



Evapotranspiración desde satélite

Docente de la clase: Raúl Rivas

Corrección de la redacción y armado de Tablas: Dora Ocampo

Introducción

En la clase 1, se desarrolló la base física del proceso de evapotranspiración, las magnitudes físicas con las cuales se trabaja habitualmente y además se realizaron ejercicios básicos en una hoja de cálculo. En la clase 2, se explicaron en general las diferentes ecuaciones más utilizadas en la actualidad para la estimación de la evapotranspiración a escala local y se realizaron diferentes cálculos utilizando datos meteorológicos.

En la transparencia número 45 de la clase 1 se muestra la visión de escala, desde la hoja pasando por la cubierta vegetal hasta llegar a la cuenca. Por lo tanto, la clase 3 que estamos desarrollando consiste en analizar la forma en que los sensores remotos pueden utilizarse como herramienta para la estimación de la evapotranspiración a escala de cuenca. Las bases físicas en las que se sustentan las ecuaciones de cálculo utilizando imágenes de satélite¹ son las mismas que las utilizadas para el cálculo a escala local. Por lo tanto, buena parte de los conocimientos requeridos le son propios y ahora necesitan conocer qué dato de satélite se utiliza para extender la medida local a un área mayor, o cómo se aplica una ecuación píxel a píxel para toda una cuenca.

Es importante tener en cuenta que es necesario conocer conceptos importantes sobre las imágenes de satélite desde la captura del dato, el procesado para obtener una magnitud física de superficie hasta la obtención de la evapotranspiración a diferentes resoluciones espaciales y temporales.

En la clase de hoy nos importan las ecuaciones que vamos a utilizar, los equipos de medida que se utilizan para validar los datos, las simplificaciones, y en particular, cómo se pasa del dato instantáneo medido con el satélite a la escala diaria. La información de satélite es una herramienta y no sustituye en momento alguno la medida que se realiza de forma directa en el campo. "Si los resultados logrados desde satélite no son próximos a lo medido en el terreno es porque la metodología utilizada no es apropiada o no se utilizó correctamente".

Los beneficios que aportan las imágenes de satélite son muchos, y particularmente el más significativo es que permite observar la variación espacial que no se puede lograr con ningún método manual de medida sobre terreno. Los datos de satélite "bien utilizados" brindan muy buena información de variables biofísicas de superficie del flujo de calor latente (LE) y sensible (H) con buena precisión a diferentes escalas espacio temporales que son requeridas para diferentes aplicaciones (hidrológicas y agronómicas, entre otras).

En esta clase vamos a desarrollar las diferentes técnicas utilizadas para la estimación de los términos más relevantes de la ecuación de balance de energía (EBE) utilizando información de satélite.

Los sensores remotos y la EBE

La capacidad de los SR se remonta a la década de los años 70 cuando, a partir de termómetros de mano e imágenes logradas de aviones, se calculó el LE. Posteriormente con el advenimiento de la misiones de satélite Landsat 1 (sensor MSS) en 1972 y, posteriormente en 1978, con la Heat Capacity Mapping Mission (HCMM) y TIROS N se lograron los primeros mapas de LE y H. Los satélites permiten obtener mapas que facilitan conocer la variación espacial y temporal de los diferentes términos de la EBE a escalas espaciales que pueden ir desde parcelas hasta a escala de cuenca. También la información captada desde sensores a bordo de plataformas satelitales (PS) permitió la obtención de diferentes variables biofísicas de superficie a escala de todo el planeta lo cual resultó en un avance significativo del estudio de la variabilidad climática.

Las ventajas que presentan las PS dieron lugar a un gran número de aplicaciones que permiten obtener variables de superficie a partir de datos registrados en diferentes sectores del espectro electromagnético.

La Tabla 1 muestra un detalle de las principales PS que operan o han operado los últimos años en el espectro solar y térmico. Seguramente faltan algunos satélites y recomiendo a los lectores hacer una actualización de los datos expresados en la Tabla 1. Con datos de estos sensores se han realizado y se realizan estimaciones de flujos de energía, balances de masa y humedad de suelo a diferentes escalas.

