

## INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración de la superficie de referencia, denominada evapotranspiración del cultivo de referencia o evapotranspiración de referencia y simbolizada como ETo. La superficie de referencia es un cultivo hipotético de pasto, con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial fija de 70 s m<sup>-1</sup> y un albedo de 0,23. La superficie de referencia es muy similar a una superficie extensa de pasto verde, bien regada, de altura uniforme, creciendo activamente y dando sombra totalmente al suelo.

La ETo se puede calcular utilizando datos meteorológicos. Como resultado de una consulta de expertos realizada en mayo de 1990, el método de FAO Penman-Monteith ahora se recomienda como el único método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiración de referencia.

Gran parte del agua que llega a la tierra, es devuelta a la atmósfera por la evapotranspiración, que es la unión de la evaporación del suelo y la transpiración de las plantas, eso quiere decir que la evapotranspiración tiene gran incidencia dentro del ciclo hidrológico.

Existen números estudios en el mundo que contribuyen a la determinación de la evapotranspiración, debido a la pregunta que todos nos hacemos: **¿Cuál de las numerosas metodologías es la mejor para determinar la evapotranspiración?**

En este trabajo se pretende realizar un estudio minucioso y detallado a la fórmula de FAO PENMAN-MONTEITH, debido a las numerosas investigaciones realizadas a nivel mundial y nacional, donde llegaron a la conclusión de que es la que mejor y se acomoda a la realidad que ocurre este fenómeno llamado evapotranspiración.

Esta metodología se la considera como la más precisa para la determinación de la evapotranspiración porque es una fórmula que depende de muchos parámetros climáticos que no son fáciles de medir, pero si se los puede estimar.

En nuestro medio, las estaciones climatológicas son muy escasas y deficientes porque no miden todos los parámetros climáticos que inciden directamente en el proceso de la

evapotranspiración. Además, que existen muy pocas estaciones con las que se cuentan para la medición de los mismos, y los años de registros que son discontinuos y reducidos. Por esta razón es muy importante hacer un análisis de diferentes escenarios, en base a la disposición de los datos que se miden en la zona.

Lastimosamente en nuestro país y especialmente en el departamento de Tarija no se da mucha importancia a la medición de los parámetros hidrológicos ni climáticos, esto debido más que todo a la dedicación de tiempo, poca disponibilidad de recursos económicos para su adquisición e instalación y lo más importante que es el monitoreo y el mantenimiento de las estaciones.

Hoy en día no es suficiente solo medir estos parámetros que intervienen en la evapotranspiración, sino que tenemos que tomar en cuentas otros fenómenos como el cambio climático que cada vez este se va haciendo notar con más fuerza.

Se hará énfasis para poder ver la variación de la evapotranspiración actual con escenarios de cambio climático, para conocer el cambio en la variable temporalmente, para que sirva como información base en la definición de programas de recomendación para cultivos con enfoque de adaptación al cambio climático.

## **CAPÍTULO I: MARCO CONTEXTUAL DE LA INVESTIGACIÓN**

### **1.1. PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN**

#### **1.1.1. Planteamiento del problema**

Durante los últimos 50 años se han desarrollado una gran cantidad de métodos más o menos empíricos por numerosos científicos y especialistas en todo el mundo, con el fin de estimar la evapotranspiración a partir de diferentes variables climáticas. A menudo las ecuaciones estaban sujetas a rigurosas calibraciones locales, pero demostraron tener limitada validez global.

A pesar de ello, los datos de evapotranspiración son fundamentales al planteamiento de proyectos o para programar calendarios de riego.

De la misma manera en nuestro País se realizaron muchos esfuerzos e investigaciones a nivel del gobierno central para definir metodologías y fórmulas para estimar este parámetro, que permita uniformizar y comparar los parámetros de diseño en los sistemas de riego, siendo así que en mayo del 2006 se implementó en paquete ABRO (Área bajo riego óptimo), el mismo que es de uso obligatorio para realizar en Balance Hídrico de los cultivos, lo mismo ocurrió en el último estudio realizado el año 2012 durante la elaboración del Balance hídrico de Bolivia. En ambos estudios se recomienda utilizar el Método de FAO Penman-Monteith.

Debido a la poca disponibilidad de datos climatológicos para la aplicación de la ecuación de FAO Penman-Monteith en nuestro medio, es que nos vemos limitados a su aplicación, por lo tanto, nos vemos obligados a buscar instrumentos científicos para generar los mismos y hacer los análisis sobre la representatividad de los mismos.

Las últimas tendencias para el uso del agua con fines de riego, son los sistemas tecnificados que tienden a aumentar su eficiencia ante la carencia del líquido elemento y que permitan garantizar la seguridad alimentaria.

#### **1.1.2. Formulación del problema**

Debido a la poca disponibilidad de datos climatológicos para la aplicación de la ecuación de FAO Penman-Monteith en nuestro medio, es que nos vemos limitados a

su aplicación, por lo tanto, nos vemos obligados a buscar instrumentos científicos para generar los propios y hacer los análisis sobre la representatividad de los mismos.

**Pero ¿de qué manera afecta la poca disponibilidad de información climática para el diseño de los sistemas de riego?**

Las últimas tendencias para el uso del agua con fines de riego, son los sistemas tecnificados que tienden a aumentar su eficiencia ante la carencia del líquido elemento y que permitan garantizar la seguridad alimentaria.

### **1.1.3. Sistematización del problema**

¿Cuál es la situación actual de la información climática en el valle central de Tarija?

¿De qué manera es afectada la zona con poca y deficiente información climática?

¿Por qué en el departamento y en nuestro país, no se da mucha importancia de la medición de datos climáticos, además de hacer poca investigación de los recursos hídricos?

¿Qué impacto provoca la poca disponibilidad de datos climáticos en el diseño de los sistemas de riego?

## **1.2. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN**

### **1.2.1. Objetivo general**

En el presente trabajo se plantea el siguiente objetivo fundamental:

- ❖ Analizar y estimar la evapotranspiración de referencia mensual mediante el método de FAO Penman-Monteith en función de los datos disponibles en nuestro medio.

Aplicación: Estación meteorológica de AASANA Tarija (2010 – 2016).

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- ❖ Recopilar analizar y seleccionar información sobre datos climáticos de la estación meteorológica de AASANA – Tarija en el periodo 2010 – 2016.
- ❖ Describir el método de cálculo FAO Penman-Monteith.
- ❖ Identificar los parámetros de cálculo.

- ❖ Generar parámetros de cálculo en base a correlaciones científicas.
- ❖ Analizar los resultados del método FAO Penman-Monteith en función de la información disponible y su validación con la evaporación.

### **1.3. JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN**

#### **1.3.1. Teórica**

La evapotranspiración es un elemento fundamental dentro del Ciclo Hidrológico del agua, además es el criterio que se utiliza para la determinación de las demandas de los cultivos, parámetro principal en el diseño de los sistemas de riego, con el fin de hacer un uso racional del agua.

En nuestro medio, la información climatológica es alarmante, es lamentable que se tenga información muy pésima que no contribuyen a realizar con precisión el diseño de proyectos de riego.

Es de vital importancia conocer la precisión del método FAO Penman-Monteith, para determinar un buen parámetro de la evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>) y obtener buenos diseños de los sistemas de riego y de esta manera optimizar por una parte el uso del agua y por otra el diseño del proyecto de riego, evitando sobredimensionar o sub dimensionar los mismos.

#### **1.3.2. Metodológica**

Mediante, el presente estudio se pretende dar a conocer la precisión del método a partir de utilizar toda la información necesaria en comparación de los resultados a obtener a partir de la generación de parámetros, a partir de ecuaciones científicas desarrolladas por distintos autores.

#### **1.3.3. Práctica**

Es de vital importancia conocer con la mayor precisión del método, lo cual permitirá, a los proyectistas contar con un instrumento más en el momento de definir sus parámetros de diseño, por lo tanto, garantizará una mejor calidad de diseño.

### **1.4. MARCO DE REFERENCIA**

#### **1.4.1. Marco teórico**

Gran parte del agua que llega a la tierra regresa a la atmósfera en forma de vapor directamente por evaporación o a través de las plantas por transpiración. Esta fracción de agua no aprovechable por el hombre es una variable importante dentro del ciclo hidrológico ya que, según las cuencas, puede alcanzar entre un 50 y un 90% de la precipitación.

La evaporación y la transpiración son procesos interdependientes que se realizan en la naturaleza en forma simultánea. Debido a la dificultad de discriminar la evaporación y transpiración se introdujo el concepto de evapotranspiración. La unidad usual con la que se expresan estos tres términos es el milímetro de altura de agua, referido siempre a un determinado intervalo de tiempo. La unidad de tiempo puede ser una hora, un día o más, un mes o incluso un período completo de cultivo o un año. Dado que una hectárea tiene una superficie de  $10000 \text{ m}^2$  y 1 mm es igual a 0,001 m, una pérdida de 1 mm de agua corresponde a una pérdida de  $10 \text{ m}^3$  de agua por hectárea. Es decir, 1 mm/día es equivalente a  $10 \text{ m}^3/\text{ha día}$ . La altura del agua también puede expresarse en términos de la energía recibida por unidad de área. Esto último se refiere a la energía o al calor requerido para vaporizar el agua. Esta energía es una función de la temperatura del agua. Por ejemplo, a  $20^\circ\text{C}$ , el calor latente de vaporización tiene un valor de 2,45 MJ/kg. Es decir, 2,45 MJ son necesarios para vaporizar 1 kg de agua (o  $0,001 \text{ m}^3$  de agua, aproximando la densidad del agua a  $1000 \text{ kg/m}^3$ ). Por lo tanto, un aporte de energía de  $2,45 \text{ MJ/m}^2$  puede vaporizar 0,001 m o 1 mm de agua. De esta manera, 1 mm de agua es equivalente a  $2,45 \text{ MJ/m}^2$ . La evaporación o la evapotranspiración expresadas en unidades de  $\text{MJ/m}^2 \text{ día}$  se calcula como el producto entre la evapotranspiración y el calor latente (Allen et al., 2006).

El presente capítulo es organizado a los efectos de explicar los conceptos de evaporación y evapotranspiración, introducir los distintos métodos para sus respectivas estimaciones y mostrar los resultados de la aplicación de los procedimientos seleccionados.

#### **1.4.1.1. Evaporación**

La evaporación es el resultado del proceso físico por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso, retornando directamente a la atmósfera en forma de vapor. La radiación solar y, en menor grado, la temperatura ambiente del aire, proporcionan la energía que emplean las moléculas de agua para producir este cambio de estado. La fuerza impulsora para retirar el vapor de agua de una superficie evaporante es la diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie evaporante y la presión de vapor de agua en la atmósfera circundante. Esta diferencia se denomina *déficit higrométrico*.

A nivel molecular, el proceso de evaporación se inicia cuando las moléculas de agua de una superficie de agua libre, que se encuentran en continuo movimiento, llegan a la superficie del líquido. Por efecto de la radiación solar, las moléculas incrementan su temperatura y velocidad y por tanto, su energía cinética. De esta manera, algunas de ellas consiguen liberarse de la atracción de las moléculas adyacentes y atravesar la interface líquido-vapor, cambiando de estado. El calor absorbido por unidad de masa de agua para que se produzca la evaporación se denomina *calor latente de vaporización*.

A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente de agua y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire mojado circundante no se transfiere a la atmósfera. El reemplazo del aire saturado por aire más seco depende de la velocidad del viento. Así, la evaporación es proporcional al déficit de tensión de vapor entre el aire saturado (a la temperatura del agua) y la tensión de vapor en el aire. Si el viento saturado no es reemplazado, no sólo disminuye la evaporación, sino que se ve incrementada la condensación y el retorno de las moléculas de agua al estado líquido. La diferencia entre la cantidad de moléculas que abandonan el líquido y la cantidad de moléculas que vuelven a él indica el carácter global del proceso.

Todo tipo de agua en la superficie terrestre está expuesta a la evaporación. El proceso será tanto más difícil cuanto menor sea la agitación de las moléculas. Por el contrario,

la evaporación se favorecerá cuanto mayor sea la cantidad de agua con disponibilidad de evaporarse y mayor la insaturación del aire que envuelve a la superficie Evaporante.

#### **1.4.1.1.1. Factores que afectan el proceso**

Los factores que afectan a la evaporación son, principalmente, aquellos que influyen sobre el suministro de energía y el transporte de vapor. Dentro de los más importantes, que afectan la evaporación desde superficie de agua libre, pueden mencionarse:

- **Energía disponible:** La energía utilizada en la evaporación tiene como fuente principal la radiación solar. Parte de ésta se emplea en calentar el suelo y el aire, y otra parte es empleada en el proceso de evaporación. Tanto la energía acumulada en el suelo como en el aire pueden transferirse posteriormente al proceso de evaporación.
- **Déficit de saturación higrométrico:** La evaporación será mayor, cuanto mayor sea el déficit de saturación higrométrico, ya que se ve incrementado el poder evaporante de la atmósfera.
- **Temperatura:** La evaporación aumenta con la temperatura al afectar directamente la tensión de vapor de saturación. A mayor temperatura, la tensión de vapor de saturación es mayor, ya que la energía cinética de las moléculas aumenta. Pero el incremento de la temperatura del aire ambiente elevará tanto la tensión de vapor en el aire, como en el agua. Debido a que la evaporación es proporcional al déficit de tensión de vapor, incrementos iguales pueden no conducir a un aumento de la evaporación. Para que la evaporación continúe debe comunicarse una cantidad de calor igual a la pérdida por evaporación. De otra forma, al igualarse las temperaturas de aire y de agua, la evaporación cesa.
- **Velocidad y turbulencia del viento:** El viento asegura el reemplazo del aire en contacto con la superficie Evaporante por nuevas capas con humedad inferior. La velocidad del viento, por lo tanto, favorece la evaporación. Sin embargo, cuando la velocidad del viento es suficiente para remover todas las

moléculas evaporadas, un aumento de la misma no incrementará en modo apreciable la evaporación. Se considera que una velocidad de hasta 40 km/h es el límite máximo para que el viento produzca un efecto considerable sobre la evaporación. La influencia es mayor en grandes extensiones de agua y llega a ser despreciable en superficies pequeñas.

- **Presión:** La evaporación disminuye con el incremento de la presión. Esto se debe a que disminuye el déficit higrométrico, ya que la tensión de vapor en el aire se ve incrementada con el aumento de la presión.
- **Forma de la superficie evaporante:** Un volumen de agua con una superficie plana tiene presión de vapor superior al de una cóncava y menor que el de una convexa, bajo las mismas condiciones.
- **Calidad del agua:** La presencia de distintos solutos en el agua incrementa la energía cinética que las moléculas de agua necesitan para pasar a la fase de vapor. Por lo tanto, el efecto de la salinidad conduce a la reducción de la presión de vapor. Para períodos extensos de tiempo los efectos de la salinidad pueden despreciarse.

Hasta aquí se han mencionado factores que afectan a la *evaporación desde superficies de agua libre* y que serán los considerados en el presente trabajo.

Otros estudios evalúan la *evaporación desde el suelo* considerando el efecto de dos factores adicionales: el “**grado de cobertura del suelo**” y la “**cantidad de agua disponible**”. En estos casos, la evaporación está determinada sólo por las condiciones meteorológicas en suelos provistos de agua con suficiente velocidad (ya sea por la abundancia de lluvias, el riego frecuente o el ascenso capilar). Sin embargo, cuando las frecuencias, tanto de las lluvias como del riego, son bajas, o la capacidad del suelo de conducir la humedad cerca de la superficie es reducida, el contenido de agua en los horizontes superiores del suelo disminuye y la superficie se seca. Bajo estas circunstancias, la disponibilidad limitada del agua ejerce un control importante sobre la evaporación del suelo.

#### **1.4.1.1.2. Instrumentos de medición**

Algunos instrumentos empleados para determinar la evaporación son:

- **Evaporímetro de balanza.** - Consiste en un recipiente con agua depositado sobre una balanza que registra, por diferencia de peso, el agua perdida por evaporación. Un ejemplo de este tipo de instrumentos es el evaporímetro modelo Wild que consta de un depósito de 250 cm<sup>2</sup> de superficie y 35 mm de profundidad lleno de agua, instalado sobre una balanza. Presenta como desventaja la influencia, sobre la medición realizada, del calentamiento de las paredes y entre sus ventajas puede mencionarse la posibilidad de realizar un registro continuo por medio de un evaporígrafo.
- **Superficie de papel húmedo.** - Se fundamenta en el humedecimiento de superficies de papel al contacto con un depósito de agua. El más usado es el evaporímetro Piché, comúnmente presente en las estaciones meteorológicas. El depósito tiene forma de tubo, y alimenta al papel ayudado por la presión atmosférica. La evaporación produce el secado del papel y la medición que se realiza es la del descenso del agua desde el tubo.
- **Tanque de evaporación.** - Nuevamente, la evaporación es medida monitoreando la pérdida de agua en un tanque durante un determinado período de tiempo. La frecuencia de la medición generalmente es diaria. Provee una medida del efecto integrado de la radiación, el viento, la temperatura y la humedad, sobre la evaporación desde una superficie abierta. Los tanques de evaporación son los instrumentos de medición más empleados, y varían ampliamente en forma, medida y material. Según su ubicación, los tanques se clasifican en:
  - **Exteriores.** - Son fácilmente instalables y muy sensibles a las variaciones de temperatura del aire y de la insolación. El más usado es el “*Tanque de evaporación clase A*” que se caracteriza por un diámetro de 120,5 cm y una altura de 25,4 cm. Debe colocarse de forma tal que quede rodeado de un pasto corto en un radio de 50 m y llenarse hasta 5 cm desde su borde, evitando que el nivel baje más allá de 7,5 cm por debajo del mismo. Es de hierro galvanizado y tiene una base cuadrículada de madera para garantizar la libre circulación del aire.

Para la medición del nivel del agua se pueden emplear tanto un tornillo de gancho como una probeta graduada hasta una décima de mm. La desventaja que presenta este tipo de tanques es que el calentamiento de sus paredes conduce a un incremento de la evaporación respecto a la medida de evaporación que se produciría en una mayor superficie de agua. Por este motivo, el empleo de las mediciones del tanque de evaporación en estudios que involucran mayores superficies de agua requiere la aplicación de coeficientes de corrección de tanque que oscilan entre 0,6 y 0,8.

- **Enterrados.** -Este tipo de tanques es menos sensible a la temperatura de las paredes, pero, sin embargo, lo es a variaciones de la radiación solar. El borde se encuentra 12 cm por encima del suelo. Como desventajas pueden mencionarse su difícil reposición y limpieza, como así también el error que ocasionan las gotas de lluvia y los sedimentos.

- **Flotantes.** - Se emplean para medir la evaporación de grandes extensiones de agua, por ejemplo, lagos y ríos. Están elevados sobre la superficie del agua a una distancia de 7 a 10 cm. Si bien están diseñados para obtener mediciones más precisas, asimilándolas a las condiciones reales, presentan como desventajas las lecturas falseadas por el viento, el oleaje y la inestabilidad del tanque, como así también, dificultades propias del amarre del mismo.

Otro instrumento a tener en cuenta para calcular la evaporación son los **Psicrómetros**. Estos son instrumentos de medición de la humedad específica (la medida se realiza, en forma simultánea, a dos alturas diferentes) que es una variable involucrada en algunos métodos, por ejemplo, Thornthwaite y Mather (1955), para calcular la evaporación.

Si bien estos instrumentos de campo no son apropiados para realizar determinaciones de rutina, por exigir alto costo de mantenimiento y rigurosidad en las mediciones, resultan importantes para evaluar la precisión con que las distintas metodologías estiman la evaporación.

Para los objetivos planteados en el presente trabajo se utilizan las mediciones en tanque de evaporación exterior a los fines de contrastar los distintos métodos empleados y determinar el más preciso.

#### **1.4.1.1.3. Métodos de estimación**

En la presente sección se desarrollan algunos métodos de estimación de la evaporación de acuerdo con la siguiente clasificación:

- **Métodos teóricos.** - Se fundamentan en los principios de conservación de la materia y la energía.
- **Métodos semi-empíricos.** - Relacionan la evaporación con algunos factores que influyen en el fenómeno y engloban los demás en coeficientes empíricos.
- **Métodos combinados.** - Involucran elementos de los métodos de balance energético y transferencia de masa.

Las tensiones de vapor se expresan en unidades de mmHg, la velocidad del viento en m/s y la radiación en mm/día. De esta manera, el dato de evaporación se obtiene en unidades de mm/día.

A lo largo de los años se han propuesto numerosas modificaciones a la ecuación original de Penman. Por ejemplo, el Servicio Nacional de Clima de los EEUU empleó una variante de dicha ecuación para desarrollar correlaciones que permitieran estimar la evaporación. Los datos requeridos por esta modificación son la temperatura media del aire, el punto de rocío, la velocidad diaria del viento y la radiación solar.

#### **1.4.1.2. Evapotranspiración potencial**

En condiciones naturales, la evaporación y la transpiración son fenómenos interdependientes. La pérdida de agua producida a causa de estos dos procesos se engloba bajo el concepto de evapotranspiración (ET).

##### **1.4.1.2.1. Factores que afectan el Proceso**

Al estudio de la evapotranspiración, además de los factores que afectan a la evaporación, se le incorporan aquellos asociados a la transpiración. Cuando las estomas

están completamente abiertas, la tasa de transpiración está determinada por los mismos factores que controlan a la evaporación. De esta manera, los factores que afectan a la transpiración en forma directa serán aquellos que influyan sobre el comportamiento estomático, a saber:

- **Temperatura:** Dentro de los intervalos normales (de 10 a 25°C), los cambios de temperatura tienen poco efecto sobre el comportamiento de las estomas, pero temperaturas de más de 30°C pueden provocar el cierre estomático. Esto se debe a que el efecto de la temperatura es directo sobre la respiración de la planta. Un aumento de temperatura provoca una mayor respiración y un incremento concomitante en la concentración de CO<sub>2</sub>, causante del cierre de la estoma. Muchas plantas cierran sus estomas regularmente al mediodía debido, aparentemente, al efecto de la temperatura sobre la acumulación de CO<sub>2</sub> y debido a la deshidratación de las hojas cuando la pérdida de agua por transpiración excede a la absorción de agua desde las raíces.
- **Luminosidad:** En la mayoría de las especies, las estomas se abren con la luz y se cierran con la oscuridad. Esto se explica, en parte, por la necesidad de las plantas de incorporar CO<sub>2</sub> para realizar el proceso de fotosíntesis. Sin embargo, unas amplias variedades de plantas abren sus estomas por la noche, cuando las condiciones son menos favorables para la transpiración. Esto ocurre en las plantas suculentas o crasas, que son capaces de resistir largos periodos de sequía al acumular agua en sus hojas, tallos y raíces.
- **Concentración de Dióxido de Carbono (CO<sub>2</sub>):** En muchas especies, un incremento en la concentración de CO<sub>2</sub> produce el cierre de las estomas. La magnitud de esta respuesta al CO<sub>2</sub> varía con la especie vegetal y con el grado de escasez de agua.
- **Número de Estomas por Unidad de Superficie:** dependiendo de la especie vegetal y su estado de desarrollo, así como también de las condiciones ambientales, el mismo es variable.

#### 1.4.1.2.2. Instrumentos de Medición

Entre las técnicas e instrumentos más utilizados para medir la evapotranspiración, tanto a campo como en laboratorio, pueden mencionarse:

- **Método gravimétrico:** Se basa en el registro de diferentes valores de humedad mediante una serie de pesadas efectuadas, durante el ciclo vegetativo, en muestras de suelo. Dichas muestras se extraen desde una profundidad igual a la que tienen las raíces de las plantas del cultivo considerado. En función de las diferencias en los valores de humedad y de las características del suelo se obtienen las láminas de agua consumidas por evapotranspiración, en un período de tiempo determinado.
- **Evapotranspirómetro:** Consiste en uno o más depósitos excavados en el terreno, rellenos con el perfil de suelo que se desea estudiar, sobre el cual se planta el cultivo de interés. El fondo tiene un tubo colector que recoge las salidas y las conduce a un depósito colector también enterrado y situado en un nivel inferior, donde se realizan las mediciones. Está diseñado para obtener medidas directas de evapotranspiración potencial a partir de la ecuación del balance hídrico.
- **Lisímetro:** Consiste en un gran recipiente enterrado que encierra una determinada porción de suelo con superficie desnuda o cubierta vegetal, ubicado en campo para representar las condiciones naturales. Se utiliza para determinar la evapotranspiración de un cultivo en crecimiento, de una cobertura vegetal de referencia o la evaporación de un suelo desnudo. La zona del suelo en la que se asientan las raíces se aíslan del entorno, de forma tal que, tanto los flujos laterales como los de percolación o ascenso capilar son nulos. En los lisímetros de pesada el incremento o pérdida de agua se mide por el cambio en la masa obtenido pesando el recipiente en el que se encuentra el suelo. De esta forma, los restantes términos del balance hídrico pueden ser determinados con precisión, y a partir de allí calcularse la evapotranspiración real. Dado que los lisímetros constituyen los instrumentos que proporcionan los valores más precisos de evapotranspiración, se los utiliza frecuentemente para validar diferentes modelos de estimación de la evapotranspiración (Aboukhaled et al.,

1986). La principal desventaja que presentan las mediciones lisimétricas es que son laboriosas y muy costosas. Además, dado que la medición de evapotranspiración es puntual, debe ser evaluada para áreas pequeñas y no en grandes superficies.

Las diferencias entre el lisímetro y el evapotranspirómetro radican en la forma en que estos instrumentos son abastecidos y en la existencia de drenaje en el primero de ellos. Así, en el lisímetro, el agua se aplica por la superficie y se elimina por debajo, mientras que en el evapotranspirómetro asciende por capilaridad a la capa radical asegurando, de esta manera, una humedad del suelo igual a su capacidad de campo. En estas condiciones, el evapotranspirómetro permite medir la evapotranspiración potencial de un lugar determinado (Gangopadhaya et al., 1966).

#### **1.4.1.2.3. Métodos de Estimación**

Como ya se mencionó, la medición de la evapotranspiración potencial es muy compleja, ya que requiere instrumentos específicos y la determinación de parámetros físicos. Los métodos experimentales son en general costosos y pueden ser desarrollados apropiadamente sólo por personal de investigación. Las dificultades en la aplicación de los métodos de campo llevaron a desarrollar procedimientos de estimación de la evapotranspiración potencial que involucran datos climáticos fácilmente accesibles.

En general, los métodos para determinar la evapotranspiración potencial se clasifican en Métodos Directos y Métodos Indirectos.

##### **1.4.1.2.3.1. Métodos Directos:**

Los más ampliamente utilizados, nuevamente, se conocen como “Balance Hídrico” y “Balance Energético”:

##### **a) Balance Hídrico:**

Consiste en evaluar los flujos de agua que entran y salen de la zona radicular del cultivo dentro de un determinado período de tiempo.

El método propone determinar la evapotranspiración (ET) mediante la siguiente ecuación:

Dónde:

$$ET = R + Pr - ES - D - Ca \pm FS \pm DSW$$

R = riego,

ES = escurrimiento superficial,

D = percolación profunda,

Ca = capilaridad,

FS = flujo sub-superficial,

DSW = variación en el contenido de agua en el suelo.

