

UNIVERSIDAD CATÓLICA DE LA SANTÍSIMA CONCEPCIÓN

Facultad de Ingeniería

Ingeniería Civil.



**ANALISIS COMPARATIVO DE LA EVAPOTRANSPIRACION
OBTENIDA MEDIANTE DISTINTAS ECUACIONES EMPIRICAS
APLICADAS A LA ZONA AGRICOLA DE CHILLAN.**

MARIA JESUS BOCHETTI VLADILO

INFORME DE PROYECTO DE TITULO PARA OPTAR AL TITULO DE
INGENIERO CIVIL

PROFESOR GUIA: DR. PEDRO TUME ZAPATA.

Concepción, Mayo 2010

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a las personas que hicieron posible que este trabajo llegara a feliz término, y con ello la finalización de mi carrera profesional.

Al Instituto Nacional Agropecuario (INIA) y al departamento de Recursos Hídricos de la Facultad de Ingeniería Agrícola de la Universidad de Concepción que proporcionaron todos los antecedentes meteorológicos que hicieron posible desarrollar esta investigación.

Deseo mencionar especialmente a mi profesor guía, Dr. Pedro Tume Zapata por su ayuda y confianza, sin los cuales no habría sido posible lograr la culminación de este trabajo.

Finalmente agradezco a mi familia por su apoyo incondicional y a Dios por siempre darme la fuerza para seguir adelante.

RESUMEN

Se describen y analizan conceptualmente los métodos empíricos de estimación de la evapotranspiración, Priestley-Taylor, Penman-Monteith FAO 56 Hargreaves-Samani.

Los modelos mencionados se evalúan en el cálculo de la Evapotranspiración de referencia diaria en la zona agrícola de Chillan. El comportamiento de estas ecuaciones se compara con los registros diarios de evapotranspiración de bandeja (Et_oBan) de una serie de 13 años de datos meteorológicos diarios de la estación Chillan de la Universidad de Concepción y de la estación del Instituto Nacional Agropecuario (INIA).

En una primera etapa los métodos fueron comparados de forma gráfica, donde se pudo observar y confirmar a través de la regresión lineal que los métodos que mejor se ajustaban a los valores de evapotranspiración de bandeja, eran Priestley-Taylor en un primer lugar, seguido por Penman Monteith (FAO).

Para poder validar cuál de estos dos modelos era el más adecuado a utilizar, se calculó la Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE) y la Diferencia Relativa (RD). El resultado de estos índices estadísticos para distintas medias móviles, arrojó que el modelo que mejor estima la evapotranspiración de referencia en la zona agrícola de Chillan era el de Priestley-Taylor, el cual entregó como resultado $RMSE = 1,157$ contra un $RMSE=1,252$ de Penman Monteith (FAO).

Finalmente con todo lo anterior se determinó que el modelo que mejor predice el valor de evapotranspiración en la zona agrícola de Chillan es el modelo de Priestley-Taylor, utilizando un coeficiente constante empírica $\alpha = 1,26$.

COMPARISON OF DIFERENT EMPIRICAL EVAPOTRANSPIRATION EQUATIONS APPLIED TO CHILLAN AGRICUTURAL AREA

ABSTRACT

This paper evaluates models Prietsley-Taylor, Penman-Monteith 56 FAO and Hargreaves-Samani for estimating daily reference evapotranspiration in the agricultural area of Chillan. These equations were compared with the daily values of evapotranspiration obtained from pan evaporation (Eto Ban) for 13 years (1996 to 2008). The evaluation was carried out using daily weather data from the meteorological station Chillan of the University of Concepcion and data from the National Institute of Agriculture (INIA).

In a first stage, the methods were compared graphically, where it was observed and confirmed by linear regression that the methods that best matched with the pan evapotranspiration, were Priestley-Taylor in the first place, followed by Penman Monteith (FAO).

In order to validate which of these two models was most appropriate for use, we calculated the root mean square error (RMSE) and Relative Difference (RD). The results of these statistical indices for different moving averages showed that the model that best estimates the evapotranspiration in the agricultural area of Chillan was Priestley and Taylor, which gained as a result $RMSE = 1.157$ against $RMSE = 1.252$ of Penman Monteith (FAO).

Finally with all the above it was determined that the model that best predicts the value of evapotranspiration in the agricultural area of Chillan is the model of Priestley-Tylor, usin the using the constant $\alpha = 1.26$.

INDICE GENERAL

1	INTRODUCCION	1
1.1	Objetivos	3
1.1.1	Objetivos Generales.....	3
1.1.2	Objetivos Específicos	3
2	MARCO TEORICO.....	4
2.1	Conceptos Generales	4
2.1.1	Evaporación.....	4
2.1.2	Transpiración.....	5
2.1.3	Evapotranspiración	7
2.2	Métodos de Cálculos de la Evapotranspiración	12
2.2.1	Métodos de balance de energía	12
2.2.2	Métodos Climatológicos	14
2.3	Medida de la Evapotranspiración	20
2.3.1	Lisímetros.....	20
2.3.2	Tanque de Evaporímetro.....	22
2.4	Estado del Arte.....	24
2.4.1	Estado del arte a nivel global.	24
2.4.2	Estado del arte a nivel local.	25
3	MARCO FISICO	27
3.1	Ubicación del lugar de estudio	27
3.2	Información Meteorológica	29
4	METODOLOGIA	30
4.1	Modelo Penman Monteith FAO (PM-F)	30
4.2	Modelo Priestley - Taylor (P-T).....	33
4.3	Hargreaves - Samani (H-S).....	33
4.4	Procedimiento de Comparación y Validación	34
4.5	Software Utilizado para el Desarrollo del Estudio	35
5	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	36

5.1	Determinación Empírica de la Evapotranspiración.....	36
5.1.1	Cálculo de ET_o mediante el método de Penman Monteith FAO (PM-F).....	36
5.1.2	Cálculo de ET_o mediante el método de Priestley - Taylor (P-T).....	42
5.1.3	Cálculo de ET_o mediante el método de Hargreaves - Samani (H-S).....	44
5.1.4	Determinación de la Evapotranspiración de Referencia obtenida con la Bandeja de Evaporación.....	45
5.2	Comparación de los Modelos.....	46
5.3	Análisis de Regresión.....	50
6	CONCLUSIONES.....	54
7	BIBLIOGRAFIA.....	55
	ANEXO 1.....	59

INDICE DE FIGURAS

Figura 1	Movimiento del agua en una planta durante el proceso de transpiracion	6
Figura 2	Balance de agua en el suelo de la zona radicular.....	7
Figura 3	Reparticion de la evapotranspiracion en evaporacion y transpiracion durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual.	8
Figura 4	Volumen de control en un tanque de evaporacion definido para el calculo de la evaporacion	12
Figura 5	Principales tipos de lisímetros.	22
Figura 6	Evaporímetro de Bandeja clase A.	23
Figura 7	Ubicación geografica de la zona en estudio	28
Figura 8	Comparación gráfica de la evapotranspiración de referencia del modelo Penman Monteith FAO con evapotranspiración de bandeja.	46
Figura 9	Comparación gráfica de la evapotranspiración de referencia del modelo Hargreaves- Samani con evapotranspiración de bandeja.	47
Figura 10	Comparación gráfica de la evapotranspiración de referencia del modelo Priestley-Taylor con evapotranspiración de bandeja.	48

Figura 11 Comparación grafica de la evapotranspiración de referencia de los modelos Penman Monteith FAO, Hargreves y Samani y Priestley-Taylor con evapotranspiración de bandeja.	49
Figura 12 Evapotranspiración de referencia estimada, para un promedio de 7 días móviles obtenida con los modelos Penman Monteith FAO en una representación 1:1 con la evapotranspiración de bandeja con un coeficiente de bandeja 0,85 durante el periodo 1998-2008.	51
Figura 13 Evapotranspiración de referencia estimada, para un promedio de 7 días móviles obtenida con los modelos Hargreves-Samani en una representación 1:1 con la evapotranspiración de bandeja con un coeficiente de bandeja 0,85 durante el periodo 1998-2008.	52
Figura 14 Evapotranspiración de referencia estimada, para un promedio de 7 días móviles obtenida con los modelos Priestley-Taylor en una representación 1:1 con la evapotranspiración de bandeja con un coeficiente de bandeja 0,85 durante el periodo 1998-2008.	52

INDICE DE TABLAS

Tabla 1 Indicadores de Ajuste.	50
-------------------------------------	----

INDICE DE ANEXO 1

Cuadro 1 Radiación extraterrestre diaria (R_a) para diferentes latitudes para el día 15vo del mes.....	58
--	----

CAPITULO I

1 INTRODUCCION

La evapotranspiración de referencia (ET_o) es un componente clave en los estudios hidrológicos. Se utiliza para la planificación agrícola y urbana, la programación de riego, estudios de balance de agua, y en zonificación agroclimática (Samani, 2000).

La ausencia de mediciones de ET_o hacen necesaria la aplicación de modelos empíricos para su estimación, con el fin de desarrollar modelos hidrológicos de balance de masa en una cuenca.

Las estimaciones de ET_o son ampliamente utilizadas en la ingeniería de riego para definir las necesidades de agua de los cultivos. Estas estimaciones se utilizan en el proceso de planificación de los sistemas de riego a ser desarrollados, y también en el manejo de la distribución de agua en los sistemas existentes (Droogers & Allen, 2002).

Por lo anterior es de gran importancia una buena estimación de la evapotranspiración real (ET_r), debido a que sus valores son preponderantes para determinar el balance hídrico general (Goehring Hube, 1989).

Dado que existen diferentes métodos para el cálculo de la ET_o , la evaluación de estos métodos es el primer paso antes de usarlos (Xiaoying & Erda, 2005). Se han desarrollado muchos modelos basados en datos meteorológicos, los cuales permiten estimar la ET_o bajo diferentes climas y condiciones geográficas. Entre estos modelos, Penman-Monteith FAO 56 (PMF-56) se presentó como un modelo estándar para estimar ET_o (Allen et al., 1998). La mayor limitación que presenta el modelo PMF-56, es que requiere muchos datos meteorológicos, lo que limita su aplicación en zonas donde existe escases de datos, debido al alto costo de dotar a las estaciones meteorológicas de instrumentación para la medición de estos, esencialmente en los países en desarrollo. Por lo tanto, es necesario la aplicación

de modelos mas simples, que necesiten parámetros que puedan ser fácilmente medidos desde las estaciones meteorológicas (Tabari, 2009).

Dentro de los modelos simples para el cálculo de la ET_o se encuentra el de Priestley-Taylor (P-T) que es una versión simplificada del modelo (PMF-56). Hargreaves-Samani (H-S) también presentan un modelo simple para el cálculo de la ET_o , el cual solo requiere datos de temperatura y latitud del lugar (Samani, 2000).

La ciudad de Chillan, se encuentra en una zona de gran desarrollo agrícola, por lo que diagnosticar las necesidades de agua de los cultivos de la región es de gran importancia y para ello la evapotranspiración resulta una variable fundamental. Ademas es una zona dotada de recursos hídricos, por lo cual la correcta determinación de la ET_o se hace necesaria al momento de realizar estudios hidrológicos.

En este trabajo se pretende determinar qué modelo empírico presenta mayor validez y mayor ajuste en la zona de estudio (Chillán). Esta evaluación se realiza mediante la aplicación de métodos simples de estimación de la evapotranspiración y la comparación con registros diarios. Con esto se espera contar con una herramienta que nos de seguridad a la hora de necesitar obtener a través de un método empírico esta variable.

Los modelos que se evalúan en este trabajo son PMF-56, H-S y P-T anteriormente mencionados.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivos Generales

Evaluar el comportamiento de tres modelos empíricos de estimación de la evapotranspiración, a través de su aplicación y comparación con registros de evaporación, para identificar aquel modelo que presenta el mejor comportamiento en la zona agrícola de Chillan.

1.1.2 Objetivos Específicos

- 1.- Identificar las variables meteorológicas que necesita cada modelo para su aplicación.
- 2.- Aplicar los métodos empíricos a la zona agrícola de Chillan.
- 3.- Analizar y Comparar los resultados obtenidos con registros de evapotranspiración.
- 4.- Evaluar el comportamiento de cada modelo, con datos desde bandeja de evaporación (Et_oBan).

CAPITULO II

2 MARCO TEORICO

2.1 Conceptos Generales

2.1.1 Evaporación

La evaporación es el proceso físico por el cual el agua que se encuentra en estado líquido pasa al estado gaseoso. Para que el cambio de estado se produzca, se necesita de un calor de aproximadamente 600 calorías por cada gramo de agua evaporada.

El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada (Allen et al., 1998).

Algunos de los factores meteorológicos más importantes que afectan a la evaporación son:

- *Radiación Solar*: La evaporación es la conversión de agua en vapor de agua. Este proceso se lleva a cabo casi sin interrupción durante las horas de luz del día y, a menudo también durante la noche. Para cambiar el estado de las moléculas de agua de líquido a gas se requiere de energía (conocida como el calor latente de vaporización), por lo cual el proceso es más activo bajo la radiación directa del sol. De ello se deduce que los días nublados el proceso de evaporación será más lento, debido a que las nubes no permiten el paso total de la radiación solar hacia la superficie terrestre.
- *Viento*: Cuando el agua se evapora en la atmósfera la capa límite entre la tierra y el aire se satura completamente. Esta capa debe ser removida y continuamente reemplazada por aire seco para que pueda continuar el proceso de evaporación. Este movimiento del aire en la capa límite depende del viento y de su velocidad.
- *Humedad Relativa*: A medida que aumenta la humedad del aire, su capacidad de absorber más vapor de agua disminuye por lo que la tasa de evaporación disminuye. Si la capa límite de aire saturado es reemplazada por aire igualmente saturado o con niveles altos de humedad no se podrá mantener la velocidad de evaporación; solo se mantendrá si el aire entrante es más seco que el aire que se desplaza.

- *Temperatura:* Como se menciona anteriormente para que suceda la evaporación es necesario una entrada de energía. De ello se deduce que si las temperaturas ambientes del aire y del suelo son altas, la evaporación sucederá con mayor rapidez que si son bajas. Dado de que la capacidad del aire para absorber vapor de agua aumenta a medida que la temperatura se eleva podemos decir que la temperatura del aire tiene un efecto doble en el proceso de evaporación, mientras que la temperatura del suelo y del agua tiene solo efectos directos (Viessman & Lewis, 2003).

2.1.2 Transpiración

Es el proceso por el cual el agua, absorbida desde el suelo, por la vegetación pasa a la atmósfera en forma de vapor.

