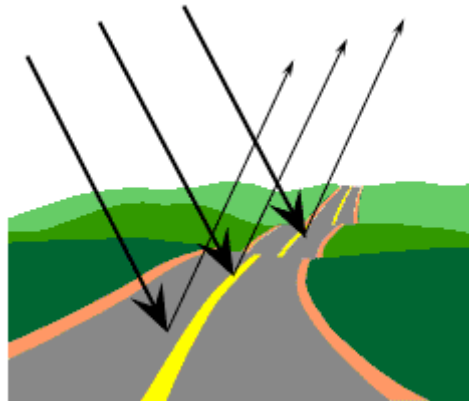


A partir de 1.7 podemos extraer dos conclusiones:

- 1) Las proporciones de E_R , E_A y E_T variarán de acuerdo con los diferentes cuerpos de la superficie terrestre dependiendo del tipo de material y condición. Estas diferencias nos permitirán discriminar unos objetos de otros en las imágenes.
- 2) La dependencia con la longitud de onda significa que aún dentro de un solo cuerpo natural determinado, las proporciones de (1.7) variarán a las diferentes longitudes de onda. Así, dos cuerpos pueden llegar a ser indistinguibles en un rango espectral y totalmente diferentes en otras longitudes de onda. Dentro del espectro visible estas diferencias espectrales se traducen en el efecto visual denominado color.

La forma geométrica o geometría, en la cual un objeto refleja energía es también una consideración importante. Este factor es principalmente una función de la **rugosidad** de la superficie. Así podemos distinguir entre:

- a) **Reflectores especulares.**- Son superficies planas que manifiestan la reflexión como un espejo, tal que el ángulo de reflexión es igual al de incidencia.



- b) **Reflectores difusos o lambertianos.**- Superficies rugosas que reflejan infinitamente en todas las direcciones.



La mayor parte de las superficies naturales no son reflectores especulares ni difusos, sino una mezcla de ambos. Para clasificar o diferenciar unos reflectores de otros es necesario comparar la rugosidad de la superficie con la longitud de onda de la energía incidente. Así, en la región visible diremos que las superficies suaves como agua en calma o metales pulidos son reflectores especulares ya que la rugosidad de estas superficies es mucho menor que las longitudes de onda usadas.

En el caso contrario, cuando la rugosidad es mucho mayor que la longitud de onda (mar con viento mayor de 10 m/s) la superficie reflejará como un cuerpo lambertiano.

Las reflexiones difusas contienen información espectral sobre el color de la superficie reflectante, mientras que las reflexiones especulares no. Así, en teledetección estamos más interesados en medir las propiedades de reflectividad difusa de los cuerpos terrestres (Ej. ¿Qué información nos daría una imagen del mar con “sunglint”?).

Curva de reflectividad espectral

Las características de reflectividad de las superficies terrestres se pueden cuantificar midiendo la porción de energía incidente que es reflejada. A esta proporción se le denomina **reflectividad espectral**, ρ_λ , ya que es función de la longitud de onda:

$$\rho_\lambda = E_R(\lambda) / E_I(\lambda) \quad (1.8)$$

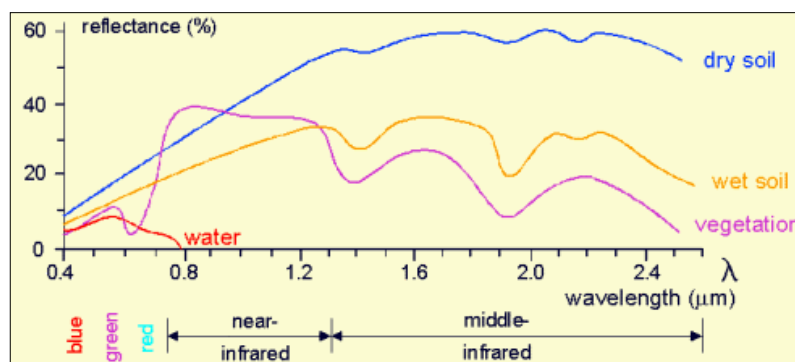
Se denomina **curva de reflectividad espectral** al gráfico de la reflectividad espectral frente a la longitud de onda. La configuración de estas curvas nos permite extraer las características espectrales de un objeto y tiene una gran influencia sobre la elección de la región espectral en la cual los datos de teledetección se deben adquirir para una aplicación particular.

