

Estimación de evaporación y radiación solar en el valle del Yaqui, Sonora, usando datos de satélite

Christopher J. Watts
Julio César Rodríguez

Instituto del Medio Ambiente y el Desarrollo Sustentable del Estado de Sonora

Jaime Garatuza Payán

Instituto Tecnológico de Sonora

Henk de Bruin

Universidad Agrícola de Wageningen, Países Bajos

John Stewart

Universidad de Southampton, Inglaterra

Para calcular la evaporación potencial en el valle del Yaqui, usando la fórmula de Makkink, se utilizaron datos de dos estaciones meteorológicas automáticas. La mencionada fórmula se basa en la radiación solar incidente observada y en ciertos valores climatológicos de temperatura del aire. Se evaluó la utilidad de esta fórmula, comparándola con las de Penman-Monteith, Penman y Priestley-Taylor, así como con mediciones de radiación neta. Se desarrolló una metodología para estimar la radiación solar incidente usando la banda visible del satélite GOES. Se hizo una comparación con mediciones de dos piranómetros instalados en el valle del Yaqui, obteniéndose buenos resultados, principalmente en meses con poca nubosidad. Se utilizaron imágenes de agosto de 1993 para producir un mapa de la distribución espacial de la evaporación potencial.

Palabras clave: Evaporación potencial, radiación solar, Makkink, satélites geoestacionarios, GOES.

Introducción

La planicie costera de Sonora es una zona eminentemente agrícola que tiene un clima árido o semiárido y donde el agua es un recurso crítico para el desarrollo económico. La construcción de grandes presas en ríos que traen agua de regiones más lluviosas de la sierra ha permitido que la agricultura de riego sea uno de los sectores más importantes en el estado durante los últimos 40 años. Sin embargo, hoy en día se requiere de una agricultura cada vez más productiva para afrontar la creciente competencia internacional, por lo que el uso óptimo del agua es crucial para el futuro desarrollo de esta región. Una red de estaciones agroclimato-

lógicas puede proporcionar la información necesaria para optimizar el uso de este recurso, pero como la existente en la zona es poco densa, la posibilidad de derivar variables hidrológicas mediante datos de satélite es muy atractiva.

Se realizó un proyecto en la zona de riego del valle del Yaqui, una de las más importantes del país, con la finalidad de evaluar la factibilidad de utilizar datos de satélite en la determinación de la evapotranspiración de los cultivos. En muchas situaciones, la radiación solar es el factor principal en la determinación de evaporación. En estudios previos se ha mostrado que pueden utilizarse datos de satélites geoestacionarios para estimar la radiación solar (Gautier *et al.*, 1990; Pinker y

Laszlo, 1992). Este trabajo compara diferentes fórmulas para la estimación de la evaporación potencial o de referencia, a fin de mostrar que ésta, en las condiciones del valle del Yaqui, puede ser calculada con datos de radiación solar y temperatura, sin incluir otros parámetros como la humedad y la velocidad del viento. Además, se presenta una metodología que utiliza los datos del satélite GOES para el cálculo de la radiación solar incidente.

Área experimental

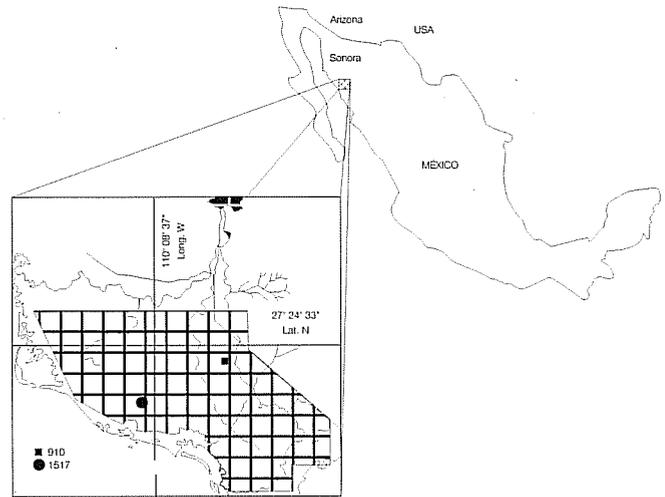
Las mediciones de superficie para ser comparadas con los cálculos en los que se usaron datos de satélite se hicieron en el valle del Yaqui, que incluye una extensa superficie de agricultura de riego. Éste se ubica en la planicie costera del sur de Sonora, cerca de Ciudad Obregón (27° 28' N, 109° 59' W). La zona de riego se extiende sobre una área de 40 x 70 km y está organizada en subáreas de 2 x 2 km. La climatología del valle se muestra en el cuadro 1. La precipitación media es de 270 mm, de la cual el 70% ocurre de julio a septiembre y casi nada de marzo a junio. La temperatura media diaria varía de los 16°C en enero a los 30°C en julio y agosto. Los cultivos principales son trigo, maíz, algodón y sorgo, con cada vez mayores áreas de hortalizas y frutales.