La ventaja que presenta este método es que su formulación es simple. Sin embargo, el método ha mostrado baja precisión en las medidas diarias y limitaciones importantes para obtener la evapotranspiración durante períodos lluviosos (ver, por ejemplo, Muñoz Cárpena y Ritter Rodríguez, 2005).

#### **b) Balance Energético:**

Está basado en la regulación del proceso de evapotranspiración en función de la cantidad de energía disponible. Parte de la energía que recibe el sistema de interés se emplea en producir evapotranspiración, y es posible calcularla aplicando el principio de conservación de la energía, para estimar la evaporación. La principal diferencia entre el método de balance energético aplicado en la estimación de la evapotranspiración es que aquí el sistema no sólo involucra suelo y aire, sino también vegetación. Por lo tanto, el flujo de radiación neta ( $Q_n$ ) se emplea no sólo para evaporar el agua, sino también para calentar las superficies (suelo y vegetación), lo que se denomina calor latente y calor sensible, respectivamente.

#### **1.4.1.2.3.2. Métodos Directos:**

Estos métodos de estimación deducen la evapotranspiración potencial corrigiendo medidas muy relacionadas (por ejemplo, mediciones en tanques de evaporación) o bien, aplicando modelos físicos o estadísticos a partir de parámetros climáticos generales.

#### **1.4.1.3. Transpiración: Concepto e instrumentos de medición**

En las primeras etapas del cultivo el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del mismo y finalmente, cuando éste cubre el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal.

La transpiración es el resultado del proceso fisiológico y biológico por el cual el agua cambia del estado líquido al gaseoso a través del metabolismo de la planta. Esencialmente, es el mismo proceso físico que la evaporación, excepto que la superficie desde la cual se escapan las moléculas del líquido no es de agua libre, sino que es la superficie de las hojas. Las hojas poseen una delgada epidermis con numerosas aberturas denominadas estomas (Raven et al., 1992). El espacio intercelular en el mesoderma contiene grandes volúmenes de aire entre cada estoma. La humedad en los espacios intercelulares se vaporiza y escapa de la hoja a través de las estomas. Casi toda el agua que la planta absorbe del suelo se pierde por transpiración y sólo una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales.

Las mediciones de transpiración y los cálculos de conductancia foliar del vapor de agua son parámetros importantes en el estudio del continuo suelo-planta-atmósfera. El procedimiento más preciso para estimar la transpiración involucra sistemas de “intercambio gaseoso” en los que la transpiración se calcula midiendo el vapor de agua en una atmósfera cerrada que rodea a la hoja. Si bien este método es muy preciso, su complejidad reduce su aplicación.

##### **1.4.1.3.1. Instrumentos de medición**

En la actualidad, entre las técnicas e instrumentos más utilizados para estimar la transpiración pueden mencionarse:

- **Fitómetro.** - Es el instrumento de laboratorio más utilizado para medir la transpiración. Se emplea en plantas que se hacen crecer en potes completamente cerrados. Se pesa la planta al comenzar la medición y luego se vuelve a pesar a intervalos de tiempo convenientes. La evaporación del suelo se previene recubriéndolo con un material impermeable y, si se utilizan macetas de cerámica, deben ser impermeabilizadas. Se puede emplear con plantas pequeñas y con aquellas que crecen en cultivos hidropónicos. Los resultados se expresan en gramos o mililitros de agua transpirada en relación a la superficie foliar y a una unidad de tiempo.
- **Cloruro de cobalto.** - En este caso la transpiración se indica por el cambio de color de un pedazo de papel de filtro adherido a una hoja, previamente impregnado con una solución al 3% de cloruro de cobalto. Cuando está seco el papel es de color azul y cuando se humedece es rosado. La velocidad con la que el papel cambia de color es un indicio de la velocidad de la transpiración. Este método se puede utilizar para medir las tasas relativas de transpiración de diferentes especies.
- **Pirómetro.** - Este instrumento mide el flujo de gases que se realiza a través de las estomas. De esta manera, se determina la conductividad estomática como un índice de la apertura y cierre de los estomas y, por tanto, de la transpiración.

#### **1.4.1.4. Evapotranspiración de referencia (ET<sub>0</sub>)**

Esta parte del libro incluye los aspectos relacionados con la evapotranspiración de la superficie de referencia, denominada evapotranspiración del cultivo de referencia o evapotranspiración de referencia y simbolizada como ET<sub>0</sub>.

La ET<sub>0</sub> se puede calcular utilizando datos meteorológicos. Como resultado de una consulta de expertos realizada en mayo de 1990, el método de FAO Penman-Monteith ahora se recomienda como el único método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiración de referencia. El método de FAO Penman-Monteith requiere datos de radiación, temperatura del aire, humedad atmosférica y velocidad del viento. Los procedimientos de cálculo presentados en este libro permiten la determinación de ET<sub>0</sub> con el método de FAO Penman-Monteith

bajo casi todas las circunstancias, incluyendo los casos en que falten datos climáticos.

La  $ET_0$ , también se puede estimar de la evaporación del tanque evaporímetro Clase A. Los depósitos han probado su valor práctico y han sido utilizados con éxito para estimar  $ET_0$  observando la evaporación del tanque y aplicando coeficientes empíricos para relacionar la evaporación del tanque con la  $ET_0$ . Sin embargo, para la aplicación de este método se deben tomar ciertas precauciones y debe estar garantizado un buen manejo del tanque.

#### **1.4.1.5. El tanque evaporímetro**

##### **1.4.1.5.1. Método del tanque evaporímetro**

La tasa evaporativa de los tanques de evaporación llenos de agua puede ser fácilmente obtenida. En ausencia de lluvia, la cantidad de agua evaporada durante un período ( $\text{mm día}^{-1}$ ) corresponde a la disminución de la altura de agua en el tanque en ese período.

Los tanques proporcionan una medida del efecto integrado de la radiación, viento, temperatura y humedad sobre el proceso evaporativo de una superficie abierta de agua. Aunque el tanque evaporímetro responde de una manera similar a los mismos elementos climáticos que afectan la transpiración del cultivo, varios factores producen diferencias significativas en la pérdida de agua de una superficie libre evaporante y de una superficie cultivada. La reflexión de la radiación solar del agua en el tanque puede ser diferente del 23% asumido para el cultivo de referencia. El almacenaje de calor dentro del tanque puede ser apreciable y puede causar una significativa evaporación durante la noche mientras que la mayoría de los cultivos transpiran solamente durante el día. También se distinguen diferencias en la turbulencia, temperatura y humedad del aire que se encuentran inmediatamente sobre estas dos superficies. La transferencia de calor a través de las paredes del tanque también afecta el balance energético.

A pesar de la diferencia en los procesos ligados a la evaporación del tanque y la evapotranspiración de superficies cultivadas, el uso de la evaporación del tanque para predecir la  $ET_0$  para períodos de 10 días puede ser considerado confiable si se usa

correctamente. La evaporación del tanque está relacionada con la evapotranspiración de referencia por un coeficiente empírico derivado del mismo tanque:

$$ET_o = K_p * E_{pan}$$

DONDE:  $ET_o$  = evaporación de referencia [mm día-1],

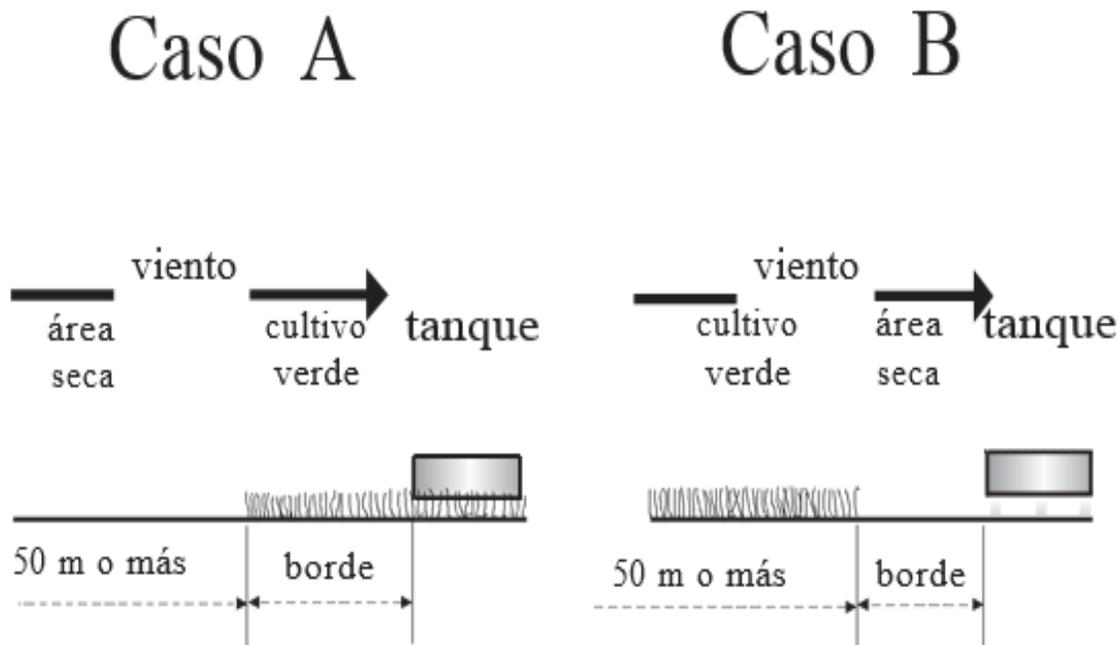
$K_p$  = coeficiente del tanque evaporímetro [-],

$E_{pan}$  = evaporación del tanque evaporímetro [mm día-1].

#### **1.4.1.5.2. Tipos y ambiente del tanque evaporímetro**

Existen diversos tipos de tanques evaporímetros. Las descripciones del tanque clase A y del tanque enterrado tipo Colorado se presentan en los cuadros líneas abajo. Como el color, el tamaño, y la posición del tanque evaporímetro tienen una influencia significativa en los resultados medidos, los coeficientes del tanque evaporímetro son específicos para cada tipo de tanque evaporímetro.

Para seleccionar el coeficiente apropiado para un tanque evaporímetro dado, se debe considerar no solamente el tipo del tanque, sino también la cobertura del suelo donde se ubica el tanque, sus alrededores, así como el viento y las condiciones generales de humedad. La localización y el ambiente del tanque evaporímetro también tienen influencia en los resultados. Lo último es particularmente cierto en casos en que el tanque evaporímetro se encuentra situado en suelos bajo barbecho y no en campos cultivados. Bajo esta característica, dos casos se consideran comúnmente: Caso A en que el tanque evaporímetro se localiza en una zona de pasto corto verde y está rodeado por un suelo en barbecho; y Caso B en que el tanque evaporímetro se localiza sobre un suelo en barbecho y está rodeado por un cultivo verde como se detalla en la siguiente figura.



*FIGURA. 1: Dos casos de localización del tanque de evaporación y sus alrededores (FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)*

#### **1.4.1.5.3. Coeficientes del tanque evaporímetro**

Dependiendo del tipo de tanque y del tamaño y estado de la zona tampón, los coeficientes del tanque evaporímetro tendrán valores diferentes. Cuanto más grande es la zona tampón, más rápidamente el aire que se mueve sobre el tanque estará en equilibrio con ella. En equilibrio y con un área tampón grande, el aire contiene más vapor de agua y menos calor en el caso A que en el caso B. En caso en que los datos medidos con otros tipos de tanques estén disponibles, estos deben primero relacionarse con los datos del tanque tipo Colorado o con la ecuación FAO Penman-Monteith para desarrollar  $K_p$ . Los cocientes entre la evaporación de tanques enterrados y del tanque evaporímetro tipo Colorado para diversas condiciones climáticas y ambientes se presentan en el Cuadro.

*Tabla 1: Coeficientes de bandeja clase "A" dados por Doorenbos y Pruitt (1977). Para diferentes condiciones meteorológicas y de ubicación del tanque de evaporación clase "A"*

	Bandeja colocada en superficie cultivada, forraje verde y de poca altura			Bandeja colocada en zona de barlovento seco				
Humedad Relativa(%)	Baja < 40	Media 40 - 70	Alta > 70	Baja < 40	Media 40 - 70	Alta > 70		
Velocidad del viento (Km/d)	Distancia por el lado barlovento del cultivo de forraje verde (m)			Distancia por el lado barlovento del cultivo del barbecho seco (m)				
Leve < 175	0	0,55	0,65	0,75	0	0,7	0,8	0,85
	10	0,65	0,75	0,85	10	0,6	0,7	0,8
	100	0,7	0,8	0,85	100	0,55	0,65	0,75
	1000	0,75	0,85	0,85	1000	0,5	0,6	0,7
Moderada 175 - 425	0	0,5	0,6	0,65	0	0,65	0,75	0,8
	10	0,6	0,7	0,75	10	0,55	0,65	0,7
	100	0,65	0,75	0,8	100	0,5	0,6	0,65
	1000	0,7	0,8	0,8	1000	0,45	0,55	0,6
Fuerte 425 - 700	0	0,45	0,5	0,6	0	0,6	0,65	0,7
	10	0,55	0,6	0,65	10	0,5	0,55	0,65
	100	0,6	0,65	0,7	100	0,45	0,5	0,6
	1000	0,65	0,7	0,75	1000	0,4	0,45	0,55
Muy Fuerte > 700	0	0,4	0,45	0,5	0	0,5	0,6	0,65
	10	0,45	0,55	0,6	10	0,45	0,5	0,55
	100	0,5	0,6	0,65	100	0,4	0,45	0,5
	1000	0,55	0,6	0,65	1000	0,35	0,4	0,45

#### 1.4.1.5.4. Ajustes

Bajo algunas condiciones no consideradas en los Cuadros, los coeficientes ( $K_p$ ) presentadas aquí, pueden necesitar algún ajuste. Éste es el caso en áreas sin desarrollo agrícola, o donde los tanques están rodeados por cultivos altos. El variar el color del tanque evaporímetro a otro color diferente al estándar o la instalación de las mallas protectoras puede afectar la lectura del tanque evaporímetro y requerirá algún ajuste del coeficiente  $K_p$ .

En áreas sin desarrollo agrícola y extensas zonas con suelos desnudos (grandes áreas tampón, el Caso B), como las encontradas en condiciones desérticas o semidesérticas, los valores de  $K_p$  aquí presentados para áreas áridas y ventosas pueden necesitar ser reducidos hasta en un 20%; en áreas con niveles moderados de viento, temperatura y

humedad relativa, los valores presentados pueden necesitar una reducción del 5-10%; en climas húmedos y tibios se necesita poca o ninguna reducción del  $K_p$ .

En casos en que el tanque evaporímetro se encuentre dentro de un cercado y rodeado por cultivos de gran altura como por ejemplo el maíz (2,5 m), los coeficientes mencionados necesitarán ser incrementados hasta en un 30% en climas ventosos y secos, mientras que para condiciones tibias y húmedas solo se requiere un aumento del 5-10% del coeficiente.

La pintura de las paredes del tanque puede afectar la evaporación. Los coeficientes presentados se aplican para tanques galvanizados pintados anualmente con aluminio y a tanques de acero inoxidable. No se requiere corrección para los valores de  $E_{pan}$  en caso de que las superficies interiores y exteriores del tanque evaporímetro estén pintadas de blanco. Un aumento en  $E_{pan}$  de hasta 10% puede ocurrir cuando las paredes se pintan de negro. El material del que está fabricado el tanque produce pocas variaciones en el valor de  $E_{pan}$ .

El nivel en el cual se mantiene el agua en el tanque es importante; errores de hasta 15% puede resultar cuando el nivel del agua en el tanque evaporímetro Clase "A" se encuentra 10 centímetros por debajo del estándar aceptado que es de entre 5 y 7,5 centímetros debajo del borde. Las mallas colocadas sobre el tanque evaporímetro pueden reducir  $E_{pan}$  hasta en un 10%. Con el fin de evitar que las aves beban agua del tanque evaporímetro Clase A, se pueden colocar cerca otros tanques llenos con agua hasta el borde; en general los pájaros prefieren beber del tanque completamente lleno. El tanque de evaporación se debe colocar rodeado de una verja o cerca que evite que los animales entren y beban el agua. La turbidez del agua en el tanque generalmente no afecta  $E_{pan}$  en más del 5%. La variación total en  $E_{pan}$  no es constante en el tiempo debido al uso, al nivel de deterioro y las repetidas pinturas.

#### **1.4.2. Marco Conceptual**

El concepto de evapotranspiración potencial (ETP) fue definido por Thornthwaite (1948) como el máximo de evapotranspiración que depende únicamente del clima. Según este autor, no hay ninguna restricción de agua en el suelo y su magnitud depende

exclusivamente del clima. Por su parte, Penman (1956) define la evapotranspiración potencial como la cantidad de agua transpirada por un cultivo corto de césped que cubre el suelo en su totalidad y sin falta de agua. Incorpora así al concepto de evapotranspiración potencial no sólo el clima, sino también las condiciones del cultivo y el agua en el suelo. Justamente, los dos factores que ejercen mayor influencia sobre la evapotranspiración son el *desarrollo vegetal de la planta* y el *contenido de humedad del suelo*, los cuales son muy variables y difíciles de medir.

#### **1.4.2.1. Evaporación**

La evaporación es el proceso mediante el cual, el agua es evaporada por el terreno adyacente, por la superficie del agua o por la superficie de las hojas de las plantas. Es la cantidad de agua que en una unidad de tiempo evapora.

#### **1.4.2.2. Transpiración**

La transpiración que es el agua que, penetrando a través de las raíces de las plantas, es utilizada en la construcción de los tejidos; emitida por las hojas y reintegrada a la atmósfera. Casi toda el agua que es absorbida por las raíces, es perdida por los estomas de las plantas hacia la atmósfera y solo una pequeña fracción es usada por las plantas.

La transpiración, al igual que la evaporación, requiere del aporte de energía, gradiente de presión de vapor y viento. Por esta razón la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y el viento deben ser considerados cuando se evalúa la transpiración. El contenido de agua del suelo y la capacidad del suelo de conducir agua, así como las características del cultivo. Diferentes tipos de plantas presentan diferentes tasas de transpiración y no solo el tipo de cultivo, sino también su desarrollo, el medio ambiente en el que se desarrolla y el manejo bajo el cual es cultivado, todo lo cual debe ser considerado cuando se evalúa la magnitud de la transpiración.

#### **1.4.2.3. Evapotranspiración de referencia**

La Evapotranspiración de Referencia (ET<sub>o</sub>) es un concepto nuevo, que anteriormente correspondía al concepto de Evapotranspiración Potencial. Es la cantidad de agua evaporada y transpirada desde una superficie de referencia con cubierta vegetal en

activo crecimiento, la cual se mantiene con suficiente humedad, esta superficie de referencia es un cultivo hipotético de pasto con características específicas.

El concepto de evapotranspiración de referencia fue introducido para estudiar la demanda evaporativa de la atmósfera independientemente del tipo de cultivo, su desarrollo o del manejo al que está expuesto. El relacionar la evapotranspiración a una superficie específica provee una referencia a la cual las evapotranspiraciones de otras superficies pueden ser relacionadas y de esta manera la evapotranspiración de referencia medida o calculada en diferentes localidades o en diferentes periodos pueden ser comparadas pues se refieren a la evapotranspiración de la misma superficie de referencia.

#### **1.4.2.4. Evapotranspiración potencial**

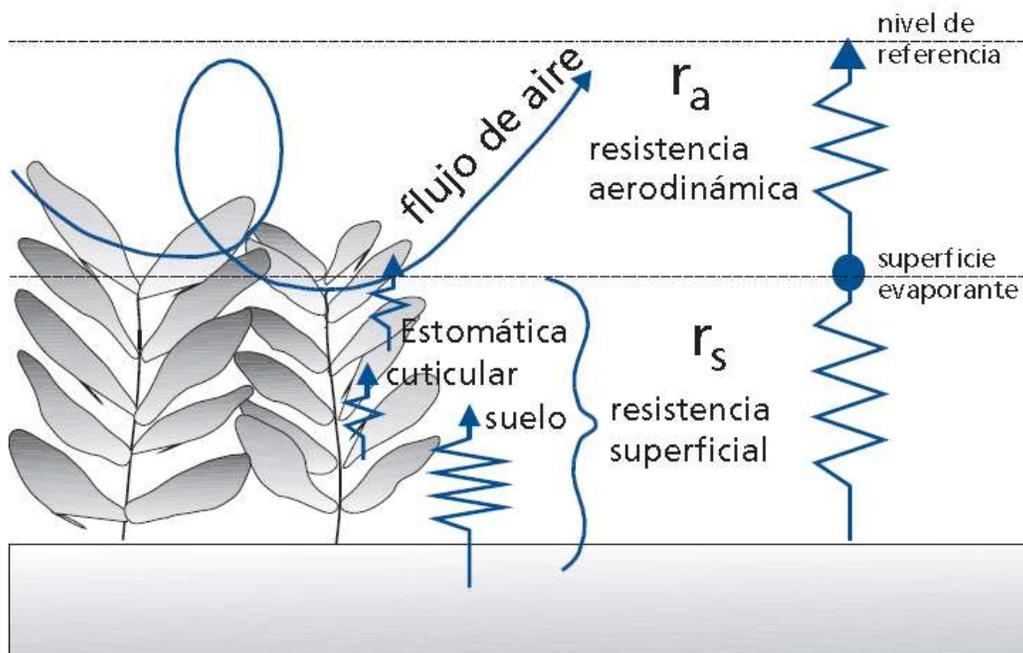
La evapotranspiración potencial se define, como la máxima evapotranspiración posible que se produce en condiciones favorables cuando el suelo está bien provisto de agua y tapizado por una vegetación o cubierta vegetal densa y bien extensa, pareja y de poca altura (Doorenbos y Pruitt, 1977).

#### **1.4.2.5. Superficie de referencia**

Una superficie de referencia fue introducida 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<sub>o</sub>) por medio de los coeficientes de cultivo.

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, presentó 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<sup>-1</sup> y un albedo de 0,23.»**



**FIGURA. 2** Representación simplificada de la resistencia superficial (total) y de la resistencia aerodinámica al flujo del vapor de agua (FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)

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. El requisito de que la superficie de pasto debe ser extensa y uniforme, resulta de asumir que todos los flujos de aire son ascendentes.

### 1.4.3. Marco Espacial

La investigación se limita a la aplicación de la estación meteorológica de AASANA Tarija, debido a que es la estación que cuenta con más información disponible, además de ser la estación más representativa de la zona e incluso al valle central de Tarija.

### 1.4.4. Marco Temporal

Para hacer investigación es importante contar con la mayor cantidad de datos históricos para tener parámetros de lo que ocurre en la realidad. Para nuestra investigación se utilizará datos mensuales a partir del año 1987 hasta 2008 de registro.

## 1.5. HIPÓTESIS DE TRABAJO

### 1.5.1. De primer grado

El método de FAO Penman Monteith es el más preciso para la determinación de la evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>), en función de la información disponible, la determinación más precisa de la misma, es cuando se cuenta con todos los datos disponibles, es decir, que más se asemeja a la realidad.

### 1.5.2. De segundo grado

$$ET_o = fx(C, S, V, F, G, Q)$$

Dónde:

- C = factores climatológicos (radiación, temperatura, humedad, velocidad del viento, etc.)
- S = factores edáficos (conductividad hidráulica, profundidad del suelo, calor superficial, textura, estructura, etc.)
- V = factores de la planta o biológicos (grado de cobertura del terreno, área foliar, altura del cultivo, estructura de los tejidos, profundidad y densidad del sistema radicular, etc.)
- F = factores Fito técnicos y culturales (laboreo del suelo, rotación de cultivos, densidad, etc.)
- G = factores geográficos (extensión del área, ubicación, variación del clima, etc.)
- Q = agua disponible en la interface con la atmósfera, cuyo origen es la lluvia, el riego y/o aporte hídrico de la capa freática.

### 1.5.3. De tercer grado

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)}$$

Dónde:

- ET<sub>o</sub> = Evapotranspiración de referencia (mm/día)
- R<sub>n</sub> = Radiación neta en la superficie del cultivo (MJ/m<sup>2</sup>/día)
- R<sub>a</sub> = Radiación extraterrestre (mm/día)
- G = Densidad del flujo del calor del suelo (MJ/m<sup>2</sup>/día)
- T = Temperatura media del aire a 2 m. de altura (°C)

$U_2$  = Velocidad del viento a 2 m. de altura (m/s)

$e_s$  = Presión de vapor de saturación (kPa)

$e_a$  = Presión real de vapor (kPa)

$e_s - e_a$  = Déficit de presión de vapor (kPa)

$\Delta$  = Pendiente de la curva de presión de vapor (kPa/°C)

$\gamma$  = Constante psicrométrica (kPa/°C).

## **CAPÍTULO II GENERALIDADES**

### **2.1. ESTUDIOS REALIZADOS PARA DETERMINAR LA ET<sub>o</sub>**

#### **2.1.1. Estudios en el orden internacional**

La revisión bibliográfica realizada de los distintos trabajos internacionales permite diferenciarlos según aquellos que:

- intentan determinar el método más preciso para estimar evaporación y evapotranspiración potencial,
- buscan calibrar modelos hidrológicos con parámetros relacionados a las condiciones locales de cada zona de estudio en particular,
- analizan las variaciones temporales de la evaporación y la evapotranspiración potencial, o bien
- explican las variaciones espaciales en función de la cobertura vegetal, el tipo de suelo o factores tales como la concentración atmosférica de dióxido de carbono, el nivel de fosfatos en el suelo, la nubosidad, entre otros.

A continuación se destacan algunos trabajos de orden internacional más importantes:

- En el trabajo de Trambouze et al. (1998), por ejemplo, los métodos de balance energético e hídrico son empleados para determinar la evapotranspiración real, y posteriormente, comparados con las mediciones por separado de la evaporación del suelo (empleando microlisímetros) y la transpiración de las plantas (empleando medidores de flujo de savia). La experiencia, realizada en viñedos de Francia durante dos meses, muestra que estadísticamente no hay diferencias significativas entre los métodos de balance hídrico y energético aplicados en este sitio.
- El estudio desarrollado por Qiua et al. (1999), en Japón, muestra la implementación de un modelo que separa la evapotranspiración en evaporación y transpiración, aplicado a superficies de suelo desnudo y con cubierta vegetal. Nuevamente, los resultados alcanzados por el modelo son comparados con aquellos obtenidos en parcelas experimentales por medio de lisímetros.

