CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN QUÍMICA APLICADA

ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN CULTIVOS HORTICOLAS BAJO CONDICIONES DE INVERNADERO

CASO DE ESTUDIO

Presentada como Requisito Parcial para Obtener el Grado de:

ESPECIALIZACIÓN EN QUÍMICA APLICADA

OPCIÓN TERMINAL EN AGROPLASTICULTURA

CENTRO DE INFORMACIÓN
07 ENE 2005
RECIBIDO

Por:

EDUARDO ALFONSO TREVIÑO LÓPEZ

Saltillo, Coahuila, México. **Diciembre del 2004.**

CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN QUÍMICA APLICADA

HACE CONSTAR QUE EL CASO DE ESTUDIO TITULADO:

ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN CULTIVOS HORTICOLAS BAJO CONDICIONES DE INVERNADERO

PRESENTADO POR:

EDUARDO ALFONSO TREVIÑO LÓPEZ

REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:

ESPECIALIZACIÓN EN QUÍMICA APLICADA
OPCIÓN TERMINAL EN AGROPLASTICULTURA

HA SIDO DIRIGIDO POR:

Dr. JUAN MUNGUÍA LÓPEZ

Saltillo, Coahuila, México. **Diciembre del 2004.**

CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN QUÍMICA APLICADA

A TRAVÉS DEL JURADO EXAMINADOR HACE CONSTAR QUE EL CASO DE ESTUDIO

AUTOMATIZACIÓN DE SISTEMAS DE RIEGO E INYECCIÓN DE NUTRIMENTOS

QUE PRESENTA:

EDUARDO ALFONSO TREVIÑO LÓPEZ

HA SIDO ACEPTADO COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:

ESPECIALIZACIÓN EN QUÍMICA APLICADA

OPCIÓN TERMINAL EN AGROPLASTICULTURA

PRESIDENTE **VOCAL**

Saltillo, Coahuila, México. **Diciembre del 2004.**

INDICE

	Pagina
TITULO:	1
INTRODUCCIÓN	4
OBJETIVO	8
REVISIÓN BIBLIOGRAFICA	9
Definición de Términos	9
Evaporación	9
Transpiración	10
Evapotranspiración	10
ET de Referencia del cultivo (ETo)	11
Evapotranspiración máxima (ETmax)	12
Evapotranspiración real (ET_r)	12
Evapotranspiración a Equilibrio (ET_{equ})	13
Factores que Afectan la Evapotranspiración	13
Factores Meteorológicos que Afectan la Evapotranspiración	14
Radiación Solar	14
Temperatura del aire	15
Humedad relativa	15
Déficit de presión de vapor	19
Velocidad del Viento	15
Parámetros Atmosféricos	17
Presión Atmosférica	17
Calor Latente de Vaporización (λ)	17
Advección Local	17
Métodos para Estimar la Evapotranspiración	19
Métodos Directos	19
Método Gravimétrico	19
Lisimetros	20
Balance de Agua	22
Métodos Indirectos	23

Método del tanque evaporímtero clase A 25
Tipos de tanque evaporímetro
Ecuación de Penman – Monteit 27
Modelo Original de Blanney – Criddle 32
Modificación al modelo de Blaney – Criddle 36
Curva única de Hansen 38
Método de Gras – Christiansen 39
Blaney – Criddle modificado por Rodríguez Zavaleta 39
Método modificado por Jensen-Haise 41
Formula de Rohewer 44
Christiansen y Hargreaves 44
Ecuación de Aldo Norero 45
Modelo de Ritchie y Burnett 46
Ecuación de Horton 46
Fórmula de Thornthwaite 46
Métodos Micrometeorológicos 48
Balance de energía y métodos micro climatológicos 48
Método de la relación Bowen 49
Método aerodinámico 51
Método de la correlación Eddy 53
ESTADO DEL ARTE O ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO 54
AREAS DE OPRTUNIDAD 56
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 57
REFERENCIAS 58

INTRODUCCIÓN

México cuenta con una superficie de 197,089 millones de hectáreas de las cuales el 67% está clasificado como zonas áridas y semiáridas, el 33% como zonas húmedas y sub-húmedas. La agricultura de nuestro país se practica aproximadamente en 23,369 millones de hectáreas, de las cuales 5.4 millones de hectáreas se cultivan bajo condiciones de riego, que representan el 23% de la superficie agrícola cultivada, en esta superficie se genera el 50% del valor total de la producción agrícola nacional, el resto de la superficie 77% se explota bajo condiciones de temporal.

Debido a la sobre explotación de los mantos acuíferos de la región centro y norte de la Republica, el recurso agua juega un papel muy importante en la producción agrícola. Por lo tanto se deben de desarrollar técnicas que nos permitan optimizar al máximo el recurso, siendo estas: modernización de los sistemas de riego, acondicionamiento, manejo del agua, uso y conocimiento de la evapotranspiracion real para determinar laminas de riego lo mas exactas posible, en los últimos años la escasez de agua ha obligado a reorientar la investigación hacia el uso de sistemas de riego mas eficientes que permiten ahorrar agua. Una de las etapas obligadas para el diseño, y operación de los sistemas de riego debería ser la estimación de los requerimientos hídricos de los cultivos que se pretenden establecer en alguna región.

En el país, el gobierno esta apoyando la tecnología del fertirriego a través de uno de los programas de Alianza para el Campo, el cual tiene por objetivos incrementar la productividad por m^3 de agua, hacer eficiente su uso, incrementar la producción de alimentos. Este programa tiene por objetivo incorporar al riego tecnificado un millón de hectáreas y contribuir a un ahorro de agua de alrededor de 6000 millones de metros cúbicos y 2.8 millones de mega watts hora. Para 1995 se tenían en el país 350 mil hectáreas con sistemas de riego tecnificado, de las cuales 33% eran sistemas con tuberías de compuertas, 17.7% con microasperción 15.1% por aspersión, 10.7% con cinta de goteo, 6.1% con goteo

y 17.4% con otros sistemas. Sin embargo, una vez que son instalados estos sistemas de riego, en general, excepto algunos casos, los productores requieren de capacitación para la operación de estos sistemas y obtener buenos resultados en cuanto ahorro de agua.

La utilización de invernaderos protege a los cultivos de los factores climáticos adversos, permite el paso de la radiación solar dificultando la perdida de calor. El grado de modificación climática permite avanzar el tiempo de cosecha, aumentar rendimientos o cultivar fuera de epoca, ademas de un ahorro en el consumo de agua de alrededor del 45% con respecto al cultivado en exterior

Para la estimación del cálculo del requerimiento de riego, el cual puede tener dos objetivos: el diseño del sistema de riego y la determinación de la evapotranspiración en períodos de un día a una semana, o con las mediciones directas utilizando, la evapotranspiración real de cultivos se puede evaluar utilizando algún método micrometeorológico, como la relación Bowen o la Covarianza Eddy (Pal, 1988; Stull,1991; Verma *et al.*, 1986; Baldocchi *et al.*, 1988). El uso adecuado de estos métodos proporciona valores muy precisos de la evapotranspiración diaria, pero el equipo requerido es costoso, lo que limita su utilidad para productores agrícolas.

Para mejorar la eficiencia del agua en la agricultura, es necesario evaluar el consumo de agua diario por las superficies de cultivo (evapotranspiración), y así determinar el momento oportuno de riego y la lámina de agua por aplicar. Para evaluar la evapotranspiración de cultivos se han desarrollado numerosas ecuaciones empíricas y semi-empíricas que requieren información registrada en estaciones meteorológicas. Sin embargo, con los datos existentes en México, estas ecuaciones permiten calcular una evapotranspiración potencial o de referencia generalmente con base mensual, y tiene poca aplicación para las predicciones diarias (Rosenberg *et al.*, 1983).

La necesidad de resolver algunos problemas que generalmente se presentan en la agricultura como son: incremento en la producción, ahorro de agua y obtención de cosechas

fuera de época han llevado a los investigadores a buscar soluciones adecuadas a dichos problemas.

El impacto generado por los constantes cambios climáticos están obligando a los productores a buscar una mayor seguridad en los sistemas de producción para garantizar la calidad y el volumen de sus productos para hacerle frente a los fenómenos como la escasez de agua y la perdida de evaporación del la humedad del suelo. Los beneficios que proporciona el acolchado e invernadero han quedando demostrados en muchos lugares donde se cultivan hortalizas. Con el uso de esta tecnología los agricultores han logrado muy buenos resultados.

La agricultura es sin duda un tema que explica el desarrollo de la civilización y es también la base alimentaria de la humanidad. En los próximos 50 años, de acuerdo con la FAO, la superficie de tierras regadas deberá ser triplicada para poder satisfacer en alimento a más de 10 mil millones de seres humanos que poblaran la tierra en el 2050. Esto implica necesariamente aumentar la producción agrícola de manera importante, o sea mayor producción por m^3 de agua, sin embargo esto no será posible en muchos países del mundo en desarrollo, como lo sería el caso de México, pues en estos lo que se requerirá sería obtener más cantidad de productos, pero con menos agua de la que hoy ya se utiliza o mejor aún en mayor producción con menos agua, pues la superficie de riego se triplica y el volumen de agua para riego sólo se duplica, o inclusive en muchos casos podría ser en vastas regiones de México, el volumen de agua de riego se mantuviese constante, la situación sería ambientalmente insostenible al horizonte del año 2050, e inclusive en muchos casos la insostenibilidad se tendrá antes de llegar a este año.

La mayor importancia para avanzar hacia la sostenibilidad ambiental de los recursos hídricos, que consiste en modificar las prácticas de cultivo y el uso del agua lo que tiene que ver con lo que tal vez, es el mayor reto y la problemática más compleja, para lograr que el uso de la Invernaderos se convierta rápidamente en la tecnología predominante en aquellas regiones que tienen problemas de agua, en donde estos no hacen más que agravarse con el paso del tiempo.

OBJETIVO

El objetivo de este documento es principalmente la revisión de los métodos utilizados para la medición y estimación del consumo de agua en los cultivos, bajo condiciones de invernadero, dar una breve reseña de algunos de los métodos directos e indirectos más utilizados para el cálculo de la evapotranspiración, a través de los últimos 50 años bajo condiciones de invernadero.

REVISIÓN BIBLIOGRAFICA

Definición de Términos

Evaporación

Evaporación es el proceso por medio del cual el agua liquida es convertida en vapor de agua (vaporización) y sacada de la superficie (Vapor removido). El agua se evapora por una gran variedad de superficies como lagos, ríos, pavimentos, suelos y vegetación incluye tanto la evaporación de agua liquida o sólida directamente desde el suelo o desde las superficies vegetales vivas o muertas.

Energía requerida para cambiar el estado de las moléculas de agua en forma sólida liquida a vapor. La radiación solar directa y en menor magnitud, la temperatura del aire provee de esta energía, además de fuerza para remover el vapor de agua desde la superficie que se esta evaporando es la diferencia entre la presión vapor de agua en la superficie y la atmósfera que la rodea. Como el proceso de evaporación involucra al aire empieza a saturarse gradualmente y el proceso se dará lentamente y probablemente se detendrá si el aire húmedo no es transferido a la atmósfera. El reemplazo de aire saturado con aire seco depende grandemente de la velocidad del aire. De esto se tiene que la radiación solar, temperatura del aire, humedad relativa y velocidad del viento son parámetros climáticos para considerar cuando se evalúa el proceso de evaporación.

Donde la superficie de evaporación es la superficie del suelo, el grado de sombreo del dosel del cultivo y la cantidad de agua disponible en las superficie evaporada son otros factores que afectan el proceso de evaporación. Las lluvias frecuentes, irrigación y el agua

superficial transportada al suelo. Donde el suelo es capaz de suministrar agua lo suficientemente rápido para satisfacer la demanda de evaporación. La evaporación del suelo es determinada solamente por condiciones meteorológicas. Sin embargo donde el intervalo entre lluvias y la irrigación llega a ser demasiado largo y la habilidad del suelo para conducir la humedad (K) cerca de la superficie es pequeña, el agua contenida en la capa superior del suelo baja y la superficie del suelo se seca. Bajo estas circunstancias el límite de disponibilidad de agua ejerce una influencia controlada en la evaporación del suelo. En ausencia de suministros de agua en la superficie del suelo, la evaporación disminuye rápidamente y podría parar casi completamente en pocos días.

Transpiración

Transpiración consiste en la vaporización de agua líquida contenida en los tejidos de la planta y el vapor removido hacia la atmósfera. Los cultivos predominantemente pierden agua a través del estoma. Estos son pequeñas aberturas en la hoja de la planta en el cual los gases y vapor de agua salen. El agua junto con algunos nutrientes son tomados por las raíces y transportados a través de la planta. La evaporación ocurre cuando dentro la hoja, en los espacios intercelulares y el cambio de vapor hacia la atmósfera es controlado por la apertura de los estomas. Aproximadamente toda el agua tomada es perdida por transpiración y únicamente una pequeña fracción es utilizada dentro de la planta.

