

DEPARTAMENTO DE TERMODINÁMICA

PROPUESTA DE UN MODELO OPERATIVO PARA LA
ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

RAÚL EDUARDO RIVAS

UNIVERSITAT DE VALENCIA
Servei de Publicacions
2004

Aquesta Tesi Doctoral va ser presentada a València el dia 25 de Novembre de 2004 davant un tribunal format per:

- D. Demetrio Segarra Gomar
- D. Jesús Delegido Gómez
- D^a. María del Mar Artigao Castillo
- D. Antonio Brasa Ramos
- D^a. Emilia Hurtado Antón

Va ser dirigida per:
D. Vicente Caselles Miralles

©Copyright: Servei de Publicacions
Raúl Eduardo Rivas

Depòsit legal:
I.S.B.N.:84-370-6083-4

Edita: Universitat de València
Servei de Publicacions
C/ Artes Gráficas, 13 bajo
46010 València
Spain
Telèfon: 963864115

Portada: imagen en composición color (5-4-3) de la región central de Argentina captada por el sensor MMRS del satélite Argentino SAC-C (Caselles y Rivas, 2001). En la imagen se puede ver la zona de estudio y el río salado (parte inferior de la portada), la desembocadura del río de la Plata y la ciudad de Buenos Aires.

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA

Facultat de Física

Departament de Termodinàmica



VNIVERSITAT Đ VALÈNCIA

**PROPUESTA DE UN MODELO OPERATIVO
PARA LA ESTIMACIÓN DE LA
EVAPOTRANSPIRACIÓN**

Memoria presentada por:

RAÚL E. RIVAS

para optar al grado de Doctor en Física

D. VICENTE CASELLES MIRALLES, Profesor Titular de Física de la Tierra de la Facultad de Física de la Universidad de Valencia,

CERTIFICA:

Que la presente Memoria titulada “*Propuesta de un modelo operativo para la estimación de la evapotranspiración*”, presentada por D. Raúl Eduardo Rivas para optar al grado de Doctor en Física, ha sido realizada bajo mi dirección en el Departamento de Termodinámica de esta Facultad.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmo el presente certificado en Burjassot, a veintiocho de julio de dos mil cuatro.

Fdo. Vicente Caselles Miralles

*A "Maru", mi mujer que me ha acompañado
y apoyado en este reto personal.*

Muchas son las personas e instituciones que con su aportación y cooperación han hecho posible la realización de este trabajo. A todas ellas mi más sincero agradecimiento.

En primer lugar, a mi tutor, el Dr. Vicente Caselles Miralles, quién me guió en la temática de evapotranspiración y me animó en todo momento. A él debo las enseñanzas y consejos que han hecho posible la publicación de trabajos y la elaboración de esta Tesis.

Al Dr. Joaquín Meliá Miralles, Director de la Unidad de Investigación en Teledetección y actual director del Departamento de Termodinámica agradezco el apoyo prestado y su cordialidad. A toda la gente del Departamento (profesores, secretarias y técnicos) gracias, me he sentido como en casa.

Mención especial merecen el Dr. Cesar Coll y el Dr. Enric Valor por todo lo que me han enseñado y por la ayuda prestada en la realización del trabajo.

A Raquel Niclòs, Guillem Sòria, Juan Manuel Sánchez, Juan Carlos Jimenez, Jauad El Kharraz, Mónica Gómez, Roberto Pedrós, José Luis Gomez, M^a José Marin, Alexandre Vercher, Víctor Estellés, Beatriz Martinez y Joan Miguel Galve compañeros del Departamento de Termodinámica con quienes he compartido algo más que discusiones científicas, gracias por hacer mucho más llevadero y agradable el trabajo.

No quiero olvidar a mis compañeros de trabajo del Instituto de Hidrología de Llanuras, Ilda Entraigas, Pablo Weinzettel, Fabio Peluso, José González, Enrique Queupan, Daniel Arias, Georgina Casenave, Fabricio Lerchundi, Marcelo Varni y Marcelo Gandini a todos ellos gracias por el apoyo y la confianza.

Al Dr C. Di Bella y al técnico P. Oricchio (INTA Castelar, Argentina) y al Centro de Sensores Remotos (Universidad Nacional de Rosario, Argentina) por proporcionarnos imágenes NOAA de Argentina.

A los Ing. Daniel Spowicz y G. Casagrande y a la Lic. Y. Benini (INTA Anguil, La Pampa, Argentina) por cedernos los datos climáticos de la estación meteorológica.

Al los doctores Eduardo Usunoff y Luis Vives agradezco su confianza en mi trabajo y el apoyo incondicional brindado en todo momento.

Por último, quiero expresar un profundo agradecimiento al Groupement pour le Développement de la Télédétection Aérospatiale (GDTA) de Toulouse-Francia por haberme enseñado las bases de la teledetección.

La realización de la presente tesis ha sido posible gracias a la ayuda del Programa Alban, Programa de becas de alto nivel de la Unión Europea para América Latina (Nº de identificación E03D06361AR). También, tengo que agradecer la ayuda económica recibida por la Universidad Nacional del Centro y la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires a través de los proyectos de investigación del Instituto de Hidrología de Llanuras (Desarrollo y aplicación de herramientas particulares para la gestión integrada de los recursos hídricos - Herramientas para la gestión sustentable de los recursos hídricos en una cuenca de llanura (PID 465)); y al Ministerio de Ciencia y Tecnología de España (Proyecto REN 2001-3116CLI).

ÍNDICE

ÍNDICE

RESUMEN	13
ABSTRACT	15
CAPÍTULO 1	
INTRODUCCIÓN	
1.1 Evapotranspiración: distribución global e interés de su estimación	19
1.2 Estimación de la evapotranspiración	23
1.3 Evaporación y transpiración	24
1.4 Conceptos de evapotranspiración potencial, de cultivo de referencia y real	29
1.5 La evapotranspiración a escala local	32
1.6 La evapotranspiración a escala regional	34
1.7 Objetivos de la tesis	41
CAPÍTULO 2	
MODELO PROPUESTO	43
2.1 Modelo propuesto	45
2.2 Hipótesis del modelo y límites de aplicación	54
2.3 Estimación de la temperatura de superficie	55
CAPÍTULO 3	
RESULTADOS	61
3.1 Zonas de validación del modelo	63
3.2 Estimación de los parámetros del modelo	70
3.3 Estimación de la temperatura de superficie	77
3.4 Análisis de sensibilidad y validación del modelo	83
3.5 Aplicación del modelo	88
3.6 Aplicación del modelo en otras regiones	93
CAPÍTULO 4	
CONCLUSIONES.....	103
4.1 CONCLUSIONES.....	105
Anexos	107
A1 Unidades y equivalencias.....	109
A2 Ecuaciones complementarias para la estimación de los parámetros del modelo propuesto	110
ÍNDICE DE TABLAS.....	119
ÍNDICE DE FIGURAS	121

ÍNDICE

BIBLIOGRAFÍA..... 127

RESUMEN

La evapotranspiración es una de las variables hidrológicas más relevantes. La cuantificación de ésta, con un nivel suficiente de precisión, es fundamental en estudios hidrológicos, en modelos de cambio climático, y en la producción de alimentos. El mayor interés reside en estimar la evolución espacio-temporal de la evapotranspiración a escala regional.

Actualmente existen modelos capaces de reproducir el complejo proceso de evapotranspiración a escala regional. Éstos, se basan en esquemas unidimensionales que describen la radiación, conducción y mecanismos de transporte influenciados por la temperatura de superficie. En estos modelos, se sustituye la temperatura de superficie obtenida por teledetección por la temperatura aerodinámica, y se estima la evapotranspiración como término residual de la ecuación de balance de energía. La aplicación de los modelos, se ve limitada por la falta de instrumentación específica en las diferentes estaciones distribuidas a escala mundial. También se debe tener en cuenta que la aplicación de estos modelos no es sencilla y se requiere un entrenamiento adecuado para su aplicación.

En la presente Tesis, se propone un modelo sencillo que permite estimar la evapotranspiración a escala regional con datos meteorológicos medidos en estaciones convencionales y temperatura de superficie obtenida a partir de imágenes de satélite. Éste es de base física sencilla y requiere la estimación de dos parámetros locales que dependen de las condiciones meteorológicas de los primeros metros de la atmósfera. Su principal fundamento es asumir que la temperatura de la superficie engloba las variaciones de los primeros metros de la atmósfera.

Para la aplicación del modelo es necesario disponer de datos de temperatura y humedad del aire, velocidad del viento y radiación solar e imágenes de temperatura de superficie. La ecuación operativa obtenida es la siguiente:

$$ET_{o_Ts} = a \cdot T_s + b$$

donde **a** y **b** son parámetros locales.

Complementariamente, se valida la ecuación propuesta en dos zonas de la región central de Argentina. Una zona corresponde a una región de clima húmedo con muy bajo déficit hídrico y la otra corresponde a una zona seca en la que el déficit es importante. Para la aplicación del modelo se han utilizado 114 imágenes captadas por el sensor AVHRR de NOAA. En ambas zonas se han comparado los resultados del modelo con los obtenidos en estaciones del área. La comparación permitió observar que el modelo subestima la evapotranspiración de referencia (4 % en régimen húmedo y 5 % en régimen seco) y que el error de estimación era de $\pm 0,6 \text{ mm d}^{-1}$ en la zona húmeda y de $\pm 0,7 \text{ mm d}^{-1}$ en la zona seca. En ambas zonas, se ha aplicado el modelo para la obtención de mapas de evapotranspiración. Los mapas resultantes permiten comprobar que el modelo reproduce de forma realista los cambios en las condiciones meteorológicas en diferentes estaciones y dentro de éstas.

Por último, se demuestra la aplicación del modelo a escala global. Para ello, se han calculado los parámetros del modelo en 69 estaciones meteorológicas del mundo con diferentes condiciones climáticas (frías, templadas y tropicales).

ABSTRACT

Among the hydrological variables, evapotranspiration is one of the most important. Its assessment, with an acceptable level of precision, is of fundamental value for climate change and hydrological studies, climate models, and food production. Of utmost importance is the estimation of space-time variations of the evapotranspiration at the regional level.

There are nowadays models able to reproduce the complex process of evapotranspiration at the regional level, that are based on one-dimensional schemes which describe the radiation, conveyance and transport mechanisms that are influenced by the surface temperature. Those models substitute the surface temperature from remote sensing techniques by the air-dynamic temperature, and the evapotranspiration is calculated as the residual term of the energy balance equation. The application of such models is constrained by the availability of specific instruments at the measuring stations distributed worldwide. It also has to be taken into account that the application of those models is not an easy task and that it requires special training and abilities by the operator.

This research presents a simple model that allows the estimation of the evapotranspiration at the regional level from meteorological data measured at conventional stations and surface temperature from satellite images. The model has a simple physical basis and requires the estimation of two local parameters that depend on the meteorological conditions of the lower portion of the atmosphere. The main assumption is that the surface temperature describes all variations registered at the first few meters of the atmosphere.

In order to apply the model, data on temperature, air relative humidity, wind velocity, solar radiation, and surface temperature (from images) are required. The operational equation is as follows:

$$ET_{o_{T_s}} = a \cdot T_s + b$$

where **a** and **b** are local parameters.

The equation proposed has been validated in two regions of central Argentina. One of them has a humid climate with a low water deficit, whereas the second has a dry climate and relevant water deficit. The model has made use of 114 images of NOAA's AVHRR sensor. In both cases, the model results have been compared with the data measured at local stations. As a result of that, it was found that the model sub-estimate the reference evapotranspiration (4% in humid regime and 5 % in dry regime) and, results with estimation errors of $\pm 0,6 \text{ mm d}^{-1}$ (humid region) and of $\pm 0,7 \text{ mm d}^{-1}$ (dry region). Given so, evapotranspiration maps for both regions were generated that reproduce realistically changes in the meteorological conditions at each station and among them.

Lastly, the application of the model at a global scale is shown. To do so, the model parameters were calculated for 69 meteorological stations worldwide, located at various climatic conditions (cold, temperate and tropical).

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se hace referencia a la distribución global de la evapotranspiración y la relevancia de su cuantificación en diferentes temáticas de estudio.

Se repasa el concepto de evaporación y se describe en detalle el proceso de transpiración. Además, se recuerdan los distintos conceptos de evapotranspiración y se discuten sus límites.

También, se analizan brevemente los modelos para determinar la evapotranspiración a escala local, y el error de estimación de los diferentes métodos. Del mismo modo, se hace una descripción de los modelos unidimensionales para la estimación regional de la evapotranspiración y los errores asociados a cada modelo. El análisis realizado permite entender el modelo que se propone en esta Tesis, y la forma de abordar el proceso de evapotranspiración, combinando datos meteorológicos e información de teledetección.

Por último, una vez conocido el objetivo general, se describen los objetivos particulares para la obtención del modelo propuesto, que se discute con detalle en el capítulo siguiente.

INTRODUCCIÓN

1.1 EVAPOTRANSPIRACIÓN: DISTRIBUCIÓN GLOBAL E INTERÉS DE SU ESTIMACIÓN

El principal objetivo de estudio en esta Tesis es la evaporación de agua en la naturaleza. La evaporación (Ev) representa la cantidad de agua que, en forma de calor latente, se transfiere a la atmósfera proveniente del suelo y las masas de agua. En un suelo con cubierta vegetal, existe además otra aportación de agua a la atmósfera: la transpiración (T) de las plantas. En ellas se dan tres caminos para perder vapor de agua, en base a lo cual se distinguen tres tipos de T: estomática, cuticular y lenticular. Dado que la cutícula presenta un fuerte carácter hidrófobo, y que las lenticelas son mucho menos abundantes que los estomas, la T estomática es la responsable de la mayor parte del agua transpirada (Botella y Campos, 1993).

La Ev y la T, son dos procesos físicos muy similares que consisten en el paso de agua desde un estado líquido a un estado de vapor, forma en la cual escapa hacia la atmósfera, diferenciándose únicamente uno del otro en el tipo de superficie evaporante (Brasa, 1997). En la naturaleza, ambos ocurren simultáneamente, sin que sea fácil distinguirlos. Por ello, se engloban bajo el término de evapotranspiración (ET).

Evapotranspiración y flujo de calor latente son dos conceptos referidos al mecanismo por el cual el agua es devuelta a la atmósfera, aunque mirados desde puntos de vista diferentes. La distinción que existe entre ambos, para muchos autores sinónimos, reside en que el primero tiene connotación hidrológica y climática, y hace referencia directa a volúmenes de agua perdida por evaporación desde el suelo y a la transpirada por las plantas; por su parte, el flujo de calor latente se relaciona con la energía utilizada en este mismo proceso, el cual implica un cambio de estado del agua.

Globalmente cerca del 64 % del agua que precipita sobre los continentes es evapotranspirada. De este total, cerca de un 97 % es evapotranspirada desde la superficie y un 3 % desde cuerpos de agua (Dingman, 1992).

CAPÍTULO 1

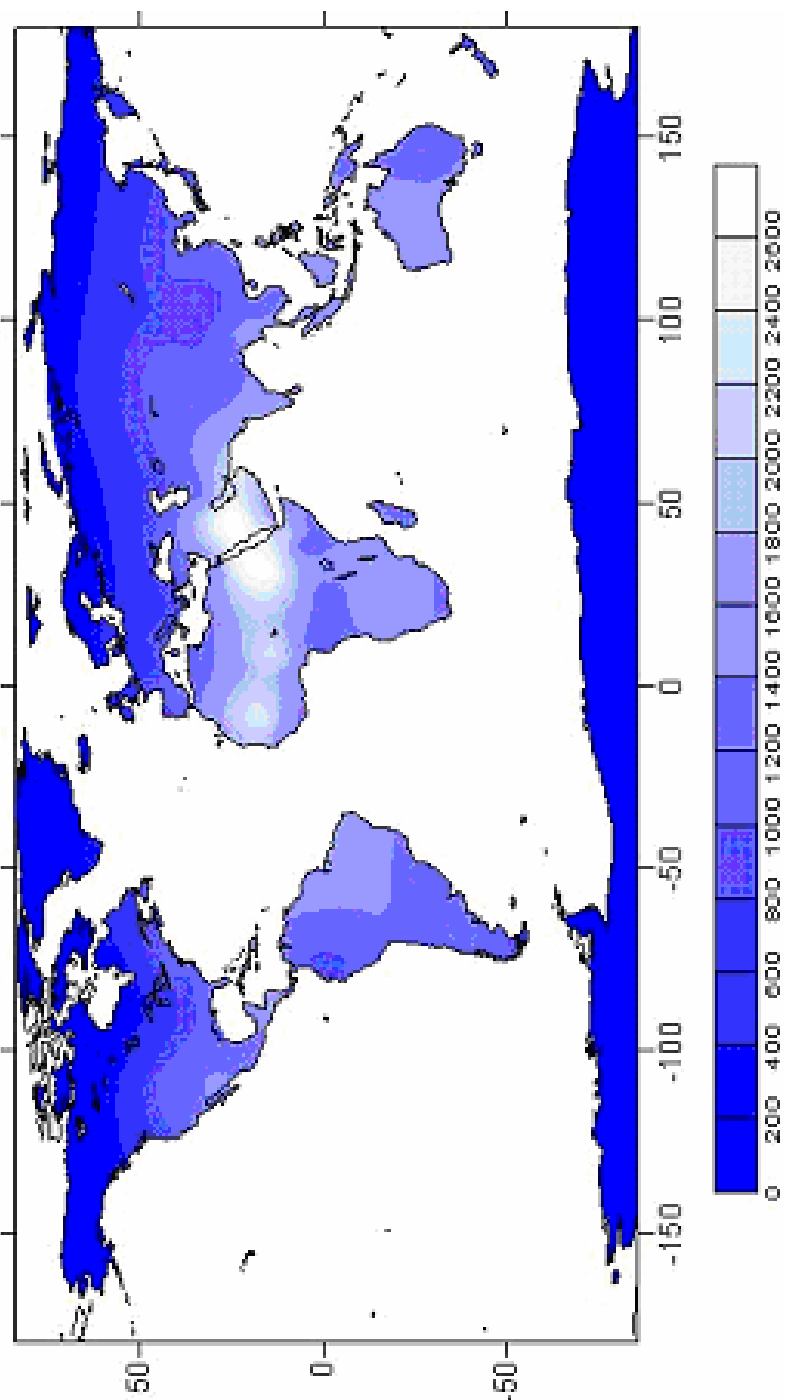


Figura 1.1. Mapa de evapotranspiración de referencia (mm año^{-1}) a escala global. El mapa ha sido obtenido a partir de la base climática de FAO (www.fao.org/ag/agl/aglw/climwat.html).

INTRODUCCIÓN

La Figura 1.1 muestra la distribución de la evapotranspiración media anual a escala global, y la Figura 1.2 la distribución latitudinal de la precipitación (P) y de la ET. Es importante destacar que, tanto en latitudes ecuatoriales como medias (norte y sur) se observan los valores más altos de P y de ET. La Figura 1.3 muestra la distribución de la P, de la ET y de la escorrentía superficial (Es) para diferentes regiones del mundo (Dingman, 1992). Nótese que la ET excede en todas las regiones a la Es, exceptuando la región Antártica; y que la región sudamericana presenta valores máximos de P, de ET y de Es.

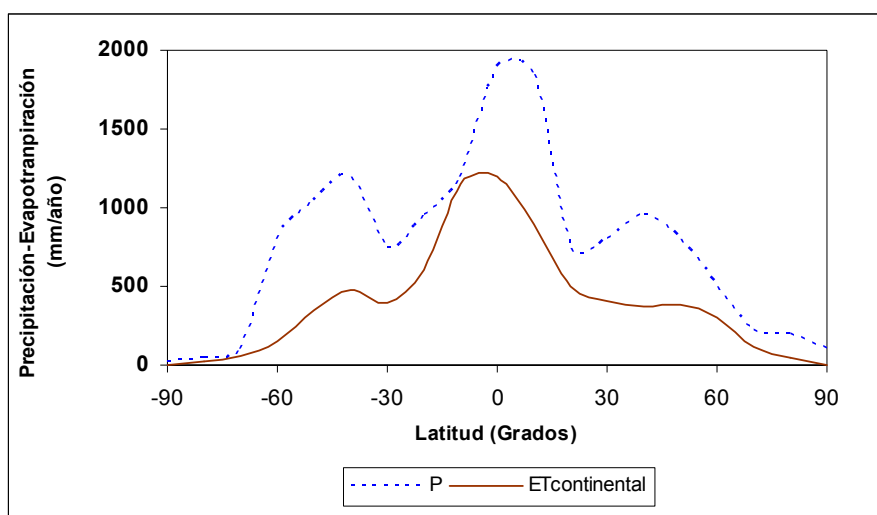


Figura 1.2. Distribución de la P y de la ET a escala latitudinal.

La cuantificación de la ET con un nivel suficiente de precisión es fundamental en:

- Modelos de cambio climático, en los cuales la energía utilizada para el paso de líquido a vapor en la superficie es elevado.
- En estudios hidrológicos regionales, la diferencia entre precipitación y evapotranspiración da como resultado la disponibilidad de agua

CAPÍTULO 1

directa existente. Así es posible una planificación y gestión más racional de los recursos hídricos disponibles.

- Modelos climáticos, la mayor parte del agua perdida por evapotranspiración es usada para el crecimiento de las plantas, que forman la base de los ecosistemas. La comprensión de la relación existente entre tipo de ecosistemas y evapotranspiración es un requerimiento básico para comprender las respuesta al cambio climático.

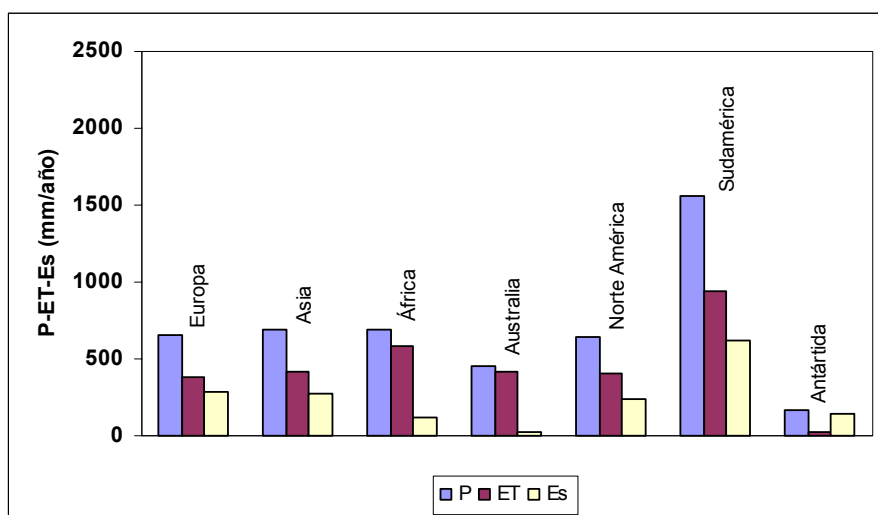


Figura 1.3. Distribución de la P, de la ET y del Es para diferentes regiones del mundo.

- Las grandes zonas productoras de alimentos del mundo, en éstas suplen las necesidades hídricas de los cultivos por medio del riego (complementario o suplementario). El conocimiento de la transpiración de los cultivos permite lograr un riego más eficiente, y por ende un ahorro de agua.
- Los modelos de producción primaria, éstos requieren una estimación adecuada de la evapotranspiración, a partir de la cual estiman la producción esperada de una determinada región.

INTRODUCCIÓN

1.2 ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

Es evidente que la ET tiene gran importancia climática, hidrológica y agronómica. Entonces es relevante conocer de qué manera es posible cuantificar los volúmenes de agua comprometidos en el proceso, qué métodos o modelos son aplicados, la información requerida para su aplicación, y el grado de precisión logrado.

Desde que Dalton en 1802 enunciara su ley como una ecuación de transporte de masa, comenzaron a desarrollarse las primeras formulaciones teóricas para el cálculo de la ET. Sin embargo, a partir de 1950 comienza una intensa y sistemática fase de experimentación que da lugar a los múltiples métodos conocidos y aplicados hasta hoy. Con el advenimiento de las diferentes misiones espaciales, a mediados de 1970, se generan nuevos modelos de estimación que dan un nuevo impulso al estudio de la ET. Dicho impulso se extiende hasta la actualidad, y ha dado lugar a que ciertas misiones lleven sensores específicos para cuantificar, de forma más precisa, la energía utilizada en el proceso de ET.

Los modelos utilizados para calcular la ET se pueden dividir en dos grandes grupos: los clásicos o convencionales, que hacen uso de información fundamentalmente de tipo climático o meteorológica (modelos a escala local), y los que utilizan información captada desde satélites (modelos a escala regional).

Tanto a escala local como regional, una de las mayores limitaciones, en el momento de calcular la evapotranspiración, son los datos disponibles. Además, en la mayoría de los casos, cuanto más preciso es el método de cálculo, mayores son los datos requeridos por el modelo, y más compleja la aplicación.

1.3 EVAPORACIÓN Y TRANSPIRACIÓN

Aunque en los párrafos iniciales se ha mencionado el concepto de E_v y T , es adecuado realizar una exposición mayor sobre ambos conceptos, los cuales permitirán comprender, con mayor detalle, el proceso que se desea medir en esta Tesis. Sin embargo, el lector debe recordar que los procesos de evaporación y transpiración son diferenciados y ocurren independientemente, pero su separación no resulta fácil.

1.3.1 EVAPORACIÓN

La evaporación es el proceso de difusión mediante el cual un líquido es transformado en gas. En este caso el líquido es agua y el gas vapor de agua. Mediante dicho proceso el agua retorna directamente a la atmósfera. El proceso es consecuencia del aporte de energía, que de forma directa o indirecta, procede fundamentalmente de la radiación solar, y en menor medida, de otros cuerpos; además, la velocidad del viento y la rugosidad de la superficie expuesta a evaporación son fundamentales en el proceso de transporte de vapor.

La energía debe ser suficiente en cantidad para permitir, a través del calentamiento de las partículas, aumentar su temperatura y con ello su velocidad de movimiento. Así crece la energía cinética hasta que algunas moléculas vencen la fuerza de cohesión que las une con las adyacentes, se liberan de ellas y atraviesan el límite líquido-gas, convirtiéndose en vapor. Como consecuencia del proceso, se genera una pérdida de calor o enfriamiento en la superficie donde se produce.