- DehganiSanij et al. (2004) extienden la estimación de la evapotranspiración potencial a seis (6) métodos: Penman, Penman-Monteith, Wright Penman, Blaney Criddle, Hargreaves y el de Balance de Radiación. Los valores son calculados en un ambiente semiárido de Irán, y comparados con las mediciones experimentales obtenidas con lisímetros, concluyendo en que la mejor estimación en esta zona se alcanza con el método de Penman.
- El estudio de Petrone et al. (2006) utiliza datos hidrológicos y meteorológicos provistos por estaciones automáticas de diversos sitios de actividad agrícola de Canadá, para calcular la evapotranspiración real con el método de Priestley y Taylor. La evapotranspiración calculada de esta forma es comparada con aquella medida empleando microlisímetros.
- Un trabajo más reciente es el de Douglas et al. (2009), en el cual se analizan los datos de evapotranspiración potencial diaria obtenidos con el método de covarianza de Eddy en tres (3) sitios de Estados Unidos con diferente cobertura: agua, pantano y cubierta vegetal. Los valores de evapotranspiración potencial calculados con los métodos de Turc, Priestley y Taylor y Penman-Monteith se contrastan con los valores experimentales concluyendo en que, a escala diaria, el método de Priestley y Taylor es el más exacto para los tres tipos de cobertura.
- En el estudio de Bandyopadhyay y Mallick (2003) se investiga, en India, la respuesta del trigo a la irrigación. El método de balance hídrico es empleado para estimar la evapotranspiración real semanal y estacional. La validación del mismo se realiza, en este caso, frente a las mediciones en tanque de evaporación. De la misma manera, Tanny et al. (2008) también emplean las mediciones en tanque para validar diferentes modelos hidrológicos, desarrollados a partir de la combinación de los métodos de balance de energía y gradiente de flujos. El estudio se realiza sobre un pequeño reservorio de agua de Israel.
- En el trabajo de Rana y Katerji (2000) puede encontrarse una importante revisión de los diferentes instrumentos de medición y los métodos de estimación de la evapotranspiración aplicados a las regiones europeas del

Mediterráneo. En él se comparan las ventajas y desventajas en la aplicación de cada uno de ellos.

En todos estos trabajos mencionados, los autores emplearon medidas experimentales para validar los modelos locales. Muchos trabajos, sin embargo, los validan frente a los resultados obtenidos de la aplicación de métodos previamente reconocidos. Así, por ejemplo, Van der Tol et al. (2003) calculan, durante seis (6) meses, la evaporación horaria de la lluvia interceptada en un bosque del Reino Unido. Miden el flujo de calor sensible y, calculando la evaporación como el residuo del balance de energía, la validan frente a aquella calculada empleando el método de Penman-Monteith.

### **2.1.2. Estudios en Bolivia**

De la misma manera en el orden nacional y local se realizaron estudios con el fin de recomendar la mejor metodología para determinar la evapotranspiración de referencia, algunos de ellos son:

- Balance hídrico superficial de Bolivia (CAPITULO V), El año 2012, la Consultora española Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA) realizó el Estudio “Balance Hídrico Superficial de Bolivia”, a solicitud del Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego (VRHR), dependiente del Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA) de BOLIVIA, y con financiamiento de la Unión Europea.
- Evapotranspiración de referencia para el manejo del agua de riego en el valle tarijeño, trabajo realizado por el ing. Humberto Pacheco, validado con un lisímetro construido en la estación meteorológica del campus universitario de la universidad Juan Misael Saracho; en la que determino claramente que la fórmula de FAO Penman – Monteith.

## **2.2. ECUACIÓN DE FAO PENMAN-MONTEITH**

### **2.2.1. Ecuación**

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.

El panel de expertos 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 fórmula 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  $70 \text{ s m}^{-1}$  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. El método reduce las imprecisiones de la técnica anterior de FAO Penman y produce globalmente valores más consistentes con datos reales de uso de agua de diversos cultivos.

### **2.2.2. Consideraciones sobre una superficie de referencia**

Anteriormente, una superficie libre de agua fue propuesta como superficie de referencia. Sin embargo, las diferencias aerodinámicas, el control de la vegetación y las características de la radiación presentan una fuerte limitación al relacionar la ET con la medición de la evaporación libre del agua. En cambio, el relacionar ETo con un cultivo específico tiene la ventaja de incorporar los procesos biológicos y físicos implicados en la ET de superficies cultivadas.

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. Debido a que la resistencia a la difusión del vapor depende fuertemente de la altura del dosel del cultivo, de la cobertura de suelo, del índice de área foliar y de las condiciones de humedad del suelo, las características del cultivo de referencia deben ser bien definidas y fijadas. Los cambios en altura del cultivo dan lugar a variaciones en la rugosidad y el índice de área foliar. Consecuentemente, las resistencias del cultivo y aerodinámica variarán notablemente con el tiempo. Por otra

parte, el estrés hídrico y el grado de cobertura del suelo también tienen un efecto en las resistencias y en el albedo.

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. Las dificultades con un cultivo de referencia real, resultan del hecho de que la variedad y la morfología de la hierba pueden afectar perceptiblemente la tasa evapotranspiratoria, especialmente durante los periodos de máximo consumo de agua.

Grandes diferencias pueden identificarse entre pastos de zonas calientes con pastos de zonas templadas. El pasto de zonas templadas tiene un grado más bajo de control estomático y por lo tanto índices más altos de evapotranspiración. También podría tropezarse con el problema de la dificultad de cultivar pastos habituados a zonas templadas en algunos climas tropicales áridos.

El método de FAO Penman-Monteith fue seleccionado como el método por el cual la evapotranspiración de esta superficie de referencia ( $E_{To}$ ) puede ser inequívocamente determinada y con el cual se obtienen valores consistentes de  $E_{To}$  en todas las regiones y climas.

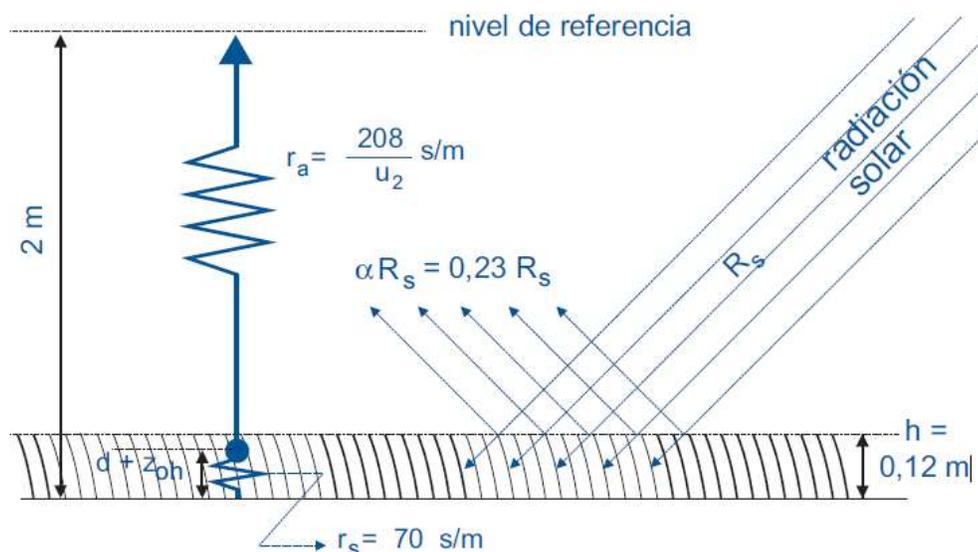


FIGURA. 3: Características del cultivo hipotético de referencia (FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)

### 2.3. DATOS NECESARIOS PARA SU APLICACIÓN

Para llevar adelante cálculos diarios, semanales, de diez días o mensuales de ETo, además de la localización del sitio, la ecuación FAO Penman-Monteith requiere datos de temperatura del aire, humedad atmosférica, radiación y velocidad del viento. Es importante verificar las unidades en las cuales se encuentran los datos climáticos.

#### 2.3.1. Localización

La altura sobre el nivel del mar (m) de la zona para la que se determina la ETo y su latitud (grados norte o sur) deben ser especificados. Estos datos son necesarios para ajustar algunos parámetros climáticos al valor medio local de la presión atmosférica (función de la elevación del sitio sobre nivel del mar) y para calcular la radiación extraterrestre ( $R_a$ ) y, en algunos casos, la duración máxima de la insolación ( $N$ ). En los procedimientos del cálculo para  $R_a$  y  $N$ , la latitud se expresa en radianes (grados decimales  $\pi/180$ ). Un valor positivo se utiliza para el hemisferio norte y un valor negativo para el hemisferio sur.

### **2.3.2. Temperatura**

Para la aplicación de la fórmula FAO Penman-Monteith, se requiere información de temperatura diaria (promedio) máxima y mínima en grados centígrados ( $^{\circ}\text{C}$ ). En los casos en que solamente se tenga disponibilidad de temperaturas medias diarias, el cálculo de  $E_{\text{To}}$  todavía es válido, pero se podría esperar una cierta subestimación de  $E_{\text{To}}$  debido a la relación no lineal de la presión de vapor de saturación en relación con la temperatura. El uso de la temperatura media del aire en lugar de la temperatura máxima y mínima tiene como resultado una presión de saturación más baja ( $e_s$ ), y por lo tanto un déficit de presión de vapor también más bajo ( $e_s - e_a$ ), resultante en una estimación más baja de la evapotranspiración de referencia.

### **2.3.3. Humedad**

El valor de la presión real (promedio) diaria de vapor, ( $e_a$ ), en kilopascales (kPa) se requiere como dato de entrada para la aplicación de la ecuación FAO Penman-Monteith. En caso de que los valores de presión real de vapor no estén disponibles, estos pueden ser derivados de la humedad relativa máxima y mínima (%), de los datos psicrométricos (temperaturas de bulbo seco y mojado en  $^{\circ}\text{C}$ ) o de la temperatura del punto de rocío ( $^{\circ}\text{C}$ ).

### **2.3.4. Radiación**

La radiación neta diaria (promedio) está expresada en megajoules por metro cuadrado por día ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ). Estos datos no están disponibles comúnmente en forma directa, pero pueden derivarse de la radiación de onda corta (promedio) medida con un piranómetro o de la duración real diaria (promedio) del sol brillante (horas por día) medida con el heliógrafo.

### **2.3.5. Viento**

Para la aplicación de la ecuación FAO Penman-Monteith se requiere contar con la velocidad del viento (promedio) diaria en metros por segundo ( $\text{m s}^{-1}$ ) medida a 2 m de altura sobre el nivel del suelo. Es importante verificar la altura a la cual se mide la velocidad del viento, pues velocidades del viento medidas a diversas alturas sobre la superficie del suelo presentan con seguridad valores diferentes. En caso de no contar

con datos de velocidad de viento a 2 m de altura, el procedimiento del cálculo para ajustar la velocidad del viento a la altura estándar de 2 m.

### **2.3.6. Estimación de datos faltantes**

Es común que se presenten situaciones en las que algunos datos climáticos no estén disponibles. Para estos casos, en general se debe evitar el uso de ecuaciones alternativas para el cálculo de  $E_{To}$ , que requieren un número limitado de parámetros meteorológicos. Se recomienda en cambio, el cálculo de la  $E_{To}$  usando el método estándar de FAO Penman-Monteith después de resolver el problema específico de los datos faltantes. Se espera que las diferencias entre los valores de  $E_{To}$  obtenidos con la ecuación de FAO Penman-Monteith con limitada cantidad de datos y, por otra parte, con todos los datos requeridos completo, sean más pequeñas o al menos de magnitud similar a las diferencias resultantes del uso de una ecuación alternativa de  $E_{To}$ .

Incluso en casos en los que los datos disponibles solo incluyan la temperatura máxima y mínima del aire, se pueden obtener estimaciones razonables de  $E_{To}$  con la ecuación de FAO Penman-Monteith para periodos de diez días o mensuales. Los datos de radiación se pueden derivar de la diferencia de temperatura del aire, o, junto con la velocidad del viento y datos de humedad atmosférica, se pueden extrapolar de una estación meteorológica próxima. Los datos de humedad se pueden también estimar de la temperatura mínima diaria del aire. Una vez evaluada la validez del uso de datos de otra estación, las estimaciones de  $E_{To}$  para periodos de diez días o mensuales pueden ser efectuadas.

Los procedimientos para estimar datos faltantes se deben validar en el ámbito regional. Esto es posible para estaciones meteorológicas que cuentan con los datos completos comparando la  $E_{To}$  calculada con todos los datos y calculada con datos estimados. El cociente debe estar cerca de uno. En los casos en que el cociente se desvíe perceptiblemente y consistentemente de uno, el cociente se puede utilizar como factor de corrección para las estimaciones hechas con los datos estimados. En los casos en que el error estándar de la estimación exceda el 20 por ciento del valor de  $E_{To}$  calculada con datos completos y en forma inconsistente, se debe realizar un análisis de sensibilidad para

determinar causas (y límites) para el método utilizado para estimar los datos faltantes. La validación se debe realizar para cada mes y cada variable, así como para estimaciones diarias de ETo.

#### **2.4. FACTORES METEOROLÓGICOS QUE DETERMINAN LA ETo**

Los factores meteorológicos que determinan la evapotranspiración son los componentes del tiempo que proporcionan energía para la vaporización y extraen vapor de agua de una superficie evaporante. Los principales parámetros meteorológicos que se deben considerar se presentan a continuación:

##### **2.4.1. Radiación solar**

El proceso de la evapotranspiración está determinado por la cantidad de energía disponible para evaporar el agua. La radiación solar es la más importante fuente de energía en el planeta y puede cambiar grandes cantidades de agua líquida en vapor de agua. La cantidad potencial de radiación que puede llegar a una superficie evaporante viene determinada por su localización y época del año. Debido a las diferencias en la posición del planeta y a su movimiento alrededor del sol, esta cantidad potencial de radiación es diferente para cada latitud y para las diversas estaciones del año. La radiación solar real que alcanza la superficie evaporante depende de la turbidez de la atmósfera y de la presencia de nubes que reflejan y absorben cantidades importantes de radiación. Cuando se determina el efecto de la radiación solar en la evapotranspiración, se debe también considerar que no toda la energía disponible se utiliza para evaporar el agua. Parte de la energía solar se utiliza también para calentar la atmósfera y el suelo.

##### **2.4.2. Temperatura del aire**

La radiación solar absorbida por la atmósfera y el calor emitido por la tierra elevan la temperatura del aire. El calor sensible del aire circundante transfiere energía al cultivo y entonces ejerce un cierto control en la tasa de evapotranspiración. En un día soleado y cálido, la pérdida de agua por evapotranspiración será mayor que en un día nublado y fresco.

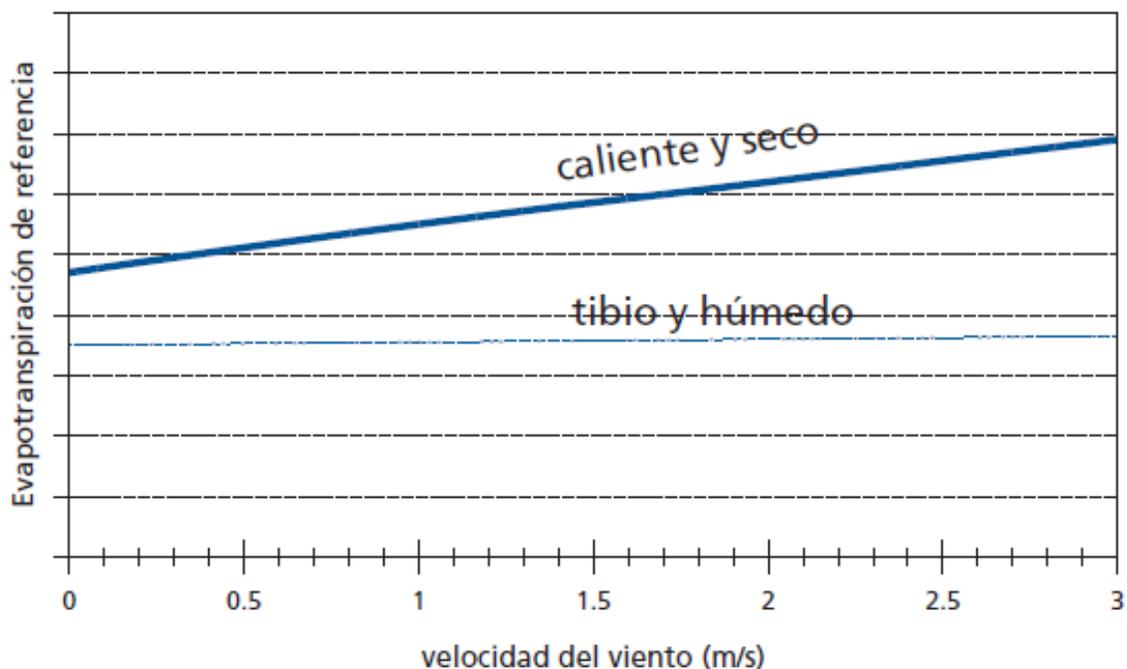


FIGURA. 4: Ilustración del efecto de la velocidad del viento sobre la evapotranspiración

(FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)

### 2.4.3. Humedad del aire

Mientras que el aporte de energía del sol y del aire circundante es la fuerza impulsora principal para la evaporación del agua, la diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie evapotranspirante y el aire circundante es el factor determinante para la remoción de vapor. Áreas bien regadas en regiones áridas secas y calientes, consumen grandes cantidades de agua debido a la gran disponibilidad de energía y al poder de extracción de vapor de la atmósfera. En cambio, en regiones húmedas tropicales, a pesar de que el ingreso de energía es elevado, la alta humedad del aire reducirá la demanda de evapotranspiración. En este último caso, como el aire está ya cerca de saturación, puede absorber menos agua adicional y por lo tanto la tasa de evapotranspiración es más baja que en regiones áridas.

### 2.4.4. Velocidad del viento

El proceso de remoción de vapor depende en alto grado del viento y de la turbulencia del aire, los cuales transfieren grandes cantidades de aire hacia la superficie evaporante.

Con la evaporación del agua, el aire sobre la superficie evaporante se satura gradualmente con vapor. Si este aire no se substituye continuamente por un aire más seco, disminuye la intensidad de remoción de vapor de agua y la tasa de evapotranspiración disminuye.

La demanda evapotranspiratoria es alta bajo condiciones de tiempo caliente y seco debido a la sequedad del aire y de la cantidad de energía disponible como radiación solar directa y calor latente. Bajo estas circunstancias, mucho vapor de agua puede ser almacenado en el aire mientras que el viento puede promover el transporte del agua permitiendo que se retire mayor cantidad de vapor de agua. Por otra parte, bajo condiciones atmosféricas húmedas, la alta humedad del aire y la presencia de nubes hacen que la tasa de evapotranspiración sea más baja. Para las condiciones húmedas, el viento puede sustituir el aire saturado solamente por aire levemente menos saturado y así reducir la energía térmica. Por tanto, bajo condiciones húmedas la velocidad del viento afecta la evapotranspiración en un grado mucho menos importante que bajo climas áridos en los que variaciones pequeñas en la velocidad del viento pueden dar lugar a importantes variaciones en la evapotranspiración.

## **2.5. PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS**

Se han desarrollado varias metodologías para determinar los parámetros climáticos. El efecto de los principales componentes del tiempo sobre la evapotranspiración se puede determinar con la ayuda de estas ecuaciones. Algunas de las metodologías requieren parámetros que expresan una característica específica de la atmósfera. Antes de estudiar las cuatro variables principales del tiempo atmosférico se analizan algunos parámetros atmosféricos.

### **2.5.1. Presión atmosférica (P)**

La presión atmosférica,  $P$ , es la influencia ejercida por el peso de la atmósfera terrestre. La evaporación en altitudes elevadas ocurre en parte gracias a la baja presión

atmosférica que se expresa con la constante psicrométrica. Este efecto es, sin embargo, pequeño y en los procedimientos del cálculo, el valor medio para una localidad es suficiente. Para calcular P puede emplearse una simplificación de la ley de los gases ideales, a una temperatura atmosférica estándar de 20°C:

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

DONDE: P = Presión atmosférica [kPa]

z = Elevación sobre el nivel del mar [m]

### 2.5.2. Calor latente de vaporización ( $\lambda$ )

El calor latente de vaporización,  $\lambda$ , expresa la energía requerida para cambiar una masa de unidad de agua líquida a vapor de agua bajo presión y temperatura constantes. El valor del calor latente de vaporización varía en función de la temperatura. Cuanto más elevada sea la temperatura, menos energía será requerida. Como  $\lambda$  varía levemente dentro de rangos de temperaturas normales, se considera un valor constante de 2,45 MJ kg<sup>-1</sup> para la simplificación de la ecuación de FAO Penman-Monteith. Este valor corresponde al calor latente de vaporización a una temperatura del aire de alrededor de 20 °C.

### 2.5.3. Constante Psicrométrica ( $\gamma$ )

La constante psicrométrica,  $\gamma$ , se calcula por:

$$\gamma = \frac{c_p * P}{\epsilon \lambda} = 0,665 * 10^{-3}$$

DONDE:  $\gamma$  = constante psicrométrica [ kPa °C<sup>-1</sup>],

P = Presión atmosférica [kPa]

$\lambda$  = calor latente de vaporización, 2,45 [ MJ kg<sup>-1</sup>],

$c_p$  = calor específico a presión constante, 1,013 x 10<sup>-3</sup> [ MJ kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>],

$\epsilon$  = cociente del peso molecular de vapor de agua / aire seco = 0,622.

El calor específico es la cantidad de energía requerida para aumentar la temperatura de una unidad de masa de aire en 1° C a presión constante. Su valor depende de la composición del aire, fundamentalmente de su humedad. Para condiciones atmosféricas medias se puede utilizar el valor  $c_p = 1,013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ . Dado que se aplica un valor medio de presión atmosférica en cada localidad, la constante psicrométrica también se mantiene constante para cada localidad.

## **2.6. TEMPERATURA DEL AIRE**

La agrometeorología se ocupa de la temperatura del aire al nivel del cultivo. En estaciones meteorológicas convencionales y automáticas, la temperatura del aire se mide dentro de abrigos meteorológicos (pantallas de Stevenson o casetas ventiladas) a 2 m sobre la superficie, de acuerdo a los estándares de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Los abrigos meteorológicos se diseñan para proteger los instrumentos contra la exposición directa a la radiación solar. La construcción con persianas permite el movimiento libre del aire alrededor de los instrumentos. La temperatura del aire se mide con termómetros o termopares instalados en el abrigo. Los termómetros de mínima y máxima registran la temperatura mínima y máxima del aire en un período de 24 horas. Los termógrafos generan gráficos de las temperaturas instantáneas durante un día o una semana. Las estaciones meteorológicas electrónicas comúnmente hacen un muestreo de la temperatura del aire cada minuto y entregan promedios horarios además de los valores máximo y mínimo en 24 horas.

Debido a la relación no lineal de la humedad con la temperatura, ambas incluidas en la ecuación FAO Penman-Monteith, las presiones de vapor para cierto período se deben calcular como la media entre la presión de vapor bajo la temperatura máxima y la presión de vapor bajo la temperatura mínima del aire en ese periodo. La temperatura máxima diaria del aire ( $T_{\text{max}}$ ) y la temperatura mínima diaria del aire ( $T_{\text{min}}$ ) son, respectivamente, la máxima y la mínima temperatura del aire observadas durante un período de 24 horas, desde la medianoche.  $T_{\text{max}}$  y  $T_{\text{min}}$  por períodos más largos tales como semanas, diez días o meses se obtienen dividiendo la suma de los valores diarios respectivos por el número de días del período. La temperatura media diaria del aire

( $T_{media}$ ) se emplea en la ecuación FAO Penman-Monteith solamente para calcular la pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor ( $\Delta$ ) y del impacto de la densidad media del aire ( $P_a$ ) pues el efecto de las variaciones de temperatura en el valor de estos parámetros climáticos es pequeño. Para la estandarización,  $T_{media}$  para períodos de 24 horas se define como el promedio de las temperaturas máxima ( $T_{max}$ ) y mínima diaria ( $T_{min}$ ) en lugar del promedio de las mediciones horarias de temperatura.

$$T_{media} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$$

La temperatura se expresa en grados centígrados ( $^{\circ}C$ ) o Fahrenheit ( $^{\circ}F$ ). En algunos procedimientos del cálculo, la temperatura se debe expresar en grados Kelvin (K), los que se obtienen agregando 273,16 a la temperatura expresada en grados centígrados (en la práctica  $K = ^{\circ}C + 273,16$ ). La escala centígrada y la Kelvin tienen la misma escala de intervalo.

## **2.7. HUMEDAD DEL AIRE**

### **2.7.1. Conceptos**

El contenido de agua del aire se puede expresar de diversas maneras. En agrometeorología, la presión de vapor, la temperatura del punto de condensación (punto de rocío) y la humedad relativa son expresiones comunes para indicar la humedad del aire.

#### **2.7.1.1. Presión de vapor**

El vapor de agua es un gas y su presión contribuye a la presión atmosférica total. La cantidad de vapor de agua en el aire se relaciona directamente con la presión parcial ejercida por ese fluido de agua en el aire y esta es por lo tanto una medida directa del contenido de vapor de agua del aire.

Bajo las unidades estándar del S.I., la presión ya no es expresada en centímetros de agua, milímetros de mercurio, bares, atmósferas, etc., sino en pascales (Pa). Mientras que un pascal se refiere a una fuerza relativamente pequeña (1 newton) aplicada a una superficie relativamente grande ( $1 \text{ m}^2$ ), múltiplos de esta unidad básica se utilizan

frecuentemente. En el presente libro, la presión de vapor se expresa en los kilopascales (kPa = 1 000 Pa).

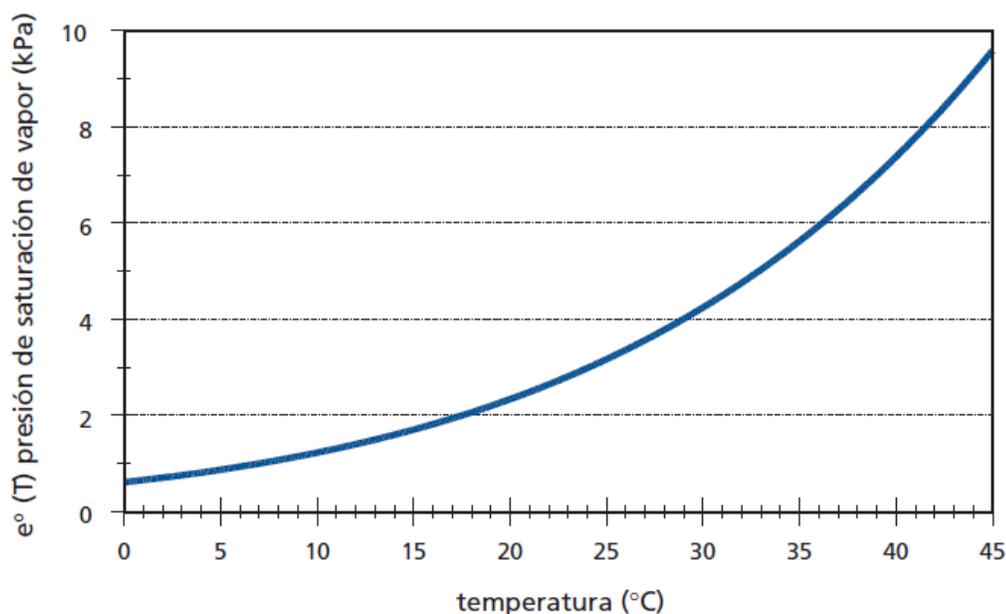
Cuando un volumen de aire se encuentra retenido sobre una superficie evaporante de agua, se alcanza un equilibrio entre las moléculas de agua que se incorporan al aire y las que vuelven a la fuente de agua. En ese momento, se considera que el aire está saturado puesto que no puede almacenar ninguna molécula de agua adicional. La presión correspondiente se llama presión de saturación de vapor ( $e^{\circ}(T)$ ). La cantidad de moléculas de agua que se pueden almacenarse en el aire depende de la temperatura (T). Cuanto más alta es la temperatura del aire, más alta es la capacidad de almacenar vapor de agua y más alta es la presión de saturación de vapor.