Las diferencias de concentración entre la savia de las células de la raíz de una planta y el agua en el suelo, causan una presión osmótica capaz de mover el agua del suelo a través de la membrana de la raíz hacia las células de ésta. El agua es transportada a través de la planta al espacio intercelular dentro de las hojas. El aire entra a la hoja a través de los estomas, y los cloroplastos en el interior de la hoja usan el dióxido de carbono del aire y una pequeña porción del agua disponible para producir los carbohidratos necesarios para el crecimiento de la planta (fotosíntesis). Al entrar el aire a la hoja, parte del agua escapa a través de las estomas abiertos (Figura 1). Este es el proceso de transpiración. (Goehring Hube, 1989).

La transpiración es básicamente un proceso mediante el cual el agua se evapora de los espacios aéreos en las hojas de la planta. Por lo tanto, está controlada fundamentalmente por los mismos factores que dominan la evaporación, es decir, la radiación solar, temperatura, velocidad del viento, y los gradientes de presión de vapor. Además, la transpiración se ve afectada en alguna medida por el tipo de planta y su densidad.

Cuando el contenido de humedad del suelo se reduce hasta el punto de marchitez (etapa en la que las plantas se marchitan y no se recuperan en un ambiente húmedo), también afecta a la transpiración. Los efectos de la disminución de la humedad del suelo por encima del

punto de marchitez no están claramente establecidos. Sin embargo, parece que mientras la humedad del suelo se encuentra entre los límites del punto de marchitez y la capacidad de campo (Contenido de humedad que alcanza el suelo cuando no puede absorber más agua de forma natural de la lluvia), la transpiración no es materialmente afectada.

La transpiración ocurre casi en su totalidad en el día bajo la radiación solar. Por la noche, los poros o estomas de las plantas se cierran y un porcentaje muy pequeño de humedad se libera desde la superficie de la planta (Wilson, 1990).



Figura 1 *Movimiento del agua en una planta durante el proceso de transpiración.* (www.meted.ucar.edu)

En la Figura 2 se presenta el balance de agua en el suelo de la zona radicular, en el se pueden ver los flujos de agua que entran y salen de la zona radicular del cultivo dentro de un determinado periodo de tiempo (Allen et al., 1998).

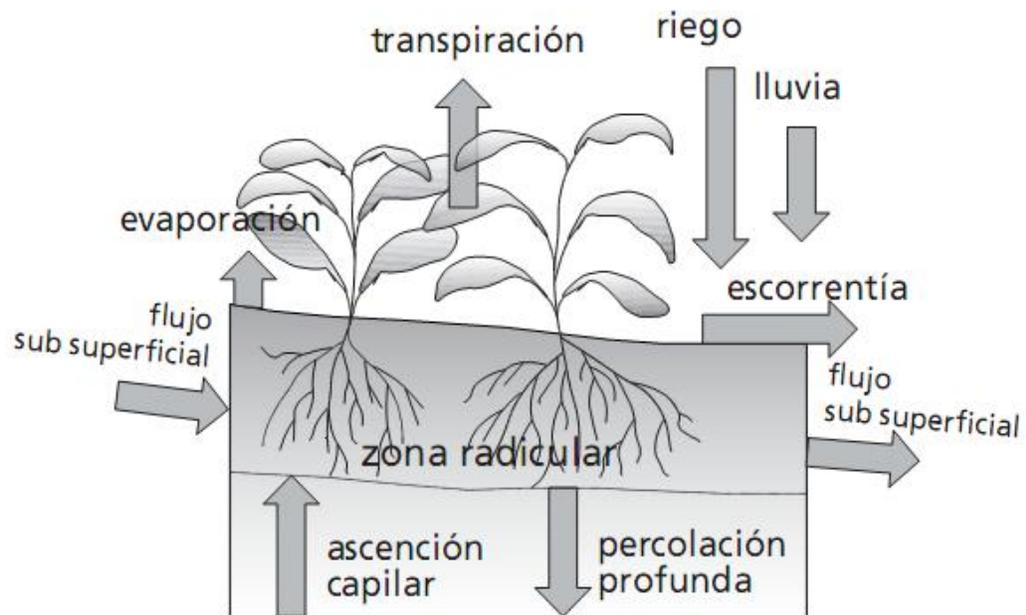


Figura 2. Balance de agua en el suelo de la zona radicular.

2.1.3 Evapotranspiración

La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay forma sencilla de distinguir cuanto vapor de agua es producido por cada uno de los dos procesos. Por ello se usa el término Evapotranspiración (ET) que engloba el proceso de transferencia de agua a la atmósfera tanto por acción de las plantas como por evaporación directa desde suelo.

En 1948, Thornthwaite por un lado y Penman, por otro, definieron el concepto de evapotranspiración potencial (ET_p), que expresaba de forma más exacta la transferencia de agua máxima entre la superficie terrestre y la atmósfera. Después de varias décadas, Doorenbos y Pruitt (1975 y 1977) expresaron una nueva definición de la evapotranspiración, que fue la Evapotranspiración de referencia (ET_0). Allen (1994) da una nueva definición de la evapotranspiración de referencia y expone los nuevos objetivos a cubrir en las líneas de investigación de la evapotranspiración. En todos los casos se desarrollan modelos y expresiones matemáticas de una evapotranspiración que difiere de la

evapotranspiración real (ET_r) que ocurre en una región; estas diferencias se deben, sobre todo, a la disponibilidad de agua en las superficies (Tuñón, 2000).

En un cultivo la proporción de evaporación y transpiración cambia según las diferentes fases de desarrollo y crecimiento. Así, cuando el cultivo está en las primeras fases de desarrollo predomina el suelo desnudo, y el principal proceso es el de evaporación. Al desarrollarse el cultivo va cubriendo progresivamente el suelo hasta alcanzar la cobertura máxima. Cuando el cultivo llega a cubrir totalmente el suelo, la transferencia de agua a la atmósfera se deberá fundamentalmente a la transpiración.

En la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se presenta la evapotranspiración dividida en sus dos componentes (evaporación y transpiración) en relación con el área foliar por unidad de superficie de suelo debajo de él. En el momento de la siembra, casi el 100% de la ET ocurre en forma de evaporación, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más del 90% de la ET ocurre como transpiración (Allen et al., 1998).

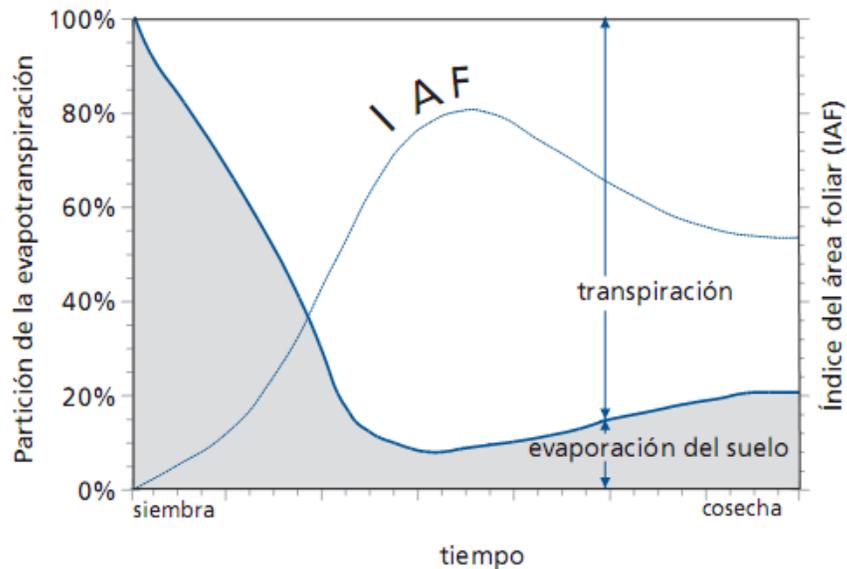


Figura 3. Repartición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual.

La Evapotranspiración es afectada por distintos factores:

- *Variables Climáticas:* Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, la velocidad del viento, la temperatura del aire, y la humedad atmosférica.
- *Factores de Cultivo:* El tipo de cultivo, la variedad y la etapa de desarrollo deben ser considerados cuando se evalúa la evapotranspiración de cultivos que se desarrollan en áreas grandes y bien manejadas.
- *Manejo y condiciones ambientales:* Los factores tales como salinidad o baja fertilidad del suelo, uso limitado de fertilizantes, presencia de estratos duros o impenetrables en el suelo, ausencia de control de enfermedades y de parásitos y el mal manejo del suelo pueden limitar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración (Wilson, 1990).

2.1.3.1 Evapotranspiración Potencial (ETp)

El concepto de evapotranspiración potencial fue definido en forma paralela en 1948 tanto por Thornthwaite como por Penman.

Thornthwaite definió ETp como la pérdida de agua que ocurriría al tener el suelo a la humedad adecuada en todo tiempo, es decir, si en ningún momento existiera una diferencia de agua en el suelo para el uso de la vegetación.

Para Penman la evapotranspiración Potencial es el consumo de agua de un cierto cultivo de poca altura que cubre totalmente el suelo y no presenta déficit hídrico.

A pesar que existen algunas variaciones de la definición, evapotranspiración potencial (ETp) en general puede ser definida como la cantidad de agua que se podría evaporar y transpirar de una superficie de vegetación, sin más restricciones que la demanda atmosférica (Jensen, et al., 1990).

Desde entonces este concepto es ampliamente utilizado, y a tomado una gran importancia para los estudios geográficos sobre climatología mundial y, en general, en las investigaciones hidrológicas y en las predicciones de necesidades de agua para la agricultura, tanto en secano como en regadío. Así, es frecuente ver clasificaciones de índices de aridez en función de la precipitación-ET_p. También se usa como variable en correlaciones para estimar el rendimiento de los cultivos (William, 1972).

2.1.3.2 Evapotranspiración de referencia (ET_o)

Dado que el concepto de (ET_p) es difuso, pues cada tipo de planta evapotranspira una cantidad de agua diferente, la Organización Mundial de las Naciones Unidas para la Alimentación y Agricultura (FAO) en su Guía para las necesidades hídricas de los cultivos, de Doorembos y Pruitt (1975, 1977) adopta el concepto de evapotranspiración de referencia.

Esta evapotranspiración de cultivos es ampliamente aceptada por todos los colectivos agrícolas para las prácticas agrarias, proyectos e investigaciones.

La evapotranspiración de referencia se define como la tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua, y se denomina ET_o. La superficie de referencia corresponde a un cultivo hipotético de pasto con características específicas.

El concepto de evapotranspiración de referencia se introdujo para estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo, y de las prácticas de manejo. Debido a que hay una abundante disponibilidad de agua en la superficie de evapotranspiración de referencia, los factores del suelo no tienen ningún efecto sobre ET.

El concepto de una superficie de referencia fue introducido con el fin de obviar la necesidad de definir los parámetros únicos de evaporación para cada cultivo y etapa de crecimiento. Los valores de evapotranspiración de los diferentes cultivos se relacionan con

la evapotranspiración de la superficie de referencia (ET_0) por medio de los coeficientes de cultivo.

El pasto, así como la alfalfa, es un cultivo muy bien estudiado con respecto a sus características aerodinámicas y superficiales y es aceptado ampliamente como superficie de referencia.

Para evitar los problemas que conllevan los trabajos de calibración local que requerirían exigentes y costosos estudios, se ha seleccionado un cultivo hipotético de referencia.

La consulta a expertos de la FAO sobre la revisión de las metodologías recomendadas por la FAO para el cálculo de los requerimientos de agua de los cultivos, presento la siguiente definición inequívoca para la superficie de referencia:

«Un cultivo hipotético de referencia con una altura asumida de 0,12 m, una resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23.»

La superficie de referencia se asemeja a una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente, sombreando totalmente la tierra y con un adecuado aporte de agua (Allen, Pereira, Smith, & Raes, 1998).

2.1.3.3 Evapotranspiración Real (E_{Tr})

La evapotranspiración real es aquella que ocurre en las condiciones reales en que se encuentra el suelo.

Esta es más difícil de calcular que la evapotranspiración potencial, ya que además de las condiciones atmosféricas consideradas en la determinación de la evapotranspiración potencial, envuelve la magnitud de las reservas de humedad del suelo y los requerimientos de los cultivos. Muchos autores indican que el nivel de humedad del suelo y la demanda de evaporación de la atmósfera determinan el grado de evaporación real (Goehring Hube, 1989).

La evapotranspiración real de un cultivo, en cierto momento de su ciclo vegetativo, puede expresarse como:

$$ET_r = ET_o \times k \quad (2.1)$$

Dónde:

k : Coeficiente que corrige por la fase vegetativa del cultivo y por el nivel de humedad en el suelo.

2.2 Métodos de Cálculos de la Evapotranspiración

Existen diversos métodos empíricos para estimar la evapotranspiración, a continuación se nombran los métodos más usados.

2.2.1 Métodos de balance de energía

Para entender la teoría de estos métodos se deben definir algunos conceptos básicos de meteorología.

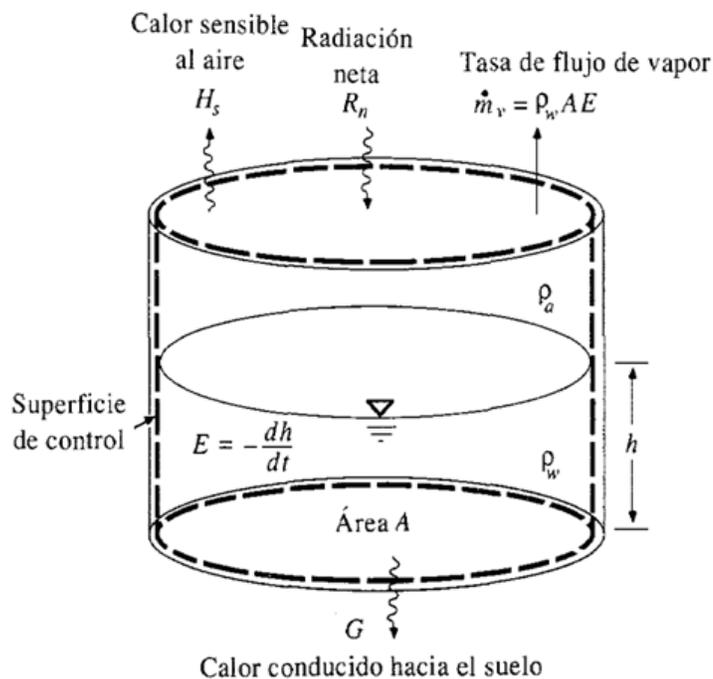


Figura 4. Volumen de control en un tanque de evaporación definido para el cálculo de la evaporación (Chow, 1994).