La transpiración, como la evaporación directa depende de la energía suministrada, el deficit de presión de vapor y viento. De aquí la radiación, temperatura del aire, humedad del aire y condiciones del viento, deberían ser considerados cuando se evalúa la transpiración. El contenido de agua en el suelo y la habilidad de suelo a conducir el agua hacia las raíces (K), también determinan la velocidad de transpiración. Así como un suelo saturado y suelo con agua salina incrementa el potencial osmótico. La velocidad de transpiración es también influenciada por características del cultivo, aspectos del medio ambiente y de prácticas del cultivo. Diferentes tipos de plantas pueden tener diferente velocidad de transpiración. No únicamente el tipo de cultivo, pero también el desarrollo de cultivo, medio ambiente y manejo podrían ser considerados cuando se valora la transpiración.

Evapotranspiración (ET)

Evaporación y transpiración ocurren simultáneamente en la agricultura y no es fácil de distinguir entre los dos procesos. Por separado la disponibilidad del agua en la superficie del suelo, la evaporación de suelo cultivado es principalmente determinada por la fracción de radiación solar que incide en la superficie del suelo. Esta fracción decrece sobre el período de crecimiento como el cultivo se desarrolla y el dosel del cultivo sombrea más y más el área del suelo. Cuando la planta es pequeña, el agua es perdida principalmente por evaporación del suelo, pero una vez que el cultivo esta bien desarrollado y cubre completamente el suelo, la transpiración llega a ser el principal proceso.

La velocidad de evapotranspiración es normalmente expresada en milímetros (mm) por unidad de tiempo(mm t^{-1}), la velocidad expresada en la cantidad de agua perdida de la superficie del cultivo en (mm) o unidades de profundidad de agua, la unidad de tiempo pueden ser una hora, día, década, mes o cualquier período de crecimiento o año.

Como una hectárea tiene una superficie de 10,000 m^2 y 1mm es igual a 0.001m, una pérdida de 1 mm de agua corresponde a 10 m^3 por hectárea. En otras palabras, 1 mm al día^{-1} es equivalente a 10 m^3 ha^{-1} $día^{-1}$.

La profundidad de agua puede ser expresada en términos de energía recibida por unidad de área. Esta energía se refiere a la energía o calor requerido para vaporizar el agua libre. Esta energía es conocida, como calor latente de vaporización (λ), está en función de la temperatura del agua. Por ejemplo a 20° C, λ es aproximadamente 2.45 MJ Kg. $^{-1}$, en otras palabras 2.45 MJ son necesarios para evaporar 1 Kg. ó 0.001 m^3 de agua. De aquí la energía de entrada de 2.45 MJ por m^2 es capaz de evaporar 0.001 m ó 1 mm de agua y por lo tanto 1 mm de agua es equivalente a 2.45 MJ m^{-2} . La velocidad de evapotranspiracion es expresado en unidades de MJ m^{-2} $día^{-1}$ es representado por λET, el flujo de calor latente.

Por lo anterior mencionado es muy difícil medir la evapotranspiracion por lo cual se han desarrollado metodologías que permiten estimar la Evapotranspiracion de referencia ó potencial en la cual se asumen condiciones ideales de desarrollo del cultivo para posteriormente ajustarla a la Etr.

ET de Referencia del cultivo (ETo)

Dorenbos y Pruit (1997), Allen et al, (1994). Propusieron una nueva definición basada en la ecuación de Penman-Monteith, según la cual la ET de referencia (ETo) sería la tasa de ET de un cultivo Hipotético con valores fijos de altura (12cm), resistencia de la cubierta (70 s m^{-1}) y albedo (0.23), que representa la ET de una superficie extensa cubierta de gramíneas verdes, de altura uniforme y crecimiento activo, que cubre completamente el terreno y no padece de deficiencia de agua.

La evapotranspiración de referencia puede ser descrita en función de la evaporación a equilibrio según (Doorenbos y Pruitt, 1997 y Allen et al., 1994) puede ser descrita de la siguiente manera:

$$Eto = (Kc)\ Ee$$

Donde ETo es el coeficiente del cultivo de referencia y Ee es la evapotranspiración en equilibrio Kc del cultivo.

La velocidad de evapotranspiración de la superficie de referencia es llamada evapotranspiración de referencia de cultivo o referencia de evapotranspiración es denotada como ETo. La superficie de referencia es una referencia hipotética del cultivo de pasto con características específicas, el uso de otras denominaciones como evapotranspiración potencial es fuertemente desalentado debido a sus ambigüedades en sus definiciones.

Los únicos factores que afectan la Eto son los parámetros climáticos consecuentemente, ETo expresa el poder de evaporación de la atmósfera en una localidad específica y en

tiempo o período del año y no considera las características del cultivo y factores del suelo. El método de la FAO Penman – Monteith es uno de los métodos más recomendado para determinar ETo. El método ha sido seleccionado porque sus aproximaciones de Eto a una localidad evaluada son físicamente basadas, y explícitamente incorpora factores fisiológicos y climáticos

Evapotranspiracion máxima (ETmax)

El concepto de evapotranspiración de referencia fue introducido para estudiar la demanda evaporativa de la atmósfera independientemente del tipo de cultivo, desarrollo del cultivo y prácticas de manejo. Como el agua es disponible en la superficie de referencia de evapotranspiración, los factores del suelo no afectan la ET.

La evapotranspiración máxima (ET_{max}) es la tasa de evapotranspiración de un cultivo cuya cobertura no sea completa y que se desarrolla bajo condiciones óptimas de humedad (Torres, 1983). La evapotranspiración máxima se obtiene multiplicando (ETp) por un coeficiente (KC) que refleja el estado de crecimiento de los cultivos.

Evapotranspiracion real (ET_r)

La evapotranspiración real (ET_r) es la cantidad de agua perdida por el complejo planta-suelo en las condiciones meteorológicas edáficas y agronomicas existentes. En estas últimas se incluye el tipo de cultivo y su fase de crecimiento y desarrollo. En las condiciones edáficas se incluye el contenido de humedad y la fuerza con que esta humedad es retenida, (Ortiz, 1984).

La evapotranspiración real es la cantidad de agua que es efectivamente evaporada desde la superficie del suelo y transpirada por la cubierta vegetal. Es el proceso total de transferencia del agua como vapor de la superficie del suelo con cultivos a la atmósfera (Bastaanssein et al, 1988; Elizondo y Contreras, 1996). La evapotraspiración es expresada en unidades de mm/día, cm/día, o como flujo de calor latente (Wm^{-2})

Evapotranspiración a Equilibrio (ET_{equ})

Raupach (1991), Zermeño y Hipps (1997), Yiyane y Zermeño (2003) mencionan que ET_{equ} es básicamente el primer termino de la ecuación de Penman- Monteith y representa la tasa de evaporación que ocurría cuando la conductancia de la capa de la frontera entre la superficie vegetal y la atmósfera vecina es muy pequeña de tal forma que el intercambio de materia y de energía es muy limitado debido a un pobre acoplamiento de la superficie con su medio ambiente.

Factores que Afectan la Evapotranspiración

Los factores que afectan la Evapotranspiración pueden ser derivados en factores fisiológicos y factores ambientales. Lo factores fisiológicos son: la densidad y comportamiento de los estomas, variedad, especie, ciclo vegetativo, edad, y carácter de cobertura, estructura y tamaño de la hoja, el grado de la resistencia del dosel (r_c), eficiencia del sistema radicular en la absorción de la humedad y enfermedades de la planta (Jones, 1990; Michael, 1983, Elizondo y Contreras, 1996).

Los Factores ambientales o físicos son: la Temperatura, La radiación solar, la velocidad del viento, resistencia aerodinámica del aire (r_a), La humedad relativa del aire, la humedad del suelo, la altitud y latitud, la estación del año, hora del día y condiciones de nubosidad (Elizondo y Contreras, 1996; Jones, 1990; Ahmad y El-Sayed, 1996).

Los principales factores climáticos que afectan la evapotranspiración son radiación, temperatura del aire, humedad y velocidad del viento. Varios procedimientos se han desarrollado para la valoración de la velocidad de evaporación de estos parámetros. El poder de los factores atmosféricos es expresado por la evaporación de referencia del cultivo (ETo), la evaporación de referencia del cultivo representa la evapotranspiración para una suficiente vegetal estandarizada.

Los métodos para calcular la evapotranspiración de datos meteorológicos requieren varios parámetros climatológicos y físicos. Algunos de los datos se miden directamente en estaciones meteorológicas. Otros parámetros se relacionan con los datos comúnmente medidos y se pueden derivar con la ayuda de una relación directa o empírica. La fuente, la medida y el cómputo de todos los datos requeridos para el cálculo de la evapotranspiración de la referencia por medio del método del Penman-Monteith de FAO.

Los factores meteorológicos que determinan la evapotranspiración son los parámetros del tiempo que proporcionan la energía para la vaporización y quitan vapor de agua de la superficie que se evapora. Los parámetros principales del tiempo a considerar se presentan a continuación.

Radiación Solar

El proceso de evapotranspiración es determinado por la cantidad de energía disponible para vaporizar el agua. La radiación solar es la fuente de energía más grande y puede cambiar cantidades grandes de agua líquida en vapor de agua. La cantidad potencial de radiación que puede alcanzar la superficie que se evapora se determina por su localización y época del año. Debido a las diferencias en la posición del sol, la radiación potencial diferencía en varias latitudes y en diversas estaciones. La radiación solar real que alcanza la superficie que se evapora depende de la turbiedad de la atmósfera y de la presencia de las nubes que reflejan y absorben las partes importantes de la radiación. Al determinar el efecto de la radiación solar en la evapotranspiración, también se debe considerar que no toda la energía disponible está utilizada para vaporizar el agua. La parte de la energía solar se utiliza para calentar encima de la atmósfera y del perfil del suelo.

Temperatura del aire

La radiación solar absorbida por la atmósfera y el calor emitido por la tierra aumentan la temperatura del aire. El calor sensible del aire circundante transfiere energía a

la cosecha y la ejerce como influencia tal que controla en el índice de evapotranspiracion. En clima soleado, caliente, la pérdida de agua por la evapotranspiración es mayor que en tiempo nublado y fresco.

Humedad relativa %

Mientras que la fuente de energía del sol y del aire circundante es la fuerza impulsora principal para la vaporización del agua, la diferencia entre la presión del vapor de agua en la superficie evapotranspirativa y el aire circundante es el factor de determinación para el retiro de vapor. Los campos bien regados en regiones áridas secas calientes consumen cantidades grandes de agua debido a la abundancia de energía y de la energía de desecación de la atmósfera. En regiones tropicales húmedas, a pesar de la entrada de alta energía, la humedad alta del aire reducirá la demanda del evapotranspiracion. En tal ambiente, el aire está ya cerca de saturación, para poder almacenar menos agua adicional y por lo tanto la tasa del evapotranspiración sea más baja que en regiones áridas.

Velocidad del Viento

El proceso del retiro de vapor depende en gran manera de la turbulencia del viento y del aire que transfiere cantidades grandes de excedente del aire de la superficie que se evapora. Al vaporizar el agua, el aire sobre la superficie que se evapora se satura gradualmente con vapor de agua. Si este aire no se substituye continuamente por un aire más seco, la fuerza impulsora para el retiro del vapor de agua y la tasa de la evapotranspiración disminuye.

La demanda de evapotranspiración es alta en climas secos debido a la baja humedad relativa del aire y a la cantidad de energía disponible como la radiación solar directa y calor latente. Bajo estas circunstancias, el vapor de agua se puede almacenar en el aire mientras que el viento puede promover el transporte del agua permitiendo que se tome más vapor de agua. Por otra parte, bajo condiciones atmosféricas húmedas, la humedad alta del aire y la

presencia de nubes hacen que la tasa de la evapotranspiración sea más baja. Para las condiciones húmedas, el viento puede sustituir solamente el aire saturado por menos aire saturado y quitar energía térmica. Por lo tanto, la velocidad del viento afecta la evapotranspiración bajo condiciones áridas donde las variaciones pequeñas en velocidad del viento pueden dar lugar a variaciones más grandes en la cantidad de la evapotranspiración.

Los Factores ambientales o físicos son: Temperatura, radiación solar, velocidad del viento, resistencia aerodinámica del aire (r_a), la humedad relativa del aire, La humedad del suelo, altitud y latitud, la estación del año, hora del día y condiciones de nubosidad (Elizondo y Contreras, 1996; Jones, 1990 Ahmad y El Sayed, 1996).

Presión Atmosférica

La presión atmosférica, (P), es la presión ejercida por el peso de la atmósfera. La evaporación en las altas altitudes es promovido debido a la presión atmosférica baja según lo expresado en la constante pisicrométrica. El efecto es, sin embargo, pequeño y en los procedimientos del cálculo, el valor medio para una localización es suficiente. Una simplificación de la ley del gas ideal, a 20° C que asume para una atmósfera estándar, se puede emplear para calcular P.