La velocidad de E_v y la cantidad de agua efectiva evaporada, en un período y lugar específico, está condicionada por un conjunto de factores. Éstos son debidos a la atmósfera en el área considerada y a las características de la superficie.

Los factores atmosféricos son: la radiación solar, la humedad específica del aire, la temperatura del aire y la velocidad del viento. La superficie puede ser: una superficie de agua libre, un suelo, o una superficie

INTRODUCCIÓN

vegetal. En los dos primeros casos el mecanismo es fundamentalmente difusivo, mientras que en el tercero se combina con la transpiración.

El proceso difusivo de E_v se puede obtener a partir de la primera ley de Fick desde la siguiente ecuación en diferencias finitas:

$$E_v = k_E \cdot U \cdot (e_s - e_a) \quad (1.1)$$

donde k_E es la eficiencia de transporte de vapor de agua en la vertical para la turbulencia generada por el viento (U), y $(e_s - e_a)$ es el déficit de presión de vapor entre la superficie y el aire.

Una forma de estimar de manera directa la E_v es medir la misma a escala de tiempo diario en una cubeta de dimensiones estandarizadas. Existen varios tipos de cubetas, siendo una de las más utilizadas las “Cubetas tipo A” (Shaw, 1988). Usualmente se estima la E_v para un período de tiempo (Δt) a partir de la ecuación (usualmente se hace a escala de tiempo diaria):

$$E_v = P - (V_2 - V_1) \quad (1.2)$$

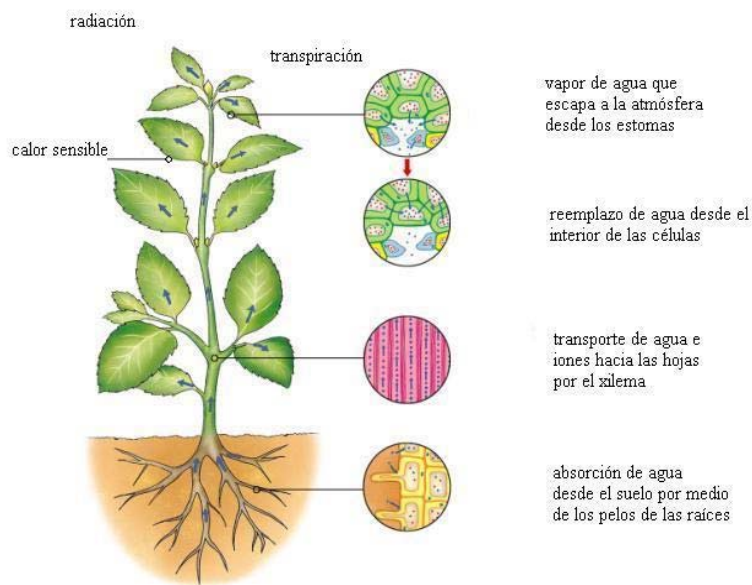
donde P es la precipitación durante Δt , y V_1 y V_2 son el volumen al inicio y fin de Δt , respectivamente.

1.3.2 TRANSPIRACIÓN

Dentro del sistema hidrodinámico suelo-agua-planta, los vegetales constituyen vías intermedias de circulación de agua entre el suelo y la

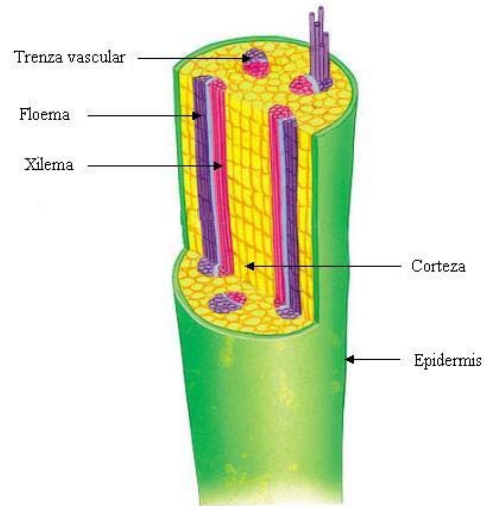
CAPÍTULO 1

atmósfera. La transpiración es la evaporación de agua desde el sistema vascular de una planta a la atmósfera. En el proceso intervienen la absorción de agua desde el suelo por las raíces; y el transporte a través del sistema vascular (xilema) desde las raíces, tallo y ramas hasta las hojas (Figura 1.4 a). El transporte de agua e iones a través del sistema vascular a las hojas (Figura 1.4 b) y en éstas a las pequeñas cavidades de los estomas (ubicadas en la parte inferior de las paredes de las hojas), en donde la evaporación tiene cabida (figura 1.4 c). El vapor de agua contenido en las cavidades entonces pasa a la atmósfera, a través del orificio externo de los estomas (Figura 1.4 c).

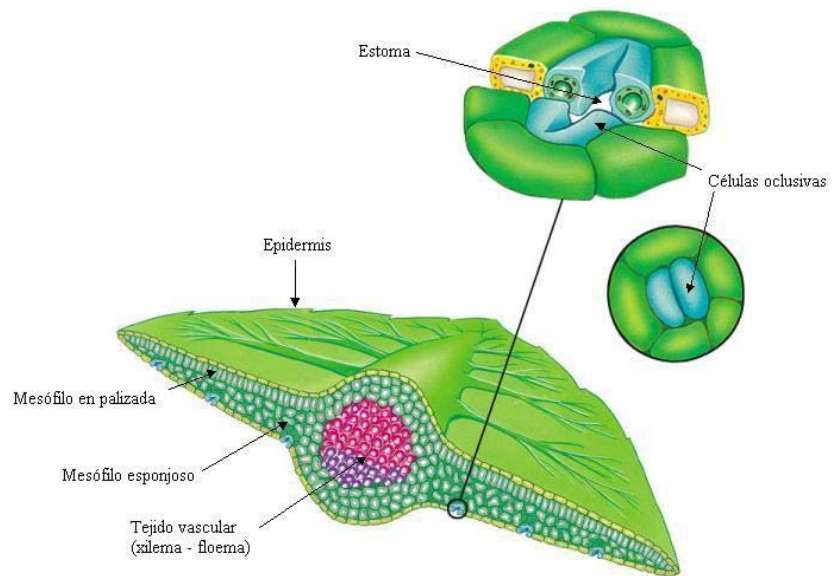


(a)

INTRODUCCIÓN



(b)



(c)

Figura 1.4. Diagrama del proceso de transpiración, a) movimiento de agua en la planta, b) sistema de transporte y c) cavidad – estoma.

CAPÍTULO 1

Las plantas necesitan absorber dióxido de carbono (CO_2) desde el aire para producir carbohidratos. Esta absorción se lleva a cabo también en la cavidad del estoma. La función esencial de la cavidad del estoma es proveer un lugar donde la disolución puede ocurrir, y desde allí entrar en el tejido de las plantas; la evaporación de agua es un proceso inevitablemente concomitante. La transpiración es una función esencial para el mantenimiento de la turgencia de las células de las plantas, y movimiento de nutrientes desde el suelo, para el crecimiento de los tejidos.

El aire en la cavidad del estoma tiene la temperatura de la hoja, y el vapor de agua ha alcanzado la presión parcial de saturación. El vapor de agua fluye desde la cavidad a la atmósfera, en un proceso lento de difusión impulsado por la diferencia de presiones parciales. El flujo difusivo de agua en una hoja depende de la superficie total de orificios (estomas), de la densidad de flujo de agua y del coeficiente de transporte, que es función exclusiva de la temperatura.

La mayor diferencia entre transpiración y superficie de agua libre es que las plantas pueden ejercer algunos controles fisiológicos de la apertura de los estomas, y por lo tanto de la facilidad del movimiento del vapor por acción de las células oclusivas (Figura 1.4 c). Los factores que afectan la apertura y cierre de las células oclusivas son: la luz (día abierta y noche cerrada), la humedad (la apertura tiende a decrecer con la disminución de ésta), y el contenido de agua en la célula de la hoja (si el contenido de agua decrece durante el día los estomas tienden a cerrarse).

Es importante remarcar que la transpiración es un proceso físico (proceso de transporte) – metabólico (reacción química).

Una forma de explicar la circulación de agua desde el suelo a la atmósfera a partir de dos componentes, agua (w) y carbohidratos (sacarosa) (c), es la esquematizada en la Figura 1.5.

El flujo de agua transpirada es arrastrada, a través de la planta, por un gradiente de presión, que se origina con el movimiento de vapor de agua a través del aire en el estoma, en respuesta a una presión de vapor diferente.

INTRODUCCIÓN

Cuando la presión de vapor existe, el agua es perdida desde la cavidad del estoma a la atmósfera, dicha pérdida de agua líquida produce un decrecimiento de la presión, lo cual genera el movimiento de agua a través del sistema vascular por ósmosis. Este movimiento hacia arriba y hacia adentro produce un gradiente de presión entre la raíz y el suelo, generando un movimiento de agua dentro del suelo y en dirección a la raíz (Lampinen y Noponen, 2003). La absorción de agua desde la raíz hace decrecer el contenido de agua en el suelo, de acuerdo con la ley de Darcy para medios no saturados.

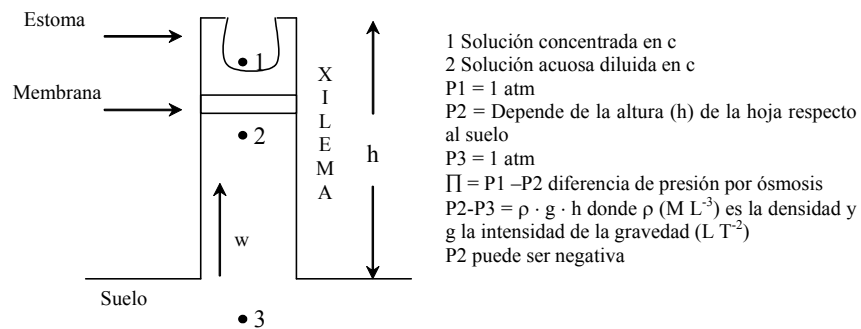


Figura 1.5. Esquema en el que se muestra el movimiento de agua desde el suelo a la atmósfera.

1.4 CONCEPTOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL, DE CULTIVO DE REFERENCIA Y REAL

El concepto de evapotranspiración potencial (ETP), popularizado por Thornthwaite (1948), en el contexto climático se puede definir como la máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, con desarrollo óptimo y en el supuesto de no existir limitaciones de agua (por lluvia o riego). Esta definición implica que la ETP está controlada por factores meteorológicos, además de por las características del cultivo y del suelo, sin depender de las

CAPÍTULO 1

condiciones de humedad del suelo. Este concepto ha sido de utilidad como marco de referencia en aplicaciones prácticas (Doorenbos y Pruitt, 1977) y de investigación (Villalobos y Fereres, 1990), como así también en análisis regionales y globales de la evapotranspiración (Delegido et al., 1991; Choudhury et al., 1994).

Este concepto de ETP ha tenido una gran influencia en los estudios geográficos del clima a escala mundial; de hecho su diferencia respecto de las precipitaciones ha sido frecuentemente utilizada como un indicador de aridez.

Con la finalidad de reducir las ambigüedades de interpretación a que ha dado lugar el amplio concepto de ETP, se introduce el concepto de evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0). El concepto de ET_0 es similar al de ETP, incluso en ciertos trabajos son considerados como equivalentes (Mckenney y Rosenberg, 1993), pero se diferencian en que éste es aplicado a un cultivo específico (ver por ejemplo Sánchez, 1992; Burman y Pochop, 1994). La evapotranspiración del cultivo de referencia en los últimos años está reemplazando al de ETP. Se han establecido conceptos diferentes según el tipo de cultivo de referencia que se trate, por convención gramínea (Doorenbos and Pruitt, 1977) o alfalfa (Jensen et al., 1990) y se ha propuesto una definición para el concepto de ET_0 basada en la ecuación de Penman Monteith (que se presentará en el capítulo 2). La aproximación de Penman-Monteith se refiere a una superficie hipotética con determinadas características. Por lo tanto, la ET_0 se define como la tasa de evapotranspiración desde un cultivo hipotético sano con una altura de 12 cm, crecimiento activo, que da una cobertura sombreada al suelo, cubre un área extensa y que está bien provisto de agua. Bajo estas condiciones se asume que la resistencia del cultivo es de 70 s m^{-1} y el albedo es 0,23 (Allen, et al., 1998).

Los procesos de evaporación y transpiración dependen de la demanda evaporativa de la atmósfera, del contenido hídrico y de la naturaleza del suelo. Además, dependen de las características de la cubierta vegetal, de manera que en las primeras fases de desarrollo de un cultivo, la evapotranspiración tiene un componente mayoritario de evaporación que se

INTRODUCCIÓN

va atenuando a medida que se desarrolla la cubierta vegetal (aumento del índice de área foliar y el grado de cobertura de la superficie), hasta que la transpiración prevalece totalmente sobre la evaporación (De Juan y Martín de Santa Olalla, 1993).

Para conocer la evapotranspiración de un cultivo (ET_c) cualquiera, es hoy de uso extendido calcular la ET_c a partir del coeficiente de cultivo, k_c (adimensional), y la estimación previa de ET_o , según la siguiente relación (Doorenbos y Kassam, 1986):

$$ET_c = k_c \cdot ET_o \quad (1.3)$$

El coeficiente de cultivo expresa la relación entre la evapotranspiración del cultivo y la evaporación de referencia. Se calcula experimentalmente y es función de numerosos factores, como son las características del cultivo y su estado fenológico, las condiciones climáticas, la disponibilidad de agua del suelo, el estado sanitario del cultivo, las técnicas de cultivo aplicadas, y especialmente la frecuencia de lluvias, o en su caso de riego (Doorenbos y Pruit, 1977; Hupet y Vanclouster, 2001).

El proceso de evapotranspiración que se produce en una superficie natural no siempre se encuentra en las condiciones hipotéticas planteadas. Por lo tanto, es importante definir el concepto de evapotranspiración real (ET_r).

La ET_r es la cantidad de agua verdaderamente perdida por el suelo y depende de las condiciones atmosféricas, el contenido de agua en el suelo y las características de la vegetación. Por lo tanto la ET_r puede ser muy diferente a la ETP, aunque en la generalidad de las situaciones tiende a ser menor o en el caso límite igual a ésta. Excepcionalmente, la ET_r puede ser mayor a la potencial, por ejemplo, luego de una lluvia, cuando el follaje ha

CAPÍTULO 1

interceptado agua de lluvia y ésta es perdida directamente a la atmósfera desde éste (Inoue y Moran, 1997; Entraigas et al., 2001).

Entonces, podemos decir que la ET_r nos indica la cantidad de agua que verdaderamente sale desde el sistema (suelo-planta) a la atmósfera. La estimación de la magnitud de la ET_r sólo puede realizarse a través de medidas directas precisas (lisímetros), las cuales presentan grandes dificultades técnicas y operativas. También, es posible realizar estimaciones de ET_r en parcelas con sonda de capacitancia, que permiten estimar la humedad disponible en el suelo para una profundidad definida (con plano de flujo cero), y de forma indirecta estimar la ET_r (Weinzettel y Usunoff, 2001). La mayor limitación que presentan es que el valor obtenido es de carácter local. El mayor interés hoy reside en estimar la ET_r a escala regional, y su comportamiento a lo largo del año para los diferentes tipos de cubiertas vegetales. Por lo tanto, es importante para la estimación de la ET_r de un cultivo (ET_{rc}) cualquiera, conocer la disponibilidad de agua en el suelo. Ello se puede solucionar utilizando la siguiente ecuación (Dingman, 1992):

$$ET_{rc} = F(\theta_{rel}) \cdot ET_c \quad (1.4)$$

donde $F(\theta_{rel})$ es el contenido relativo de agua en el suelo.

1.5 LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A ESCALA LOCAL

A la vista de los párrafos anteriores, podemos decir que se han realizado esfuerzos para estimar la evapotranspiración mediante el uso de superficies controladas, ecuaciones empíricas o métodos indirectos.

Un gran número de autores han intentado la evaluación de la ET utilizando algún o algunos parámetros meteorológicos en ecuaciones

INTRODUCCIÓN

diseñadas “ad hoc” (Thornthwaite, 1948; Penman, 1948; Turc, 1961; Jensen y Haise 1963; Priestley y Taylor, 1972; Jensen, 1974; Linacre, 1973; Hargreaves y Samani, 1985).

Estas ecuaciones se pueden incluir en algunos de los cuatro grupos que se citan a continuación, según sea el parámetro principal utilizado: radiación, temperatura, evaporación o combinación de algunas de las anteriores.

Indicador	Clima					
	Húmedo			Árido		
	R	S	RMSE	R	S	RMSE
Método de radiación						
Priestley Taylor	3	- 3 %	0,7	7	-30 %	1,9
FAO-Radiation	5	+ 22 %	0,8	3	+ 6 %	0,6
Método de temperatura						
SCS Blaney Criddle	7	+ 17 %	1,0	5	- 16 %	1,3
Thorntwaite	6	- 4 %	0,9	8	- 40 %	2,4
Turc	2	+ 5 %	0,6	6	- 30 %	1,9
Método de tanque						
Tanque Tipo A	8	+ 14 %	1,3	4	+ 21 %	1,5
Métodos combinados						
Penman-Monteith	1	+ 4 %	0,3	1	- 1 %	0,5
Kimberley Penman	4	+ 10 %	0,7	2	+ 3 %	0,5

Tabla 1.1. Valoración de diferentes métodos de cálculo para la estimación de la ET a escala local (resumida de Jensen, et al. 1990). R es el número en el ranking, S es la sobreestimación o subestimación de 11 lisímetros (%), RMSE es la raíz cuadrada del error cuadrático medio (mm d^{-1}).

CAPÍTULO 1

La Tabla 1.1 muestra una valoración de diferentes métodos de cálculo, comparados con mediciones de lisímetros ubicados en regiones climáticas distintas (Jensen et al., 1990).

Como es evidente al observar la Tabla 1.1, el método que mejor estima la ET es el combinado de Penman-Monteith, tanto para climas húmedos como secos. Esto permitió tomar como método estándar para calcular ET al combinado de Penman-Monteith y además fue posible solucionar uno de los mayores problemas que se arrastró por años, la ausencia de una instrumentación específica para la estimación.

Aunque la estimación de la evapotranspiración de un cultivo específico (producto de k_c por ET_0) puede resultar complicada, dependiendo del nivel al cual se aspire llegar, y que ningún método es lo suficientemente preciso para poder utilizarse con fiabilidad, sin necesidad de realizar un ajuste local (Brasa, 1997), hoy podemos decir que el cálculo de la evapotranspiración a escala local es adecuada, sin embargo, para la extrapolación de los datos locales a escala regional queda mucho por hacer.

1.6 LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A ESCALA REGIONAL

Tanto el método de Penman-Monteith como el resto de métodos utilizados para el cálculo de la evapotranspiración son de carácter local. La estimación puede considerarse representativa de la parcela donde se ha medido, y únicamente son extrapolables en caso de situaciones especiales (zonas planas y homogéneas, por ejemplo).

La teledetección representa una atractiva herramienta para detectar los cambios o anomalías regionales o aún más a escala de parcela (Boegh et al., 2002). Éstas, permiten extender los modelos de cálculo de la evapotranspiración a zonas amplias donde no se dispone siquiera de datos meteorológicos.

INTRODUCCIÓN

La cuestión importante es, cómo aprovechar la alta densidad de información espacial de los datos de teledetección, para la extrapolación de las medidas puntuales de evapotranspiración a una escala más amplia. Muchos investigadores han trabajado en el desarrollo de modelos que aceptan como datos de entrada información obtenida por teledetección para la estimación de la ET potencial o real (ver por ejemplo Jackson, 1977; Price, 1989; Seguin e Itier, 1983; Kustas, 1990; Barret y Curtis, 1992; Choudhury, 1994; Brasa et al., 1998; Caselles et al., 1998; Chandralapa y Wimalasuriya, 2003). La directa pero compleja relación existente entre temperatura de superficie, humedad de suelo, densidad de vegetación, y balance de energía ha sido reconocida por hidrólogos, ecologistas y meteorólogos (Lo Seen Chong et al., 1993; Sandholt et al., 2002; Goward et al., 2002; Ayenew, 2003). Todos los estudios realizados en este dominio usan modelos unidimensionales para describir la radiación, la conducción y los mecanismos de transporte que influyen la temperatura de superficie y el balance de energía. Los modelos de esta naturaleza se sustentan en la ecuación de conservación de la energía. La ecuación, en una dimensión, que gobierna el balance viene dada por la forma en que se distribuye la radiación neta (R_N) a nivel de superficie, por medio del flujo de calor en el suelo (G), el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor latente (λE) (Brutsaert, 1984):

$$R_N + G + H + \lambda E = 0 \quad (1.5)$$

La mayor parte de los estudios que utilizan la ecuación de balance de energía con teledetección asumen que la radiación neta y el flujo de calor en el suelo se conocen o son fácilmente calculables. Los dos términos restantes, H y λE , son cantidades de flujo turbulento difíciles de estimar. En la generalidad de los casos, estos términos son obtenidos por medio de modelos de flujo unidimensionales, basados en una convención análoga a la ley de Ohm, a partir de las expresiones (Friedl, 2002):

CAPÍTULO 1

$$H = \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \cdot (T_o - T_a) \quad (1.6)$$

$$\lambda E = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot \frac{(e_a - e_d)}{(r_c + r_a)} \quad (1.7)$$

donde ρ es la densidad del aire, c_p es el calor específico del aire, T_o y e_a son la temperatura aerodinámica y la presión de vapor a la altura efectiva en la que se produce el intercambio de flujo, T_a y e_d son la temperatura del aire y la presión de vapor de la capa de la atmósfera por encima de la superficie, r_c y r_a son la resistencia del cultivo y aerodinámica y γ la constante psicrométrica.

Las ecuaciones (1.6) y (1.7) son la base de los *modelos de balance de energía de una capa*. Éstos no hacen distinción entre balances de energía en el suelo y en la vegetación. Los modelos de una capa estiman λE como un término residual de la ecuación (1.5). La teledetección ha sido ampliamente utilizada con este tipo de modelos sustituyendo la temperatura radiométrica por la temperatura aerodinámica en la ecuación (1.6). Muchos investigadores han desarrollado sus modelos basándose en dicha sustitución (ver por ejemplo Jackson et al., 1977; Vidal y Perrier, 1990; Lagouarde, 1992; Caselles et al., 1992; Boegh et al., 2002; Friedl, 2002). Éstos obtienen la evapotranspiración para períodos cortos de tiempo a partir de una única medida de la temperatura de superficie.

Si el modelo de la ecuación (1.5) se aplica a escala regional, la superficie de seguro presentará una heterogeneidad, que es fácilmente apreciable cuando uno mira un mapa topográfico, de suelos, o mejor aún, de usos de los suelos. Para obtener la evapotranspiración en diferentes suelos,

INTRODUCCIÓN

con coberturas vegetales iguales o diferentes, se requiere del conocimiento de un número de características como: resistencia de los estomas, rugosidad superficial, humedad en el suelo, cubierta vegetal y capa atmosférica más próxima a la superficie. Son muchos los parámetros importantes, pero los que mayores efectos producen sobre el balance a nivel de suelo son: resistencia aerodinámica, albedo y resistencia a la transferencia de calor latente. Podemos decir entonces que los estudios de extrapolación espacial se enfocan en esquemas unidimensionales de parametrización de la superficie terrestre. Esto se logra simulando los procesos de intercambio de calor y agua por debajo y sobre la superficie del suelo, por medio del conocimiento de la distribución vertical del contenido de agua y temperatura de un determinado perfil de suelo, de los flujos de humedad y calor entre las capas del perfil, del balance de radiación sobre la superficie, y el balance de energía en la superficie a partir de la energía disponible y las tasas de flujo y humedad subsuperficial. Los modelos SVAT (Betts et al., 1996), SWATRE (Feddes et al., 1978), SsiB (Xue et al., 1991; Xue et al., 1996) son ejemplos de ello.

Uno de los modelos que ha sido ampliamente utilizado es el propuesto por Jackson et al. (1977), posteriormente modificado por Seguin e Itier (1983), que se basa en la ecuación de balance de energía, en la que algunos términos se engloban dentro de unas constantes semi-empíricas. A este tipo de modelos se los conoce como *modelos empíricos* y son relativamente fáciles de aplicar; requieren disponer de medidas de temperatura del aire y radiación neta en superficie, además de la temperatura del suelo obtenida mediante imágenes de satélite, y el conocimiento de las constantes semi-empíricas.

Durante los últimos años los *modelos de balance de energía de una capa* se han aplicado y probado en detalle y se han obtenido significativos avances (ver por ejemplo FIFE (Sellers et al., 1992), MONSOON'90 (Kustas y Goodrich, 1994) HAPEX (Gouturbe et al., 1997) y BOREAS (Sellers et al., 1992)). El resultado de estos experimentos ha permitido observar las debilidades de los modelos de una capa y conocer los puntos claves de las deficiencias.

CAPÍTULO 1

Como una alternativa a los modelos de una capa se han desarrollado modelos capaces de distinguir los regímenes de temperatura y energía para el suelo y la vegetación (Choudhury y Monteith, 1988; Kustas, 1990). A estos modelos se los conoce con el nombre de *modelos de balance de energía de dos capas* (Friedl, 1995; Kustas et al., 1990; Schmugge et al., 2001; Friedl, 2002). Son considerablemente más complejos, pero resuelven las limitaciones de los modelos de una capa. La principal aportación de éstos es la separación del flujo de calor sensible desde la vegetación (H_c) y desde el suelo (H_s) utilizando la siguiente expresión (Schmugge et al., 2001):

$$H_c = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_v - T_a}{r_{aH}} \quad (1.8)$$

$$H_s = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_v - T_a}{r_{sc} + r_{aH}} \quad (1.9)$$

donde T_v y T_s son la temperatura del cultivo y del suelo, r_{aH} es la resistencia de transferencia de calor desde la vegetación y r_{sc} es la resistencia del flujo de calor en la capa inmediatamente encima del suelo.

Estos modelos requieren conocer: la radiación neta, la temperatura del aire, la humedad relativa del aire, velocidad del viento, altura del cultivo e índice de área foliar, la temperatura del suelo y la vegetación, y la arquitectura de la planta.

La Tabla 1.2 muestra los resultados de la aplicación de estos modelos en diferentes condiciones climáticas y los errores obtenidos. Los valores indicados en la Tabla corresponden a la aplicación de los distintos modelos por diferentes autores en distintos climas, donde los resultados obtenidos se han comparado con medidas “in situ”.

