

Capítulo 2

GENERADOR
CLIMÁTICO

Autor:

Dr. Luis Morales S.
Profesor
Depto. Ciencias Ambientales y Rec.
Naturales Renovables
Facultad de Ciencias Agronómicas
Universidad de Chile



2.1 INTRODUCCIÓN

En muchos casos, específicamente aquellos relacionados con estudios hidrológicos a nivel local, es necesario contar con datos diarios de montos de precipitaciones (Gabriel y Neumann, 1962; Todorovic y Woolhiser 1975). Por ejemplo para el diseño de distintas obras hidráulicas, estudios hidrológicos a nivel de cuencas, estudios de evaporación del suelo o desde embalses, movimiento de contaminantes en el suelo y simulación del comportamiento hidrológico de una cuenca a partir de modelos numéricos. Uno de los problemas recurrentes en Chile es que las series de tiempo de datos son insuficientes, además que sólo hay valores medios mensuales y no datos diarios, como se requiere. En Chile es fácil encontrar valores medios mensuales para muchas localidades, que corresponden a valores climatológicos de variables meteorológicas como precipitación, temperaturas (medias, máximas y mínimas), radiación solar, humedad relativa, velocidad del viento, evaporación, entre algunas. Normalmente estas bases de datos se encuentran compiladas en libros y estudios específicos. Producto de estas deficiencias, es necesario generar “datos pseudo-meteorológicos a nivel diario” (llamados por algunos autores “datos climáticos”, como nos referiremos de ahora en adelante) para satisfacer las necesidades de información para poder correr modelos de simulación hidrológicos. Una de las imposiciones sobre datos climáticos generados por algoritmos numéricos es que deben poseer las mismas características estadísticas que los datos climáticos reales que derivan. Estos datos generados son válidos para el área geográfica de la que provienen y para un intervalo de tiempo similar a los datos originales.

Este tipo de modelos son llamados comúnmente Generadores Estocásticos de Clima (Stochastic weather generators WGs, en inglés) o generadores climáticos y su objetivo es la simulación rápida de series de tiempo de variables aleatorias climáticas, tales como: temperatura, precipitación, radiación solar, humedad relativa y el viento a nivel diario (Wilks y Wilby, 1999). En la literatura científica se observan varias propuestas metodológicas para la implementación de códigos numéricos (modelos) con el objetivo de reproducir de forma estocástica datos climáticos (pseudo-meteorológicos) para períodos largos de tiempo (Bond, 1979; Nicks y Harp, 1980; Bruhn et al., 1980; Richardson, 1981; Richardson y Wright, 1984). Una de las aplicaciones iniciales fue la simulación de ocurrencias de precipitaciones aplicando cadenas de Markov de dos estados y sus montos o intensidades por variables aleatorias que poseían una función de distribución única (voir aussi Katz, 1977). En este tipo de modelo en cada día existen dos tipos de estado posibles en la cadena de Markov, esto es, llueve o no llueve. Por lo tanto, si el modelo determina que llueve, entonces, otra rutina numérica calcula el monto o intensidad asociada a ese evento. Posteriormente, en el generador propuesto por Katz (1977) se agrega la estimación de la radiación solar, después, Richardson (1981) acopla al modelo de precipitaciones la estimación de la temperatura, en sus valores mínimos y máximos. Por ejemplo, en USA se ha utilizado en forma extensiva

el modelo WGEN (Richarson y Wright, 1984), el cual a partir de datos medios mensuales es capaz de generar buenas estimaciones diarias de: precipitación, temperaturas máximas y mínimas, y radiación solar. Este modelo, en su concepción original fue diseñado para mantener una interdependencia entre las variables que está generando a nivel diario. Sin embargo, uno de los problemas que presenta WGEN es que requiere de registros de datos climáticos con una duración de 30 años o más para estimar sus parámetros. Esta limitación es compleja, sobre todo en lugares del mundo donde no se puede aplicar ya que no se cuenta con un número de registros aceptables.