En 1992 se instalaron dos estaciones meteorológicas automáticas (*Campbell Scientific International*): una en la subárea 910 y otra en la 1517 (ilustración 1). Los parámetros meteorológicos monitoreados en estos sitios son: temperatura y humedad del aire (Vaisala HMP35), velocidad y dirección del viento (RM Young 03001), precipitación (Texas TE525MM), temperatura del suelo (REBS 105T), flujo de calor en el suelo (REBS

1. Climatología del valle del Yaqui, basada en 25 años de datos de la estación sinóptica CIANO, Bloque 910

Mes	Temperatura (°C)	Precipitación (mm)
Enero	16.1	18
Febrero	16.8	8
Marzo	18.2	3
Abril	21.8	2
Mayo	24.5	1
Junio	28.8	2
Julio	30.4	64
Agosto	30.3	68
Septiembre	29.8	48
Octubre	26.0	21
Noviembre	20.8	12
Diciembre	16.9	19

1. Localización de estaciones meteorológicas 910 y 1517 en el valle del Yaqui



HFT3), radiación neta (REBS Q6) y radiación solar global (Eppley PSP1). En la estación 910 se mide también la radiación solar difusa usando una banda de sombra (Eppley).

Se recibieron datos horarios del satélite geoestacionario GOES 7, ubicado, durante el período de estudio, a 112° W sobre el ecuador. Debido al movimiento del satélite, fue necesario establecer un procedimiento cuidadoso de navegación de las imágenes para asegurar una correspondencia geográfica precisa (Watts *et al.*, 1995).

Cálculo de la evaporación

Teoría

La evaporación en una capa vegetal de cobertura completa y uniforme puede expresarse usando la fórmula de Penman-Monteith (Monteith, 1965):

$$\lambda E_{PM} = \frac{\left[s(R_n - G) + \rho c_p \frac{D}{r_a} \right]}{\left[s + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (1)$$

donde E_{PM} es la evaporación ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), λ es el calor latente de vaporización del agua (J kg^{-1}), R_n es la radiación neta (W m^{-2}), G es el flujo de calor en el suelo (W m^{-2}), $D = (e_s(T_a) - e)$ es el déficit de presión de vapor, T_a es la temperatura del aire (K), e es a presión de vapor del aire (Pa), $(e_s(T_a))$ es la presión de vapor saturado a la temperatura del aire (Pa), s es el gradiente de

la presión de vapor saturado (Pa K⁻¹), γ es la constante psicrométrica (Pa K⁻¹), ρ es la densidad del aire (kg m⁻³), c_p es el calor específico del aire a presión constante (J kg⁻¹ K⁻¹), r_a es la resistencia aerodinámica (s m⁻¹) y r_s es la resistencia de la superficie (s m⁻¹), la cual depende de diferentes variables ambientales y de la vegetación. Debido a la dificultad para calcular este último parámetro, es común utilizar una metodología pragmática llamada "factor de cultivo" (Doorenbos y Pruitt, 1977). En este método, el consumo de agua en un cultivo E_c se expresa como:

$$E_c = f_c E_o \quad (2)$$

donde f_c es el factor de cultivo (depende del cultivo y su etapa de desarrollo) y E_o es la evaporación potencial o referencia. E_o puede calcularse de diversas maneras (De Bruin, 1987) y una de las fórmulas se obtiene al hacer $r_s = 0$ en la Ecuación 1, resultando en:

$$\lambda E_p = \frac{\left[s(R_n - G) + \rho c_p \frac{D}{r_a} \right]}{(s + \gamma)} \quad (3)$$

donde E_p es la evaporación potencial de Penman. Esta es la ecuación derivada por Penman (1948) y es probablemente la más usada para la determinación de E_o . Este método requiere conocer la temperatura y humedad del aire, velocidad del viento, radiación neta y flujo del calor por el suelo. Sin embargo, se pueden obtener fórmulas más sencillas cuya calidad ha sido comprobada en muy diversas condiciones ambientales. En muchas circunstancias, el término energético $s(R_n - G)$ es mucho más importante que el aerodinámico $\rho c_p D/r_a$ y se puede escribir (Priestley y Taylor, 1972):

$$\lambda E_{pi} + \alpha \frac{s(R_n - G)}{(s + \gamma)} \quad (4)$$

donde E_{pi} es la evaporación potencial de Priestley-Taylor y

$$\alpha = 1 + \frac{\rho c_p D}{[r_a s (R_n - G)]} \quad (5)$$

Generalmente, en terrenos humedales, el valor de α es constante y aproximadamente igual a 1.3, indicando que el término aerodinámico es el 30% del término energético en estos casos; sin embargo, se han encontrado valores más altos de α en condiciones áridas (Shuttleworth, 1993).