Tabla 1. Sensores a bordo de plataformas que operan en el espectro solar y térmico

Sensor	Procedencia	Plataforma	Resolución espacial (m)	Resolución espectral	Resolución temporal (días)
ASTER	NASA/ERSDAC	TERRA	VNIR:15 c30	VNIR ¹ :4 SWIR ² :6	16

¹ En la presentación ppt se dará una breve introducción sobre imágenes de satélite



			TIR:90	TIR ³ :5	
LANDSAT -TM -ETM+ -OLI/TIRS MODIS	NASA/USA Departamento de Defensa	LANDSAT	VNIR:30	VNIR:4-5	16
			SWIR:30	SWIR:2	
			TIR: 120 (TM);60 (ETM+)	TIR:2	
			TIR: 100; VNIR-SWIR 30 (OLI)		
MODIS	TERRA y AQUA	VNIR:250-500	VNIR:18	1 ⁴	
		SWIR:500	SWIR:2		
		TIR:1000	TIR:16		
AVHRR/3	NASA	NOAA	VNIR:1100	VNIR:2	1 ⁴
			SWIR:1100	SWIR:1	
			TIR:1100	TIR:2-3	
AATSR	ESA	ENVISAT	VNIR:1000	VNIR:3	1 ⁴
			SWIR:1000	SWIR:1	
			TIR:1000	TIR:3	
SEVIRI	EUMETSAT/ESA	METEOSAT-2	VNIR:1100	VNIR:4	96 escenas por día (c/15 minutos)
			TIR:3000	TIR:8	

¹Visible; ²infrarrojo medio; ³infrarrojo térmico; ⁴revisita diaria (2), al mediodía y a la noche

Existen diferentes métodos para estimar el flujo de calor sensible y latente a partir de la aplicación de datos de sensores remotos (Tabla 2). Estos métodos vamos a desarrollar de forma general en los apartados siguientes.

Tabla 2. Métodos utilizados para estimación de flujos usando datos de satélite

Grupo	Métodos	Ventajas	Desventajas
BALANCE ENERGÍA	DE Modelos de una capa	Precisos y confiables para zonas con coberturas homogéneas. Sencillos de aplicar. Permiten la extrapolación del dato instantáneo al diario.	Desprecian los términos de almacenamiento de calor y relacionados a la fotosíntesis. Válidos para condiciones de cielo despejado.
	Modelos de dos capas	Válidos y precisos para zonas con coberturas heterogéneas. Permiten la extrapolación del dato instantáneo al diario.	Sobrestima el flujo H. Pueden requerir mediciones en terreno. Válidos para condiciones de cielo despejado.
TS/IV MÉTODOS DE DISPERSIÓN	DE Métodos variados (basado en a información de los ejes de la dispersión)	Requieren mínima información de entrada. Permiten la extrapolación del dato instantáneo al diario.	Algunos métodos requieren calibraciones específicas.
MÉTODOS DE ASIMILACIÓN	DE Métodos que vinculan datos de satélite con modelos de simulación	Reducen los desajustes entre los datos de satélite y los modelos. Soportan información proveniente de diferentes fuentes.	Requieren mayor número de datos de entrada que otros métodos. Su aplicación es de mayor complejidad.
MÉTODOS DE MICROONDAS	DE Métodos que combinan o no datos de microondas con datos TSM	Útiles para condiciones de cielo no despejado. Requieren de pocas o nulas mediciones de terreno.	La validación con información de terreno toma especial cuidado en este tipo de métodos.

La EBE para la estimación del flujo de calor latente

La estimación del flujo de calor latente se estima como término residual de la EBE y de ese modo se viene realizando desde la década de 1970 (el trabajo más referenciado y utilizado es el de Jackson et al. (1977) que está disponible para su lectura en el sitio del curso). La manera de estimar el LE es a partir de datos de variables físicas (o biofísicas) de superficie generados desde satélite: i) albedo (generalmente simbolizado por alfa), ii) índice de área foliar (IAF), iii) índices de vegetación (IVs) – proporción de vegetación (fv), iv) rugosidad de la superficie, v) emisividad (ϵ), y vi) temperatura de la superficie. Estos parámetros son combinados con información de superficie para obtener mapas espaciales de radiación neta (R_n), flujo de calor en el suelo (G), y H . Entonces el flujo de LE, es calculado como termino residual a partir la EBE, expresada de la siguiente forma:

$$R_n + G + H + LE + A = \frac{dw}{dt} \quad (1)$$

Donde R_n es la radiación neta, H el flujo de calor sensible, LE el flujo de calor latente, G el flujo de calor en el suelo, A es la energía utilizada por las plantas y animales (considerado despreciable a escala diaria, sin embargo para un instante de tiempo puede ser significativo aunque en este curso no se lo tendrá en cuenta), A_h es la energía de advección horizontal en la capa y dw/dt es la variación de energía del sistema (considerado nulo en régimen permanente y prácticamente nulo en transitorio). La unidad utilizada, en la

generalidad de los casos, es $W m^{-2}$. A nivel de la superficie se define que el flujo que ingresa a ésta es positivo y el flujo saliente negativo.

Para aplicaciones prácticas, la ecuación 1 queda reducida a cuatro términos ya que A, Ah y dw/dt pueden omitirse. Entonces la EBE queda definida por (Schirrnebeck y Rivas, 2009):

$$Rn - G - H - LE = 0 \quad (2)$$

La diferencia Rn-G es denominada energía disponible. Esta diferencia es considerada como el primer paso para la estimación (a escala local o espacial) de la evapotranspiración. Recomendando a todos aquellos que calculen LE realizar este cálculo en primer lugar.

Rn representa el total de energía que se reparte en los procesos de G, de H y de LE. La Rn se estima a partir de las medidas directas o modeladas de la radiación neta de onda corta y larga a nivel de la superficie (ecuación 3) (Ocampo y Rivas, 2013).

$$Rn = Rs_{\downarrow} - Rs_{\uparrow} + Rl_{\downarrow} - Rl_{\uparrow} \quad (3)$$

siendo Rs_{\downarrow} la radiación de onda corta entrante, Rs_{\uparrow} de onda corta saliente, Rl_{\downarrow} la radiación de onda larga entrante y la Rl_{\uparrow} la radiación de onda larga saliente.

Numerosos trabajos demuestran que Rn se puede estimar a partir de la información aportada por las diferentes PS con errores inferiores al 10 % en comparación con medidas realizadas en el terreno (Carmona et al. 2013). La estimación de Rn se realiza con datos de satélite de diferentes formas a escala global y utilizando aproximaciones específicas para determinadas regiones del mundo (solo aplicable a unas condiciones ambientales específicas). Este tema se desarrollará en la clase 5 en la que se presentarán diferentes modelos y técnicas de cálculo de la Rn.

El flujo G es definido como la energía utilizada en el cambio de la temperatura de un cierto volumen del sustrato del suelo (este flujo es positivo durante el día y negativo durante la noche). Cuando la ecuación 2 se calcula a escala temporal diaria (para las 24 horas), G se lo considera nulo. Pero, cuando G se calcula en un instante determinado, su magnitud es significativa (que es el caso de las estimaciones de satélite) y debe considerarse su estimación. Por lo general, G se calcula con datos de satélite como una proporción de la radiación neta ($G \cdot Rn^{-1}$) y de la proporción de vegetación. Estudios específicos realizados por Kustas y Norman (1996) indican que el error de estimación G es del orden del 20 a 30 %.

En cuanto al término H, se considera más compleja su determinación por el intercambio que se genera entre la superficie vegetal y la capa inmediatamente superior a ésta (existen flujos complejos de medir y la parametrización de la atmósfera es difícil de lograr). La principal dificultad reside en la estimación de resistencia de la superficie y de la vegetación (recordar los conceptos desarrollados en la clase 1 por la profesora Andrea Irigoyen). Es más compleja la estimación del término H debido a la variación espacial de las resistencias, y en particular, a la heterogeneidad espacial de las superficies. Recomendando a los alumnos analizar la ecuación de estimación del flujo de calor sensible y la cantidad de información que se requiere para su estimación (la ecuación fue presentada en la clase 1). En la generalidad de los casos, H es el término que mayor incertidumbre genera al momento de estimar LE como término residual de la ecuación 2. El error de la estimación dependerá exclusivamente del método seguido para la estimación de H (por lo general éste es modelado), y también dependerá del sistema estudiado (suelo, vegetación y suelo o vegetación). El error aumenta en función de la complejidad del sistema suelo-agua-planta. En general, los modelos se dividen en dos grandes grupos dependiendo de las condiciones ambientales: i) aquellos que consideran un único sistema compuesto por una única superficie (on layer en inglés) y ii) aquellos que separan la vegetación y el suelo en dos componentes "suelo y vegetación" (two source or dual layer, en inglés).