Calor Latente de Vaporización (λ)

El calor latente de la vaporización, λ expresa la energía requerida para cambiar una masa de la unidad del agua de líquido al vapor de agua en una presión constante y un proceso constante de la temperatura. El valor del calor latente varía en función de temperatura. En una temperatura alta, menos energía será requerida que en temperaturas más bajas.

Advección Local

Advección es el transporte del calor sensible o la humedad en el plano horizontal en la dirección del viento, debido a los gradientes horizontales de la temperatura y humedad que existen en zonas o áreas no homogéneas (Itier et al., 1996; Zermeño y Hipps, 1997; Yiyane y Zermeño-Gonzalez 2003). En este caso es el transporte horizontal del calor sensible desde zonas o áreas circundantes secas y con mayores temperaturas hacia las superficies cultivadas y regadas.

En zonas áridas, donde los cultivos regados pueden ser rodeados por áreas que relativamente no están cubiertas por plantas es posible que el aire este significativamente mas caliente y seco que en los cultivos, que esta genera se suministra una fuente extra de energía de tal manera que la perdida de calor latente puede exceder significativamente cualquier ganancia de la energía disponible.

Investigadores como (Rosenberg, 1969; Brake et al., 1978; Williams y Stout, 1981; Juny y Tanner, 1975; Shouse et al., 1980) mencionan que se aumenta el flujo de calor latente entre la superficie y el aire, W m^{-2} (LE), inducida por la advección horizontal del calor sensible de las áreas circundantes a las húmedas.

La agrometeorología se refiere a la temperatura del aire cerca del nivel del dosel del cultivo. En estaciones meteorológicas automáticas tradicionales y la temperatura del aire se mide dentro de las garitas (las pantallas de Stevenson o protectores ventilados de la radiación) puestos en línea sobre los cultivos con estándares de la organización meteorológica de mundo (WMO).

Las garitas se diseñan para proteger los instrumentos contra la exposición directa a la acción solar. La construcción permite el movimiento de aire libre alrededor de los instrumentos. Temperatura del aire se mide con los termómetros, los termistores o los termopares montados en la garita. Los termómetros mínimos y máximos registran temperatura del aire mínimo y máximo sobre un período de 24 horas. Los termógrafos

trazan la temperatura instantánea sobre un día o una semana. Las estaciones meteorológicas electrónicas muestrean a menudo temperatura del aire cada minuto y dan promedios cada hora además de máximo de 24 horas y de valores mínimos.

Déficit de presión de vapor

El déficit de la presión del vapor es la diferencia entre la saturación (es) y la presión real actual del vapor (ea) por un período dado. Por períodos tales como una semana, diez días o un mes.

Métodos para Estimar la Evapotranspiraciòn

La utilización de modelos para el cálculo de la evapotranspiración es requerida como paso preliminar para calendarización del riego. La evapotranspiracion es influenciada por el tipo de cultivo, agua disponible en el suelo, velocidad del viento, temperatura, humedad relativa, luz y otros factores, por lo tanto, la investigación debe evaluar la influencia e interrelación de los diferentes factores climatológicos con el objetivo de desarrollar o calibrar modelos matemáticos que permitan predecir los requerimientos de agua de los cultivos con aceptable confiabilidad.

Existen métodos de campo para medir la evapotranspiración cuyos resultados pueden correlacionarse con los factores climáticos para desarrollar, validar o calibrar un modelo. Este procedimiento ha sido utilizado en otras regiones y ha conducido aun sin número de ecuaciones empíricas. Sin embargo, la mayoría de estas ecuaciones propuestas para estimar la evapotranspiración pierden sensibilidad al ser aplicadas bajo diferentes condiciones climáticas y agronómicas debido a que las constantes implicadas no son universales y en la mayoría de los casos son válidas únicamente para las condiciones específicas de clima y cultivo en las cuales fueron desarrolladas originalmente.

Para compensar lo anterior, la experiencia ha mostrado que la incorporación de coeficientes regionales mejora considerablemente la predicción de los métodos empíricos y

que la selección del mismo dependerá del tipo de información climática disponible en el área de estudio así como del nivel de precisión deseado.

La predicción de los modelos también mejora cuando la evapotranspiración (ET) es estimada en función de dos o más variables climatologiítas. Sin embargo en este caso no todas las estaciones climáticas de una región toman los datos de clima requeridos.

Para poder evaluar la confiabilidad de los procedimientos empíricos, éstos deben ser comparados previamente con respecto a métodos más científicos y en relación a mediciones de campo a fin de determinar el nivel de ajuste requerido. Posteriormente aquellos métodos que demuestren mayor correlación con respecto a la evapotranspiración observada pueden ser calibrados.

La selección de métodos para calibración se puede llegar a la decisión de calibrar los métodos mas simples para lugares donde las estaciones climáticas registran solamente la temperatura ambiente, mientras que los métodos más sofisticados pueden ser recomendados para lugares donde las estaciones climáticas cuentan con instrumentos de registro para humedad relativa, velocidad del viento, radiación solar, evaporación, etc.

Métodos Directos

Método Gravimétrico

El método gravimétrico es el método más común para determinar la evapotranspiración. Este método consiste en muestrear el suelo en dos fechas consecutivas, las muestras tomadas en ambas fechas son secadas en horno y una temperatura de 105° C para así determinar el decremento en la humedad del suelo, el cual es transformado a tasa de evapotranspiración mediante la siguiente ecuación.

$$ET = \frac{Wet}{dt} = \frac{-\sum_{0}^{sr}(d\theta \cdot s) + \mathrm{Re} - Wp}{dt}$$

Donde: S = Estratos de muestreo en que se divide la profundidad radicular (0 – Sr).

Sr = La profundidad de la zona radicular medida desde la superficie del suelo.

dθ = Cambio volumétrico en la humedad del suelo (negativo para decremento).

dt = Intervalo de tiempo entre fechas de muestreo (usualmente en días).

Re = Lluvia efectiva o porción de la precipitación retenida por el suelo a la profundidad radicular que queda a disponibilidad del cultivo.

Wet = Agua utilizada en evapotranspiración

Wp= Agua percolada que drena más allá de la profundidad radicular.

Cuando se utiliza el muestreo gravimétrico, la humedad del suelo generalmente es expresada como un porcentaje en base a peso seco (Pw) el cual debe ser multiplicado por la densidad aparente (Da) del suelo para transformarlo a una base volumétrica (θ) esto es:

$$\theta = Pw \cdot Da$$

Por lo regular, el primer juego de muestras es tomado a los 2 ó 4 días después de una irrigación, el segundo a los 5 ó 10 días más tarde, ó justo antes de la siguiente irrigación. Cuando la evapotranspiración es determinada mediante este método, deben muestrearse mínimo 6 sitios representativos de las condiciones de campo, cuando se utiliza un medidor de neutrones se deben muestrear 4 sitios como mínimo.

Solamente aquellos períodos de muestreo donde la lluvia es ligera pueden ser usados, todos los otros resultan cuestionables porque el drenaje pudo ser excesivo a menos que se afirmen las técnicas para controlarlo y medirlo. La zona radicular activa, es la que interviene en los cálculos de evapotranspiración.

Lisimetros

Los lisímetros o evapotranspirómetros son tanques o depósitos rellenos de suelo sobre el cual los cultivos son desarrollados para medir la cantidad de agua usada. Los datos de evapotranspiración obtenidos en lisímetros son confiables cuando estos dispositivos se

construyen, instalan y operan de tal forma que resulten representativos del área en estudio. Los lisímetros pueden ser agrupados en las siguientes categorías:

a) Lisímetro de nivel constante de agua, volumétrico, tipo flotante que proporciona datos confiables en áreas con nivel freático elevado.

b) Lisímetro de percolación es a menudo utilizado en regiones de alta precipitación para medir los cambios volumétricos en el agua almacenada del suelo.

c)Lisímetro de pesada es empleado en áreas bajo irrigación para medir los cambios gravimétricos de la humedad del suelo. La determinación es hecha pesando el lisímetro completo, ya sea mediante un sistema mecánico de balanzas o mediante un soporte hidráulico. Los lisímetros de pesada generalmente proporcionan los datos más exactos para períodos de tiempo cortos. De tal manera que se puede determinar la evapotranspiración con alto grado de precisión para períodos tan cortos como 1 hora (Pair et al, 1975).

Las dimensiones de la estructura del lisímetro de pesada del campo experimental del programa Nacional de Investigación para el aprovechamiento del Agua ubicado en el Km 6+500 margen derecha del canal Sacramento del distrito de riego No.17 en la región de la comarca Lagunera. Coah y Durango. Son 3.6 m de largo, 1.8 m de ancho y 1.5 m de profundidad respectivamente, lo cual permite el desarrollo del cultivo en forma aceptable.

Un requerimiento de lisímetros es la que vegetación dentro y fuera del lisímetro sea perfectamente igual (altura y índice de área foliar) este requerimiento tiene datos históricos en la mayoría de lisímetros ha tenido muchos errores y sin representación de ETc y Kc.

Como los lisímetros son difíciles y caros de construir y como la operación y mantenimiento requieren cuidados especiales su uso es limitado para diferentes propósitos de investigación

Modelos que utilizan las lecturas del evaporómetro

Los evaporómetros proporcionan una medición integrada del efecto de la radiación, viento temperatura y humedad sobre la evaporación de una superficie de agua abierta a la atmósfera.

En una forma similar las plantas responden a las mismas variables climáticas pero algunos factores pueden producir diferencias significativas en la pérdida de agua.

La reflexión de radiación solar, en superficies vegetativas es del 20 al 25 por ciento, mientras que sobre la superficie del agua es de solamente 5 a 8 por ciento. La mayoría de los cultivos transpiran solamente durante el día, pero en un tanque el calor almacenado puede ser apreciable y causar evaporación casi igual durante el día y la noche, también puede ocurrir transferencia de calor principalmente en tanques enterrados. Por otra parte, el color del tanque, el uso de mallas y la ubicación son factores que también afectarán las pérdidas de agua. A pesar de esas desviaciones, una instalación adecuada de los tanques garantiza una buena predicción de los requerimientos de agua en los cultivos para períodos de 10 días ó períodos más largos (FAO, 1975).

Balance de Agua

El balance de agua puede ser usado para analizar las lecturas de lisímetro volumétrico (que no se pesan); pero el método ha tenido mayor aplicación en grandes áreas donde el flujo de entradas y salidas se determina por procedimientos hidrológicos, también el balance de agua se ha aplicado en zonas agrícolas en combinación con censores de humedad para suelo (tensiómetros, bloques de yeso y dispersor de neutrones) con el propósito de medir rápidamente la evapotranspiración y tomar decisiones sobre la calendarización del riego durante el desarrollo de los cultivos (Ross 1978, Webb 1979, Mc Donald 1980).

Para fines de investigación, la humedad del suelo durante un balance de agua de preferencia debe ser determinada en base a el método gravimetrico (muestras de suelo secadas en horno). Alternativamente, el balance debe ser reiniciado aproximadamente dos días después de cada irrigación o lluvia considerable cuando la zona radicular este cercana a capacidad de campo.

La máxima precipitación efectiva para un período, no puede exceder a la evapotranspiración de dicho período más la capacidad de campo del suelo, por lo mismo la porción de lluvia por encima de esa cantidad será perdida por escurrimiento y por percolación profunda. Lo anterior adquiere gran importancia durante la tabulación del balance de agua, especialmente durante el cálculo de entradas y salidas, donde las entradas estarán representadas por la irrigación y las lluvias y las salidas por la evapotranspiración, percolación y escurrimientos.

Métodos Indirectos

Método del tanque evaporímtero clase A

El tanque evaporimetro clase A es circular, de 120.7 cm de diámetro y 25 cm de profundidad. Se fabrica del hierro galvanizado. El tanque se monta en una plataforma de madera que sea 15 cms. sobre el nivel del suelo. El tanque debe ser nivelado. Se llena de agua a 5 cms. debajo del borde, y el nivel del agua no se debe permitir caer a más de 7.5 cms debajo del borde y cuenta con un dispositivo para medir las variaciones en el nivel del agua dentro de dicho depósito. Este dispositivo consta de dos piezas. Un cilindro de bronce hueco llamado cilindro de reposo, que descansa sobre una base que es una placa triangular con tres tornillos niveladores con puntos de apoyo; tiene en el fondo una perforación que permite la comunicación con el agua del tanque, la otra pieza es un tornillo micrométrico colocado sobre el cilindro.

El agua debe ser renovada regularmente, por lo menos cada semana, para eliminar turbiedad extrema. El tanque, si está galvanizado, se pinta anualmente con la pintura del

aluminio. Las pantallas sobre el tanque no son un requisito estándar y no deben ser utilizadas preferiblemente. Los tanques se deben proteger por las cercas para evitar que los animales beban el agua.