Por otra parte, la radiación neta puede expresarse como

$$R_n = (1 - \alpha)R_s - \epsilon(\sigma T_s^4 - R_{\text{cielo}}) \quad (6)$$

donde R_s es la radiación solar (entrante de onda corta), R_{cielo} es la radiación que proviene de la atmósfera (entrante de onda larga) y α , ϵ y T_s son el albedo, la emisividad y la temperatura de la superficie, respectivamente. Durante el día, cuando ocurre casi toda la evaporación, el primer término en la ecuación 6 es mucho mayor que el segundo y, normalmente, hay una correlación estrecha entre R_n y R_s . Además, en períodos de un día (o más largos), el valor de G es poco significativo debido a que el calor que entra en el suelo durante el día sale de él durante la noche, haciendo a este término prácticamente cero. Por esto, Makkink (1957) y De Bruin (1987) han sugerido una simplificación más:

$$\lambda E_m = \frac{CsR_s}{(s + \gamma)} \quad (7)$$

donde E_m es la evaporación potencial de Makkink y C es una constante numérica que representa la relación R_n/R_s , donde R_n es la radiación neta *medida sobre pasto verde*. De Bruin (1987) encontró un valor de 0.5 para la relación R_n/R_s en Holanda, valor de $C = 0.5 \times 1.3 = 0.65$. Por otra parte, la expresión $s/(s+\gamma)$ varía sólo 1 o 2% por cada grado centígrado de cambio en la temperatura del aire, de modo que el uso de valores climatológicos de temperaturas sería suficiente. Es decir, la ecuación de Makkink permite calcular la E_o *diaria* a partir de la radiación solar entrante *diaria* y de temperatura del aire.

Resultados y discusión

El cuadro 2 muestra la relación R_n/R_s por trimestre en el valle del Yaqui basada en datos en la estación 910. Los datos muestran una fluctuación estacional con valores desde 0.5 en invierno hasta 0.64 en verano. El valor promedio es de 0.56 lo que da un valor de $C = 0.73$, el cual fue utilizado en este estudio para calcular E_m .

2. Promedios trimestrales de la relación R_n/R_s basados en 4 años de datos en la estación 910 del valle del Yaqui

Periodo	Promedio (R_n/R_s)
Enero/Marzo	0.50
Abril-Junio	0.58
Julio/Septiembre	0.64
Octubre/Diciembre	0.52
Promedio anual	0.56

El cálculo de E_p y E_{PM} requiere de la resistencia aerodinámica puede obtenerse con la ecuación (Monteith y Unsworth, 1990):

$$r_a = \frac{\left[\log\left(\frac{z}{z_0}\right) \right]^2}{k^2 u_z} \quad (8)$$

donde k es la constante de von Karman (0.41), u_z (m s^{-1}) es la velocidad del viento a una elevación z (m) y z_0 es la longitud de rugosidad (m). Una regla empírica común es tomar z_0 como el 10% de la altura de la vegetación (Monteith y Unsworth, 1990). Sin embargo, en la fórmula de E_p de este estudio se utiliza $z_0 = 0.00137$ m, correspondiendo al valor original usado por Penman, a fin de compensar la suposición de que no haya restricción biológica a la evaporación (Thom y Oliver, 1977). Para la estimación de E_{PM} se utiliza un valor de z_0 más realista ($= 0.02$ m) y $r_s = 60 \text{ s m}^{-1}$, que corresponden a vegetación con acceso abundante de agua de suelo (Monteith y Unsworth, 1990). Los resultados de estimación de evaporación potencial (o de referencia) con diferentes fórmulas, usando información de la estación 910, se muestran en el cuadro 3. [NB: Los resultados de la estación 1517 son similares, pero problemas con los instrumentos dejan huecos en el registro.]

El cuadro 3 muestra una comparación del cálculo de E_0 con diferentes fórmulas. Estos cálculos fueron obtenidos usando datos de la estación 910 durante 35 meses, de mayo de 1992 a marzo de 1995. Se observa que los valores medios mensuales de λE_p y λE_{PM} son consistentemente mayores a la radiación neta observada (un 13% y 25%, en promedio, respectivamente), mientras que los valores respectivos para λE_M y λE_{PT} son de -6% y 1%, respectivamente. Existen dos explicaciones para este resultado, que satisfacen el balance de energía:

1. Advección de mesoescala que trae energía suficiente para sostener una tasa de evaporación mayor que la radiación neta (R_n).
2. E_p y E_{PM} sobrestiman la evaporación actual.

