



Introducción al
**PROCESAMIENTO DIGITAL DE
IMÁGENES DE SATÉLITE**



Universidad de Valencia – Parque Científico
Laboratorio de Procesado de Imágenes (LPI)

Juan Carlos Jiménez Muñoz
José A. Sobrino
Guillem Sòria
Unidad de Cambio Global
Dpt. Física de la Tierra y Termod.
Facultad de Física
Universidad de Valencia

Tratamiento digital de imágenes: definición

"Manipulación de una imagen digital (cuentas digitales) con ayuda de un ordenador con propósitos de corrección, perfeccionamientos, extracción de información, etc."

¿Cómo se forma una imagen digital?

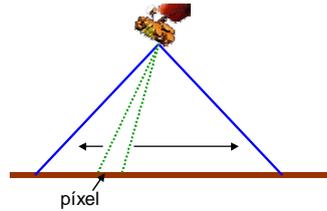
El sensor mide radiación (energía) electromagnética (variable continua), pero estos valores se almacenan en forma de Cuentas Digitales (variable discreta).

La imagen digital se forma mediante un sistema de conversión analógico-digital.

¿Cómo se adquieren las imágenes de teledetección?

El sensor a bordo del satélite (avión) realiza un barrido, registrando los valores asociados a cada elemento espacial (píxel) para las distintas longitudes de onda (bandas).

FOV: campo de visión (Field Of View)
IFOV: campo de visión instantáneo (Instantaneous FOV)
 Imagen: matriz de $m \times n$ (escena)



¿Cómo se visualiza una imagen digital?

A cada valor de cuentas digitales se le asigna un "color". Por ejemplo, para visualizar una imagen en blanco y negro (escala de grises), se puede asignar al valor mínimo (0) el color negro, y al valor máximo el color blanco. Al resto de valores intermedios, se les asigna un determinado gris (gradualmente más claro conforme nos acercamos al valor máximo).

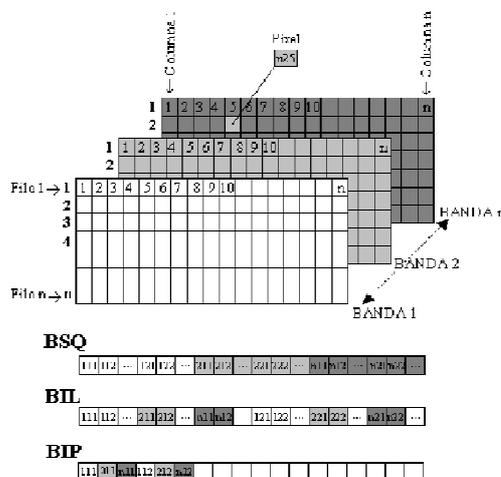
Formatos de grabación de imágenes digitales

BSQ:
 Bandas secuenciales

BIL:
 Bandas intercaladas por línea

BIP:
 Bandas intercaladas por píxel

(Existen también los formatos ya conocidos como jpg, bmp, tiff, etc.)



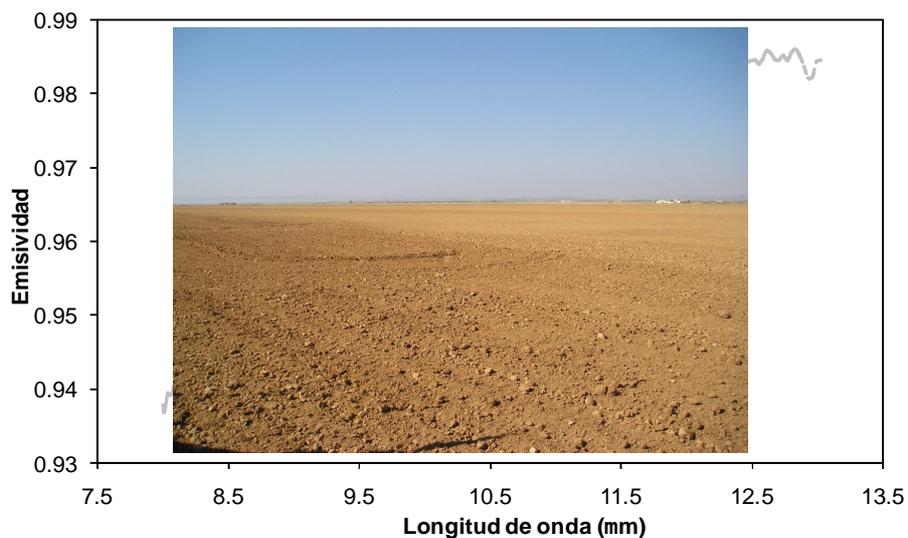
Extracción de información con imágenes multiespectrales