Reflectividad espectral de la vegetación , suelo y agua

- **Vegetación.-** Las curvas de reflectividad espectral para la vegetación casi siempre manifiestan los picos-valles que se muestran en la figura (promedio). Los valles en la región del visible vienen dados por los pigmentos en las hojas de las plantas. La clorofila por ejemplo absorbe energía fuertemente en las bandas centradas en 0.45 y 0.67 μm . Es por ello por lo que nuestros ojos perciben la vegetación sana con color verde, debido a la gran absorción en azul y rojo por las hojas y la alta reflexión en el verde. Cuando la vegetación no está sana disminuye la clorofila y el resultado es una absorción en el rojo y el azul, a menudo incrementando la reflectividad espectral en el rojo por lo que vemos las hojas con tono amarillento (mezcla de verde y rojo). Al llegar al IR próximo la reflectividad de la vegetación sana aumenta drásticamente. La región 0.7-1.3 μm refleja entre el 40 – 50% de la energía incidente, el resto

de la energía es casi toda transmitida, ya que en esta región la absorción es menor que el 5%. La reflectividad de 0.7 a 1.3 μm se debe a la estructura interna de las hojas. Como estas son distintas nos permite diferenciar los tipos de vegetación, aunque en el visible sean muy similares.

Esta región también sirve para detectar estrés en la vegetación más allá de 1.3 μm , la reflectividad de las hojas es aproximadamente inversamente proporcional al contenido del agua total presente en las hojas.



- **Suelo.**- Casi sin variación espectral, los principales factores que afectan a la reflectividad espectral de los suelos son: humedad, textura (proporción de arena), rugosidad, presencia de óxidos de hierro y materia orgánica. Por ejemplo, la presencia de humedad hace decrecer la reflectividad espectral, al igual que la rugosidad, materia orgánica y la presencia de óxidos de hierro, estos últimos principalmente en el visible.
- **Agua.**- Esta transmite la mayor parte de la energía visible que incide en ella, absorbiendo más cuanto mayor es la longitud de onda de la radiación incidente. La mayor reflectividad del agua clara está entorno al azul, disminuyendo cuando se alcanza el infrarrojo próximo. De ahí la facilidad a estas longitudes de onda de distinguir la línea de la costa.

La variabilidad del agua se detecta mejor en longitudes de onda más cortas (azul y verde) y está relacionada con la profundidad, el contenido de materiales en suspensión (clorofila,

nutrientes) y rugosidad de la superficie. Así, la reflectividad espectral aumenta en aguas poco profundas.

- **Nieve.**- La elevada reflectividad espectral de la nieve en el visible se reduce drásticamente en el infrarrojo cercano. La reflectividad espectral es inversamente proporcional al tamaño de los cristales de hielo.

Emisión térmica de los cuerpos naturales

Temperatura radiativa de un cuerpo

Normalmente uno relaciona la medida de temperatura con un instrumento en contacto con un cuerpo determinado al que se le quiere medir la temperatura. En realidad, lo que se está haciendo es medir la *temperatura cinética* que es una manifestación interna de la energía de traslación promedio de las moléculas del cuerpo. Sin embargo, los cuerpos radian energía en función de su temperatura. Esta energía emitida es una manifestación externa del estado de energía de dicho cuerpo, que puede ser detectado mediante técnicas de teledetección y usado para determinar la **temperatura radiativa** del cuerpo.

Los cuerpos de la superficie terrestre emiten radiación principalmente en las longitudes de onda del infrarrojo térmico (3 – 14 μm). Las películas fotográficas sólo son sensibles hasta el infrarrojo cercano y no están relacionadas con la temperatura a excepción de cuerpos muy calientes (Ej. lava a 1.100 °C tiene pico de emisión a 2.1 μm). Así pues, sólo detectores electrónicos permitirán medir esta radiación.

Anteriormente hemos visto las leyes fundamentales de la radiación que involucran a la temperatura, y hemos definido lo que es un cuerpo negro, para el que se definen esas leyes. Sin embargo, los materiales reales no son cuerpos negros, éstos emiten sólo una fracción de la energía emitida por un cuerpo negro a una temperatura equivalente. Es necesario por tanto introducir la definición de una característica propia de cada cuerpo, que relaciona su capacidad de emitir comparada con la del cuerpo negro.