La primera explicación (efecto "oasis") no parece probable para grandes extensiones de cultivos irrigados en las condiciones del valle del Yaqui, donde no se espera advección importante a gran escala. En cambio, la segunda explicación coincide con los resultados obtenidos por De Bruin y Lablans (1998), quienes encontraron que la medición del déficit de presión de vapor D , en condiciones relativamente secas, sobrestima la evaporación potencial comparada al valor obtenido con D medido en condiciones de abundancia de

3. Promedios mensuales de radiación neta (R_n) y las tasas de evapotranspiración potencial derivadas con los modelos de Penman (λE_p), Penman-Monteith (λE_{PM}), Makkink (λE_M) y Priestley-Taylor (λE_{PT}) usando datos de la estación 910

Mes/año	R_n W m ⁻²	λE_p W m ⁻²	λE_{PM} W m ⁻²	λE_M W m ⁻²	λE_{PT} W m ⁻²
Mayo, 1992	162	205	237	154	172
Junio	188	223	254	174	197
Julio	164	193	206	156	171
Agosto	152	161	170	133	159
Septiembre	150	159	174	139	151
Octubre	116	140	166	112	120
Noviembre	90	117	139	88	81
Diciembre	46	69	81	54	60
Enero, 1993	63	66	69	53	60
Febrero	79	74	74	74	76
Marzo	134	125	127	127	126
Abril	152	171	192	149	150
Mayo	149	183	210	159	167
Junio	172	210	242	175	176
Julio	170	207	224	161	173
Agosto	153	175	192	157	157
Septiembre	127	141	155	144	144
Octubre	100	121	145	104	105
Noviembre	66	73	81	72	67
Diciembre	53	62	74	61	52
Enero, 1994	63	72	86	73	61
Febrero	83	84	93	84	80
Marzo	128	127	134	113	122
Abril	154	174	197	140	155
Mayo	173	209	242	154	173
Junio	193	227	253	163	195
Julio	184	199	213	161	189
Agosto	170	163	163	142	172
Septiembre	145	148	157	125	148
Octubre	95	130	158	110	101
Noviembre	67	91	108	79	70
Diciembre	58	61	63	56	55
Enero, 1995	75	79	83	74	72
Febrero	91	80	83	83	86
Marzo	138	131	135	121	135
Promedio	123	139	154	117	125

humedad en el suelo. En otras palabras, D medido en condiciones secas es mayor que D medido en condiciones húmedas, pero éstas corresponden a casos donde la evaporación real es igual a la potencial. De esta manera, el término aerodinámico en E_p y E_{PM} se sobrestima en condiciones secas, por lo que la evaporación potencial es sobrestimada cuando se usan datos que no corresponden a condiciones *potenciales*.

4. Tasa de evapotranspiración medida con un instrumento Hydra Mark II comparada con la radiación (R_n), en dos cultivos de extensión considerable (trigo, 110 y algodón, 140 ha). (Tomado de Garatuza, et al., 1998)

Cultivo	R_n (W m ²)	λE observada (W m ²)
Algodón, 1995		
Abril	151	96
Mayo	173	144
Junio	192	191
Julio	195	174
Ciclo completo	175	148
Trigo, 1996		
Enero	70	50
Febrero	108	112
Marzo	148	136
Abril	171	94
Ciclo completo	126	100

Ahora bien, E_M y E_{PT} no son afectados, ya que el término aerodinámico no aparece en ellas. De Bruin (1987) mostró este efecto con datos del verano extremadamente seco de 1976 en Cabauw, Holanda. Los promedios "decenales" (10 días) de λE_{PM} fueron mayores que la radiación neta y que λE_M . Resultados similares se observan para el valle del Yaqui en la Tabla 3. Por otra parte, se espera un cambio en la radiación neta observada en cuanto se seque el suelo, produciendo incrementos tanto en el albedo como en la temperatura de suelo y, así, un decremento en R_n . Esta observación puede explicar los valores altos de α conocidos para condiciones secas. Con base en lo anterior, parece pertinente sugerir que las fórmulas que incluyen radiación neta para calcular E_0 deberían utilizar la apropiada a condiciones potenciales, en vez de la observada en cualquier sitio.

La evaluación de los argumentos antes presentados requiere mediciones confiables de la evaporación real en superficies extensas de cultivos irrigados. Durante 1995 y 1996, se hicieron mediciones micrometeorológicas (Garatuza Payán et al., 1998) en parcelas grandes de algodón (110 ha) y trigo (140 ha). Los resultados (cuadro 4) muestran que la evaporación medida (por correlación turbulenta) es menor que la radiación neta en todos los meses, excepto Febrero de 1995, cuando la evaporación en el trigo fue un 4% mayor que la radiación neta. Esto refuerza la hipótesis de que la evaporación no debería exceder *significativamente* a la radiación neta en cultivos extensos. Por lo tanto, se puede concluir que E_M y E_{PT} se comparan favorablemente a E_p y E_{PM} , ya que éstas sobrestiman significativamente la evaporación real si se utilizan

datos obtenidos sobre superficies secas. La fórmula de Makkink tiene además la ventaja de sólo requerir datos de radiación solar y temperatura del aire, y de que se podrían utilizar temperaturas medias mensuales climatológicas, pues el efecto en E_M por cambios en temperatura es relativamente pequeño. El parámetro C puede obtenerse localmente como la relación entre radiación neta sobre pasto verde y la radiación solar incidente. Por último, pueden utilizarse datos de satélites geoestacionarios para calcular la radiación solar, lo que hace factible calcular también la evaporación potencial sobre grandes áreas aun cuando los datos meteorológicos de una red de estaciones de superficie sean escasos o incluso no existan.

