



Plan Nacional de Teledetección de Media Resolución

Procesamiento estándar de imágenes Landsat

Documento técnico de algoritmos a aplicar

Versión 1

Corrección geométrica

Corrección radiométrica

Corrección atmosférica

Corrección topográfica

Datos de calidad

Productos a obtener



Emilio Chuvieco y Stijn Hantson

15 de Febrero de 2010

Contenido

1	Resumen	3
2	Introducción	4
3	Corrección geométrica	5
4	Tratamiento radiométrico en el óptico	6
4.1	Corrección atmosférica	7
4.2	Corrección de los efectos de iluminación solar	9
4.2.1	Algoritmo a aplicar.....	9
4.2.2	Cálculo del ángulo de incidencia.....	9
5	Tratamiento radiométrico en el térmico.....	10
5.1	Corrección atmosférica	11
5.1.1	Cálculo del vapor de agua (w)	11
5.1.2	Temperatura del aire	12
5.2	Corrección de emisividades.....	13
5.2.1	Emisividad en suelos y zonas con vegetación.....	13
5.2.2	Cálculo de la emisividad en masas de agua, nieves y hielo.....	13
5.3	Estimación de la Temperatura de la Superficie Terrestre	13
5.3.1	El algoritmo de Jiménez-Muñoz.....	13
5.3.2	El algoritmo de Cristóbal	15
6	Máscaras, productos adicionales y datos de calidad.....	16
6.1	Detección de superficies de agua.....	16
6.2	Detección de nieve	16
6.3	Máscara de nubes	17
6.4	Máscara de sombras de nubes.....	18
7	Distribución de datos	19
7.1	Datos a distribuir	19
7.2	Información auxiliar en cada archivo	19
7.3	Proyección cartográfica	19
7.4	Nomenclatura.....	20
7.5	Metadatos	20
8	Referencias	20

1 Resumen

En este documento se hace un resumen de los algoritmos que fueron propuestos para la cadena de procesamiento Landsat en el marco del Plan Nacional de Teledetección (PNT) de media resolución. Se describe en detalle cada algoritmo para que pueda aplicarse con la mayor facilidad posible. En el caso de los algoritmos o métodos donde hay temas controvertidos o donde todavía se deben tomar decisiones se ha hecho una descripción de las diferentes posibilidades y algunas recomendaciones. El documento describe los algoritmos a aplicar tanto en el espectro solar como el espectro térmico. Las correcciones tratadas son: geométrica, radiométrica, atmosférica y topográfica. Además, la obtención de datos de calidad fue presentada, siendo estos la máscara de nubes, sombras de nubes, nieves y agua. Como último se ha incluido una propuesta de algoritmos para la obtención de datos derivados. Los algoritmos propuestos son los que dieron el mejor resultado durante la validación de los múltiples algoritmos propuestos. Para más información sobre las validaciones aplicadas y los resultados obtenidos se puede consultar la memoria final del proyecto: *Estudios de procesos a aplicar y productos a obtener de las imágenes de satélite a media resolución*.

2 Introducción

En el marco del PNT de media resolución se firmó en octubre de 2008 un convenio entre el Departamento de Geografía de la Universidad de Alcalá (UAH) y el Instituto Geográfico Nacional (IGN) para realizar un estudio sobre el proceso de tratamiento de la serie histórica de imágenes Landsat.

Los resultados obtenidos como resultado de este convenio se pueden encontrar en la memoria final del convenio: *Estudios de procesos a aplicar y productos a obtener de las imágenes de satélite a media resolución*. Allí se especifican todas las pruebas y validaciones que se ha hecho, junto con los resultados obtenidos, analizando una alta cantidad de algoritmos para distintas zonas del territorio nacional.

En conjunto se han procesado más de 600 imágenes, la mayor parte desde la UAH, si bien en las dos imágenes de Cataluña, fue la Universidad Autónoma de Barcelona (UAB) quien realizó el proceso, en concreto el grupo del CREAM (Centro de Investigación Ecológica y Aplicaciones Forestales), coordinado por el Dr. Xavier Pons. Este grupo también ha sido sumamente activo en el desarrollo de nuevos algoritmos para perfeccionar el procesamiento de la serie temporal, concretamente en la corrección geométrica de imágenes y en el tratamiento de datos térmicos.

Este documento sólo describe los algoritmos que dieron el mejor resultado durante la validación, por tanto, fueron propuestos como los algoritmos más apropiados para la primera versión de la cadena de procesamiento de imágenes Landsat en el marco del PNT de media resolución.

3 Corrección geométrica

Los algoritmos automáticos de corrección geométrica disponibles por el momento siempre necesitan la introducción de una lista de puntos de control posibles o la introducción manual de unos puntos de control. Por eso la UAB/CREAF ha desarrollado un algoritmo que se ajusta a las necesidades de un proyecto como PNT siendo totalmente automático y funcionando bien para todas las imágenes con recubrimiento de nubes $\leq 80\%$ (Pons *et al.* en preparación). Por el momento el algoritmo no fue publicado, por lo cual aquí solo se puede dar información general del funcionamiento del algoritmo. Para información específica sobre el algoritmo se puede contactar a uno de los autores o consultando el artículo cuando haya sido publicado.

El algoritmo propuesto está estructurado en los siguientes pasos:

- 1) Selección de una imagen de referencia de alta calidad bien georeferenciada. Se ha probado con éxito el mosaico SPOT y las ortofotos 1:25000, remuestreándose por media a la resolución nominal de la imagen a corregir.
- 2) El algoritmo genera automáticamente una serie de puntos de control y test en un muestreo que recoge automáticamente todos los rangos XYZ.
- 3) El programa va realizando aproximaciones sucesivas y corrige la imagen.