Los seres humanos somos una especie "visual", basada principalmente en las imágenes para entender el mundo que nos rodea.

Las fotografías aéreas e imágenes de satélite nos ofrecen una nueva forma de visualizar nuestro entorno (paisaje).

"Ver es creer", por lo tanto todos creemos saber de forma natural como interpretar una imagen... sin embargo esto no es del todo cierto si tenemos en cuenta que los sensores multiespectrales proporcionan información en regiones del espectro fuera del rango de visión del ser humano.

Las imágenes de teledetección nos permiten realizar un análisis visual (fotointerpretación), pero también aplicar otras técnicas más sofisticadas y basadas en modelos físicos para extraer información relevante del medio ambiente.

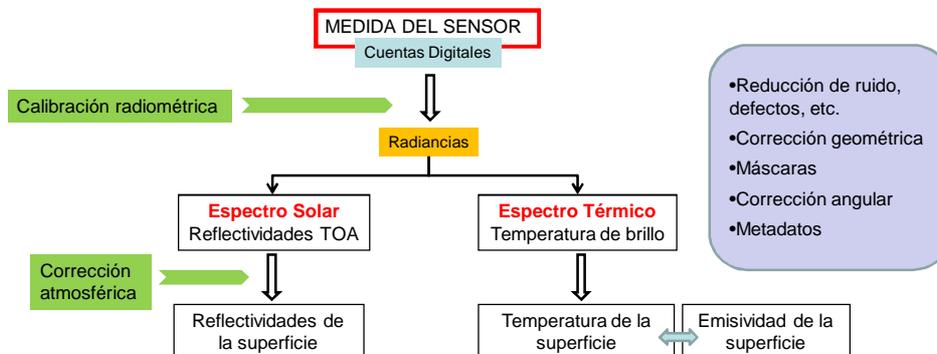


Las primeras técnicas de procesamiento digital de imágenes se desarrollaron para realizar "realces" en el contexto de fotointerpretación.

- ❑ **Composiciones de color (RGB)**
- ❑ **Filtros digitales (convolución)**
 - paso alto
 - paso bajo
 - mediana
 - direccional
 - laplaciano
 - gaussiano
 - Sobel
 - Roberts
- ❑ **Ajuste del contraste y realces**
 - mediante el histograma
 - decorrelation stretch
 - componentes principales
- ❑ **Cocientes de bandas: índices de vegetación**
- ❑ **Transformación "Tasselep Cap"**
- ❑ **Clasificaciones. Mezclas espectrales.**

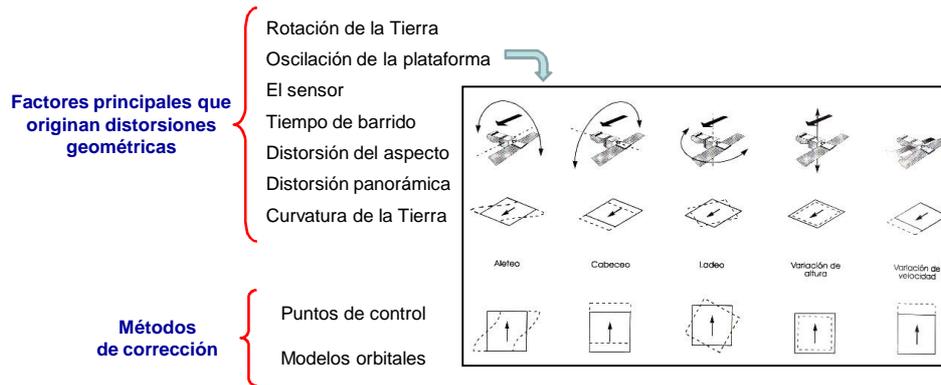
Corrección de imágenes de satélite

Para poder obtener información de la superficie terrestre y realizar estudios medioambientales a partir de imágenes de teledetección, previamente es necesario realizar una serie de correcciones o pre-procesado de dichas imágenes → dotamos de significado físico a los datos medidos por el sensor.