A temperaturas bajas, la pendiente es pequeña y varía levemente con el incremento de temperatura. A temperaturas elevadas, la pendiente es mayor y pequeños cambios de temperatura producen grandes cambios grandes en la pendiente. La pendiente de la curva de presión de vapor de saturación,  $\Delta$ , es un parámetro importante para la descripción de la vaporización y se utiliza en algunas ecuaciones de cálculo de ETo con datos climáticos.

La presión real de vapor ( $e_a$ ) es la presión de vapor ejercida por el vapor de agua en el aire. Cuando el aire no se satura, la presión real de vapor será más baja que la presión de vapor de saturación. La diferencia entre la presión de saturación y la presión real de vapor se llama déficit de presión de vapor o déficit de saturación y es un indicador preciso de la real capacidad evaporativa del aire.

#### **2.7.1.2. Temperatura del punto de rocío**

La temperatura del punto de rocío o punto de condensación es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarse. La presión real de vapor del aire es la presión de saturación de vapor en la temperatura del punto de rocío. Cuanto más seco esté el aire, más grande será la diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura del punto de rocío.



*FIGURA. 5: Presión de saturación de vapor (e°) en función de la temperatura curva de e°(T)*

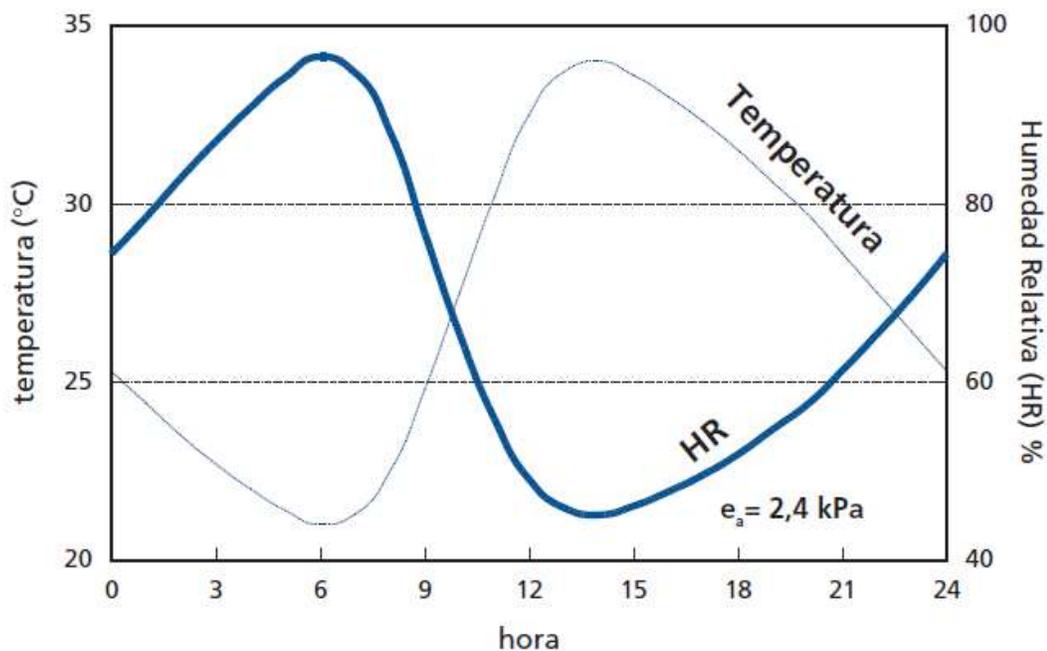
*(FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)*

### 2.7.1.3. Humedad relativa

La humedad relativa (HR) expresa el grado de saturación del aire como el cociente entre la presión real de vapor (ea) a una temperatura dada y la presión de saturación de vapor (e°(T)) a la misma temperatura (T):

$$HR = \frac{e_a}{e^o(T)} * 100$$

La humedad relativa es el cociente entre la cantidad de agua que el aire realmente contiene a una determinada temperatura y la cantidad que podría contener si estuviera saturado a la misma temperatura. Es adimensional y se expresa comúnmente como porcentaje. Aunque la presión real de vapor puede ser relativamente constante a lo largo del día, la humedad relativa fluctúa entre un máximo al amanecer y un mínimo a primeras horas de la tarde. La variación de la humedad relativa se produce porque la presión de saturación de vapor depende de la temperatura del aire. Como la temperatura del aire cambia durante el día, la humedad relativa también cambia substancialmente.



*FIGURA. 6: Variación de la humedad relativa durante un periodo de 24 horas para una presión de vapor real de vapor constante de 2,4 Kpa (FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)*

#### **2.7.1.4. Medición**

No es posible medir directamente la presión real de vapor. La presión de vapor se deriva comúnmente de la humedad relativa o de la temperatura del punto de rocío.

La humedad relativa se mide directamente con el higrómetro. La medición se basa en las propiedades de algunos materiales como el cabello humano, que se contrae o extiende en respuesta a cambios en humedad del aire, o por medio de una placa eléctrica que es sensible a los cambios de humedad. La presión de vapor puede ser medida indirectamente con psicrómetros que miden la diferencia de temperatura entre dos termómetros, conocidos como termómetro de bulbo seco y termómetro de bulbo húmedo. El termómetro de bulbo seco mide la temperatura del aire. El bulbo del termómetro de bulbo húmedo se cubre con una muselina constantemente humedecida. La evaporación de agua de la muselina requiere energía, la que es tomada del bulbo del termómetro y por tanto enfría el bulbo y descende el valor registrado de temperatura. Cuanto más seco esté el aire, más grande es la evaporación y más grande es el descenso

de temperatura. La diferencia entre las temperaturas de bulbo seco y del bulbo húmedo se conoce como la depresión del bulbo húmedo y es una medida de la humedad del aire.

La temperatura del punto de rocío se mide con instrumentos especiales. El principio de funcionamiento de estos instrumentos es el de bajar la temperatura del aire hasta que ocurra la formación del rocío. La temperatura correspondiente es la temperatura del punto de rocío.

Los datos de humedad relativa y de la temperatura del punto de rocío comúnmente contienen notables errores de medición. Los errores de medición ocurren tanto en caso de uso de tipos antiguos de termohigrógrafos como en caso de instrumentos electrónicos más modernos. Se debe tener mucho cuidado en la determinación de la exactitud y la integridad de los datos de HR y del punto de rocío. Se aconseja que se compare siempre las temperaturas registradas del punto de rocío y la temperatura mínima del aire. Con frecuencia, es mejor utilizar temperaturas de punto de rocío que hayan sido derivadas de la temperatura mínima diaria del aire, que utilizar medidas no confiables de humedad relativa. Esto debe ser evaluado por el mismo usuario.

## **2.8. RADIACION**

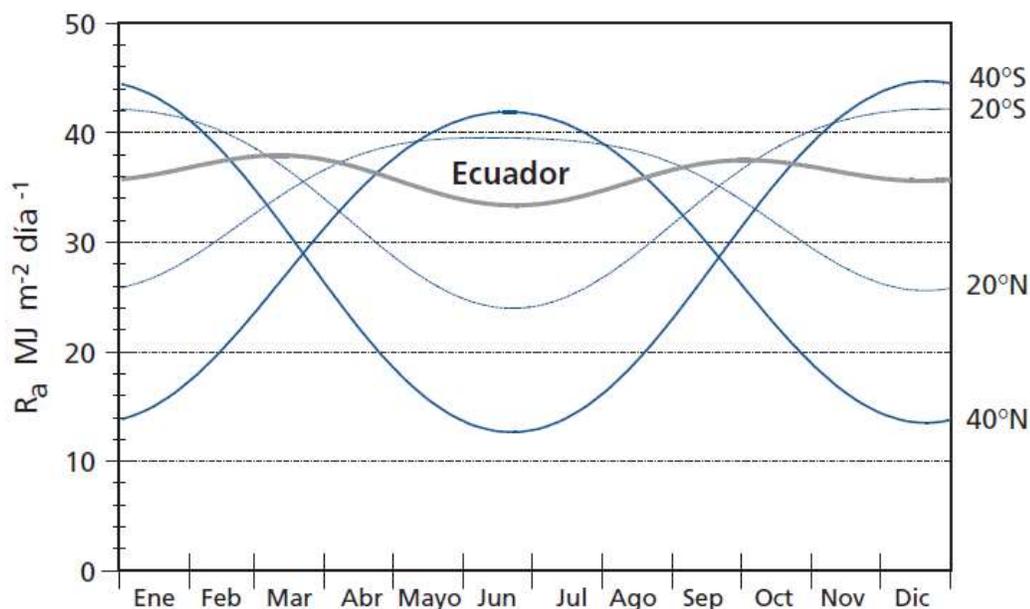
### **2.8.1. Conceptos**

#### **2.8.1.1. Radiación extraterrestre ( $R_a$ )**

La radiación que choca a una superficie perpendicular a los rayos del sol en el extremo superior de la atmósfera terrestre, se llama constante solar, y tiene un valor aproximado de  $0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ . La intensidad local de la radiación, sin embargo, está determinada por el ángulo entre la dirección de los rayos solares y la superficie de la atmósfera. Este ángulo cambia durante el día y es diferente en diversas latitudes y en diversas épocas del año. La radiación solar recibida en la parte superior de la atmósfera terrestre sobre una superficie horizontal se conoce como radiación (solar) extraterrestre,  $R_a$ .

Si el sol se encuentra directamente encima de la cabeza, el ángulo de incidencia es cero y la radiación extraterrestre es  $0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ . Así como las estaciones cambian,

la posición del sol, la longitud del día y la radiación extraterrestre también cambian. La radiación extraterrestre es entonces una función de la latitud, la época del año y la hora del día.



*FIGURA. 7: Variación anual de la radiación extraterrestre ( $R_a$ ) en el ecuador, a los  $20^\circ$  y  $40^\circ$  de latitud norte y sur (FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)*

### 2.8.1.2. Radiación solar o de onda corta ( $R_s$ )

Cuando la radiación atraviesa la atmósfera para llegar a la superficie terrestre, parte de ella se dispersa, refleja o absorbe por los gases, las nubes y el polvo atmosféricos. La cantidad de radiación que llega a un plano horizontal en la superficie terrestre se conoce como radiación solar,  $R_s$ . Como el sol emite energía por medio de ondas electromagnéticas caracterizadas por longitudes de onda cortas, la radiación solar también se conoce como radiación de onda corta.

En un día despejado,  $R_s$  constituye aproximadamente el 75% de la radiación extraterrestre. En un día nublado este valor disminuye debido a que la radiación se dispersa en la atmósfera. Sin embargo, incluso con una nubosidad muy densa, cerca del 25% de la radiación extraterrestre puede todavía llegar a la superficie terrestre principalmente como radiación difusa de la atmósfera. La radiación solar también se

conoce como radiación global, que es la suma de radiación directa de la onda corta del sol y de la radiación difusa resultante de todos los otros ángulos.

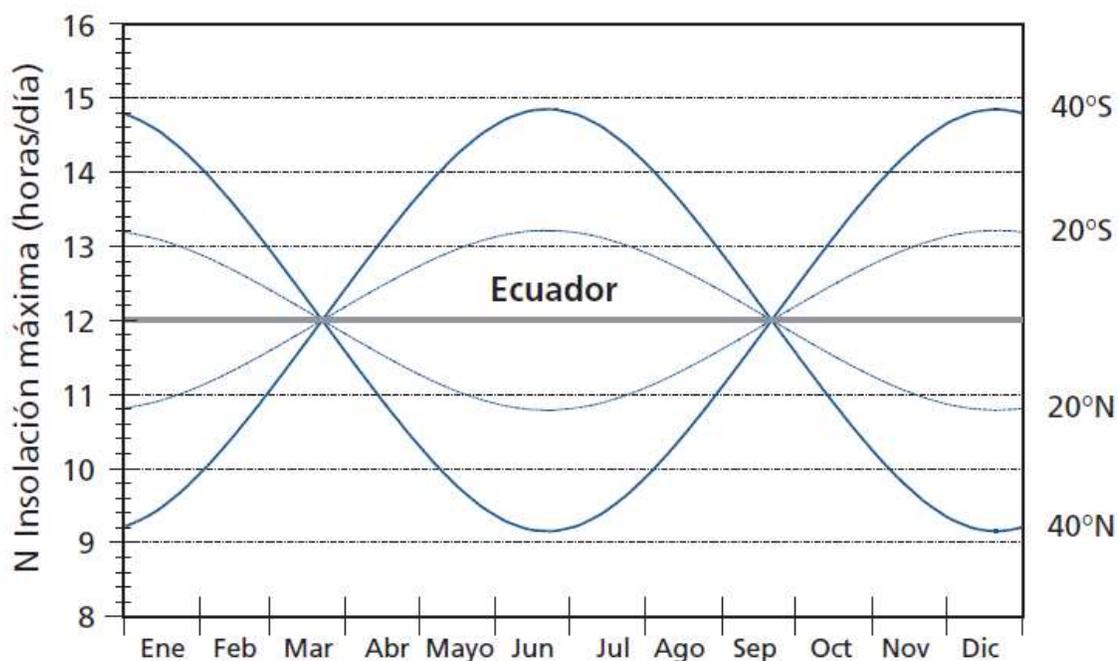
#### **2.8.1.3. Radiación relativa de onda corta ( $R_s/R_{so}$ )**

La radiación relativa de onda corta es el cociente de la radiación solar ( $R_s$ ) y de la radiación solar de un día despejado ( $R_{so}$ ).  $R_s$  es la radiación solar que realmente llega a la superficie terrestre en un determinado período, mientras que  $R_{so}$  es la radiación solar que alcanzaría la misma superficie durante el mismo período si el cielo estuviera despejado.

La radiación relativa de onda corta es una manera de expresar la nubosidad de la atmósfera; cuanto más nublado este el cielo, más pequeño será su valor. El cociente varía aproximadamente entre 0,33 (nubosidad elevada) y 1 (cielo despejado).

#### **2.8.1.4. Duración solar relativa ( $n/N$ )**

La duración solar relativa es otro cociente que expresa la nubosidad atmosférica. Es el cociente de la duración real de la insolación,  $n$ , y la duración máxima posible de la insolación o de la luz del día  $N$ . Bajo condiciones de ausencia de nubosidad la duración real de la insolación es igual a la insolación máxima posible ( $n = N$ ) y el cociente es uno, mientras que en días muy nublados  $n$  y el cociente puede tomar el valor de cero. En ausencia de datos directos de  $R_s$ , la duración solar relativa,  $n/N$ , se utiliza para derivar la radiación solar de la radiación extraterrestre.



*FIGURA. 8: Variación de las horas de luz del día (N) en el ecuador a los 20° y 40° de latitud norte y sur (FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)*

Como ocurre con la radiación extraterrestre, la duración del día, N, depende de la posición del sol y es por lo tanto una función de la latitud y de la fecha.

#### **2.8.1.5. Albedo ( $\alpha$ ) y radiación neta solar ( $R_{ns}$ )**

Una cantidad considerable de la radiación solar que llega a la superficie terrestre se refleja en ella. La fracción,  $\alpha$ , de la radiación solar que es reflejada por la superficie se conoce como albedo. El albedo es muy variable de acuerdo al tipo de superficie y el ángulo de incidencia o la pendiente de la superficie terrestre. Su valor puede ser tan elevado como 0,95 para la nieve recientemente caída y tan bajo como 0,05 para un suelo desnudo y húmedo. Una cubierta verde de vegetación tiene un albedo de entre 0,20 a 0,25. Para el cultivo de referencia, se asume que  $\alpha$  tiene un valor de 0,23.

La radiación neta solar,  $R_{ns}$ , es la fracción de la radiación solar  $R_s$  que no se refleja en la superficie. Su valor es  $(1-\alpha) R_s$ .

#### **2.8.1.6. Radiación neta de onda larga ( $R_{nl}$ )**

La radiación solar absorbida por la tierra se convierte en energía térmica. La tierra pierde esta energía por medio de varios procesos, entre los cuales se encuentra la emisión de radiación. La tierra, que tiene una temperatura mucho más baja que el sol, emite energía radiante con longitudes de onda más largas que el sol. Por ello, la radiación terrestre se conoce como radiación de onda larga. La radiación de onda larga emitida por el planeta es absorbida por la atmósfera o perdida hacia el espacio.

La radiación de onda larga recibida por la atmósfera aumenta su temperatura. Parte de la radiación emitida por la atmósfera se dirige nuevamente hacia la superficie terrestre. Por lo tanto, la superficie terrestre emite y recibe radiación de onda larga. La diferencia entre la radiación de onda larga entrante y saliente se llama radiación neta de onda larga,  $R_{nl}$ . Como la radiación saliente de onda larga es casi siempre mayor que la radiación entrante,  $R_{nl}$  representa una pérdida de energía.

#### **2.8.1.7. Radiación neta ( $R_n$ )**

La radiación neta,  $R_n$ , es la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas. Es el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre o la diferencia de la radiación de onda corta entrante neta ( $R_{ns}$ ) y la radiación de onda larga saliente neta ( $R_{nl}$ ). El  $R_n$  es normalmente positiva durante el día y negativa durante la noche. El valor diario total para  $R_n$  es casi siempre positivo para 24 horas, excepto en condiciones extremas de latitudes elevadas.

#### **2.8.1.8. Flujo de calor del suelo**

En las estimaciones de evapotranspiración, se deben considerar todos los términos del balance energético. El flujo del calor del suelo,  $G$ , es la energía que se utiliza para calentar el suelo.  $G$  tiene valores positivos cuando el suelo se calienta y negativos cuando el suelo se enfría. Aunque el flujo calórico del suelo es pequeño comparado con  $R_n$  y puede ser no considerado con frecuencia, la cantidad de energía ganada o perdida por el suelo en este proceso teóricamente debe restarse o agregarse a  $R_n$  para estimar la evapotranspiración.

#### **2.8.1.9. Unidades**

La unidad estándar para expresar la energía recibida en una unidad de superficie por unidad de tiempo es el megajoule por metro cuadrado por día ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ). En algunos boletines meteorológicos pueden utilizarse otras unidades o la radiación puede estar incluso expresada en unidades ya no aceptadas dentro de las unidades estándares del S.I., tales como las calorías  $\text{cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ .

En la ecuación FAO Penman-Monteith, la radiación expresada en  $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$  se convierte a evaporación equivalente en  $\text{mm día}^{-1}$ , usando un factor de conversión igual a la inversa del calor latente de vaporización ( $1/\lambda = 0,408$ ): evaporación equivalente [ $\text{mm día}^{-1}$ ] =  $0,408 \times \text{Radiación} [\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}]$ .

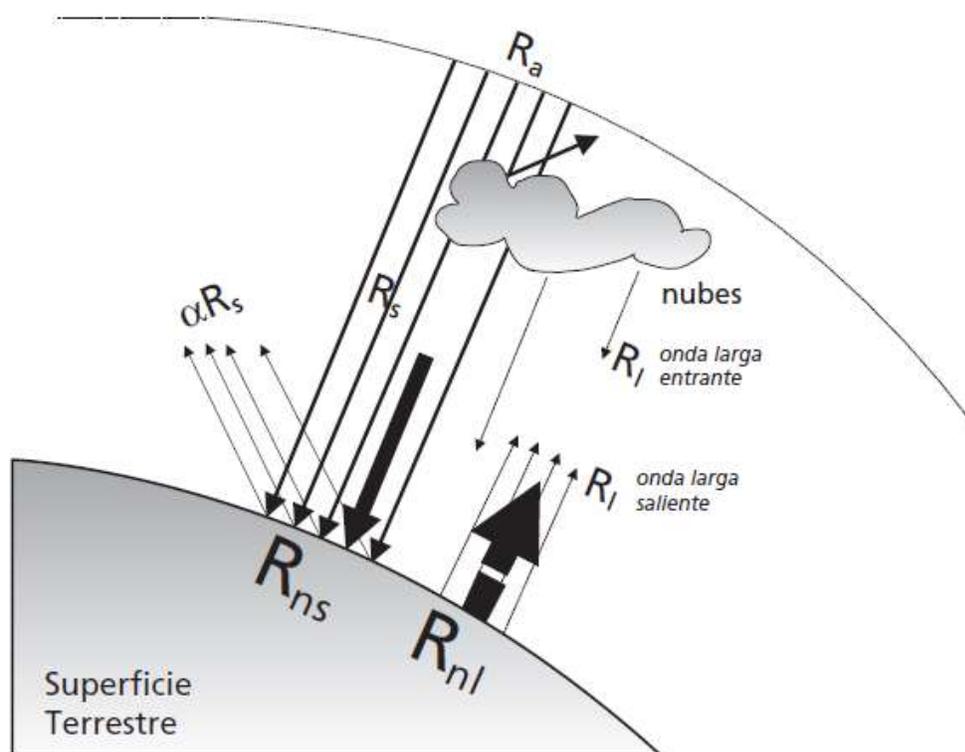


FIGURA. 9: Componentes de la radiación (FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)

### 2.8.1.10. Medición

La radiación solar puede ser medida con **piranómetros**, **radiómetros** o **solarímetros**. Los instrumentos contienen un sensor instalado en una superficie horizontal que mide la intensidad de la radiación solar total, es decir, la suma de la radiación solar directa y

la difusa que ocurre cuando el cielo está cubierto. El sensor es protegido y mantenido en una atmósfera seca usando una bóveda de cristal que se limpia regularmente.

La radiación neta de onda corta y la radiación neta de onda larga pueden ser medidas registrando la diferencia de salida entre los sensores dirigidos hacia arriba y hacia abajo. En un radiómetro neto, las bóvedas de cristal son substituidas por bóvedas del polietileno que tienen un rango de sensibilidad para onda corta y para onda larga.

Cuando no se cuenta con **piranómetros**, la radiación solar puede ser generalmente estimada de la duración de la insolación. La duración real de la insolación (horas sol reales),  $n$ , se mide con un **heliógrafo**. Este instrumento registra períodos de sol brillante usando un globo de cristal que actúa como lente. Los rayos solares se concentran en un punto focal que quema una parte de una tarjeta especialmente calibrada para ello y colocada concéntricamente con la esfera. El movimiento del sol cambia el punto focal a lo largo del día y un rastro aparece en la tarjeta. Si se nubla, se interrumpe el rastro. Las horas de sol brillante son indicadas por la longitud de los segmentos del rastro.

La cantidad de calor transmitida por el suelo,  $G$ , se puede medir con sistemas de placas de flujo de calor en el suelo y con termopares.

## **2.9. VELOCIDAD DEL VIENTO**

### **2.9.1. Medición**

La trayectoria del viento se refiere a la dirección al cual el mismo está soplando. Para el cómputo de la evapotranspiración, la velocidad del viento es una variable importante. Como la velocidad del viento en una localidad dada varía con el tiempo, es necesario expresarla como el promedio sobre un intervalo determinado de tiempo. La velocidad del viento se mide en metros por segundo ( $m s^{-1}$ ) o kilómetros por día ( $km día^{-1}$ ).

La velocidad del viento se mide con los anemómetros. Los anemómetros usados comúnmente en las estaciones meteorológicas se componen de cazoletas o propulsores que giran sobre un eje gracias a la fuerza del viento. El conteo del número de revoluciones en un periodo dado, permite determinar la velocidad promedio del viento en dicho período.

### 2.9.2. Relación del viento con la altura

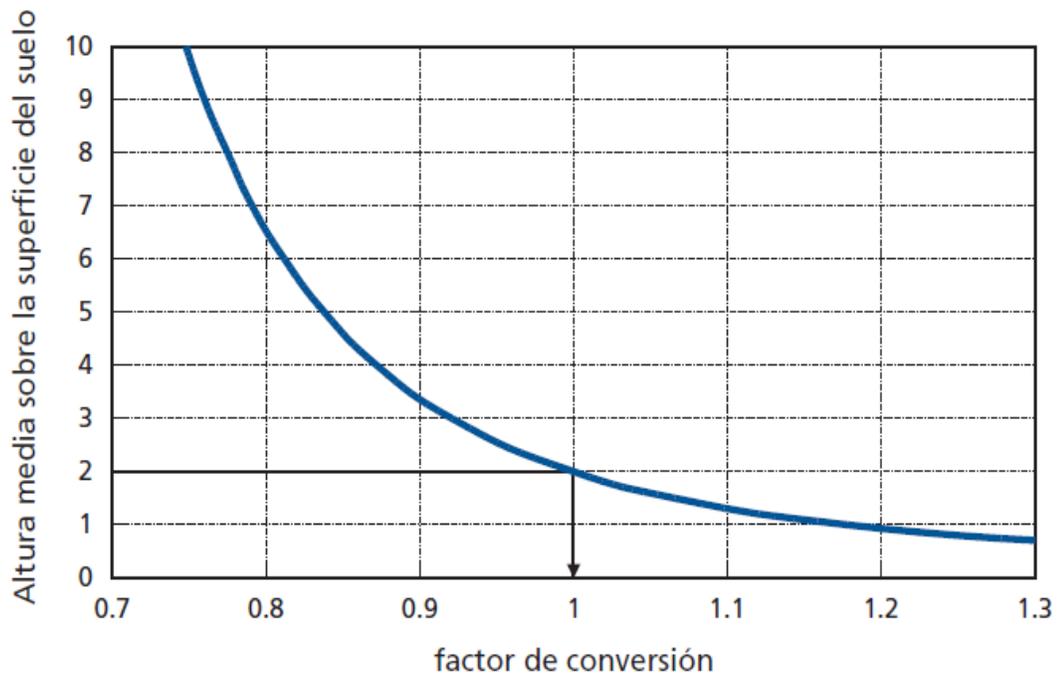
Las velocidades del viento a diversas alturas sobre la superficie del suelo tienen valores diferentes. La fricción superficial tiende a reducir la velocidad del viento que atraviesa la superficie. La velocidad del viento es menor cerca de la superficie y aumenta con altura. Por esta razón los anemómetros se colocan en una altura estándar elegida, 10 m en meteorología y 2 o 3m en agrometeorología. Para el cálculo de la evapotranspiración, se requiere la velocidad del viento medida a 2m sobre la superficie. Para ajustar los datos de velocidad del viento obtenidos de instrumentos situados a elevaciones diferentes a la altura estándar de 2m, se puede usar una relación logarítmica:

$$u_2 = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8 z - 5,42)}$$

DONDE:  $u_2$  = velocidad del viento a 2 m sobre la superficie [ $\text{m s}^{-1}$ ],

$u_z$  = velocidad del viento medida a z m sobre la superficie [ $\text{m s}^{-1}$ ],

z = altura de medición sobre la superficie [m].



*FIGURA. 10: Factor de conversión para convertir la velocidad del viento medida en cierta altura sobre el nivel del suelo a la velocidad del viento en la altura estándar (2m) (FUENTE: Estudio riego y drenaje FAO 56)*

### CAPÍTULO III FORMULACIÓN METODOLÓGICA DE LA ECUACIÓN FAO PENMAN-MONTEITH

#### 3.1. ESTACIONES EN EL DEPARTAMENTO DE TARIJA

Como ya se había mencionado en la parte introductoria del trabajo de investigación, en nuestro medio es muy difícil tener la información necesaria y suficiente para la aplicación de la metodología de FAO Penman – Monteith para la determinación de la evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>).