Emisividad espectral (ϵ)

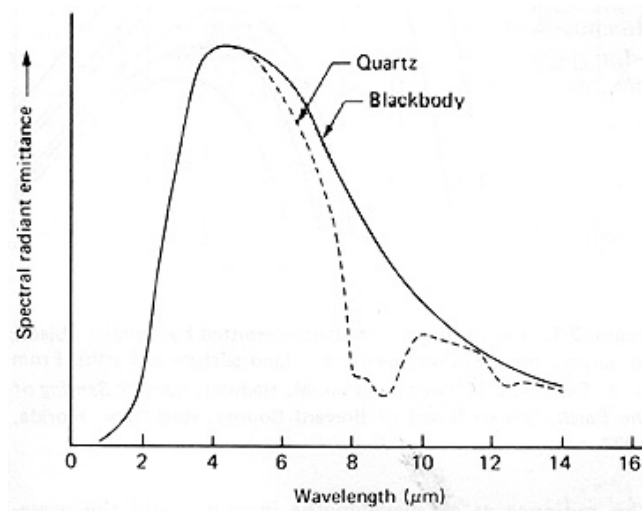
Es un factor que describe la eficiencia de radiar energía de un objeto en comparación con la de un cuerpo negro a su misma temperatura.

$$\epsilon(\lambda) = \frac{\text{*Emitancia radiativa de un cuerpo a la temperatura T}}{\text{*Emitancia radiativa de un cuerpo negro a la temperatura T}} \quad (1.9)$$

ϵ puede tomar valores entre 0 y 1, y depende de la longitud de onda y del ángulo de observación.

* (La emitancia es el total de energía radiada en todas las direcciones desde una unidad área y por unidad de tiempo (W/m^2).)

Un **cuerpo gris** es aquel que tiene una emisividad espectral menor que uno, pero constante a todas las longitudes de onda. Los cuerpos naturales suelen variar su emisividad con la longitud de onda y es por lo que se les denomina **radiadores selectivos**.



La región espectral donde se manifiesta con mayor claridad la emitancia espectral de los cuerpos o fenómenos que se producen en la superficie terrestre va de las 8 hasta las 14 μm , entorno al pico de 9.7 μm de emisión máxima de la Tierra a una temperatura promedio de 300K. Las emisividades de los cuerpos son muy diferentes dentro de esta banda, pero la mayor parte de ellos pueden ser considerados como cuerpos grises en este intervalo.

Material	ϵ (8 – 14 μm)
Piel humana	0.98
Agua de mar	0.98 - 0.99
Agua destilada	0.96
Vegetación	0.91
Arena	0.91
Suelo seco	0.92
Suelo húmedo	0.95
Nieve	0.80

Interacción de la radiación térmica con los cuerpos terrestres.

Atendiendo a la expresión que relaciona las tres interacciones de la energía:

$$E_I(\lambda) = E_R(\lambda) + E_A(\lambda) + E_T(\lambda)$$

si dividimos por la energía incidente $E_I(\lambda)$ obtendremos:

$$1 = \alpha(\lambda) + \rho(\lambda) + \tau(\lambda) \quad (1.10)$$

donde α es **absorción** (E_A / E_I) y τ es la **transmisividad** (E_T / E_I).

Teniendo en cuenta la **ley de Kirchoff** que establece que la emisividad espectral de un objeto es igual a la absorción espectral $\epsilon(\lambda) = \alpha(\lambda)$, implica que buenos absorbedores es equivalente a buenos emisores. Entonces:

$$1 = \epsilon(\lambda) + \rho(\lambda) + \tau(\lambda) \quad (1.11)$$

Como en la mayor parte de las aplicaciones en teledetección los objetos se suponen opacos a la radiación térmica, esto es, $\tau(\lambda) = 0$. Con lo que tenemos:

$$1 = \epsilon(\lambda) + \rho(\lambda) \quad (1.12)$$

Esta expresión muestra la relación directa entre la emisividad y reflectividad de un cuerpo en el infrarrojo térmico, tal que a mayor reflectividad menor emisividad, (Ej. Nieve) y a menor reflectividad mayor emisividad (Ej. Mar).