El balance de energía calórica en un sistema hidrológico puede aplicarse al agua dentro del volumen de control como:

$$\frac{dH}{dt} - \frac{dW}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c.} \left(e_u + \frac{1}{2} V^2 + gz \right) \rho dV \quad (2.2)$$

$$+ \iint_{s.c.} \left(e_u + \frac{1}{2} V^2 + gz \right) \rho \mathbf{V} \cdot \mathbf{dA}$$

Donde dH/dt es la tasa de entrada de calor al sistema desde fuentes externas, dW/dt es la tasa de trabajo hecho por el sistema (cero en este caso), e_u es la energía calórica específica interna del agua y los términos en la parte derecha de la ecuación son, respectivamente, la tasa de cambio de la energía calórica movida a través de la superficie de control por el flujo de agua. Debido a que $V=0$ para el agua en el tanque de evaporación y la tasa de cambio de su elevación z es muy pequeña, (2.2) se puede simplificar a

$$\frac{dH}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c.} e_u \rho_w dV \quad (2.3)$$

Considerando un área unitaria en la superficie de agua, la fuente de energía calórica es el campo de flujo neto de radiación R_n , medida en vatios por metro cuadrado; el agua suministra un campo de flujo de calor de suelo G a la superficie de suelo, luego $dH/dt = R_n - H_s - G$. Si se supone que la temperatura del agua dentro del volumen de control es constante en el tiempo, el único cambio en el calor que se almacena dentro del volumen de control es constante en el tiempo, el único cambio en el calor que se almacena dentro del volumen de control es el que se produce en la energía interna del agua evaporada, el cual es igual a $l_v \dot{m}_v$, donde l_v es el calor latente de vaporización. Luego (2.3) puede ser reescrita como:

$$R_n - H_s - G = l_v \dot{m}_v \quad (2.4)$$

Donde la tasa del flujo de masa de evaporación se puede escribir como:

$$\dot{m}_v = \rho_w A E \quad (2.5)$$

Sustituyendo para \dot{m}_v de (2.5) con $A=1 \text{ m}^2$, (2.5) puede resolverse para E:

$$E = \frac{1}{l_v \rho_w} (R_n - H_s - G) \quad (2.6)$$

Que es la ecuación de balance de energía para evaporación. Si el campo de flujo de calor sensible H_s y el campo de flujo de calor de suelo G equivalen a cero, entonces la tasa de evaporación E_r puede calcularse como la tasa a la cual toda a radiación neta de entrada se absorbe por la evaporación (Chow, 1994):

$$E_r = \frac{R_n}{l_v \rho_w} \quad (2.7)$$

2.2.2 Métodos Climatológicos

A continuación se nombran algunos de los métodos más comunes:

- *Método de Thornthwaite*

Thornthwaite (1948) desarrollo una ecuación empírica basada en la temperatura para la determinación de la evapotranspiración potencial mensual en mm. Esta ecuación se expresa de la siguiente forma:

$$ET_p = 1.6 \left(\frac{l_1}{12} \right) \left(\frac{N}{30} \right) \left(\frac{T}{I} \right)^{a_1} \quad (2.8)$$

Donde:

- l_1 : Número de horas reales de sol al día. Este valor puede ser obtenido a través de tablas.
- N : Número de días al mes.

T : Temperatura media mensual ($^{\circ}\text{C}$)

a_1 se define como : $a_1 = 6.75 \times 10^{-7}I^3 - 7.7 \times 10^{-5}I^2 + 1.79 \times 10^{-2}I + 0.49$

I : Índice de calor obtenido de los 12 índices mensuales (i), obtenidos a partir de: $i = \left(\frac{T_a}{5}\right)^{1.514}$

- *Método de Blaney – Criddle*

Este método fue desarrollado en 1950 para condiciones existentes en el oeste de los Estados Unidos, pero su uso se ha generalizado en regiones de distintas latitudes por su facilidad de cálculo (Goehring Hube, 1989). Este método permite estimar la evapotranspiración mensual de cultivos agrícolas y de algunos tipos de vegetación natural, suponiendo que depende solamente de la temperatura, del número de horas del sol y del tipo de cultivo o vegetación.

La relación que propone es:

$$ET = k p(0.46T + 8.13) = k f \quad (2.9)$$

Donde:

k : Coeficiente empírico real mensual (mm).

p : Porcentaje medio diario de las horas de luz diurna. Depende de la latitud y del mes del año.

T : Temperatura media mensual ($^{\circ}\text{C}$)

f : Factor mensual de uso consuntivo del agua.

Si se omite el factor k , se obtendrá la evapotranspiración potencial, para el mes considerado.

La organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) realizó una adaptación de la fórmula de Blaney – Criddle para calcular la evapotranspiración de un cultivo referencia (Allen et al., 1998).

- *Método de Hargreaves-Samani*

En el año 1975 Hargreaves publica la siguiente fórmula para estimar la evapotranspiración de referencia (ET_0) diaria en mm (Hargreaves et al., 2003):

$$ET_0 = 0.0135 R_S (T_{media} + 17.8) \quad (2.10)$$

Donde:

R_S : Radiación solar que llega a nivel del suelo (mm/día).

T_{media} : Temperatura media diaria (°C).

Más tarde Hargreaves y Samani propusieron la siguiente expresión para la radiación solar que llega a nivel del suelo (Hargreaves et al., 2003), (Samani, 2000):

$$R_S = \alpha R_a \sqrt{TD} \quad (2.11)$$

Donde:

α : Coeficiente empírico.

R_a : Radiación extraterrestre al tope de la atmósfera (mm/día).

TD : Diferencia entre la temperatura máxima y mínima diaria (°C).

Posteriormente en 1985 se combinaron las ecuaciones (2.10) y (2.11) y se utilizó un factor $\alpha = 0.16$, obteniendo:

$$ET_0 = 0.0022 R_a (T_{media} + 17.8) \sqrt{TD} \quad (2.12)$$

Finalmente los autores recomendaron que el coeficiente se incrementara a 0.0023. Con lo cual la ecuación ajustada es (Hargreaves et al., 2003):

$$ET_o = 0.0023 R_a (T_{media} + 17.8)\sqrt{TD} \quad (2.13)$$

- *Método de Turc*

En 1954 Turc propuso un método sencillo, basado en la temperatura y la precipitación. La fórmula de Turc para obtener la evapotranspiración anual en mm, se expresa como (Tuñón, 2000):

$$ET = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L}\right)^2}} \quad (2.14)$$

Donde:

P : Precipitación media anual (mm).

L : Es una función de T
 $L = 300 + 25T + 0.05T^3$

T : Es función de la temperatura (t)

$$T = \frac{\sum_i^{12} t_i \times P_i}{\sum_i^{12} P_i}$$

- *Método de Jensen-Haise*

Jensen y Haise (1963) recopilaron datos de regiones áridas del oeste de los Estados Unidos y desarrollaron una ecuación para estimar la evapotranspiración potencial en mm/día, basada en la radiación y la temperatura (Tuñón, 2000):

$$ET = R_s(0.025T + 0.08) \quad (2.15)$$

Donde:

T : Temperatura media diaria (°C).

R_s : Redición total (mm de agua).

- *Método de Penman modificado por Monteith (FAO)*

La formula de Penman y todas las modificaciones que se han hecho están basadas en la combinación del balance de energía (radiación) y la ecuación de transporte aerodinámico (viento y humedad) teniendo en cuenta que las informaciones para su utilización son posibles de obtener de los datos meteorológicos.

En el año 1948 Penman fue el primero en desarrollar un método combinado que consideraba tanto las fuentes de energía debidas a la radiación como el transporte de vapor de agua a partir de una superficie (Penman, 1948).

El método de Penman ha sido ampliamente utilizado para cálculos de ET_p .

Posteriormente Monteith introdujo los términos de resistencia al método de Penman de modo que llego a la siguiente ecuación tanto para condiciones optimas como limitadas de suministro hídrico (Monteith, 1965).

La ecuación combinada de Penman-Monteith es:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (2.16)$$

Donde:

R_n : Radiación neta sobre la superficie.

G : Flujo de calor del suelo.

ρ_a : Densidad media del aire a presión constante.

$(e_s - e_a)$: Flujo de calor latente desde la superficie.

c_p : Calor específico del aire.

Δ : Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T.

r_s y r_a : Resistencia superficial (total) y aerodinámica.

El enfoque de Penman-Monteith incluye todos los parámetros que gobiernan el intercambio de energía y el flujo de calor (evapotranspiración) de grandes extensiones uniformes de vegetación. La mayoría de los parámetros son medidos o pueden calcularse fácilmente de datos meteorológicos. La ecuación se puede utilizar para el cálculo directo de la evapotranspiración de cualquier cultivo pues las resistencias superficial y aerodinámica son específicas para cada cultivo.

Un panel de expertos e investigadores en riego fue organizado por la FAO en mayo de 1990, en colaboración con la Comisión Internacional para el Riego y Drenaje y con la Organización Meteorológica Mundial, con el fin de revisar las metodologías previamente propuestas por la FAO para el cálculo de los requerimientos de agua de los cultivos y para elaborar recomendaciones sobre la revisión y la actualización de procedimientos a este respecto. Este panel recomendó la adopción del método combinado de Penman- Monteith como nuevo método estandarizado para el cálculo de la evapotranspiración de la referencia y aconsejó sobre los procedimientos para el cálculo de los varios parámetros que la formula incluye. El método FAO Penman-Monteith fue desarrollado haciendo uso de la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0,12 [m], con una resistencia superficial de $70 [s m^{-1}]$ y un albedo de 0,23 y que representa a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y adecuadamente regado (Allen, et al., 1998).

El método de FAO Penman-Monteith para estimar ET_o se expresa:

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2.17)$$

Todos los términos han sido definidos previamente.

- *Método de Priestley – Taylor*

En 1972 Priestley y Taylor mostraron que:

$$ET_o = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \quad (2.18)$$

Este modelo es semiempírico y debe tomarse como una simplificación del método de Penman, en donde se eliminan los términos aerodinámicos.

Tomando una serie de datos fiables a partir de diversas superficies bien dotadas de agua, Priestley y Taylor obtuvieron valores de α entre 1.08 y 1.34 con una media aproximada de 1.26 que es la recomendada para los cálculos de ET_o (Xiaoying & Erda, 2005).

2.3 Medida de la Evapotranspiración

Existen varios métodos, llamados también métodos directos, para poder medir la evapotranspiración potencial. Los más comúnmente usados son los siguientes:

2.3.1 Lisímetros

Un lisímetro es un gran recipiente que encierra una determinada porción de suelo con superficie desnuda o con cubierta vegetal, ubicado en campo para representar condiciones naturales y que se utiliza para determinar la evapotranspiración de un cultivo en crecimiento, de una cubierta vegetal de referencia, o la evaporación de un suelo desnudo (Aboukhaled, et al., 1986).

Los lisímetros pueden ser divididos en dos grandes grupos, los lisímetros de pesada y los de drenaje, dentro de los de drenaje se pueden encontrar con o sin succión, la diferencia entre estos es que los de drenaje sin succión recolectan el agua del suelo que se filtra naturalmente hacia abajo por los suelos, es decir, el agua que se mueve por efecto de la gravedad y en los lisímetros de drenaje con succión se aplica una succión para extraer el agua del suelo despacio a través de un material poroso (Figura 5).

Los lisímetros fueron diseñados para recoger el agua de infiltración, y los de pesada, (mucho más costosos que los de drenaje), fueron concebidos para el cálculo de la evapotranspiración. El lisímetro de pesada se apoya sobre un sistema hidráulico o una balanza de precisión. Los lisímetros de drenaje tienen una salida en el fondo, de manera que el agua que se infiltra es recogida en un recipiente que se pueda aforar (Tuñón, 2000).

La gran diferencia entre ambos lisímetros es que los de drenaje miden la evapotranspiración de forma indirecta, resolviendo la ecuación de balance del suelo, mientras en los de pesada la evaporación se mide directamente, y según la exactitud de la balanza puede dar precisiones de hasta 0,1mm (Gee & Hillel, 1988).

Para la utilización de los lisímetros se deben tener las siguientes precauciones:

- Se deben mantener las condiciones naturales que tendría el cultivo si creciera libremente en el suelo.
- El campo adyacente al lisímetro debe someterse a idéntico manejo que el que se encuentra en el instrumento.
- El borde del lisímetro debe ser tan pequeño como sea posible a objeto de equilibrar el flujo de calor y temperatura del suelo entre el lisímetro y el terreno adyacente.
- Para los lisímetros de pesada, el mecanismo de pesada se sugiere que dentro de lo posible sea electrónico y de reducido tamaño.



Lisímetro de drenaje sin succión.

Lisímetro de pesada.



Lisímetro de drenaje con succión.

Figura 5. Principales tipos de Lisímetros.
(www.meted.ucar.edu)

2.3.2 Tanque de Evaporímetro

Es uno de los métodos directos más usados para determinar la evaporación de agua. Hay muchos tipos de evaporímetros, llamados también bandejas, cubetas o tanques de evaporación (Goehring Hube, 1989).

El tanque evaporímetro más usado es el llamado clase A, este tiene una forma circular de 122 cm de diámetro y 25 cm de profundidad. Es de hierro galvanizado (calibre 22) y se sitúa sobre una plataforma de madera de 15 cm de altura sobre el suelo; debiendo ser la superficie donde se asienta horizontal (Figura 6).

El tanque evaporímetro clase A permite estimar los efectos integrados del clima (Radiación, temperatura, viento y humedad relativa), en función de la evaporación registrada de una superficie de agua libre de dimensiones estándar.

El nivel del agua de tanque debe ser medido diariamente y la evaporación se calcula como la diferencia entre los niveles observados, ajustados por cualquier precipitación medida en una estación pluviométrica. Alternativamente se puede agregar agua todos los días para empezar con un nivel fijo (Goehring Hube, 1989).

La evapotranspiración se relaciona con la evaporación obtenida del tanque evaporímetro clase A, a través de un coeficiente K_{BAN} .

$$ET_O = K_{BAN} \times E \quad (2.17)$$

Donde:

ET_O : Evapotranspiración potencial (mm/día).

K_{BAN} : Coeficiente empírico de tanque.

E : Evaporación libre de tanque clase A (mm/día).

Existe una metodología alternativa propuesta por FAO para determinar la evapotranspiración potencial a partir de registros de evaporación de tanque clase A.



Figura 6. *Evaporímetro de Bandeja clase A.*

2.4 Estado del Arte

Existen diversos estudios sobre evapotranspiración, a continuación se nombran los mas cercanos al área de estudio de este trabajo.