INTRODUCCIÓN

Se puede observar que los errores indicados son semejantes, por lo que la elección de uno u otro método, más que en la precisión, se basará en la disponibilidad o no de datos en la zona de estudio de cada una de las numerosas variables que incluyen.

Los modelos de una y dos capas mencionados permiten la estimación de la evapotranspiración real desde la superficie, y requieren contar con medidas “in situ”, que en la mayor parte de las estaciones del mundo no se registran. La ausencia de instrumentación específica restringe considerablemente la utilización de modelos sofisticados para aplicaciones operacionales. También estos presentan fuertes limitaciones, como consecuencia de su complejidad para la aplicación.

		Clima			
		Húmedo		Seco	
Indicador	R	S	RMSE	S	RMSE
Modelos semiempíricos					
Jackson et al., 1977	1	+ 15 %	± 0,8	+ 15 %	± 1,0
Caselles et al., 1992	2	+ 15 %	± 1,5	+ 10 %	± 1,2
Modelos de una capa					
Norman et al., 1995; Kustas et al., 1994	3	+ 20 %	± 1,4	+ 20 %	± 1,4
Modelos de dos capas					
Schmugge et al. 2001; Kustas y Norman, 1999 ; Norman et al., 1995; Zhan et al., 1996.	4	+ 8 % a + 30 %	± 0,8 a ± 2,5	+ 8 % a + 30 %	± 0,8 a ± 2,5

Tabla 1.2. Predicción de los diferentes modelos regionales para la determinación de la evapotranspiración. R es el número en el ranking, S es la sobreestimación o subestimación con medidas locales (%), RMSE es la raíz cuadrada del error cuadrático medio (mm d^{-1}).

Sin embargo, existen métodos que proponen la determinación de la evapotranspiración, combinando simplemente información meteorológica convencional con los datos de satélite habituales (Reginato et al., 1985;

CAPÍTULO 1

Caselles y Delegido, 1987; Brasa et al., 1998; Jupp, 1998). Siguiendo la filosofía de trabajo de Caselles y Delegido (1987), se propone en esta Tesis determinar, a escala regional, la evapotranspiración del cultivo de referencia. Para ello, se combina la alta densidad espacial de las imágenes de satélite con datos meteorológicos, medidos en una estación convencional.

Para lograr el objetivo propuesto, se propone estudiar el proceso de evapotranspiración, suponiendo que no existe limitación en la disponibilidad de agua en el perfil de suelo, asumiendo una superficie hipotética que tiene relación directa con la temperatura radiativa. Por lo tanto, el control de la evapotranspiración depende de la temperatura de la superficie y de la atmósfera del lugar.

Para obtener un modelo sencillo y de fácil aplicación, se ha adaptado a la teledetección la ecuación de Penman-Monteith, con el fin de extrapolar espacialmente la evapotranspiración del cultivo de referencia. La adaptación permite, a partir de dos parámetros, estimar la demanda de agua del cultivo de referencia de una región, conociendo la temperatura de superficie desde satélite. Estos parámetros caracterizan la atmósfera de la capa más próxima a la superficie de referencia, para las condiciones locales dadas. La descripción completa de como abordar ambas fases constituye el objetivo del capítulo siguiente.

Es importante remarcar que existe una elevada complejidad en los procesos biológicos y físicos envueltos en la transferencia de agua desde la superficie a la atmósfera. Por lo cual no se puede lograr una relación entre la evapotranspiración y la temperatura radiativa de la superficie, que tenga la exactitud de una ley universal. Sin embargo, para resolver problemas prácticos, es suficiente con encontrar una relación con base física sencilla que permita obtener resultados con una precisión adecuada.

INTRODUCCIÓN

1.7 OBJETIVOS DE LA TESIS

Como se ha visto en los párrafos anteriores la ET es un proceso que interesa a varias disciplinas, entre ellas la climatología, la agronomía y la hidrología; sin embargo, resulta muy complejo la determinación en forma precisa para un área extensa y provista de una reducida disponibilidad de información.

Nuestro objetivo fundamental es desarrollar un modelo operativo, de sencilla aplicación a escala regional, de utilidad para diferentes usuarios y en diferentes ambientes; en particular, orientamos el trabajo al ámbito hidrogeológico. Si bien, el objetivo fundamental ha quedado claro, es adecuado mostrar los objetivos particulares que nos hemos impuesto para obtener el modelo:

1. Desarrollar una metodología que permita obtener la evapotranspiración a escala regional, a partir de datos meteorológicos medidos en una estación clásica e imágenes de la temperatura de superficie obtenida desde un satélite.
2. Obtener un modelo con una base física sólida sustentada en una metodología estándar.
3. Evaluar la precisión y exactitud del modelo en la determinación de la evapotranspiración del cultivo de referencia en diferentes climas.
4. Mostrar la capacidad del modelo para reproducir los cambios regionales, y la posibilidad de cuantificar la evolución espacio-temporal de la evapotranspiración regional aplicando el modelo.
5. Dar los parámetros del modelo para su aplicación en diferentes regiones del mundo.

CAPÍTULO 1

CAPÍTULO 2

MODELO PROPUESTO

En este capítulo se desarrolla el modelo propuesto para estimar la evapotranspiración a escala regional, a partir de la temperatura de la superficie obtenida por teledetección.

Inicialmente se describe de manera sencilla las condiciones necesarias que se deben cumplir para estimar la evapotranspiración, a partir de datos meteorológicos y temperatura de superficie. Se parte de la ecuación propuesta por Penman-Monteith y se reordena la misma para incluir la temperatura de la superficie y obtener una ecuación operativa, que permita estimar la evapotranspiración de un cultivo a partir de temperatura de superficie. Se explica el significado físico del modelo propuesto y los datos meteorológicos necesarios para su utilización. También se discute la metodología de procesamiento utilizada.

MODELO

2.1 MODELO PROPUESTO

Partiendo de la relación de Penman Monteith que reproduce el intercambio de flujo sobre una superficie (Monteith y Unsworth, 1990):

$$\lambda ET = \frac{\Delta \cdot (R_N - G) + \rho \cdot c_p \cdot \frac{(e_a - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (2.1)$$

donde λET es el flujo de calor latente ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), R_N es la radiación neta ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), G es el flujo de calor del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}), c_p es el calor específico del aire húmedo a presión constante ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), e_a es la presión de vapor del aire (kPa), e_d es la presión de saturación de vapor (kPa), r_c es la resistencia del cultivo ($\text{d}^{-1} \text{m}^{-1}$), r_a es la resistencia aerodinámica ($\text{d}^{-1} \text{m}^{-1}$), Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) y γ es la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$).

Seguendo a Smith et al. (1992), la ecuación (2.1) se puede descomponer en dos términos, uno radiativo (ET_{rad}) y uno aerodinámico (ET_{aero}):

$$ET = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \right) \cdot \frac{(R_N - G)}{\lambda} + \left(\frac{1}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \right) \cdot \left(\frac{\rho \cdot C_p}{\lambda} \right) \cdot \left(\frac{e_a - e_d}{r_a} \right) = ET_{\text{rad}} + ET_{\text{aero}} \quad (2.2)$$

CAPÍTULO 2

El término radiativo depende de la radiación entrante y saliente de la superficie, además de los efectos que se producen debido a las condiciones atmosféricas. Por lo tanto, la R_N se puede escribir de la siguiente manera:

$$R_N = R_{NS\downarrow} - R_{NL\uparrow} \quad (2.3)$$

siendo $R_{NS\downarrow}$ la radiación entrante a la superficie y $R_{NL\uparrow}$ la radiación saliente desde la superficie.

La radiación entrante a nivel del suelo dependerá de la radiación solar y del albedo de superficie (Brutsaert, 1984). Por lo tanto, la $R_{NS\downarrow}$ viene dada por:

$$R_{NS\downarrow} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (2.4)$$

donde α es el albedo de la superficie (adimensional) y R_s es la radiación solar ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$).

La radiación saliente desde la superficie viene dada por la diferencia entre la radiación emitida por la superficie hacia la atmósfera y la parte absorbida de la radiación que emite la atmósfera hacia la superficie. Por lo tanto, es posible expresar a ésta de la siguiente forma:

$$R_{NL\uparrow} = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot (T_s^4 - \epsilon_a \cdot T_a^4) \quad (2.5)$$

MODELO

donde ε_s es la emisividad de la superficie (adimensional), σ es la constante de Stefan Boltzmann ($4,9 \cdot 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ d}^{-1}$), T_s es la temperatura de superficie (K), ε_a es la emisividad de la atmósfera (adimensional) y T_a es la temperatura del aire (K).

Como el objetivo de esta Tesis es obtener una relación sencilla entre la temperatura de superficie y la evapotranspiración se desarrolla la cuarta potencia de T_s como una relación lineal:

$$T_s^4 \approx c \cdot T_s + d \quad (2.6)$$

donde c es $1,14 \pm 0,011 \cdot 10^8 \text{ K}^3$, d es $-2,70 \pm 0,03 \cdot 10^{10} \text{ K}^4$, el coeficiente de determinación es de 0,99, para el intervalo de temperatura de superficie de 280 a 338 K ($\cong 7$ a $65 \text{ }^\circ\text{C}$), y el error de estimación es de $\pm 1,1 \cdot 10^8 \text{ K}$.

Entonces, sustituyendo en la ecuación (2.5) a T_s^4 y teniendo en cuenta la ecuación (2.4) la radiación neta se puede expresar de la siguiente forma:

$$R_N = (1 - \alpha) \cdot R_s - c \cdot \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s - d \cdot \varepsilon_s \cdot \sigma + \varepsilon_s \cdot \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (2.7)$$

Por lo tanto, considerando la ecuación (2.7), el término radiativo (ecuación 2.2) se puede escribir de la siguiente forma:

CAPÍTULO 2

$$ET_{\text{rad}} = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \cdot \left(\frac{(1-\alpha) \cdot R_s - c \cdot \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s - d \cdot \varepsilon_s \cdot \sigma + \varepsilon_s \cdot \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 - G}{\lambda} \right) \quad (2.8)$$

De la ecuación (2.8) es posible, separar por un lado la parte afectada por la temperatura de superficie (ET_{rad_T}) del resto (ET_{rad_R}). Entonces, ET_{rad_T} se puede escribir como:

$$ET_{\text{rad}_T} = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \cdot \left(\frac{-c \cdot \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s}{\lambda} \right) \quad (2.9)$$

y ET_{rad_R} como:

$$ET_{\text{rad}_R} = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \cdot \left(\frac{(1-\alpha) \cdot R_s + \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot (\varepsilon_a \cdot T_a^4 - d) - G}{\lambda} \right) \quad (2.10)$$

Como el interés es estimar la demanda de agua desde la atmósfera en función de T_s , es posible agrupar $ET_{\text{rad}_R} + ET_{\text{acero}}$ de la siguiente forma:

MODELO

$$ET_{\text{rad_Rs}} + ET_{\text{aero}} = \left(\frac{1}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda} \cdot \left[\Delta \cdot \left((1 - \alpha) \cdot R_s + \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot (\varepsilon_a \cdot T_a^4 - d) \right) - G \right] + \rho \cdot C_p \cdot \left(\frac{e_a - e_d}{r_a} \right) \quad (2.11)$$

La ecuación (2.11) contiene la parte de la radiación no afectada por T_s y los efectos de la dinámica de la atmósfera sobre la superficie vegetal. Teniendo en cuenta que el objetivo es la obtención de una relación sencilla entre T_s y ET_o , hemos analizado por un lado el comportamiento del término $ET_{\text{rad_Ts}}$ (ecuación 2.9) y, por otro lado, los efectos de los términos de radiación no afectados por T_s y aerodinámicos (ecuación 2.11) ($ET_{\text{rad_Rs}} + ET_{\text{aero}}$). Para analizar el comportamiento durante el año de las ecuaciones (2.9) y (2.11) se han asumido los valores indicados en la Tabla 2.1, y los valores medios mensuales de las variables climáticas registrados en una estación meteorológica (Tabla 2.2). Los datos meteorológicos corresponden a una estación perteneciente a la red del Servicio Meteorológico Nacional ubicada en la llanura pampeana Argentina, hecho que nos asegura una buena consistencia de los datos. Utilizando los valores asignados en la Tabla 2.1 con los datos meteorológicos de la Tabla 2.2, se puede analizar el comportamiento de $ET_{\text{rad_Ts}}$ y $ET_{\text{rad_Rs}} + ET_{\text{aero}}$ para una superficie con pasto corto y bien provista de agua (cultivo de referencia). El resultado del comportamiento a lo largo del año de $ET_{\text{rad_Ts}}$ y $ET_{\text{rad_Rs}} + ET_{\text{aero}}$ se puede ver en la Figura 2.1.

La Figura 2.2 muestra claramente que $ET_{\text{rad_Ts}}$ presenta una mayor variación que $ET_{\text{rad_Rs}} + ET_{\text{aero}}$ a lo largo del año. Para el valor de T_s (26 °C) adoptado, se pueden analizar las variaciones de $ET_{\text{rad_Ts}}$ que dependen de las condiciones meteorológicas medias de los primeros metros de la atmósfera en el área de la estación (cambios en la temperatura del aire, humedad

CAPÍTULO 2

relativa del aire y velocidad del viento) (Rivas et al., 2002a; Rivas y Caselles, 2003). Se puede ver claramente que el comportamiento de ET_{rad_Ts} en los diferentes meses del año no varía mucho respecto al valor medio anual (las variaciones son inferiores a los $0,5 \text{ mm d}^{-1}$).

Variable	Valor - intervalo
Albedo del cultivo de referencia (Allen et al., 1989)	0,23
Altura de medida	2 m
Altura del cultivo de referencia	0,12 m
Resistencia del cultivo (Allen et al., 1989)	70 m s^{-1}
Emisividad del cultivo (Valor y Caselles, 1996)	0,985 (10,5-12,5 μm)
Emisividad del aire para atmósfera estándar (Brutsaert, 1984)	0,76 (15 °C)
Temperatura de la superficie	26 °C
Calor específico del aire ($\text{kJ Kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)	1,013
Densidad del aire (kg m^{-3})	1,2
G (para cubierta vegetal)	≈ 0
Resistencia aerodinámica de la superficie vegetal en función de la velocidad del viento (U_2 in m s^{-1} medida a 2 m) (Allen et al., 1989)	$r_a = 208 \cdot U_2^{-1}$

Tabla 2.1. Valores asumidos en las ecuaciones (2.9) y (2.11).

MODELO

Localización y nombre de la estación: Argentina (Azul), rango 1950-2000												
Coordenadas: 36,7 S - 59,1 W Altitud: 132 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T _a (°C)	22,1	20,7	18,6	13,4	10,5	7,6	7,8	8,4	10,5	13,5	17,0	19,3
HR (%)	66	75	78	88	91	95	88	88	86	87	78	74
R _s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	25,4	22,7	17,3	12,9	8,4	6,5	7,6	10,5	14,5	20,1	23,3	24,5
U ₂ (m s ⁻¹)	2,6	2,6	2,5	2,0	1,8	2,0	2,2	2,4	2,6	2,6	2,6	3,0

Tabla 2.2. Valores medios climáticos utilizados en el análisis.

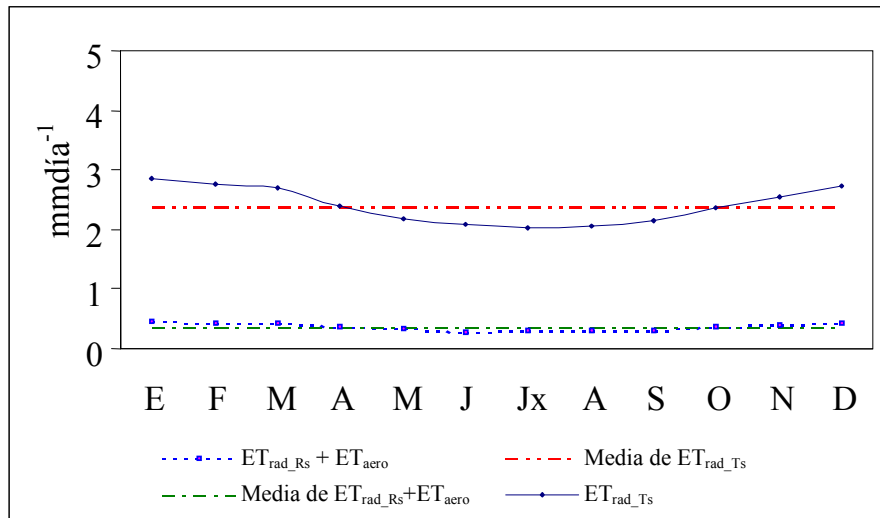


Figura 2.1. Comportamiento de ET_{rad_Ts} y ET_{rad_Rs} y valores medios interanuales. En la Figura 2.1 se han utilizado valores absolutos ET_{rad_Rs}.

CAPÍTULO 2

Si se tiene en cuenta que T_s varía en el tiempo y que T_s contiene las variaciones de los primeros metros de la atmósfera (Jackson et al., 1977; Price 1982, 1989; Kustas et al., 1989) es posible asumir que

$$\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \cdot \left(\frac{-c \cdot \varepsilon_s \cdot \sigma}{\lambda} \right)$$

tiene mínimas variaciones, y que, el uso de un valor único para el año sería apropiado.

Como puede observarse en la Figura 2.1 $ET_{\text{rad_Rs}} + ET_{\text{aero}}$ muestra un comportamiento más estable durante el año y las variaciones son menos significativas. Estas variaciones son menores como consecuencia de la asignación de valores a la superficie vegetal y a la baja incidencia de la atmósfera sobre ésta. El comportamiento de $ET_{\text{rad_Rs}} + ET_{\text{aero}}$ representa los efectos medios de intercambio de flujo en los primeros metros de la atmósfera sobre una superficie vegetal de referencia, que recibe una cierta cantidad de energía.

Por lo expuesto en los párrafos anteriores, es posible estimar la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_{o_Ts}) a partir de la temperatura de superficie por medio de la siguiente ecuación (Rivas y Caselles, 2004):

$$ET_{o_Ts} = a \cdot T_s + b \quad (2.12)$$

donde el parámetro **a** se obtiene como:

MODELO

$$a = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \cdot \left(\frac{-c \cdot \varepsilon_s \cdot \sigma}{\lambda} \right) \quad (2.13)$$

y el parámetro **b** como:

$$b = \left(\frac{1}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda} \cdot \left[(\Delta) \cdot ((1 - \alpha) \cdot R_s + \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot (\varepsilon_a \cdot T_a^4 - d) - G) + \rho \cdot C_p \cdot \left(\frac{e_a - e_d}{r_a} \right) \right] \quad (2.14)$$

El parámetro **a** representa la emisión media de la superficie de referencia para unas condiciones atmosféricas dadas, y el parámetro **b** representa los efectos aerodinámicos sobre la superficie hipotética, que recibe una cierta cantidad de radiación solar. Estos parámetros son propios del área de aplicación y pueden ser calculados usando datos meteorológicos medidos, en estaciones convencionales.

2.2 HIPÓTESIS DEL MODELO Y LÍMITES DE APLICACIÓN

El modelo propuesto supone una superficie con una misma cobertura vegetal y con suficiente disponibilidad de agua en el perfil de suelo, y que los primeros metros de la atmósfera presenten estabilidad espacial. Una superficie vegetal con las condiciones supuestas y con estabilidad espacial en los primeros metros de la atmósfera permite asignar un valor al albedo, a la resistencia de cultivo, a la emisividad del cultivo, a la emisividad del aire, al calor específico del aire, a la densidad del aire y la resistencia aerodinámica. Por lo tanto, la demanda de agua máxima dependerá de la T_s para las condiciones medias de la atmósfera. Teniendo en cuenta lo indicado, la T_s puede ser sustituida en el modelo por el valor obtenido por medio de teledetección.

Para parametrizar los primeros metros de la atmósfera, se requiere disponer de datos de las siguientes variables meteorológicas: temperatura y humedad del aire, velocidad del viento y radiación solar. El paso previo a la estimación de los parámetros del modelo consiste, en la selección de una suficiente cantidad de estaciones meteorológicas ubicadas en el área de interés. Una vez seleccionadas las mismas, es importante realizar un análisis de la consistencia de los registros meteorológicos disponibles. Verificada la calidad de los datos meteorológicos es posible estimar los parámetros **a** y **b** del modelo en cada estación. El cálculo se realiza utilizando las ecuaciones (2.13) y (2.14) (en el Anexo I, se exponen las ecuaciones complementarias requeridas para la estimación de los parámetros a partir de las variables meteorológicas mencionadas) y los valores asignados en la Tabla 2.1. Conocido el comportamiento de los parámetros del modelo en las diferentes estaciones, se puede delimitar el área de aplicación (Rivas y Caselles, 2004). Los límites de aplicabilidad estarán dados por la estabilidad espacial de los parámetros **a** y **b**. Conocida la estabilidad de los parámetros se puede extender el modelo propuesto a toda un área utilizando mapas de temperatura de superficie.

Para la obtención de T_s , se utilizarán imágenes de satélite captadas a la hora de máxima radiación. Una vez estimada T_s y los parámetros **a** y **b** para

MODELO

la zona de estudio, se puede aplicar la expresión (2.12), y obtener mapas regionales de la demanda máxima de agua para el cultivo de referencia. La aplicación sistemática mediante teledetección permite el seguimiento temporal de la evapotranspiración en una extensa superficie (Rivas et al., 2002a y 2002b).

Se propone estimar T_s para su uso en el modelo desde imágenes de la National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA). Éstas, son captadas por el sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), que recoge la radiación reflejada y emitida por la superficie terrestre en los intervalos 0,58-0,68 μm , 0,725-1,10 μm , 3,55-3,93 μm , 10,3-11,3 μm , 11,5-12,5 μm . Tiene una resolución espacial de 1,1 km x 1,1 km al nadir. Pasa 14 veces al día, en órbita polar a 833 km de altitud con un ancho de banda de 2399 km (NOAA User Guide, 1998). La resolución radiométrica en los canales térmicos viene dada por el Noise Equivalent difference Temperature que es de 0,12 K a 300 K con una resolución de 10 bits.

Las imágenes NOAA, son una buena herramienta para monitorear las condiciones de la vegetación y los ecosistemas naturales. Los datos brindados por el sensor AVHRR permiten obtener varios parámetros geofísicos como la temperatura de la superficie y balances de energía. Las buenas características de este sensor, sumadas a la revisita hacen a estas imágenes ideales para la estimación de la evapotranspiración. Además, a ello se debe sumar el fácil acceso a los datos que en su gran mayoría no generan costo de adquisición.

En el siguiente apartado, se describe la metodología utilizada en el procesamiento de las imágenes propuestas.

2.3 ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE

Los datos utilizados en el modelo en esta Tesis corresponden a imágenes captadas a la hora de máxima radiación por el satélite NOAA. El

CAPÍTULO 2

formato de los datos base vienen dados en nivel 1B, el cual se genera cuando los datos son almacenados. Entonces, cada archivo de datos es identificado con la siguiente información y en el siguiente orden: año_día juliano_serie NOAA_hora local con la extensión 1B.

Previo a la estimación de la temperatura de superficie, los datos almacenados en las diferentes bandas requieren un conjunto de tratamientos para poder ser utilizados. Los pasos que hemos seguido en el tratamiento de los datos son los siguientes: calibración, corrección geométrica, corrección atmosférica (bandas 1 y 2) y estimación de T_s .

Para la calibración de las bandas se han utilizado los coeficientes de calibrado medios dados para cada imagen, y posteriormente estos valores transformados en reflectividad y temperatura radiativa.

Para la corrección geométrica se usó el método de puntos de control identificando líneas de costa, lagunas y ríos.

A partir de un método de umbrales en las bandas visible y térmico (Saunders y Kriebel, 1988), se ha generado una máscara de nubes.

Las bandas 1 y 2 fueron corregidas de los efectos de la atmósfera mediante el código 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) (Vermote et al., 1997).

Para la estimación de la T_s , se ha utilizado la ecuación split-window propuesta por Coll y Caselles (1997), la cual se base en la siguiente ecuación:

$$T_s = T_4 + [1,34 + 0,39 \cdot (T_4 - T_5)] \cdot (T_4 - T_5) + 0,56 + \alpha \cdot (1 - \varepsilon) - \beta \cdot \Delta \varepsilon \quad (2.15)$$

MODELO

donde T_s es la temperatura de la superficie en el píxel considerado (K), T_4 y T_5 son las temperaturas de radiativas en las bandas 4 y 5 de NOAA-AVHRR (K), α y β son coeficientes que dependen del contenido de vapor de agua en la atmósfera (K), ε es la emisividad de la superficie en el intervalo 10,5-12,5 μm y $\Delta\varepsilon$ es la diferencia espectral de emisividad entre las bandas 4 y 5.

Con este algoritmo, Coll y Caselles han estimado la T_s en un intervalo de temperaturas desde 0 a 50 °C, sobre diferentes tipos de suelos y vegetación, con un error de entre $\pm 1,0 - 1,5$ K.

Los valores de α y β han sido calculados a partir del contenido de vapor de agua en la atmósfera (W) aplicando las siguientes ecuaciones (Coll y Caselles, 1997):

$$\alpha = (b_4 - b_5) \cdot [1,34 + 0,39 \cdot (T_4 - T_5)] \cdot \tau_5(\theta) + b_4 \quad (2.16)$$

$$\beta = [1,34 + 0,39 \cdot (T_4 - T_5)] \cdot \tau_5(\theta) \cdot b_5 + \frac{\alpha}{2} \quad (2.17)$$

donde b_4 y b_5 son función de la temperatura y del vapor de agua, y τ_5 es la transmisividad de la atmósfera para la banda 5 y θ el ángulo de observación.

Los valores de b_4 y b_5 se han calculado a partir de (Coll y Caselles, 1997):

$$b_4 = (0,198 + 0,167 \cdot W) \cdot T_4 - (62,3 \cdot W - 10) \quad (2.18)$$

CAPÍTULO 2

$$b_5 = (0,234 + 0,206 \cdot W) \cdot T_5 - (78,9 \cdot W - 5) \quad (2.19)$$

La transmisividad se ha estimado a partir de W (g cm^{-2}) y del ángulo de observación (θ):

$$\tau_5(\theta) = 1 - \frac{k_5 \cdot W}{(\cos \theta)^{m_5}} \quad (2.20)$$

donde k_5 toma el valor de 0,142 para invierno y 0,170 para verano y m_5 0,74 para invierno y 0,63 para verano. Los valores de k_5 y m_5 corresponden a latitudes medias.