La evaporación de una superficie de agua provee un índice de la integración del efecto de radiación, temperatura del aire, humedad del aire sin embargo, existen diferencias en el agua y la superficie del cultivo. El pan tiene que proveer un valor practico y ser usado satisfactoriamente para estimar la evapotranspiración de referencia, mediante la observación de las perdida de evaporación de la superficie del agua y aplicando coeficientes empíricos para estimar la evapotranspiración.

La cantidad de la evaporación del tanque llenó de agua se obtiene fácilmente. En ausencia de la lluvia, la cantidad de agua evaporada durante un período de tiempo dia en (mm día^{-1}) corresponde con la disminución de la profundidad del agua en ese período. Los Tanques proporcionan una medida del efecto integrado de la radiación, del viento, de la temperatura y de la humedad en la evaporación de una superficie abierta del agua. Aunque el tanque responde en una manera similar a los mismos factores climáticos que afectan la transpiración del cultivo, varios factores producen diferencias significativas en la pérdida de agua de una superficie del agua y de una superficie cultivada. La reflexión de la radiación solar del agua en el tanque pudo ser diferente del 23% asumido para la superficie de referencia del pasto. El almacenaje del calor dentro del tanque puede ser apreciable y puede causar evaporación significativa durante la noche mientras que la mayoría de las cosechas transpiran solamente durante el día. Hay también diferencias en turbulencia, temperatura y la humedad del aire inmediatamente sobre las superficies respectivas. El traspaso térmico a través de los lados del tanque ocurre y afecta el balance de energía. (FAO).

A pesar de la diferencia entre el tanque de evaporación (pan) y la evapotranspiración de superficies cultivadas, el uso de tanques evaporimetros para predecir ETo por períodos de 10 días o más puede ser garantizado. La evaporación del tanque es

relacionada con la evapotranspiración de la referencia por un coeficiente empírico derivado del tanque:

$$ET_o = K_p \, E_{pan}$$

Donde

ET_o evapotranspiracion de referencia [mm/dia],

K_p coeficiente de tanque pan

E_{pan} (pan) evaporación [mm/dia]

Para seleccionar un tipo de el coeficiente de tanque, pero también la cubierta de tierra, la estación, sus alrededores así como las condiciones del viento y de la humedad, deben ser comprobados. La localización del tanque y el medio ambiente del tanque también influencian los resultados. Aquí es particularmente donde el tanque se coloca en terreno barbechado o en campos cultivados. Dos casos se consideran comúnmente: El tipo A donde el tanque se localiza en una cubierta verde corta (de pasto) y es rodeada por el suelo del barbecho; y caso B donde el tanque se localiza en suelo del barbecho y es rodeada por un cultivo verde.

El modelo FAO-Tanque resultó la expresión más precisa para estimar la ETo a corto plazo (períodos semanales, bajo condiciones de invernadero, aún sin calibración. Sin embargo, su aplicación presenta dos inconvenientes: por un lado se requieren datos de humedad relativa, velocidad del viento y fetch (distancia entre el tanque y la cubierta verde) en el interior del invernadero para poder calcular los valores correspondientes de Kp (coeficiente de Tanque). Por otro lado, el fetch, que está perfectamente definido para condiciones al aire libre (Doorenbos y Pruitt, 1977), es mucho más difícil de definir para condiciones de invernadero, donde las paredes del mismo suponen un aislamiento del exterior.

Christiansen y Hargreaves

Este modelo estima la evapotranspiración potencial (ETp) a partir de las lecturas del evaporómetro (Ev) y cuatro funciones de ajuste que corrigen por temperatura, viento, humedad y horas sol de acuerdo a la siguiente estructura:

$$ETp = 0.755\ Ev.\ Ct_2.\ Cw_2.\ Ch_2.\ Cs_2$$

Donde (ETp) es la evapotranspiración potencial en mm por período, (Ev) es la evaporación libre del agua registradas en el tanque tipo "A" también en mm/período y Ct_2. Cw_2. Ch_2. Cs_2 representan las funciones de ajuste por temperatura, viento, humedad relativa y horas sol respectivamente.

Las funciones son del tipo cuadrático de la forma: $Ci = a+b\ (X/Xo) + c\ (X/Xo)^2$, donde los coeficientes a, b y c suman uno cuando la variable climática (X) es igual a la variable estandarizada (Xo). Dichas ecuaciones se muestran a continuación:

$$Ct_2 = 0.86 + 0.179\left(\frac{Tc}{Tco}\right) - 0.41\left(\frac{Tc}{Tco}\right)^2$$

$$Cw_2 = 1.189 - 0.240\left(\frac{W}{Tco}\right) - 0.051\left(\frac{W}{Wo}\right)^2$$

$$Ch_2 = 0.499 + 0.620\left(\frac{Hm}{Hmo}\right) - 0.119\left(\frac{Hm}{Hmo}\right)^2$$

$$Cs_2 = 0.904 + 0.008\left(\frac{S}{So}\right) + 0.088\left(\frac{S}{So}\right)^2$$

Donde (Tc) es la temperatura media del aire en °C, (W) es la velocidad promedio del viento medida a dos metros por encima de la superficie del suelo en km/hora, (Hm) es la humedad relativa, observada en 24 horas expresada como fracción, (S) es la relación de horas sol expresada como fracción del (n/N) donde (n) es el número observado de horas

con cielo despejado y (N) es el máximo número posible de horas con cielo sin nubes para el mismo día.

Las variables estandarizadas tienen los siguientes valores:

Temperatura, Tco = 20° C; viento, Wo = 6.7 km/hora; humedad relativa, Hmo = 0.60 y proporción de cielo despejado So = 0.80. Lo cual implica que solamente bajo estas condiciones atmosféricas la relación (ETp/Ev) será equivalente a 0.755; o en otras palabras, cuando: Tc = Tco, W = Wo, Hm = Hmo y S = So entonces la multiplicación de las funciones:

$$Ct_2 . Cw_2 . Ch_2 . Cs_2 = 1$$

Por lo tanto Etp/Ev = 0.755

A una temperatura de 20° C y humedad relativa de 0.60, la presión actual del valor atmosférico es de aproximadamente 14 mbar. A una velocidad de viento (ligera) de 6.7 km/hora se siente el viento sobre la cara y las hojas de los árboles empiezan hacer ruido; y una proporción de (n/N) mayor de 0.8 casi durante todo el día brilla la luz del sol.

El comportamiento de las funciones Ct_2. Cw_2. Ch_2. Cs_2 en relación a las funciones Ct_2. Cw_2. y Cs_2 deberían reflejar el incremento en la evapotranspiración potencial que ocurre al incrementarse la temperatura del aire, velocidad del viento y horas sol respectivamente; mientras que la función Ch_2 debería reflejar el efecto reductivo que ocurre en ETp cuando la humedad relativa ambiental se incrementa, como lo demostraron las relaciones obtenidas por Pruitt y Doorenbos (1977).

Ecuación de Penman

Penman (1948) combinó la ecuación del balance de energía con una ecuación aerodinámica derivada experimentalmente, y el modelo resultante originalmente proporcionaba una estimación de la evaporación libre de agua. Estos valores fueron multiplicados por una constante para aproximar la estimación de la evapotranspiración

potencial para una pradera que sombreaba completamente el terreno y se irrigaba adecuadamente.

Más tarde Penman en 1963, indicó que ese proceso era innecesario, proponiendo la ecuación:

$$ET = \frac{\Delta}{\Delta + \varphi} Rn + \frac{\varphi}{\Delta + \vartheta}(0.35)(1.0 + 0.01V_2)(e_a - e_d)$$

Donde:

ET = evapotranspiración potencial, mm/día

Rn = radiación neta estimada como 0.75 Rs-R_L donde Rs es la radiación solar y R_L es la radiación neta escapada de onda larga en mm/día.

Δ = constante que depende de la temperatura, y es igual a la pendiente de la curva de presión de saturación del vapor.

δ = constante de la ecuación psicométrica del bulbo seco y bulbo húmedo

V_2 = velocidad media del viento a una altura de 2 m (en millas/día)

e_a = Presión de vapor a saturación la temperatura media del aire, mm–Hg

e_d = presión de saturación del vapor a punto de rocío o presión actual del vapor en la atmósfera, K Pa.

Las dimensiones de la ecuación de Penman como son dadas aquí, requieren que la radiación neta sea expresada en mm día^{-1} de evaporación equivalente.

Los factores de ponderación adimensionales $C_1 = {}^{\Delta} / (\Delta + \delta)$ y $C_2 = {}^{\delta} / (\Delta + \delta)$ son funciones exclusivas de la temperatura y para propósitos de cálculo son obtenidos con las siguientes ecuaciones (Kinkaid y Heerman 1974):

$$C_2 = \frac{\delta}{\Delta + \delta} = 0.959 - 0.0125\ °F + 0.00004534\ °F^2$$

$$C_2 = \frac{\delta}{\Delta + \delta} = 0.605 - 0.0173\ °C + 0.00001469\ °C^2$$

$$y\ C_1 = \frac{\Delta}{\Delta + \delta} = 1 - C_2$$

La temperatura media del aire esta representada en grados Fahrenheit (°F) y centígrados (°C), obteniéndose el promedio diario de la temperatura máxima y mínima.
La radiación neta puede ser estimada por varias formas. Un método utilizando es la ecuación de regresión: Rn = a Rs + b, donde (a) y (b) son coeficientes que varían ligeramente con las condiciones climáticas. Una ecuación más práctica es:

$$Rn = (1 - \alpha)\ Rs - R_L$$

Donde $(1 - \alpha)$ Rs representa la radiación de onda corta recibida por un cultivo verde con cobertura completa, α es la reflectancia promedio de onda corta o albedo, y R_L es la radiación de onda larga dispersada hacia la atmósfera. Para la mayoría de los cultivos verdes el coeficiente de reflectancia es de aproximadamente 0.22 a 0.25. La radiación de onda larga (R_L) puede ser estimada como sigue:

$$R_L = (1.35\ Rs/Rso - 0.35)\ R_{Lo}$$

Donde (R_{Lo}) es la radiación de onda larga escapada en un día claro, (Rs) es la radiación solar observada en un día cualquiera, y (Rso) es la radiación solar para el mismo día pero bajo condiciones de cielo completamente despejado. Las constantes de la ecuación anterior fueron derivadas en Davis, California a partir de los datos Pruitt (1977).

La radiación de onda larga (R_{Lo}) para un día claro puede ser estimado usando los datos de radiación del cuerpo negro ($\sigma\ T_K^4$) sustituidos en ecuaciones meteorológicas estándar tales como:

$$R_{Lo} = \sigma\ T_K^4\ (0.31 - 0.051\ \sqrt{ed}\ )$$

Las constantes de esta ecuación son aplicables a las condiciones áridas, sin embargo no son universales y deben usarse coeficientes regionales cuando estén disponibles. Los valores para ($\sigma\ T_K^4$) son resumidos en Cuadro 2.1 en base a la temperatura del aire.

Cuadro 2.1 Radiación del cuerpo negro (σ T_K^4) en base a la temperatura media del aire.

Temperatura °C	(σ T_K^4) cal/cm^2-día	Evaporación equivalente mm/día.*	Temperatura °C	(σ T_K^4) cal/cm^2-día	Evaporación equivalente mm/día.*
1	655	11.2	19	858	14.7
4	695	11.9	22	893	15.3
7	725	12.4	25	930	15.9
10	757	12.9	28	968	16.6
13	789	13.5	31	1007	17.2
16	823	14.1	34	1047	17.9

*Asumiendo una constante de 585 cal/gr de calor de vaporización.

La presión del vapor a saturación para el punto de rocío (ed) puede ser calculada si la temperatura del bulbo seco y la humedad relativa son conocidas ya que la humedad relativa = $(e_d/e_s)*100$, en donde es igual a la presión del vapor a saturación a la temperatura del bulbo seco.

Generalmente la presión del vapor a punto de rocío (ed) no varía mucho durante el día. Valores típicos para la presión del vapor a saturación a diferentes temperaturas se muestran en el Cuadro 2.2

Cuadro 2.2 Presión del vapor a saturación (K Pa) en función de temperatura (° C)

Temperatura °C	Presión del vapor a saturación	Temperatura °C	Presión del vapor a saturación
1	4.93	19	16.48
4	6.10	22	19.83
7	7.51	25	23.76
10	9.21	28	28.35
13	11.23	31	33.70
16	13.63	34	39.90

La velocidad del viento a 2 m de elevación puede ser aproximada a partir de mediciones hechas a otras alturas usando la expresión exponencial ($V_2 = V_z (2/z)^{0.2}$), donde (z) es la elevación en metros a la cual la velocidad del viento (V_z) es medida.