2.4.1 Estado del arte a nivel global.

Algunos de los estudios a nivel mundial que destacan son:

“Cross Comparison of empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland” (Xu & Singh, 2002). En este estudio se compararon los métodos de Penman, Blaney-Cridde, Hargreves, Priestley-Taylor, Mkkink y Rohwer. También se calibraron los parámetros de cada ecuación, haciendo una comparación de los métodos con los parámetros calibrados y sin calibrar. En este trabajo se concluyó que los métodos con los parámetros calibrados para la zona de estudio tenían un mejor comportamiento.

“A Comparison of six Potential Evapotranspiration Methods for use in the Southeastern United States” (Lu, et al., 2005). En este estudio se compararon los métodos de Thornwaite, Hamon, Hargreves-Samani, Turc, Makkink y Priestley-Taylor. Se concluyó, que en general los métodos que mejor se ajustaban eran Priestley-Taylor, Turc y Hamon.

“Estimación de la Evapotranspiración de Referencia para dos zonas (Costa y Andina) del Ecuador” (Vega & Jara, 2009). En este estudio se ajustaron los modelos Holdrige y Hargreves-Samani con tres modificaciones (modelos con constantes C_{HO} , KE, KT Diario, Mensual, Anual, respectivamente) para dos zonas de latitudes similares y con diferentes altitudes. Se concluyó, que los modelos diarios de cada método lograron mejores estimaciones para la región Costa, y para la región Andina el método Hargreves-Samani en todas sus variantes tuvo un mejor desempeño.

“Evaluation of Reference Crop Evapotranspiration Equation in Vrious Climates” (Tabari, 2009). En este estudio se evaluaron los modelos Makkink, Turc, Priestley-Taylor y

Hargreaves. Se concluyó que en general los modelos Makkink y Priestley-Taylor evalúan la evapotranspiración con menos precisión que los modelos de Turc y Hargreaves para cualquier tipo de clima.

2.4.2 Estado del arte a nivel local.

Algunos de los trabajos que destacan a nivel nacional son:

“Evaluación de Cinco Métodos para estimar la Evapotranspiración Potencial en la Provincia de Talca, VII Región” (Jiron & J., 1997). En este estudio se compararon los modelos Blaney-Criddle, Blaney-Criddle FAO, Radiación- FAO, Evaporación de Bandeja-FAO y Penman Monteith-FAO, contrastándolos con el modelo Penman Monteith. Los resultados de este estudio señalan que todos los modelos con excepción del modelo Penman Monteith FAO (9%), presentan errores absolutos promedios de considerable magnitud { Blaney-Criddle (33%), Blaney-Criddle-FAO (26%), Redición-FAO (27%), Bandeja-FAO (38%) } en la estimación de la ETP anual.

“Métodos de Estimación de la Evapotranspiración de un Cultivo de Lechuga en Condiciones de Invernadero, Zona Central de Chile” (Casanova et al., 2008). Este estudio evalúa cinco métodos de estimación de la evapotranspiración de cultivo en condiciones de invernadero. Sus desempeños se evalúan en base a la evapotranspiración determinada directamente a partir de mediciones de balance hídrico (ET_{lys}), para un cultivo de lechuga bajo riego y un periodo de 9 semanas. Se compararon los valores diarios de evapotranspiración de referencia provenientes de una bandeja clase A (CAP), atmómetros de Piche (ATM), evaporímetro Andersson (ANE), la ecuación FAO-Radiación (FRE) y la ecuación FAO-Penman-Monteith (PME). Los métodos mostraron similares variaciones en el tiempo, pero en los diferentes rangos siguientes: ANE < CAP < FRE < PME < ATM.

Algunos de los trabajos que destacan en la región de estudio son:

“Estimación de la Evapotranspiración de Referencia Utilizando Información de Temperatura del Aire” (Mercado, 2006) Este trabajo fue desarrollado en el año 2006 por el autor Gabriel Elgueta. En este estudio se realizó la calibración de los parámetros α y β de la ecuación Hargreaves-Samani para varias zonas del país, dentro de ellas, la zona de Chillan. Además validó las ecuaciones H-S haciendo una comparación con PMF-56 y con la evapotranspiración de bandeja.

“Comparación de Tres Modelos de Estimación de Evapotranspiración Mediante Imágenes MODIS” (Flores et al., 2007). Este trabajo fue publicado en el año 2007 por los autores Fabiola Flores, Rafael Pérez y Mario Lillo. En este estudio se compararon tres modelos para la estimación de la evapotranspiración, a partir de la información aportada por las imágenes del sensor MODIS. Los modelos comparados se basaron en la determinación de: Fracción de Evapotranspiración, Índice de Temperatura de la Cubierta Vegetal y déficit de Presión de Vapor. La metodología se basó en la aplicación de estos modelos en la región del Bío Bío. Los modelos aplicados se compararon con los métodos de P-M y H-S, con lo que finalmente se obtuvo como resultado que en general la estimación de la Evapotranspiración era sobrestimada para las zonas costeras y subestimadas para las zonas interiores.

Es importante destacar que en la zona agrícola de Chillan no se conocen estudios que comparen los métodos seleccionados en este trabajo.

CAPITULO III

3 MARCO FISICO

3.1 Ubicación del lugar de estudio

En este trabajo se calcularon los valores de ET_o a través de tres modelos con información climatológica de dos estaciones meteorológicas de la Región del Bío Bío.

Estación Chillan, de la Universidad de Concepción Campus Chillan (36° 34' latitud sur, 72° 06' longitud oeste, altitud 149 m.s.n.m., ubicado a 90 km al este de la costa) y Estación Quilamapu ubicada en Chillan del Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA (36° 32' latitud sur, 71° 55' longitud oeste, altitud 217 m.s.n.m.) (Figura 7).

Los cálculos se realizaron con los datos de ambas estaciones debido a que la pequeña diferencia de ubicación no afecta en los cálculos. Se consideró una serie de 13 años de datos, desde el año 1996 al 2008.

La zona donde se ubican las estaciones posee un clima mediterráneo temperado, agroclima Chillan, el cual presenta un régimen térmico que se caracteriza por una temperatura media anual de 14 °C, con una máxima media del mes mas cálido (enero) de 28,8 °C y una mínima media del mes mas frio (julio) de 3,5 ° C. El régimen hídrico se caracteriza por una precipitación anual de 1025 mm, siendo el mes de julio el más lluvioso con 217 mm. La evaporación de bandeja al alcanza a 1331mm anuales, con un mínimo en junio, de 16 mm. La estación seca es de cuatro meses, de diciembre a marzo inclusive (Novoa & Villaseca, 1989).

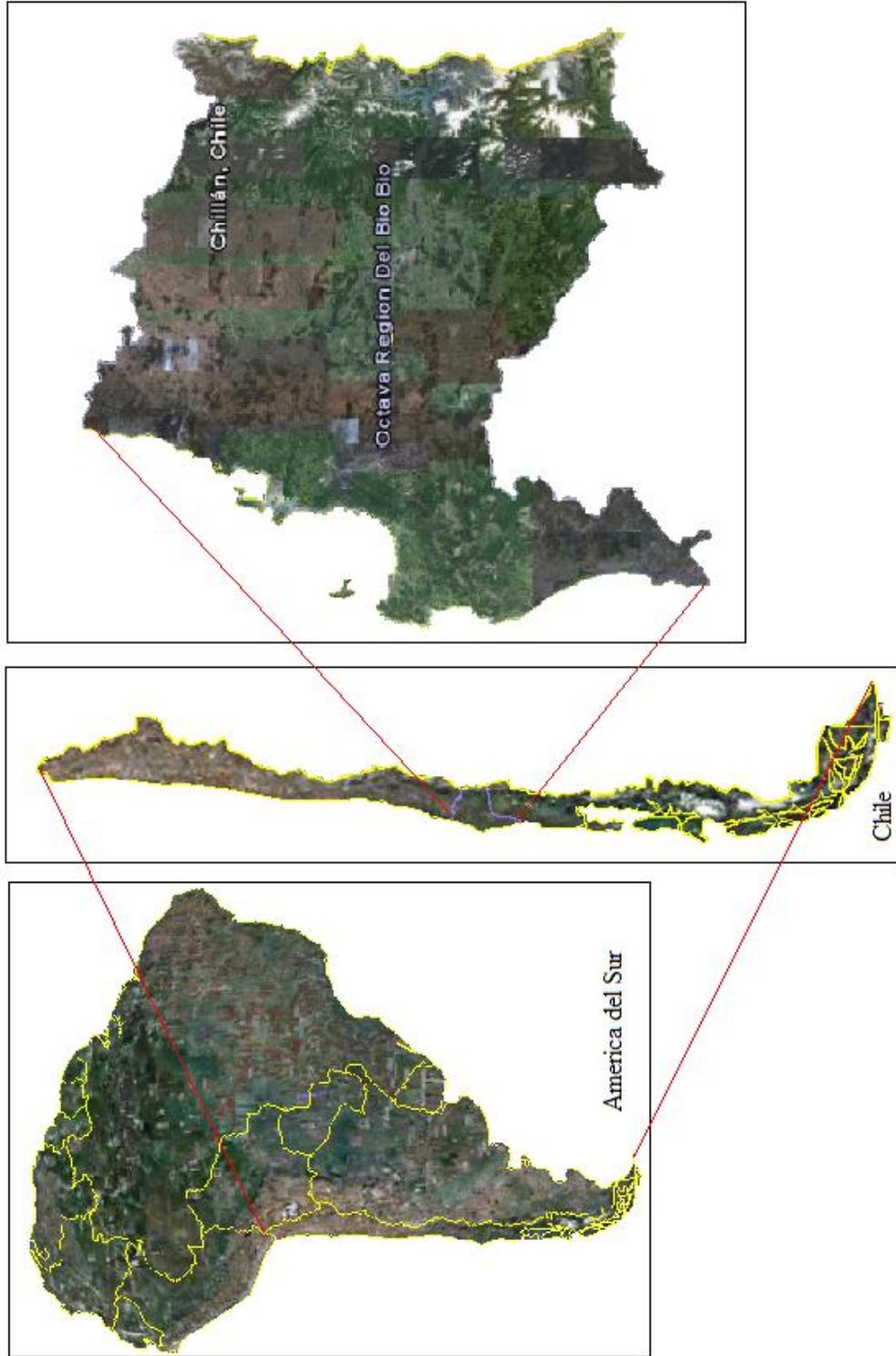


Figura 7. Ubicación Geográfica de la zona en estudio.

3.2 Información Meteorológica

Estación Chillan: Dispone de datos diarios de temperaturas máximas y mínimas, humedad relativa, velocidad del viento a 2m de altura y evaporación de bandeja desde el año 1988 al 2008. Datos de radiación diaria están disponibles desde el año 1998 al 2008.

Estación Quilamapu: Dispone de datos mensuales de temperaturas medias, humedad relativa máxima y mínima y velocidad del viento a 2m de altura desde el año 1996 al 2008. Datos de radiación diaria están disponibles desde el año 1996 al 2008, pero con ausencia de datos de varios meses.

CAPITULO IV

4 METODOLOGIA

Existen muchas fórmulas para poder determinar ET_o . En este trabajo se utilizaron tres modelos con el fin de evaluar la bondad predictiva de cada uno de ellos en la zona agrícola de Chillan.

Penman Monteith (FAO) fue utilizada ya que es un método combinado recomendado por la FAO como único método para estimar ET_o , por lo cual resulta fundamental evaluar el desempeño de este método; Priestley-Taylor se considero para este trabajo debido a que es un método simplificado del método de Penman Monteith (FAO), es decir que si presentara un buen desempeño resultaría de gran utilidad ya que simplifica los cálculos, y por último el método de Hargreaves-Samani que es un método simple que depende principalmente de la temperatura y su buen desempeño seria de gran aporte, debido a su simplicidad y a la poca necesidad de datos para poder ser aplicado.

A continuación se explican detalladamente los métodos que se utilizaron en este trabajo:

4.1 Modelo Penman Monteith FAO (PM-F)

Se utilizo la ecuación propuesta por la FAO (Allen, et al., 1998):

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (4.1)$$

Donde:

u_2 : Velocidad del viento a 2m de altura. (m/s).

R_a : Radiación extraterrestre diaria (Anexo1, Cuadro1)

T : Temperatura media diaria (°C).

G : Flujo de calor del suelo.

Para este trabajo este valor se considero nulo, debido a que la magnitud del flujo de calor bajo la superficie de referencia es relativamente pequeña.

γ : Constante psicométrica.

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} \quad (KP_a/^\circ C) \quad (4.2)$$

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (P_a) \quad (4.3)$$

Donde:

ε : Cociente del peso molecular de vapor de agua /aire seco = 0,622.

λ : Calor latente de vaporización, 2,45 (MJ/kg).

C_p : Calor específico a presión constante, 1.013×10^{-3} (MJ kg⁻¹/°C).

R_n : Radiación neta sobre la superficie

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (MJm^{-2}/día) \quad (4.4)$$

R_{ns} : Radiación neta solar de onda corta

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (4.5)$$

Donde:

α : Albedo o coeficiente de reflexión del cultivo, que es 0,23 para el cultivo hipotético de referencia [adimensional].

R_s : Radiación solar (MJm⁻²/día).

R_{nl} : Radiación de onda larga.

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,K^4} + T_{min,K^4}}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (4.6)$$

Donde:

σ : constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} / \text{día}$)

R_a : Radiación extraterrestre diaria (Anexo1, Cuadro1)

R_{so} : Radiación en un día despejado.

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (4.7)$$

e_a : Presión de vapor real.

$$e_a = \frac{HR_{media}}{100} e^o(T_{media}) \quad (kPa) \quad (4.8)$$

e_s : Presión de saturación de vapor.

$$e_s = \frac{e^o(T_{max}) - e^o(T_{min})}{2} \quad (kPa) \quad (4.9)$$

$$e^o(T) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right) \quad (kPa) \quad (4.10)$$

Δ : Pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T ($kPa/^\circ C$).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right) \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (kPa/^\circ C) \quad (4.11)$$

4.2 Modelo Priestley - Taylor (P-T)

Priestley y Taylor proponen una versión simplificada de la ecuación PM-F. La ecuación se puede expresar como (Priestley & Taylor, On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters., 1972):

$$ET_o = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (4.12)$$

La constante α puede variar entre 1.08 y 1.34 con una media aproximada de 1.26.