Cálculo de la radiación solar

Teoría

Möser y Raschke (1983) expresan la radiación solar incidente en la superficie (R_s) como una fracción de la radiación solar incidente que ocurriese en ausencia de nubes (R_{so}):

$$R_s = T_r R_{so} \quad (9)$$

donde T_r es la transmitancia normalizada de la atmósfera debido a la presencia de nubes, y R_{so} es una función del ángulo zenital solar (θ) y la turbidez de la atmósfera. A partir de una serie de cálculos basados en un modelo de transferencia radiativa de doble flujo, Möser y Raschke (1983) aproximaron la estimación de R_{so} con el siguiente polinomio:

$$R_{so} = b_0 \cos \theta + b_1 \cos^2 \theta + b_2 \cos^3 \theta + b_3 \cos^4 \theta \quad (10)$$

Los coeficientes b_0 , b_1 , b_2 y b_3 fueron determinados para tres niveles de turbidez y seis clases de albedo. Los tres niveles de turbidez corresponden a las observaciones meteorológicas de visibilidad de 10, 23 y 50 km. Las seis clases de albedo se incluyen para tomar en cuenta el efecto de reflexiones múltiples. Puesto que para este trabajo no se disponía de mediciones de visibilidad y albedo, se escogieron valores constantes de 10 km y 0.25 respectivamente. La selección de este valor no es importante, puesto que las reflexiones múltiples contribuyen poco (menos del 5%) a la reflectividad observada.

La absorción atmosférica de radiación solar de onda corta está incluida en R_{so} . Sin embargo, aunque la absorción de las nubes en estas bandas es mínima, éstas son la causa principal de la reflexión de radiación en estas longitudes de onda. Por lo tanto, la trans-

mitancia normalizada debido a las nubes puede relacionarse con la reflectancia normalizada (R_r) según

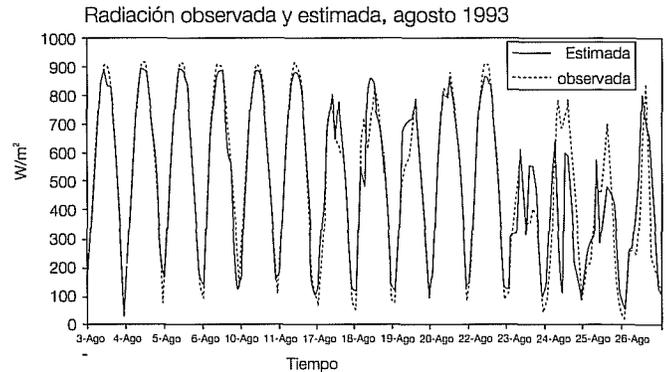
$$T_r = 1 - R_r \quad (11)$$

Si se supone que existe una relación lineal entre la radianza (brillo) del espectro solar y aquella registrada en la estrecha banda observada por el satélite (0.55-0.75 μm para GOES), entonces se puede obtener R_r de los datos de satélite según

$$R_r = \frac{r - r_{\min}}{r_{\max} - r_{\min}} \quad (12)$$

donde r_{\max} , r_{\min} y r son, respectivamente, las radianzas máxima, mínima y actual de un pixel, observadas por el satélite. [Para GOES 7, hay una relación cuadrática entre radianza y conteo digital (Frazer y Kaufman, 1986), pero la relación es lineal en la nueva generación de GOES.] Los valores de R_r varían de 0 (para cielos despejados) a 1 (para cielos totalmente cubiertos de nubes gruesas). La reflectancia máxima puede aproximarse por una función lineal de θ (Thé, 1990). La radianza mínima también es una función de θ y es una medida de la reflectancia de la superficie terrestre que varía con cambios en cobertura vegetal y humedad del suelo. El valor apropiado para cada pixel y para cada hora puede ser encontrado examinando la base de datos de satélite para un periodo de 15 a 30 días, siempre que las imágenes hayan sido adecuadamente corregidas. Es importante señalar que la selección de este periodo es delicada: debe ser lo suficientemente

2. Comparación de la radiación solar observada y estimada en algunos días de agosto de 1993



largo para que la probabilidad de que se obtenga una condición de cielo despejado operados en cada pixel sea alta, pero suficientemente corto como para que los cambios en la vegetación sean despreciables. En el valle del Yaqui se encontró adecuado un periodo de 15 días y se supone que los valores de r_{\min} representan condiciones despejadas que se mantienen relativamente constantes durante este periodo. Estos valores se ajustaron a un polinomio de segundo grado (Thé, 1990) y los datos de satélite del periodo se procesaron para estimar la radiación solar cada hora (Stewart *et al.*, 1998). La radiación solar así estimada se comparó con datos de terreno medidos por piranómetros marca Eppley en las estaciones 910 y 1517 (ilustración 1).