En condiciones serenas de tiempo, el término aerodinámico (dado por viento y humedad relativa) se vuelve menos importante que el término de energía (dado por la radiación neta). En tales condiciones, la ecuación original de Penman ha proporcionado buenas predicciones no solamente en regiones frías y húmedas como en Inglaterra sino también en regiones muy calurosas y semiáridas.

En condiciones ventosas y particularmente en las regiones más áridas donde el término aerodinámico se vuelve relativamente más importante que el término de energía y por lo mismo errores fuertes pueden desviar la predicción (Dorenbos y Pruitt 1977).

En seguida se muestran los metodos para medir la Evapotranspiracion loscuales son los ultimos avances

Partiendo de la ecuación de Penman-Monteith, es posible derivar la ecuación de evapotranspiración a equilibrio (Zermeño-Gonzalez y Hipps, 1997). Según Jones(1992), Zermeño-González y Hipps (1997), y Howell *et al.* (1996) la evapotranspiración a equilibrio (*LEequ*) es esencialmente el primer término de la ecuación de Penman-Monteith, y representa la tasa de evapotranspiración.

La ecuación de Penman-Monteith es uno de los modelos que mejor describe el proceso evapotranspirativo de la superficie vegetal. (Rana et al. 1997; Leite et al. 1990; Bidlake, 2000). Varios autores han usado y recomendado este modelo como el más preferido para la determinación de Evapotranspiracion diaria actual. Se puede aplicar este modelo exitosamente en todas las superficies. Incluyendo las que están con cultivos de cobertura total. Es la ecuación que da mayores resultados en todos los climas y cultivos mundialmente (Howell, 1996). Según Evett et al (1998). , Bidlake, (2000) esta ecuación se puede describir de la siguiente manera:

$$LE = \frac{s(R_n - G) + \rho_a C_p \delta e / r_a}{S + \gamma\left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)}$$

Donde, LE es el flujo de calor latente entre la superficie y el aire, Wm^{-2} (Watt por metro cuadrado) Rn es la radiación neta, Wm^{-2}, Rn es la radiación neta, Wm^{-2}, G es el flujo de calor en la superficie del suelo, Wm^{-2}, ρa = a la densidad del aire , Kg m^{-3}, Cp es la capacidad calorífica del aire, J Kg^{-1}, δe es el déficit de saturación del aire en Pascales (Pa), S es la Pendiente de la curva de presión de vapor saturación contra. temperatura del aire, γ es la constante psicométrica, r_a es la resistencia aerodinámica al flujo de calor, s m^{-1}, r_c es la resistencia de la superficie de área verde del dosel de cultivo (cannopy) al flujo de vapor de agua, s m^{-1}.

La ecuación de Penman-Monteith puede ser descrita de la siguiente forma (Zermeño y Hipps, 1997; Rana et al ., 1997; Evett et al 1998: Yiyane y Zermeño, 2003):

$$LE = \frac{S}{S + \gamma}(Rn - G) + \frac{\rho_a C_p (Di - D_{equ})}{(S + \gamma) r_a + \gamma r_c}$$

Donde, Di es el déficit de saturación del aire D_{equ} es el déficit de saturación a equilibrio.

La ecuación anterior esta compuesta por dos términos, el primero representa la tasa de evaporación a equilibrio y el segundo representa el incremento en la evapotranspiracion sobre la tasa de evaporación a equilibrio, debido a la aportación del déficit de saturación de las áreas circundantes (Rana et al., 1997; Zermeño y Hipps, 1997; Jones, 1990; Raupach, 1991). En esta ecuación D_{equ} representa el déficit de saturación a equilibrio. Cuando el transporte de déficit de saturación de las áreas circundantes es mínimo, y la conductancia del aire al flujo de calor y vapor de agua es muy pequeña, la tasa de evaporación real tiende hacia la tasa de evaporación en equilibrio.

Según Evett et al (1998), la ecuación de Priestley-Taylor (1972) es ampliamente usada como una medición de $LE_{equ;}$ y mostraron que bajo ciertas condiciones de Rn y G pueden ser suficiente para determinar el flujo de vapor y calor sensible en la superficie de la tierra. Rana et al. (1997) menciona que LE_{equ} ocurre cuando $r_a \approx \infty$, cuando la velocidad del viento es baja.

Raupach (1991) menciona que la LE_{equ}, ocurren en superficies relativamente húmedas de aire saturado, de tal manera que $r_c = 0$, y $r_a \rightarrow \infty$. De Bruin y Striker (2000) mencionan que la evpotranspiracion de pasto sin restricciones de agua es primeramente determinado por la energía disponible (Rn –G), es decir buenas estimaciones de la tasa de evaporación pueden ser obtenidas por usar simplemente el termino radiactivo de la ecuación de Penman-Monteith (Evapotranspiracion a equilibrio). Cuando $r_c = 0$, y $r_a \rightarrow \infty$, La expresión de Penman-Monteith sería (Rupach, 1991; Bruin y Sticker, 2000; Zermeño y Hipps, 1997; Leite et al 1990; Yiyane 2003):

$$LE_{equ} = \frac{S}{S+\gamma}(Rn - G))$$

Donde LE_{equ} representa el limite inferior de la evapotranspiracion potencial (LE), ya que corresponde a la ET mínima posible de una superficie sin restricciones hídricas y puede ser calculada simplemente con base a la disponibilidad de energía, (Rn –G).

Para incorporar el efecto de advección local en la evapotranspiracion a equilibrio, es necesario introducir el factor de advección (Leite et al., 1990; Bastiaanssen et al., 1998; Wilson y Baldocchi, 2000) deacuerdo con la siguiente relación:

$$LE = \alpha\, LE_{equ}$$

Donde, α es el valor empírico llamado constante de Prietley-Taylor, o factor de advección, cuyo valor medio es de 1.26 para superficies sin restricciones hídricas, superficies desnudas saturadas o en océanos Leite et al., (1990); Brisson et al. (1998).

Lhomme P.J. (1997), menciona que el factor de advección puede ser definido por la relación de evaporación potencial sobre la evaporación a equilibrio. Esta relación es considerada para hacer esta determinación (Leite et al ., 1990; Wilson y Baldocchi, 2000; Yiyane y Zermeño, 2003):

$$\alpha = \frac{LE}{LE_{equ}}$$

Modelo Original de Blanney – Criddle

Blaney en 1966 realizó numerosas mediciones de evapotranspiración usando principalmente las técnicas de método gravimétrico. Posteriormente en 1968 Blaney desarrolló una relación empírica entre evapotranspiración y temperatura media del aire, humedad relativa y foto período, para excluir el término de humedad relativa, quedando la expresión como se conoce.

El principal supuesto del modelo es que la ET estacional varía directamente con la suma de los productos obtenidos al multiplicar la temperatura media ambiental por el porcentaje de horas luz de cada mes para un cultivo con adecuada humedad en el suelo. La ecuación fue inicialmente desarrollada y aplicada para estimaciones estacionales, pero más tarde fue adaptada para estimaciones mensuales.

La fórmula para estimaciones estacionales es como sigue:

$$ET = KF = \sum kf = \sum K\left(\frac{tP}{100}\right)$$

Dónde:

ET = Evapotranspiración estimada (uso consuntivo) en pulgadas para el período de desarrollo o estación.

K = coeficiente empírico de uso consuntivo (para la estación de irrigación o período de desarrollo).

F = Sumatoria de las fuerzas evaporantes mensuales (f), para la estación o período de desarrollo.

t = Temperatura del aire promedio mensual en °F

P = Porcentaje promedio mensual de horas luz en base a las existencias en el año de acuerdo a latitud.

K = Coeficiente de uso consuntivo mensual.

En el sistema métrico de Blaney – Criddley incluye los siguientes factores de conversión de unidades para poder manejar temperatura en (° C) y obtener la evapotranspiración en (mm):

$$ET = KF = K\frac{tp}{100} = K\frac{25.4(1.8°C + 32)}{100}P$$

Donde: ET = KP (0.4572 t°C + 8.128)

Consideraciones Adicionales

El empirismo implicado en cualquier método de predicción para ET usando un simple factor de clima es inevitablemente alto, entonces el método de Blaney-Criddle debería ser usado solamente cuando el único dato meteorológico registrado sea la temperatura.

De acuerdo a Thom(1975) El método debe ser aplicado con cierto escepticismo en las regiones ecuatoriales donde las temperaturas permanecen regularmente constantes pero otros parámetros del clima cambian, (b) en pequeñas islas y áreas costeras donde la temperatura del aire es afectada por la brisa del mar, (c) en altas elevaciones donde ocurran bruscos cambios de temperatura entre el día y la noche (días muy calientes contrastes con

noche frías) y (d) en climas con amplia variación en horas de cielo despejado (por ejemplo climas monsónicos y de latitud media durante la primavera y verano). Las predicciones en base a radiación son preferibles bajo estas condiciones aun cuando los datos requeridos de horas – sol o radiación, tengan que ser tomados de mapas o tablas en ausencia de registros regionales.

Los cálculos de ET promedio diario deberían ser hechos para períodos no menores de un mes, ya que para una localidad dada las condiciones climáticas y consecuentemente la evapotranspiración puede variar enormemente de un año a otro.

El uso de los coeficientes de cultivo (K) empleados en el modelo original de Blaney-Criddle son rechazados debido a que dependen fuertemente del clima del Oeste de los Estados Unidos bajo el cual fueron desarrolladas, por otra parte la gran variabilidad de los valores (K) reportados en la literatura hace difícil la selección correcta.

La relación entre la fuerza evaporante (f) y los valores de (ET) puede ser representada satisfactoriamente por una regresión lineal simple cuya pendiente será modificada sensiblemente por los cambios en humedad relativa, velocidad del viento y nubosidad (FAO 1975).

Modificación al modelo de Blaney – Criddle

Muchas estimaciones mensuales de ET han sido hechas utilizando la fórmula de Blaney – Criddle, las cuales han sido de utilidad en la planeación y operación de grandes proyectos de riego. Sin embargo, la fórmula no debería ser usada en regiones climáticas significativamente diferentes de donde se originaron (Oeste de Estados Unidos), a menos que sea calibrada para tal propósito, (Pair, 1975).

La predicción de la ecuación es elevada cuando los coeficientes mensuales (K) del cultivo son determinados para cada región, mismos que deben reflejar la interacción entre la fase fenológica de la planta y el efecto de los agentes atmosféricos que prevalecen

durante su ciclo, los cuales muchas veces no son adecuadamente representados por la temperatura del aire.

Fórmula de Blaney – Criddle modificada por el Servicio de Conservación de Suelos del USDA.

El Servicio de conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos en 1967, modificó la fórmula de Blanney – Criddle para poder extrapolar los coeficientes del cultivo (K) a otras regiones (áridas y semiáridas) donde era requerido el cálculo de ET. Una modificación fue la corrección por temperatura representada por el coeficiente climático (kt) el cual estuvo relacionado directamente con la temperatura media del aire por período. La segunda modificación consistió en el uso de un coeficiente de cultivo (Kc) que refleja la influencia de las etapas de desarrollo del cultivo sobre las tasas de evapotranspiración.

Estas modificaciones en la fórmula original están dadas por la siguiente expresión:

$K = kt \cdot kc$

$Kt = 0.0173\ t - 0.314$ (para t en °F)

$Kt = 0.03114\ t + 0.2396$ (para t en °C)

Donde:

Kt = un coeficiente climático relacionado con la temperatura del aire (t)

Kc = un coeficiente que refleja la etapa de desarrollo del cultivo. Los valores son obtenidos de curvas para los coeficientes (kc) determinadas experimentalmente.

López (1973) combinó el modelo original de Blaney-Criddle con la modificación propuesta por el USDA – SCS obteniendo la siguiente ecuación para unidades métricas.

$ET = kf = Kc \cdot kt \cdot f$

$Et = Kc \cdot P\,(0.03114\ t + 0.2396)\,(0.4572\ t + 8.128)$

$Et = Kc \cdot P\,(0.01424\ t^2 + 0.36265\ t + 1.95)$

Intentos por predecir el coeficiente de desarrollo de los cultivos

En un intento para mejorar la capacidad de predicción del modelo Blanney – Criddle varios investigadores han usado diferentes procedimientos para determinar los coeficientes de desarrollo (K) de los cultivos entre los cuales se pueden mencionar la curva "única" de Hansen y el método de Gras-Christiansen cuyas ecuaciones aparecen enseguida:

Curva única de Hansen

$$ET = J\ F\ Km = J.\ Km.\ P\ (0.457\ t + 8.12)$$

$$J = \frac{ET'}{\sum f \cdot km} = \frac{f \cdot kg}{\sum f \cdot km} \qquad ET = Kg \cdot \sum f$$

Dónde:

ET = evapotranspiración estimada en mm/período

t = temperatura media en °C para el período de estimación

P = Porcentaje de horas luz

Km = coeficiente de desarrollo del cultivo que se obtiene gráficamente de la curva "única" de Hansen.