La corrección geométrica se hace con un polinomio con Z. El modelo polinómico de corrección a aplicar es el siguiente:

$$\begin{aligned}x' &= A + Bx + Cy + Dz + Ezx + Fzy \\y' &= A' + B'y + C'z\end{aligned}\tag{1}$$

Un tema controvertido es el remuestreo de la imagen. En si hay dos tipos de remuestreo comunes, siendo el método del vecino más próximo y los métodos de interpolación. La elección entre el uno y el otro depende para qué se va a utilizar la imagen y especialmente de la propia preferencia del usuario. Entonces parece lo más adecuado que el IGN tome una decisión en este aspecto. Unos de los temas a considerar es el hecho que el propio USGS (*United States Geological Survey*) aplica una interpolación de convolución cúbica a sus imágenes distribuidas.

Si se elija una interpolación como método de remuestreo conviene aplicar una convolución cúbica, puesto que este método conserva mejor la radiometría que la interpolación bilineal.

El tema del tamaño de píxel es otro tema controvertido. Se ha comprobado que con un menor tamaño de píxel se conservan mejor ciertos aspectos visuales y estructuras dentro de la imagen, casi sin influir a la radiometría de la imagen, aunque si aumentando la cantidad de datos. Por eso se propone un tamaño de píxel de 25m, aunque la resolución original es de 30m.

4 Tratamiento radiométrico en el óptico

Se calcularán las radiancias a partir de los coeficientes de calibración del sensor, empleando la siguiente ecuación:

$$L_{\lambda} = G \cdot ND + B \quad (2)$$

siendo L_{λ} la radiancia espectral obtenida por el sensor ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$), ND los niveles digitales de la imagen, G la ganancia y B el sesgo.

Para las imágenes adquiridas al USGS se aplicaran los parámetros dados en los metadatos, que coinciden con los aportados por Chander *et al.* (2009) obtenidos a partir de las nuevas curvas de calibración radiométricas temporales (Chander y Markham 2003; Chander *et al.* 2007). Para el MSS-5, tomando en cuenta la sobreestimación encontrada por Helder (2009), se recomienda disminuir la radiancia obtenida con 19%, 6% 3% y 2% respectivamente para las banda 1-4 de MSS-5.

Para las imágenes procesadas por EURIMAGE se puede aplicar los coeficientes de calibración dados en los metadatos para MSS, TM-4 y ETM+. Para TM-5 se pueden aplicar si las imágenes fueron procesadas con la nueva cadena de procesamiento. Si no es así, se tiene que aplicar un factor de corrección para que las imágenes del USGS y EURIMAGE sean comparables. Estos factores de conversión se obtienen siguiendo los próximos pasos (Saunier y Rodríguez 2006):

- 1) Se calculan las nuevas ganancias a partir de la siguiente formula, tomando los valores de los distintos parámetros de la tabla 1.

$$G_{new}(t) = a_0^x \exp(-a_1^x (t - 1984.2082)) + a_2 \quad (3)$$

El parámetro t está expresado en años decimales.

- 2) Se divide la ganancia original por la ganancia nueva para cada banda para obtener G_{res_lut} :

$$G_{res_lut} = \frac{GAIN_{band}}{G_{LUT}} \quad (4)$$

- 3) Se calculan las radiancias aplicando los parámetros indicados en los metadatos de la imagen.
- 4) Se multiplican las radiancias por el nuevo factor G_{res_lut} .

Tabla1: Landsat 5 TM coeficientes para calcular las nuevas curvas de calibración radiométrica temporales (LUT07) (Chander *et al.* 2007).

Banda	a ₀	A ₁	a ₂
1	0.2901	0.1399	1.209
2	0.1246	0.1045	0.6305
3	0.0839	0.2386	0.9028
4	0	0	1.082
5	0	0	8.209
7	0	0	14.695

Una vez obtenido las radiancia espectral obtenida por el sensor se puede calcular la reflectividad aparente (TOA) con la siguiente fórmula:

$$\rho_{\text{TOA}} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda} \cdot d^2}{E_{0,\lambda} \cos \theta_s} \quad (5)$$

,Siendo:

d: Distancia Tierra-Sol en el momento de la toma de la imagen, expresado en unidades astronómicas (ua).

L_λ: Radiancia espectral, calculada como en el punto anterior.

E_{0,λ}: Irradiancia espectral exoatmosférica solar.

θ_s: Ángulo cenital solar.

Los parámetros d y E_{0,λ} están recogidos en el artículo de Chander *et al.* (2009), y el ángulo cenital solar en los metadatos de la propia imagen. El parámetro d también se puede calcular a partir de la siguiente formula (Chuvieco 2007):

$$d = 1 + 0.01674(\text{sen} 2\pi(J - 93.5) / J_m) \quad (6)$$

Siendo J el día en el calendario juliano, J_m el número de días del año y el seno se asume que toma los valores del ángulo en radianes.

4.1 Corrección atmosférica

Para poder utilizar la información radiométrica de la imagen en todas las facetas es necesario convertir la reflectividad aparente (TOA) a reflectividad de la superficie terrestre. El proceso necesario para esa conversión es llamado corrección atmosférica. El algoritmo de corrección atmosférica aplicado aquí corrige la señal recibida por el sensor de la influencia y distorsiones radiométricas causadas por la atmósfera. Se ha optado por el modelo del objeto oscuro,

desarrollado por Chavez (1988; 1996). Aunque el algoritmo a aplicar es un modelo sencillo, presenta los mejores resultados considerando la estabilidad temporal de zonas pseudo-invariantes. El modelo toma en cuenta la trasmisividad de la atmósfera en el camino sol-tierra y la dispersión atmosférica pero ignora la irradiación difusa y la trasmisividad de la atmósfera en el camino tierra-sensor.

$$\rho = \frac{\pi * [L - L_a] * d^2}{\cos \theta * E_0 * \tau_1 * \tau_2} \quad (7)$$

Siendo ρ la reflectividad, E_0 la irradiancia exoatmosférica solar (en $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$), τ_1 es coeficiente de transmisión atmosférica en el camino Sol-Tierra, τ_2 el coeficiente de transmisión atmosférica en el camino Tierra-sensor, L_a la radiancia recibida por el sensor en un área donde sólo hay contribución de la atmósfera (área de sombra o agua según la región espectral), L la radiancia del píxel a corregir, θ el ángulo cenital solar y d la distancia Tierra-Sol, en unidades astronómicas.