Resultados y discusión

Se analizaron datos del periodo de agosto de 1993 a julio de 1994 y se eliminaron aquellos días que no contaban con datos completos, tanto de los piranómetros de las estaciones 910 y 1517, como del satélite GOES. De tal modo, quedaron solamente 7 meses de datos para el análisis. Se procesaron los datos del satélite para producir estimaciones horarias y diarias de radiación solar en el área de estudio. Se calculó el promedio de los nueve pixeles centrados alrededor de cada piranómetro, para comparar los cálculos con las observaciones; los resultados se muestran en el cuadro 5. Debido a las limitaciones de la computadora usada en el análisis, el número máximo de días por mes que podrían analizarse fue de 15. En la evaluación de estas estadísticas, es importante recordar que los cálculos a partir de satélite se basan en mediciones, casi instantáneas, de reflectancia una vez por hora, mientras que los piranómetros en la superficie miden radiación solar cada 15 segundos durante una hora y luego promedian estos

5. Comparación de la radiación solar diaria medida usando piranómetros con las estimaciones por satélite. RMSE diario se refiere a los errores al comparar los promedios diarios de ambas fuentes y RMSE horario se refiere a los errores al comparar los promedios horarios de los piranómetros con las estimaciones instantáneas del satélite

Año	Mes	Radiación solar diaria (MJ m ⁻²)		% RMSE	
		Medida	Estimada	Diario	Horario
1993	Agosto	21.47	22.18	8.9	20.2
1993	Septiembre	18.73	19.56	11.1	21.8
1993	Octubre	17.41	17.00	10.9	17.0
1994	Enero	13.07	13.03	10.4	16.8
1994	Febrero	15.97	15.75	8.8	15.6
1994	Junio	25.15	26.26	6.6	11.8
1994	Julio	24.69	26.25	8.0	14.5
Periodo	Total	19.50	20.00	9.2	16.8

valores para dar una medición promedio horaria. Las estimaciones por satélite se ven afectadas especialmente en condiciones de nubosidad media, como en agosto 1993 (ilustración 2). Si la causa de estas diferencias es el movimiento de las nubes, entonces se puede proponer que los datos de satélite proporcionan una estimación más confiable de la distribución espacial de la radiación solar que sólo unos pocos piranómetros. Sin embargo, si las diferencias se deben a cambios temporales en la cantidad de nubosidad, entonces se requiere una mayor frecuencia de muestreo de datos de satélite (Stewart *et al.*, 1998). [La nueva generación de GOES permite la captura de hasta cuatro imágenes (muestreos) de la región por hora en su modo de operación estándar.] Los valores diarios de la

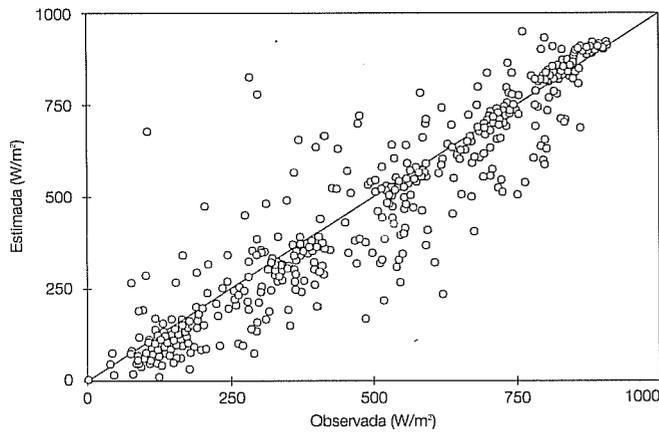
raíz cuadrada del error cuadrado medio (RMSE) de 9.2%, son consistentes con los resultados de otros investigadores (Raphael y Hay, 1984). Pocos autores han informado resultados de cálculos horarios, pero Dedieu *et al.* (1987) obtuvieron un RMSE de 20% en Francia, el cual es similar a nuestros resultados. La ilustración 3 muestra la comparación de las estimaciones con los datos medidos en terreno para los meses de Agosto de 1993 y Junio de 1994, con valores de RMSE de 20.2% y 11.8%, respectivamente. Las diferencias en dispersión se deben principalmente a la mayor ocurrencia de nubes en agosto.