A continuación, se muestran las estaciones con las que se cuenta en el departamento de Tarija; las que actualmente están en funcionamiento, como las que se han cerrado por diferentes motivos.

*Tabla 2: Estaciones meteorológicas de Tarija (FUENTE: Diagnóstico de la red de observación hidro - meteoro para la presa de Calderas)*

Nº	ESTACIÓN	PROVINCIA	TIPO	LATITUD SUR	LONGITUD OESTE	ALTITUD (msnm)	CUENCA	ESTADO
1	Aeropuerto Tarija	Cercado	S	21° 32' 48"	64° 42' 39"	1849	Cuenca del Plata	funcionando
2	Agüaraycito	Gran Chaco	CO	21° 23' 24"	63° 24' 44"	396	Cuenca del Plata	funcionando
3	Aguayrenda	Gran Chaco	P	21° 50' 00"	63° 39' 00"	660	Cuenca del Plata	Cerrada
4	Algarrobillas	Gran Chaco	P	21° 51' 20"	63° 17' 38"	468	Cuenca del Plata	funcionando
5	Alizos	Avilés	P	21° 49' 00"	64° 52' 00"	2040	Cuenca del Plata	Cerrada
6	Alto de Cajas	Méndez	P	21° 18' 22"	64° 28' 06"	2422	Cuenca del Plata	funcionando
7	Arrozales - Bermejo	Arce	CP	22° 42' 45"	64° 17' 29"	384	Cuenca del Plata	Cerrada
8	Berety	O'Connor	P	21° 26' 42"	64° 02' 17"	1103	Cuenca del Plata	funcionando
9	Bermejo	Arce	S	22° 46' 15"	64° 18' 42"	385	Cuenca del Plata	funcionando
10	Calamuchita	Avilés	TP	21° 42' 00"	64° 38' 00"	1680	Cuenca del Plata	Cerrada
11	Calamuchita (Automática)	Avilés	SM	21° 42' 19"	64° 37' 08"	1681	Cuenca del Plata	Cerrada
12	Calderillas	Avilés	P	21° 45' 00"	64° 57' 00"	2800	Cuenca del Plata	Cerrada

13	Campanario	Méndez	CP	21° 30' 45"	64° 58' 32"	3460	Cuenca del Plata	funcionando
14	Cañas	Arce	CO	21° 54' 08"	64° 51' 03"	2078	Cuenca del Plata	funcionando
15	Canasmoro	Méndez	CO	21° 21' 00"	64° 45' 00"	2080	Cuenca del Plata	Cerrada
16	Canchasmayu	Arce	P	21° 53' 00"	64° 53' 00"	1120	Cuenca del Plata	Cerrada
17	Capirenda	Gran Chaco	P	21° 06' 00"	63° 01' 00"	701	Cuenca del Plata	Cerrada
18	Carapari	Gran Chaco	TP	21° 50' 00"	63° 45' 00"	805	Cuenca del Plata	Cerrada
19	Carrizal	Méndez	P	21° 26' 19"	65° 14' 22"	2447	Cuenca del Plata	funcionando
20	Ce.Na.Vit.	Avilés	CP	21° 41' 31"	64° 39' 29"	1730	Cuenca del Plata	funcionando
21	CeNaVit (Automatica)	Avilés	SM	21° 41' 31"	64° 39' 29"	1730	Cuenca del Plata	Cerrada
22	Chimeo	Gran Chaco	SM	21° 10' 32"	63° 26' 45"	540	Cuenca del Plata	Cerrada
23	Chocloca	Avilés	CO	21° 44' 53"	64° 43' 46"	1795	Cuenca del Plata	Cerrada
24	Ciudad-Tja	Cercado	P	21° 32' 18"	64° 43' 37"	1864	Cuenca del Plata	Cerrada
25	Coimata	Méndez	CP	21° 29' 57"	64° 47' 20"	2027	Cuenca del Plata	funcionando
26	Coimata (Automatica)	Méndez	SM	21° 29' 57"	64° 47' 20"	2027	Cuenca del Plata	Cerrada
27	Colon Norte	Avilés	TP	21° 43' 00"	64° 38' 00"	1800	Cuenca del Plata	Cerrada
28	Colon Sud	Avilés	P	21° 45' 00"	64° 39' 00"	2000	Cuenca del Plata	Cerrada
29	Concepción	Avilés	P	21° 41' 00"	64° 39' 00"	1710	Cuenca del Plata	Cerrada
30	Copacabana Taxara	Avilés	P	21° 48' 00"	65° 06' 00"	3800	Cuenca Cerrada o Endorreica	Cerrada
31	Corana	Méndez	TP	21° 18' 00"	64° 46' 00"	2120	Cuenca del Plata	Cerrada
32	Corregimiento - VM	Gran Chaco	CP	21° 16' 01"	63° 29' 18"	386	Cuenca del Plata	Cerrada
33	Corvalan	Gran Chaco	TP	21° 35' 30"	62° 32' 15"	287	Cuenca del Plata	Cerrada
34	Crevaux	Gran Chaco	P	21° 49' 29"	62° 55' 03"	292	Cuenca del Plata	funcionando
35	El Huayco	O'Connor	P	21° 19' 03"	64° 15' 12"	1510	Cuenca del Plata	funcionando

36	El Huayco (c)	O'Connor	P	21° 19' 00"	64° 15' 00"	1619	Cuenca del Plata	Cerrada
37	El Mezquinado	Gran Chaco	P	21° 20' 45"	63° 01' 42"	459	Cuenca del Plata	funcionando
38	El Molino - SEDAG	Méndez	SA	21° 23' 19"	64° 56' 49"	3387	Cuenca del Plata	Cerrada
39	El Molino Tomayapo	Méndez	P	21° 22' 00"	64° 57' 00"	3410	Cuenca del Plata	Cerrada
40	El Pibe Km9	Gran Chaco	P	21° 15' 00"	63° 28' 00"	440	Cuenca del Plata	Cerrada
41	El Portillo (c)	Cercado	P	21° 34' 00"	64° 38' 00"	1825	Cuenca del Plata	Cerrada
42	El Portillo_Autom	Cercado	SM	21° 34' 44"	64° 39' 32"	1844	Cuenca del Plata	Cerrada
43	El Puente	Méndez	P H	21° 14' 17"	65° 12' 22"	2356	Cuenca del Plata	funcionando
44	El Puente (c)	Méndez	CO	21° 15' 00"	65° 12' 00"	2345	Cuenca del Plata	Cerrada
45	El Rancho	Méndez	SA	21° 26' 01"	64° 45' 04"	1988	Cuenca del Plata	Cerrada
46	El Salado	Cercado	P	22° 26' 00"	64° 30' 00"	698	Cuenca del Plata	Cerrada
47	El Tejar	Cercado	CP	21° 32' 35"	64° 43' 16"	1859	Cuenca del Plata	Cerrada
48	Embalse San Jacinto	Cercado	CO	21° 36' 00"	64° 42' 00"	1800	Cuenca del Plata	Cerrada
49	Emborozu	Arce	CO	22° 16' 01"	64° 33' 16"	881	Cuenca del Plata	funcionando
50	Entre Rios	O'Connor	CP	21° 30' 11"	64° 10' 14"	1260	Cuenca del Plata	funcionando
51	Erquis Norte	Méndez	P	21° 28' 00"	64° 39' 00"	2062	Cuenca del Plata	Cerrada
52	Esmeralda	Gran Chaco	P	22° 14' 00"	62° 38' 00"	269	Cuenca del Plata	Cerrada
53	Fortin Campero	Arce	P	22° 50' 00"	64° 18' 00"	364	Cuenca del Plata	Cerrada
54	Gamoneda	Cercado	P	21° 29' 00"	64° 38' 00"	2150	Cuenca del Plata	Cerrada
55	Guandacay	Arce	P	22° 24' 00"	64° 30' 00"	980	Cuenca del Plata	Cerrada
56	Guerrahuayco	Cercado	P	21° 33' 00"	64° 46' 00"	1980	Cuenca del Plata	Cerrada
57	Huacata	Méndez	P	21° 14' 19"	64° 50' 43"	2858	Cuenca del Plata	Cerrada
58	Huarmachi	Méndez	P	21° 26' 25"	65° 03' 22"	3382	Cuenca del Plata	Cerrada
59	Ibibobo	Gran Chaco	SM	21° 32' 30"	62° 59' 50"	398	Cuenca del Plata	funcionando

60	Itau	Gran Chaco	CO	21° 42' 15"	63° 52' 07"	970	Cuenca del Plata	funcionando
61	Jarana-Tariquia	Arce	P	22° 00' 38"	64° 36' 14"	2708	Cuenca del Plata	funcionando
62	Junacas	Cercado	P	21° 26' 00"	64° 28' 00"	2300	Cuenca del Plata	Cerrada
63	Juntas	Avilés	CP	21° 48' 37"	64° 47' 51"	1882	Cuenca del Plata	funcionando
64	La Angostura	Avilés	P	21° 42' 00"	64° 36' 00"	2700	Cuenca del Plata	Cerrada
65	La Angostura (c)	Avilés	CO	21° 42' 00"	64° 36' 00"	1690	Cuenca del Plata	Cerrada
66	La Colmena	O'Connor	SM	21° 40' 03"	64° 10' 45"	1113	Cuenca del Plata	Cerrada
67	La Mamora	Arce	TP	22° 10' 41"	64° 39' 52"	1233	Cuenca del Plata	funcionando
68	La Merced	Arce	CO	22° 01' 29"	64° 40' 36"	1509	Cuenca del Plata	funcionando
69	La Ventolera	Avilés	CO	21° 41' 00"	64° 37' 00"	1710	Cuenca del Plata	Cerrada
70	La Vertiente	Gran Chaco	CO	21° 20' 50"	63° 17' 14"	348	Cuenca del Plata	Cerrada
71	Laderas Centro	Avilés	P	21° 39' 00"	64° 32' 00"	2080	Cuenca del Plata	Cerrada
72	Las Barrancas	Cercado	SM	21° 30' 48"	64° 44' 40"	1924	Cuenca del Plata	Cerrada
73	León Cancha	Méndez	P	21° 11' 00"	64° 43' 00"	2600	Cuenca del Plata	Cerrada
74	Los Monos	Gran Chaco	SM	21° 18' 22"	63° 34' 18"	677	Cuenca del Plata	Cerrada
75	Machigüa	O'Connor	P	20° 57' 30"	64° 08' 31"	752	Cuenca del Plata	funcionando
76	Monte Sud	Cercado	P	21° 25' 00"	64° 42' 00"	2005	Cuenca del Plata	Cerrada
77	Narvaez	O'Connor	P	21° 24' 23"	64° 17' 06"	1755	Cuenca del Plata	funcionando
78	Ñoquera	Avilés	P	21° 37' 00"	65° 08' 00"	3300	Cuenca Cerrada o Endorreica	Cerrada
79	Obrajes	Cercado	PH	21° 31' 00"	64° 45' 00"	1890	Cuenca del Plata	funcionando
80	Padcaya	Arce	CO	21° 53' 00"	64° 43' 00"	2010	Cuenca del Plata	Cerrada
81	Paicho Centro	Méndez	P	21° 08' 43"	64° 57' 16"	2570	Cuenca del Plata	funcionando
82	Palmar Chico	Gran Chaco	P	21° 53' 02"	63° 36' 43"	654	Cuenca del Plata	Cerrada

83	Palmar Grande	Gran Chaco	CP	21° 31' 53"	63° 26' 31"	464	Cuenca del Plata	funcionando
84	Palo Marcado	Gran Chaco	P	21° 27' 17"	63° 06' 29"	334	Cuenca del Plata	funcionando
85	Palos Blancos	O'Connor	P	21° 24' 54"	63° 46' 53"	763	Cuenca del Plata	funcionando
86	Pampa Redonda	Cercado	P	21° 42' 00"	64° 49' 00"	1950	Cuenca del Plata	Cerrada
87	Pasajes	Avilés	P	21° 44' 00"	65° 05' 00"	3660	Cuenca del Plata	Cerrada
88	Pinos Sud	Cercado	P	21° 44' 00"	64° 53' 00"	2100	Cuenca del Plata	funcionando
89	Pirca Cancha	Méndez	P	21° 21' 30"	65° 06' 43"	3189	Cuenca del Plata	Cerrada
90	Pluv. 2 monos	Gran Chaco	P	21° 17' 53"	63° 33' 13"	733	Cuenca del Plata	Cerrada
91	Pluv. 3 monos	Gran Chaco	P	21° 18' 51"	63° 34' 20"	727	Cuenca del Plata	Cerrada
92	Pluv.1 monos	Gran Chaco	P	21° 18' 20"	63° 32' 05"	551	Cuenca del Plata	Cerrada
93	Puente Aruma	O'Connor	P H	20° 54' 56"	64° 06' 41"	636	Cuenca del Plata	funcionando
94	Puerto Margarita	Gran Chaco	P	21° 11' 26"	63° 45' 41"	495	Cuenca del Plata	funcionando
95	Qda. de Cajas	Méndez	P	21° 09' 38"	64° 24' 12"	1072	Cuenca del Plata	funcionando
96	Rejara	Arce	P	22° 01' 00"	64° 59' 00"	3000	Cuenca del Plata	Cerrada
97	Rincón Cañas	Arce	P	21° 58' 00"	64° 53' 00"	2280	Cuenca del Plata	Cerrada
98	Rincón de la Victoria	Méndez	P	21° 32' 00"	64° 48' 00"	2200	Cuenca del Plata	Cerrada
99	Rio Conchas	Arce	TP	22° 18' 00"	64° 23' 00"	840	Cuenca del Plata	Cerrada
100	Rosillas	Arce	P	21° 55' 00"	64° 46' 00"	2050	Cuenca del Plata	Cerrada
101	Sachapera	Gran Chaco	P	21° 39' 38"	63° 33' 02"	619	Cuenca del Plata	funcionando
102	Saladito Centro	O'Connor	P	21° 19' 08"	64° 07' 22"	857	Cuenca del Plata	funcionando
103	Saladito Norte	O'Connor	P	21° 18' 00"	64° 07' 00"	840	Cuenca del Plata	Cerrada
104	Salinas	O'Connor	TP	21° 46' 18"	64° 13' 48"	1096	Cuenca del Plata	Cerrada
105	Sama Cumbre	Méndez	P	21° 29' 30"	64° 58' 55"	3820	Cuenca del Plata	Cerrada
106	Sama Iscayachi	Méndez	P	21° 28' 25"	64° 57' 05"	3440	Cuenca del Plata	Cerrada

107	San Agustín	Cercado	P	21° 32' 00"	64° 31' 00"	2210	Cuenca del Plata	Cerrada
108	San Andrés	Cercado	CP	21° 37' 24"	64° 48' 54"	1987	Cuenca del Plata	funcionando
109	San Antonio - Iscayachi	Méndez	TP	21° 16' 00"	64° 58' 00"	3450	Cuenca del Plata	Cerrada
110	San Bernardo	Gran Chaco	P	21° 26' 29"	63° 12' 45"	343	Cuenca del Plata	Cerrada
111	San Blas	Cercado	TP	21° 32' 00"	64° 43' 00"	1875	Cuenca del Plata	Cerrada
112	San Jacinto Sud	Cercado	P	21° 36' 37"	64° 43' 12"	1820	Cuenca del Plata	funcionando
113	San Josecito	O'Connor	P H	21° 08' 51"	64° 14' 05"	821	Cuenca del Plata	funcionando
114	San Lorenzo	Cercado	P	21° 25' 00"	64° 45' 00"	1900	Cuenca del Plata	Cerrada
115	San Luis de Palqui	Avilés	P	21° 33' 28"	65° 08' 06"	3321	Cuenca del Plata	funcionando
116	San Mateo	Méndez	P	21° 28' 00"	64° 45' 00"	1900	Cuenca del Plata	Cerrada
117	San Nicolás	Avilés	CO	21° 43' 00"	64° 41' 00"	1800	Cuenca del Plata	Cerrada
118	San Pedro Buena Vista	Cercado	TP	21° 26' 00"	64° 40' 00"	2195	Cuenca del Plata	Cerrada
119	Santa Ana Kolhberg	Cercado	P	21° 34' 00"	64° 36' 00"	1870	Cuenca del Plata	Cerrada
120	Santa Ana Puente	Cercado	TP	21° 31' 00"	64° 34' 00"	1950	Cuenca del Plata	Cerrada
121	Saykan Perulas	O'Connor	CO	21° 42' 57"	64° 05' 44"	1356	Cuenca del Plata	funcionando
122	Sella Méndez	Méndez	P	21° 22' 00"	64° 39' 00"	2060	Cuenca del Plata	Cerrada
123	Sella Quebradas	Méndez	CO	21° 23' 11"	64° 40' 52"	2145	Cuenca del Plata	funcionando
124	Suaruro	O'Connor	P	21° 00' 00"	64° 00' 00"	985	Cuenca del Plata	Cerrada
125	Tarija Cancha	Méndez	P	21° 24' 00"	64° 46' 00"	2050	Cuenca del Plata	Cerrada
126	Tariquia	Arce	P	22° 02' 00"	64° 20' 00"	974	Cuenca del Plata	Cerrada
127	Tarupayo	O'Connor	P	21° 19' 41"	63° 57' 18"	786	Cuenca del Plata	funcionando
128	Tigüipa	Gran Chaco	P	21° 00' 02"	63° 19' 38"	515	Cuenca del Plata	funcionando
129	Timboy	O'Connor	P	21° 10' 27"	64° 03' 59"	770	Cuenca del Plata	funcionando
130	Tojo	Méndez	P	21° 49' 08"	65° 19' 35"	2643	Cuenca del Plata	funcionando

131	Tolomosa Grande	Cercado	P	21° 37' 00"	64° 46' 00"	1900	Cuenca del Plata	Cerrada
132	Tomatas Grande	Méndez	P	21° 18' 00"	64° 48' 00"	2150	Cuenca del Plata	Cerrada
133	Tomatitas	Méndez	P	21° 29' 31"	64° 45' 40"	1928	Cuenca del Plata	Cerrada
134	Tomayapo Pueblo	Méndez	TP	21° 16' 06"	65° 02' 42"	2734	Cuenca del Plata	funcionando
135	Trancas	Méndez	CO	21° 18' 29"	64° 48' 57"	2198	Cuenca del Plata	funcionando
136	Tucumillas	Méndez	CO	21° 27' 40"	64° 49' 52"	2557	Cuenca del Plata	funcionando
137	Turumayo	Cercado	CP	21° 33' 24"	64° 46' 42"	1978	Cuenca del Plata	funcionando
138	Villa Montes (Aeropuerto)	Gran Chaco	S	21° 15' 17"	63° 24' 27"	403	Cuenca del Plata	funcionando
139	Villa Montes (Bombeo)	Gran Chaco	P H	21° 15' 40"	63° 30' 12"	383	Cuenca del Plata	funcionando
140	Yacuiba	Gran Chaco	S	21° 56' 58"	63° 38' 53"	645	Cuenca del Plata	funcionando
141	Yesera Norte	Cercado	CP	21° 22' 20"	64° 33' 03"	2277	Cuenca del Plata	funcionando
142	Yesera Sur	Cercado	CO	21° 28' 02"	64° 33' 30"	2092	Cuenca del Plata	funcionando
143	Yunchara	Avilés	P	21° 49' 33"	65° 13' 43"	3580	Cuenca del Plata	funcionando

## REFERENCIAS

<b>CO</b>	Climatológica Ordinaria	<b>SA</b>	Automática Sinóptica Agrometeorológica
<b>CP</b>	Climatológica Principal	<b>SM</b>	Automática Meteorológica
<b>P</b>	Pluviométrica	<b>TP</b>	Termopluviométrica
<b>S</b>	Sinóptica		

Como se puede observar en el recuadro, de las 143 estaciones que se encuentran ubicadas en el departamento de Tarija, unas 86 fueron cerradas, lo que equivale a un 60% y unas 57 de las mismas que en la actualidad están funcionando, que serían 40%.

Es aquí donde se demuestra la poca información con la que se cuenta, además que muy pocas son las que miden parámetros climáticos.

## **3.2. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN CLIMÁTICA DISPONIBLE**

### **3.2.1. Análisis de la consistencia**

Consiste en realizar un análisis de la información disponible, mediante criterios físicos y métodos estadísticos que permitan identificar, evaluar y eliminar los posibles errores sistemáticos que ha podido ocurrir, sea por causas naturales u ocasionadas por la intervención de la mano del hombre. Inconsistencia, son los errores sistemáticos que se presentan como saltos y tendencias en las series maestras.

#### **3.2.1.1. Análisis de consistencia para la serie de datos de temperatura media mensual.**

Si el coeficiente de correlación ( $R$ )  $\geq 0,98$  la serie de datos es consistente.

A partir de datos obtenidos de la gráfica (ANEXO F):  $R^2=0,9997 \rightarrow \sqrt{(R)^2} = \sqrt{(0,9993)} \rightarrow R=0,99$

$R=0,99 \geq 0,98$ , Entonces la serie de datos analizados es consistente.

#### **3.2.1.2. Análisis de consistencia para la serie de datos de humedad relativa media mensual.**

Si el coeficiente de correlación ( $R$ )  $\geq 0,98$  la serie de datos es consistente.

A partir de datos obtenidos de la gráfica (ANEXO G):  $R^2=0,9998 \rightarrow \sqrt{(R)^2} = \sqrt{(0,9998)} \rightarrow R=0,99$

$R=0,99 \geq 0,98$ , Entonces la serie de datos analizados es consistente.

#### **3.2.1.3. Análisis de consistencia para la serie de datos de velocidad del viento media mensual.**

Si el coeficiente de correlación ( $R$ )  $\geq 0,98$  la serie de datos es consistente.

A partir de datos obtenidos de la gráfica (ANEXO H):  $R^2=0,9993 \rightarrow \sqrt{(R)^2} = \sqrt{(0,9993)} \rightarrow R=0,99$

$R=0,99 \geq 0,98$ , Entonces la serie de datos analizados es consistente.

### 3.3. EL MÉTODO DE FAO PENMAN-MONTEITH

Quizás uno de los mayores atributos de la fórmula Penman- Monteith FAO98 es que permite estimar la evapotranspiración de referencia,  $ET_o$ , en función de los elementos meteorológicos solamente: **radiación solar neta, temperatura del aire, velocidad del viento y tensión de vapor del agua.**

A continuación, la fórmula de Penman - Monteith FAO98, fórmula (3) y la identificación de sus términos, así como las distintas maneras de estimar muchos de sus datos meteorológicos cuando no se encuentran disponibles. Esto constituye una gran ventaja al poder ser utilizada en casos de imposibilidad de disponer de las observaciones meteorológicas en el sitio deseado.

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (3)$$

Dónde:

$ET_o$  = Evapotranspiración de referencia (mm/día)

$R_n$  = Radiación neta en la superficie del cultivo ( $MJ/m^2/día$ )

$R_a$  = Radiación extraterrestre (mm/día)

$G$  = Densidad del flujo del calor del suelo ( $MJ/m^2/día$ )

$T$  = Temperatura media del aire a 2 m. de altura ( $^{\circ}C$ )

$U_2$  = Velocidad del viento a 2 m. de altura (m/s)

$e_s$  = Presión de vapor de saturación (kPa)

$e_a$  = Presión real de vapor (kPa)

$e_s - e_a$  = Déficit de presión de vapor (kPa)

$\Delta$  = Pendiente de la curva de presión de vapor ( $kPa/^{\circ}C$ )

$\gamma$  = Constante psicrométrica ( $kPa/^{\circ}C$ )

$E_{To}$ , evapotranspiración de referencia (mm/día): «La evapotranspiración desde la superficie de un cultivo hipotético de 0,12 m de altura, 70 s/m de resistencia y de 0,23 albedo, la cual se asemeja a la evapotranspiración de una extensa superficie de grama activa, de altura uniforme, en crecimiento y sin limitaciones de agua» (Allen et al., 1998). Los datos deben ser medidos en condiciones que correspondan a la definición de  $E_{To}$ , es decir, sobre una extensión de grama con evapotranspiración activa o sobre un ambiente con vegetación sana y con agua suficiente.

$\Delta$ , pendiente de la curva de la tensión de vapor saturado (kPa/ °C)

$$\Delta = (2503,6 \times \exp(17,27 T / (T+237,3)))/(T+237,3)^2 \quad \text{en (kPa /}^\circ\text{C) y T en }^\circ\text{C}$$

También por:  $D = (0,00587 T + 0,6414)^7$  en (kPa /°C) y T en °C

$R_n$ , radiación neta sobre la superficie del cultivo (MJ/ m<sup>2</sup> día)

G, flujo calórico utilizado en el calentamiento del suelo (MJ/ m<sup>2</sup> día)

$(R_n - G)$ , energía **disponible** en la superficie del suelo e igual a la energía desde la superficie hacia el aire ( $H + IE$ ) por el calor sensible, H, (convección) y calor latente, IE (evaporación)

$\gamma$ , Constante psicrométrica (kPa/ °C) =  $0,001628 (P/l)$ ; P en kPa =  $101,3((293 - 0,0065z)/293)^{5,26}$

$u_2$ , velocidad del viento a 2 m de altura, en m/s. Se estima por:  $u_2 = 4,87 u_z / \ln(67,8z - 5,42)$

$u_z$ , velocidad del viento en m/s, observada a una altura, z en m

$(e_s - e_a)$ , déficit de tensión de vapor (kPa);  $e_s$  y  $e_a$  tensión de vapor saturado, y actual respectivamente

$\lambda$ , Calor latente de vaporización (MJ /kg). Se considera fijo a 20 °C = 2,45 MJ/kg;  $(1/l) = 0,408$

$$900 \gamma U_2 / (T+273) \text{ [mm/ día }^\circ\text{C]} = 86400 \text{ } \eta_a \text{ cp / ra} \lambda \text{ [mm /día }^\circ\text{C]}$$

T, temperatura media del aire, en °C, calculada por:  $T = (T_{max} + T_{min})/2$

$\rho_a$  = densidad del aire seco a presión constante (kg/ m<sup>3</sup>)

$c_p$  = calor específico del aire húmedo: 0,001013 (MJ /kg °C)

### 3.3.1. Notas complementarias esenciales sobre la fórmula

- Aunque la fórmula es ampliamente conocida por FAO Penman-Monteith<sup>56</sup>, preferimos denominarla FAO Penman-Monteith para destacar el año de publicación.

- **Periodos de aplicación** de la fórmula

A) En periodo **mensual**, pero la ETo se expresa en mm/día.

B) En periodo **diario**: se entra con los datos medios diario y la ETo también se expresa en mm/día. En periodo diario  $G = 0$ , es decir, se ignora el valor del flujo de calor hacia el suelo, por ser insignificante para 24 horas.

C) En periodo **horario**: Se entra con los datos medios horarios y el resultado de ETo en mm/h; pero 900 se cambia por 37; 0,34, por 0,24 en el día y por 0,96, en la noche.

- **Superficie de Cultivo**. La fórmula usa grama como superficie de referencia, cuyos datos están incluidos en las constantes: resistencia superficial del cultivo,  $r_s = 70$  s/m; resistencia aerodinámica,  $r_a = 208/u_2$  s/m; albedo, 0,23; altura de la grama 0,12 m;  $(1 + r_s/r_a) = (1 + 0,34 u_2)$ .