De estos modelos se desarrollaran conceptos básicos en los próximos apartados con énfasis en las ecuaciones de cálculo.

Modelo de una capa (MuC)

Este tipo de modelo es el comúnmente utilizado para la estimación del H a escala de grandes cuencas utilizando como dato de entrada la temperatura radiativa de la superficie (T_s) derivada de datos de satélite. La base física en la que se sustenta la estimación del flujo H es a partir de la ecuación propuesta por Monteith y Szeicz (1962) y aportes de Monteith (1963):

$$H = \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \cdot (T_o - T_a) \quad (4)$$

donde ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}), c_p es el calor específico del aire ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), T_o (en la proximidad de la vegetación) y T_a (a una altura determinada) son la temperatura aerodinámica (K) y del aire, y r_a es la resistencia aerodinámica (s m^{-1}). La diferencia entre T_o y T_a determina la eficiencia de intercambio de calor entre la superficie y la atmósfera (Figura 1). La r_a es usualmente estimada utilizando datos locales de velocidad de viento y condiciones de estabilidad espacial de la rugosidad de la superficie.

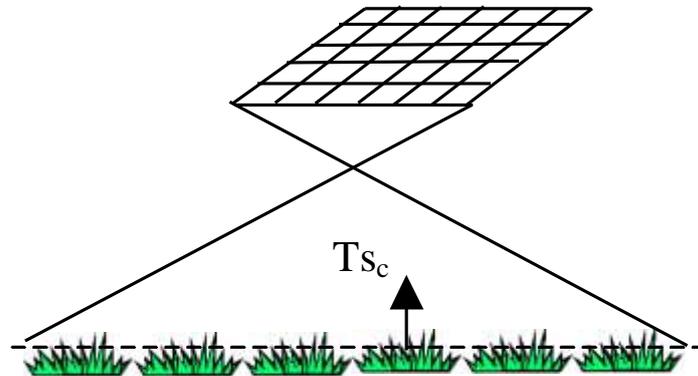


Figura 1. Modelo de una capa simplificado (T_{s_c} indica la temperatura de la cubierta vegetal).

La ecuación 4 representa un MuC y físicamente se puede entender como un modelo que asume que la T_o (aerodinámica en el plano de flujo cero, justo en el límite entre la vegetación y la atmósfera) es muy próxima a la T_s (radiométrica) obtenida desde satélite (Bastiaanssen, 2000). En la práctica cuando se utilizan datos de satélite se considera que $T_o = T_s$ y muchos modelos se sustentan en esta idea. Asumir esta igualdad entre temperatura aerodinámica y radiativa puede llegar a arrojar errores del orden del 50 % ($3,5 \text{ mm día}^{-1}$) en situaciones como las siguientes: i) no realizar las correcciones de emisividad y de efectos de la atmósfera, ii) no es válido asumir la relación para superficies con una combinación de vegetación y suelo (parcialmente cubiertas). Es decir el MuC es apropiado para una cobertura total del suelo dando resultados adecuados en estas situaciones (errores del orden del 20 % en la estimación de LE cuando H se calcula con la ecuación 4). Muchos MuC se han desarrollado tomando como base esta idea y algunos autores para mejorar la estimación de H y reducir errores incluyen en la ecuación 4 una resistencia extra que denominan r_{ex} (con la misma unidad de r_a) que no llega, desde mi punto de vista, a reducir errores sino que solo hace más complejo el modelo. La ecuación 5 muestra los MuC que consideran la existencia de una resistencia extra (Gowda et al. 2002).

$$H = \frac{\rho \cdot c_p}{r_a + r_{ex}} \cdot (T_o - T_a) \quad (5)$$

Los MuC más utilizados son los detallados en la Tabla 3.