Finalmente, los resultados anteriores pueden combinarse para obtener imágenes de evaporación potencial a partir de la radiación solar usando la fórmula de Makkink, como se muestra a continuación, donde R_{sTot} es la radiación solar diaria (en Joules) y E_{MTot} es la evaporación diaria expresada en mm día⁻¹:

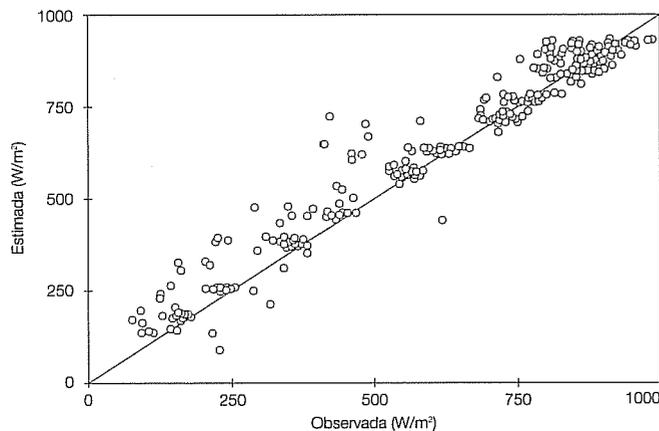
$$E_{MTot} = C \left(\frac{R_{sTot}}{\lambda} \right) \left[\frac{s}{(s + \gamma)} \right] \quad (13)$$

3. Comparación de la radiación solar estimada con datos del satélite GOES con la medida en dos estaciones para los meses de (a) agosto de 1993 y (b) junio de 1994

a) Agosto de 1993

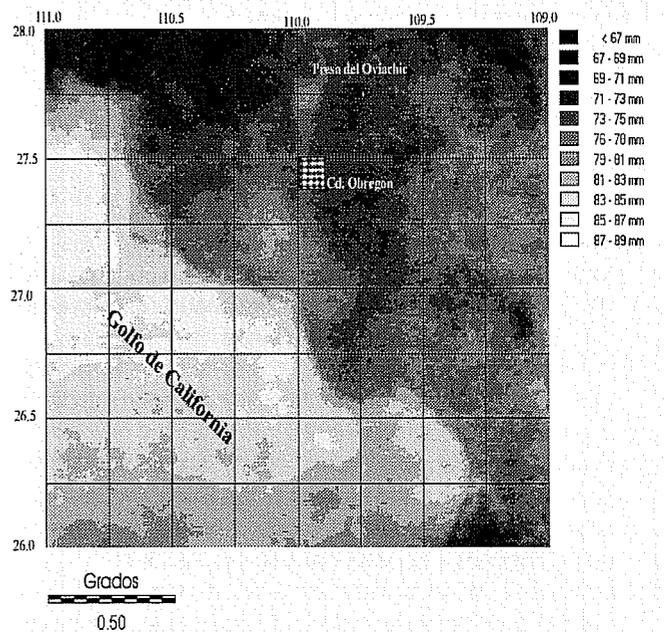


b) Junio de 1994



A manera de ejemplo, se presenta la ilustración 4 que muestra la evaporación potencial acumulada para un periodo de 15 días durante el mes de agosto de 1993, donde se utilizó $C = 0.73$ y $T_a = 30.3^\circ\text{C}$. Los resultados muestran una variación de 67 a 82 mm en la zona agrícola.

4 Evaporación potencial a partir de imágenes GOES, durante el mes de agosto de 1993 en un periodo de 15 días



Conclusiones

Las mediciones de dos estaciones meteorológicas automáticas instaladas en el valle del Yaqui mostraron que las estimaciones de evaporación potencial mensual, usando la fórmula modificada de Makkink, se comparan favorablemente con los cálculos hechos usando fórmulas más complejas. La fórmula de Makkink sólo requiere de estimaciones de la radiación solar incidente, ya que pueden utilizarse valores climatológicos de la temperatura del aire. Los datos del satélite GOES producen cálculos precisos de la radiación solar incidente en la superficie, comparados con mediciones de superficie hechas usando piranómetros, por lo que es posible utilizar imágenes de GOES para producir mapas confiables de evapotranspiración potencial en zonas donde los datos meteorológicos de superficie no son suficientes.

Es necesario obtener información sobre el tipo y etapa fenológica de la vegetación, para determinar los factores de cultivo apropiados y obtener mapas del consumo actual de agua por las plantas. Actualmente se investiga la posibilidad de obtener esta información usando imágenes de satélite multispectrales y se espera publicar los resultados en un futuro próximo.