El valor de W utilizado en la ecuación (2.20) corresponde al total en vapor de agua precipitable obtenido desde un radiosondeo. Así, en cada imagen los valores de α y β dependerán de la temperatura de cada canal y de la W considerada.

La determinación de ε para el intervalo espectral 10,5-12,5 μm y en las diferentes bandas, se realizó utilizando el método de la cobertura vegetal propuesta, por Valor y Caselles (1996), sin considerar el término de cavidad (Kerdiles et al., 1996; Rivas et al., 2001):

$$\varepsilon = \varepsilon_v \cdot P_v + \varepsilon_s \cdot (1 - P_v) \quad (2.21)$$

MODELO

donde ε_v es la emisividad de la vegetación, P_v es el porcentaje de vegetación y ε_s es la emisividad del suelo. Para la determinación de ε , ε_4 y ε_5 se han utilizado los siguientes valores en la ecuación (4.3): el valor de ε_v fue de 0,985 para todas las determinaciones, mientras que para ε_s se utilizó 0,96 para la determinación de ε , 0,949 para la determinación de ε_4 y 0,967 para la determinación de ε_5 . El valor de ε_v considerado corresponde a medidas de campo realizadas por Rubio et al. (1997) y los valores de ε_s corresponden a las muestras estudiadas por Salisbury y D'Aria (1992, 1994).

La determinación del porcentaje de vegetación (P_v) se calculó a partir del NDVI (Rouse et al., 1974), utilizando la ecuación que se obtiene a partir de un modelo lineal de reflectividad con dos componentes (suelo y vegetación) y usando dos bandas (rojo e infrarrojo cercano):

$$P_v = \frac{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right)}{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right) - K \cdot \left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_v}\right)} \quad (2.22)$$

$$\text{donde } K = \frac{IRC_v - R_v}{IRC_s - R_{su}}$$

siendo $NDVI_s$ el valor de NDVI para el suelo, $NDVI_v$ el valor de NDVI para la vegetación, IRC_v la reflectividad en el infrarrojo cercano para la vegetación, IRC_s la reflectividad en el infrarrojo cercano para el suelo, R_v la reflectividad en el rojo para la vegetación y R_{su} la reflectividad en el rojo para el suelo.

La Figura 2.2 muestra de forma esquemática los pasos seguidos en el procesamiento de imágenes hasta la obtención de la T_s .

CAPÍTULO 2

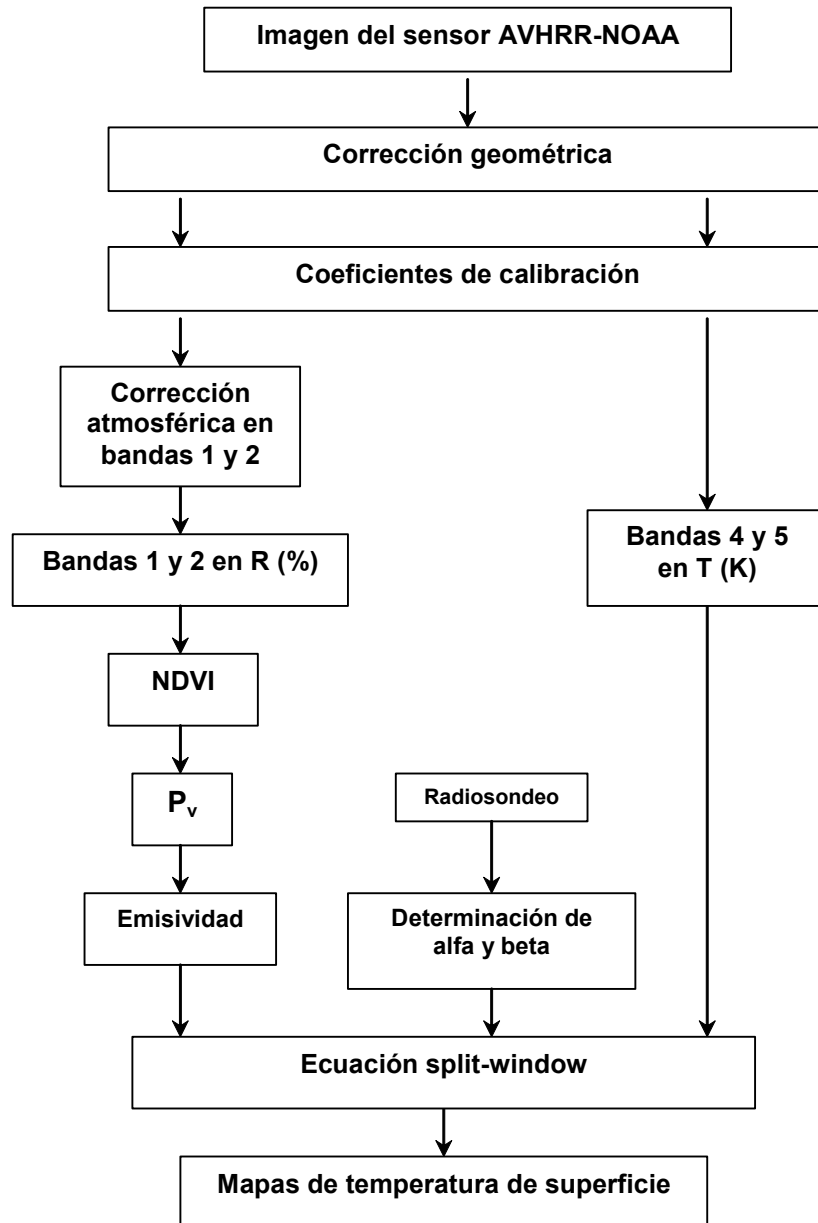


Figura 2.2. Pasos seguidos para la estimación de la temperatura de superficie a partir de imágenes NOAA-AVHRR.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

En este capítulo se muestra la aplicación del modelo propuesto. Para ello se han seleccionado dos zonas, una húmeda y otra seca, y se han descrito las características climáticas y edafológicas más relevantes de cada una.

En cada zona seleccionada, se han calculado los parámetros del modelo (**a** y **b**) en varias estaciones disponibles. Así mismo, se ha evaluado el error de la ecuación propuesta y se ha calculado el error de estimación asociado al modelo, tanto en la zona húmeda como en la seca.

Posteriormente se han calculado mapas de evapotranspiración de referencia a partir de la temperatura de superficie. Éstos han sido capaces de reproducir los cambios regionales esperados.

Por último, se han calculado los parámetros del modelo en 69 estaciones meteorológicas con la finalidad de demostrar la aplicabilidad del modelo a escala global.

RESULTADOS

3.1 ZONAS DE VALIDACIÓN DEL MODELO

Las dos zonas seleccionadas se ubican en Argentina (Figura 3.1). La primera zona de validación corresponde a un área húmeda del centro de la provincia de Buenos Aires y la segunda corresponde a un sector de la región semiárida de la provincia de La Pampa. En cada zona contamos con estaciones meteorológicas estándar y con información suficiente para la validación del modelo. En los siguientes apartados se hace una descripción general de cada una de las zonas.

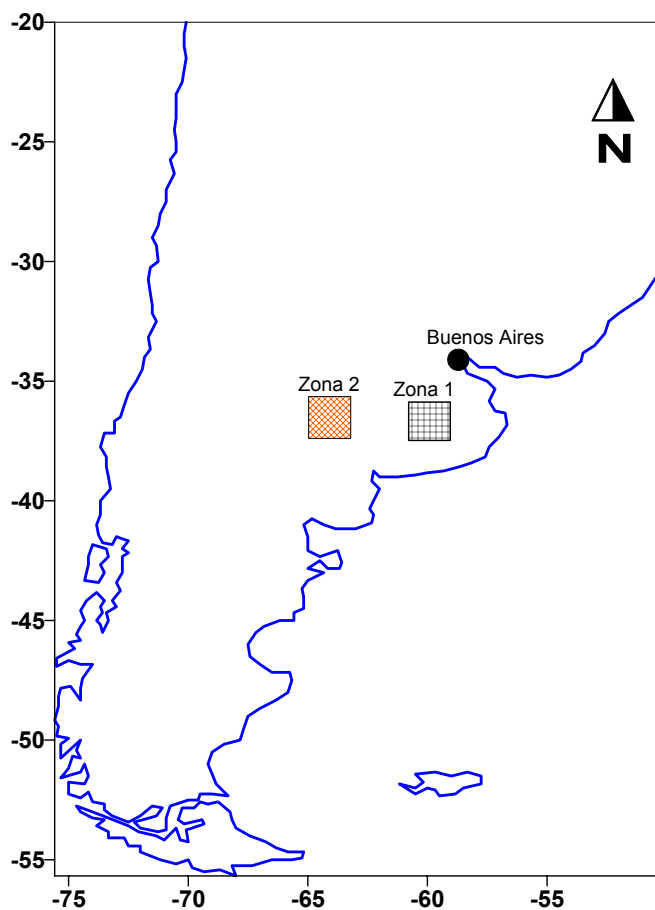


Figura 3.1. Ubicación de las dos zonas seleccionadas para la validación del modelo.

CAPÍTULO 3

3.1.1 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA 1

Esta zona corresponde a la cuenca del arroyo del Azul, ubicada en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 3.2). Cubre 6.262 km² de la denominada pampa húmeda, y sobre la cual se llevan a cabo prácticas agropecuarias (cultivos de cereales y oleaginosas, ganadería bovina de cría e invernada), cuyos beneficios representan una porción sustancial del PIB nacional (Usunoff et al., 1999).

Es predominantemente llana con un pendiente media menor al 1 %, pudiendo llegar en la parte norte a un 0,2 %, y con altitudes en torno a los 100 m (Varni y Usunoff, 1999; Usunoff, et al., 1999; Varni et al., 1999). El arroyo del Azul que surca la cuenca, tiene un caudal medio de 1,2 m³ s⁻¹, de los que la mitad aproximadamente corresponde a caudal básico. La salida de agua por escorrentía superficial representa el 1 % del agua que entra al sistema por precipitaciones.

La precipitación media anual en la zona estudiada es de 1005 mm, registrándose en marzo la precipitación máxima (132 mm) y la mínima en agosto (37 mm). Estos valores se han registrado en la estación Azul para el período 1988-2000. En general, se presentan excesos pluviométricos en otoño (marzo-abril) y déficit en los meses invernales, aunque existe déficit puntual en los meses de verano.

La temperatura media anual es de 14,3 °C, con valor máximo para la media mensual de 21,3 °C en enero y un valor mínimo de 6,8 °C en julio. La media anual de la velocidad media anual del viento es de 2,5 m s⁻¹, el valor medio anual de la humedad relativa es del 72 % y la media anual de la radiación solar es de 16,7 MJ m⁻² d⁻¹ (Tabla 3.1).

El clima de la región, de acuerdo a la clasificación climática de Thornthwaite, es subhúmedo-húmedo, mesotermal, con poca a nula deficiencia de agua (Sala et al., 1987).

RESULTADOS

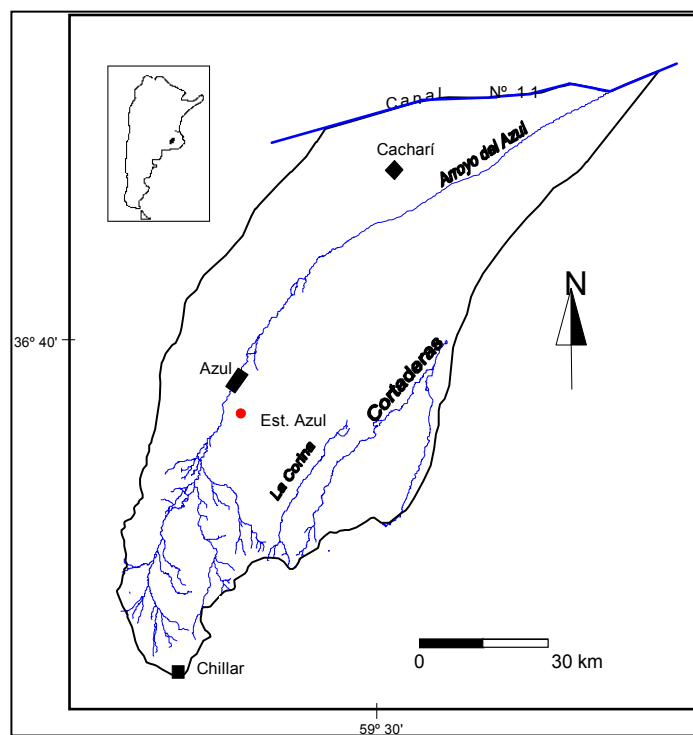


Figura 3.2. Límites de la zona húmeda utilizada para la validación (cuenca del arroyo del Azul) y red de drenaje superficial.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T_a (°C)	21,3	20,5	18,8	14,7	10,9	7,9	6,8	9,2	10,8	13,9	16,8	19,8
HR (%)	64,6	69,1	75,1	78,7	79,2	80,4	80,0	76,6	73,7	73,9	71,6	66,3
R_s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	24,3	24,2	19,2	13,6	9,1	6,2	7,5	10,1	15,1	20,1	23,1	24,5
U_2 (m s ⁻¹)	2,8	2,4	2,2	2,0	2,0	1,9	2,3	2,4	3,0	3,0	3,1	2,8

Tabla 3.1. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas para la cuenca del arroyo del Azul.

CAPÍTULO 3

El valor medio anual de la evapotranspiración máxima es de 1090 mm, calculado con el método de Penman-Monteith FAO (Allen et al., 1998). La Figura 3.3 muestra la evolución a lo largo del año de la precipitación y la evapotranspiración en la cuenca del arroyo del Azul.

La evapotranspiración real media es 730 mm año⁻¹ (Nagy y Auge, 1992; Kruse, 1992) calculando la evapotranspiración potencial mediante el método de Thornthwaite (1948) y la real mediante el balance de Thornthwaite y Mather (1957).

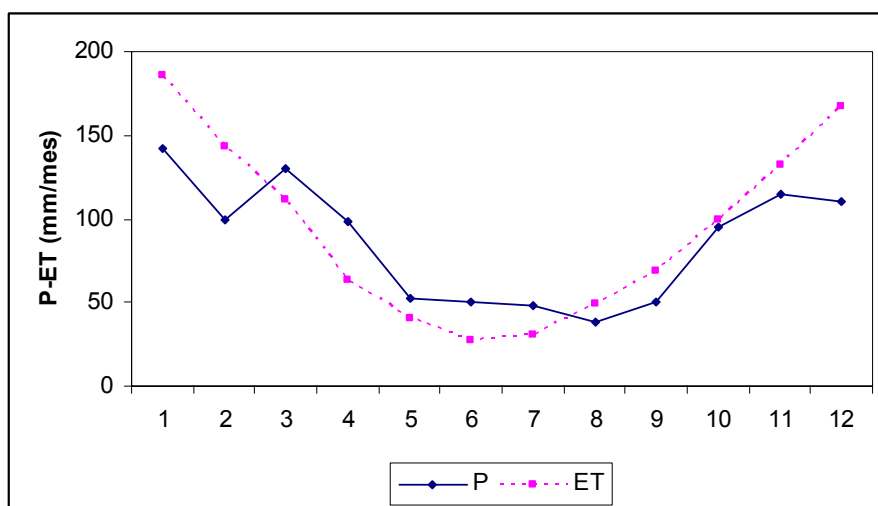


Figura 3.3. Valores mensuales de la precipitación y evapotranspiración en la cuenca del arroyo del Azul.

En la cuenca del arroyo del Azul se observan dos zonas bien definidas por los tipos de suelo que se presentan, y el uso que se le da a los mismos. En la parte sur de la cuenca y hasta la latitud de la ciudad de Azul predominan los suelos Argiudoles y Hapludoles los cuales son muy productivos y tienen un fuerte uso agrícola-ganadero. Están bien estructurados, con buen drenaje y cuentan con buena proporción de materia orgánica. En la parte norte de la cuenca predominan los suelos Natracuoles y Natracualfes, que presentan deficiencias para la infiltración del agua; en esta zona domina la actividad ganadera y la vegetación está compuesta mayoritariamente por pastos naturales (Gandini y Entraigas, 1995).

RESULTADOS

En general en toda la cuenca se observa, a pocos centímetros de profundidad o aflorante y hasta los tres metros de profundidad aproximadamente, una costra calcárea cementada que recibe el nombre de tosca. Se presenta a menudo en mantos que pueden ser de pocos centímetros de espesor hasta espesores cercanos al metro. La tosca presenta cierta continuidad en la cuenca, y dependiendo de su compacidad, es más o menos permeable, produciendo localizadamente problemas de drenaje del suelo, al demorar la infiltración del agua (Usunoff et al., 1999).

Es evidente que los movimientos predominantes en esta cuenca húmeda de llanura son de carácter vertical (precipitaciones y evapotranspiración), con un menor predominio de los horizontales (escurrimiento superficial y subterráneo). Weinzettel y Usunoff (2001) han estimado, con sonda TDR (Time Domain Reflectometry) y tensiómetros para un período de tres años, que en la zona de suelos argiudoles la ET real es del 85 % del agua precipitada en la cuenca, demostrando de esta manera que existe un predominio de los movimientos verticales, en particular de la ET real.

3.1.2 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA 2

Esta zona se ubica en el noreste de la Provincia de La Pampa (centro de Argentina) y corresponde a la Zona III de la Red Agro-económica De Administración de Recursos (RADAR) (Lorda y Benini, 2002) (Figura 3.4). Forma parte de la amplia región semiárida que cubre el oeste de la provincia de Buenos Aires y este de la provincia de La Pampa. Cubre un área de 5300 km² de la denominada planicie con tosca caracterizada por una capa calcárea, en la cual se desarrollan principalmente actividades de agricultura de secano y ganadería extensiva. El paisaje es predominantemente ondulado caracterizado por la ausencia de esorrentía superficial (INTA, 1980). En esta zona, el agua superficial se encuentra almacenada en las depresiones geomorfológicas. Estas depresiones son de escasa profundidad, reducida extensión y de carácter temporal. La densidad de lagunas es un indicador del período climático que se atraviesa.

CAPÍTULO 3

La precipitación media anual en la zona es de 699 mm; con máximas precipitaciones en otoño y primavera, y mínimas en los meses de invierno. En general se presenta déficit en los meses de invierno y verano. Las precipitaciones decrecen de este a oeste pudiendo, en determinados años, registrarse diferencias de hasta 100 mm lo que acentúa el déficit hídrico hacia el oeste.

La temperatura media anual es de 15,3 °C, con un valor máximo medio para esta de 23,4 °C en enero y un valor mínimo de 7,7 °C en el mes de junio. El valor medio anual de la velocidad del viento es de 2,1 m s⁻¹, el valor medio anual de la humedad relativa es del 67 % y el valor medio anual de la radiación solar es de 16,8 MJ m⁻² d⁻¹ (Tabla 3.2).

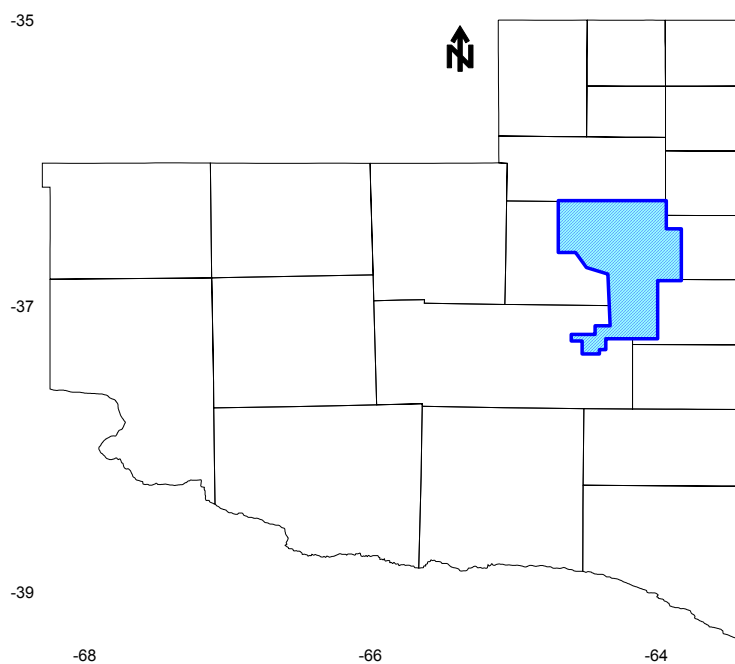


Figura 3.4. Mapa de la provincia de La Pampa y límites de la zona 2 de validación del modelo.

RESULTADOS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T_a (°C)	23,4	22,6	20,0	14,1	10,9	7,7	8,0	9,1	11,8	14,9	19,5	22,1
HR (%)	53	56	69	75	81	78	78	70	66	73	63	52
R_s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	26,6	23,3	17,3	13,0	9,0	6,8	7,9	11,1	15,2	18,9	25,2	27,1
U_2 (m s ⁻¹)	2,2	2,2	2,0	1,8	1,6	1,4	1,8	1,6	1,4	1,81	2,2	2,4

Tabla 3.2. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas para la zona seca.

El valor medio anual de la evapotranspiración, utilizando la ecuación de PM FAO (Allen, et al., 1998), es de 1100 mm. En la Figura 3.5 se puede ver la evolución mensual de la precipitación y de la evapotranspiración en la zona.

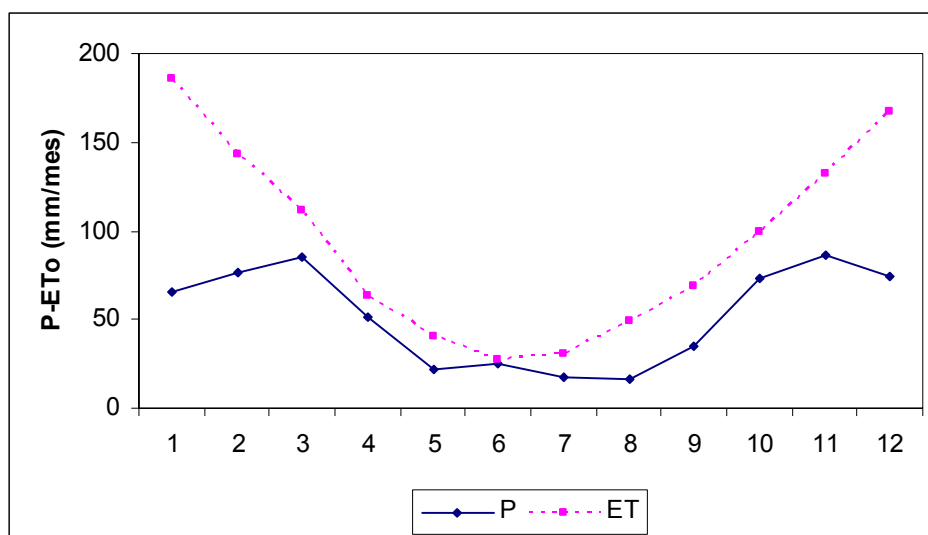


Figura 3.5. Valores mensuales de la precipitación y evapotranspiración en la zona 2.

CAPÍTULO 3

Los suelos se caracterizan por presentar un perfil de desarrollo reducido y, en general, no presentan horizonte B. El tipo de suelo dominante en la región es Haplustol éntico. El horizonte superior es de escaso espesor con bajo contenido en materia orgánica (INTA, 1980). Son aptos para la implantación de pasturas y su uso con fines agrícolas proporciona buenos resultados. Las mayores limitaciones son la poca profundidad efectiva, drenaje alto y sensibilidad a la erosión eólica sino se utilizan prácticas agrícolas correctas (Lorda y Benini, 2002).

3.2 ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO

La estimación de los parámetros **a** y **b** del modelo se ha realizado en cada una de las zonas utilizando las ecuaciones (2.13) y (2.14) y datos meteorológicos de estaciones ubicadas en cada área. Las variables medidas en cada estación han sido: temperatura del aire (T_a), humedad relativa del aire (HR), el valor de la radiación solar (R_s) y la velocidad del viento (U_2).

En primer lugar, en cada zona se realizó un análisis de la consistencia de los datos meteorológicos medidos en las estaciones. Para ello se calcularon la media, la desviación, la covarianza, las ecuaciones de regresión, el coeficiente de correlación, y los residuos. Todos los valores se tomaron a escala diaria y a partir de estos se calcularon las medias mensuales.

3.2.1 ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS EN LA ZONA HÚMEDA

Para la estimación de los parámetros **a** y **b** en la cuenca del arroyo del Azul se han utilizado 5 estaciones meteorológicas (Figura 3.6). El período de análisis va desde enero de 1992 a diciembre de 1996 y los valores medios mensuales utilizados para la estimación de los parámetros son los que se observan en las Tablas 3.3, 3.4, 3.5, 3.6 y 3.7 siguientes.

RESULTADOS

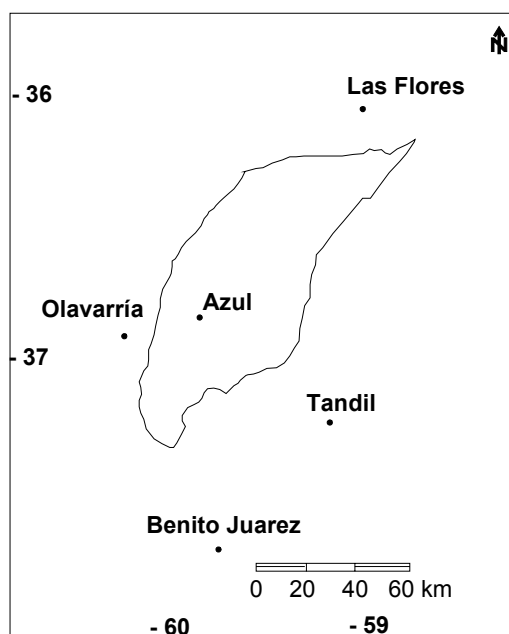


Figura 3.6. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para la estimación de los parámetros **a** y **b** en la zona húmeda.

Estación: Azul (provincia de Buenos Aires, Argentina)												
Coordenadas: 36,7 S - 59,1 W Altitud: 132 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T_a (°C)	21,4	19,9	18,3	13,9	11,5	7,8	7,5	9,5	10,7	14,4	16,7	19,3
HR (%)	60	66	74	74	80	79	77	73	69	72	62	56
R_s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	24,3	24,2	19,2	13,6	9,1	6,2	7,5	10,1	15,1	20,1	23,1	24,5
U₂ (m s ⁻¹)	2,8	2,4	2,2	2,0	1,9	1,9	2,3	2,4	3,0	3,0	3,1	2,8

Tabla 3.3. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Azul utilizados para la estimación de los parámetros **a** y **b**.