Corrección geométrica

Las imágenes digitales proporcionadas por los distintos sensores presentan una serie de distorsiones con respecto a la "imagen real". La corrección geométrica pretende eliminar esas deformaciones "recolocando" los píxeles, y rellenando los "huecos" existentes.



Máscaras

Las máscaras tienen por objetivo identificar píxeles característicos: tierra/mar, agua/nieve/hielo, nubes, sombras...

NUBES

Ejemplo: Imagen ASTER en la que se puede apreciar perfectamente el efecto de la cobertura nubosa



SOMBRAS

Ejemplo: Imagen Landsat sobre una zona montañosa de Argentina



Rangos espectrales

Las correcciones de las imágenes de satélite se abordan de forma distinta dependiendo de la región espectral considerada (es decir, dependiendo de la longitud de onda de las bandas del sensor).

Regiones espectrales básicas:

- óptica**
- Solar:** Visible e Infrarrojo Cercano (0.3-3 mm)
La radiación detectada por el sensor proviene principalmente de la **reflexión de la energía solar** por la superficie.
 - Térmica:** Infrarrojo Térmico (8-14 mm)
La radiación detectada por el sensor proviene principalmente de la **emisión** de la superficie terrestre (contribución solar despreciable).
 - Microondas:** 15mm a 1.5 m
La radiación es capaz de penetrar las nubes. Sensible a la humedad de la superficie.

Corrección atmosférica

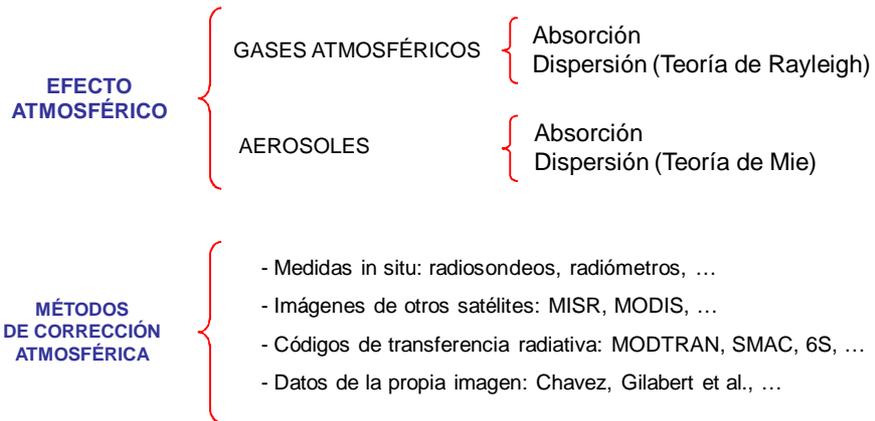
-La radiación medida por el sensor no se corresponde con la radiación que proviene de la superficie, ya que entre la superficie y el sensor se encuentra la atmósfera, produciendo una perturbación en la señal.

-Esta perturbación se produce por los procesos de absorción y dispersión debidos a los componentes de la atmósfera (gases atmosféricos y aerosoles).

-El efecto atmosférico depende de la longitud de onda, dependiendo por lo tanto de la banda del sensor considerada, de ahí que se considere por separado la corrección atmosférica en el espectro solar (bandas situadas en la región del visible e infrarrojo cercano, entre los 0.3 y los 3 mm) y la corrección en el infrarrojo térmico (generalmente entre 8 y 14 mm).

CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA: Por corrección atmosférica se entiende, en general, el proceso mediante el cual es eliminada de la señal detectada por el sensor la perturbación producida por la atmósfera.