Hemos recogido una de las propuestas de Chavez en su trabajo de 1996, que basaba la estimación de la transmisión atmosférica con valores estándar. Para τ_1 se emplean los valores estándar (0.70, 0.78, 0.85 y 0.91) dados por Chavez (1996) para las bandas 1-4, respectivamente, y (0.95 y 0.97) para banda 5 y 7, propuestos por Gilabert *et al.* (1994). Para los valores de τ_2 se considera $\cos \theta_0$, siendo θ_0 el ángulo cenital del sensor. Sería 1 para imágenes Landsat, ya que la observación es siempre vertical.

Para la estimación de L_a se utiliza el valor mínimo de DN del histograma. Después de haber hecho algunas pruebas se ha comprobado que utilizar todo el centro de la imagen, con el umbral puesto alrededor de 200 píxeles (se elige como ND mínimo el valor que primero supere la cantidad de 200 píxeles) da un resultado consistente.

En este momento el grupo del UAB-CREAF está probando una nueva versión de este algoritmo. Para evitar tener que usar los valores más bajos del histograma para la estimación de L_a , se ha desarrollado una inversión del algoritmo para la estimación de L_a y los coeficientes de transmisión atmosférica a partir de píxeles pseudo-invariantes. Hemos probado el algoritmo y la consistencia temporal resultante es mejor que con el método original de Chavez. Sin embargo, como todavía el algoritmo no está operativo, presentando errores con algunas imágenes, no lo hemos incluido como propuesta operativa. En el momento de programar la cadena de procesamiento convendría consultar en qué estado está el algoritmo contactando con el grupo del UAB-CREAF.

4.2 Corrección de los efectos de iluminación solar

4.2.1 Algoritmo a aplicar

El método a aplicar es un método solamente estadístico, pero que no sobrecorrige las imágenes, siendo unos de los mayores problemas de los métodos convencionales. El método empírico-estadístico esta descrito por el siguiente algoritmo:

$$\rho_{\lambda,h,i} = \rho_{\lambda,i} \cos \gamma_i m_\lambda - b_\lambda + \bar{\rho}_{\lambda,i} \quad (8)$$

siendo:

$\rho_{\lambda,h,i}$: reflectividad de un píxel en terreno horizontal

$\rho_{\lambda,i}$: reflectividad de un píxel en terreno en pendiente

$\bar{\rho}_{\lambda,i}$: reflectividad promedio de todos los $\rho_{\lambda,i}$

γ_i : ángulo de incidencia en un píxel i

b_λ : la ordenada en el origen de la regresión lineal en entre γ_i y $\rho_{\lambda,i}$

m_λ : la pendiente de la regresión lineal entre γ_i y $\rho_{\lambda,i}$

4.2.2 Cálculo del ángulo de incidencia

Para los algoritmos de corrección topográfica avanzadas se necesita como datos de entrada el ángulo de incidencia de cada píxel. Este ángulo de incidencia se calcula a partir del modelo digital de elevación (MDE), y los ángulos cenital y azimutal. Por el momento hay disponibles dos MDE de referencia en España. El MDT 25 del IGN que hasta ahora era el único MDT con una resolución tan alta disponible para todo el territorio nacional. En el marco del PNOA (Plan Nacional de Ortofotografía Área) se ha elaborado un MDT de 5m de resolución para casi todo el territorio nacional. Se recomienda utilizar el MDT_PNOA siempre cuando sea posible. Gracias a que el MDT_PNOA tiene un tamaño de píxel menor que el tamaño de la imagen de satélite (lo que evitará tener en cuenta los píxeles de alrededor) se puede calcular el ángulo de incidencia trazando, por mínimos cuadrados, una superficie de tendencia lineal a partir de los datos altimétricos en el interior de cada píxel de la imagen de satélite (García 2003). Si el PNT_PNOA no está disponible para la zona se utilizara el MT_25 del IGN, calculando el ángulo de incidencia utilizando los píxeles vecinos con la formula estándar (Colby 1991):

$$\cos \gamma_i = \cos \theta_s \cos \eta_i + \sin \theta_s \sin \eta_i \cos(\phi_a - \phi_o) \quad (9)$$

Siendo:

Φ_a : ángulo acimutal solar.

Φ_o : ángulo de orientación de la pendiente.

θ_s : ángulo cenital solar

η_i : pendiente del terreno en un píxel i

γ_i : ángulo de incidencia en un píxel i

5 Tratamiento radiométrico en el térmico

Para la obtención de radiancias se empleará la misma metodología antes descrita para el espectro solar. Se calcularán a partir de los coeficientes de calibrado del sensor, empleando la siguiente ecuación:

$$L_{\lambda} = G \cdot DN + B \quad (10)$$

siendo:

L_{λ} : radiancia espectral obtenida por el sensor ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$)

G: ganancia

B: sesgo

Para imágenes Landsat 5 tomadas después de 1/04/1999 se propone añadir un $0.092 W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ a la radiancia obtenida. Eso es necesario para las imágenes EURIMAGE, pero ya ha sido introducido como parte del pre-procesamiento de la USGS (Chander *et al.* 2009), por lo que no es necesario para las imágenes obtenidas a partir de los servidores de la USGS. En el mismo artículo se pueden encontrar los valores de G y B para los distintos sensores.