4.3 Hargreaves - Samani (H-S)

Como se vio anteriormente Samani (2000) y Hargreaves (2003), publicaron una expresión para estimar ET_o , en función de la radiación solar que llega a nivel del suelo y el promedio de la temperatura del aire, la cual está definida como:

$$ET_o = 0.0135 R_s (TP + 17.8) \quad (mm/día) \quad (4.13)$$

El valor 0.0135 es un coeficiente de ajuste local por lo que se le llamo β , quedando la ecuación 4.12 como:

$$ET_o = \beta R_s (T_{media} + 17.8) \quad (4.14)$$

Siendo:

$$R_s = \alpha R_a \sqrt{TD} \quad (4.15)$$

Donde α es un coeficiente empírico, el cual puede ser definido por la diferencia de temperatura TD .

Con lo anterior la ecuación queda expresada como:

$$ET_o = \beta \alpha R_a \sqrt{TD} (T_{media} + 17.8) \quad (mm/día) \quad (4.16)$$

Los valores de β y α fueron anteriormente calibrados para la zona en estudio (Mercado, 2006) como:

$$\beta = \text{Exp} \left(7.7622 \left(\frac{1}{\sqrt{TD}} \right)^2 - 7.263 \left(\frac{1}{\sqrt{TD}} \right) - 3.0206 \right) \quad (4.17)$$

$$\alpha = \text{Exp} (-0.0037 TD^2 + 0.1259 TD - 2.857) \quad (4.18)$$

El cálculo de estos coeficientes se hizo con las temperaturas diarias, obteniéndose así coeficientes diarios. Posteriormente se promediaron los coeficientes diarios, obteniéndose así, $\beta = 0.0124$ y $\alpha = 0.144$.

4.4 Procedimiento de Comparación y Validación

Una vez estimada la ET_o diaria para todo los años mediante los métodos PM-F, P-T y H-S, se calcularon promedios (medias móviles) de ET_o , para periodos de treinta, siete y tres días y se compararon con los promedios de igual rango de tiempo de evapotranspiración de referencia obtenida con la bandeja de evaporación y su respectivo coeficiente de bandeja, el cual se considero constante para todo el año.

El coeficiente de bandeja ya fue calibrado anteriormente para la zona (Mercado, 2006), como $k=0.85$.

El proceso de validación fue realizado comparando los valores observados ($ET_{o(BAN)}$) y los estimados mediante los distintos métodos, a través del error cuadrático medio (RMSE) y la Diferencia Relativa.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_e - X_o)^2} \quad (4.19)$$

Donde:

X_e : Valores estimados por el modelo.

X_o : Valores observados.

N : Numero de datos.

$$RD = \frac{RMSE}{\overline{X_o}} \times 100 \quad (4.20)$$

Donde:

X_o : Promedio de los valores observados.

4.5 Software Utilizado para el Desarrollo del Estudio

El desarrollo de los métodos para la estimación de los valores diarios de ET_o , para el periodo comprendido entre 1996 al 2008, fue realizado a través del programa Microsoft Office Excel 2007, al igual que los parámetros estadísticos y las graficas.

Los diagramas de flujo fueron realizados a través del programa Microsoft Office Visio 2007.

CAPITULO V

5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Determinación Empírica de la Evapotranspiración

En el CD anexo se muestran todos los valores de ET_o diaria obtenidos al aplicar las ecuaciones seleccionadas para los años 1996 al 2008.

A continuación se dará un ejemplo de cálculo para cada ecuación. Se tomara siempre el primer día del mes de enero del año 1998.

Los datos meteorológicos entregados para este día entregados por las estaciones son:

T°_{max} (°C)	T°_{min} (°C)	T°_{media} (°C)	HR (%)	u_2 (m/s)	R_s $MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$	E_{BAN} (mm)
27.4	13.2	20.3	60.8	1.8	34.46	8.35

5.1.1 Cálculo de ET_o mediante el método de Penman Monteith FAO (PM-F)

La ecuación es:

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)}$$

Donde:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}$$

z se tomara como el promedio de las altitudes de ambas estaciones:

$$z = \frac{149 + 217}{2} = 183 \text{ (m)}$$

Luego:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 \times 183}{293} \right)^{5.26}$$

$$P = 99,16 \quad (P_a)$$

Con lo obtenido anteriormente la constante psicométrica se calcula como:

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda}$$

$$\gamma = \frac{1.013 \times 10^{-3} \times 99.16}{0.622 \times 2.45}$$

$$\gamma = 0,066 \quad (KPa/^{\circ}C)$$

Para obtener la Radiación neta solar de onda corta y de onda larga se aplica:

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s$$

$$R_{ns} = (1 - 0.23) \times 34.46$$

$$R_{ns} = 26.53 \quad (MJm^{-2}/día)$$

Y,

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,K^4} + T_{min,K^4}}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right)$$

Donde, la temperatura en $^{\circ}K$ se obtiene:

$$T_{max,K} = 27.4 + 273.16 = 300.56 \text{ }^{\circ}K$$

$$T_{min,K} = 13.2 + 273.16 = 286.36 \text{ }^{\circ}K$$

Para obtener la radiación solar en un día despejado se aplica:

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5}z)R_a$$

Donde $R_a = 43.4 (MJm^{-2}/día)$ se obtiene del Cuadro1 del ANEXO1, para latitud sur 36° y mes de Enero.

Luego:

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} \times 183)43.4$$

$$R_{so} = 32.71 \text{ (Mj m}^{-2}\text{ dia}^{-1}\text{)}$$

La presión de vapor real se obtiene al aplicar:

$$e_a = \frac{HR_{media}}{100} e^o(T_{media})$$

Donde:

$$e^o(T_{media}) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T_{media}}{T_{media} + 237.3}\right)$$

$$e^o(T_{media}) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 \times 20.3}{20.3 + 237.3}\right)$$

$$e^o(T_{media}) = 2.38$$

Luego:

$$e_a = \frac{HR_{media}}{100} e^o(T_{media})$$

$$e_a = \frac{60.8}{100} \times 2.38$$

$$e_a = 1.45 \text{ (KPa)}$$

Con lo anterior se puede calcular:

$$R_{nl} = 4,903 \times 10^{-9} \left[\frac{300.56^4 + 286.36^4}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{1.45}) \left(1.35 \frac{34.46}{32.71} - 0.35 \right)$$

$$R_{nl} = 6.71 \text{ (Mj m}^{-2}\text{/día)}$$

Así, la radiación neta es:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

$$R_n = 26.53 - 6.71$$

$$R_n = 19.82 \text{ (MJm}^{-2}\text{/día)}$$

Ahora se calcula la presión de saturación de vapor de la siguiente manera:

$$e_s = \frac{e^o(T_{max}) + e^o(T_{min})}{2}$$

Donde:

$$e^o(T_{max}) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T_{max}}{T_{max} + 237.3}\right)$$

$$e^o(T_{max}) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 \times 27.4}{27.4 + 237.3}\right)$$

$$e^o(T_{max}) = 3.65 \text{ (KPa)}$$

y

$$e^o(T_{min}) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T_{min}}{T_{min} + 237.3}\right)$$

$$e^o(T_{min}) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 \times 13.2}{13.2 + 237.3}\right)$$

$$e^o(T_{min}) = 1.52 \text{ (KPa)}$$

Así:

$$e_s = \frac{3.65 + 1.52}{2}$$

$$e_s = 2.58 \text{ (KPa)}$$

Por último se calcula la Pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor a la temperatura media del aire:

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right) \right]}{(T + 237.3)^2}$$

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27 \times 20.3}{20.3 + 237.3}\right) \right]}{(20.3 + 237.3)^2}$$

$$\Delta = 0.147 \text{ (KPa/}^\circ\text{C)}$$

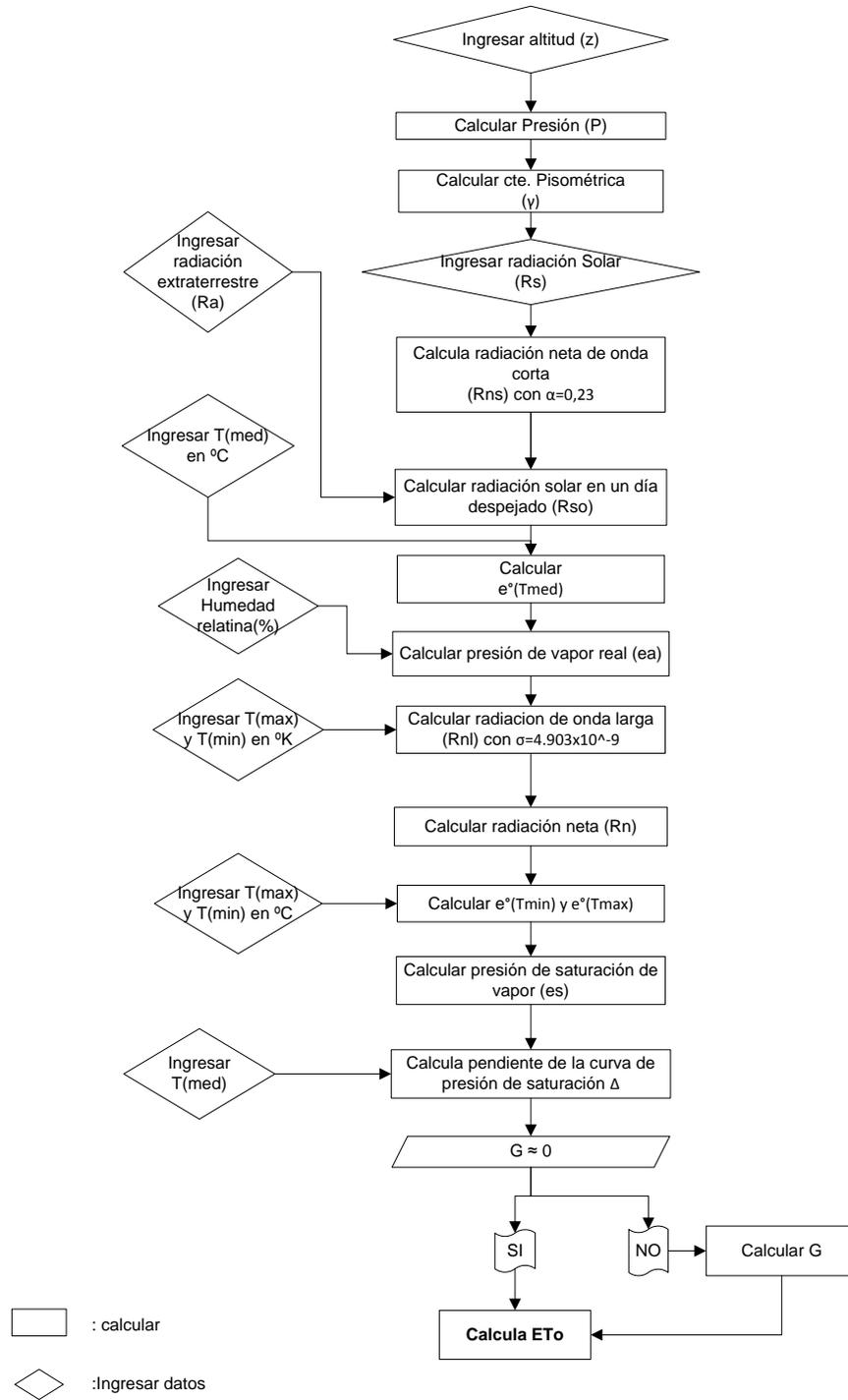
Con todo lo calculado anteriormente la ET_o para el primer día de Enero del año 1998 es:

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)}$$

$$ET_o = \frac{0.408 \times 0.147 (19.82 - 0) + 0.066 \frac{900}{20.3 + 273} 1.8 (2.58 - 1.45)}{0.147 + 0.066 (1 + 0.34 \times 1.8)}$$

$$ET_o = 6.31 \text{ (mm/día)}$$

5.1.1.1 Diagrama de Flujo PM-F (56)



5.1.2 Cálculo de ET_o mediante el método de Priestley - Taylor (P-T)

La ecuación es:

$$ET_o = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G)$$

$\alpha = 1.26$.

γ y Δ fueron calculados anteriormente, obteniéndose como resultados:

$$\Delta = 0.147 \text{ (KPa/}^\circ\text{C)}$$

$$\gamma = 0,066 \text{ (KPa/}^\circ\text{C)}$$

La radiación neta debe ser expresada en unidades de evaporación equivalente (mm/día).

Anteriormente se calculo R_n , obteniéndose como resultado:

$$R_n = 19.82 \text{ (MJm}^{-2}\text{/día)}$$

Ahora se debe hacer la transformación:

$$R_n = 19.82 \times 0.408$$

$$R_n = 8.08 \text{ (mm/día)}$$

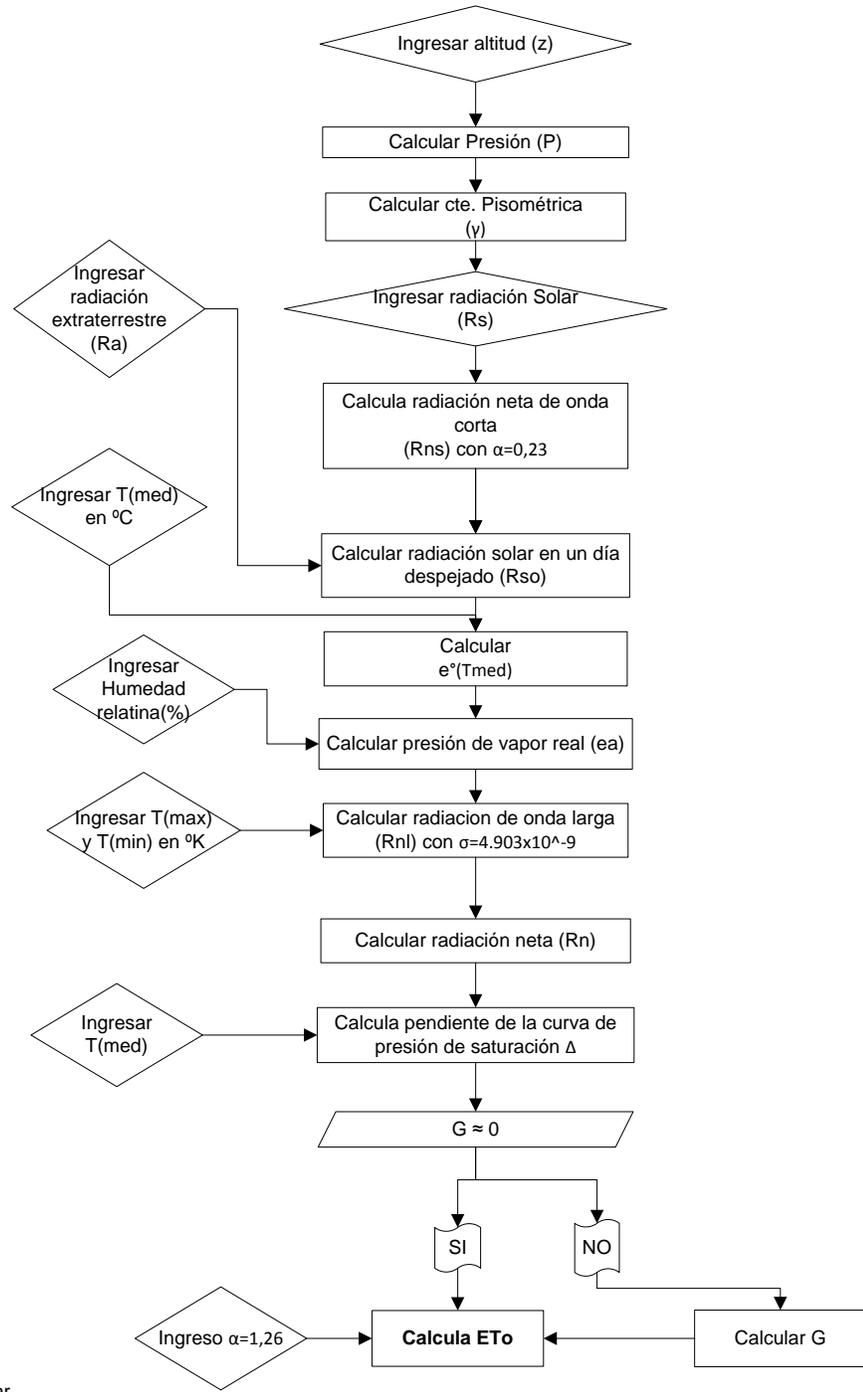
Con todo lo anterior, la ET_o para el primer día de Enero del año 1998 es:

$$ET_o = 1.26 \frac{0.147}{0.147 + 0.066} (19.82 - 0)$$

$$ET_o = 1.26 \frac{0.147}{0.147 + 0.066} (8.09 - 0)$$

$$ET_o = 7.04 \text{ (mm/día)}$$

5.1.2.1 Diagrama de Flujo P-T



□ : calcular

◇ :Ingresar datos

5.1.3 Cálculo de ET_o mediante el método de Hargreaves - Samani (H-S)

La ecuación es:

$$ET_o = \beta \alpha R_a \sqrt{TD} (T_{media} + 17.8)$$

Como se explico en el capitulo anterior, $\beta = 0.0124$ y $\alpha = 0.144$.

R_a se debe expresar en (mm/día) haciendo la siguiente corrección:

$$R_a = 43.4 \times 0.408$$

$$R_a = 17.71$$

La diferencia de temperatura se expresa como:

$$TD = 27.4 - 13.2$$

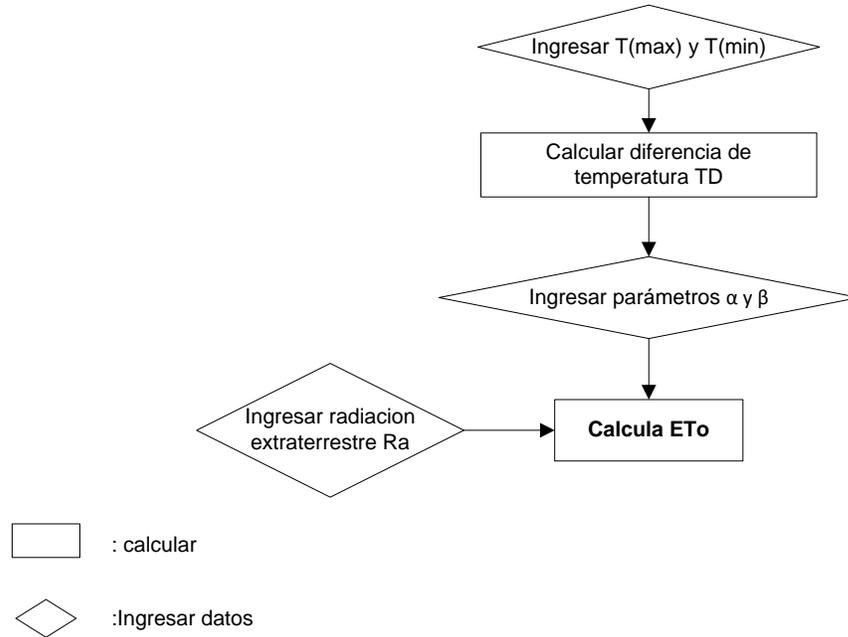
$$TD = 14.2 \text{ (}^\circ\text{C)}$$

Con todo lo anterior, la ET_o para el primer día de Enero del año 1998 es:

$$ET_o = 0.0124 \times 0.144 \times 17.71 \sqrt{14.2} (20.3 + 17.8)$$

$$ET_o = 4.54 \text{ (mm/día)}$$

5.1.3.1 Diagrama de Flujo H-S



5.1.4 ***Determinación de la Evapotranspiración de Referencia obtenida con la Bandeja de Evaporación***

La ecuación es:

$$ET_0 = K_{BAN} E_{BAN}$$

Como se determino en el capitulo anterior $k = 0.85$ es constante para todos los días y años, por lo tanto:

$$ET_0 = 0.85 \times 8.35$$
$$ET_0 = 7.10 \text{ (mm/día)}$$

5.2 Comparación de los Modelos

Se compararon los valores de evapotranspiración diaria obtenida a través de tres métodos empíricos (PM-F, P-T y H-S) con los valores de evapotranspiración de bandeja.

Una comparación grafica muestra que el modelo de Hargreaves-Samani arroja una subestimación de los valores de ET_o . Mientras que los otros dos modelos se aproximan más a los valores esperados, sin dejar de notar que el modelo de Penman Monteith FAO tiende a una sobre estimación de los valores de ET_o (Figura 8, 9, 10 Y 11).

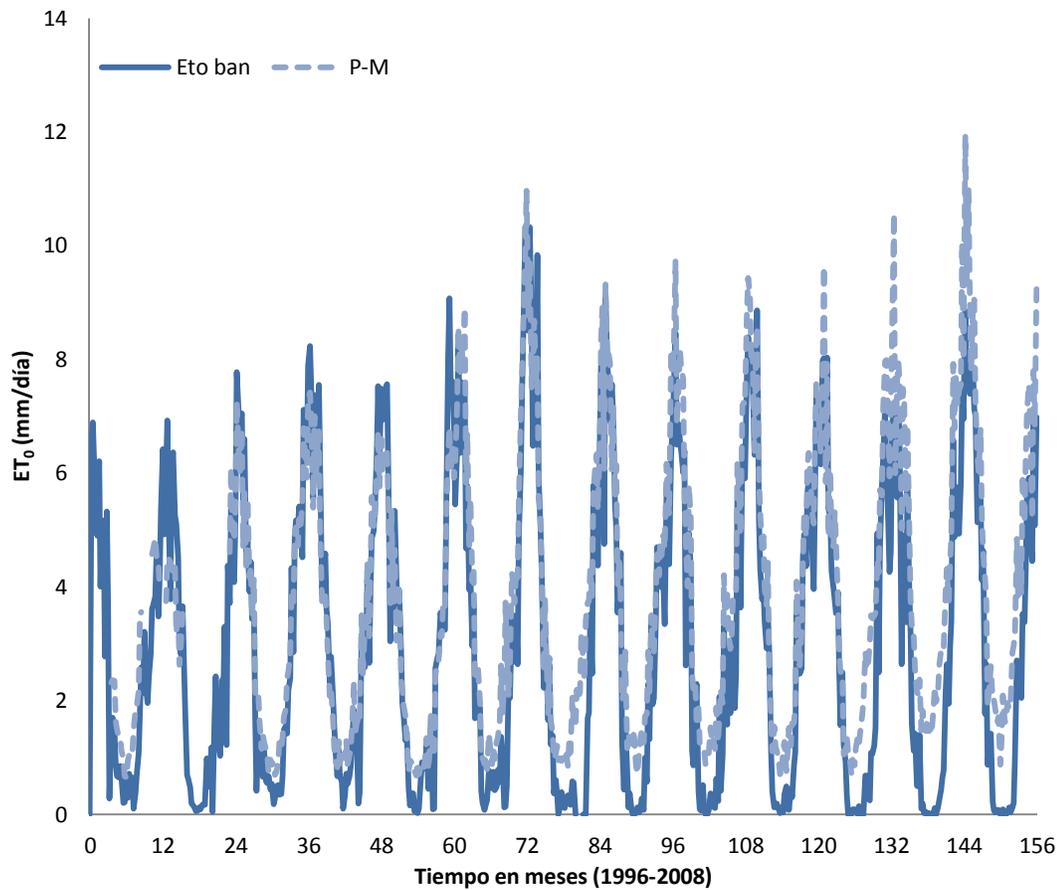


Figura 8. Comparación gráfica de la evapotranspiración de referencia del modelo Penman Monteith FAO con evapotranspiración de bandeja.

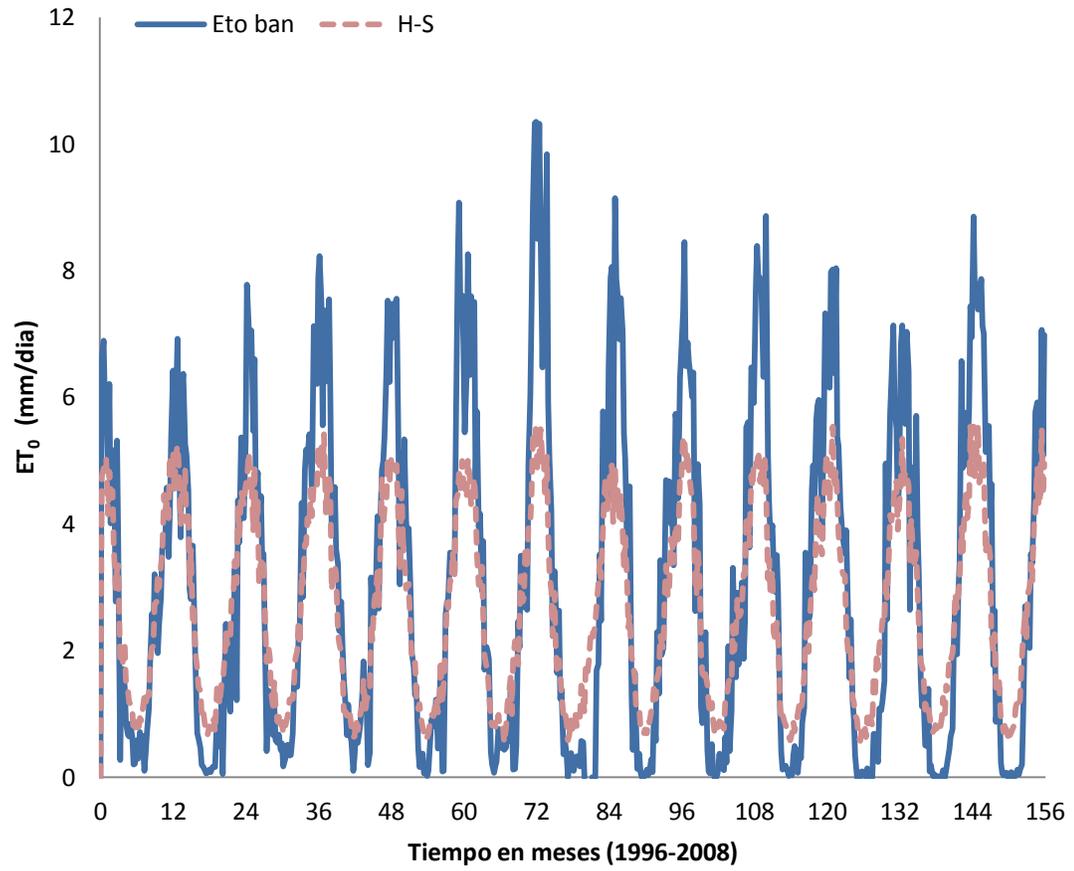


Figura 9. Comparación gráfica de la evapotranspiración de referencia del modelo Hargreves-Samani con evapotranspiración de bandeja.

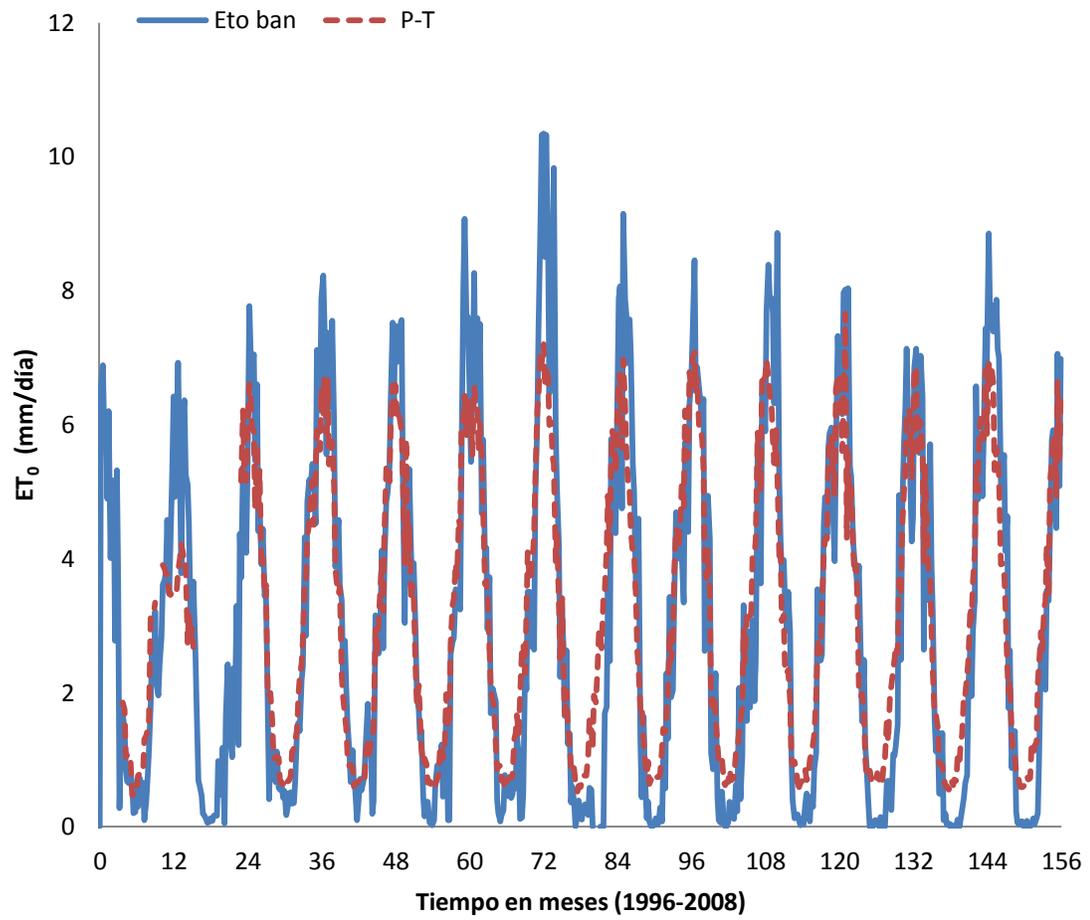


Figura 10. Comparación gráfica de la evapotranspiración de referencia del modelo Priestley-Taylor con evapotranspiración de bandeja.