A pesar de la aparente complejidad, la Penman-Monteith FAO1998 es una fórmula simplificada, puesto que en ella son constantes: el cultivo de referencia, su altura, su albedo y su resistencia superficial; la densidad del aire y el calor latente de vaporización. En cuanto a las unidades, utiliza las del sistema internacional de unidades (SI), por ejemplo, su resultado en [mm/día] milímetros de agua evaporada durante un día; la tensión de vapor en kilopascal (no en milibar ni otra unidad de presión); la energía utilizada en el proceso de la evapotranspiración en [MJ/ m<sup>2</sup>día], megajoule entre unidades de superficie en metros cuadrados y temporal en día y viento en [m/s], metro entre segundo.

En el año 2000, la ASCE amplía la fórmula para ser aplicada también a la alfalfa como superficie de referencia y con esta modificación, la fórmula Penman-Monteith FAO98,

es conocida por «fórmula de Penman-Monteith ASCE 2000» (Allen, 2000). En este trabajo no se usará, pero si se aplica la fórmula de Penman-Monteith FAO98 a superficie de referencia con alfalfa, en la fórmula (3) se hacen los cambios siguientes: Se cambia la altura de 0,12 de la grama por 0,5 m de la alfalfa;  $r_s$  70 s/m por 50 s/m en el día y 200 s/m, en la noche; se reemplaza 900 ( $C_n$ ) por 1600, y 0,34 ( $C_d$ ) por 0,38 tanto para datos mensuales como diarios. Se reemplaza 900 ( $C_n$ ) por 66 y 0,34 ( $C_d$ ) por 0,25 para datos horarios en horas diurnas. Se reemplaza 900 ( $C_n$ ) por 66 y 0,34 ( $C_d$ ) por 1,70 para datos horarios en horas nocturnas.

(Allen, 2000; Snyder, 2000).

### 3.3.2. Estimaciones utilizadas en la fórmula de FAO Penman-Monteith

La aplicación de esta fórmula requiere datos climáticos completos durante un periodo suficientemente largo de observación, tal como se aplica en climatología, por ello, lo ideal es disponer de la información proveniente de sitios con estaciones agroclimatológicas para aplicar la fórmula. Como tal condición ideal es más bien lo excepcional en casi todos los países y en especial, los ubicados en zonas intertropicales, en Allen et al. (1998) se hicieron las siguientes recomendaciones que a nuestro juicio solucionan efectivamente el problema de la información incompleta:

- **En primer lugar**, cuando sólo hay disponibles datos sobre temperatura máxima y mínima recomiendan estimar la  $E_{To}$  por la fórmula de Hargreaves (o Hargreaves - Samani) válida para periodos mensual, semanal y de 10 días:

$$E_{To} = 0,0023 Ra/\lambda (T_{media}+17,8) (T_{max}- T_{min})^{0,5} \quad \text{en [mm/día]}$$

T, temperatura media en °C calculada por  $(T_{max} + T_{min})/2$

$T_{max}$ ,  $T_{min}$ ; temperaturas media de las máximas y temperatura media de las mínimas, respectivamente, en °C.

$R_a$ , radiación extraterrestre (en la cima atmosférica) sobre superficie horizontal en [MJ/m<sup>2</sup> día]

$\lambda$ , Calor latente de vaporización (MJ /kg).  $\lambda$ , = 2,45 MJ/kg a 20 °C.

- **Segundo**, recomiendan estimar los diferentes elementos que se indican a continuación mediante las fórmulas que siguen:

**T, temperatura media del día**, o del mes en °C, como el promedio de la máxima y la mínima:

$$T = (T_{\max} + T_{\min})/2$$

$T_{\max}$ .,  $T_{\min}$ ., temperatura máxima y mínima del día o del mes, °C, respectivamente

**Oscilación térmica, °C**

$$(T_{\max} - T_{\min}) = (R_s/R_a k)^2 \quad (\text{expresión despejada de: } R_s = R_a k (T_{\max} - T_{\min})^{0.5})$$

$k = 0,16$ , zonas continentales;

$k = 0,19$ , zonas costeras e influencia de cuerpos de agua.

**Temperatura máxima y mínima, conociendo la temperatura media:**

$$T_{\max} = T_{\text{med}} + (R_s/R_a k)^2/2; \quad T_{\min} = T_{\text{med}} - (R_s/R_a k)^2/2$$

$k = 0,16$ , zonas continentales;

$k = 0,19$ , zonas costeras e influencia de cuerpos de agua.

**$u_2$ , velocidad del viento a 2 m de altura, en m/s:**

$$u_2 = 4,87 u_z / \ln (67,8z - 5,42)$$

$u_z$ , velocidad del viento observada en m/s, a una altura,  $z$  en m

$P$ , presión atmosférica en kPa:  $P = 101,3 ((293 - 0,0065 z)/293)^{5,26}$

(Temperatura y gradiente altotérmico constantes: 20°C y 0,0065 °C/m);  $z$ , altitud, m

**Tensión de vapor saturado a una temperatura dada, kPa:**

$$e_s = 0,611 \exp (17,27 T/(T+237,3))$$

$T$ , temperatura del aire, media, máxima o mínima, °C

$e_s$ , tensión de vapor saturado a la temperatura dada: media, máxima o mínima, °C

**Tensión de vapor saturado medio de un día, semana o mes, kPa:**

$$e_s = (e_s(T_{\max}) + e_s(T_{\min}))/2$$

$e_s = (0,611 \exp(17,27T_{\max} / (T_{\max} + 237,3)) + 0,611 \exp(17,27T_{\min} / (T_{\min} + 237,3)))/2$   
 $e_s(T_{\max})$  y  $e_s(T_{\min})$ , tensión de vapor saturado a la temperatura máxima y mínima, respectivamente.

### Tensión de vapor real, kPa:

$$e_a = ((e_s t_{\max} 0,01 HR_{\min}) + (e_s t_{\min} 0,01 HR_{\max}))/2$$

$e_s t_{\max}$ ;  $e_s t_{\min}$ ; tensión de vapor saturado a la temperatura máxima y mínima, respectivamente, en kPa

$HR_{\min}$ ,  $HR_{\max}$ : humedad relativa mínima y máxima de un día o media de un lapso, en %, respectivamente.

$$e_a = e^{\circ}(T_{\text{dew}}) = 0,611 \exp(17,27 T_{\text{dew}} / (T_{\text{dew}} + 237,3))$$

$e_a = e^{\circ}(T_{\min}) = 0,611 \exp(17,27 T_{\min} / (T_{\min} + 237,3))$  (asumiendo  $T_{\min}$  muy cerca de  $T_{\text{dew}}$ )

$T_{\text{dew}}$ , punto de rocío (temperatura a la cual debe descender el aire para saturarse)  
 Cuando el valor de  $HR_{\min}$  es impreciso, se usa sólo  $HR_{\max}$ :  $e_a = e_s(t_{\min}) * 0,01 HR_{\max}$

Si sólo se tiene  $HR$  media del periodo, la peor opción:  $e_a = 0,01 HR_{\text{media}} \times (e_s(t_{\max}) + e_s(t_{\min}))/2$

### Punto de rocío en °C:

$$T_{\text{dew}} = (116,91 + 237,3 \ln(e_a)) / (16,78 - \ln(e_a))$$

$e_a$ , tensión de vapor actual en kPa

$$T_{\text{dew}} = (112 + 0,9 T_h) (e_a / e_{sh})^{1/8} - 112 + 0,1 T_h$$

$T_h$ , temperatura del termómetro húmedo y  $e_{sh}$ , tensión de vapor a la temperatura húmeda

En condiciones de «referencia» de la ETo (terreno con agua suficiente, cultivado con grama de 0,12 m de altura, resistencia, 70 s/m y albedo 0,23) en climas húmedos y

subhúmedos, se cumple generalmente que:  $T_{\text{dew}} = T_{\text{min}}$  y en climas áridos y semi áridos:  $T_{\text{dew}} = T_{\text{min}} - 2$ .

**Calor latente de vaporización (MJ /kg):**

$$\lambda = 2,501 - (0,002361 T)$$

T, temperatura media del aire en °C

**$\Delta$ , pendiente de la curva de la tensión de vapor saturado, (kPa/ °C):**

$$\Delta = (2503,6 \exp (17,27 T/(T+237,3)))/(T+237,3)^2$$

También por:  $\Delta = (0,00587 T + 0,6414)^7$

T, temperatura media diaria u horaria del aire en °C (obtenida con máxima y mínima)

**Constante psicrométrica (kPa/ °C):**

$$\gamma = 0,000665 P$$

$$P \text{ en kPa} = 101,3 ((293 - 0,0065z)/293)^{5,26}$$

$\lambda$  = calor latente de vaporización (MJ /kg)

**Densidad del aire,  $\rho$ , kg/m<sup>3</sup>:**

$$\rho = 1000P/T_{\text{vk}} R = 3,486 P/T_{\text{vk}}$$

$$T_{\text{vk}} = T_k / (1 - 0,378(e_a/P)); \text{ Sí } e_a \text{ entre 1 a 5 kPa y } P \text{ entre 80 a 100 kPa, } T_{\text{vk}} \approx 0,01T_k$$

$T_{\text{vk}}$ , temperatura virtual, K

P, presión atmosférica;  $e_a$ , tensión de vapor, en kPa y  $R = 287$  [J/kg K]

**Estimación del flujo calórico por radiación hacia el suelo, G, (MJ/m<sup>2</sup>día):**

$$G = C (T_i - T_{i-1}) (\Delta z / \Delta t)$$

C, capacidad calórica del suelo (MJ/m<sup>3</sup> °C)

$(T_i - T_{i-1})$ , diferencia entre la temperatura del aire, al inicio y al final periodo, °C

$\Delta t$ , lapso de tiempo considerado, mayor de 10 días

$\Delta z$ , profundidad efectiva del suelo, m (0,1 a 0,2 en uno o pocos días y 2 m o más, en meses)

G es positivo si suelo en calentamiento, el signo (+) indica la dirección del flujo, para restarse a la radiación neta e influir en la evapotranspiración:  $R_n - (+G) = R_n - G$ . Si el flujo fuese (-) el suelo en enfriamiento y calor va desde el interior del suelo a la superficie y se suma a  $R_n$ :  $R_n - (-G) = R_n + G$ .

$G = 0$ , para periodos de uno a 10 días;  $G_{hr} = 0,5 R_n$  (en horas nocturnas);  $G_{hr} = 0,1 R_n$  (en horas diurnas) ya que el flujo no se correlaciona con la temperatura

$G_{mes} = 0,07 (T_{mes\ siguiente} - T_{mes\ anterior})$  considerando  $C = 2,1 (MJ/m^3\ ^\circ C)$

$G_{mes} = 0,14 (T_{mes} - T_{mes\ anterior})$  (Sí T del mes siguiente se desconoce)

### **Estimación de la radiación solar global sobre superficie horizontal, $R_s$**

**a)** Si existen datos de radiación solar en estación cercana, ( $R_p, R_{ap}$ ) dentro de una zona climáticamente homogénea, se utilizan como la radiación solar estimada.

**b)** Si la distancia de Norte a Sur es mayor que 50 km, se estima por:  $R_s = R_a (R_{sP}/R_{aP})$

**c)** Si existe oscilación térmica diaria ( $T_{max} - T_{mín}$ ), la  $R_s$  se estima por  $R_s$  de Hargreaves:

$$R_s = k R_a (T_{max} - T_{min})^{0,5} \text{ (MJ/m}^2\text{ día);}$$

$k = 0,16$  en zonas costeras;

$k = 0,19$  en zonas continentales, sin influencia de cuerpos de agua.

**d)** Para islas:  $R_s = 0,70 R_a - 4 \text{ (MJ/m}^2\text{ día)}$

### **Radiación neta, $R_n$ , sobre la superficie del cultivo de referencia (MJ/m<sup>2</sup> día)**

$$R_n = R_s (1 - \alpha) - \sigma ((T_{max}^4 + T_{min}^4)/2) (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) (1,35 (R_s / R_{so}) - 0,35)$$

$R_n$ , diferencia entre la radiación solar global y la radiación emitida por la superficie

$\alpha$ , albedo de la grama como superficie de referencia, 0,23

$\sigma$ , Constante de Stefan-Boltzmann ( $4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ); **Si  $\sigma$  expresado en hora**, se debe dividir entre 24 y corresponderá a  $2,043 \times 10^{-10} [\text{MJ}/\text{K}^4 \text{m}^2 \text{ h}]$

T, temperatura media del día, calculada por:  $(T_{\text{max}}^4 + T_{\text{min}}^4)/2$  en K

T<sub>máx.</sub>, T<sub>mín.</sub>: temperatura máxima y mínima del día, K, respectivamente;  $e_a$ , presión de vapor actual en kPa.

**Rs, radiación solar global** sobre superficie horizontal observada por el actinógrafo, (MJ/m<sup>2</sup>día)

$R_s = (\text{directa} + \text{difusa} + \text{reflejada})$

Si no se tiene  $R_s$ , se estima por:  $R_s = R_a (0,25 + 0,50 (n/N))$

n, insolación en horas; N, insolación máxima posible, en horas.

$N = 24 \omega_s / \pi$  En Anexo, se indican los valores de N para el día 15

$\omega_s$ , ángulo horario a la hora de la puesta del sol (rad) =  $\arccos(-\tan(\phi) \tan(\delta))$

**Ra, Radiación extraterrestre sobre superficie horizontal en periodo de un día**, MJ/m<sup>2</sup> día:

$$R_a = (1440/\pi) C_s d_r \sin \phi$$

$$R_a = (1440/\pi) C_s d_r (\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \text{ sen } \omega_s)$$

$\omega_s$ , ángulo horario a la hora de la puesta del sol (rad).  $\omega_s = \arccos(-\tan(\phi) \tan(\delta))$   $R_{ah}$ ,

**Radiación extraterrestre sobre superficie horizontal en periodo de una hora o menor**, MJ/ m<sup>2</sup> h

$$R_{ah} = (720/\pi) C_s d_r ((\omega_2 - \omega_1) \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta (\sin \omega_2 - \sin \omega_1))$$

$((\omega_2 - \omega_1) \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta (\sin \omega_2 - \sin \omega_1))$  **no** es sen altitud solar, es sen diferencia alt.sol

Como  $(\omega_2 - \omega_1) = (15^\circ) = 0,2618 \text{ rad}$

$$R_{ah} = (720/\pi) C_s d_r (0,2618 \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta (\sin \omega_2 - \sin \omega_1))$$

$\omega_1$ ,  $\omega_2$ , y  $\omega$ , ángulos horarios al inicio, final y a la hora intermedia del lapso, en radianes

$$\omega_2 = \omega + (\pi t_1/24) = (\pi/12) (t - 12 + Sc + 0,06667 (Lz - Lm)) + (\pi t_1/24)$$

$$\omega_1 = \omega - (\pi t_1/24) = (\pi/12) (t - 12 + Sc + 0,06667 (Lz - Lm)) - (\pi t_1/24)$$

$t_1$ , longitud del lapso. Para una hora =1, para media hora, 0,5, para un minuto, 1/60;  $w$ , ángulo horario en punto medio del lapso

$Lz$ , longitud del centro del huso horario (°) medido desde el N en SOAR. 60W =60°, pero 60 E=30°;

$Lm$ , longitud del sitio (°);  $t$ , hora de 0 a 23 a mitad del lapso. Si el lapso es entre las 10 y 11,  $t=10,5$  h (no 10,30);  $Sc$ , es la ecuación del tiempo:

$$Sc = 0,1645 \text{ sen } (0,034523(j-81)) - 0,1255 \text{ cos } (0,017261(j-81)) - 0,025 \text{ sen } (0,017261(j-81))$$

$$\delta, \text{ declinación solar, rad} = 0,409 \text{ sen } ((2\pi J/365) - 1,39)$$

$J$ , día del año, siendo 1 el 1° de enero y 365, el 31 de diciembre;  $M$  = mes

$J = \text{Mes} (275 /9) + \text{día del mes} - k$  ( $k= 32$  en M de 30 días y agosto; 33 en M de 31 días; 30 en Fe y 31, en E)

$\phi$ , latitud de la estación meteorológica (rad). Es negativa en el Hemisferio Sur

$C_s$ , constante solar,  $0,082 \text{ MJ/m}^2 \text{ min} = 1,96 \text{ cal/ cm}^2 \text{ min}$ . (Sí  $R_a$  en  $\text{W/m}^2$ ,  $C_s = 1367$ , pero fórmula sin 1440 en lapso diario y con  $C_s$  y 12 en lapso horario)

$$dr, \text{ distancia relativa Tierra-Sol al cuadrado} = (\text{dist media T- S/ dist actual T-S})^2 = 1 + 0,033 \text{ cos } (2\pi J/365)$$

$\phi$ , altitud solar, en radianes

$$R_{so} \text{ radiación solar en sup. horizontal en día despejado (MJ/m}^2 \text{ día)} = (2 \times 10^{-5} z + 0,75)$$

$R_a$

(Válida en lapso diario u horario de baja turbidez, altitud solar, menor de 50° y altura, z, menor de 6000 m)

$R_{so}$  radiación solar en días de alta turbidez ( $\text{MJ}/\text{m}^2 \text{ día}$ ) =  $\exp(-0,0021P/Kt \text{ sen } \varphi) R_a$

$K_t$ , coeficiente de turbidez, entre 0,5, alta turbidez, y 1, cielo limpio

$R_s/R_{so}$ , expresa la nubosidad relativa y su valor entre 0,25 y 1

1 mm de agua evaporada = 2,45 MJ/ kg = 585 cal/g = 0,68 kWh/kg

1 mm de agua evaporada/día = 2,45 MJ/m<sup>2</sup>día = 58,5 cal/cm<sup>2</sup>día = 28,4 W/m<sup>2</sup>

1 W/m<sup>2</sup> = 0,0864 MJ/ m<sup>2</sup>día = 0,0352 mm/día = 0,0014694 mm/h

**Conversión de ETo sobre alfalfa a ETo sobre grama:**

$$ETo_{\text{grama}} = (1,2 + (0,023367(U_2 - 2) - 0,0023367) (HR_{\text{min}} - 45)) / ETo_{\text{alfalfa}}$$

## **CAPÍTULO IV      APLICACIÓN PRÁCTICA**

### **4.1. LOCALIZACIÓN DEL ESTUDIO**

La provincia Cercado, se encuentra situada en el corazón del departamento de Tarija, este se encuentra ubicado en el continente sudamericano, entre los paralelos 21° 00' y 22° 50' de latitud sur y los meridianos 62° 15' y 65° 20' de longitud Oeste de la Línea de Greendwich.

La provincia Cercado, limita al noroeste con la provincia Méndez, al sur con la provincia Arce, al este con la provincia Burdet O'Connor y al suroeste con la provincia Avilés, cuenta con la siguiente distribución política: ciudad de Tarija y los cantones de Junacas, Yesera, Alto de Cajas, Junacas, San Agustín, San Mateo, Alto España, Santa Ana, Tolomosa y Lazareto.

El clima de la ciudad de Tarija y el valle en la que se encuentra es llamado "paraíso de la primavera", ya que predomina durante la mayor parte del año un clima templado o mesotérmico, sin embargo durante los inviernos (especialmente durante el mes de julio) la temperatura suele bajar de los 0° C llegando a disminuciones térmicas increíbles para la latitud y altitud (la zona es en los mapas "tropical"): todos los inviernos son fríos; por ejemplo en 1966 se registró en esta ciudad una temperatura absoluta de -9,5 °C (nueve grados y medio bajo cero) y el 20 de julio de 2010 en la misma ciudad de San Bernardo de Tarija la temperatura bajó a -9,2 °C (nueve grados con dos décimas bajo cero) acompañada tal temperatura por copiosas nevadas.



FIGURA. 11: Ubicación del departamento de Tarija (FUENTE: <https://www.google.com/search?q=imagenes+mapa+bolivia&tbm=isch&tbo=u&source=univ&sa=X&ved=0a>)



FIGURA. 12: Ubicación de la provincia cercado en el departamento de Tarija (FUENTE: <https://www.google.com/search?q=imagenes+mapa++tarija&biw=1366&bih=657&tbm=isch&tbo=u&source=univ&sa=X&ved=0ah> fecha de consulta (28/09/15))



*FIGURA. 13: Ubicación del trabajo de investigación (representación del valle central de Tarija)  
(FUENTE: Elaboración propia)*

## 4.2. APLICACIÓN DEL MÉTODO FAO PENMAN-MONTEITH

### 4.2.1. Resumen de Cálculo de la Evapotranspiración mensual de referencia (ET<sub>o</sub>)

Tabla 3: Comparación de ET<sub>o</sub> (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 1998

ET <sub>o</sub> POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ET <sub>o</sub> (mm/mes)	146,19	120,52	117,68	101,79	82,35	65,95	79,38	106,21	119,71	147,03	131,98	149,35
ET <sub>o</sub> POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ET <sub>o</sub> (mm/mes)	167,68	130,70	136,02	114,05	99,52	86,35	92,07	109,20	126,32	159,44	144,78	163,38
ET <sub>o</sub> POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ET <sub>o</sub> (mm/mes)	141,73	118,21	119,14	102,98	90,79	87,56	100,35	118,88	132,59	144,00	132,84	143,14
ET <sub>o</sub> POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS</b>												
ET <sub>o</sub> (mm/mes)	161,97	142,12	130,25	118,87	101,68	93,67	103,20	123,29	146,30	163,92	153,60	160,11

GRAFICA 1: representación gráfica de ET<sub>o</sub> (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 1998

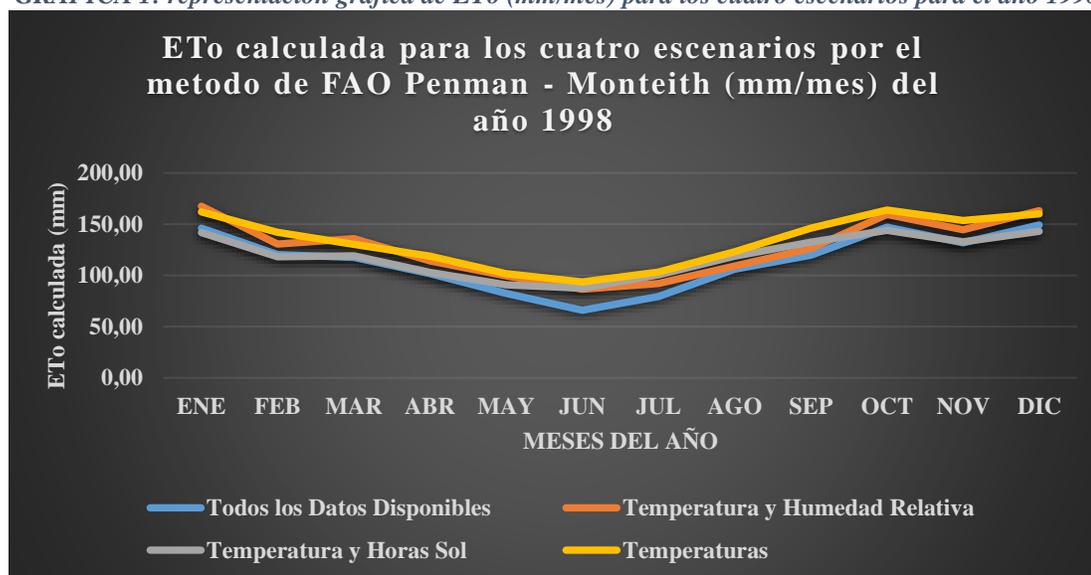
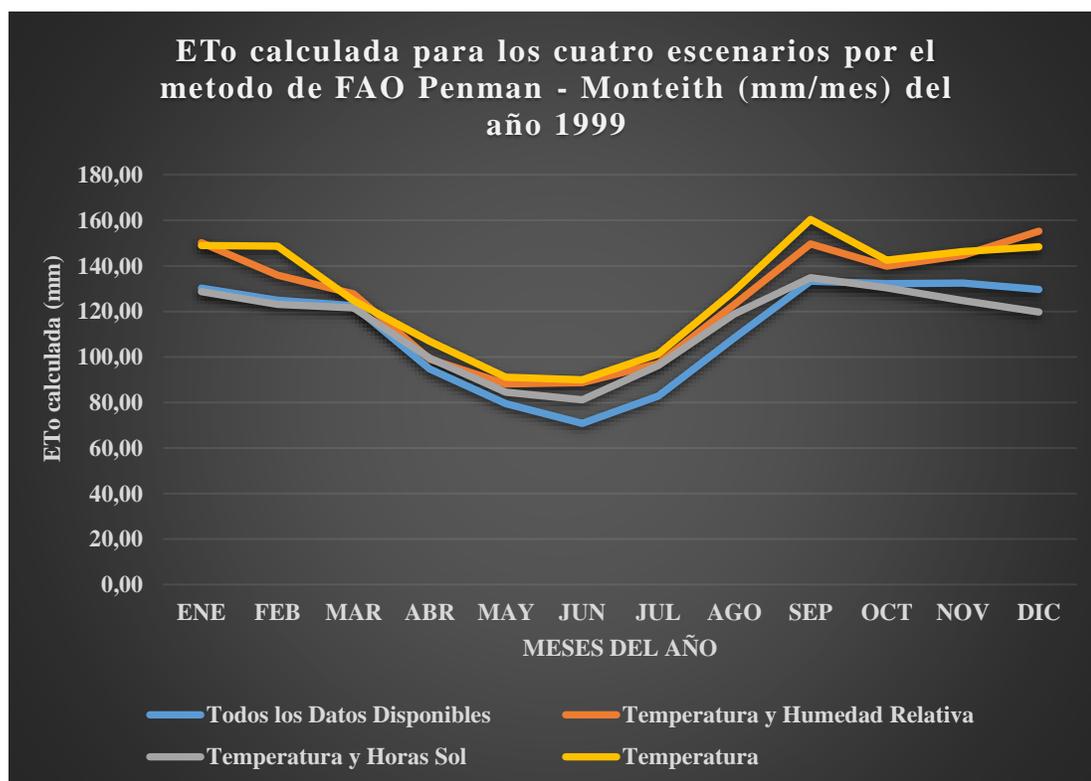