La emisividad de un objeto tiene una implicación fundamental cuando medimos su temperatura radiativa.

Recomponiendo la ley de Stefan-Boltzman para cuerpos distintos de los cuerpos negros:

$$M = \varepsilon \sigma T^4 \quad (1.13)$$

que describe la relación existente entre la señal medida por un sensor térmico, M y los parámetros T y E. Nótese que cuerpos a la misma temperatura pueden tener emitancias radiativas totalmente diferentes. De ahí la necesidad de conocer correctamente la emisividad para poder dar la temperatura de los diferentes cuerpos.

Emisión y retrodifusión en microondas

La porción de microondas del espectro va desde 1mm hasta 1m aproximadamente. Estas longitudes de onda tan grandes comparadas con el visible o el infrarrojo tienen propiedades especiales que son muy importantes en teledetección. Estas pueden penetrar a través de la cobertura nubosa, calima, polvo e incluso la lluvia, lo que permite la detección de este tipo de energía bajo casi todas las condiciones de tiempo o ambientales en cualquier momento.

La **emisión** en microondas de los cuerpos naturales es similar en concepto a la emisión en el infrarrojo térmico, ambas están relacionadas con la temperatura de éstos. En este caso se utiliza la aproximación a la ley de Planck calculada por Rayleigh-Jeans:

$$M(\lambda) = 2 \pi c K T / \lambda^4 \quad (1.14)$$

donde c es la velocidad de la luz, K la constante de Steffan-Boltzman ($1.38 \cdot 10^{-23}$ Ws²/K).

Todos los objetos emiten energía en microondas pero en cantidades muy pequeñas y difícilmente perceptibles. Esta energía puede ser detectada por un sensor pasivo. Las aplicaciones más importantes de la teledetección pasiva en microondas son:

1. Meteorología: en la obtención de perfiles atmosféricos, contenido de vapor de agua, ozono, etc.
2. Hidrología: en la determinación de la humedad del suelo ya que la emisión en microondas está influenciada por la humedad.
3. Oceanografía: detección de hielo en el mar, corrientes, vientos en superficie, detección de contaminantes como manchas de petróleo, etc.

A pesar del interés de estas aplicaciones, sin lugar a dudas la teledetección más importante en microondas se refiere a aquella que detecta información del sistema Tierra-Atmósfera a partir de la reflexión de un haz de microondas emitido por el propio sistema remoto, lo que se conoce con el nombre de **teledetección activa de microondas**.

La forma más común de un sensor activo de imágenes es el RADAR (Radio Detection And Ranging). El sensor transmite una señal de radio hacia el objeto y detecta la porción retrodispersada de la señal. La fuerza de la señal retrodispersada

se mide para discriminar entre diferentes tipos de objetos y el retraso en el tiempo entre la transmitida y la reflejada determina la distancia al objeto.

Apariencia de las imágenes e interacción con los objetos

El brillo de los cuerpos en una imagen radar depende de la porción de energía transmitida que es detectada por la antena. La ecuación fundamental del radar viene dada por:

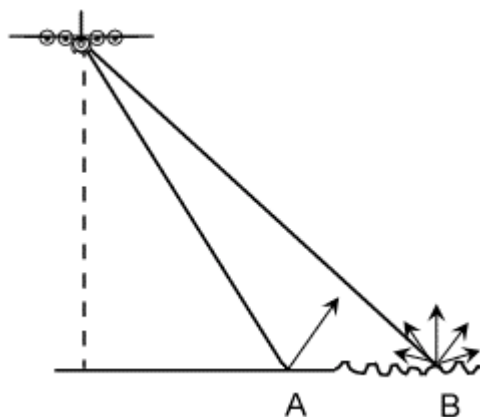
$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 \cdot r^4} \quad (1.15)$$

donde P_r es la potencia retrodispersada medida por el sensor, P_t es la potencia transmitida, G el factor de ganancia de la antena, σ la sección eficaz del retrodifusor y r la distancia entre el sensor y el objeto.