La Temperatura de brillo se calcula a partir de la siguiente fórmula:

$$T_{sen} = \frac{K2}{\ln\left(\frac{K1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \quad (11)$$

siendo:

T_{sen} : temperatura de brillo (K)

K1: constante de calibración 1 ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$)

K2: constante de calibración 2 (K)

La tabla 2, presenta los coeficientes de calibración para los sensores Landsat 4,5 y 7.

Tabla 2: valores de K1 y K2 para los sensores Landsat 4, 5 y 7 (Chander *et al.* 2009).

	K1	K2
L4 TM	671.62	1284.3
L5 TM	607.76	1260.56
L7 ETM+	666.09	1282.71

5.1 Corrección atmosférica

Para obtener la Temperatura de la Superficie Terrestre (TST) se aplica una corrección atmosférica, corrigiendo por la influencia del vapor de agua y la temperatura del aire.

Para llevar a cabo la corrección radiométrica a partir de la banda(s) térmica de Landsat (banda 6) y obtener así la TST, se propusieron dos opciones basadas en el algoritmo monocanal descrito por Jiménez-Muñoz *et al.* (2009) (apartado 5.3.1), así como la metodología descrita por Cristóbal *et al.* (2009) (apartado 5.3.2). El primer método se centra en la corrección atmosférica a partir de la estimación del vapor de agua, mientras el segundo también incluye una estimación de la temperatura del aire. Depende de la disponibilidad de información meteorológica de medición de temperatura del aire si se utilizará el método de Jiménez-Muñoz o el método de Cristóbal.

Para llevar a cabo la corrección atmosférica se necesitan entonces dos variables de entrada obtenidas con datos externos a la imagen: vapor de agua y temperatura. En los siguientes apartados se proponen metodologías para su cálculo.

5.1.1 Cálculo del vapor de agua (w)

Debido que Landsat solo contiene una banda térmica (salvo ETM+, pero con el mismo ancho de banda) se tiene que recurrir a datos externos para la estimación del vapor de agua. El producto MODIS de vapor de agua está considerado muy preciso, pero sólo está disponible desde el año 2000. Para poder corregir toda la serie temporal se necesita utilizar datos obtenidos por otro sensor y se ha optado por estimar el vapor de agua a partir de imágenes NOAA-AVHRR.

En consecuencia, se proponer estimar w como variable de entrada en el modelo de obtención de la TST a partir del producto de w de MODIS (MOD05) para las imágenes con fecha posterior al 2000 y mediante el cálculo del w a partir de imágenes AVHRR para las imágenes anteriores al 2000 a partir de la metodología de Sobrino *et al.* (1999). El método asume que el estado de la atmosfera no cambia entre pixeles vecinos, donde la temperatura y la emisividad sí cambian. Entonces a partir de la variancia y la covariancia de las temperaturas de brillo de la banda 4 y 5 dentro de una ventana de N pixeles se puede estimar el contenido de vapor de agua. La ventana propuesta en el artículo es de 21×21 pixeles. Entonces se puede calcular el vapor de agua a partir de la siguiente fórmula:

$$w = 0.08 - 14.15 \cos \delta \ln R_{54} - 13.17 (\cos \delta \ln R_{54})^2 \quad (12)$$

Siendo δ el ángulo de observación y R_{54} el ratio en transmisividad y emisividad entre las bandas 5 y 4 de NOAA-AVHRR. Se calcula R_{54} a partir de:

$$R_{54} = \frac{\sum_{K=1}^N (T_{4k} - T_{40})(T_{5k} - T_{50})}{\sum_{K=1}^N (T_{4k} - T_{40})^2} \quad (13)$$

Siendo N el número de píxeles considerados, T_4 y T_5 son la temperatura de brillo para la banda 4 y 5, T_{40} y T_{50} la temperatura de brillo promedia dentro de la ventana de 21*21 píxeles para la banda 4 y 5.

Para evitar la influencia de las nubes se aplica primero una máscara de nubes para cada imagen NOAA-AVHRR, con un buffer de un píxel alrededor. Para la máscara de nubes se aplica el método de Saunders y Kriebel (1988), resumido para imágenes diurnas en Chuvieco (2007). Los píxeles detectados como nube no son introducidos en la fórmula 12 y 13. Una vez que la cantidad de píxeles detectados como nube supera la mitad de la cantidad de píxeles consideradas en la ventana de 21*21 píxeles, no se estima el vapor de agua para estos píxeles. Después se hace una interpolación bilineal para tener estimaciones para dichos píxeles.

En el caso de la corrección radiométrica de Landsat, de entre los diferentes modelos de vapor de agua disponibles, el más operacional es el que ofrece TERRA MODIS Level 2 Water Vapour product (Gao y Kaufman, 1998), MOD05_L2, ya que pasa sobre la Península a una hora similar a la que pasa Landsat. La adquisición de estas imágenes es gratuita y están disponibles en la web de MODIS (<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/>).

Uno de los inconvenientes de este modelo, sin embargo, es la presencia de valores anómalos (valores del vapor de agua negativos o muy altos, superiores a 10 g cm^{-2}) debido principalmente a problemas en su determinación. Dado que el vapor de agua es una variable atmosférica bastante continua en áreas extensas se aplica un remuestreo bilineal para sustituir dichos valores marcados como NODATA por un valor de vapor de agua. Tanto las estimaciones a partir de imágenes MODIS como de imágenes NOAA-AVHRR han ofrecido estimaciones satisfactorias en las pruebas efectuadas.