Tabla 4: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 1999

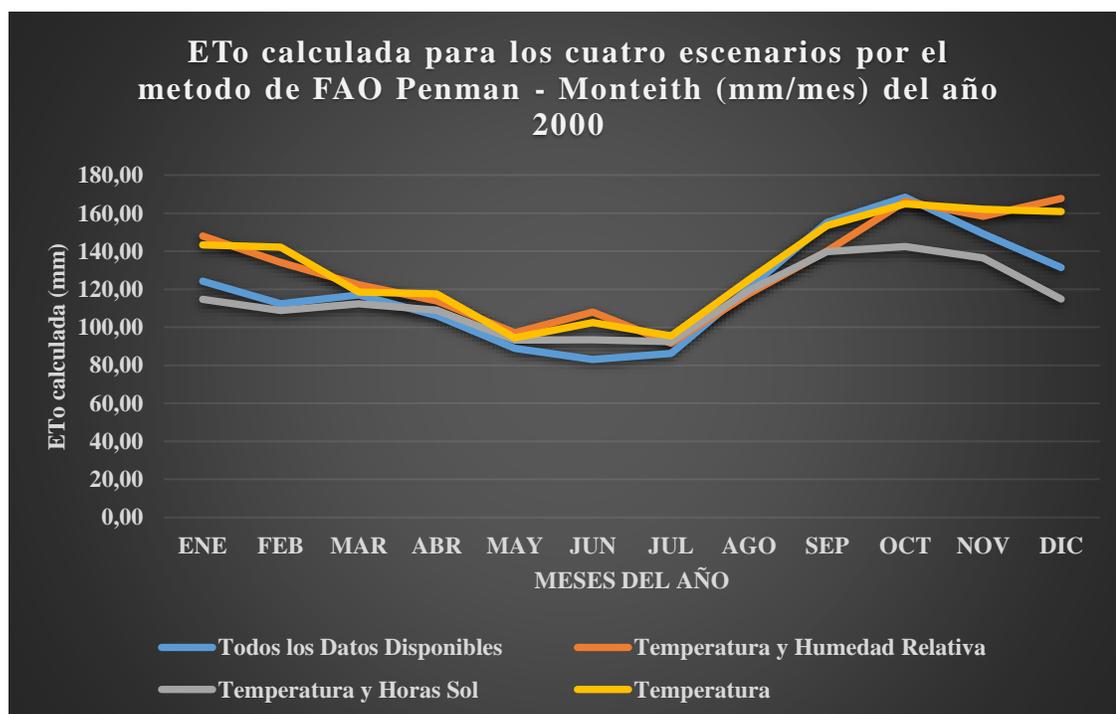
ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	130,22	124,89	122,55	94,69	79,46	70,89	82,88	108,47	133,31	132,15	132,43	129,70
ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	150,25	135,96	127,76	99,12	88,13	88,78	97,05	123,17	149,66	139,89	144,55	155,20
ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	128,70	123,07	121,57	99,46	84,51	81,18	96,29	118,89	134,88	130,33	124,74	119,75
ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	148,90	148,70	124,75	106,86	91,13	89,93	101,35	129,15	160,41	142,55	146,34	148,40



GRAFICA 2: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 1999

Tabla 5: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2000

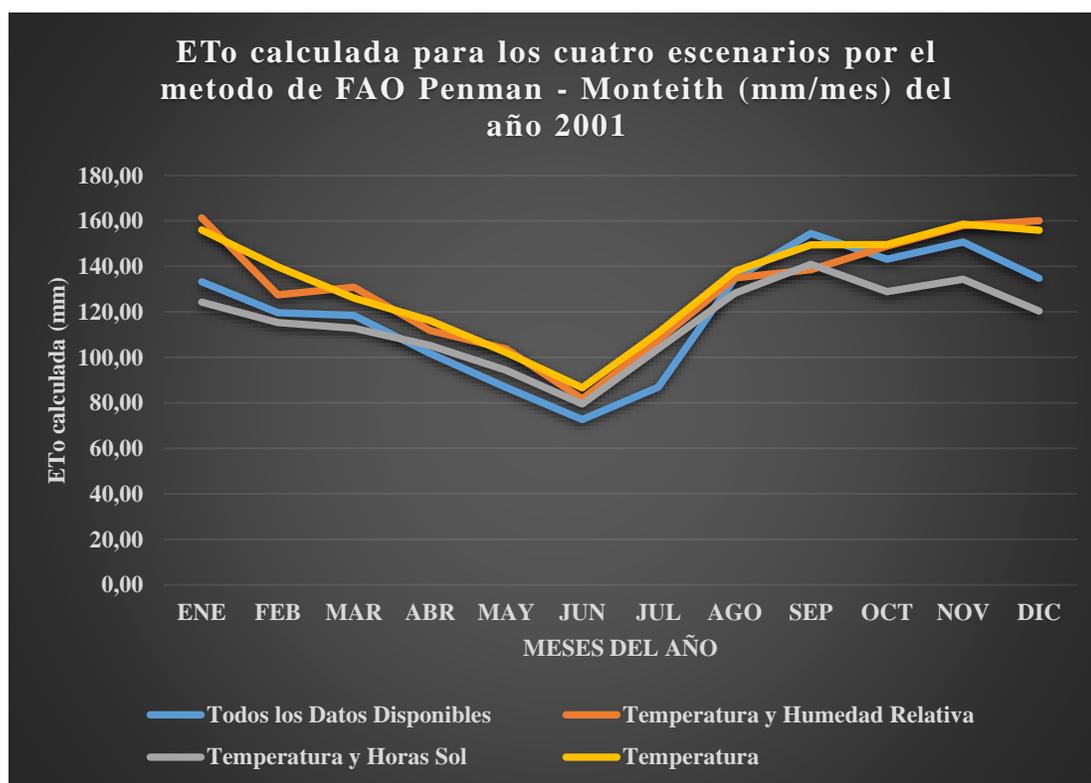
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	124,23	112,38	117,08	106,25	88,87	83,10	86,23	120,74	155,15	168,44	149,15	131,45
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	148,04	134,21	122,39	113,88	97,08	108,07	91,60	117,70	140,18	166,21	158,48	167,85
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	114,72	108,77	112,30	109,05	93,20	93,39	92,40	119,45	139,77	142,57	136,48	114,80
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	143,26	142,18	118,60	117,63	94,43	102,49	95,49	125,03	153,57	164,89	162,11	160,87



GRAFICA 3: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2000

Tabla 6: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2001

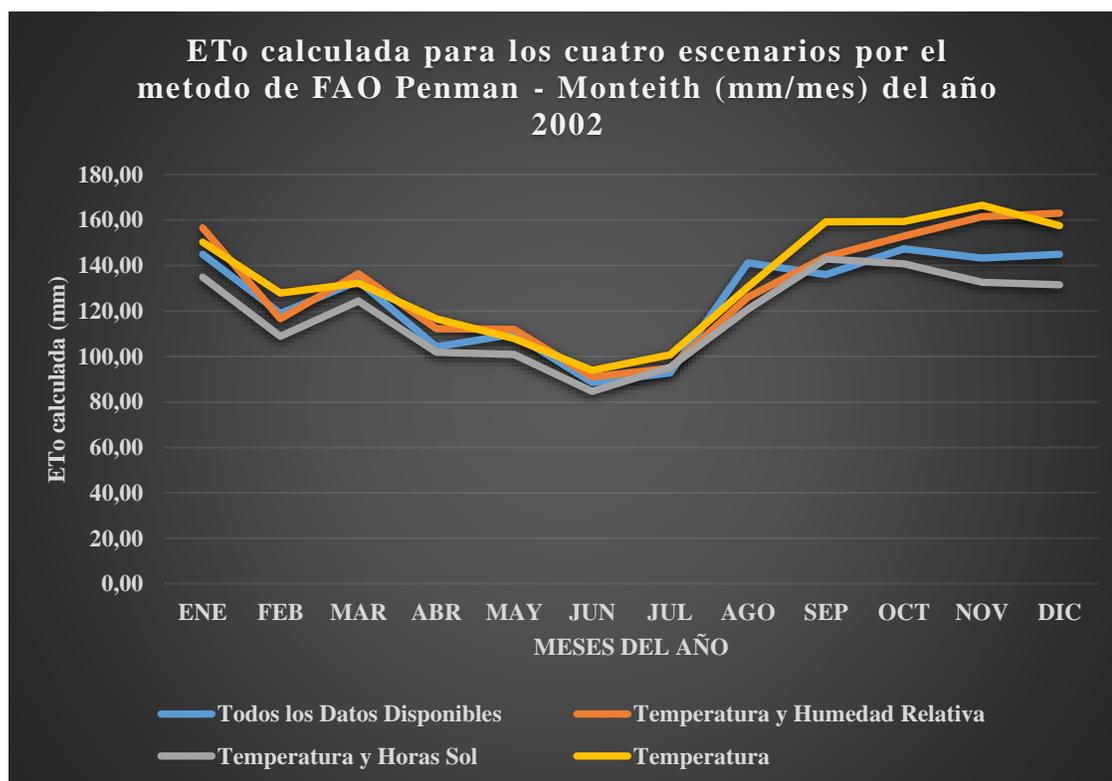
ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	133,22	119,61	118,45	101,71	86,76	72,66	86,96	134,59	154,53	143,12	150,81	134,85
ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	161,34	127,51	130,80	111,89	103,69	81,80	107,65	134,96	138,51	148,93	158,00	160,17
ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	124,28	115,34	112,87	105,26	94,31	79,52	103,88	128,24	140,89	128,84	134,37	120,37
ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	156,06	139,87	126,07	116,24	102,12	86,61	110,86	137,85	149,54	149,68	158,59	155,98



GRAFICA 4: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2001

Tabla 7: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2002

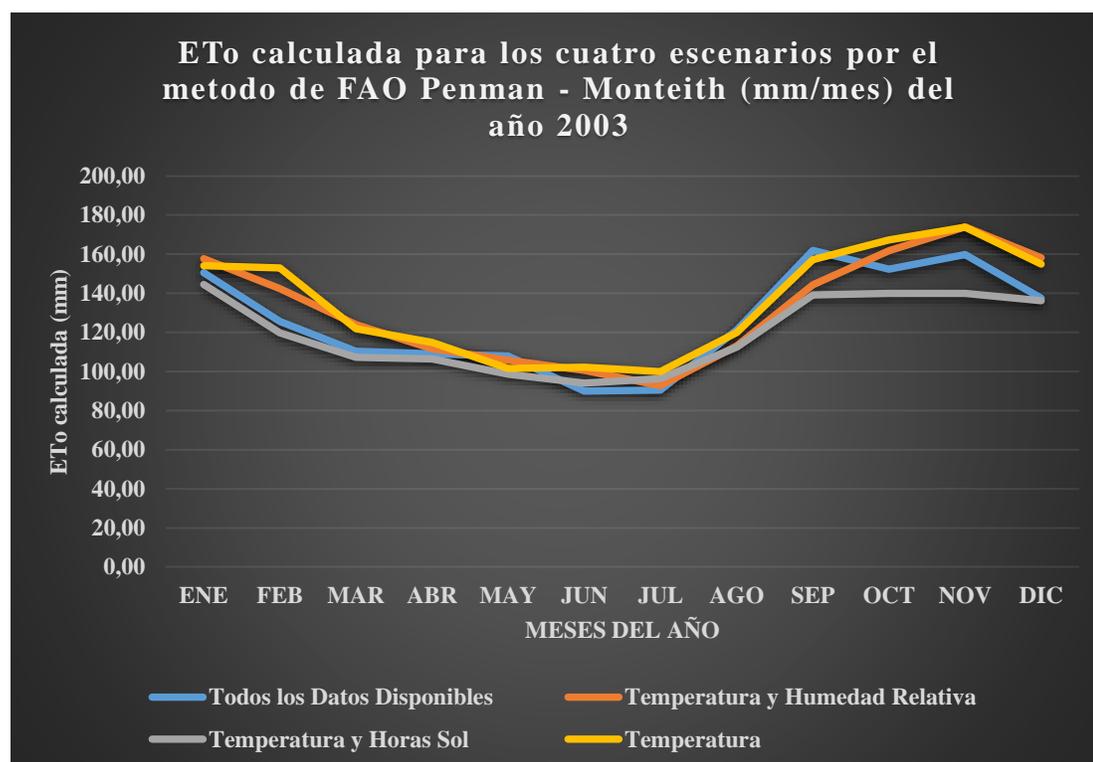
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	144,98	118,88	133,14	104,24	109,77	88,50	92,79	141,14	135,99	147,27	143,25	144,92
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	156,52	116,53	136,36	112,21	111,87	90,87	94,88	126,10	143,86	152,98	161,50	162,96
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	134,90	108,81	124,33	101,84	100,85	84,60	95,32	120,75	142,87	140,69	132,57	131,46
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	150,29	127,86	132,27	116,54	107,91	93,90	100,67	130,52	159,26	159,30	166,57	157,61



GRAFICA 5: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2002

Tabla 8: Comparación de  $ETo$  (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2003

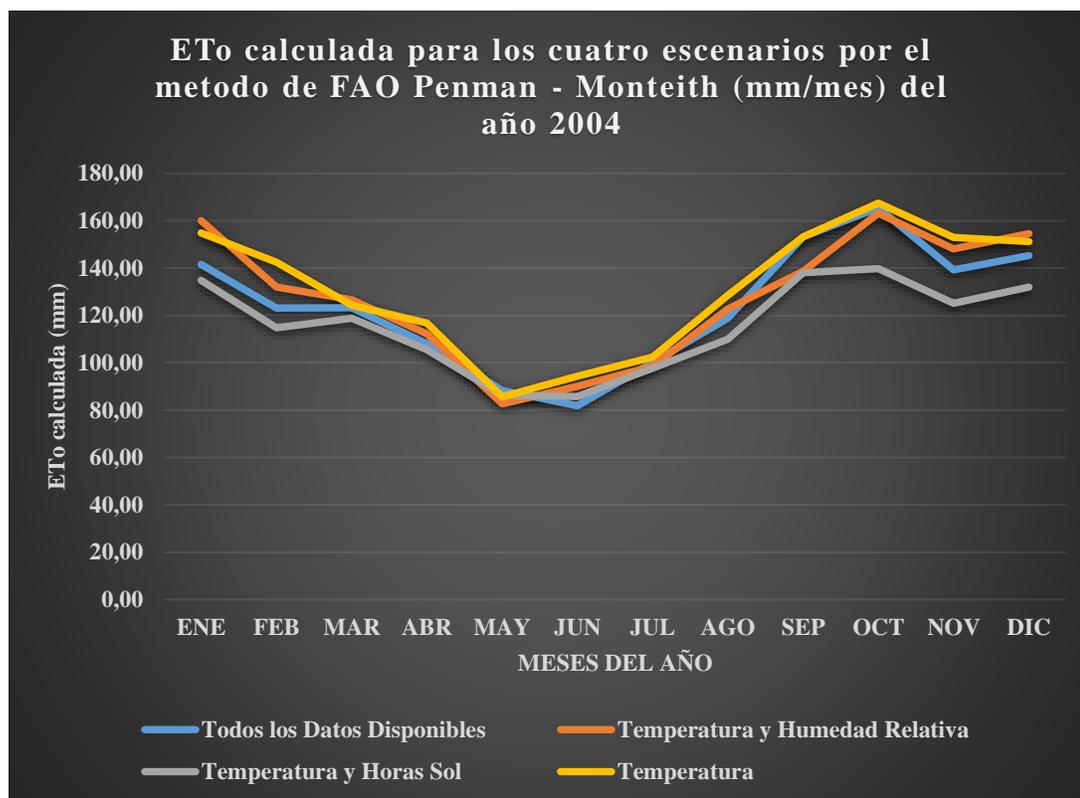
<b><math>ETo</math> POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b></b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
$ETo$ (mm/mes)	150,56	125,64	110,28	108,97	107,97	89,96	90,50	121,20	161,97	152,35	159,75	137,51
<b><math>ETo</math> POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b></b>												
$ETo$ (mm/mes)	157,72	142,42	123,94	111,56	105,75	100,59	92,79	113,03	144,28	161,76	173,91	158,14
<b><math>ETo</math> POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b></b>												
$ETo$ (mm/mes)	144,56	119,74	107,17	106,50	98,59	94,07	96,27	112,41	139,22	140,02	140,01	136,23
<b><math>ETo</math> POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON <b>TEMPERATURAS</b></b>												
$ETo$ (mm/mes)	154,18	152,93	121,95	114,84	101,53	102,28	99,91	120,01	157,17	167,32	173,80	154,98



GRAFICA 6: representación gráfica de  $ETo$  (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2003

Tabla 9: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2004

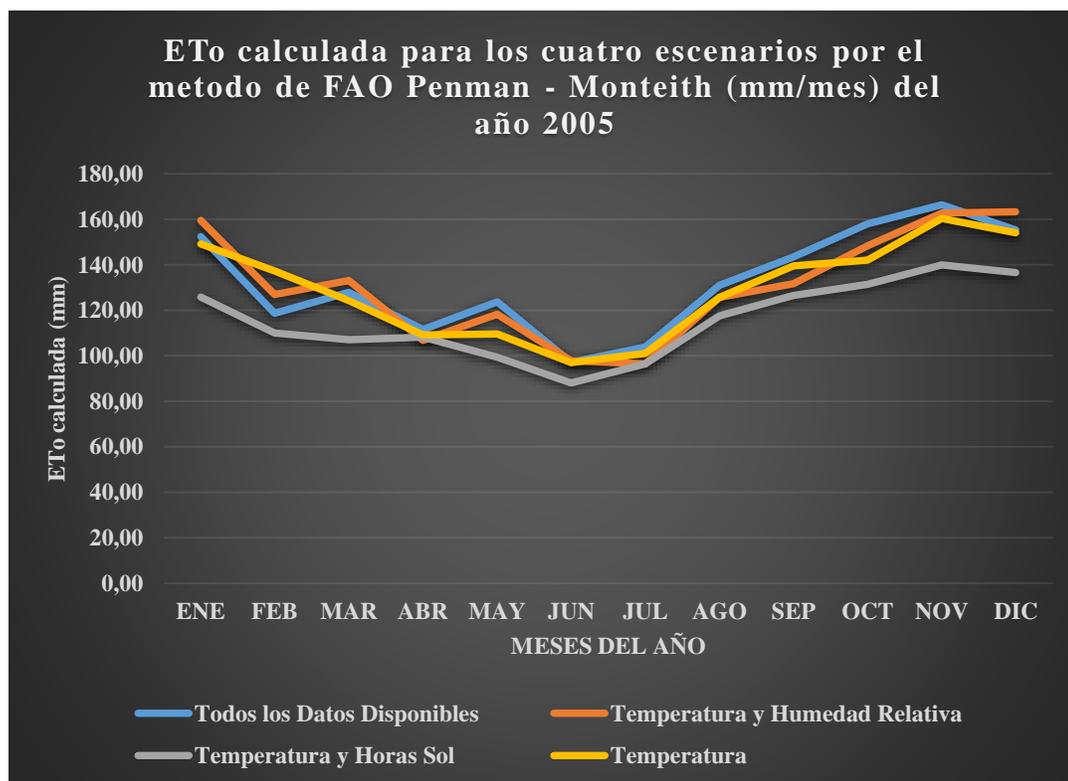
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	141,53	123,10	123,21	108,08	88,29	81,84	100,15	118,80	153,16	165,45	139,30	145,27
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	160,13	131,97	126,60	112,24	82,63	90,02	98,47	122,68	138,69	163,14	148,15	154,52
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	134,80	114,73	118,83	105,52	86,22	85,81	97,74	109,90	138,04	139,80	125,16	132,04
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	154,89	142,51	124,32	116,74	85,58	94,38	102,43	128,44	153,26	167,43	152,97	151,15



GRAFICA 7: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2004

Tabla 10: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2005

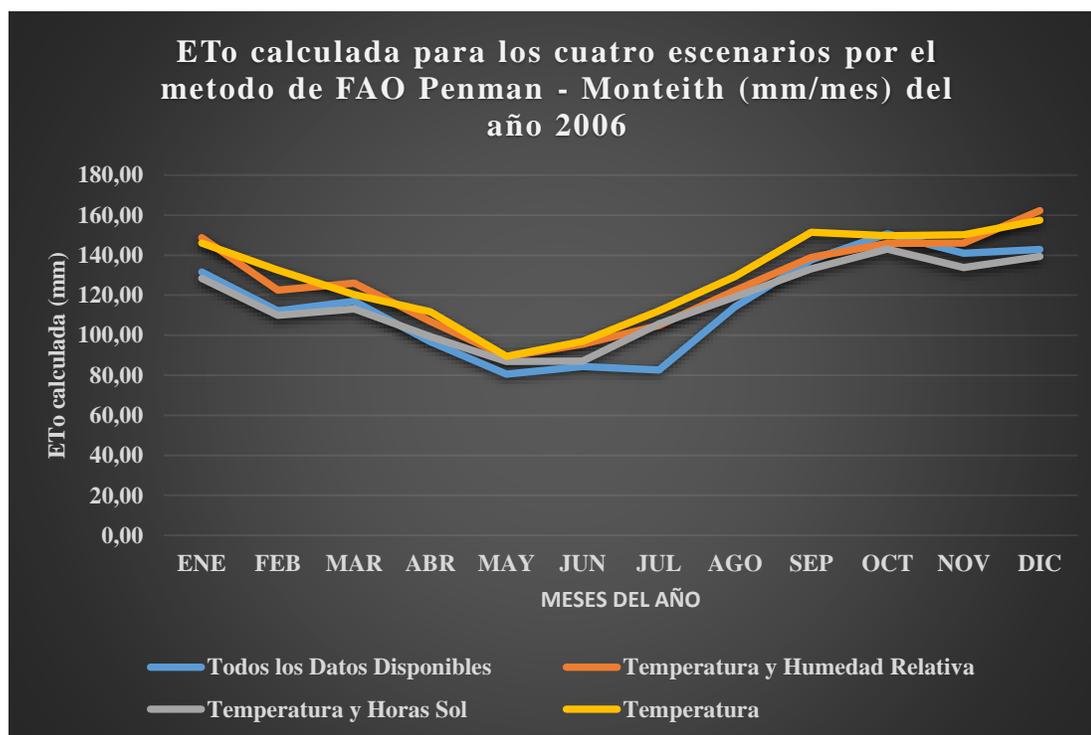
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	152,36	118,74	127,87	111,60	123,75	97,21	103,92	131,04	143,53	158,01	166,43	155,36
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	159,54	126,99	133,09	106,74	118,26	97,85	96,49	125,69	131,65	148,43	162,77	163,39
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	125,88	110,00	107,14	108,24	99,40	88,01	96,51	117,58	126,57	131,46	140,02	136,58
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	149,15	137,34	124,28	109,22	109,67	96,98	101,04	125,63	139,50	142,00	160,42	154,14



GRAFICA 8: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2005

Tabla 11: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2006

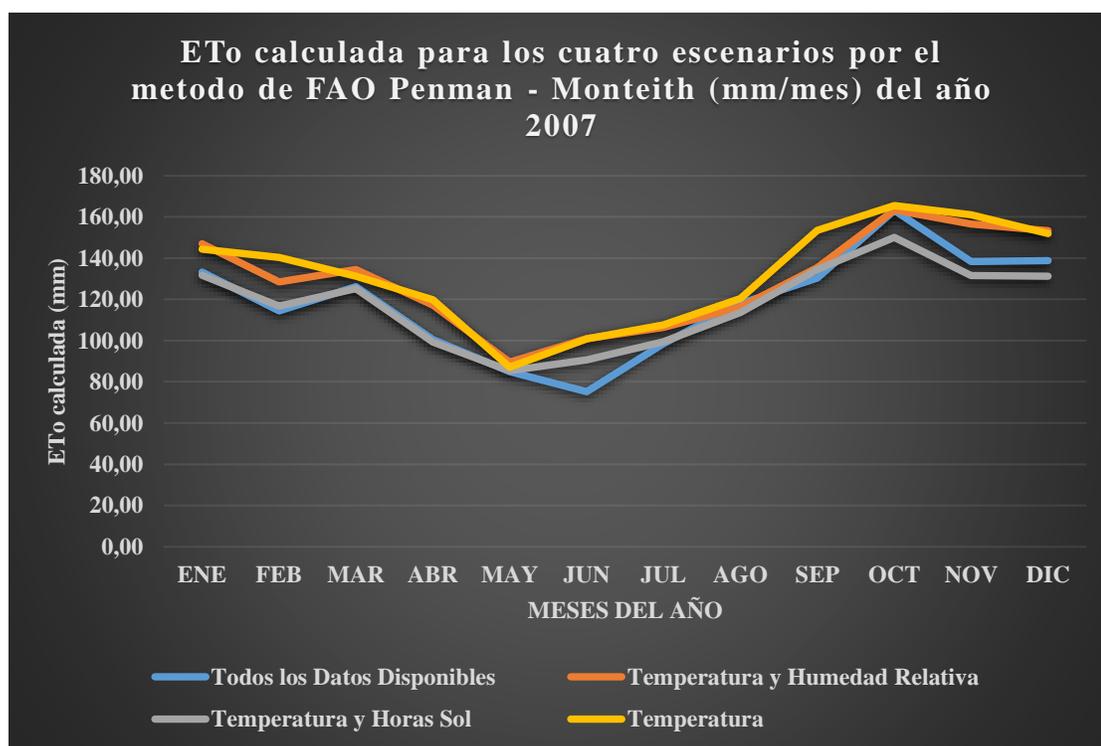
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	131,52	112,20	116,96	96,84	80,59	84,37	82,63	114,29	137,58	150,68	140,92	142,81
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	148,69	122,54	125,96	106,99	89,36	95,52	104,92	122,38	138,85	145,94	145,98	162,29
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	128,37	109,99	113,09	99,36	86,90	87,05	105,72	119,15	133,12	143,10	133,81	139,43
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	146,09	132,48	120,37	111,65	89,48	96,90	112,21	129,33	151,44	149,72	150,11	157,46



GRAFICA 9: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2006

Tabla 12: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2007

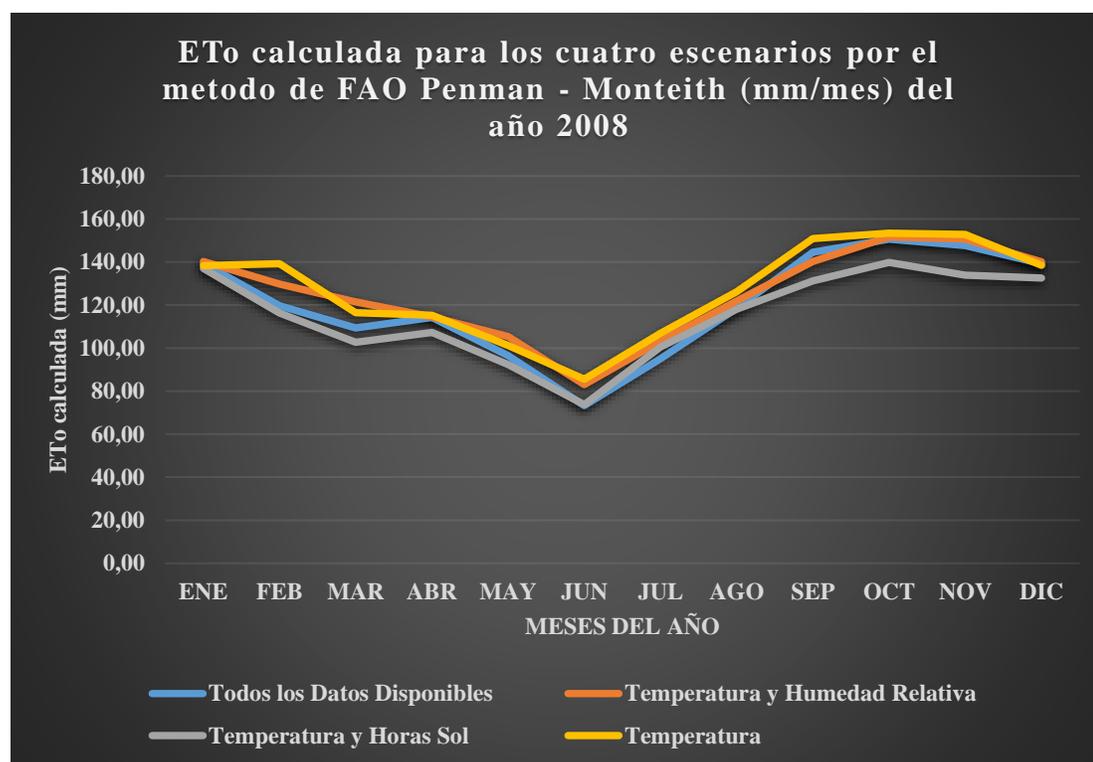
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	133,17	114,43	126,15	100,56	84,99	75,21	98,44	117,91	130,35	163,19	138,40	138,84
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	147,01	128,45	134,42	117,23	89,63	100,99	106,40	116,30	135,32	163,37	156,48	153,34
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	131,66	116,72	125,15	99,35	85,39	90,64	99,50	113,57	134,48	150,10	131,57	131,22
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	144,29	140,39	131,26	119,85	87,12	100,90	107,54	120,40	153,52	165,52	161,07	151,89



GRAFICA 10: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2007

Tabla 13: Comparación de ETo (mm/mes) de los cuatro escenarios Año 2008

<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TODOS LOS DATOS DISPONIBLES</b>												
MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETo (mm/mes)	139,40	119,65	109,31	114,18	96,51	73,34	95,00	118,56	144,56	150,54	147,70	139,16
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HUMEDAD RELATIVA</b>												
ETo (mm/mes)	140,27	129,74	121,48	114,56	105,41	83,06	103,16	121,93	140,23	151,61	150,55	140,15
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS Y HORAS SOL</b>												
ETo (mm/mes)	136,95	116,37	102,65	107,27	92,33	73,75	100,43	118,12	131,26	139,86	133,92	132,55
<b>ETo POR EL METODO PENMAN- MONTEITH CON TEMPERATURAS</b>												
ETo (mm/mes)	138,36	139,17	116,48	115,22	101,22	85,49	106,77	126,27	150,84	153,45	152,79	138,55

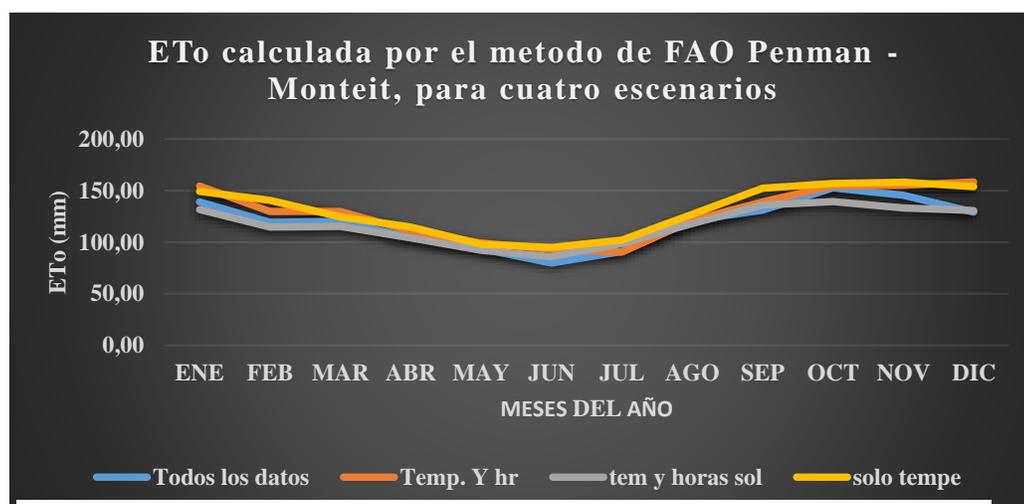


GRAFICA 11: representación gráfica de ETo (mm/mes) para los cuatro escenarios para el año 2008

#### 4.2.2. Resultados de evapotranspiración de referencia de (ET<sub>o</sub>) (mm/mes) calculada por el método de FAO Penman Monteith.