CAPÍTULO 3

Estación: Benito Juarez (provincia de Buenos Aires, Argentina)												
Coordenadas: 36,7 S - 59,8 W Altitud: 207 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T _a (°C)	21,7	20,4	18,4	13,6	10,5	7,5	7,3	8,4	10,0	12,8	16,2	18,8
HR %	58	64	74	82	88	91	88	80	82	84	79	67
R _s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	24,4	22,7	17,9	12,5	8,6	6,6	7,3	10,6	14,3	19,5	22,7	25,1
U ₂ (m s ⁻¹)	2,8	3,0	2,4	2,6	2,6	2,4	3,0	3,2	2,8	2,8	2,8	2,8

Tabla 3.4. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Benito Juarez utilizados para la estimación de los parámetros **a** y **b**.

Estación: Olavarría (provincia de Buenos Aires, Argentina)												
Coordenadas: 36,9 S - 60,3 W Altitud: 166 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T _a (°C)	19,2	18,0	16,7	13,1	11,1	8,1	7,8	9,5	10,5	13,5	15,4	17,5
HR (%)	62	68	76	77	82	81	79	75	72	74	65	59
R _s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	23,7	22,2	17,0	12,3	8,5	6,9	7,6	10,7	13,4	19,4	22,9	22,5
U ₂ (m s ⁻¹)	1,2	1,3	1,1	1,1	1,0	1,4	1,0	1,3	1,6	1,4	1,1	1,2

Tabla 3.5. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Olavarría utilizados para la estimación de los parámetros **a** y **b**.

RESULTADOS

Estación: Las Flores (provincia de Buenos Aires, Argentina)												
Coordenadas: 36,0 S – 59,1 W Altitud: 34 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T_a (°C)	22,8	21,9	18,9	14,8	11,8	9,1	9,1	9,7	12,2	15,1	18,4	20,9
HR (%)	70	76	83	88	91	91	90	85	84	82	76	73
R_s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	24,8	22,6	18,1	13,9	9,5	8,0	8,6	11,6	15,3	19,6	23,5	25,6
U_2 (m s ⁻¹)	2,6	2,6	2,5	2	1,81	2	2,2	2,4	2,6	2,6	2,6	3,0

Tabla 3.6. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Las Flores utilizados para la estimación de los parámetros **a** y **b**.

Estación: Tandil (provincia de Buenos Aires, Argentina)												
Coordenadas: 37,2 S - 59,3 W Altitud: 175 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T_a (°C)	21,6	20,6	18,7	13,8	10,8	8,1	7,8	8,8	10,6	13,6	17,1	19,0
HR (%)	72	74	81	87	90	93	93	84	84	83	78	74
R_s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	25,4	22,6	17,1	12,6	8,1	6,2	7,3	10,2	14,3	20,0	23,3	24,5
U_2 (m s ⁻¹)	2,8	2,8	2,2	2,4	2,0	2,0	2,2	2,6	2,8	3,0	3,2	3,4

Tabla 3.7. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Tandil utilizados para la estimación de los parámetros **a** y **b**.

CAPÍTULO 3

A partir de los datos meteorológicos de las Tablas anteriores se calcularon los valores de los parámetros **a** y **b** utilizando las expresiones (2.13) y (2.14). La Tabla 3.8 muestra los resultados de los parámetros en cada estación y el valor medio del conjunto.

Estación	a (mm d ⁻¹ °C ⁻¹)	b (mm °C ⁻¹)
Azul	0.12 (±0.01)	-0.32 (±0.15)
B. Juarez	0.11 (±0.01)	-0.33 (±0.03)
Las Flores	0.11 (±0.01)	-0.29 (±0.03)
Olavarria	0.12 (±0.01)	-0.34 (±0.12)
Tandil	0.11 (±0.01)	-0.28 (±0.04)
Media	0.11 (±0.01)	-0.31 (±0.10)

Tabla 3.8. Valores de los parámetros **a** y **b**, con la desviación estándar correspondiente entre paréntesis, para las cinco estaciones utilizadas, y valor medio de los parámetros para el conjunto de estaciones.

3.2.2 ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS EN LA ZONA SECA

Para la estimación de los parámetros **a** y **b** en la zona 2 o seca, se han utilizado 3 estaciones meteorológicas (Figura 3.7). El período de análisis va desde enero de 1992 a diciembre de 1996. En las Tablas 3.9, 3.10 y 3.11 se muestran los valores medios mensuales de las variables en cada una de las estaciones meteorológicas.

RESULTADOS

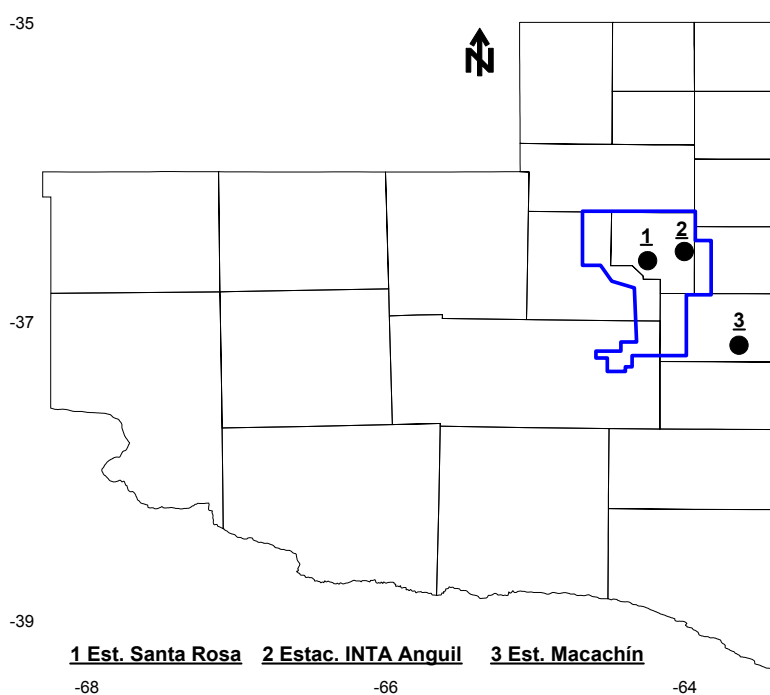


Figura 3.7. Ubicación de las estaciones utilizadas para la estimación de los parámetros del modelo en la zona seca.

Estación: Estación INTA Anguil (provincia de La Pampa, Argentina)												
Coordenadas: 37,1 S – 63,7 W Altitud: 142 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T_a (°C)	22,5	21,6	20,1	14,9	11,5	8,3	6,3	10,0	12,1	15,4	18,5	22,2
HR (%)	67	67	72	75	77	78	73	64	64	69	64	64
R_s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	24,8	23,1	18,0	12,0	8,5	6,6	7,6	11,0	14,5	18,4	24,4	26,3
U_2 (m s ⁻¹)	2,0	2,2	2,1	1,9	1,7	1,8	1,9	2,4	2,7	2,7	2,4	2,5

Tabla 3.9. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación INTA Anguil utilizados para la estimación de los parámetros **a** y **b**.

CAPÍTULO 3

Estación: Macachín (provincia de La Pampa, Argentina)												
Coordenadas: 36,13 S – 63,68 W Altitud: 142 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T _a (°C)	23,7	22,4	18,9	14,5	10,7	7,7	7,4	8,6	11,6	15,2	19,3	22,3
HR (%)	58	63	75	78	82	89	87	78	73	74	62	55
R _s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	26,7	23,5	17,4	13,1	9,1	6,9	8,0	11,2	15,3	19,0	25,3	27,1
U ₂ (m s ⁻¹)	2,3	2,3	2,0	2,0	2,0	1,7	1,7	2,5	2,5	2,3	2,3	2,8

Tabla 3.10. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Macachín utilizados para la estimación de los parámetros **a** y **b**.

Estación: Santa Rosa (provincia de La Pampa, Argentina)												
Coordenadas: 36,6 S – 64,3 W Altitud: 189 m												
Variable Mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T _a (°C)	23,4	22,6	20,0	14,1	10,9	7,7	8,0	9,1	11,9	14,9	19,2	22,2
HR (%)	53	56	69	75	81	78	78	70	66	73	63	52
R _s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	26,7	23,3	17,4	13,0	9,0	6,8	7,9	11,1	15,2	18,9	25,2	27,1
U ₂ (m s ⁻¹)	2,2	2,2	2,0	1,8	1,6	1,4	1,8	2,2	2,4	2,8	2,6	2,8

Tabla 3.11. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Santa Rosa utilizados para la estimación de los parámetros **a** y **b**.

RESULTADOS

La Tabla 3.12 muestra el resultado de los parámetros para cada estación de la zona y la media de la zona.

Estación	a (mm d ⁻¹ °C ⁻¹)	b (mm °C ⁻¹)
Anguil	0,12 (±0,02)	-0,33 (±0,04)
Macachín	0,12 (±0,02)	-0,32 (±0,02)
Santa Rosa	0,12 (±0,02)	-0,34 (±0,06)
Media	0,12 (±0,02)	-0,33 (±0,04)

Tabla 3.12. Valores de los parámetros **a** y **b**, con la desviación estándar correspondiente entre paréntesis, para las tres estaciones utilizadas, y valor medio de los parámetros para el conjunto de estaciones.

3.3 ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE

Para la selección de imágenes y estimación de la T_s se ha seguido la metodología indicada en el capítulo anterior. Un total de 100 imágenes NOAA-AVHRR comprendidas en el período 1992-1996 fueron utilizadas en este análisis. Del total, 42 imágenes fueron desechadas en la zona 1 y 44 en la zona 2 por no ser representativas de las condiciones impuestas para la utilización de T_s en el modelo propuesto, que son: (1) días con menos del 80 % de cobertura nubosa, (2) píxeles con ángulos de observación mayores a 40° y (3) que la temperatura de superficie sea estable durante los días previos y posteriores a la toma de la imagen. La estabilidad de la T_s asegura que la imagen obtenida es representativa del período considerado (en nuestro caso una semana). De este modo, podemos considerar que cada imagen procesada representaría la media semanal de T_s .

CAPÍTULO 3

Además, para la estimación del contenido en vapor de agua de la atmósfera se utilizaron radiosondeos realizados en la estación Santa Rosa (ver Figura 3.7), para cada una de las imágenes consideradas. En la Figura 3.8 se pueden ver dos perfiles atmosféricos de la distribución del contenido vertical de vapor de agua correspondientes a los días 6 de enero de 1996 y 1 de julio de 1995.

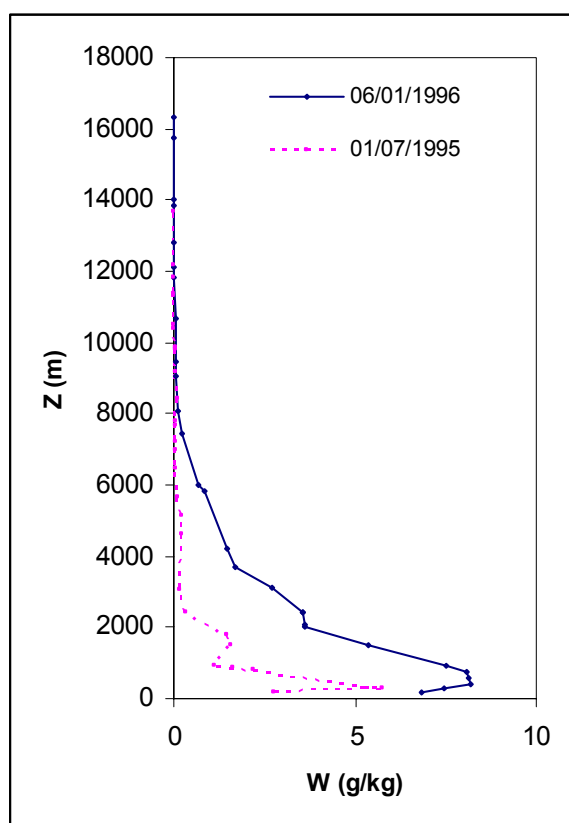


Figura 3.8. Distribución vertical del contenido en vapor de agua en la atmósfera para un día de verano (6/01/1996) y uno de invierno (1/07/1995) en la estación Santa Rosa.

Para cada radiosondeo se ha calculado el contenido en vapor de agua total, W , para el perfil y a partir de éste se ha calculado el valor de los coeficientes α y β por combinación de las ecuaciones 2.16 y 2.17.

RESULTADOS

Para la cuenca del arroyo del Azul se han obtenido 58 imágenes de T_s . Del total de imágenes procesadas 15 corresponden a meses de otoño, 13 de invierno, 12 de primavera y 18 de verano.

A modo de ejemplo, en la Figura 3.9, se presentan los mapas de T_s para la cuenca del arroyo del Azul (zona 1 de validación), resultantes de la aplicación de la ecuación split-window para el segundo semestre de 1992 (período muy húmedo) y el segundo semestre de 1995 (período muy seco). Los mapas obtenidos muestran la evolución espacio-temporal de la T_s desde el invierno hasta el comienzo del verano. También se puede observar que las temperaturas del período seco son superiores a las del período húmedo, además, la variabilidad espacial de T_s es más acentuada en este período que en la etapa húmeda, donde en los meses de invierno la temperatura es prácticamente la misma en toda la cuenca. Si se comparan los mapas de diciembre en ambos períodos es posible observar el fuerte incremento de T_s (mayor a 8 K) en el período seco. Este comportamiento es consecuencia de las reducidas precipitaciones registradas durante el año 1995.

En la Figura 3.10 se muestra el comportamiento de la temperatura de superficie en el área donde se ubica la estación Azul para las 58 imágenes procesadas. Teniendo en cuenta la precisión geométrica de las imágenes resultantes (± 1 píxel), los valores de T_s utilizados en la Figura 3.10 corresponden al valor medio de un área de 3 x 3 píxeles. En todos los cálculos realizados se ha utilizado la misma metodología para la ubicación.

CAPÍTULO 3

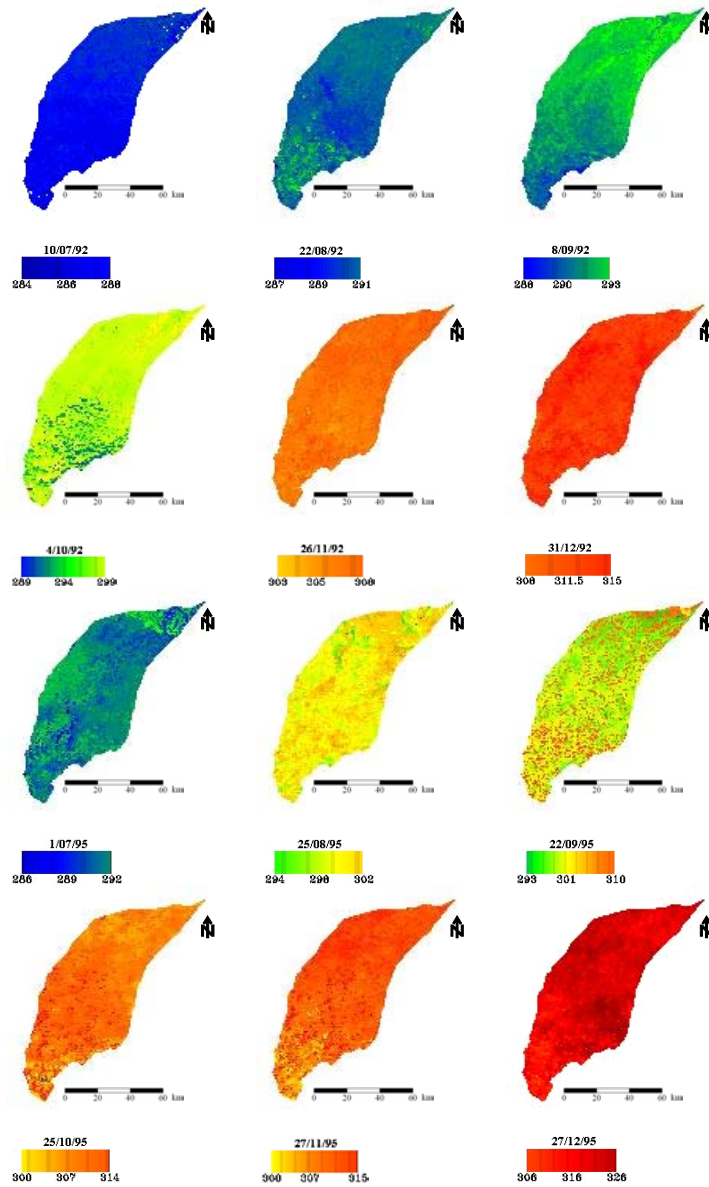


Figura 3.9. Imágenes de la temperatura de superficie en la cuenca del Azul para un semestre húmedo (6 primeras) y uno seco (6 segundas). Valores de T_s en K.

RESULTADOS

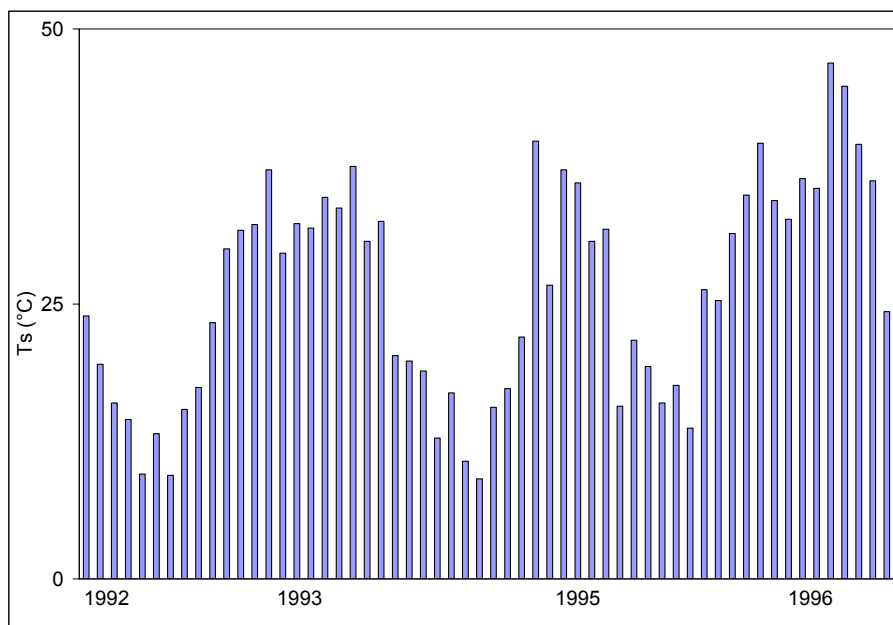


Figura 3.10. Histograma de la T_s en el área de la estación de Azul para las 58 imágenes procesadas.

Para la zona seca se han calculado 56 imágenes de T_s . La distribución estacional de las imágenes procesadas es la siguiente: 11 imágenes de otoño, 13 de invierno, 13 de primavera y 19 de verano. En la Figura 3.11 se puede ver una selección de mapas de T_s para diferentes fechas del año 1995.

Las imágenes muestran el comportamiento de la T_s en la zona desde el fin del verano hasta el fin de la primavera. Además, se observa el descenso de la T_s durante el invierno y el fuerte aumento de ésta durante la primavera. Las temperaturas en esta zona son más altas que en el área húmeda y es consecuencia de las condiciones climáticas y edafológicas. En esta área los suelos tienen una baja retención de agua (suelos con bajo contenido de materia orgánica y perfil poco desarrollado) y facilitan el incremento de la T_s .

En la Figura 3.12 se puede observar el comportamiento de la T_s en el área de la estación INTA Anguil para el conjunto de imágenes procesadas.

CAPÍTULO 3

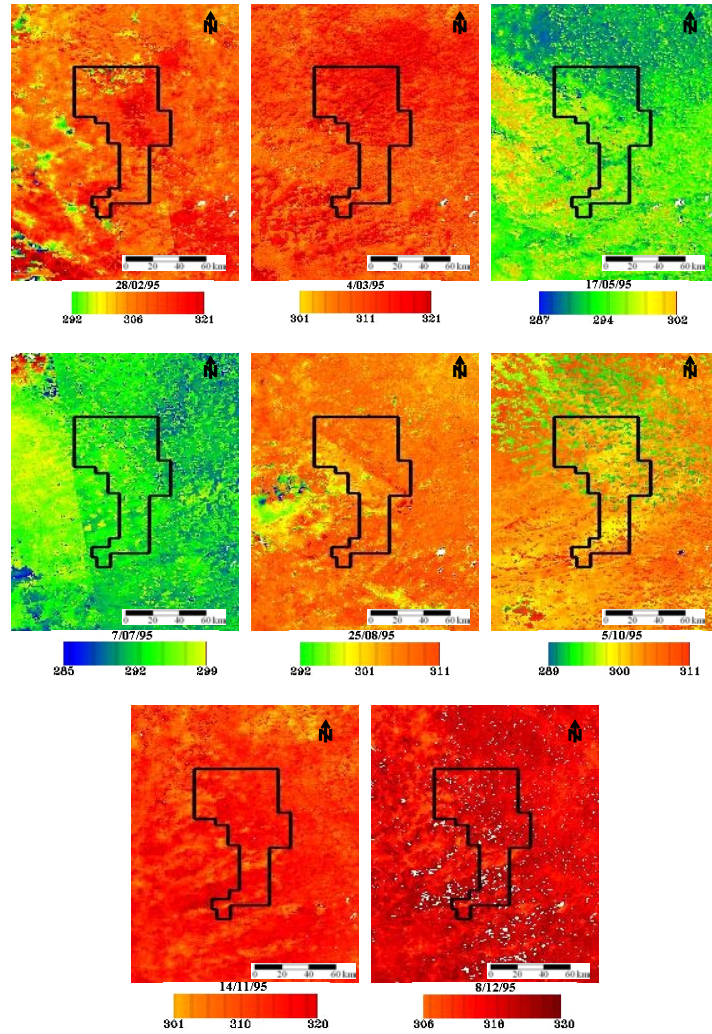


Figura 3.11. Mapas de T_s resultantes de la aplicación de la ecuación SW en diferentes fechas del año 1995 en la zona seca. Temperaturas en K.

RESULTADOS

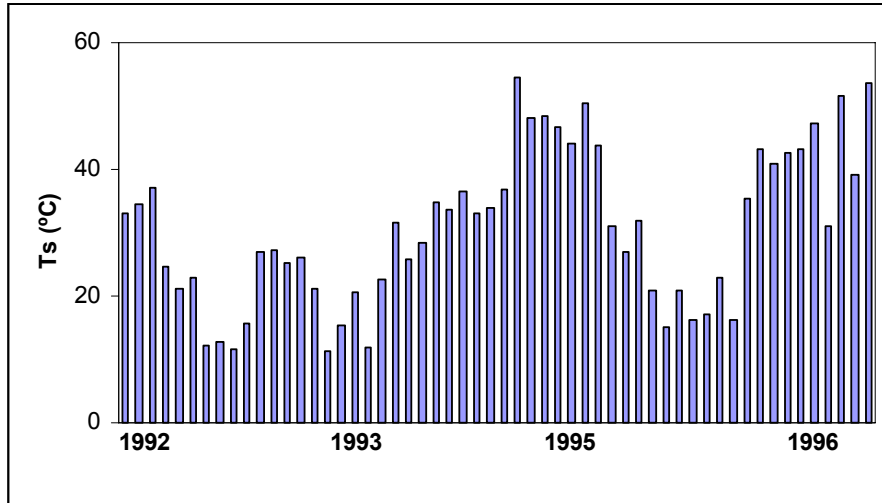


Figura 3.12. Histograma de la T_s en el área de la estación INTA Anguil para los 56 días analizados.

3.4 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD Y VALIDACIÓN DEL MODELO

Un análisis de sensibilidad del modelo fue realizado. Por lo tanto, el error en la estimación de $ET_{o_{T_s}}$ puede derivarse desde la ecuación (2.12) aplicando la teoría de errores como:

$$\delta ET_{o_{T_s}} = \left[(T_s \cdot \delta a)^2 + (a \cdot \delta T_s)^2 + (\delta b)^2 \right]^{1/2} \quad (3.1)$$

donde $\delta ET_{o_{T_s}}$ es el error de estimación de la ecuación propuesta, δa es el error de estimación del parámetro a , δb es el error de estimación del parámetro b , δT_s es el error de estimación de T_s .

CAPÍTULO 3

Entonces, si consideramos la zona húmeda donde δa es $0,01 \text{ mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, δb es $0,15 \text{ mm d}^{-1}$ (máximo error de estimación del parámetro **b** en la Tabla 3.8), δT_s es $1,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ (error estándar de la ecuación split window utilizada, Coll y Caselles 1997) y una T_s de $26 \text{ } ^\circ\text{C}$ (correspondiente al valor medio de T_s en la estación Azul) el error de estimación de la ecuación propuesta, $\delta ET_{o_T_s}$, es $0,5 \text{ mm d}^{-1}$.

Para la zona seca, donde δa es $0,02 \text{ mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, δb es $0,06 \text{ mm d}^{-1}$ (máximo error de estimación del parámetro **b** en la Tabla 3.12), δT_s es $1,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ y una T_s de $31 \text{ } ^\circ\text{C}$ (correspondiente al valor medio de T_s en la estación INTA Anguil) el error de estimación de la ecuación propuesta, $\delta ET_{o_T_s}$, es $0,6 \text{ mm d}^{-1}$.

Por otro lado, se ha validado el modelo comparando los datos estimados aplicando la ecuación de PM FAO (Allen et al., 1998), en las estaciones meteorológicas Azul e INTA Anguil, y los calculados a partir del modelo propuesto. Se han seleccionado las estaciones Azul y Anguil por ser éstas las que se utilizan como referencia para diferentes estudios hidrológicos y agronómicos. Para evaluar los errores en cada estación de cada zona climática se ha utilizado el sesgo y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE).

Para la determinación de ET_o PM FAO en cada estación se ha utilizado la ecuación de PM FAO siguiente (Allen et al., 1998):

$$ET_o = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \quad (3.2)$$

Las Figuras 3.13 y 3.14 muestran el resultado de la ET_o PM FAO diaria (mm d^{-1}), en la estación Azul e INTA Anguil para el período 1992-1996, aplicando la ecuación (3.2). Estos valores de ET_o PM FAO han sido obtenidos a partir de valores meteorológicos medios diarios.