Corrección atmosférica

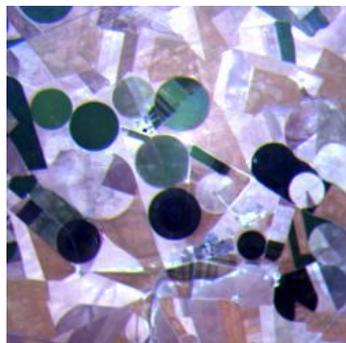


Corrección atmosférica

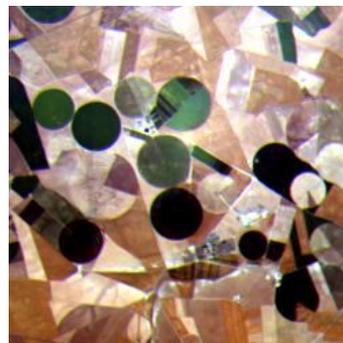
EJEMPLO: COMPARACIÓN ENTRE UNA IMAGEN EN LA QUE NO SE HA REALIZADO LA CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA Y UNA IMAGEN EN LA QUE SÍ SE HA CORREGIDO ESTE EFECTO

Imágenes del sensor POLDER tomadas sobre la zona de Barrax (Albacete). Composición en falso color RGB.

NO CORREGIDA



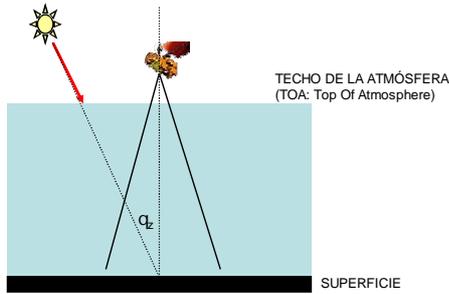
CORREGIDA



La banda azul está más afectada por la atmósfera, de ahí el tono azulado en la imagen no corregida

Espectro Solar: Reflectividades TOA

CÁLCULO DE REFLECTIVIDADES EN EL TECHO DE LA ATMÓSFERA (TOA)



El espectro de reflectividades es único para cada tipo de superficie, por lo que resulta de gran interés en estudio medioambientales con datos de teledetección.

Reflectividad: cociente entre la energía reflejada y la energía incidente.

$$\rho_{\lambda}^{TOA} = \frac{L_{\lambda}^{sen}}{L_{\lambda}^{SOL}}$$

$$L_{\lambda}^{SOL} = \frac{\cos \theta_z}{d^2} E_{0,\lambda} \longrightarrow \rho_{\lambda}^{TOA} = \frac{d^2 \pi L_{\lambda}^{sen}}{E_{0,\lambda} \cos \theta_z}$$

E_0 : irradiancia solar extraterrestre

d : distancia Tierra-Sol

θ_z : ángulo solar cenital

Espectro Solar: Corrección atmosférica

La ecuación de transferencia radiativa nos proporciona una relación entre los parámetros medidos por el sensor y los parámetros de superficie, lo que nos permite abordar el tema de la corrección atmosférica.

Superficie Lambertiana Uniforme

$$L_{TOA} = L_{SOL} t_{\downarrow} r_{sup} + L_{camino}$$

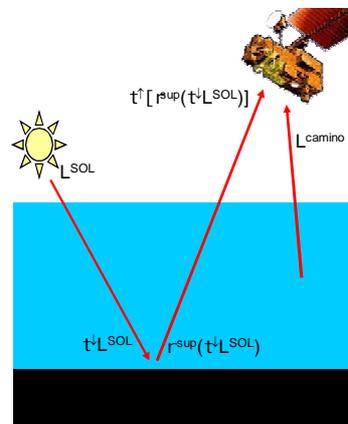
L_{TOA} : Radiancia medida por el sensor en el techo de la atmósfera (TOA, Top Of Atmosphere).

L_{SOL} : Irradiancia solar extraterrestre corregida según la excentricidad y el coseno del ángulo cenital.

t : Transmisividad atmosférica total, obtenido como el producto de la trasmisividad desde el techo de la atmósfera hasta el suelo para el rayo solar (t_{\downarrow}), y la transmisividad desde el suelo hasta el techo de la atmósfera para el ángulo de observación del satélite (t_{\uparrow}) $\Rightarrow t = t_{\downarrow} \cdot t_{\uparrow}$.

r^{sup} : reflectividad de la superficie.

L_{camino} : radiancia de camino que representa la propia contribución de la atmósfera.