5.1.2 Temperatura del aire

Para calcular la temperatura del aire (T_a) al paso del satélite se propone usar la metodología desarrollada por Cristóbal *et al.* (2008) basada en un análisis de regresión múltiple y técnicas de interpolación espacial de datos de temperatura del aire provenientes de estaciones meteorológicas.

Por infortunio estos datos de temperatura del aire no están disponibles para todas las Comunidades Autónomas. Aún así, aquellos usuarios que lo deseen podrán calcular la TST con este método aportando la T_a .

5.2 Corrección de emisividades

5.2.1 Emisividad en suelos y zonas con vegetación

El método propuesto es la metodología presentada por Sobrino *et al.* (2008), que estima la emisividad a partir de la reflectividad en la banda 3 y de la proporción de cubierta vegetal P_v , obtenida a partir del NDVI.

$$\begin{aligned} \text{NDVI} < 0.2 & \quad \varepsilon = 0.979 - 0.035 \cdot \text{TM3} \\ 0.2 \leq \text{NDVI} \leq 0.5 & \quad \varepsilon = 0.986 + 0.004 \cdot P_v \\ \text{NDVI} > 0.5 & \quad \varepsilon = 0.99 \end{aligned} \quad (14)$$

La P_v como parámetro de entrada en la estimación de emisividades por parte de Sobrino se calcula a partir del NDVI con la siguiente ecuación:

$$P_v = \left(\frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_s}{\text{NDVI}_v - \text{NDVI}_s} \right)^2 \quad (15)$$

donde los valores de $\text{NDVI}_v = 0.5$ and $\text{NDVI}_s = 0.2$ fueron propuestos por Sobrino y Raissouni (2000) para una aplicación global. Para obtener valores consistentes de P_v , se tiene que dar el valor 0 en el caso que $\text{NDVI} < \text{NDVI}_s$ y darle el valor 1 en el caso de píxeles donde $\text{NDVI} > \text{NDVI}_v$. En el caso de zonas urbanas se tratarán como si fuera un suelo desnudo.

5.2.2 Cálculo de la emisividad en masas de agua, nieves y hielo

Para aguas continentales o marinas, se empleará una máscara, con un valor de ε de 0.99. Estas masas de agua serán detectadas a partir de un umbral de 0.15 en la banda 5 y banda 4, pero solo para las zonas con posibilidad que haya agua, extraídas a partir del mapa topográfico 1:50000 del IGN (apartado 6.1).

En el caso de la nieve y el hielo, la aplicación de una máscara estándar no es posible debido a la alta variabilidad estacional de este tipo de cubiertas. Por ello se propone determinar la cubierta de nieve y hielo mediante la metodología basada en el cálculo del índice *Normalized Difference Snow Index* (NDSI), del cual se deriva una máscara (ver apartado 6.2) que permite asignar un valor aproximado para esta cubierta, típicamente 0.98.

5.3 Estimación de la Temperatura de la Superficie Terrestre

5.3.1 El algoritmo de Jiménez-Muñoz

El algoritmo está basado en la inversión de una ecuación de transferencia radiativa (Jiménez-Muñoz *et al.* 2009). Dado que es difícil estimar los parámetros atmosféricos del algoritmo, se estiman las llamadas funciones atmosféricas (ψ_1, ψ_2, ψ_3) a partir del vapor de agua, que se

consideran aquí solo dependientes del vapor de agua. La estimación de la TST se hace utilizando la siguiente ecuación:

$$T_s = \gamma \left[\frac{1}{\varepsilon} (\psi_1 L_{sen} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta \quad (16)$$

$$\begin{bmatrix} \psi_1 \\ \psi_2 \\ \psi_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w^2 \\ w \\ 1 \end{bmatrix} \quad (17)$$

$$\gamma \approx \frac{T_{sen}^2}{b_\gamma L_{sen}} \quad (18)$$

$$\delta \approx T_{sen} - \frac{T_{sen}^2}{b_\gamma} \quad (19)$$

siendo:

Ts : temperatura de la superficie terrestre

Gamma & Delta : parámetros para la estimación de TST

Tsen : temperatura de brillo

Lsen : radiancias recibidas por el sensor

b_γ : igual a 1290 K, 1256 K, y 1277 K respectivamente para L4B6, L5B6, y L7B6

Los coeficientes para la estimación de las funciones atmosféricas fueron tomados de (Jiménez-Muñoz *et al.* 2009) para la banda térmica de Landsat 4, 5 y 7. Los parámetros obtenidos de la base de datos TIGR61 contienen una cantidad de valores de vapor de agua bien distribuidos y por tanto podrían ser utilizados para un producto global. Estos datos son presentados aquí. Los parámetros para los distintos sensores Landsat son entonces:

Landsat 4:

$$\begin{bmatrix} \psi_1 \\ \psi_2 \\ \psi_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0.07247 & -0.06968 & 1.07880 \\ -0.60283 & -0.68176 & -0.13311 \\ -0.01999 & 1.43469 & -0.46157 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w^2 \\ w \\ 1 \end{bmatrix}$$

Landsat 5:

$$\begin{bmatrix} \psi_1 \\ \psi_2 \\ \psi_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0.08735 & -0.09553 & 1.10188 \\ -0.69188 & -0.58185 & -0.29887 \\ -0.03724 & 1.53065 & -0.45476 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w^2 \\ w \\ 1 \end{bmatrix}$$

Landsat 7:

$$\begin{bmatrix} \psi_1 \\ \psi_2 \\ \psi_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0.07593 & -0.07132 & 1.08565 \\ -0.61438 & -0.70916 & -0.19379 \\ -0.02892 & 1.46051 & -0.43199 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w^2 \\ w \\ 1 \end{bmatrix}$$

5.3.2 El algoritmo de Cristóbal

Dado que el algoritmo de Jiménez-muñoz tiene problemas para la estimación de TST con valores de vapor de agua altos, Cristóbal *et al.* (2009) adaptaron el algoritmo mono-canal (Jiménez-Muñoz y Sobrino 2003) introduciendo la temperatura del aire (T_a), ofreciendo mejores resultados.