RESULTADOS

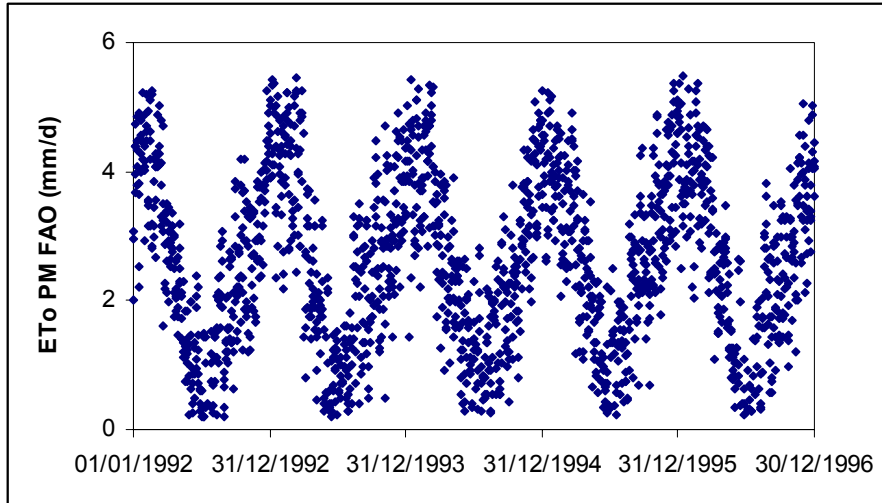


Figura 3.13. ET₀ PM FAO (mm d⁻¹) diaria para el período 1992-1996 en la estación Azul.

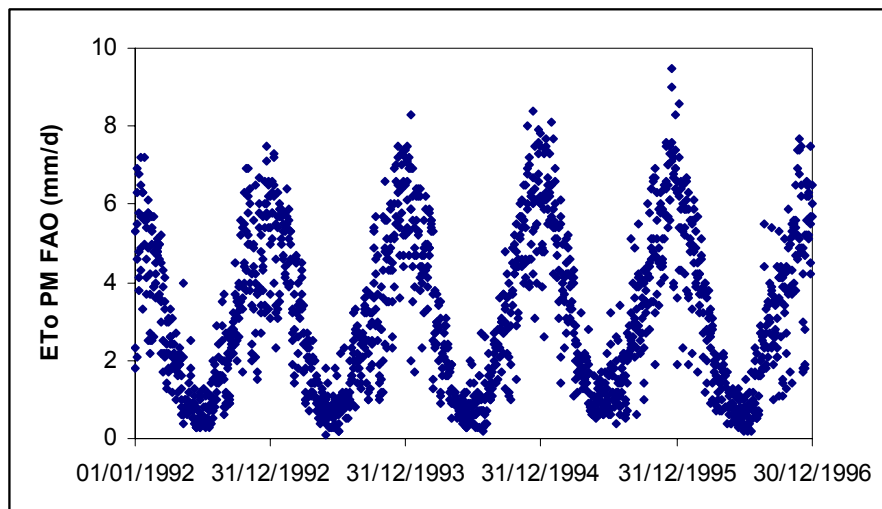


Figura 3.14. ET₀ PM FAO (mm d⁻¹) diaria para el período 1992-1996 en la estación INTA Anguil.

CAPÍTULO 3

Utilizando la ecuación (3.2) de PM FAO con datos meteorológicos diarios, el error de estimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia es de $\pm 0,3 \text{ mm d}^{-1}$ en climas húmedos y de $\pm 0,4 \text{ mm d}^{-1}$ en climas áridos (Jensen et al., 1990).

Para la estimación de ET_{o_Ts} se ha utilizado el valor medio de los parámetros de cada zona (Tablas 3.8 y 3.12) en la ecuación (2.12).

En la Figura 3.15 se puede ver la comparación de la ET_o PM FAO obtenida aplicando la ecuación (3.2) y la ET_{o_Ts} calculada utilizando el modelo propuesto en el área de la estación Azul para el conjunto de 58 imágenes.

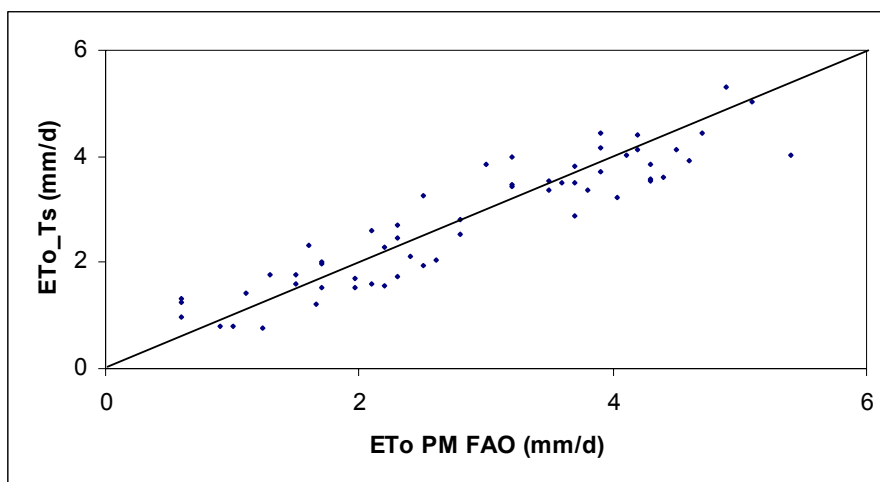


Figura 3.15. Valores de ET_o PM FAO obtenidos aplicando la ecuación (3.2) frente a los valores de ET_{o_Ts} calculados a partir de T_s en el área de la estación Azul.

A partir de los 58 datos de ET_o PM FAO y ET_{o_Ts} en el área de la estación Azul (zona húmeda) utilizados en la Figura 3.15 se ha obtenido un sesgo de $0,04 \text{ mm d}^{-1}$ y un RMSE de $\pm 0,6 \text{ mm d}^{-1}$.

RESULTADOS

En la Figura 3.16 podemos ver la comparación entre los valores de ET_o PM FAO obtenidos aplicando la ecuación (3.2) y los $ET_{o_{T_s}}$ obtenidos aplicando el modelo propuesto para las 56 imágenes en el área de la estación INTA Anguil. Para el conjunto de 56 estimaciones realizadas en el área de la estación INTA Anguil (zona semiárida) el sesgo ha sido de $0,05 \text{ mm d}^{-1}$ y el $RMSE \pm 0,7 \text{ mm d}^{-1}$.

El análisis anterior nos permite demostrar que el modelo propuesto para estimar la evapotranspiración del cultivo de referencia a partir de T_s puede ser aplicado en diferentes condiciones climáticas. Además se puede observar que el error de estimación de $ET_{o_{T_s}}$ es similar al logrado con modelos de mayor complejidad. También, el análisis realizado nos permite dar el error con el que se estima la evapotranspiración del cultivo de referencia en zonas húmedas y secas y la validez del modelo en diferentes zonas climáticas.

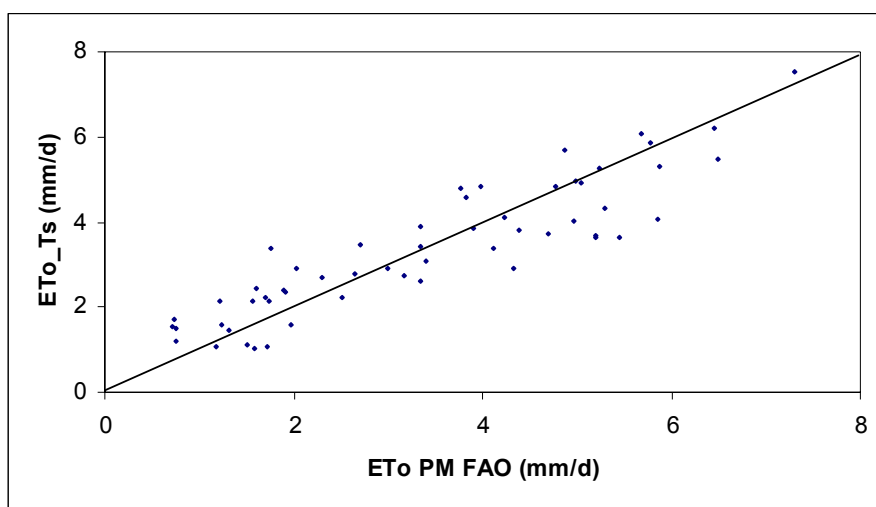


Figura 3.16. Valores de ET_o PM FAO obtenidos aplicando la ecuación (3.2) frente a los valores de $ET_{o_{T_s}}$ calculados a partir de T_s en el área de la estación INTA Anguil.

3.5 APLICACIÓN DEL MODELO

Del conjunto de mapas de $ET_{o_{Ts}}$ obtenidos para cada zona hemos seleccionado determinados períodos con la finalidad de mostrar el comportamiento del modelo, además de la evolución espacio-temporal de la $ET_{o_{Ts}}$ en la zona húmeda y en la zona seca. La selección de mapas en cada área ha sido orientada a períodos específicos, en los que se podía presentar un comportamiento de $ET_{o_{Ts}}$ interesante de analizar, y que nos permitiera observar la sensibilidad del modelo propuesto ante cambios en las condiciones climáticas.

En la cuenca del arroyo del Azul hemos seleccionado dos períodos, uno de ellos con baja demanda de agua desde la atmósfera, y el otro, con muy alta demanda de agua. El período de baja $ET_{o_{Ts}}$ va desde diciembre de 1992 hasta marzo de 1993. Este período se encuentra comprendido en un ciclo húmedo en el que las precipitaciones acumuladas hasta el 15/12/1992 fueron 1133 mm (Figura 3.17). El período de alta $ET_{o_{Ts}}$ corresponde a un año muy seco y los mapas seleccionados representan a los meses de diciembre de 1995 y enero de 1996. Las precipitaciones acumuladas durante este año hasta el 6/12/1995 fueron 661 mm (Figura 3.18).

En la Figura 3.17 se pueden ver los mapas que muestran el comportamiento de la $ET_{o_{Ts}}$ en cinco fechas diferentes del período húmedo. Estos mapas se caracterizan por una baja demanda de agua desde la atmósfera como consecuencia de la alta HR y la baja T_a . También se puede ver claramente que no existe una alta variabilidad espacial de la $ET_{o_{Ts}}$. Es importante destacar que entre el 8/01/1993 y el 15/02/1993 (mapas 2 y 3 de la Figura 3.17) se produjo un incremento de la HR y un descenso de la T_a como consecuencia de 5 eventos pluviométricos que se produjeron en la cuenca. Los efectos del cambio en las condiciones se ven reflejados en el mapa de $ET_{o_{Ts}}$ del 15/02/1993 con un descenso de la $ET_{o_{Ts}}$ a escala espacial. Lo mismo ocurre para los dos mapas siguientes (mapas del 6/03/1993 y 14/03/1993) que muestran el descenso de la $ET_{o_{Ts}}$ como consecuencia de un aumento en la HR y un descenso de la T_a . El viento en todo el período no ha mostrado variaciones de importancia que pudieran generar cambios en los valores de la $ET_{o_{Ts}}$.

RESULTADOS

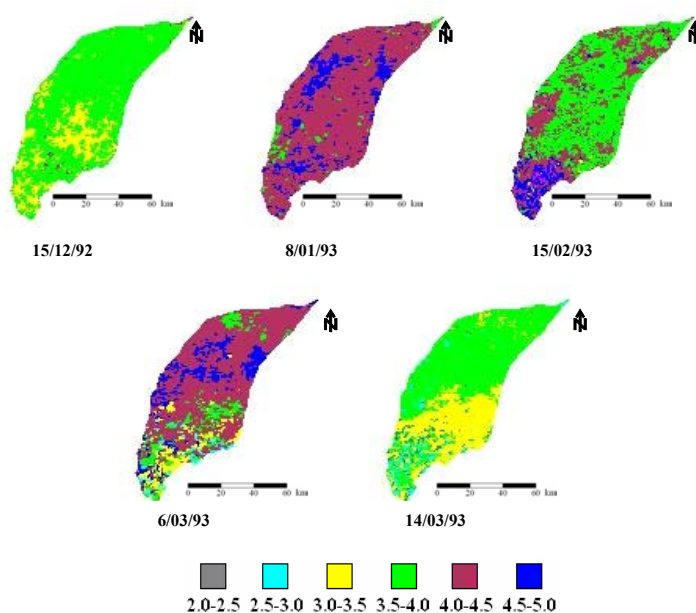


Figura 3.17. Mapas de $ET_{o_{Ts}}$ ($mm d^{-1}$) obtenidas aplicando el modelo propuesto en la cuenca del Azul para 5 fechas diferentes del período húmedo.

En la Figura 3.18 se puede ver el comportamiento de la $ET_{o_{Ts}}$ durante el período seco en dos mapas de diciembre de 1995 y 3 mapas de enero de 1996. En éstos es posible observar claramente que la demanda de agua es mayor a la registrada en el período húmedo y que la variabilidad espacial de $ET_{o_{Ts}}$ es mayor. En este período se observan $ET_{o_{Ts}}$ máximas a inicios del mes de enero (mapa del 7/01/1996) con valores superiores a los 6 $mm d^{-1}$. También, se puede ver de manera más clara la variación entre diferentes zonas como consecuencia de una distribución diferente de las precipitaciones en la cuenca y como consecuencia de un cambio en las condiciones meteorológicas. Por ejemplo, entre los mapas del 14/01/1996 y el 27/01/1996, se ha observado un aumento de la HR, una U_2 baja y una disminución de la T_a (estación meteorológica Benito Juárez) en la zona sur de la cuenca, que se ve reflejado en el descenso de $ET_{o_{Ts}}$ del mapa del 27/01/1996. Para este mismo período la HR y la T_a (estación meteorológica Las Flores), en la parte norte de la cuenca, ha variado poco dando lugar a

CAPÍTULO 3

una estabilidad de ET_{o_Ts} , lo cual también se puede ver comparando ambos mapas (observar el sector noreste de la cuenca en los mapas del 14/01 y del 27/01 de la Figura 3.18).

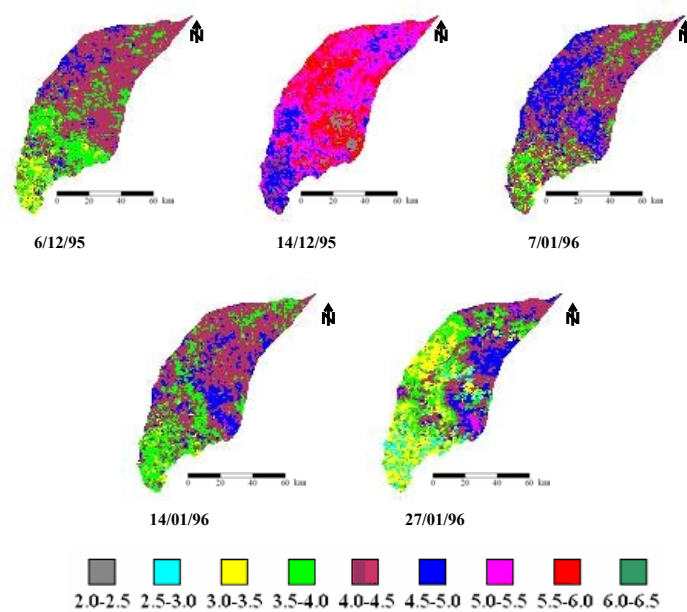


Figura 3.18. Mapas de ET_{o_Ts} ($mm\ d^{-1}$) obtenidos aplicando el modelo propuesto en la cuenca del Azul para diferentes fechas del período seco.

En la zona semiárida de la provincia de La Pampa se han seleccionado mapas de ET_{o_Ts} desde febrero a diciembre de 1995. Para cada mes se ha elegido una fecha que fuese representativa de las condiciones del mes. En la Figura 3.19 se puede ver el comportamiento espacial de la ET_{o_Ts} para los diferentes meses en la zona seleccionada. En verano y primavera se observan mayores valores de ET_{o_Ts} con una variabilidad espacial acentuada comparada con los meses de invierno en la que el valor de ET_{o_Ts} es menor y menos variable. También, en los mapas se puede ver de forma clara el aumento de la ET_{o_Ts} desde octubre a diciembre. En esta época del año, de atmósfera altamente demandante de agua, se produce un fuerte aumento de la T_a , y una disminución brusca de la HR lo que genera un incremento en la ET_{o_Ts} que se puede ver reflejado en los mapas de noviembre y diciembre de 1995.

RESULTADOS

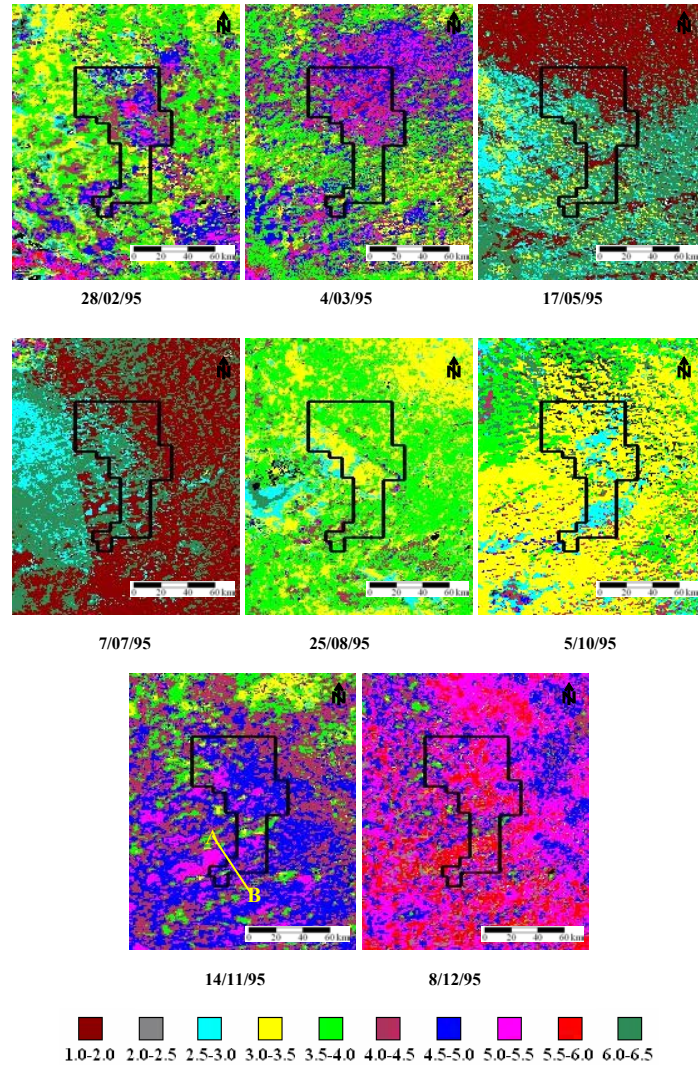


Figura 3.19. Mapas de $ET_{o_{Ts}}$ de la zona seca (región semiárida de la provincia de La Pampa) para diferentes fechas de 1995 y ubicación del perfil transversal AB.

CAPÍTULO 3

Una característica importante a remarcar en el conjunto de mapas de $ET_{o_{Ts}}$ de la Figura 3.19 es que se observa una zonificación de la $ET_{o_{Ts}}$ con orientación noreste-sudoeste. Este comportamiento de la $ET_{o_{Ts}}$ es en respuesta a un conjunto de valles de la misma orientación en los que las condiciones de la atmósfera cambian dentro y fuera del valle. En los mapas de noviembre y diciembre se puede observar de forma clara la zonificación indicada (ver en el extremo suroeste de los mapas).

Con la finalidad de mostrar un detalle del comportamiento de $ET_{o_{Ts}}$ en estos valles se ha realizado un perfil transversal a éstos (ver mapa del 14/11/1995 de la Figura 3.19). El perfil transversal AB tiene una longitud de 70 km y una orientación noroeste sureste y a partir de este se puede ver el comportamiento de $ET_{o_{Ts}}$ (Figura 3.20). El inicio del perfil (punto A noroeste), en media loma, comienza con un valor de $ET_{o_{Ts}}$ 4,6 mm, llega a un valor de 4,8 mm para la parte alta de la primera loma, luego decrece hasta un valor de 3,9 mm dentro del primer valle; posteriormente al llegar al segundo valle se observa un comportamiento similar y así sucesivamente. El fuerte descenso de $ET_{o_{Ts}}$ a los 57 km en el perfil se debe a un valle más amplio donde la demanda de la atmósfera es menor.

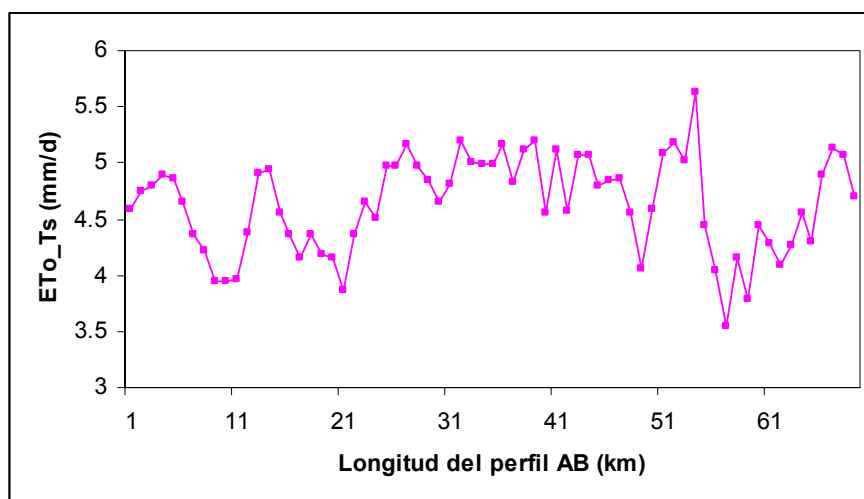


Figura 3.20. Perfil AB en el cual se puede observar el comportamiento de $ET_{o_{Ts}}$ dentro y fuera de los valles en el mapa del día 14/11/1995 de la Figura 3.19.

RESULTADOS

3.6 APLICACIÓN DEL MODELO EN OTRAS REGIONES

Conocido el comportamiento del modelo en dos ambientes diferentes y la sensibilidad de éste para reproducir los cambios, se han calculado los parámetros en diferentes estaciones del mundo para demostrar que el modelo posee una aplicabilidad a escala global. Para la estimación de los parámetros se han utilizado datos de 69 estaciones meteorológicas, los cuales han sido extraídos de las siguientes bases climáticas: Food and Agriculture Organization of United Nations (www.fao.org/ag/agl/aglw/climwat.html), la Arizona Meteorological Network (<http://ag.arizona.edu/azmet/html>), Servicio Meteorológico Nacional de la República Argentina (<http://www.meteofa.mil.ar/>), la Canadian Weather Office (http://www.weatheroffice.ec.gc.ca/canada_e.html) y la Australia Bureau of Meteorology National Weather and Warnings Information (<http://www.bom.gov.au/index.shtml>).

En la Tabla 3.13 se pueden ver las 69 estaciones meteorológicas seleccionadas ordenadas en función del valor de los parámetros del modelo. Las estaciones utilizadas para mostrar la aplicación del modelo se encuentran en diferentes regiones del mundo con condiciones meteorológicas muy diversas (Figura 3.21). Éstas abarcan zonas frías con inviernos secos y húmedos y con alta humedad durante todo el año; zonas templadas húmedas y secas; zonas desérticas y zonas subtropicales y tropicales.

CAPÍTULO 3

Identificador, estación y país	Ubicación			Parámetro y desviación estándar	
	Lat. N-S	Long. E-W	Alt. (m)	a (mm d ⁻¹ °C ⁻¹)	b (mm d ⁻¹)
1 Quebec Canadá	46,8 N	71,4 W	70	0,07 ±0,03	-0,18 ±0,09
2 Arxan China	47,0 N	119,9 E	1028	0,07 ±0,03	-0,20 ±0,10
3 Ushuaia Argentina	54,8 S	68,3 W	14	0,08 ±0,01	-0,21 ±0,02
4 Portland Estados Unidos	43,8 N	70,3 W	23	0,08 ±0,03	-0,21 ±0,09
5 Melbourne Australia	37,7 S	142,8 E	113	0,09 ±0,01	-0,24 ±0,04
6 Ostende Bélgica	51,2 N	2,9 E	10	0,09 ±0,02	-0,24 ±0,07
7 Aspendale Australia	38,0 S	145,1 E	5	0,10 ±0,01	-0,28 ±0,05
8 Urumqi China	43,8 N	87,6 E	919	0,10 ±0,04	-0,28 ±0,12
9 Sam Kazakhstan	45,5 N	56,2 E	82	0,10 ±0,04	-0,28 ±0,13
10 Toulouse Francia	43,6 N	1,3 E	151	0,10 ±0,02	-0,29 ±0,07
11 V. Cisnero Sahara	23,7 N	15,9 W	10	0,10 ±0,01	-0,30 ±0,02
12 Ankara Turquía	39,9 N	32,9 E	894	0,11 ±0,03	-0,31 ±0,09

Tabla 3.13. Estaciones meteorológicas utilizadas para mostrar la aplicabilidad del modelo a escala global y valor de los parámetros del modelo con la desviación estándar.

RESULTADOS

Identificador, estación y país	Ubicación			Parámetro y desviación estándar	
	Lat. N-S	Long. E-W	Alt. (m)	a (mm d ⁻¹ °C ⁻¹)	b (mm d ⁻¹)
13 Azul Argentina	36,7 S	59,1	132	0,11 ±0,01	-0,32±0,10
14 Belgrado Serbia	44,8 N	20,5 E	132	0,11 ±0,03	-0,33 ±0,01
15 Hiroshima Japón	34,4 N	132,4 E	29	0,11 ±0,03	-0,33 ±0,10
16 Anguil Argentina	37,1 S	63,7 W	142	0,12 ±0,02	-0,33 ±0,07
17 Bitola Albania	41,1 N	21,4 E	587	0,12 ±0,02	-0,33 ±0,08
18 Erzincan Turquía	39,7 N	39,1 E	1215	0,12 ±0,03	-0,34 ±0,09
19 Jabul Afganistán	35,1 N	69,3 E	1630	0,12 ±0,02	-0,34 ±0,06
20 Cardozo Turkmenistan	39,1 N	63,1 E	193	0,12 ±0,03	-0,34 ±0,11
21 Bagdad Iraq	33,2 N	44,2 E	34	0,13 ±0,02	-0,34 ±0,08
22 Hon Libia	29,1 N	15,9 E	261	0,13 ±0,02	-0,37 ±0,07
23 Pretoria (Sudáfrica)	25,7 S	27,8 E	1326	0,13 ±0,01	-0,38 ±0,05
24 Santa María Brasil	29,7 S	53,7 W	95	0,13 ±0,01	-0,39 ±0,04
25 Meknes Marruecos	33,9 N	5,5 W	549	0,13 ±0,02	-0,39 ±0,07

Tabla 3.13. Continuación.