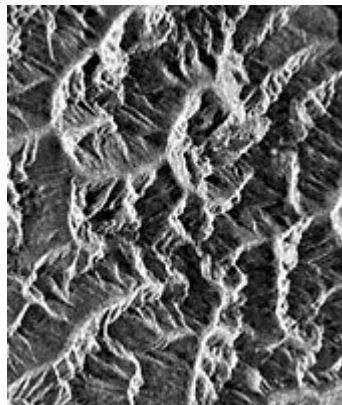
Así la potencia retrodispersada depende principalmente de:

- La rugosidad de la superficie
- La relación entre la geometría de la superficie y visión del radar.
- Contenido de humedad y propiedades eléctricas del objeto.

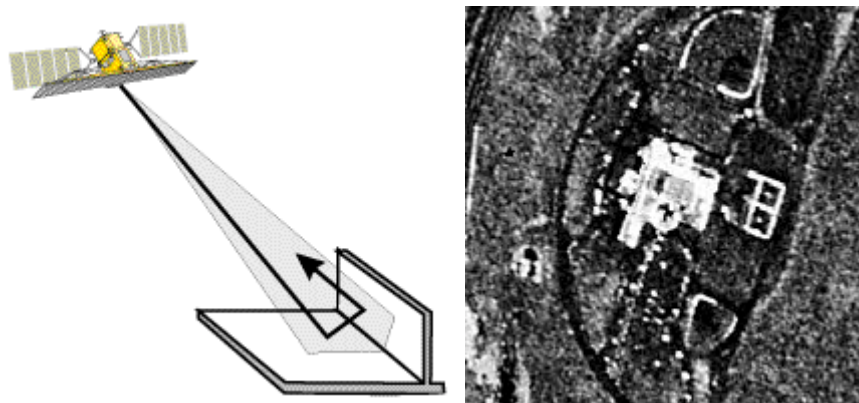
La **rugosidad** es el factor dominante y el que normalmente determina los diferentes tonos vistos en una imagen radar. Se considera que una superficie es suave (no rugosa) si las variaciones de altura son mucho más pequeñas que las longitudes de onda del radar. En una superficie suave la reflexión es especular, con lo que la energía retrodispersada es pequeña, obteniéndose tonos oscuros. Mientras que si la superficie es rugosa la reflexión es difusa en todas las direcciones, con lo que la energía retrodispersada es mayor y los tonos que se obtienen son claros (ver figura).



El **ángulo de incidencia** en combinación con la **longitud de onda**, también juega un papel importante en la rugosidad. Así para una superficie dada y una longitud de onda, ésta parecerá más lisa cuando aumenta el ángulo de incidencia. En terrenos planos el ángulo de incidencia es igual que el ángulo de visión. Pero cuando hay relieve este no es el caso, las pendientes mirando al radar tendrán ángulos de incidencia pequeños con lo que se tiene una fuerte reflexión y tonos claros (ver figura). Por todo esto es muy importante la **geometría de observación**.



En el caso de zonas urbanas se suele producir lo que se denomina **reflexión de esquina**, que provoca la detección de gran cantidad de energía (edificios, calles).



La presencia (ausencia) de **humedad** afectará a las propiedades eléctricas del medio y por tanto influenciará en la absorción, emisión y reflexión de la energía en microondas. Normalmente el brillo de una imagen aumentará con el contenido de humedad (suelo y vegetación húmedos son más brillantes que los secos). La radiación en microondas que incide en un objeto húmedo sufrirá una retrodispersión mayor en la parte más externa

del cuerpo. La magnitud y el tipo de dispersión dependerán de la rugosidad. Si el objeto está seco, la superficie aparecerá lisa al radar, por lo que la energía penetra más. A mayor longitud de onda mayor poder de penetración.

Por último, comentar que los pulsos o señales del radar están diseñados para emitir radiación polarizada Horizontal o Verticalmente, y pueden recibirla de la misma forma o cruzada. Luego existen cuatro tipos de polarización:

- Polarización semejante: HH o VV
- Polarización cruzada: HV o VH

La combinación de diferentes longitudes de onda y polarizaciones puede darnos información complementaria acerca de los objetos de la superficie. Por ejemplo, la polarización semejante penetra más en la vegetación que la cruzada, así que se devuelve más energía de las plantaciones que tienen sus surcos alineados en la dirección azimutal que de aquellos que están alineados en la dirección del barrido del sensor.



El agua actúa como un espejo ante las microondas a no ser que haya rugosidad superficial.