Para resolver la necesidad de contar con grandes volúmenes de datos para encontrar parámetros adecuados de un modelo, Gaylon S. Campbell (1990) desarrolló una versión modificada de WGEN, llamada CLIMGEN. Este modelo posee muchas de las parametrizaciones ya ajustadas para la simulación de variables climáticas, por lo que sólo necesita valores medios mensuales de las variables. Este hecho hace que sus códigos sean aplicables en lugares donde la limitación de datos climáticos es considerable, que es el caso del Secano de la Región de O'Higgins, situación por la cual basamos la generación de datos a nivel de cuenca en el modelo CLIMGEN (Stöckle et al., 1992; 1999).

2.2 GENERACIÓN ESTOCÁSTICA DE DATOS

Entenderemos un proceso estocástico como un concepto teórico-matemático que es utilizado para referirse a magnitudes que son aleatorias y que varían con el tiempo. Cuando nos referimos a una variable aleatoria, hacemos hincapié en que ella deriva de un proceso probabilístico y que depende de una función de distribución de probabilidad. Un proceso de esta naturaleza puede estar compuesto de dos partes, un proceso determinístico puro y otro aleatorio o probabilístico puro, pero ambos se combinan para entregarle a la variable un comportamiento único. Este enfoque es de mucha utilidad cuando se desean generar variables climáticas a nivel diario, primeramente porque han sido aplicadas con éxito en otras partes del mundo, pero además por su fácil implementación computacional. Para generar las variables de precipitación, temperatura y evapotranspiración con el objetivo de correr un modelo hidrológico a nivel de cuenca, es necesario recurrir a la simulación estocástica. A continuación se mostrará metodológicamente para cada una de las variables climáticas antes mencionadas el procedimiento de estimación de ellas a partir de valores medios mensuales.

2.2.1 Precipitación diaria

El fenómeno del monto diario de precipitación puede ser considerado de naturaleza estocástica. En efecto, esta premisa puede ser respaldada por el hecho de que asociado

a cada evento de monto diario de precipitación, existe una probabilidad de ocurrencia, que no necesariamente es independiente de los montos caídos en días anteriores. De esta forma podemos asociar a cada evento una cierta probabilidad de ocurrencia, que depende de los eventos anteriores, denominados probabilidades de transición. Podemos citar como ejemplo, la siguiente matriz.

$$P = \begin{vmatrix} p_{11} & p_{12} \\ p_{21} & p_{22} \end{vmatrix} \quad (1)$$

Donde p_{11} representa la probabilidad que llueva hoy, dado que ayer llovió, p_{12} la probabilidad que llueva hoy, dado que ayer no llovió, p_{21} la probabilidad que no llueva hoy, dado que ayer llovió y p_{22} la probabilidad que no llueva hoy dado que ayer no llovió. Estos valores de probabilidades de transición son estimados desde series históricas de datos pluviométricos. A un proceso de este tipo se le denomina proceso en cadena de Markov (Richardson, 1981; Geng et al, 1986; Selker and Haith, 1990).

La Figura 1 muestra una aplicación de la rutina de generación de eventos de precipitación en una localidad del secano de la Región de O'Higgins. Como es una sola simulación, esta corresponde a un año teórico, el cual puede tener las características de cualquier año, ya sea considerado como un año lluvioso o seco. La simulación parte el 1 de enero (día=1) y termina el 31 de diciembre (Día=365), lo que queda expresado en día juliano. El generador de precipitaciones debe ser aplicado varias veces, por ejemplo 30 o 50 años, para generar todo tipo de situaciones climatológicas consistentes con las series reales de la cual provienen en cuanto a su caracterización estadística. Podría ocurrir que en algunas simulaciones el algoritmo entregue montos muy altos, ya que se usa la función de distribución de probabilidades de Weibull. Este caso es corregido mediante un filtro que restringe la precipitación máxima en 24 horas para ese evento a los valores climatológicos observados para un mes dado.