CAPÍTULO 3

Identificador, estación y país	Ubicación			Parámetro y desviación estándar	
	Lat. N-S	Long. E-W	Alt. (m)	a (mm d ⁻¹ °C ⁻¹)	b (mm d ⁻¹)
26 Riyadh Arabia Saudi	24,7 N	46,7 E	611	0,14 ±0,02	-0,39 ±0,07
27 Larissa Grecia	39,6 N	22,4 E	75	0,14 ±0,02	-0,40 ±0,08
28 Agadez Niger	16,7 N	8,0 E	503	0,14 ±0,01	-0,41 ±0,05
29 Darwin Australia	12,4 S	130,9 E	30	0,14 ±0,01	-0,41 ±0,03
30 Goroka Nueva Guinea	6,1 S	145,4 E	1565	0,14 ±0,01	-0,41 ±0,03
31 Chengdu (China)	30,4 N	104,0 E	504	0,14 ±0,02	-0,41 ±0,09
32 Huambo Angola	12,8 S	15,8 E	1700	0,14 ±0,01	-0,42 ±0,01
33 Salalah Oman	17,0 N	54,1 E	22	0,14 ±0,01	-0,42 ±0,02
34 P. Caballero Paraguay	22,6 S	55,7 W	614	0,14 ±0,01	-0,42 ±0,04
35 Isiolo Kenia	0,4 N	37,6 E	1104	0,14 ±0,01	-0,42 ±0,04
36 Kabwe Zambia	14,5 S	28,5 E	1207	0,14 ±0,01	-0,42 ±0,04
37 Minya Egipto	28,1 N	30,7 E	40	0,14 ±0,02	-0,42 ±0,07
38 Chihuahua México	28,6 N	106,1 W	1423	0,14 ±0,02	-0,42 ±0,07

Tabla 3.13. Continuación.

RESULTADOS

Identificador, estación y país	Ubicación			Parámetro y desviación estándar	
	Lat. N-S	Long. E-W	Alt. (m)	a (mm d ⁻¹ °C ⁻¹)	b (mm d ⁻¹)
39 Jask Irán	25,6 N	57,8 E	4	0,14 ±0,01	-0,43 ±0,04
40 Camari Bolivia	20,1 S	63,6 W	810	0,14 ±0,01	-0,43 ±0,04
41 Antanamarivo Madagascar	18,9 S	47,5 E	1310	0,14 ±0,01	-0,43 ±0,03
42 Galcaio Somalia	6,9 N	47,3 E	302	0,15 ±0,01	-0,43 ±0,04
43 Rabbit Australia	20,2 S	130,0 E	340	0,15 ±0,01	-0,44 ±0,05
44 Aden Khorn Yemen	12,1 N	45,0 E	3	0,15 ±0,01	-0,45 ±0,04
45 Monteria Colombia	8,8 N	71,9 W	20	0,15 ±0,01	-0,45 ±0,01
46 Bentiu Sudan	9,2 N	29,8 E	389	0,15 ±0,01	-0,45 ±0,02
47 Windhoek Namibia	22,6 S	17,1 E	1728	0,15 ±0,01	-0,45 ±0,05
48 Nueva Delhi (India)	28,6 N	77,2 E	216	0,15 ±0,02	-0,45 ±0,06
49 Paloma Estados Unidos	32,9 N	112,9 W	219	0,15 ±0,02	-0,45 ±0,09
50 Ghanzi Botswana	21,7 S	21,7 E	1131	0,15 ±0,01	-0,46 ±0,04
51 Nagappattinam India	10,8 N	79,9 E	9	0,15 ±0,01	-0,46 ±0,04

Tabla 3.13. Continuación.

CAPÍTULO 3

Identificador, estación y país	Ubicación			Parámetro y desviación estándar	
	Lat. N-S	Long. E-W	Alt. (m)	a (mm d ⁻¹ °C ⁻¹)	b (mm d ⁻¹)
52 Aswan Egipto	24,0 N	32,9 E	200	0,15 ±0,02	-0,46 ±0,06
53 S. Lamarine México	23,7 N	98,0 W	2	0,15 ±0,01	-0,47 ±0,05
54 Mérida México	21,0 N	89,6 W	25	0,16 ±0,01	-0,47 ±0,03
55 Bogra Bangladesh	23,5 N	88,6 E	18	0,16 ±0,01	-0,48 ±0,04
56 Manila Filipinas	14,5 N	121,5 E	15	0,16 ±0,01	-0,48 ±0,02
57 Cuamba Mozambique	14,8 S	36,9 E	588	0,16 ±0,01	-0,48 ±0,03
58 Lamberene Gabon	0,4 S	10,2 E	26	0,16 ±0,01	-0,48 ±0,03
59 S. F. Apure Venezuela	7,9 N	67,4 W	47	0,16 ±0,01	-0,49 ±0,01
60 Kindu R. D. Congo	2,9 S	25,9 E	497	0,16 ±0,01	-0,49 ±0,01
61 Campina Brasil	7,2 S	35,9 W	560	0,16 ±0,01	-0,49 ±0,03
62 A. Mita Guatemala	14,3 N	89,7 W	478	0,16 ±0,01	-0,49 ±0,04
63 Chiang Tailandia	18,8 N	99,0 E	312	0,16 ±0,01	0,50 ±0,02
64 C. Plateau Brasil	11,1 S	51,0 W	304	0,16 ±0,01	0,50 ±0,02

Tabla 3.13. Continuación.

RESULTADOS

Identificador, estación y país	Ubicación			Parámetro y desviación estándar	
	Lat. N-S	Long. E-W	Alt. (m)	a (mm d ⁻¹ °C ⁻¹)	b (mm d ⁻¹)
65 Dodoma Tanzania	6,0 N	35,8 E	1120	0,16 ±0,04	-0,5 ±0,02
66 Iquitos Perú	3,8 S	73,3 W	125	0,17 ±0,01	-0,50 ±0,01
67 Tidjikja Mauritania	18,6 N	11,4 W	402	0,17 ±0,02	-0,50 ±0,06
68 Medan Indonesia	3,6 N	98,7 E	25	0,17 ±0,01	-0,51 ±0,01
69 Mongo Chad	12,2 N	18,7 E	428	0,17 ±0,01	-0,54 ±0,03

Tabla 3.13. Continuación.

CAPÍTULO 3

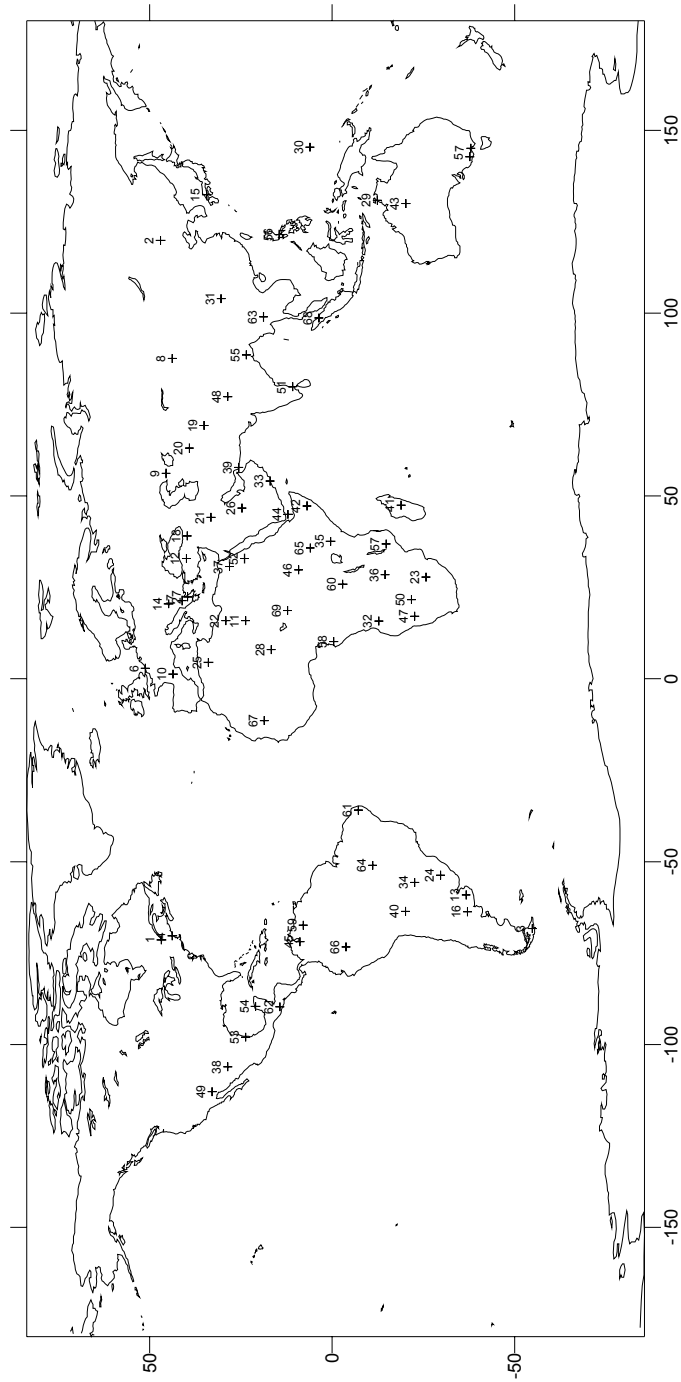


Figura 3.21. Ubicación de las estaciones seleccionadas desde las diferentes bases meteorológicas para la estimación de los parámetros **a** y **b** del modelo. Los números de las estaciones son los indicados en la Tabla 3.13.

RESULTADOS

A partir de la Tabla 3.13 y la Figura 3.21 se puede ver que el valor del parámetro **a** es mínimo en las estaciones ubicadas en zonas de latitudes elevadas (norte y sur) y se incrementa el valor en las zonas tropicales. También es posible observar que en las zonas de latitudes medias el parámetro **a** toma valores intermedios y que la tendencia a crecer o decrecer es dependiente de las condiciones meteorológicas de la zona. El mayor o menor valor del parámetro **a** en latitudes medias dependerá en gran medida de las condiciones de humedad en el invierno y en el verano. El parámetro **b** muestra un comportamiento inverso al parámetro **a** mostrando valores mínimos en las zonas tropicales y máximos en las zonas de altas latitudes. En la Figura 3.22 se puede observar el comportamiento de los parámetros **a** y **b** del modelo en las diferentes estaciones en función de la latitud desde las zonas de climas fríos (Québec, Canadá; Ushuaia, Argentina) pasando por zonas templadas (Chengdu, China; Azul, pampa Argentina) hasta las zonas tropicales (Mongo, Chad; Plateau, Brasil).

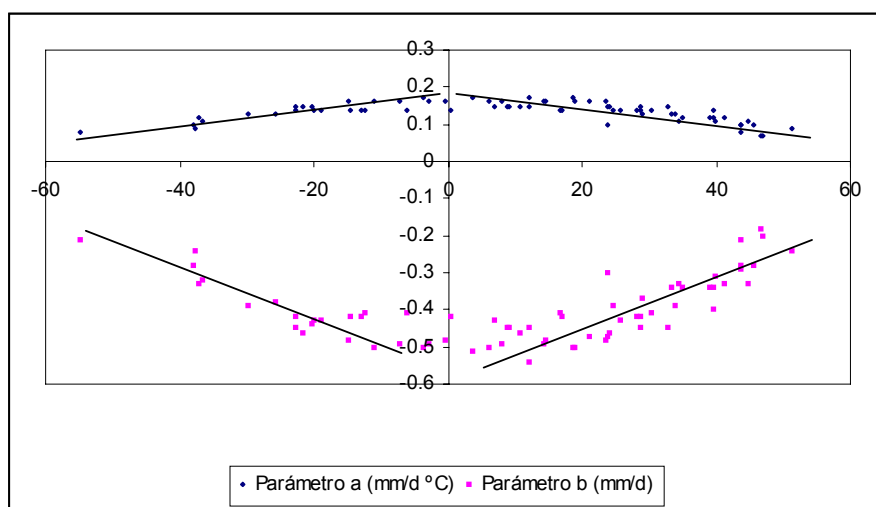


Figura 3.22. Comportamiento de los parámetros del modelo en función de la latitud para las diferentes estaciones del mundo.

CAPÍTULO 3

CAPÍTULO 4

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

4.1 CONCLUSIONES

- En esta Tesis se ha propuesto un modelo, con base física sencilla, capaz de estimar la evapotranspiración del cultivo de referencia combinando información meteorológica con la temperatura de superficie obtenida desde satélite. Éste se deriva de una simplificación de la ecuación de Penman-Monteith, por medio de la cual se puede parametrizar los primeros metros de la atmósfera, a partir de dos parámetros que son de carácter local y pueden ser calculados desde datos medidos en estaciones meteorológicas convencionales. Tal consideración es posible, debido a que, es en los primeros metros de la superficie en donde se producen los mayores intercambios de agua con la atmósfera; y que además la velocidad de intercambio tiene una relación directa con la temperatura de la superficie. La ecuación operativa resultante es:

$$ET_{o_{Ts}} = \mathbf{a} \cdot T_s + \mathbf{b}$$

- Se ha validado el modelo en dos zonas de la región central de Argentina. Una de las zonas corresponde a una región con clima húmedo y muy bajo déficit, y la otra corresponde a una zona seca en la que el déficit hídrico es importante. Para la aplicación del modelo en ambas zonas, se han utilizado imágenes captadas por el sensor AVHRR de NOAA. Para la zona húmeda sobre un total de 58 imágenes procesadas, la comparación entre los datos calculados en la estación y los obtenidos por el modelo, permitió observar que el modelo subestima un 4 % la evapotranspiración del cultivo de referencia y que el error de estimación era de $\pm 0,6 \text{ mm d}^{-1}$. Para la zona seca, de un total de 56 imágenes, se realizó una comparación similar entre los datos calculados en una estación y los obtenidos

CAPÍTULO 4

con el modelo, mostrando que la subestimación era del 5 % y que el error de la estimación era de $\pm 0,7 \text{ mm d}^{-1}$.

- Los mapas de evapotranspiración resultantes de la aplicación del modelo en ambas zonas, muestran la sensibilidad de éste para reproducir los cambios en las condiciones meteorológicas, a partir de mapas de temperatura de superficie. En la zona húmeda se han obtenido mapas de ET_{o_Ts} para un período húmedo y uno seco. Los mapas resultantes muestran un incremento de la demanda de agua de un período a otro (de 2 a 5 mm d^{-1} para la etapa húmeda y de 2 a 6,5 mm d^{-1} para la etapa seca). Para la zona seca (centro oeste de Argentina) se ha analizado la evolución temporal de la ET_{o_Ts} durante diferentes estaciones del año 1995, y se ha observado que el modelo reproduce de forma adecuada las variaciones en la demanda de agua (desde 1,0 a 6,5 mm d^{-1}).
- Con la finalidad de demostrar la aplicabilidad global del modelo, se han calculado los parámetros de éste en 69 estaciones del mundo con diferentes condiciones climáticas. A partir de los resultados obtenidos se ha observado que la emisión media de la superficie de referencia (parámetro **a**) crece desde las zonas frías a las zonas tropicales; mientras que, los efectos aerodinámicos de la superficie de referencia que recibe una radiación solar (parámetro **b**) decrece en este mismo sentido.

ANEXOS

A1 UNIDADES Y EQUIVALENCIAS

A1.1 RADIACIÓN

Unidad estándar: Megajoule por metro cuadrado y día ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) o como equivalente a milímetros por día (mm d^{-1})

$$1 \text{ mm d}^{-1} = 2,45 \text{ MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$$

$$1 \text{ J cm}^{-2} \text{d}^{-1} = 0,01 \text{ MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$$

$$1 \text{ cal cm}^{-2} \text{d}^{-1} = 4,1868 \cdot 10^{-2} \text{ MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$$

$$1 \text{ W m}^{-2} = 0,0864 \text{ MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$$

$$1 \text{ W m}^{-2} = 0,035 \text{ mm t}^{-1}$$

$$1 \text{ mm} = 28,57 \text{ W m}^{-2}$$

A1.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN

Unidad estándar: milímetros por día (mm d^{-1})

Esta razón expresa la cantidad de agua que sale del sistema (suelo con cubierta vegetal) en unidad de altura de agua. La unidad de tiempo puede ser hora, día, semana, mes, un ciclo completo de un cultivo o año.

A escala regional se puede considerar la hectárea (ha) como unidad de área para indicar la salida de agua desde el sistema. Entonces, si una ha es igual a 10.000 m^2 y un mm representa $0,001 \text{ m}$ es posible decir que la salida de agua del sistema ha sido de $10 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ d}^{-1}$.

A escala regional utilizando una imagen NOAA (píxel de 1 km por 1 km), se puede considerar cada píxel como unidad de área (100 ha) para

ANEXO I

representar la salida de agua del sistema. Por lo tanto, un mm de salida de agua en un día desde un píxel NOAA representa $10^3 \text{ m}^3 \text{ píxel}^{-1} \text{ d}^{-1}$.

La Tabla A.1 muestra los factores de conversión entre las unidades más comúnmente usadas en evapotranspiración.

	Altura de agua mm d^{-1}	Volumen por unidad de área		Energía por unidad de área ^(*)
		$\text{m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ d}^{-1}$	$\text{l s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$	$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
mm d^{-1}	1	10	0,116	2,45
$\text{m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ d}^{-1}$	0,1	1	0,012	0,245
$\text{l s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$	8,640	86,4	1	21,17
$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$	0,408	4,082	0,047	1

Tabla A.1. Factores de conversión entre unidades comúnmente utilizadas en evapotranspiración.

(*) Para una densidad del agua de 1.000 kg m^{-3} a una temperatura de $20 \text{ }^\circ\text{C}$.

A2 ECUACIONES COMPLEMENTARIAS PARA LA ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO PROPUESTO

Las ecuaciones de los siguientes apartados, son necesarias para estimar los parámetros **a** y **b** de la ecuación de Penman-Monteith adaptada a la teledetección. Para la utilización de las ecuaciones se requiere disponer de

ECUACIONES DE INTERÉS

los siguientes datos meteorológicos: temperatura (máxima y mínima) y humedad (máxima y mínima) del aire.

A2.1 PENDIENTE DE LA CURVA DE PRESIÓN DE VAPOR (Δ)

La ecuación para la estimación de la Δ (kPa °C⁻¹) es la siguiente (Murray, 1967):

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_a}{(T + 237,3)^2} \quad (\text{AI.1})$$

donde T es la temperatura del aire (°C), e_a es la presión de saturación de vapor a la temperatura T (kPa).

La ecuación AI.1 anterior es derivada desde la ecuación AI.6. Para mayores detalles ver Brutsaert (1984) y Monteith-Unsworth (1990).

A2.2 CONSTANTE PSICROMÉTRICA

El valor de la constante psicrométrica se puede calcular a partir de:

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{\lambda} \cdot 1,61 \cdot 10^{-3} \quad (\text{AI.2})$$

ANEXO I

donde γ es la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), c_p es el calor específico del aire húmedo ($\text{kJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), P la presión atmosférica (kPa) y λ es el calor latente de evaporación (MJ kg^{-1}).

Donde P se puede calcular a partir de la altitud (z en m) de la estación por medio de la siguiente expresión (suponiendo una temperatura de 20° a nivel del mar):

$$P = 101,3 \cdot \left(\frac{293 - 0,0065 \cdot z}{293} \right)^{5,26} \quad (\text{AI.3})$$

A2.3 DENSIDAD DE LA ATMÓSFERA

La densidad de la atmósfera (ρ) se puede calcular por medio de la siguiente ecuación:

$$\rho = \frac{P}{T_v \cdot R} \quad (\text{AI.4})$$

donde T_v es la temperatura virtual (K) y R la constante específica de los gases ($0,287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Donde T_v puede ser sustituida por:

$$T_v \approx 1,01 \cdot (T + 273,16) \quad (\text{AI.5})$$

A2.4 PRESIÓN DE SATURACIÓN DE VAPOR

La e_a se calcula a partir de la temperatura del aire desde la siguiente ecuación:

$$e_a(T) = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3}\right) \quad (\text{AI.6})$$

donde e_a es la presión de saturación de vapor para una temperatura dada (kPa). Para obtener la media del día, se hace el promedio de la e_a calculada a la máxima y a la mínima temperatura.

A2.5 PRESIÓN DE VAPOR REAL

La presión de vapor real e_d se obtiene a partir de la humedad relativa mínima y máxima del aire.

$$e_d = \frac{e(T_{\min}) \cdot \frac{HR_{\max}}{100} + e(T_{\max}) \cdot \frac{HR_{\min}}{100}}{2} \quad (\text{AI.7})$$

donde e_d es la presión de vapor media diaria (kPa), $e(T_{\min})$ es la presión de vapor para la temperatura mínima (kPa), $e(T_{\max})$ es la presión de vapor para la temperatura máxima (kPa), HR_{\max} es la humedad máxima relativa (%) y HR_{\min} es la humedad mínima relativa (%).

ANEXO I

A2.6 ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR (LAI)

El LAI activo (LAI_{activo}) para el cultivo de referencia bien regado, al cabo de un año, se obtiene como el valor medio del LAI, por lo tanto:

$$LAI_{\text{activo}} = 0,5 \cdot LAI \quad (\text{AI.8})$$

El valor de LAI activo muestra la contribución media de la superficie vegetal de calor y transferencia de vapor del cultivo para las condiciones meteorológicas del momento considerado.

El LAI para el cultivo de referencia a nivel diario (24 horas) se obtiene a partir de la ecuación siguiente (Allen et al., 1998):

$$LAI = 24 \cdot h_c \quad (\text{AI.9})$$

donde h_c es la altura del cultivo (m).

A2.7 RESISTENCIA AERODINÁMICA DEL CULTIVO DE REFERENCIA

Asumiendo que la altura del cultivo es constante (0,12 m), para una velocidad de viento, una temperatura y una humedad medida a 2 m de altura (altura de medida de las estaciones convencionales), la r_a ($s \text{ m}^{-1}$) viene dada por (ver Figura AI.1):

ECUACIONES DE INTERÉS

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right)}{k^2 \cdot U_z} \quad (\text{AI.10})$$

donde z_m es la altura de medida del viento (m), d plano cero del perfil de viento (m), z_{om} parámetro de rugosidad para el momento considerado (m), z_h es la altura de medida de la humedad y de la temperatura (m), z_{oh} parámetro de rugosidad para el calor y el vapor de agua (m), k la constante de von Karman (0,41 adimensional) y U_z velocidad del viento a la altura z_m (m s^{-1}).

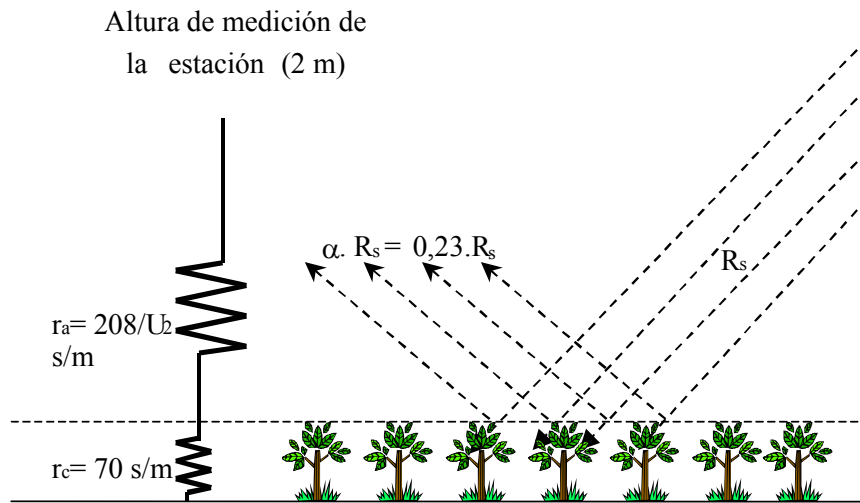


Figura A.1. Esquema de las características de una superficie hipotética con los valores de r_c y r_a asumidos para una estación de referencia.

El plano cero se obtiene mediante (Monteith, 1981):

ANEXO I

$$d = \frac{2}{3} \cdot h_c = 0,08 \quad (\text{AI.11})$$

El parámetro de rugosidad para el momento considerado es (Brutsaert, 1975):

$$z_{om} = 0,123 \cdot h_c = 0,015 \quad (\text{AI.12})$$

y para el calor y el vapor de agua es (Brutsaert, 1975):

$$z_{oh} = 0,1 \cdot z_{om} = 0,0123 \cdot h_c = 0,0015 \quad (\text{AI.13})$$

Por lo tanto, la r_a para el cultivo de referencia (0,12 m), donde las medidas meteorológicas se realizan a 2 m de altura, se puede estimar de la siguiente manera:

$$r_a = \frac{208}{U_2} \quad (\text{AI.14})$$

ECUACIONES DE INTERÉS

ecuación que se ha obtenido al sustituir las ecuaciones AI.4 a AI.6, en la ecuación AI.3.

A2.8 RADIACIÓN SOLAR

En caso de no disponer de datos de radiación solar (R_s) en la estación considerada se puede estimar la misma a partir de (Doorenbos y Pruitt, 1977):

$$R_s = R_a \cdot \left(0,25 + 0,50 \cdot \frac{n}{N} \right) \quad (\text{AI.15})$$

donde R_a es la radiación extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), n (h) es el número de horas de sol reales del día considerado y N (h) es el número máximo de horas posible para el día.

La R_a se puede estimar a partir de la latitud del lugar y del día del año a partir de (Duffie y Beckman, 1980):

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} \cdot G_s \cdot d_r \cdot (\omega_s \cdot \text{sen}\varphi \cdot \text{sen}\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \text{sen}\omega_s) \quad (\text{AI.16})$$

siendo G_s la constante solar ($0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$), d_r distancia relativa tierra sol (adimensional), ω_s ángulo solar (rad), φ es la latitud (rad) y δ es la declinación solar (rad).