Recibido: 27/01/99
Aprobado: 22/04/99

Agradecimientos

Agradecemos el apoyo financiero de la Comisión de la Unión Europea a través de los contratos C11*-CT91-0900 y C11*-CT94-0059, así como del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. Asimismo, agradecemos las valiosas contribuciones de Luis Cervera, Manuel Domitsu, David Encinas y J Guadalupe Osuna del ITSON, a la vez que de Ad van den Berg y Arnold Moene de la WAU.

Referencias

- De Bruin H. 1987. From Penman to Makkink. *Evaporation and weather: proceedings and information*. Ed JB Hoogart, 39 TNO Committee on Hydrological Research, Technical Meeting 44, Enschede, The Netherlands.
- De Bruin H., Lablans W. 1998. Reference crop evaporation determined with a modified Makkink equation. *Hydrological Processes* 12:1053-1062.
- Dedieu G, Deschamps Y., Kerr Y. 1987. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the Earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. *Journal of Applied Meteorology* 26:79-87.
- Doorenbos J., Pruitt W. 1977. Crop Water Requirements. *Irrigation and Drainage* Food and Agricultural Organization of the United Nations (FAO), Rome, Paper 24 (revised edition), pp 1-144.
- Fraser, R., Kaufman Y. 1986. Calibration of satellite sensors after launch. *Applied Optics* 25:1177-1185.
- Garatuza-Payán J., Shuttleworth W., Encinas D., McNeil D., Stewart J., De Bruin H., Watts C. 1998. Measurement and modelling evaporation for irrigated crops in north-west Mexico. *Hydrological Processes* 12:1397-1418.
- Gautier C., Georges D., Masse S. 1980. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *Journal of Applied Meteorology* 19:1005-1012.
- Makkink G. 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institute of Water Engineering* 11:277-288.
- Monteith J. 1965. Evaporation and environment. *Proceedings of the Symposium of the Society of Experimental Biology* 19:205-234.
- Monteith J., Unsworth M. 1990. *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, London.
- Möser W., Raschke E. 1983. Mapping of solar radiation and cloudiness from Meteosat image data. *Meteorologische Rundschau* 36:33-41.
- Penman H. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proceedings of the Royal Society*, London, vol. A193, pp. 120-148.
- Pinker R.T., Laszlo I. 1990. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *Journal of Applied Meteorology* 31:194-211.
- Priestley C., Taylor R.J. 1972. On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review* 100:81-92.
- Raphael C., Hay J.E. 1984. An assessment of models which use satellite data to estimate solar irradiance at the Earth's surface. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23:832-844.
- Shuttleworth W.J. 1993. Evaporation. En Maidment D.R. eds. *Handbook of Hydrology*, McGraw Hill, New York.
- Stewart J.B., Watts C.J., Rodriguez J.C., De Bruin H., Van den Berg A., Garatuza-Payan J. 1998. Use of satellite data to estimate radiation and evaporation for northwest Mexico. *Agricultural Water Management* 38:181-193.
- Thé H. 1990. Source code of a computer program to estimate global radiation from Meteosat data, Reporte interno, Universidad Agrícola de Wageningen, Países Bajos.
- Thom A.S., Oliver H.R. 1977. On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 103:345-357.
- Watts C.J., Rodriguez J.C., De Bruin H., Van den Berg A., Garatuza-Payán J., Stewart J.B. 1995. Estimation of incoming solar radiation using satellite data. *Proceedings of the 21st Annual Conference of the Remote Sensing Society*, Southampton, Inglaterra, pp. 903-910.

Abstract

C J Watts, J C Rodriguez, Garatuza Payán J., de Bruin A R H., Stewart, J B "Estimate potential evaporation and solar radiation in the Yaqui Valley, Sonora, Mexico, using data from satellite". *Hydraulic Engineering in Mexico (in Spanish)*. XIV (3):45-53.

The data from two automatic weather stations in the Yaqui valley were used to estimate potential evaporation using the Makkink formula, based on observed incoming solar radiation and climatological values of air temperature. The usefulness of this formula was assessed by comparison with the Penman-Monteith, Penman and Priestley-Taylor formulae and measurements of net radiation. A methodology was presented for estimating incoming solar radiation using visible band data from the GOES satellite. Comparisons against ground-based measurements from two pyranometers installed in the Yaqui valley gave good results, particularly in months with low cloud cover. Images for August 1993 were used to produce a map of the spatial distribution of potential evaporation.

Key words: Potential evaporation, solar radiation. Makkink formula, geostationary satellites, GOES satellite, Yaqui valley.

Dirección institucional de autores:

Christopher J Watts, Julio César Rodríguez, Jaime Garatuza Payán, Henk de Bruin, John B. Stewart

Instituto del Medio Ambiente y el Desarrollo Sustentable
del Estado de Sonora
Reyes Aguascalientes Col. San Benito
Hermosillo, Sonora CP. 83190
Teléfono: (62) 15 98 64
Fax: (62) (62) 14 65 08
Email: watts@cideson.mx