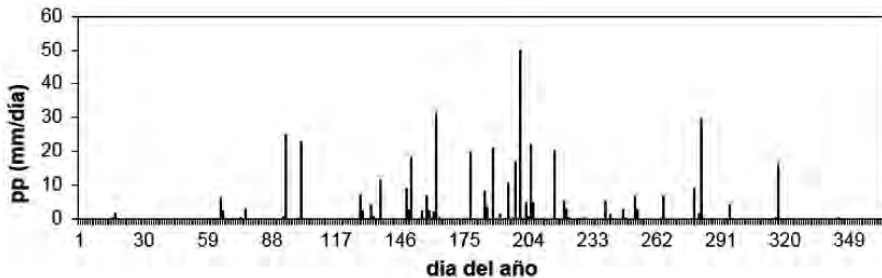


Figura 1. Aplicación de la rutina de generación de eventos de precipitación en una localidad del secano de la Región de O'Higgins para un año.

2.2.2 Frecuencia de precipitaciones

Para determinar la ocurrencia de un evento de precipitación a nivel diario para un mes específico, es necesario recurrir a parámetros de mesoescala. En este sentido, se han desarrollado varios estudios que permiten esbozar un esquema climático para la región central de Chile, considerando el resultado de la interacción media mensual entre los distintos centros de acción meteorológicos. Los grandes centros o masas de aire que se han detectado en la región central de Chile son: el Anticiclón del Pacífico (AP), las Bajas Polares (BP), la Depresión Continental (DC) y la Profundización de la Depresión Continental (PDC). A través de una inspección detallada de las cartas sinópticas diarias, es posible inferir que el dominio espacial de los centros mencionados anteriormente resulta ser acotado. En este sentido, el centro del Anticiclón del Pacífico se ubica entre las latitudes de Copiapó y Valparaíso, las Bajas Polares rara vez se encuentran al norte de La Serena y el centro de la Profundización de la Depresión Continental se observa normalmente entre La Serena y Los Ángeles (Parra y Morales, 1994). La Figura 2 señala dos cartas sinópticas que pueden ser consideradas como representativas de las condiciones meteorológicas predominantes en Chile, correspondientes a dos días consecutivos en Febrero del año 1979. En estas cartas sinópticas es posible observar que las curvas de isobaras forman una cuña en el continente cuya localización y presión máxima varía considerablemente de un día a otro. En la carta sinóptica correspondiente al 21 de febrero, la Depresión Continental y/o la Profundización de la Depresión Continental se encuentran al norte de la cuña, en cambio, al sur de la cuña se encuentran las Bajas Polares.

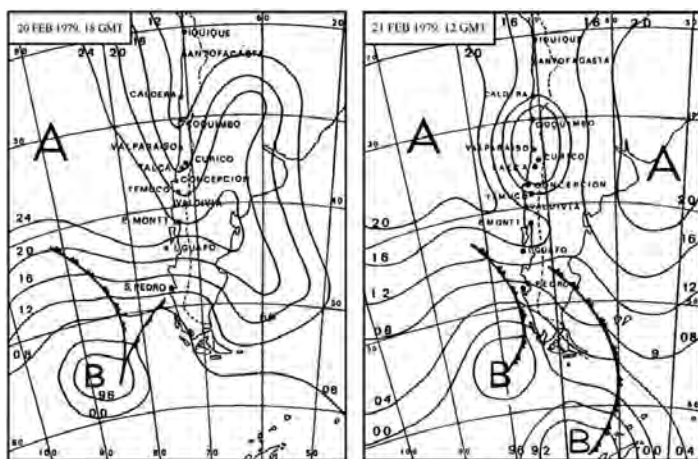


Figura 2. Cartas sinópticas registradas para el territorio chileno correspondientes al 20 y 21 de Febrero del año 1979, donde la letra A corresponde a las altas presiones y la letra B representa a las bajas presiones. (Fuente: Saavedra y Foppiano, 1992a).