Este algoritmo, como el algoritmo de Jiménez-Muñoz, está basado en la inversión de un modelo de transferencia radiativa. Se estiman las funciones atmosféricas (FA) a partir de la siguiente fórmula:

$$\psi_n = iw^2 + hT_a^2 + gw + fT_a + eT_a^2w + dT_a^2w + cT_a w^2 + bT_a^2w^2 + a \quad (20)$$

siendo:

$n= 1,2,3$

a,b,c,d,e,f,g,h,e,i :los coeficientes del ajuste estadístico, presentados en la tabla 3.

Tabla 3: los coeficientes del ajuste estadístico para la corrección atmosférica de datos térmicos incluyendo el vapor de agua y la temperatura del aire ajustados a partir de la base de datos TIGR-1.

Landsat	FA	i	h	g	f	e	d	c	b	a
4	FA1	2.3133	0.0001	-11.6383	-0.046	-0.0002	0.0871	-0.01728	0.0001	7.074
	FA2	-25.6858	0.0003	170.362	-0.1125	0.002	-1.1829	0.1881	-0.0003	10.84
	FA3	9.4518	-0.0008	-64.3221	0.4001	-0.0006	0.4079	-0.06238	0.0001	-49.49
5	FA1	1.6374	0.0002	-22.1873	-0.1203	-0.0003	0.1668	-0.01457	0.0001	16.95
	FA2	-20.8105	-0.0007	254.5604	0.3888	0.0032	-1.811	0.16857	-0.0003	-56.07
	FA3	8.7659	-0.0008	-74.9773	0.4164	-0.0007	0.4803	-0.05805	0.0001	-51.53
7	FA1	2.4096	0.0001	-12.1968	-0.0489	-0.0002	0.0914	-0.01803	0.0001	7.451
	FA2	-25.8763	0.0002	174.2737	-0.0753	0.0021	-1.2139	0.19022	-0.0003	6.126
	FA3	9.0725	-0.0007	-63.9035	0.3754	-0.0006	0.4073	-0.06007	0.0001	-46.40

6 Máscaras, productos adicionales y datos de calidad

6.1 Detección de superficies de agua

Para la detección de zonas de agua se propuso poner un umbral en la banda 5 de 0.15 (Bustamante *et al.* 2005). Un valor demasiado alto aplicándolo a zonas de todo el ámbito nacional, también detectando zonas de pinar y sombras topográficas en algunos casos. Por eso se propone poner el umbral de 0.15 en la banda 5 y también en la banda 4, pero solo para las zonas con posibilidad que haya agua, extraídas previamente a partir del mapa topográfico 1:50000 del IGN. Así se evita también, en la mayoría de los casos, la confusión con zonas de sombras que también presentan valores muy bajos en ambas bandas.

6.2 Detección de nieve

El algoritmo a aplicar está desarrollado por Cea *et al.* (2007) y basado en el *Normalized Difference Snow Index (NDSI)*:

$$NDSI = \frac{\text{banda2} - \text{banda5}}{\text{banda2} + \text{banda5}} > 0.4 \quad (21)$$

fijando el umbral en el valor de 0.4. Para disminuir la confusión de las superficies de agua, se excluyen del análisis las zonas detectadas como agua. El esquema seguido para la detección de nieves se puede observar en la figura 1.

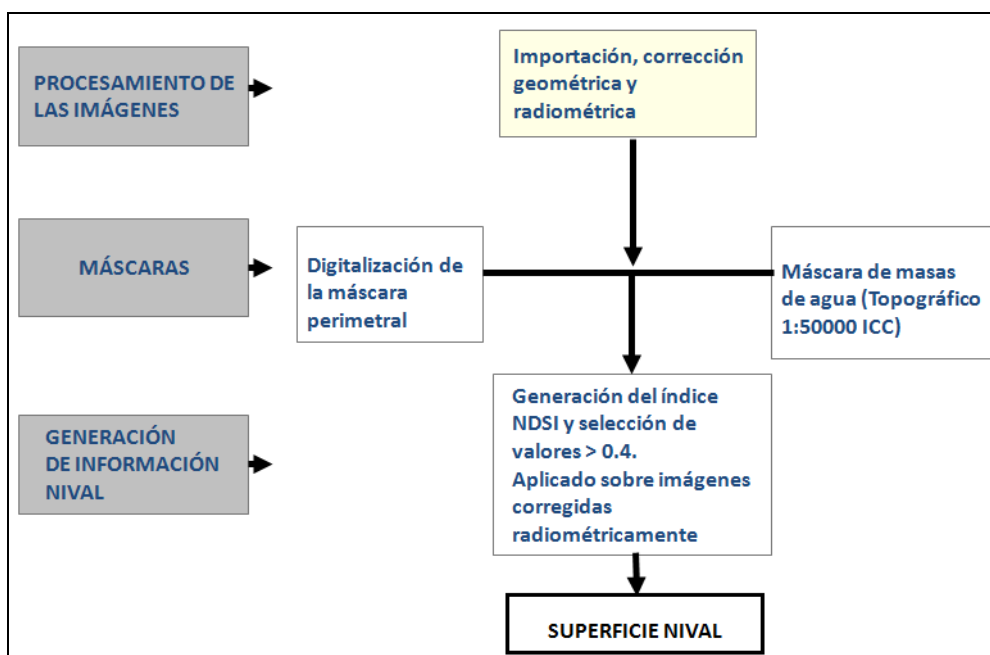


Figura 1: Esquema del proceso de detección de nieve.