Tabla 14: Resumen de la evapotranspiración Media Mensual, bajo los cuatro escenarios

MES	ET <sub>o</sub> calculada por el método de FAO Penman - Monteith cuando se dispone de <b>Todos los datos</b>	ET <sub>o</sub> calculada por el método de FAO Penman - Monteith cuando se dispone de <b>Temperaturas y humedad relativa</b>	ET <sub>o</sub> calculada por el método de FAO Penman - Monteith cuando se dispone de <b>Temperaturas y horas sol</b>	ET <sub>o</sub> calculada por el método de FAO Penman - Monteith cuando se dispone de <b>Temperaturas</b>
ENE	138,85	154,29	131,51	149,25
FEB	119,09	129,73	114,70	140,50
MAR	120,25	129,64	115,19	124,60
ABR	104,45	110,95	104,08	114,71
MAY	93,57	99,21	92,04	98,07
JUN	79,87	93,08	85,96	94,87
JUL	90,81	90,05	98,58	101,84
AGO	121,18	121,19	117,90	126,90
SEP	130,82	138,87	135,79	152,26
OCT	152,57	154,70	139,16	156,89
NOV	145,46	155,01	133,23	158,03
DIC	129,10	158,31	130,69	153,62



GRAFICA 12: Comparación de la ET<sub>o</sub> calculada por el método de FAO Penman Monteith, bajo los cuatro escenarios

### 4.2.3. Resultados de evapotranspiración de referencia de (ET<sub>o</sub>) (mm/mes) calculada por el método del Tanque evaporímetro clase "A"

*Tabla 15: evapotranspiración de referencia calculada por el método del tanque evaporímetro clase "A"*

MES	ET <sub>o</sub> calculada por el método del tanque evaporímetro clase "A" (mm)
ENE	133,93
FEB	116,89
MAR	111,38
ABR	89,82
MAY	79,03
JUN	72,16
JUL	88,11
AGO	118,91
SEP	134,56
OCT	153,70
NOV	143,01
DIC	132,92

### 4.2.4. Análisis y Validación de Resultados

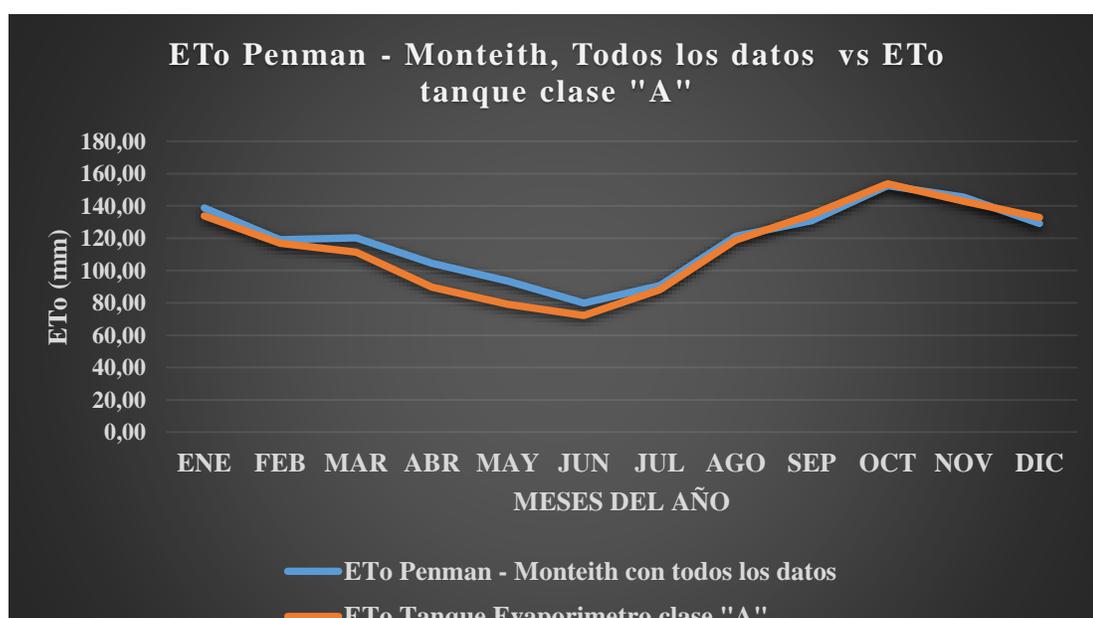
El éxito de la fórmula de Penman Monteith FAO98, que es la misma fórmula de Penman Monteith FAO56, al tiempo que reafirma el valor de los trabajos de Penman sobre la evapotranspiración durante muchos años, destaca el interés actual por la teoría y práctica de ese complejo proceso y pone de manifiesto que en gran parte, el uso y difusión de la fórmula se hizo realidad por la aparición de la computación y sus programas, ya que antes, el cálculo de la ecuación de Penman de 1948, no era nada amigable y se preferían otros procedimientos.

Por otra parte, es posible que el lector quede con la duda de si la evapotranspiración de referencia es o no es una evapotranspiración potencial. En nuestro criterio y comparando con los de otros autores como Hess (1996); Hess (2000); Delta-T Devices (s/f); A & M University. (2003); la evapotranspiración de referencia sí es una evapotranspiración potencial e incluso, algunos la denominan: Penman-Monteith evapotranspiración potencial para grama o en referencia a la grama. La explicación se fundamenta en que la evapotranspiración de referencia, como toda evapotranspiración potencial exige agua permanentemente en el suelo.

#### 4.2.4.1. Validación ETo (mm/mes), de los años de estudio 1998 – 2008, con todos los datos disponibles

Tabla 16: validación (ETo) con todos los datos vs. (ETo) del tanque evaporímetro

MES	ETo calculada por el método de FAO Penman - Monteith cuando se dispone de <b>Todos los datos</b> (mm/mes)	ETo calculada por el método del <b>Tanque evaporímetro clase "A"</b> (mm/mes)	variación (mm)
ENE	138,85	133,93	4,93
FEB	119,09	116,89	2,21
MAR	120,25	111,38	8,87
ABR	104,45	89,82	14,63
MAY	93,57	79,03	14,55
JUN	79,87	72,16	7,71
JUL	90,81	88,11	2,70
AGO	121,18	118,91	2,27
SEP	130,82	134,56	3,74
OCT	152,57	153,70	1,13
NOV	145,46	143,01	2,45
DIC	129,10	132,92	3,82

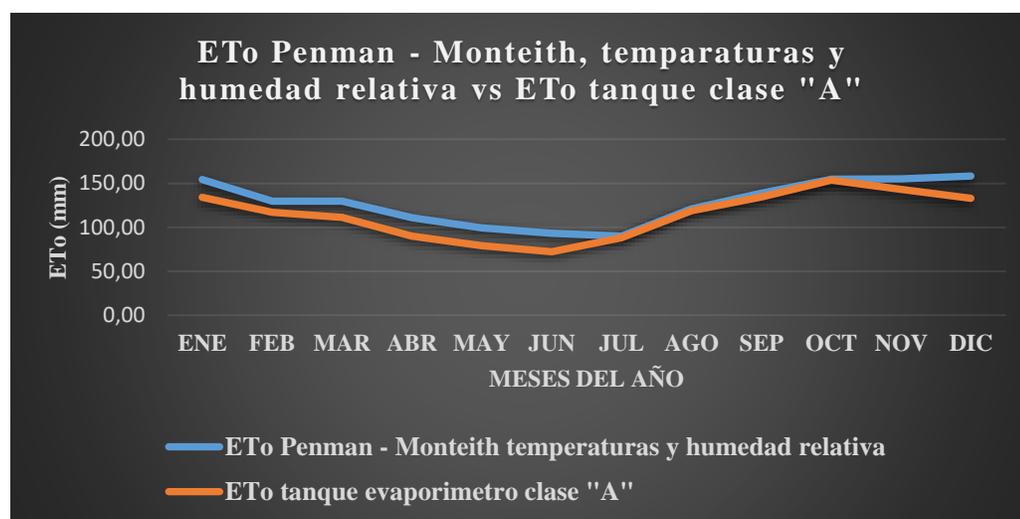


GRAFICA 13: ETo Penman - Monteith, Todos los datos vs ETo tanque clase "A"

#### 4.2.4.2. Validación ETo (mm/mes), de los años de estudio 1998 – 2008, cuando se dispone de temperatura y humedad relativa.

*Tabla 17: validación (ETo) cuando se dispone de temperaturas y humedad relativa vs. (ETo) del tanque evaporímetro*

MES	ETo calculada por el método de FAO Penman - Monteith cuando se dispone de <b>Temperaturas y humedad relativa (mm/mes)</b>	ETo calculada por el método del <b>Tanque evaporímetro clase "A"</b> (mm/mes)	<b>variación (mm)</b>
ENE	154,29	133,93	20,36
FEB	129,73	116,89	12,84
MAR	129,64	111,38	18,27
ABR	110,95	89,82	21,13
MAY	99,21	79,03	20,18
JUN	93,08	72,16	20,93
JUL	90,05	88,11	1,95
AGO	121,19	118,91	2,28
SEP	138,87	134,56	4,31
OCT	154,70	153,70	1,00
NOV	155,01	143,01	12,01
DIC	158,31	132,92	25,29



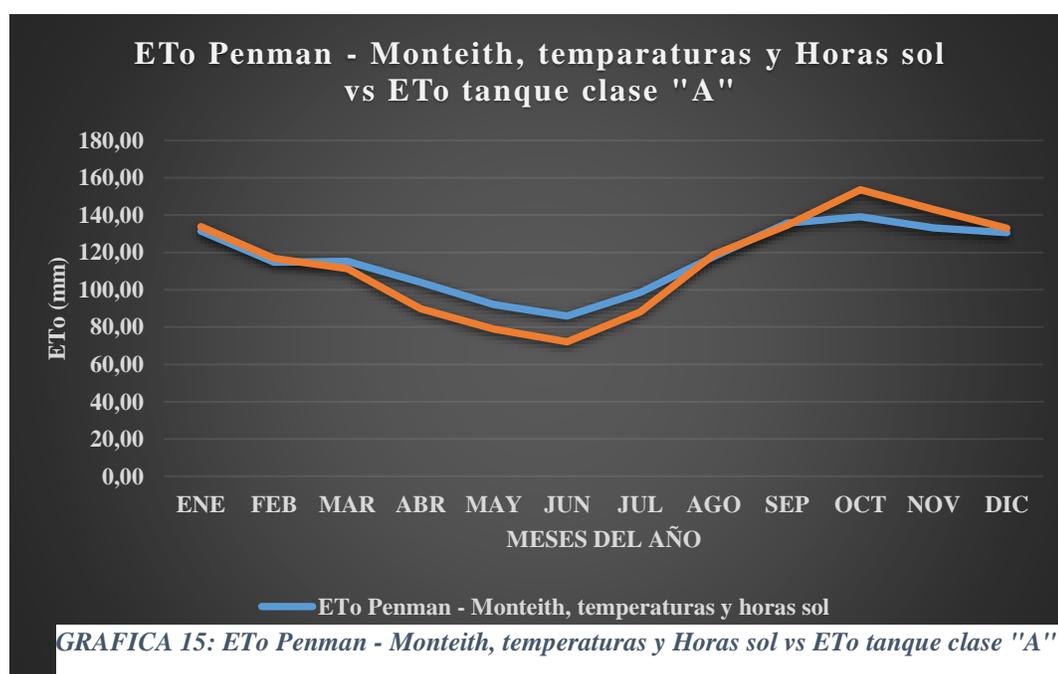
**GRAFICA 14: ETo Penman - Monteith, Temperaturas y Humedad Relativa vs ETo Tanque Clase "A"**

**4.2.4.3. Validación ETo media (mm/mes), de los años de estudio 1998 – 2008, cuando se dispone de temperatura y horas sol.**

*Tabla 18: validación (ETo) cuando se cuenta con temperaturas y horas sol vs. (ETo) del tanque evaporímetro*

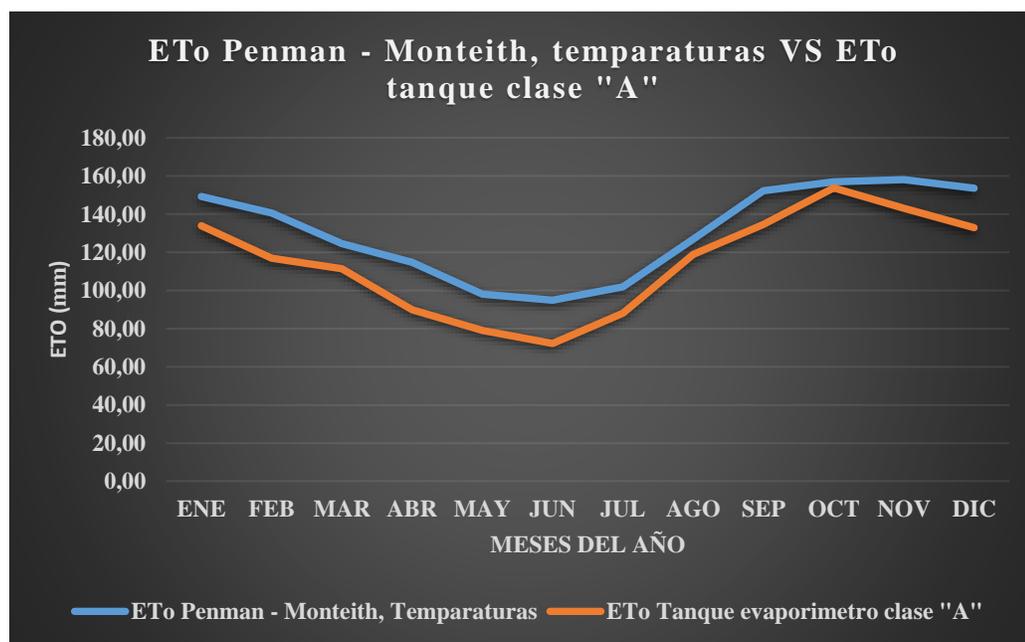
MES	ETo calculada por el método de FAO Penman - Monteith cuando se dispone de <b>Temperaturas y horas sol</b> (mm/mes)	ETo calculada por el método del <b>Tanque evaporímetro clase "A"</b> (mm/mes)	variación (mm)
ENE	131,51	133,93	2,42
FEB	114,70	116,89	2,18
MAR	115,19	111,38	3,82
ABR	104,08	89,82	14,26
MAY	92,04	79,03	13,02
JUN	85,96	72,16	13,81
JUL	98,58	88,11	10,48
AGO	117,90	118,91	1,01
SEP	135,79	134,56	1,24
OCT	139,16	153,70	14,54
NOV	133,23	143,01	9,78
DIC	130,69	132,92	2,23

**4.2.4.4. Validación ETo media (mm/mes), de los años de estudio 1998 – 2008, cuando se dispone de temperaturas.**



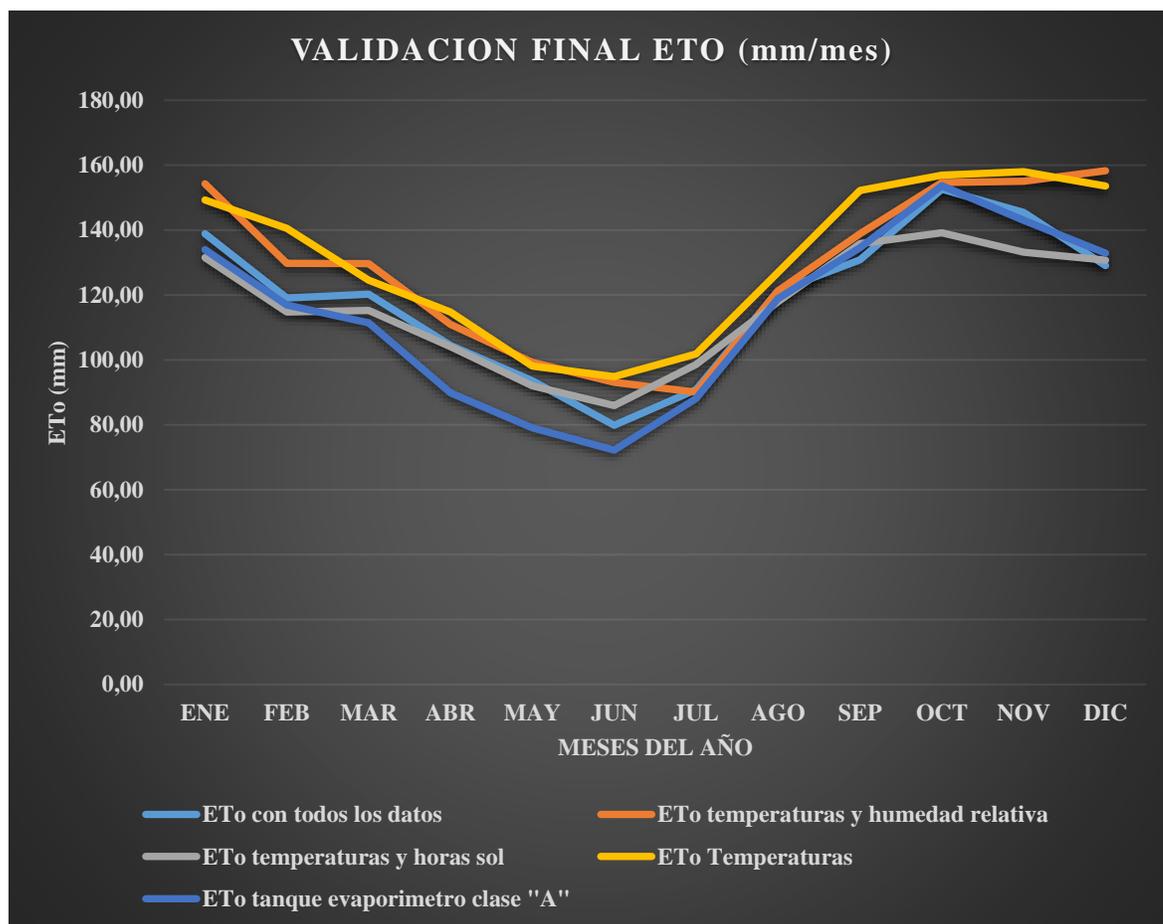
*Tabla 19: validación (ETo) cuando solo se dispone de temperaturas vs. (ETo) del tanque evaporímetro*

MES	ETo calculada por el método de FAO Penman - Monteith cuando se dispone de Temperaturas (mm/mes)	ETo calculada por el método del Tanque evaporímetro clase "A" (mm/mes)	variación (mm)
ENE	149,25	133,93	15,33
FEB	140,50	116,89	23,62
MAR	124,60	111,38	13,22
ABR	114,71	89,82	24,89
MAY	98,07	79,03	19,04
JUN	94,87	72,16	22,71
JUL	101,84	88,11	13,73
AGO	126,90	118,91	7,99
SEP	152,26	134,56	17,70
OCT	156,89	153,70	3,19
NOV	158,03	143,01	15,02
DIC	153,62	132,92	20,70



*GRAFICA 16: ETo Penman - Monteith, temperaturas VS ETo tanque clase "A"*

**4.2.4.5. Validación Final ETo media (mm/mes), calculada por el método de FAO Penman - Monteith y ETo (mm/mes), calculada por el método del tanque evaporímetro clase "A" para los años de estudio: (1998 – 2008).**



*GRAFICA 17: Comparación de ETo por el método de FAO Penman - Monteith (mm) bajo los cuatro escenarios planteados y el método del tanque evaporímetro*

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Luego de haber concluido este exitoso trabajo de investigación, en lo que respecta al análisis de la evapotranspiración de referencia por el método de FAO Penman-Monteith en función a los datos disponibles, es muy importante hacer notar algunas conclusiones y recomendaciones para poder evidenciar los éxitos y algunas debilidades de la aplicación de esta metodología.

A continuación, algunas conclusiones y recomendaciones:

### CONCLUSIONES

- Una de las primeras conclusiones que se puede sacar de este trabajo de investigación es la poca disponibilidad de información climática en la zona, es por ello que para hacer notar esta situación se escogió datos de la estación meteorológica de AASANA Tarija, puesto que es la estación con muchos años más de registro en comparación de las demás, pero con algunas dificultades de la disponibilidad de variables climatológicas para el análisis de la evapotranspiración de referencia. Esto se ve reflejado en el Diagnóstico de la red de observación hidro - meteoro para la presa de Calderas con 143 estaciones que se encuentran ubicadas en el departamento de Tarija, unas 86 fueron cerradas, lo que equivale a un 60 % y unas 57 de las mismas que en la actualidad están funcionando, que serían 40 %.
- Se cumplió la hipótesis planteada en el trabajo de investigación, es decir, con todos los datos, la evapotranspiración de referencia es más precisa y se parece más a la realidad de acuerdo a la validación del tanque evaporímetro, a excepción de los meses abril y mayo que varían un 16 y 14 % respectivamente.
- Para la validación de los resultados de la evapotranspiración de referencia mensual, en función de los cuatro escenarios arriba mencionados, el que más se acomoda a la realidad es cuando se cuenta con toda la información disponible y no teniendo que estimar ningún dato para la aplicación del método.

- Por otra parte, es importante hacer notar que para la validación de los resultados con el método del tanque evaporímetro, tenemos que aplicar el coeficiente del mismo de acuerdo a la zona para poder estimar la evapotranspiración, en función al viento, humedad relativa y altitud en m.s.n.m.
- Finalmente, se destaca que es atribuible al presente trabajo un carácter principalmente local dado que la temperatura, la velocidad del viento y la humedad relativa porcentual afectan considerablemente las mediciones llevadas a cabo en el tanque (las cuales en el presente trabajo fueron utilizadas como datos “testigo”) y éste se encuentra situado en una zona puntual de la ciudad de Tarija.
- Por lo tanto, las conclusiones de este trabajo son aplicables al cálculo de la evapotranspiración de referencia potencial en la región de la ciudad de Tarija y su alrededor; siempre y cuando se traten de mediaciones de evaporación real, siendo la situación de este trabajo de investigación.
- Cuando se trate de mediaciones experimentales de la evaporación, se debe realizar de manera directa la aplicación de los coeficientes de corrección de tanque clase “A”, de acuerdo a las condiciones climáticas de la zona.
- Cabe aclarar que para este trabajo de investigación se trabajó con datos de evaporación real, medidos por técnicos y meteorológicos especializados de la estación meteorológica de AASANA Tarija. Por lo tanto en nuestro trabajo de investigación de llega a un ajuste de coeficiente de reducción de la evaporación experimental de 0,7. Indicando que la evaporación real equivale a un 60 % de la evaporación experimental.

## **RECOMENDACIONES**

- Es de vital importancia que para aplicar el método de FAO Penman-Monteith ya sea a nivel horario o diario, tomar en cuenta los coeficientes de conversión de los mismos, es decir, que no es la misma fórmula a nivel mensual.
- Por otra parte, es importante que las unidades se tomen en cuenta para que no exista distorsión en los resultados, para nuestro caso todos se expresan en el sistema internacional.
- Es evidente que cuando se cuenta con la mayor cantidad de datos posibles para la aplicación de la fórmula de FAO Penman-Monteith los resultados serán más precisos, mientras que cuando estimamos con ecuaciones científicas, existe una pequeña variación de los mismos resultados.
- Para la medición de la evaporación, es importante un cerramiento adecuado del tanque evaporímetro, debido a que pueden existir pérdidas de agua por el consumo de los animalitos como ser pajaritos u otros animales domésticos.