El hielo o la nieve dependen mucho de sus condiciones.

Efectos atmosféricos sobre la radiación

Antes de que la radiación usada en teledetección alcance la superficie de la Tierra, tiene que viajar a través de la atmósfera terrestre a lo largo de una determinada trayectoria y volver a atravesarla en sentido ascendente para que pueda ser detectada por los sensores espaciales. Este es el caso en el que se usan dispositivos que miden en las longitudes de onda del visible, infrarrojo próximo o medio

En el caso de que dispongamos de sensores térmicos la radiación normalmente sólo puede realizar un viaje ascendente a través de la atmósfera, siguiendo una trayectoria más corta que en el caso anterior.

El efecto neto que produce la atmósfera en ambas radiaciones varía de acuerdo con las siguientes condiciones:

- Longitud de la trayectoria.
- Magnitud de la señal de energía detectada.
- Condiciones atmosféricas presentes.
- Longitudes de onda involucradas.

Los mecanismos atmosféricos que provocan ese efecto tan profundo en la radiación usada en teledetección con la dispersión (scattering) y la absorción.

Dispersión

Cuando la radiación electromagnética incide sobre una partícula o molécula de gas presente en la atmósfera, ésta puede extraer una porción de energía de esta onda incidente, mientras que el resto permanece inalterada. La porción de energía tomada puede ser reemitida en cualquier dirección. A este fenómeno se le conoce como **dispersión, difusión o scattering**.

Normalmente en estos problemas se define el parámetro de tamaño X como:

$$X = 2 \pi r / \lambda \quad (1.16)$$

donde r es el radio de la partícula.

En función de este parámetro de tamaño aparecen varios tipos de scattering:

- 1) **Scattering Rayleigh**: en este caso el tamaño de las partículas es mucho menor que la longitud de onda incidente. Estas partículas son, generalmente moléculas de oxígeno o nitrógeno que se encuentran en la atmósfera. El efecto de la dispersión de Rayleigh es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda:

$$I_R \propto \frac{I_0}{\lambda^4}$$

donde I_0 , es la radiación incidente e I_R , la debida a Rayleigh.

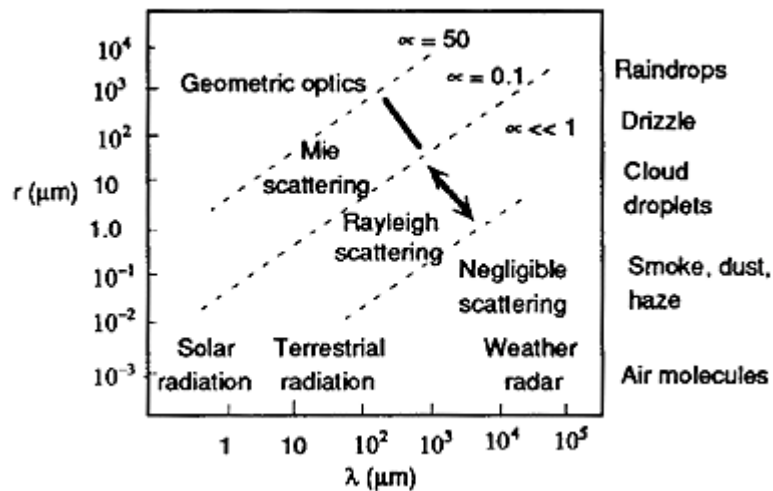
Luego las longitudes de onda cortas son mucho más dispersadas que las largas. Este tipo de scattering es el dominante en las partes altas de la atmósfera.

El hecho de que el cielo aparezca azul durante el día se debe precisamente a este fenómeno. La luz solar interactúa con las moléculas de la atmósfera dispersándose de forma más efectiva las longitudes de onda corta (azul) que el resto de las longitudes de onda del visible. Sin embargo, al atardecer o al amanecer, la luz solar atraviesa un camino atmosférico mucho más largo, y aunque también tiene lugar este tipo de dispersión, se produce una mayor absorción de dichas longitudes de onda corta, por lo que finalmente los que prevalecen a esas horas son los rojos y naranjas.

Este tipo de scattering es uno de las causas más importantes de la falta de contraste en las imágenes.