Espectro Solar: Corrección atmosférica

La magnitud que nos proporciona información acerca de la superficie es la reflectividad (r^{sup}). Despejando en la ecuación anterior:

$$\rho_{\lambda}^{sup} = \frac{L_{\lambda}^{TOA} - L_{\lambda}^{ca\ min\ o}}{L_{\lambda}^{SO\ L} \tau_{\lambda}}$$

Efecto atmosférico

Generalmente, la ecuación de transferencia radiativa se suele normalizar dividiendo por la irradiancia solar ($L^{SO\ L}$). De esta forma la ecuación queda en términos de reflectividad:

$$r_{\lambda}^{TOA} = t_{\lambda} r_{\lambda}^{sup} + r_{\lambda}^{camino}$$

Espectro Solar: Corrección atmosférica

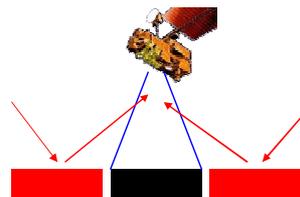
Superficie No-Lambertiana Uniforme

$$\begin{aligned} \rho^{TOA} = & \\ & + \rho^{ca\ min\ o} + \\ & + \tau_{dir}^{\uparrow} \tau_{dir}^{\downarrow} \rho^{sup} + \\ & + \tau_{dif}^{\downarrow} \rho' \tau_{dir}^{\uparrow} + \\ & + \tau_{dir}^{\downarrow} \rho'' \tau_{dif}^{\uparrow} + \\ & + \tau_{dif}^{\uparrow} \rho''' \tau_{dif}^{\uparrow} + \\ & + reflexiones_múltiples \end{aligned}$$

En este caso, además de las propiedades atmosféricas, se necesita un modelo de reflectividad para la superficie

Superficie No-Lambertiana No Uniforme

Efectos de adyacencia
 Complejo de resolver



Espectro Térmico: Temperatura de brillo TOA

La radiancia medida por el sensor en una cierta banda térmica puede utilizarse para obtener la temperatura a partir de la **ley de Planck**. Esta temperatura se conoce con el nombre de temperatura de brillo. La temperatura calculada de esta forma asume que la atmósfera es transparente y la superficie es un cuerpo negro.

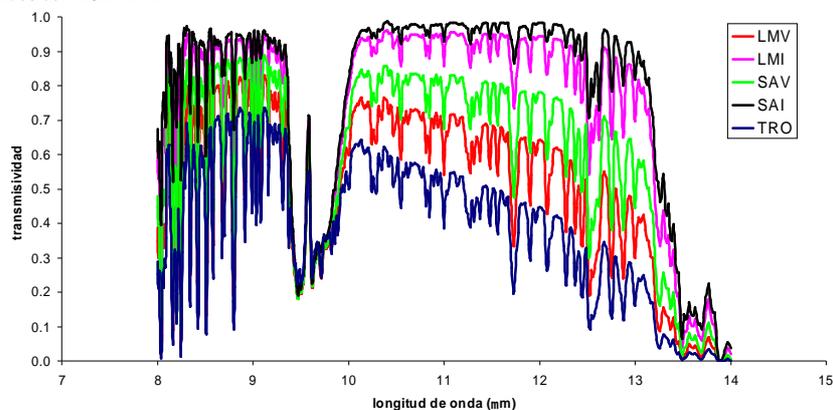
$$B_{\lambda}(T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1} \quad \longrightarrow \quad T_{sen} = \frac{c_2}{\lambda} \left[\ln\left(\frac{c_1}{\lambda^5 L_{\lambda}^{sen}} + 1\right) \right]^{-1}$$

c_1 y c_2 : constantes de radiación

$c_1 = 2hc^2 = 1.19104 \cdot 10^8 \text{ W mm}^4 \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ y $c_2 = hc/k = 14387.7 \text{ mm K}$
(l expresada en mm, la función de Planck en $\text{W m}^{-2} \text{ mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$)