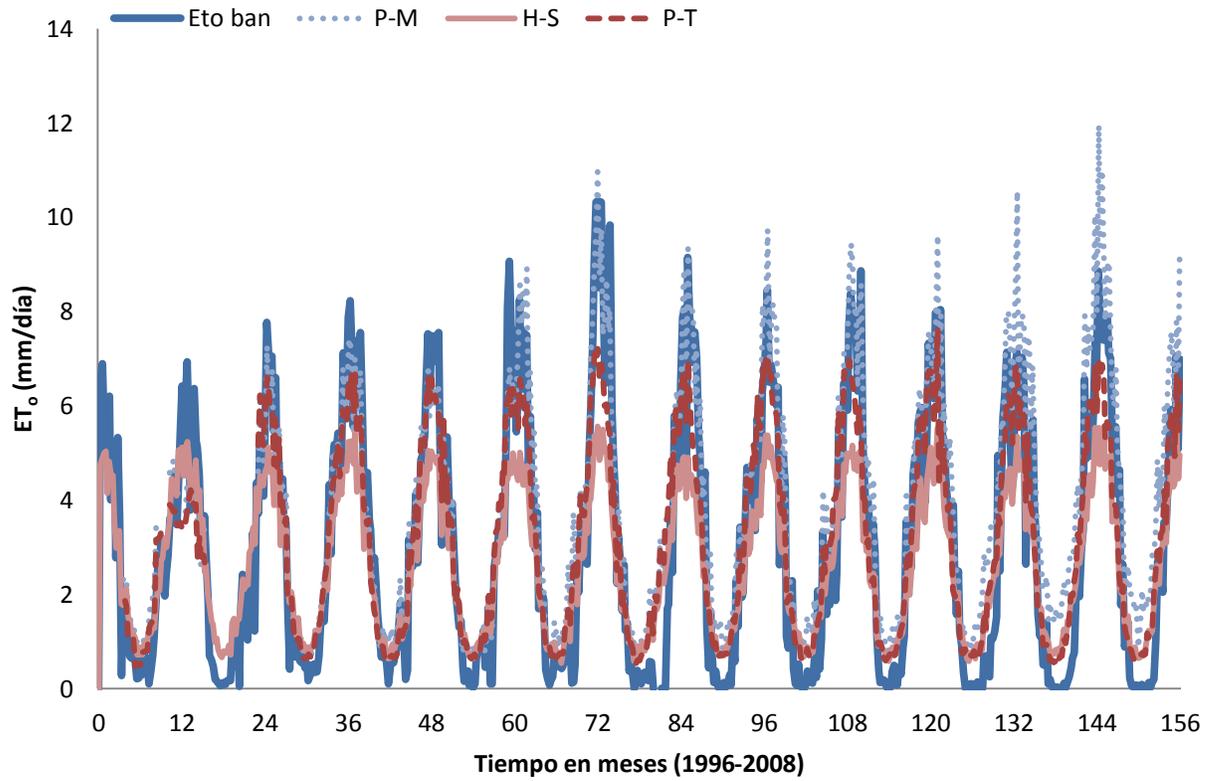


Figura 11. Comparación gráfica de la evapotranspiración de referencia de los modelos Penman Monteith FAO, Hargreves- Samani y Priestley-Taylor con evapotranspiración de bandeja.

5.3 Análisis de Regresión

Para la validación de los modelos se utilizaron datos diarios meteorológicos del periodo 1996 – 1998. Cada modelo fue comparado con la evapotranspiración de referencia utilizando la bandeja de evaporación con un coeficiente de bandeja de 0.85 constante para todo el año.

El estudio se concentró en el rango de promedios móviles de siete días (ANEXO 2); sin embargo se observó que a medida que aumentaba el número de días incluidos en las medias móviles, la calidad de la predicción de ET_o mejoraba significativamente (Tabla 1).

Al analizar los indicadores de ajuste y considerando la comparación grafica anterior, se puede determinar que los valores de RMSE para el modelo H-S son producto de una subestimación de los valores de ET_o , siendo este el modelo que más se aleja de los valores esperados, mientras que los modelos PM-F y P-T presentan una mejor bondad de ajuste, siendo el modelo P-T el que presenta menores diferencias relativas respecto de ET_{OBAN} (Tabla 1).

RP	PM-F		H-S		P-T	
	RMSE (mm/día)	RD (%)	RMSE (mm/día)	RD (%)	RMSE (mm/día)	RD (%)
30 Días	1,068	34,667	1,194	38,771	1,040	33,775
7 Días	1,222	39,680	1,359	44,161	1,009	32,791
3 Días	1,259	40,944	1,485	48,327	1,165	37,888
1 Día	1,468	47,761	1,670	54,316	1,414	46,009

Tabla 1. *Indicadores de ajuste*

A través de un análisis de regresión lineal (Figura 12,13 y 14) se pudo resolver que el método de Hargreaves-Samani presenta una notable subestimación de ET_0 para valores de evapotranspiración de referencia sobre los 2 mm/día y una sobreestimación para valores menores de 2 mm/día (Figura 13).

Penman Monteith y Hargreaves-Samani presentan un mejor comportamiento a pesar que el método de PM-F si bien, tiende a seguir la pendiente de la recta 1:1 arroja valores sobreestimados (Figura 12). El modelo de Priestley -Taylor presenta pequeñas sobre y subestimaciones pero tiende a seguir más la recta 1:1 de los valores esperados (Figura 14).

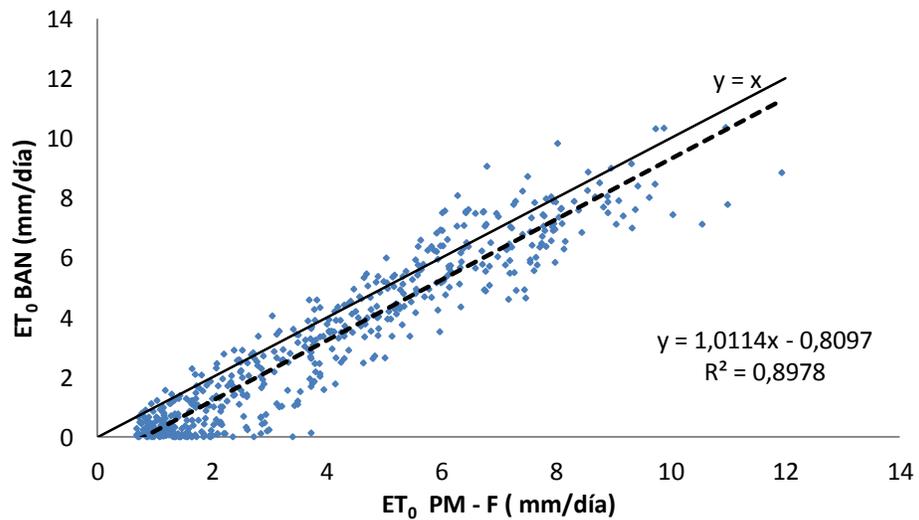


Figura 12. Evapotranspiración de referencia estimada, para un promedio de 7 días móviles obtenida con los modelos Penman Monteith FAO en una representación 1:1 con la evapotranspiración de bandeja con un coeficiente de bandeja 0,85 durante el periodo 1998-2008.

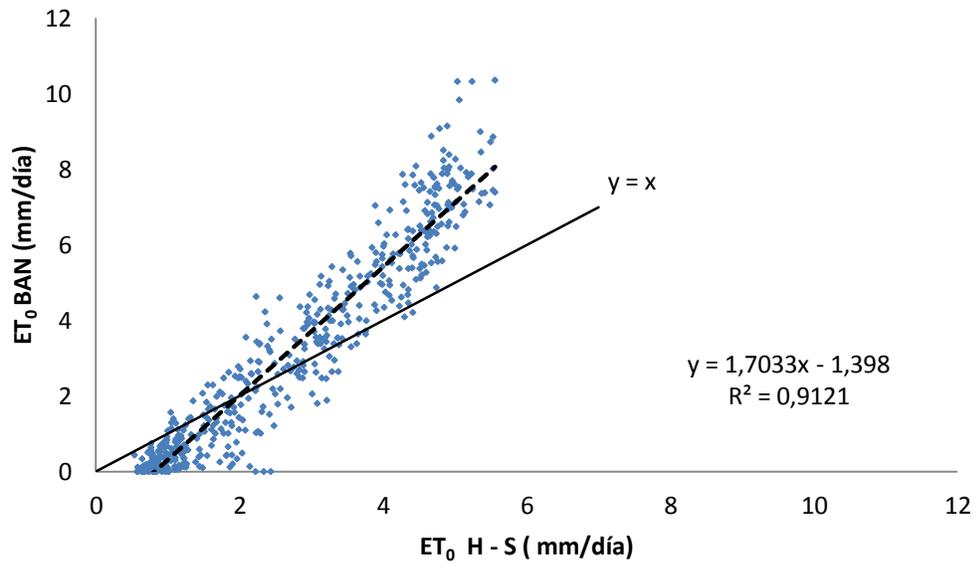


Figura 13. Evapotranspiración de referencia estimada, para un promedio de 7 días móviles obtenida con los modelos Hargreaves-Samani en una representación 1:1 con la evapotranspiración de bandeja con un coeficiente de bandeja 0,85 durante el periodo 1998-2008.

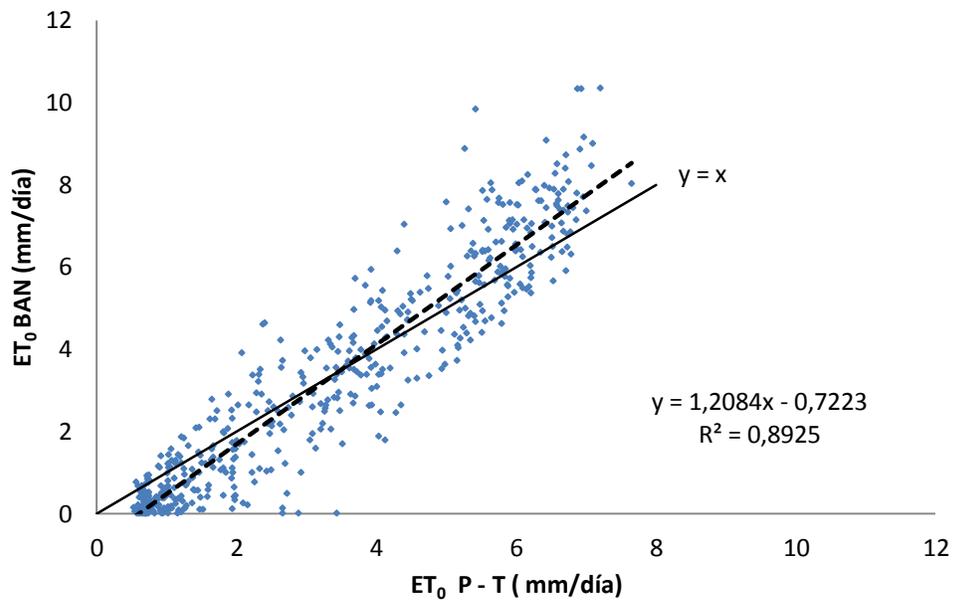


Figura 6. Evapotranspiración de referencia estimada, para un promedio de 7 días móviles obtenida con los modelos Priestley-Taylor en una representación 1:1 con la evapotranspiración de bandeja con un coeficiente de bandeja 0,85 durante el periodo 1998-2008.

El coeficiente de determinación indica que el modelo que mejor ajusta sus datos a su línea de tendencia es H-S, pero esta no se ajusta a una correlación lineal entre los valores de evapotranspiración observados y medidos, por lo cual se descarta como modelo para determinar la ET_o en a zona agrícola de Chillan.

Al hacer una comparación del comportamiento de los modelos PM-F y P-T se observa que PM-F presenta un mayor coeficiente de determinación, y además un error relativo entre la ET_o observada y calculada constante (Figura 12.). Por otra parte P-T, si bien presenta el menor coeficiente de determinación, este muestra un menor error relativo (Tabla 1) y gráficamente se mantiene dentro de la tendencia esperada, por lo cual el modelo P-T es el que mejor se ajusta y es el más recomendable para el cálculo de la ET_o en la zona agrícola de Chillán.

Cabe mencionar que en las figuras 12, 13 y 14, la tendencia lineal entre datos observados y estimados (maximizando el R2) corta el eje de los valores estimados (para los tres modelos). Esto se debe a que existen varios registros nulos de evaporación desde el tanque evaporímetro, lo que influye en que el coeficiente de determinación presentado no sea un buen indicador de la eficiencia de los modelos evaluados.

CAPITULO VI

6 CONCLUSIONES

Al comparar los tres métodos Penman Monteith (FAO), Hargreaves -Samani y Priestley-Taylor con los valores de evapotranspiración de referencia obtenida de evaporación de bandeja, el modelo Priestley -Taylor, seguido de Penman Monteith, fueron los que lograron las mejores estimaciones de los valores de evapotranspiración de referencia para la zona agrícola de Chillan.

Al comparar los modelos Penman Monteith y Priestley -Taylor, se observó que el promedio de las diferencias entre ambos modelos de RMSE para las distintas medias móviles fue de 0,095 (mm/día), con esto se puede determinar que por una mínima diferencia el modelo Priestley-Taylor reproduce de mejor manera los valores de evapotranspiración de referencia.

Dada la simpleza y la calidad de los resultados, se recomienda utilizar para la determinación de la evapotranspiración de referencia en la zona agrícola de Chillan el modelos de Priestley-Taylor.

El método de Priestley-Taylor, tal vez podría arrojar mejores resultados si se ajustara la constante $\alpha = 1,26$ a las condiciones locales.

Para conseguir resultados más precisos es fundamental la incorporación de los datos de los días en los que no hubo registro de radiación solar o de evaporación de bandeja. Otra forma interesante de haber obtenido los datos de radiación solar hubiera sido utilizar el método propuesto por la Organización Mundial de las Naciones Unidas para la Alimentación y Agricultura; para esto sería recomendable realizar un estudio donde se determinara la capacidad de predicción del método para estimar la radiación solar en la zona estudiada.