ANEXO I

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Valoración de diferentes métodos de cálculo para la estimación de la ET a escala local (resumida de Jensen, et al. 1990). R es el número en el ranking , S es la sobreestimación o subestimación de 11 lisímetros (%), RMSE es la raíz cuadrada del error cuadrático medio (mm d^{-1})....	33
Tabla 1.2. Predicción de los diferentes modelos regionales para la determinación de la evapotranspiración. R es el número en el ranking , S es la sobreestimación o subestimación con medidas locales (%), RMSE es la raíz cuadrada del error cuadrático medio (mm d^{-1}).	39
Tabla 2.1. Valores asumidos en las ecuaciones (2.9) y (2.11).	50
Tabla 2.2. Valores medios climáticos utilizados en el análisis.	51
Tabla 3.1. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas para la cuenca del arroyo del Azul.	65
Tabla 3.2. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas para la zona seca.	69
Tabla 3.3. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Azul utilizados para la estimación de los parámetros a y b.	71
Tabla 3.4. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Benito Juárez utilizados para la estimación de los parámetros a y b.	72
Tabla 3.5. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Olavarría utilizados para la estimación de los parámetros a y b.	72
Tabla 3.6. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Las Flores utilizados para la estimación de los parámetros a y b.	73
Tabla 3.7. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Tandil utilizados para la estimación de los parámetros a y b. .	73

TABLAS Y FIGURAS

Tabla 3.8. Valores de los parámetros a y b, con la desviación estándar correspondiente entre paréntesis, para las cinco estaciones utilizadas, y valor medio de los parámetros para el conjunto de estaciones.	74
Tabla 3.9. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación INTA Anguil utilizados para la estimación de los parámetros a y b.	75
Tabla 3.10. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Macachín utilizados para la estimación de los parámetros a y b.	76
Tabla 3.11. Valores medios mensuales de las variables meteorológicas en la estación Santa Rosa utilizados para la estimación de los parámetros a y b.	76
Tabla 3.12. Valores de los parámetros a y b, con la desviación estándar correspondiente entre paréntesis, para las tres estaciones utilizadas, y valor medio de los parámetros para el conjunto de estaciones.	77
Tabla 3.13. Estaciones meteorológicas utilizadas para mostrar la aplicabilidad del modelo a escala global y valor de los parámetros del modelo con la desviación estándar.	94
Tabla A.1. Factores de conversión entre unidades comúnmente utilizadas en evapotranspiración.	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de evapotranspiración de referencia (mm año ⁻¹) a escala global. El mapa ha sido obtenido a partir de la base climática de FAO (www.fao.org/ag/agl/aglw/climwat.html).	20
Figura 1.2. Distribución de la P y de la ET a escala latitudinal.....	21
Figura 1.3. Distribución de la P, de la ET y del Es para diferentes regiones del mundo.	22
Figura 1.4. Diagrama del proceso de transpiración, a) movimiento de agua en la planta, b) sistema de transporte y c) cavidad – estoma.....	27
Figura 1.5. Esquema en el que se muestra el movimiento de agua desde el suelo a la atmósfera.	29
Figura 2.1. Comportamiento de $ET_{rad_{Ts}}$ y $ET_{rad_{Rs}}$ y valores medios interanuales. En la Figura 2.1 se han utilizado valores absolutos $ET_{rad_{Rs}}$	51
Figura 2.2. Pasos seguidos para la estimación de la temperatura de superficie a partir de imágenes NOAA-AVHRR.	60
Figura 3.1. Ubicación de las dos zonas seleccionadas para la validación del modelo.	63
Figura 3.2. Límites de la zona húmeda utilizada para la validación (cuenca del arroyo del Azul) y red de drenaje superficial.	65
Figura 3.3. Valores mensuales de la precipitación y evapotranspiración en la cuenca del arroyo del Azul.	66
Figura 3.4. Mapa de la provincia de La Pampa y límites de la zona 2 de validación del modelo.....	68
Figura 3.5. Valores mensuales de la precipitación y evapotranspiración en la zona 2.	69
Figura 3.6. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para la estimación de los parámetros a y b en la zona húmeda.....	71
Figura 3.7. Ubicación de las estaciones utilizadas para la estimación de los parámetros del modelo en la zona seca.	75

TABLAS Y FIGURAS

Figura 3.8. Distribución vertical del contenido en vapor de agua en la atmósfera para un día de verano (6/01/1996) y uno de invierno (1/07/1995) en la estación Santa Rosa.....	78
Figura 3.9. Imágenes de la temperatura de superficie en la cuenca del Azul para un semestre húmedo (6 primeras) y uno seco (6 segundas). Valores de T_s en K.	80
Figura 3.10. Histograma de la T_s en el área de la estación de Azul para las 58 imágenes procesadas.	81
Figura 3.11. Mapas de T_s resultantes de la aplicación de la ecuación SW en diferentes fechas del año 1995 en la zona seca. Temperaturas en K.	82
Figura 3.12. Histograma de la T_s en el área de la estación INTA Anguil para los 56 días analizados.	83
Figura 3.13. ET_o PM FAO ($mm\ d^{-1}$) diaria para el período 1992-1996 en la estación Azul.	85
Figura 3.14. ET_o PM FAO ($mm\ d^{-1}$) diaria para el período 1992-1996 en la estación INTA Anguil.	85
Figura 3.15. Valores de ET_o PM FAO obtenidos aplicando la ecuación (3.2) frente a los valores de $ET_{o_{T_s}}$ calculados a partir de T_s en el área de la estación Azul.	86
Figura 3.16. Valores de ET_o PM FAO obtenidos aplicando la ecuación (3.2) frente a los valores de $ET_{o_{T_s}}$ calculados a partir de T_s en el área de la estación INTA Anguil.	87
Figura 3.17. Mapas de $ET_{o_{T_s}}$ ($mm\ d^{-1}$) obtenidas aplicando el modelo propuesto en la cuenca del Azul para 5 fechas diferentes del período húmedo.	89
Figura 3.18. Mapas de $ET_{o_{T_s}}$ ($mm\ d^{-1}$) obtenidos aplicando el modelo propuesto en la cuenca del Azul para diferentes fechas del período seco.	90
Figura 3.19. Mapas de $ET_{o_{T_s}}$ de la zona seca (región semiárida de la provincia de La Pampa) para diferentes fechas de 1995 y ubicación del perfil transversal AB.....	91

TABLAS Y FIGURAS

Figura 3.20. Perfil AB en el cual se puede observar el comportamiento de ET_{o-Ts} dentro y fuera de los valles en el mapa del día 14/11/1995 de la Figura 3.19.....	92
Figura 3.21. Ubicación de las estaciones seleccionadas desde las diferentes bases meteorológicas para la estimación de los parámetros a y b del modelo. Los números de las estaciones son los indicados en la Tabla 3.13.....	100
Figura 3.22. Comportamiento de los parámetros del modelo en las diferentes estaciones del mundo desde las zonas frías a las tropicales.....	101
Figura A.1. Esquema de las características de una superficie hipotética con los valores de r_c y r_a asumidos para una estación de referencia.....	115

TABLAS Y FIGURAS

ÍNDICE ALFABÉTICO

- Advanced Very High Resolution
 Radiometer, 57
aerodinámico, 47
albedo, 31
altura de medida, 120
análisis de sensibilidad, 87
área de aplicación, 55, 56
atmósfera, 26
AVHRR, 81
balance de energía, 36
bandas, 58
bases climáticas, 98
calibración, 58
calor específico del aire, 37
cambio climático, 23
climas húmedos, 35
climático, 71
coeficiente de cultivo, 32
contenido de agua en el suelo, 30
conversión, 115
corrección atmosférica, 58
corrección geométrica, 58
cubetas, 26
cultivo, 31
cultivo de referencia, 31
cultivo hipotético, 31
Dalton, 24
deficiencia de agua, 67
déficit, 67
demanda de agua, 92
densidad del aire, 37
desarrollo óptimo, 31
desérticas, 98
difusión, 29
difusivo, 25
dióxido de carbono, 29
ecosistemas, 57
emisividad, 49
empíricas, 39
error de estimación, 87
estado fenológico, 32
estoma, 29
estudios hidrológicos, 22
evaporación, 19
evapotranspiración, 19
evapotranspiración del cultivo, 32
evapotranspiración máxima, 69
evapotranspiración potencial, 30
evapotranspiración real, 32
flujo de calor del suelo, 47
flujo de calor en el suelo, 36
flujo de calor latente, 19, 37
flujo de calor sensible, 37, 39
frías, 98
horas de sol, 122
humedad relativa del aire, 73
húmedo, 67, 84
imágenes, 56
índice de área foliar, 32
lisímetros, 33
lluvias, 32
máscara, 58
método de tanque, 34
métodos combinados, 35
modelo operativo, 42
modelos a escala local, 24
modelos a escala regional, 24
modelos de dos capas, 41
modelos de una capa, 38
modelos semiempíricos, 41
modelos unidimensionales, 36
necesidades hídricas, 23
ósmosis, 30
pampa húmeda, 67
parametrización, 38
parámetros, 43, 73
Penman Monteith, 31
Penman-Monteith FAO, 69
perfiles atmosféricos, 81
porcentaje de vegetación, 61
precipitación, 21
presión, 30

ÍNDICE ALFABÉTICO

- presión de vapor, 26, 37
- proceso físico, 29
- psicrométrica, 47
- radiación, 34
- radiación extraterrestre, 122
- radiación neta, 37
- radiación solar, 25, 71
- radiativo, 47
- raíz cuadrada del error cuadrático
 - medio, 88
- reflectividad, 58
- resistencia del cultivo, 31
- riego, 23
- seco, 84
- sensor, 57
- sensores, 24
- sesgo, 88
- split-window, 58
- subestima, 110
- subhúmedo, 67
- subtropicales, 98
- suelo-agua-planta, 26
- superficie de agua libre, 25, 29
- superficie vegetal, 25
- teledetección, 36
- temperatura, 34
- temperatura aerodinámica, 37
- temperatura de superficie, 36
- temperatura del aire, 25
- temperatura del cultivo, 40, 41
- temperatura radiométrica, 38
- templadas, 98
- transmisividad, 60
- transpiración, 26
- tropicales, 98
- umbrales, 58
- unidad estándar, 114
- validación, 66
- vapor de agua, 60, 81

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R. G., Jensen, M. E., Wright, J. L., Burman, R. D., 1989. Operational estimates of evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81: 650-662.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage paper 56. Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy.
- Aynew, T., 2003. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. *Journal of Hydrology*, 279:83-93.
- Barret, E. C., Curtis, L. F., 1992. Introduction to environmental Remote Sensing. Third edition, Chapman and Hall, London.
- Betts, A., Ball, J., Beljaars, A., Miller, M., Viterbo, P., 1996. The land surface-atmospheric interaction: a review based on observational and global modeling perspectives. *Journal of Geophysical Research*, 101, 7209-7225.
- Boegh, E., Soegaard, H., Thomsen, A., 2002. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment* 79, 329-343.
- Botella, O., Campos, I., 1993. El agua en la planta. *Agronomía del Riego*, Ediciones Mundi-Prensa Universidad de Castilla La Mancha, Madrid, 239-298.
- Brasa, A., 1997. Determinación mediante teledetección de la evapotranspiración en regadíos extensivos. Tesis doctoral, Universidad de Castilla La Mancha, Cuenca 167 pp.
- Brasa, A., Martín de Santa Olalla, F., Caselles, V., Jochum, M., 1998. Comparison of evapotranspiration estimates by NOAA-AVHRR

BIBLIOGRAFÍA

images and aircraft flux measurement in a semiarid region of Spain. *Journal Agricultural Engineering Resources*, 70:285-294.

Brutsaert, W., 1975. The roughness length for water vapor, sensible heat and other scalars. *Journal Atmospheric Science*, 32:2028-2031.

Brutsaert, W., 1984. *Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.

Burman, R., Pochop, L., 1994. *Evaporation, evapotranspiration and climatic data. Developments in Atmospheric Science*, 22, Elsevier, Amsterdam.

Caselles, V., Delegido, J., 1987. A simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images. *International Journal of Remote Sensing*, 8: 1151:1152.

Caselles, V., Hurtado, E., Sobrino, J. A., 1992. Maximum evapotranspiration through NOAA satellite images. Application to La Mancha region, Spain. *Atmospheric Research*, 28: 365-374.

Caselles, V., Artigao, M., Hurtado, E., Coll, C., Brasa, A., 1998. Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: Application to the Barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment*, 63: 1-10.

Caselles, V., Rivas, R., 2001. El SAC-C: Primer satélite Argentino de Observación de la Tierra. *Revista Española de Teledetección* 15: 85-87.

Chandralapa, L., Wimalasuriya, M., 2003. Satellite measurements supplementes with meteorological data to operationally estimate evaporation in Sri Lanka. *Agricultural water management*, 58: 89-107.

BIBLIOGRAFÍA

- Choudhury, B., Monteith, J., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114:373-398.
- Choudhury, B. J., Ahmed, N. U., Idso, S. B., Reginato, R. J., Daughtry, C. S. T. 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Remote Sensing of Environment*, 50: 1-17.
- Coll, C., Caselles, V., 1997. A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, 14:16697-16713.
- De Juan, J. A., Martín de Santa Olalla, F., 1993. El estrés hídrico en las plantas. *Agronomía del Riego*, Ediciones Mundi-Prensa-Universidad de Castilla-La Mancha, Madrid, 125-238.
- Delegido, J., Caselles, V., Hurtado, E., 1991. Determinación a escala regional de la evapotranspiración en: La teledetección en el seguimiento de los fenómenos Naturales. *Recursos Renovables: Agricultura* (Ed. S. Gandía y J. Meliá), Universidad de Valencia, Departamento de Termodinámica, Valencia, 345-370.
- Dingman, L., 1992. *Physical hydrology*. Prentice Hall, second edition, New Jersey, United State of America, 644 pp.
- Doorenbos, J., Pruitt, W., 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage*. Paper FAO 24, Rome.
- Doorenbos, J., Kassam, A., 1986. Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos. *Estudios FAO Serie riego y drenaje* 33, Roma, 212 pp.
- Duffie, J., Beckman, W., 1980. *Solar engineering of thermal processes*. John Wiley and Sons, New York, 109 pp.

BIBLIOGRAFÍA

- Entraigas I., Rivas R., Usunoff E., 2001. Intercepción y Distribución de la Precipitación bajo el Canopeo de Maíz. Revista de la Asociación Argentina de Agrometeorología, Vol. 1, 2 : 89-94.
- Feddes, A., Kowauk, P., Zaradny, H., 1978. Simulation offield water use and crop yield, Simulation Monographs, PUDOC, Wageningen, 189 pp.
- Friedl, M., 1995. Modeling land surface fluxes using a sparse canopy model and radiometric surface temperature measurements. Journal of Geophysical Research, 100 :25435-25446.
- Friedl, M., 2002. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperatur measurements. Remote Sensing of Environment 79, 344-354.
- Gandini, M., Entraigas, I., 1995. Ecoregiones del partido de Azul. UNCPBA, Facultad de Agronomía, 15 pp.
- Gourturbe, J., Lebel, T., Dolman, A., Gash, J., Kabat, P., Kerr, Y., Monteny, B., Prince, S., Stricker, J., Tonga, A., & Wallace, J., 1997. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification, Journal of Hydrology, 189:4-17.
- Goward, S., Xue, Y., Czikowsk, K., 2002. Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements. An exploration with the simplified simple biosphere model. Remote Sensing of Environment, 79:225-242
- Hargreaves, G., Samani, Z., 1985. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. Applied Engineering in Agricultural 1(2):96-99.
- Hupet, F., Vanclooster, M., 2001. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotraspiration. Journal of Hydrology, 243, 192-204.
- Inoue, Y., Moran, M. S., 1997. A simplified method for remote sensing of daily canopy transpiration-a case study with direct measurements of

BIBLIOGRAFÍA

canopy transpiration in soybean canopy, *International Journal Remote Sensing*, 18, (1): 139-152.

INTA, Gobierno de la Provincia de la Pampa, Universidad Nacional de la Pampa, 1980. Inventario Integrado de los Recursos Naturales de La provincia de la Pampa.

Jackson, R. D., Reginato, R. J., Idso, S. B., 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, 13:651-656.

Jensen, M.E.; Haise, H.R., 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage of the American Society of Civil Engineers*, New York. 89: 15-41.

Jensen, M. E., 1974. Consumptive use of water and irrigation water requirements. Rep. Tech. Com. on Irrig. Water Requirements, Irrigation and Drainage Division, American Society of Civil Engineers, 227 pp.

Jensen M. E., Burman R. D., Allen R. G., 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. *ASCE Manual N° 70*, 332 pp.

Jupp, D., 1998. Directional radiance and emissivity measurement models for remote sensing of the surface energy balance. *Environmental Modelling & Software*, 13, 341-351.

Kerdiles, H., Grondona, M., Rodriguez, R., Seguin, B., 1996. Frost mapping using NOAA AVHRR data in the Pampean region, Argentina. *Agricultural and Forest Meteorology* 79: 157-182.

Kruse, E., 1992. Estimación de escurrimientos subterráneos en la cuenca del arroyo del Azul (Buenos Aires). *CIC, Año II, No. 15*: 3-12.

Kustas, W., Jackson, R., Asrar, G., 1989. Estimating surface energy balance components from remotely sensed data. In: G. Asrar (Ed.), *Theory*

BIBLIOGRAFÍA

and Applications of Optical Remote Sensing, New York, Wiley, 578-603.

Kustas, W., 1990. Estimate of evapotranspiration with a one and two layer model of heat transfer over partial canopy cover. *Journal of Applied Meteorology*, 29: 704-715.

Kustas, W., Choudhury, B., Inoue, Y., Pinter, P., Moran, M., Jackson, R., Reginato, R., 1990. Ground and aircraft infrared observations over a partially-vegetated area. *International Journal of Remote Sensing*, 11: 409– 427.

Kustas, W. P., Blanford, J.H. Stannard, D. I., Daughtry, C. S. T., Nichols, W. D., Wertz, M. A., 1994. Local energy flux estimates for unstable conditions using variance data in semiarid rangelands. *Water resources Research*, 30: 1351-1361.

Kustas, W., Goodrich, D., 1994. Preface: *Water Resources Research*, 30 (5):1211-1225.

Kustas W.P., Norman J.M., 1999. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for a partial canopy cover. *Agricultural Forest Meteorology*;94:13-29.

Lagouarde, J. P, 1991. Use of NOAA-AVHRR data combined with a meteorological model for evaporation mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 12: 1853-1864.

Lampinen, M.J., Nojonen, T., 2003. Thermodynamic analysis of the interaction of the xylem water and phloem sugar solution and its significance for the cohesion theory. *Journal of Theoretical Biology*, 224: 285-298.

BIBLIOGRAFÍA

- Linacre, E., 1973. A simpler empirical expression for actual evapotranspiration rates – a discussion. *Agricultural Forest Meteorology*, 11:451–452.
- Lo Seen Chong, D., Mougin, E., Gastellu-Etchegorry, J., 1993. Relating global vegetation index to net primary productivity and actual evapotranspiration over Africa. *International Remote Sensing*, 14: 1517-1546.
- Lorda, H., Benini, Y., 2002. Las zonas agroecológicas de AgroRADAR, Ed. por Spowicz, A. y Coma, C., Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria; Anguil, La Pampa, Argentina.
- Mckenney, M., Rosenberg, N., 1993. Sensivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 64: 81-110.
- Monteith, J. L., 1981. Evaporation and surface temperature. *Quaterly Journal Royal Meteorological Society* 107: 1-27.
- Monteith, J. L., Unsworth, M. H., 1990. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London, second edition, 291 pp.
- Murray, F., 1967. On the computation of saturation vapor pressure. *Journal Applied Meteorology*, 6: 203-204.
- Nagy, M.I., Auge, M.P., 1992. Relación entre el flujo vertical y lateral de agua subterránea. Cuenca del arroyo del Azul. Provincia de Buenos Aires. *Actas III Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 165-170.
- National Oceanic Atmospheric Administration, 1998. *NOAA User's Guide*. Edited by G. Goodrum, K. Kidwell and W. Winston, Suitland.
- Norman, J., Kustas, W., Humes, K., 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional

BIBLIOGRAFÍA

radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77: 263–293.

Penman, H. L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceeding Royal Society London* 193: 120-145.

Price, J., 1982. On the use of satellite data to infer surface fluxes at meteorological scales. *Journal of Applied Meteorology*, 21: 1111-1122.

Price, J., 1989. Quantitative aspects of remote sensing in the thermal infrared. In: G. Asrar (Ed.), *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*, New York, Wiley, 578-603.

Priestley, C., Taylor, R., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2): 81-92.

Reginato, R. J., Jackson, R. D., Pinter, J. P., 1985. Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Remote Sensing Environment*, 18: 75-89.

Rivas, R., Caselles, V., Valor, E., Entraigas, I., 2001. Mapa de emisividad calculado a partir de una imagen Landsat TM sobre un sector de la cuenca del Azul. *Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*, 16:134-160.

Rivas, R., Caselles, V., Coll, C., 2002a. A simple method to calculate the reference evapotranspiration. In: *Advanced International Workshop "Earth observation to estimate evapotranspiration"*, Capri Island, Italy. (http://www.agraria.unina.it/eo_capri2002/ Part 2-1).

Rivas, R., Caselles, V., Valor, E., 2002b. A simple method to calculate reference evapotranspiration: application to the Azul Basin, Buenos Aires, Argentina. *Proceeding of the First International Symposium*

BIBLIOGRAFÍA

on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, 557-559; J. A. Sobrino (Ed), Valencia, España.

- Rivas, R., Caselles, V., Usunoff, R., 2002c. Reference evapotranspiration in the Azul Basin, Argentina. Proceeding of XXXII Congress International Association of Hydrogeology, Groundwater and Human Development, 693-700; Bocanegra E. and Martinez D.(Ed.), Mar del Plata, Argentina.
- Rivas, R., Caselles, V., 2003. La ecuación de Penman-Monteith para su uso con teledetección. Revista Española de Teledetección, 20: 65-72.
- Rivas, R., Caselles, V., 2004. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing –based surface temperature and local meteorological data. Remote Sensing of Environment, 93: 68-76.
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., Deering, D. W., Harlan, J. C., 1974. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation, NASA/GSFC, Type III, Final Report, Grenbelt, MD, 371 pp.
- Rubio E., Caselles V., Badenas, C., 1997. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm waveband. Analysis of two field methods. Remote Sensing of Environment 59: 490-521.
- Sala, J., E. Kruse, Aguglino, R., 1987. Investigación hidrológica de la cuenca del arroyo Azul, provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, La Plata, Informe 37, 235 pp.
- Salisbury J., D’Aria D., 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. Remote Sensing of Environment 42: 83-106.

BIBLIOGRAFÍA

- Salisbury J., D'Aria D., 1994. Emissivity of terrestrial materials in the 3-5 μm atmospheric window. *Remote Sensing of Environment* 47: 345-361.
- Sánchez, T., 1992. Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración. Cuadernos técnicos de la Sociedad Española de Geomorfología, Geofoma Ediciones, Logroño.
- Sandholt, I., Rasmusen, K., Andersen, J., 2002. A simple interpretation of the surface temperature / vegetation index space for assessment of surface moisture status, *Remote Sensing of Enviromenmt*, 79: 213 - 224.
- Schmugge, T., French, A., Kustas, W., 2001. Evapotranspiration estimates using ASTER thermal infrared imagery. In: Proc. of SPIE EurOpto 8th Int. Symp. on Remote Sensing, Toulouse, France, 45.
- Seguin, B., Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensig*, 4: 371-383.
- Sellers, P., Hall, F., Asrar, G., Strebel, D., Murphy, R., 1992. An overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). *Journal of Geophysical Research*, 97 (17): 18345-18371.
- Shaw, E., 1988. *Hydrology in practice*, second edition, London, U.K. Van Nostrand-Reinhold.
- Smith, M., Allen, R. G., Monteith, J. L., Perrier, A., Pereira, L., Segeren, A., 1992. Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements, FAO, Rome, Italy, 54 pp.

BIBLIOGRAFÍA

- Saunders, R. W., Kriebel, K. T., 1988. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 9 (1): 123-150.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate *Geographical Review*, 38: 55-94.
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R., 1957. Instructions and tables for computing the potential evapotranspiration and the water balance. *Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology*, 10, 3: 185-311.
- Turc, L., 1961. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. *Annals of Agronomy*, 12: 13-14.
- Usunoff E., Varni M., Weinzettel, P., Rivas, R., 1999. Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda Argentina. *Boletín Geológico y Minero* 110(4): 391-406.
- Valor E., Caselles, V., 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas. *Remote Sensing of Environment* 57: 167-184.
- Varni, M., Usunoff, E., 1999. Simulation of regional-scale groundwater flow in the Azul River basin, Buenos Aires Province, Argentina. *Hydrogeology Journal* 7(2):180-187.
- Varni, M., Usunoff, E., Weinzettel, P., Rivas, R., 1999. The groundwater recharge in the Azul aquifer, central Buenos Aires Province, Argentina. *Physics and Chemistry of the Earth* 24 (4): 349-352.
- Vermote, E., Tanré, D., Deuzé, J., Herman, M., Morcrette J., 1997. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28 (3): 675-686.

BIBLIOGRAFÍA

- Vidal, A., Perrier, A., 1990. Irrigation monitoring by following the water balance NOAA-AVHRR thermal IR data, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28: 949-954.
- Villalobos, F., Fereres, E., 1990. Evaporation measurements of beneath corn, cotton, and sunflower. Agronomy Journal 82: 1153-1159.
- Weinzettel, P., Usunoff, E., 2001. Cálculo de la recarga mediante aplicación de la ecuación de Darcy en la zona no saturada. En: A. Medina, J. Carrera y L. Vives (Ed.). Las caras del agua subterránea, Serie hidrogeología y aguas subterráneas, Tomo I, 225-232.
- Xue, Y., Sellers, P., Kinter, J., Shukla, J., 1991. A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies. J. Climate, 4, 345-364.
- Xue, Y., Fennessy, M., Sellers, P.J., 1996. Impact of vegetation properties on U.S. weather prediction. Journal Geophysics Resources, 101, 7419-7430.
- Zhan, X., Kustas W. P., Humes, K. S., 1996. An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. Remote Sensing Enviromental, 58: 242-256.