ET' = Evapotranspiración global en mm

Kg = coeficiente global del cultivo

J = factor de ajuste

El método de Hansen asume una curva universal de coeficientes de desarrollo (k) para los cultivos, lo cual es discutible puesto que los coeficientes varían con el tiempo, entre climas y entre cultivos. Lo cierto del supuesto es la universalidad de la tendencia (siempre curvilínea cuadrática o cúbica) pero en términos absolutos las verdaderas curvas para cada cultivo y en cada región quedarían ya sea por encima o por debajo de la curva "única".

Método de Gras – Christiansen

Expresa la fuerza evaporante (f) siguiendo el procedimiento original de Blaney – Criddle, pero el factor de desarrollo (k) se calcula aplicando una ecuación cuadrática donde un coeficiente parcial es estimado en función del desarrollo relativo del cultivo.

$$ET = km \cdot f = km \cdot p\left(\frac{t + 17.8}{2.18}\right)$$

$$ET = km \cdot P\left(\frac{t}{2.18} + \frac{17.8}{2.18}\right) = km \cdot p(0.46t + 8.1)$$

$$Km = Kg\left(0.124 + 3.592121 \cdot cf - 2.757576 \cdot cf^2\right)$$

Donde :

ET = evapotranspiración estimada en mm por período (generalmente por mes)
t = temperatura media mensual en °C
Kg = coeficiente global del cultivo
cf = desarrollo relativo del cultivo expresado en décimos de ciclo.

Blaney – Criddle modificado por Rodríguez Zavaleta

Rodríguez Zavaleta (1978) En la Universidad de Chapingo, comparó los consumos de agua del trigo desarrollado en un lisímetro monolítico de pesada con las lecturas del tanque evaporómetro y las predicciones de las fórmulas de Blaney – Criddle y Norero (1976), observó que los datos de evaporación eran más altos que los de evapotranspiración durante el ciclo vegetativo.

Este autor también encontró que la fórmula de Blaney – Criddle tendió a subestimar la evapotranspiración durante las etapas críticas del cultivo y épocas de máxima demanda,

mientras que la fórmula de Norero (1976) tendió a sobreestimar ligeramente los datos lisimétricos.

Cuando la fuerza evaporante (f) ejercida por la atmósfera fue expresada en función de la diferencia de cuadrados entre la temperatura máxima y la mínima, y elevada a un exponente; la confiabilidad de la predicción del modelo de Blaney – Criddle mejoró considerablemente. Esta modalidad del método fue representada por la siguiente ecuación:

$$ET = Kc\ (fr)^{1.38}$$

$$fr = \frac{(TR)\ (P)}{100}$$

$$TR = (t.\ max)^2 - (t.\ min)^2$$

Donde:

ET = evapotranspiración estimada en mm/período

fr = factor de temperatura que refleja el efecto de la fuerza evaporante por período de tiempo.

P = porcentaje de horas luz

TR = diferencia de cuadrados entre la temperatura máxima (t máx) y la temperatura mínima (t min) promedio observadas durante el período de la estimación.

El método del balance de energía ha sido utilizado con éxito en la determinación de la evapotranspiración por períodos de hasta una hora. El procedimiento general consiste en determinar la radiación neta, la relación de Bowen y la diferencia entre el calor absorbido y el calor liberado para una masa de agua. Este método es expresado por la ecuación:

$$E = \frac{Hi - Ho - dH}{\zeta[\lambda(1+R)]} \qquad R = \frac{0.61Patm(Ts - Ta)}{1000(Pvs - Pva)}$$

Donde:

Hi = entrada total de calor hacia la masa de agua que incluye la radiación solar y entradas adicionales de calor en el caudal afluente.

Ho = a la salida de calor representada por la radiación reflejada por la masa de agua más el calor perdido en el caudal efluente (o descargado).

dH = cambio en el contenido de calor de la masa de agua.

P = densidad de agua evaporada.

λ = calor latente de vaporización

R = relación de Bowen, que representa la proporción entre el calor usado para evaporación y aquel transferido hacia el aire como calor sensible.

La ecuación del balance de energía indica que la porción del calor total disponible no almacenado por la masa de agua dividida entre el calor latente de vaporización, equivale a un volumen evaporado. Este modelo es teóricamente válido pero difícil de explicar debido a la dificultad de obtener los datos necesarios (Linsley y Franzin 1979).

En la relación (R) de Bowen, ts y ta son las temperaturas en la superficie del agua y aire respectivamente en °C, Pvs y Pva representan las presiones de vapor en la superficie del agua y atmósfera para el mismo orden y (Patm) es la presión barométrica del lugar.

Método modificado por Jensen-Haise

Jensen y Haise en 1969 reevaluaron aproximadamente 3,000 datos sobre evapotranspiración tomados mediante muestreo del suelo durante un período de 35 años en el Oeste de Estados Unidos. Aproximadamente 1,000 mediciones cumplieron con las normas establecidas para 15 diferentes cultivos. Estos datos fueron correlacionados con la radiación solar y temperatura media del aire resultando una ecuación empírica aproximada al del balance de energía.

Para evaluar la evapotranspiración potencial (ETp) que puede ocurrir en campos irrigados, localizados en regiones áridas y semiáridas fueron seleccionadas 100 mediciones para cultivos con evaporación y transpiración no limitadas. El análisis de estos datos mostró un incremento lineal de la relación (Et/Rs) proporcional al incremento en la temperatura del aire.

De esa relación, surgió una ecuación empírica simple propuesta para estimar la evapotranspiración para un cultivo de cobertura completa desarrollado en campos irrigados (bien humedecidos) localizados en regiones áridas y semiáridas. Dicha ecuación tiene la forma:

$$ETp = (0.014\ °F - 0.37)\ Rs$$

$$ETp = (0.0252\ °C + 0.078)\ Rs$$

Donde °F o °C es la temperatura media del aire en grados Fahrenheit o Celsius respectivamente, y (Rs) sigue representando a la radiación solar expresada como evaporación equivalente en mm/día.

La relación entre la evapotranspiración observada o medida y la evapotranspiración potencial es el llamado coeficiente de cultivo (Kc = ET/ETp) el cual fue determinado por Jensen-Hansen (1971) para sorgo, maíz, algodón, vid y otros cultivos. Las curvas para estos coeficientes no muestran diferencias significativas entre cultivos durante la etapa vegetativa (crecimiento y expansión foliar), por lo cual el mismo autor menciona que una sola curva podría ser adecuada bajo ciertos ajustes.

Sin embargo, sigue resultando conveniente tener una curva por cultivo o una ecuación polinomial que la represente, de donde los (Kc) puedan ser obtenidos, y así poder estimar (ET) multiplicando la evapotranspiración potencial (ETp) por el coeficiente respectivo.

La evapotranspiración potencial (ETp) como fue usada por Jensen-Haise, representa el límite superior o máxima evapotranspiración de un cultivo agrícola tal como alfalfa de 30-45 cm de altura que desarrolla bajo condiciones climáticas definidas en un campo bien irrigado.

La evapotranspiración potencial (ETp) puede ser estimada a partir de la radiación solar (Rs) y temperatura media del aire usando la ecuación empírica original (método aproximado) anteriormente descrito, o puede ser estimada aplicando el método modificado que incluye el efecto de la humedad relativa el cual expresa (ETp) en función de radiación, temperatura y presión del vapor a saturación; de la siguiente manera:

$$ETp = Ct\,(T - Tx)\,Rs$$

Donde (Ct) es un coeficiente de temperatura del aire constante para un área dada, determinado a partir de las temperaturas máxima y mínima para el mes más cálido; (T) es la temperatura media diaria del aire, (Tx) es una constante regional que representa la intercepción de la ecuación lineal con el eje de la temperatura, y (Rs) es la radiación solar diaria expresada como lámina equivalente de evaporación.

Cuando existen mediciones de evapotranspiracion en un área. Ct y tx pueden ser determinados por calibración (graficando ET/Rs contra la temperatura media del aire). Cuando esto no es posible, entonces Ct y Tx pueden ser estimados aplicando las siguientes ecuaciones generales:

$$Ct = \frac{1}{c1 + c2 + cH} \qquad CH = \frac{37.5mm - Hg}{e_2 - e_1} = \frac{50mb}{e_2 - e_1}$$

$$Ct = 38 - \frac{2elevacion}{305} \qquad C_2 = 7.6°C(cons\tan te)$$

$$Tx = -2.5 - 0.14(e_2 - e_1) - elevacion/305$$

En donde (CH) es un índice de humedad, (Ct) constante de temperatura que depende de la elevación del lugar (en metros), (e_2) es la presión de vapor a saturación en KPa o milibares a la temperatura máxima promedio del aire durante el mes más caliente y (e_1) es la presión de vapor a saturación a la temperatura mínima promedio del aire durante el mismo mes.

La mayoría de las estaciones meteorológicas que registran la radiación solar generalmente la reportan en calorías/cm^2 o langleys, los cuales pueden ser transformados a evaporación equivalente multiplicado por 0.0171 mm/langley (asumiendo un calor latente de vaporización de 585 calorías /gr de agua).

Formula de Rohewer

La fórmula de Rohwer ilustra la dependencia de la evaporación de las variables climáticas anteriormente citadas (Fair et al 1979).

$$Ev = 0.497(1 - 0.52X10^{-3}\,pa)(1 + 0.166W)(e_0 - e_a)$$

En donde (Ev) es la evaporación media en mm/día, (Pa) es la presión barométrica en milímetros de mercurio, (W) es la velocidad del viento en kilómetros por hora (e_0) es la presión de vapor en mm-Hg a la temperatura del agua y (e_a) es la presión de vapor a la temperatura de roció en la atmósfera.

La evaporación es elevada cuando la diferencia entre la presión del vapor del agua y la presión del vapor en el aire es alta. En aguas, la presión se eleva casi al doble por cada incremento de 10° C en su temperatura.

Dentro de ciertos límites, el viento estimula la evaporación por desplazamiento de las películas de aire estacionario sobre una superficie de agua se saturan con humedad

rápidamente, y la evaporación prácticamente cesaría si el aire saturado no fuera sustituido por aire seco (o menos húmedo).

Conforme disminuye la presión barométrica, la evaporación aumenta, pero la altitud tiene poco efecto debido a que los cambios de temperatura ejercen una influencia contraria. La rápida tasa de evaporación que ocurre en lugares de elevada altitud se debe en gran parte a una velocidad del viento mayor. La evaporación disminuye ligeramente en agua de mala calidad cuando la concentración salina es alta.

Ecuación de Aldo Norero

La ecuación de Aldo Norero (1976) aproxima la relación (ET/Ev) en base a una función del índice de área foliar promedio, la cual describe un comportamiento parecido al que describen los coeficientes de desarrollo de un cultivo. Esta ecuación fue propuesta por Norero en 1976 para predecir la máxima evapotranspiración en todos los cultivos y es de la forma siguiente:

$$ET = \left[0.3 + a\left(\frac{t}{tc}\right)^2 \left(1 - \frac{t}{tc}\right) \right] \cdot EV$$

En donde (ET) es la evapotranspiración estimada en mm por período, (Ev) es la evaporación registrada en el tanque tipo "A" en mm para el mismo período, (t) es el tiempo transcurrido en días (tc) es la duración del ciclo en días desde siembra a madurez fisiológica, (a) es el índice de área foliar promedio propio de cada cultivo y región, y (0.31) es una constante.

El índice de área foliar (IAF) es el área de hojas por superficie unitaria de terreno sombreado por el cultivo. Algunos investigadores miden solamente la hoja. Un Indice de Area Foliar (IAF) óptimo es al cual se alcanza la máxima velocidad de crecimiento y un IAF crítico se alcanza cuando se intercepta el 95% de la luz (Thomas 1980).

Modelo de Ritchie y Burnett

Ritchie y Burnett en 1976 desarrollaron un modelo para sorgo de grano bajo condiciones no limitantes de agua que estimó la evapotranspiración durante todo el ciclo, indican dichos autores que el modelo es aplicable a cualquier cultivo.

$$ET = EV(0.70 \cdot IAF^{0.5} - 0.21)$$

Donde (ET) es la evapotranspiración estimada en mm, (Ev) sigue representando la evaporación del tanque tipo "A" en mm y (IAF) es el índice de área foliar conforme va desarrollando a través del ciclo vegetativo del cultivo.

Ecuación de Horton

Hanson (1975), proporcionaron un modelo para determinar los coeficientes (K) en base al IAF. Este modelo lo obtuvieron trabajando con algodón y sorgo de grano bajo condiciones no limitantes de agua.

$$\mathrm{ET} = 0.55\ \mathrm{IAF}^{0.5}\ \mathrm{Ev}$$

Donde ET es la predicción de la evapotranspiración expresada en función del índice progresivo de área foliar (IAF) y la evaporación del tanque tipo "A" (Ev).