Se han obtenido buenos resultados en la discriminación de la nieve, minimizando los posibles errores de comisión de otras cubiertas usando la máscara de masas de agua.

6.3 Máscara de nubes

En este ámbito seguimos la propuesta dado por el grupo de la UAB. El método está basado en la diferencia entre una imagen de referencia y la imagen a evaluar, excluyendo los falsos positivos fijando un umbral en la banda térmica. Debido a que el algoritmo también detecta parte de las zonas cubiertas por nieve se sobrepone la máscara de nieve obtenida con otro algoritmo. Se puede ver el algoritmo esquematizado en la figura 2.

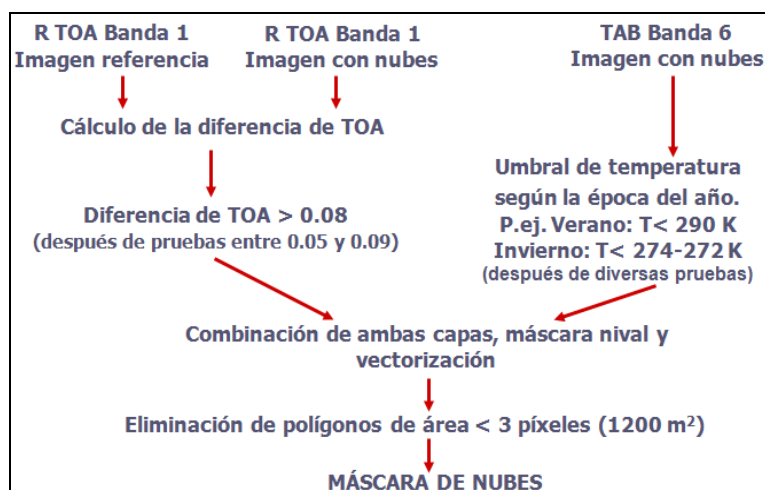


Figura 2: Esquema del algoritmo de detección de nubes.

En detalle se compara el TOA de la banda 1 entre la imagen de referencia y la banda a analizar. Si la diferencia es mayor que 0.08 se considera posiblemente una nube. Para quitar los falsos positivos se propone un umbral en la banda térmica (banda 6, de ganancia baja en el caso de ETM+) que cambia a lo largo del año. En verano la propuesta es de 290K y para invierno de 272K. Restando ambas capas se obtiene un resultado de píxeles que aumentaron su reflectividad en la banda 1 y que tienen una temperatura baja. Para evitar confusión con capas de nieve se resta también la máscara de nieve del resultado. Después de quitar todos los grupos de menos de 3 píxeles se obtiene la máscara de nubes.

Para las imágenes MSS no hay propuesta de máscara, por lo cual no se aplicará ningún algoritmo.

6.4 Máscara de sombras de nubes

. La detección automática de las sombras de las nubes todavía es más complicada que la detección de las nubes. La única propuesta fue por parte del grupo UAB-CREAF. Esta máscara utiliza un umbral, por ejemplo 0.125, en la banda 5 (TOA), sobre las zonas potencialmente contaminadas con sombras de nubes. Previamente, se deben haber excluido las zonas de nieve, agua o nubes detectadas por los otros algoritmos.

Para evitar confusión con zonas no cubiertas por nubes, solo se hace la búsqueda de sombras para las zonas posiblemente afectadas por nubes. Para obtener esta información se necesita saber:

- La posición de la nube (se obtiene a partir de la máscara de nubes).
- La altitud de la nube estimada a partir de la temperatura de la parte alta de la nube (ver tabla 14), estimada a su vez a partir de la banda 6.
- La posición solar durante la toma de imagen.

Tabla 4: Estimación de la altura de la nube a partir de la temperatura de la parte alta de la nube.

Altura de la nube (kilómetros)	Temperatura (° C)
0	15
1.25	8
2.5	-1
3.75	-6
5	-13
6.25	-24
7.5	-34
8.75	-41
10	-50
11.25	-57

Tratando la nube como si fuera parte del terreno (no como un objeto en la atmósfera) se puede calcular la sombra proyectada. La proyección sobre el terreno en función de la posición solar no coincide con la proyección real de la nube, sino con la zona del terreno donde es posible que se encuentre su sombra.

Aplicando distintos umbrales dentro de la zona detectada como posiblemente con sombras de nubes se obtienen 4 distintos productos de calidad:

- 1) Umbral de píxel oscuro más estricto (0.007) → poco error de comisión, alto error de omisión.
- 2) Umbral de píxel oscuro intermedio (0.1) → posible error de comisión, posible error de omisión.
- 3) Umbral de píxel oscuro menos estricto (0.125) → alto error de comisión, bajo error de omisión.
- 4) Píxeles donde se ha detectado sombra pero se encuentran fuera de la posible proyección de la nube sobre el terreno.