7 BIBLIOGRAFIA

Aboukhaled, A., Alfaro, S., & Smith, M. (1986). *Los lisímetros*. Roma: FAO Riego y Drenaje N° 39.

Allen, R., Pereira, L., Smith, M., & Raes, D. (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO - Food and Agriculture Organization of the United* .

Aparicio Mijares, F. J. (2006). *Fundamentos de Hidrología de Superficie*. Limusa S.A.

Casanova, M., Messing, I., Joel, A., & Canete, A. (2009). Metodos de Estimacion de la Evapotranspiracion de un Cultivo de Lechuga en Condiciones de Invernadero, Zona Central de Chile. *Chilean journal of agricultural research* , págs. v.69, n.1, p.60-70.

Chow, V. T. (1994). *Hidrologia Aplicada*. Mc Graw-Hill.

Droogers, P., & Allen, R. (2002). Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and Drainage Systems* , n.16, p.33-45.

Flores, F., Perez, R., & Lillo, M. (2007). Comparacion de Tres Modelos de Estimación de Evapotranspiración Mediante Imagenes MODIS. *Revista de Teledeteccion* , p.291-298.

Gee, G., & Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions:Review and critique of estimation methods. *Hydrology Processes* , n.2, p.255-266.

Goehring Hube, M. R. (1989). *El Fenomeno de la Evapotranspiracion en la cuenca del Bío Bío*. Concepcion: Universidad de Concepcion.Tesis de Pregrado.

Hargreaves, G., ASCE, F., & Allen, R. (2003). History and evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* , v.129, n.1, p.53-63.

Houston, J. (2006). Evaporation in the Atacama Desert: An empirical study of spatio-temporal variations and their causes. *Journal of Hidrology* , n.330, p.402-412.

Jensen, M., Burman, R., & Allen, R. (1990). Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. *American Society of Civil Engineers* .

Jiron, O., & J. R. (1997). Evaluacion de cinco metodos para estimar la evapotranspiracion potencial en la provincia de Talca, VIII Region. *Universidad de Talca (Chile). Escuela de Agronomia. Tesis de Pregrado.*

López-Urrea, R., Martín de Santa Olalla, F., Fabeiro, C., & Moratalla, A. (2006). An evaluation of two hourly reference evapotranspiration equation for semiarid conditions. *Agricultural Water Management* , n.86, p.277-282.

Lu, J., Ge, S., Steven, M., & Devendra, A. (Junio de 2005). A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States. *Journal of the American Resources association* , pág. n. 03175.

Mercado, G. H. (2006). Estimación de la evapotranspiración de referencia utilizando información de temperatura del aire. *Tesis (Magíster Ingeniería Agrícola)* . Chillan: Departamento de Recursos Hidricos, Facultad de Ingenieria Agricola, Universidad de Concepcion.

Monsalve Saézn, G. (1999). *Hidrología en la Ingeniería*. Alfaomega.

Monteith, J. (1965). Evaporation and the environment. *The state and movement of water in the living organisms, XIX Symposium of Soc, for Exp. Biol.,Swansea, Cambridge Univ. Press. New York* , p.205-234.

Nanía, L., & Gómez Valentín, M. (2004). *Ingeniería Hidrológica*. Grupo Editorial Universitario.

Novoa, R., & Villaseca. (1989). Mapa Agroclimatico de Chile. *Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA Ministerio de Agricultura. Chile* .

Penman, H. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceeding of the royal Society of London* , Serie A. 193, p.120-145.

Priestley, C., & Taylor, R. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon Weather* , v.100, n.2, p.82-92.

Romano, E., & Giudici, M. (2009). On the use of meteorological data to asses the evaporation from a bare soil. *Journal of Hydrology* , n.372, p.30-40.

Samani, Z. (2000). Estimating solar radiation and Evapotranspiration using minimum climatological data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* , v.126, n.4, p.265-267.

Tabari, H. (2009). Evaluation of Reference Crop Evapotranspiration Equations in Various Climates. *Waer Resour Management, Springer Science* , DOI 10.1007/s11269-009-9553-8.

Tuñón, J. (2000). *Determinación experimental del balance hídrico del suelo y evaluación de la contaminación asociada a las prácticas agrícolas*. Departamento de Ciencias Experimentales, Universitat Jume I, Catellon. Tesis Doctoral.

Vega, E., & Jara, J. (2009). Estimación de la Evapotranspiración de referencia para dos zonas (Costa y Región Andina) del Ecuador. *Eng. Agríc., Jaboticabal* , v.29, n.3, p.390-403.

Viessman, W., & Lewis, G. (2003). *Introduction to Hydrology*. Pearson Education, Inc.

William, G. (1972). Geographical variations in yield-weather relationship over a large wheat growing region. *Agric. Meteorol.* , n.9, p.265-383.

Wilson, E. M. (1990). *Engineering Hydrology*. Macmillan Press Ltd.

Xiaoying, L., & Erda, L. (2005). Performance of the Priestley-Taylor equation in the semiarid climate of North China. *Agricultural Water Management* , n.71, p.1-17.

Xu, C.-y., & Singh, V. P. (2002). Cross Comparison of Empirical Equation for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland. *Agricultural Water Management* , n.16, p.197-219.

ANEXO 1

Cuadro 1.

Radiación extraterrestre diría (R_a) para diferentes latitudes para el día 15vo del mes.

	Hemisferio Norte												Hemisferio Sur												
	Ene.	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sep.	Oct.	Nov.	Dic	Ene.	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sep.	Oct.	Nov.	Dic	
0,0	2,6	10,4	23,0	35,2	42,5	39,4	28,0	14,9	4,9	0,1	0,0	70	41,4	28,6	15,8	4,9	0,2	0,0	0,0	0,0	2,2	10,7	23,5	37,3	45,3
0,1	3,7	11,7	23,9	35,3	42,0	38,9	28,6	16,1	6,0	0,7	0,0	68	41,0	29,3	16,9	6,0	0,8	0,0	0,0	0,0	3,2	11,9	24,4	37,4	44,7
0,6	4,8	12,9	24,8	35,6	41,4	38,8	29,3	17,3	7,2	1,5	0,1	66	40,9	30,0	18,1	7,2	1,5	0,1	0,5	0,5	4,2	13,1	25,4	37,6	44,1
1,4	5,9	14,1	25,8	35,9	41,2	38,8	30,0	18,4	8,5	2,4	0,6	64	41,0	30,8	19,3	8,4	2,4	0,6	1,2	2,0	5,3	14,4	26,3	38,0	43,9
2,3	7,1	15,4	26,6	36,3	41,2	39,0	30,6	19,5	9,7	3,4	1,3	62	41,2	31,5	20,4	9,6	3,4	1,2	2,0	6,4	15,5	27,2	38,3	43,9	
3,3	8,3	16,6	27,5	36,6	41,2	39,2	31,3	20,6	10,9	4,4	2,2	60	41,5	32,3	21,5	10,8	4,4	2,0	2,9	7,6	16,7	28,1	38,7	43,9	
4,3	9,6	17,7	28,4	37,0	41,3	39,4	32,0	21,7	12,1	5,5	3,1	58	41,7	33,0	22,6	12,0	5,5	2,9	3,9	8,7	17,9	28,9	39,1	44,0	
5,4	10,8	18,9	29,2	37,4	41,4	39,6	32,6	22,7	13,3	6,7	4,2	56	42,0	33,7	23,6	13,2	6,6	3,9	4,9	9,9	19,0	29,8	39,5	44,1	
6,5	12,0	20,0	30,0	37,8	41,5	39,8	33,2	23,7	14,5	7,8	5,2	54	42,2	34,3	24,6	14,4	7,7	4,9	6,0	11,1	20,1	30,6	39,9	44,3	
7,7	13,2	21,1	30,8	38,2	41,6	40,1	33,8	24,7	15,7	9,0	6,4	52	42,5	35,0	25,6	15,6	8,8	6,0	7,1	12,2	21,2	31,4	40,2	44,4	
8,9	14,4	22,2	31,5	38,5	41,7	40,2	34,4	25,7	16,9	10,2	7,5	50	42,7	35,6	26,6	16,7	10,0	7,1	8,2	13,4	22,2	32,1	40,6	44,5	
10,1	15,7	23,3	32,2	33,8	41,8	40,4	34,9	26,6	18,1	11,4	8,7	48	42,9	36,2	27,5	17,9	11,1	8,2	9,3	14,6	23,3	32,8	40,9	44,5	
11,3	16,9	24,3	32,9	39,1	41,9	40,6	35,4	27,5	19,2	12,6	9,9	46	43,0	36,7	28,4	19,0	12,3	9,3	10,4	15,7	24,3	33,5	41,1	44,6	
12,5	18,0	25,3	33,5	39,3	41,9	40,7	35,9	28,4	20,3	13,9	11,1	44	43,2	37,2	29,3	20,1	13,5	10,5	11,6	16,8	25,2	34,1	41,4	44,6	
13,8	19,2	26,3	34,1	39,5	41,9	40,8	36,3	29,2	21,4	15,1	12,4	42	43,3	37,7	30,1	21,2	14,6	11,6	12,8	18,0	26,2	34,7	41,6	44,6	
15,0	20,4	27,2	34,7	39,7	41,9	40,8	36,7	30,0	22,5	16,3	13,6	40	43,4	38,1	30,9	22,3	15,8	12,8	13,9	19,1	27,1	35,3	41,8	44,6	
16,2	21,5	28,1	35,2	39,9	41,8	40,8	37,0	30,7	23,6	17,5	14,8	38	43,4	38,5	31,7	23,3	16,9	13,9	15,1	20,2	28,0	35,8	41,9	44,5	
17,5	22,6	29,0	35,7	40,0	41,7	40,8	37,4	31,5	24,6	18,7	16,1	36	43,4	38,9	32,4	24,3	18,1	15,1	16,2	21,2	28,8	36,3	42,0	44,4	
18,7	23,7	29,9	36,1	40,0	41,6	40,8	37,6	32,1	25,6	19,9	17,3	34	43,4	39,2	33,0	25,3	19,2	16,2	17,4	22,3	29,6	36,7	42,0	44,3	
19,9	24,8	30,7	35,5	40,0	41,4	40,7	37,9	32,8	26,6	21,1	18,5	32	43,3	39,4	33,7	26,3	20,3	17,4	18,5	23,3	30,4	37,1	42,0	44,1	
21,1	25,8	31,4	36,8	40,0	41,2	40,6	38,0	33,4	27,6	22,2	19,8	30	43,1	39,6	34,3	27,2	21,4	18,5	19,6	24,3	31,1	37,5	42,0	43,9	
22,3	26,8	32,2	37,1	40,0	40,9	40,4	38,2	33,9	28,5	23,3	21,0	28	43,0	39,8	34,8	28,1	22,5	19,7	20,7	25,3	31,8	37,8	41,9	43,6	
23,4	27,8	32,8	37,4	39,9	40,6	40,2	38,3	34,5	29,3	24,5	22,2	26	42,8	39,9	35,3	29,0	23,5	20,8	21,8	26,3	32,5	38,0	41,8	43,3	
24,6	28,8	33,5	37,6	39,7	40,3	39,9	38,3	34,9	30,2	25,5	23,3	24	42,5	40,0	35,8	29,8	24,6	21,9	22,9	27,2	33,1	38,3	41,7	43,0	
25,7	29,7	34,1	37,8	39,5	40,0	39,6	38,4	35,4	31,0	26,6	24,5	22	42,2	40,1	36,2	30,6	25,6	23,0	24,0	28,1	33,7	38,4	41,4	42,6	
26,8	30,6	34,7	37,9	39,3	39,5	39,3	38,3	35,8	31,8	27,7	25,6	20	41,9	40,0	36,6	31,3	26,6	24,1	25,0	28,9	34,2	38,6	41,2	42,1	
27,9	31,5	35,2	38,0	39,0	39,1	38,9	38,2	36,1	32,5	28,7	26,8	18	41,5	40,0	37,0	32,1	27,5	25,1	26,0	29,8	34,7	38,7	40,9	41,7	
28,9	32,3	35,7	38,1	38,7	38,6	38,5	38,1	36,4	33,2	29,6	27,9	16	41,1	39,9	37,2	32,8	28,5	26,2	27,0	30,6	35,2	38,7	40,6	41,2	
29,9	33,1	36,1	38,1	38,4	38,1	38,1	38,0	36,7	33,9	30,6	28,9	14	40,6	39,7	37,5	33,4	29,4	27,2	27,9	31,3	35,6	38,7	40,2	40,6	
30,9	33,8	36,5	38,0	38,0	37,6	37,6	37,8	36,9	34,5	31,5	30,0	12	40,1	39,6	37,7	34,0	30,2	28,1	28,9	32,1	36,0	38,6	39,8	40,0	
31,9	34,5	36,9	37,9	37,6	37,0	37,1	37,5	37,1	35,1	32,4	31,0	10	39,5	39,3	37,8	34,6	31,1	29,1	29,8	32,8	36,3	38,5	39,3	39,4	
32,8	35,2	37,2	37,8	37,1	36,3	36,5	37,2	37,2	35,6	33,3	32,0	8	38,9	39,0	37,9	35,1	31,9	30,0	30,7	33,4	36,6	38,4	38,8	38,7	
33,7	35,8	37,4	37,6	36,6	35,7	35,9	36,9	37,3	36,1	34,1	32,9	6	38,3	38,7	38,0	35,6	32,7	30,9	31,5	34,0	36,8	38,2	38,2	38,0	
34,6	36,4	37,6	37,4	36,0	35,0	35,3	36,5	37,3	36,6	34,9	33,9	4	37,6	38,3	38,0	36,0	33,4	31,8	32,3	34,6	37,0	38,0	37,6	37,2	
35,4	37,0	37,8	37,1	35,4	34,2	34,6	36,1	37,3	37,0	35,6	34,8	2	36,9	37,9	38,0	36,4	34,1	32,6	33,1	35,2	37,1	37,7	37,0	36,4	
36,2	37,5	37,9	36,8	34,8	33,4	33,9	35,7	37,4	37,4	36,3	35,6	0	36,2	37,5	37,9	36,8	34,8	33,4	33,9	35,7	37,2	37,4	36,3	35,6	

¹ Los valores de R_a durante el día 15^{vo} del mes, proveen una buena estimación (error <1%) de R_a promediada de todos los días del mes. Solamente en casos de latitudes muy elevadas (mayores a 55° N o S) y durante los meses invernales, las desviaciones podrían ser mayores al 1 %.

² Los valores pueden ser convertidos a sus equivalentes en mm día-1 si se dividen por Lambda = 2,45.