Fórmula de Thornthwaite

Los cálculos de Thornthwaite se basan en determinar la evapotranspiración en función de la latitud (representativa de la extensión de horas-sol por día) y la temperatura media. La relación entre temperatura media mensual y el potencial de evapotranspiración está dada por la relación

$$PET = 16d\left(\frac{10T}{I}\right)^{a}$$

Donde: PET: Es la evapotranspiracion potencial en mm. Cm mes, para ser tomadas en periodos de día, se asume que hay 30 días por mes. Por eso la PET en mm día = PET*10 (mm cm^{-1}), T es la temperatura promedio para un día o un mes en °C, I es el índice anual de calor es calculado de índices mensuales de calor, d es el factor de corrección el cual depende de la latitud y el mes del año, a es estimado como:

Para el mes considerado, *I* es el índice calórico anual obtenido como la suma de índices mensuales:

$$I = \sum_{i}^{12} i, \qquad i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514}$$

y el exponente *a* es una función del índice calórico anual *I*;

$$a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 1792 \times 10^{-5} I + .49239$$

De esta forma se obtiene la evapotranspiración sin corregir. En coordenadas logarítmicas, las curvas representativas de esta ecuación son rectas correspondientes a lugares y climas diferentes. La experiencia muestra que estas rectas concurren en el punto de coordenadas (13.5mm, 26.5° C). Por dicha razón, la evapotranspiración sin corregir para los meses con valores de temperaturas medias superiores a 26.5 ° C.

El valor de evapotranspiración sin ajustar se corrige con un coeficiente de ajuste que tiene en cuenta la duración real del mes y el número máximo de horas de sol según la latitud del lugar,

$$K_m = \left(N/12\right)\left(m/30\right) \qquad N = 2\arccos\left(-tg\phi tg\delta\right)$$

$$\delta = 0.4093 sen\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.405\right)$$

Siendo *m* el número de días del mes, *N* la velocidad del viento expresada en horas (*horas = rad/2p 24*), Ø la latitud, *d* la declinación solar y *J* es el número juliano de días. De

esta manera, la evapotranspiración potencial mensual se calcula multiplicando el coeficiente de corrección mensual hallado por la evapotranspiración sin corregir $ETP_m = K_M Em$

Métodos Micrometeorológicos

Balance de energía y métodos micro climatológicos

La evaporación del agua requiere relativamente grandes cantidades de energía cualquiera en forma de calor sensible o energía radiante. Por lo tanto el proceso de evapotranspiración es gobernado por el cambio de energía en la superficie de vegetación y es limitada por la cantidad de energía disponible. Porque esta limitación es posible predecirla al tiempo o velocidad de evapotranspiración aplicando el principio de conservación de energía. La energía que llega a la superficie es casi igual a la energía que sale de la superficie para el mismo tiempo o período. FAO (1998)

Todo el flujo de energía podría ser considerada cuando se deriva de la ecuación del balance energía. La ecuación para una superficie evaporativa puede ser escrita eliminando los terminos misceláneos como

$$Rn - G - \lambda ET - H = 0$$

Donde Rn es la radiación neta, H calor sensible, G flujo de calor del suelo y λ ET el flujo de calor latente. Los términos pueden ser positivos o negativos. Positivo Rn suministra energía a la superficie G y λ ET y H toman la energía de la superficie. FAO (1998).

En la ecuación únicamente flujo vertical son considerados y el tiempo neto a la cual la energía empieza a transferir horizontalmente, por advección es ignorado. Por eso la ecuación debe ser aplicada a las superficies extensas de vegetación homogénea únicamente. La ecuación es restringida a cuatro componentes; Rn, λ ET, H y G Otros términos de

energía, son el calor acumulado o cedido en la planta, o energía utilizada en actividades metabólicas, no son consideradas. Estos términos cuentan para incrementar únicamente una pequeña fracción de la radiación neta diaria y pueden ser considerados ilegibles menores al 1% cuando son comparados con otros cuatro componentes.

El flujo de calor latente (λ ET) representa la fracción de evapotranspiración que puede ser derivada de la ecuación del balance de energía si todos los demás componentes son conocidos. Radiación neta (Rn) y flujo de calor en el suelo (G) puede ser medido o estimado por parámetros climáticos medidas de calor sensible (H) son sin embargo complejos y no se pueden obtener tan fácilmente H requiere de un adecuado gradiente de temperatura por arriba de la superficie.

Los principales métodos micrometeorológicos son: El de la relación Bowen, el aerodinámico y el de la correlación eddy. Todos los métodos consisten en medir los componentes de la ecuación del balance de energía para una superficie vegetal sin considerar los términos menores, la cual se puede escribir de la siguiente forma:

$$Rn - G = H + LE$$

Donde Rn es la radiación neta, G es el flujo en la superficie del suelo, H es el flujo del calor sensible y LE es el flujo de calor latente, todos en Wm2.

Método de la relación Bowen

Este método ha sido empleado por muchos investigadores (Tanner, 1981; Verma and Rosenberg, 1975) para medir el flujo de calor y vapor de agua en diferentes cultivos. Partiendo de la ecuación del balance de energía, y definiendo B como la relación entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente (B=H/LE), podemos obtener:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + B}$$

Obteniendo LE y B, el flujo de calor sensible (H) se obtiene con:

$$H = B*LE$$

El valor de la relación Bowen se obtiene a partir de las relaciones de gradiente flujo, los flujos de calor sensible, calor latente, bióxido de carbono y momento se pueden expresar como:

$$H = \rho C_p Kh \frac{\partial \overline{T}}{\partial Z}$$

$$LE = \lambda \rho Kw \frac{\partial \overline{q}}{\partial Z}$$

$$F_{co_2} = \rho Km \frac{\partial \overline{U}}{\partial Z}$$

$$\tau = \rho Km \frac{\partial \overline{U}}{\partial Z}$$

Donde Kh, Kw, Kco2, Km son coeficientes de difusividad (eddy diffusivities) para calor sensible, calor latente, flujo de CO2 flujo de momento, dt/dz, dq/dz, dc2/dz y au/az son los gradientes verticales por medio de la temperatura del aire, humedad específica, concentración de bióxido de carbono y velocidad horizontal del viento, p y Cp son la densidad y capacidad calorífica del aire respectivamente y i es el calor de vaporización del agua.

Asumiendo que los gradientes verticales promedio de temperatura y humedad específica se pueden aproximar con las diferencias verticales promedio, de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial Z} \approx \frac{\Delta \overline{T}}{\Delta Z};.....y,.....\frac{\partial \overline{q}}{\partial Z} \approx \frac{\Delta \overline{q}}{\Delta Z}$$

Con la consideración anterior, la relación Bowen se puede describir de la siguiente forma:

$$B = \frac{H}{LE} = \frac{\rho CpKh \frac{\Delta \overline{T}}{\Delta Z}}{\lambda \rho Kw \frac{\Delta \overline{q}}{\Delta Z}}$$

Asumiendo que Kh = Kw (teoría de la similaridad) y definiendo por γ = Cp/λ tendremos:

$$B = \gamma \frac{\Delta \overline{T}}{\Delta q}$$

Las mediciones requeridas por este método son: Radiación neta sobre el dosel del cultivo, flujo de calor en la superficie del suelo, temperatura del aire y humedad específica a dos elevaciones sobre el dosel del cultivo. La humedad y temperatura relativa se realizan generalmente a una separación vertical de 1 m. Las principales ventajas de este método son: Es muy robusto a las condiciones atmosféricas adversas, no requiere asistencia continua y puede operar por períodos prolongados de tiempo. Algunas desventajas de este método son: Muy sensible a los errores en las mediciones de radiación neta y flujo de calor en el suelo, en ecosistemas muy secos donde los gradientes verticales de la humedad específica son muy pequeños, las mediciones son muy difíciles de realizar, cuando el resultado de la relación Bowen tiende a un valor de uno, el método es inestable.

Método aerodinámico

En este método el coeficiente de difusividad turbulenta se deriva a partir de la ecuación de flujo de momento y la relación del perfil del viento sobre el dosel:

$$\frac{\partial \overline{U}}{\partial Z} = \frac{u_*}{Kz} \phi_m \qquad 11$$

Donde u es la velocidad de fricción = (t/p)1/2, K es la constante de Karman (=0.40) y ϕm es la función adimensional del esfuerzo cortante del viento (función de estabilidad diabática). Sustituyendo la ecuación 7 en la ecuación 11 tenemos:

$$Km = k^2 z^2 \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} \phi_m^{-2} \qquad 12$$

Sustituyendo la ecuación 12 en las ecuaciones 4, 5 y 6, podemos obtener las ecuaciones para el flujo de calor sensible, calor latente y bióxido de carbono.

$$H = \rho C p k^2 z^2 \left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial z}\right)\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial z}\right)\left(\phi_m^{-2}\right)\left(\frac{Kh}{Km}\right)$$

$$LE = \lambda \rho k^2 z \left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial z}\right)\left(\frac{\partial \overline{q}}{\partial z}\right)\left(\phi_m^{-2}\right)\left(\frac{Kw}{Km}\right)$$

$$Fco_2 = k^2 z^2 \left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial z}\right)\left(\frac{\partial \overline{\rho co_2}}{\partial z}\right)\left(\phi_m^{-2}\right)\left(\frac{Kco_2}{Km}\right)$$

Para superficies aerodinámicas rugosas se debe utilizar z – d en lugar de z en las ecuaciones 13-15, donde d es el desplazamiento del plano cero. ϕm y las relaciones Kh/Km, Kw/Km, Kco2/Km son función de la estabilidad térmica de la atmósfera, en la cual se puede expresar en función del número de Richardson, Ri:

$$Ri = \frac{g\left(\frac{\partial \overline{Tv}}{\partial z}\right)}{Tv\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2}$$

Donde g es la aceleración de gravedad y Tv es la temperatura virtual potencial. Se han desarrollado varias relaciones empíricas para estimar el valor de ϕ y las relaciones de Kh/Km, Kw/Km y Kco2/Km en función de las diferentes condiciones de estabilidad

atmosférica. Las relaciones propuestas por Dyer y Hicks (1970) y Webb (1970) se presentan a continuación:

$\phi_m = (1-16Ri)^{-0.25}$ para condiciones de atmósfera inestable (Ri<0)

$= (1-5.2Ri)^{-1}$ para condiciones de atmósfera estable (Ri>0)

$$\frac{Kh}{Km} = \frac{Kw}{Km} = \frac{Kco_2}{Km} = (1-16Ri)^{0.25} \text{ Para condiciones inestables} \qquad 17$$

$= 1$ para condiciones estables.

Con las mediciones de los gradientes verticales de la velocidad promedio del viento, temperatura del aire, humedad específica y concentración de CO2 y utilizando las ecuaciones 13, 14 y 15 se pueden obtener los flujos de calor sensible, calor latente y bióxido de carbono.

Método de la correlación Eddy

A diferencia del método aerodinámico y el de la relación Bowen, la correlación Eddy es un método directo para medir los flujos superficiales sin necesidad de asumir coeficientes de difusividad ni relaciones de similitud, ni condiciones de cobertura de la superficie (Kimball et al, 1983). En este método, el flujo vertical de una entidad transportada en un determinado punto, se obtiene correlacionando las fluctuaciones de la concentración de esa entidad, con las fluctuaciones en la velocidad vertical del viento.

Por ejemplo los flujos de calor sensible (H), calor latente (LE) y Bióxido de carbono (CO2) sobre una superficie horizontal homogénea están dados por:

$$H = \rho Cp\overline{w'T'} \qquad 18$$

$$LE = \lambda\rho\overline{w'T'} \qquad 19$$

$$Fco_2 = \overline{w'\rho co_2'} \qquad 20$$

ESTADO DEL ARTE O ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO

El papel de conocimiento que se ha tenido en los pasados 50 años o más y discutir el impacto que tiene la programación de los riegos puede tener en el uso del agua también enfatizar en algunas áreas para considerar futuras investigaciones y transferencia de tecnología en la información de programación y de los riegos.

Aunque mucha información en la programación de la irrigación ha sido publicada en los pasados 25 años pocas nuevas teorías fundamentales aumentan nuestro entendimiento del uso y manejo del agua han sido presentadas. De hecho la velocidad de tipos de información y la calidad que ahora es disponible permite haber una gran confusión para el entendimiento a menos que un avanzado maestro con experiencia capaz de discernir la importancia y ver las diferencias en los datos.

Pero en 1966, especialmente los trabajos que se realizaron en los altiplanos de Texas. La conservación del agua y el mantenimiento de la irrigación nunca más se estudiará en común datos climáticos y evapotranspiración de referencia, estaciones climatológicas como CIMIS en California y muchas otras incluyendo algunas nuevas como la de Oklahoma nos dan directa información la cual puede ser usada por salidas multimedia (dibujos, audiovisual) las cuales pueden tener acceso los productores. Desafortunadamente entender y asimilar esta información y formular una implementación de estrategias para el actual uso de datos nos traerá mayores retos a los científicos a los ingenieros y a los especialistas.