Espectro Térmico: Corrección atmosférica

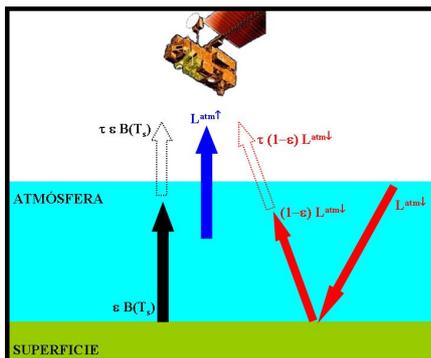
EJEMPLO: Transmisividad atmosférica para las cinco atmósferas estándar (LMV: Latitudes Medias de Verano, LMI: Latitudes Medias de Invierno, SAV: Subártica de Verano, SAI: Subártica de Invierno, TRO: Tropical). Valores obtenidos con MODTRAN.



Espectro Térmico: Corrección atmosférica

ECUACIÓN DE TRANSFERENCIA RADIATIVA

$$L_{i,\theta}^{sen} = \underbrace{\left[\varepsilon_{i,\theta} B_i(T_s) + (1 - \varepsilon_{i,\theta}) L_i^{atm\downarrow} \right]}_{L_i^{sup}} \tau_{i,\theta} + L_{i,\theta}^{atm\uparrow}$$



NOTACIÓN

τ : transmisividad atmosférica
 $L^{atm\uparrow}$: radiancia atmosférica ascendente
 $L^{atm\downarrow}$: radiancia atmosférica descendente

q : ángulo de observación

B : Función de Planck

i : banda del sensor (equivalente a λ)

ε : emisividad de la superficie terrestre
 T_s : temperatura de la superficie terrestre

L^{sen} : radiancia medida por el sensor

$L^{sen} = B(T_i) \Rightarrow T_i$: temperatura de brillo

$L^{sup} = \varepsilon B(T_s) + (1 - \varepsilon) L^{atm\downarrow}$: radiancia que proviene de la superficie

Espectro Térmico: Corrección atmosférica

Si conseguimos obtener datos de la transmisividad atmosférica y de la radiancia de la atmósfera, podemos obtener la radiancia emitida por la superficie a partir de las medidas del sensor:

$$L_i^{sup} = \frac{L_i^{sen} - L_i^{atm\uparrow}}{\tau_i}$$

CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

Una vez obtenida la radiancia de la superficie, podemos obtener la temperatura de la superficie terrestre (T_s) por inversión de la función de Planck:

Cuerpo Negro ($\varepsilon = 1$) $\longrightarrow B_i(T_s) = L_i^{sup}$

Cuerpo No Negro ($\varepsilon \neq 1$) $\longrightarrow B_i(T_s) = \frac{L_i^{sup} - (1 - \varepsilon_i) L_i^{atm\downarrow}}{\varepsilon_i}$

Existe un acoplamiento entre los efectos atmosféricos y la emisividad

Espectro Térmico: Corrección atmosférica

Además del problema de la corrección atmosférica, en el infrarrojo térmico existe un acoplamiento entre la temperatura y la emisividad

Temperatura	Acoplamiento	Emisividad
$B_i(T_s) = \frac{L_i^{\text{sup}} - (1 - \varepsilon_i) L_i^{\text{atm}\downarrow}}{\varepsilon_i}$		$\varepsilon_i = \frac{L_i^{\text{sup}} - L_i^{\text{atm}\downarrow}}{B_i(T_s) - L_i^{\text{atm}\downarrow}}$

En general, si tenemos un sensor con N canales, tendremos un total de N ecuaciones con N+1 incógnitas:

$\begin{aligned} L_1^{\text{sup}} &= \varepsilon_1 B_1(T_s) + (1 - \varepsilon_1) L_1^{\text{atm}\downarrow} \\ L_2^{\text{sup}} &= \varepsilon_2 B_2(T_s) + (1 - \varepsilon_2) L_2^{\text{atm}\downarrow} \\ &\vdots \\ &\vdots \\ L_N^{\text{sup}} &= \varepsilon_N B_N(T_s) + (1 - \varepsilon_N) L_N^{\text{atm}\downarrow} \end{aligned}$	}	<p>N ecuaciones</p> <p>N+1 incógnitas $(\varepsilon_1, \varepsilon_2, \dots, \varepsilon_N, T_s)$</p>
---	---	---