Tabla 3. Resumen de los Modelos de una capa

Modelo MuC	Descripción	AUTOR
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm sustentado en relaciones empíricas y físicas. Basado en datos de estaciones de terreno y de satélite.	Bastiaanssen (1995)
SEBS	Surface Energy Balance System. Consiste de: conjunto de algoritmos utilizados para estimar parámetros de superficie y con éstos los términos de la EBE, extensión de la resistencia a escala espacial y transformación de los datos instantáneos a diarios.	Su (2002)
METRIC	Basado en el modelo SEBAL pero utilizando el concepto de píxel frío y caliente. El hecho de usar una superficie fría o caliente reduce las complicaciones en la estimación de H.	Allen et al. (2007)

Modelo de dos capas (MdC)

Los modelos de dos capas aparecen sobre finales del año 1980. Los primeros en desarrollar la idea fueron Shuttleworth y Wallace (1985), idea que, posteriormente, Shuttleworth y Gurney (1990) lograron introducir

a partir de sus primeras publicaciones. La principal diferencia entre los modelos de una y dos capas reside en que, los modelos de dos capas consideran los flujos desde el suelo y la vegetación separados, lo que facilita la aplicación de la EBE en condiciones de cobertura de la superficie parcial (Figura 2).

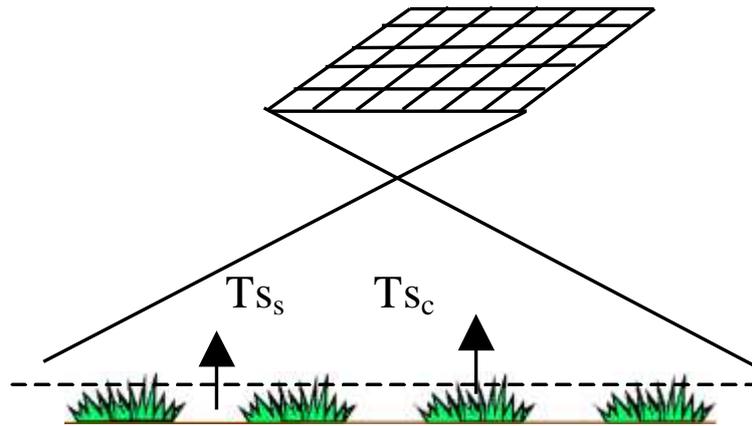


Figura 2. Esquema simplificado de los MdC (T_{sc} corresponde a la temperatura de la vegetación y T_{ss} a la del suelo).

La ecuación utilizada para calcular H para cada componente (suelo o vegetación) puede considerar resistencias en serie (Choudhury y Monteith, 1988) o resistencias en paralelo (Norman et al., 1995). A modo de ejemplo se presentan las ecuaciones de cálculo de las componentes para el caso de asumir un modelo de resistencias en paralelo. Es intuitivo, dado que asume que existe un desacople entre el suelo y la vegetación y que, por lo tanto, el H desde cada componente es independiente.

$$H_c = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_{sc} - T_a}{r_{aa}} \quad (6)$$

$$H_s = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_{ss} - T_a}{r_{as} + r_{aa}} \quad (7)$$

donde T_{sc} y T_{ss} son la temperatura de la vegetación y del suelo, r_{aa} es la resistencia aerodinámica y r_{as} es la resistencia del flujo de calor en la capa inmediatamente encima del suelo

Numerosos trabajos fueron y son realizados hasta hoy utilizando estos modelos en los que se desarrollan las bases teóricas, los beneficios y los inconvenientes (Sánchez 2005 en su tesis doctoral hace un análisis interesante de los MdC con resistencias en serie y en paralelo).

Los métodos de dispersión, asimilación y microondas (Tabla 2) se desarrollarán en las próximas clases. Además se desarrollarán diferentes métodos semiempíricos.