7 Distribución de datos

7.1 Datos a distribuir

Los datos propuestos para distribuir son los siguientes:

Producto a ofrecer	bits	Codificación	NODATA	distribución
Composición en color (falso color)	24 bits		0,0,0	Jpeg2000+ georef externo
ND sin corrección geométrica + puntos de control + coeficientes de transformación	8 bits	ND (0-254)	255	GeoTIFF
ND con corrección geométrica	8 bits	ND (0-254)	255	GeoTIFF
Reflectividad TOA y temperatura de brillo	16 bits con signo	Refl*10000 y C°*100	-9999	GeoTIFF
Reflectividad con corrección atmosférica y topográfica	16 bits con signo	Refl*10000	-9999	GeoTIFF
Temperatura de superficie terrestre	16 bits con signo	C°*100	-9999	GeoTIFF

Otros productos que podrían ser ofrecidos, pero que parecen duplicados o poco útiles son:

- ND sin corrección geométrica con coordenadas geográficas (latitud-longitud) para cada píxel.
- Radiancias
- Reflectividad con corrección atmosférica pero sin corrección topográfica
- Emisividades
- Vapor de agua
- Temperatura del aire

7.2 Información auxiliar en cada archivo

Cada archivo tendrá unas capas adicionales con los siguientes datos de calidad:

- Máscara de nubes
- Máscara de sombras de nubes
- Máscara de agua
- Máscara de nieves

7.3 Proyección cartográfica

El sistema de proyección de salida estándar será UTM-29/30/31 con referencia ETRS89 (parámetros IGN) y UTM-28 REGCAN95, según el huso mayoritario en la escena.

7.4 Nomenclatura

El nombre de la imagen debería indicar:

- Identificador de la escena
- Identificador del producto (reflectividades, temperatura de brillo, DN,...)
- Fecha (año/mes/día)
- Plataforma
- Sensor
- Versión del producto

7.5 Metadatos

Se emplearán los metadatos estándar ISO 19115 y 19115-2 compatible con la IDE de España. Se definirá un perfil estándar con la información relevante sobre calibración y proceso.

Los metadatos estarán en archivos .html o .xml (ampliación de ISO 19139 para 19115-2) y en formato texto (REL).

8 Referencias

- Bustamante, J., R. Díaz-Delgado, et al. (2005). "Determinación de las características de masas de aguas someras en las marismas de Doñana mediante teledetección." Revista de Teledetección **24**: 107-111.
- Cea, C., J. Cristóbal, et al. (2007). An improved methodology to map snow cover by means of landsat and MODIS imagery. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium., IEEE international.
- Colby, J. D. (1991). "Topographic Normalization in Rugged Terrain." Photogrammetric Engineering and Remote Sensing **57**(5): 531-537.
- Cristóbal, J., J. C. Jiménez-Muñoz, et al. (2009). "Improvements in land surface temperature retrieval from the Landsat series thermal band using water vapor and air temperature." Journal of Geophysical Research **114**.
- Cristóbal, J., M. Ninyerola, et al. (2008). "Modeling air temperature through a combination of remote sensing and GIS data." J. Geophys. Res. **113**.
- Chander, G. and B. L. Markham (2003). "Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges." IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING **41**(11): 2674-2677.
- Chander, G., B. L. Markham, et al. (2007). "Revised Landsat-5 Thematic Mapper Radiometric Calibration." IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS **4**(3): 490-494.
- Chander, G., B. L. Markham, et al. (2009). "Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors." Remote sensing of environment **113**: 893-903.
- Chavez, P. S. (1988). "An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data." Remote Sensing of Environment **24**(3): 459-479.
- Chavez, P. S. (1996). "Image-based atmospheric corrections. Revisited and improved." Photogrammetric Engineering and Remote Sensing **62**(9): 1025-1036.
- Chuvieco, E. (2008). Teledetección ambiental. Barcelona, Ariel Ciencia.
- García, J. C. (2003). Uso de información multiescala en la corrección de los efectos de la iluminación mediante MDT. X congreso Nacional de Teledetección. Cáceres.
- Gilabert, M. A., C. Conese, et al. (1994). "An atmospheric correction method for the automatic retrieval of surface reflectance from TM images." Int. J. Remote Sens. **15**(10): 2065-2086.

- Gutman, G. and A. Ignatov (1998). "The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models." International Journal of Remote Sensing **19**(8): 1533-1543.
- Helder, D. L. (2009). Consistent Radiometric Calibration of Landsat TM and MSS Sensors. Landsat Science Team Meeting. Fort Collins, CO.
- Jiménez-Muñoz, J. C., J. Cristóbal, et al. (2009). "Revision of the Single-Channel Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval From Landsat Thermal-Infrared Data." IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS **47**(1): 339-349.
- Jiménez-Muñoz, J. C. and J. A. Sobrino (2003). "A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data." Journal of Geophysical Research **108**(22): 4688-4696.
- Pons, X., G. Moré, et al. (en preparación). "An automated GCP extraction to obtain geometrically coherent time series of Landsat (MSS, TM, ETM+) images." ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing en preparación.
- Roujean, J.-L. (1996). "A tractable physical model of short-wave radiation interception by vegetative canopies." Journal of Geophysical Research **101**: 9523-9532.
- Roujean, J.-L. and R. Lacaze (2002). "Global mapping of vegetation parameters from POLDER multiangular measurements for studies of surface-atmosphere interactions: A pragmatic method and its validation." J. Geophys. Res. **107**.
- Saunier, S. and Y. Rodríguez (2006). Landsat Product Radiometric calibration. Technical note. ESA, ESA.
- Saunders, R.W. y Kriebel, K.T. (1988). "An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data." International Journal of Remote Sensing **9**: 123-150.
- Sobrino, J. A., J. C. Jiménez-Muñoz, et al. (2008). "Land Surface Emissivity Retrieval From Different VNIR and TIR Sensors." IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING **46**(2): 316-327.
- Sobrino, J. A. and N. Raissouni (2000). "Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco." International Journal of Remote Sensing **21**(2): 353-366.
- Sobrino, J. A., N. Raissouni, et al. (1999). "Atmospheric water vapor content over land surfaces derived from the AVHRR data: application to the Iberian Peninsula." Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on **37**(3): 1425-1434.