Se puede instalar una estación automática climatológica que colecte datos y sean computarizados en un relativo corto tiempo (dependiendo principalmente en la entrada del equipo). Hace 25 años esto era el mayor problema calcular lo que llamamos (evapotranspiración de referencia) hoy en día estaciones climatológicas adquieren alta calidad y datos representativos para calcular la ET y verifican métodos y algoritmos que sean mejorado sustancialmente. Los instrumentos climáticos se deben de mantener

apropiadamente porque datos erróneos son difíciles de detectar así como datos buenos y técnicas. La medición de datos bajos o altos debido a la calibración de los instrumentos que son más difíciles de detectar.

Mayores avances han ocurrido en la medición, calculo y estimación de la ET utilizando varios métodos. La medición de la ET no debe ser confundido con la estimación de la ET sin embargo. Únicamente los lisimetros y el método de la correlación eddy son los únicos que miden la ET mientras que otros métodos estiman la ET como un término residual. Sin embargo el papel principal no es enfocar en esto. Avances en el uso de sistemas de correlación eddy, balance de radio energía bowen, tanque evaporimetro son utilizados actualmente para medir la transpiración de las plantas, el sistema de la reflectometría de tiempo dominante (TDR) junto con el dispersor de neutrones determina el balance de agua en el suelo todos excepto el aspersor de neutrones son baratos y disponibles para los productores, el dispersor de neutrones es mas confiables que en el pasado cuarto de siglo. Estos avances tienen un mayor impacto en la calidad y disponibilidad y costo para recolectar datos para los modelos de programación de riegos.

AREAS DE OPORTUNIDAD

Programación automática del riego control de la irrigación/ automatización. El control puede necesitar el uso de varios módulos de control para el apropiado manejo del sistema de riego. Estos controles pueden medir la presión o flujo o otros parámetros solamente seleccionando el control, bombas, filtro, inyectores de químicos, etc.

El manejo de la automatización puede reducir picos de cargas eléctricas (Stetson et al., 1975) en adición a tomar decisiones de riego. Desde que en muchas áreas los costos de la electricidad son los costos principales para la irrigación, ellos representan un impacto a los costos de irrigación directamente.

La utilización de estas técnicas en satélites para pronosticar el estado de las condiciones climatológicas que prevalecerán en una región determinada

CONCLUSIONES

El uso de radiación acumulada como indicador de la oportunidad y la cantidad de riego bajo condiciones de invernadero es muy preciso. Sin embargo se debe considerar otros métodos alternativos bajo condiciones de baja o nula radiación con control climático de temperatura que pueden propiciar la transpiración del cultivo durante horas de baja insolación.

REFERENCIAS

Ahmadi, A. Al-Shooshan y E.S., El-Sayed Ismail. 1996. Alfalfa Microclimate and evapotranspiration Under Arid Climate Conditions. En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, proc. Of the International conference, 1996. San Antonio, Texas, USA. (p 48-53).

Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A. and Pereira, L.S., 1994. An update for the calculation of the reference evapotranspiration. ICID Bulletin 43(2):1-34.

Baldocchi, D.D., B.B. Hicks y T.P. Meyers. 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases With Micrometeorological Methods. Ecology, 69 (5). 1331-1340.

Bastiaanssen. W., Palitha Bandara y Lucas janssen. 1998. Land Surface Evapotranspiration for Water Balance in the Kirundi Oya Watershed. A Remote Sensing Approach. Artículo presentado en: National Water Conference on Status and Future Directions of Water Research in sri Lanka, Colombo, November 4-6, 1998. (p1-9).

Bidlake R. William. 2000. Evapotranspiration from a Bulsrush-dominated wetland in the Klamath Basin, Oregon. J. of the American Water Resources Association 36(6): 1309-1320.

Blaney, H.F. and W.D. Criddle, 1966. Determine consumptive use for water development. p. 1-34. ASCE Irrig. And Drain. Spec. Conf. Proc., Las Vegas, Nev., Nov. 2-4. ASCE. New York, N.Y.

Blaney, H.F. 1968. Evapotranspiration. Rev. Geophys. And Space Phys. 13(3): 442-445.

Brake, T.W., S.B. Verma, y N. J. Rosenberg. 1978. Local and Regional Components of Sensible Heat Advection. J. Appl. Meteorol. 17:955-963.

Brisson, N., B. Itier, J.C.L. 'Hotel y J.Y. Lorendeau. 1998. Parameterization of the Shuttleworth – Wallace Model to Estimate Daily Maximum Transpiration for Use in Crop Models. Ecological Modeling 107:159-169.

De Bruin, H.A.R. y J.N. Stricker. 2000. Evaporation of Grass under non Restricted Soil Moisture Conditions. Journal of Hydrological Sciences 45:391-406.

Doorenbos, J. and Pruitt, W.O., 1977. Guidelines for prediction crop water requirements. Irrigation and Drainaje Paper 24 (revised), FAO. Rome.

Elizondo René Martínez y Contreras Mauricio Aguilera. 1996. Relación agua-suelo-planta-atmósfera. Universidad Autónoma de Chapingo. México. P (29, 165-250).

Evett, T.A. S.R. Evett. A.D. Schneider, R.W. Todd y J. A. Tolk. 1998. Evapotranspiration of irrigated Fescue Grass in Semi-Arid Environment ASAE. Meeting Presentation, Paper No. 982117.

Fair M.G. J.C. Geyer and D.A. Okun, 1979. Abastecimiento del agua y Remoción de Aguas Residuales No. 1. Ingeniería Sanitaria y de Aguas Residuales.

FAO, 1977. Crop water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24, Roma.

Fernandez, M.D., F. Orgaz, E. Feres, J.C. López, A. Céspedes, J. Pérez, S. Bonochela y M. Gallardo 2001. Programación de riego de cultivos hortícolas bajo invernadero en el Sureste español. Estación Experimental "Los Palmerillas". Ed. Cajamar de Almería y Malaga: Almería, España.

Hanson C.L. 1975. Model for predicting evapotranspiration from native rangelands in Northern Great Plañís, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 471-481.

Howell, T.A. 1996. Irrigation Sheduling Research and its impact on water Use. En: Evapotrasnpiration and irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference. 1996, San Antonio, USA (p21-33).

Itier, B. e Y. Brunet, 1996. Recent Developments and Present Trends in Evaporation Research. A Partial Survey. En: Evapotranspiration and irrigation Scheduling, Proc. Of the international Conference, 1996, San Antonio Texas, USA. (p1-20).

Jensen, M.E., Robb, D.C.N. y Fransoy, C.E., 1969 Scheduling irrigation Using climate crop soil data.

Jensen, M.E., J. L. Wright, and B.J. pratt. 1971. Estimating soil moisture depletion from climate, crop, and soils data. Trans. ASAE 14(5):954-959.

Jones, H.G. 1990. Physiological Aspects of the Control of Water Status in Horticultural Crops. Hort. Science 25(1): 19-26.

Jones, H.G. 1992. Plants and Microclimate (a quantitative Aproach to Environmental Physiology). Second Edition. Cambridge University Press. United Kingdom.

Juny, W.A., y C.B. Tanner. 1975. Advective Modification of the Priestly and Taylor Evapotranspiration Formula Agron. J. 67:840-842.

Kimball, B.A. and S.B. Idso. 1983. Increasing atmospheric Co_2 : Effects on crop yield, water use, and climate. Agric. Water Management 7:55-72.

KinKaid D.C. and D.F. Heerman 1974. Scheduling irrigation using a Programable Calculator.

Leite Maysa Lima, Gilberto C. Sediyama, Dirceu Teixeira Coelho y Helio Alves Vieira. 1990. Determinacáo da Evapotranspiracáo de Equilibrio numa superficie cultivada com Feijoo (Phaseolus vulgaris L.) em duas densidades de plantio. Revista Ceres 37 (210): 99-110.

Lhomme, P.J. 1997. An examination of the Priestley – Taylor equation using a convective boundary layer model. Water Resources Reseach 97WR01897 Vol. 33, No. 11, p. 2571.

Linsley R.K. and J.B. Franzini 1979: Water Resourses Engineering Third Edition. Mc. Groaw-Hill Series in Water Resourses Engineeering pag.29-33.

López, A.C. 1973. Uso de la Programación Fortran en el Cálculo de los Requerimientos de Riego con fines de formulación y Diseño en Proyectos. Criterios y Procedimientos CIDAT. 1975.

McDonald, D. 1980. Irrigation Enters the Space Age. Irrigation Age. May-June. 1980. Pág. 6-8.

Michael, A. M. 1983. Irrigation (Theory and Practice). Vikas Publishing House (Pvt) Ltd. New Delhi, India.

Norero A. 1976. Evaporación y Transpiración. Aspectos Agro físicos. CIDIAT, Mérida Venezuela.

Ortiz, S.C. 1984. Elementos de Agrometeorología cuatitativa con aplicaciones en la República Mexicana. UACH, chapingo, México.

Pal Arya, S. 1988. Introduction to Micrometeorology. Academic Press Inc. U.S.A. p. 307.

Pair H. Claude, 1975. Sprinkler Irrigation, Fourth Edition, The Irrigation Association 13975 Coneccticut Avenue Silver Spring. Maryland 20906 Pag. 100-121.

Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proc. Roy. Soc. London, A193:120-145.

Penman, H.L. 1963. Evaporation and the environment. Pp. 205-234. In The state and movement of water in living organisms, XIXth Symposium. Soc. For Exp. Biol., Swansea Cambridge University Press.

Priestley, C.H.B.y R.J. Taylor. 1972. On the Assessment of Surface Heart Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. Monthly Weather Review 100:81-92.

Rana, G., N. Katerji, M. Mastrorilli, M.El moujabber y N. Brisson. 1997. Validation of a Model of Actual Evapotranspiration for Water Stressed soybeans. Agricultural and forest Meteorology 86:215-224.

Raupach, M.R. 1991. Vegetation-Atmosphere Interaction in Homogeneous and Heterogeneous. Terrain: Some Implications of Mixed – Layer Dynamics. Vegetation 91:105-120.

Ritchie, A. 1976. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, Use Soil and Water Conservation Research, División Clackland, Conservation Research Center Temple, Texas. 76-501.

Rodriguez Zavaleta.C 1978 Efecto de la Tensión de la Humedad del Suelo sobre 3 etapas fonológicas del Cultivo de Trigo. Tesis de Maestría, UACH, Chapingo, México.

Ross, R. 1978. Computers aid San Joaquin Irrigations. Irrigation Age. Octubre pag. 31-33.

Rosenberg,1969; N.J., B.L., S.B. Verma 1975. Microclimate: The Biological Environment, 2nd Edition. John Wisley & Sons. U.S.A. p (209-187).

Rosenberg, N.J. 1969. Adjective contribution of Energy Utilized in Evapotranspiration by Alfalfa in the East Central Great Plains. Agric. Met. 6:179-184.

Shouse, P., W.A. Jury y L. H. Stolzy. 1980. Use of Deterministic and Empirical Models to Predict Potential Evapotranspiration in an Advective Environment. Agron. J. 72:994-998.

Stull, R.B. 1991. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers. U.S.A. p. 666.

Tanner, C.B. 1981. Transpiration efficiency of potato. Agron. J. 73:59-64.

Thom, A.S., 1975. comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. Quart. J.R. Met. Soc. 101:93-105.

Tomas, H. 1980. Terminology and Definitions in Studies of Grassland Plants Grass and Forage Science. Volume 35, 13, 23, 18.

Verma, S.B., D.D. Baldocchi, D.E. Anderson, D.R. Matt R.J. Clement. 1986. Eddy Fluxes of CO2. Water Vapor and Sensible Heat over a Deciduos Forest. Boundary-Layer Meteorol. 36, 71-91.

Webb L. 1979. Utah Meeting Defines Water, Questions Needing Answers, Irrigation Age. July-August. Pag. 44-46.

Williams, R. J. y D.G. Stout. 1981. Evapotranspiration and Leaf Water Status of Alfalfa Growing Under Advective Conditions. Canadian J. Plant Sci. 61:601-607.

Wilson B. Kell y Dennos D. Baldocchi. 2000. Seasonal and Interanual Variability of Energy Fluyes over a Broadleaved Temperatura. Deciduous Forest in North Amercia. And Forest Metereology 100(2000):1-188.

Yiyane, Y. y Zermeño González, A. 2003. Aplicación del enfoque de evapotranspiración a equilibrio en la agricultura de riego de las zonas áridas. Agrociencia, en Prensa.

Zermeño González, A.L.E. Hipps. 1997. Downwind. Evolution of Surface Fluyes over a Vegetated Surface during Local Advection of Heat and Saturation Déficit. Journal of Hidrology 192: 189-210.