- 2) Scattering Mie:** Cuando las partículas son del mismo tamaño o algo más grandes ($X < 50$) que las longitudes de onda incidentes, tiene lugar este tipo de scattering. Aquí la resolución de las ecuaciones de Maxwell para el cálculo de la radiación dispersada se complica enormemente. Como ejemplo de partículas que producen este tipo de dispersión tenemos: partículas de polvo del desierto, polen, humo, etc.

Normalmente el fenómeno de dispersión Mie se produce en las capas bajas de la atmósfera ya que, dada la naturaleza de las partículas que lo producen, éstas difícilmente se encuentran por encima de los seis kilómetros en cantidades apreciables.



Absorción

Mientras que la dispersión de radiación solar es un fenómeno no selectivo, es decir, ocurre casi de forma continua para cualquier longitud de onda, la absorción sí lo es. Además, a diferencia del fenómeno de dispersión, este provoca una pérdida de energía en la radiación. Los principales absorbentes de radiación solar y radiación infrarroja son: el vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono.

El **vapor de agua** absorbe la radiación de onda larga infrarrojo térmico y onda corta en el microondas (desde 22 μm a 1mm). La presencia de vapor de agua en la parte baja de la atmósfera varía enormemente de punto a punto y en cortos espacios de tiempo. Dos ejemplos contrapuestos de la presencia de este componente son los desiertos, con muy poca cantidad de vapor de agua y las regiones tropicales con una concentración muy alta de humedad.

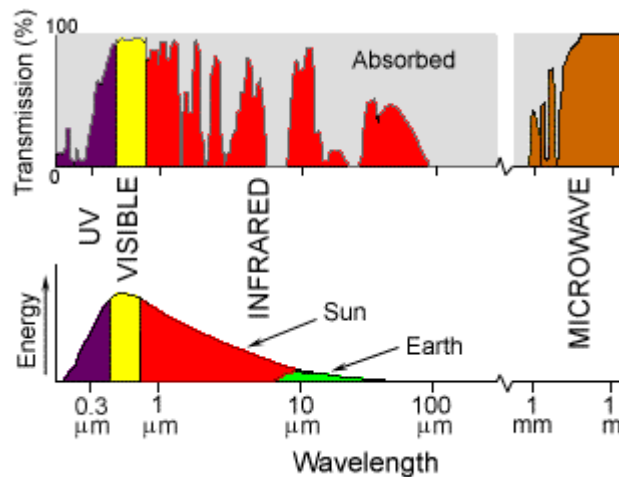
El **dióxido de carbono** se conoce como el gas más importante del efecto invernadero. Esto es porque tiende a absorber radiación fuertemente en la porción del infrarrojo lejano del espectro electromagnético (zona asociada con el calentamiento térmico), de forma que atrapa este calor dentro de la atmósfera.

El **ozono** absorbe radiación ultravioleta del sol, principalmente en la región más energética, el UVB. Sin él en la atmósfera, nuestra piel se quemaría al exponerla a la luz solar.

Como consecuencia de que estos gases absorben en diferentes regiones del espectro electromagnético, influirán significativamente en las zonas del espectro que se utilizan en teledetección.

Aquellas áreas del espectro electromagnético que no están severamente influenciadas por procesos de absorción son las apropiadas para los sensores remotos y se denominan: **ventanas atmosféricas**.

Si comparamos las dos fuentes de energía más comunes Sol – Tierra, con las ventanas atmosféricas disponibles podremos definir las longitudes de onda que podemos usar más efectivamente en teledetección.



La región visible (sensible a los ojos) se corresponde con una ventana atmosférica y al nivel del pico de energía del Sol.

La energía en forma de calor emitida por la Tierra se corresponde con una ventana entorno a 10 μm (8 a 14 μm) en el infrarrojo térmico.

Más allá de 1mm (microondas) hay una ventana atmosférica (1mm a 1m).

Según todo lo visto, **la elección de un sensor en teledetección** debe tener en cuenta lo siguiente:

1. Sensibilidad espectral de los sensores disponibles.
2. Presencia o ausencia de ventanas atmosféricas en el intervalo espectral en el que queremos detectar.
3. Conocimiento de la fuente, magnitud y composición espectral de la energía disponible en estos intervalos.
4. Forma de interacción de la energía con los objetos bajo investigación, para una buena elección del intervalo espectral del sensor.