Aunque en ocasiones las curvas de isobaras difieren significativamente de lo normal, su influencia no es importante cuando se calculan los valores medios mensuales de cualquier variable meteorológica. En consecuencia, ubicándose a una latitud al sur del Anticiclón del Pacífico, se observa sobre el continente una cuña de alta presión que penetra al litoral y que divide al territorio en tres regiones meteorológicamente diferentes, los lugares pertenecientes a la cuña misma y las regiones al norte y al sur de la cuña (Saavedra y Foppiano, 1992a). El comportamiento a lo largo del año de estos centros de acción meteorológicos permite explicar perfectamente bien las características fundamentales de los valores de la presión media mensual a lo largo de la región central de Chile. En esta línea de orientación, Saavedra (1985), a partir de las distribuciones medias mensuales de presión observadas a lo largo de Chile para el período 1911 a 1940 determinó la localización geográfica donde se ubican los valores máximos de presión media mensual en Chile, cuyo concepto fue denominado como Lugar de Presión Máxima (LPM) en Chile. La figura 3 muestra el ciclo anual de la distribución latitudinal del lugar de presión media mensual máxima en Chile.

En términos generales, en Chile se considera que el buen tiempo se encuentra en las áreas que están bajo el dominio de la Depresión Continental, resultado que se debe a la interacción entre el Anticiclón del Pacífico y el límite continental. Consecuentemente, la región puede ser considerada bajo el dominio del Anticiclón del Pacífico, donde prevalecen los vientos que soplan desde el sur, cielos claros y falta de lluvias. La Profundización de la Depresión Continental ocurre sólo esporádicamente, usualmente dos veces al mes durante el verano. Como una sombra y localizado bajos núcleos cálidos, se producen vientos con direcciones cambiantes sólo en localidades cercanas, acompañados rara vez por nubosidad y muy ocasionalmente produciendo alguna llovizna. Por otro lado, el mal tiempo está relacionado al dominio de las Bajas Polares, la cual está asociada con el frente polar. En este caso, los vientos soplan desde el norte, los cielos están nublados y la probabilidad de fuertes precipitaciones es bastante alta (Saavedra y Foppiano, 1992b).

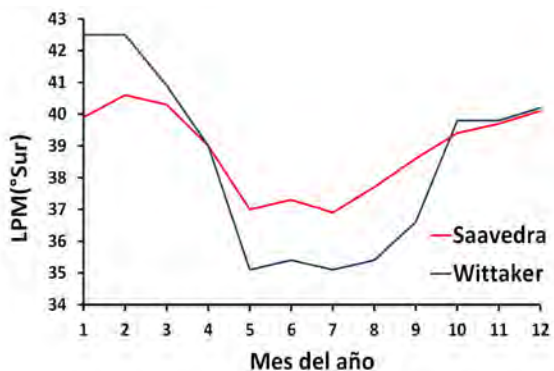


Figura 3. Ciclo anual de la distribución latitudinal del lugar de presión media mensual máxima en Chile según Saavedra (1992) y Wittaker (1943). (Fuente: Parra y Morales, 1994).

Asumiendo que un escenario climático puede ser predicho manteniendo el mismo pronóstico meteorológico mencionado anteriormente, la localización de la presión media mensual máxima en Chile (LPM) puede ser utilizada como un punto que divide el territorio chileno en dos regiones meteorológicamente distintas. Las regiones ubicadas al sur del LPM estarían caracterizadas por lo que se llama subjetivamente mal tiempo, es decir, suficientes precipitaciones, días nublados a cubiertos y escasas horas de Sol. En cambio, las regiones ubicadas al norte del LPM estarían caracterizadas por buen tiempo, es decir, escasas precipitaciones, días parciales a despejados y suficientes horas de Sol. En este sentido y perteneciente a la cuña misma, se define al LPM como el lugar latitudinal de presión máxima en Chile, que deja al sur las Bajas Polares y al norte la Depresión Continental (DC) y/o la Profundización de la Depresión Continental. Además el LPM puede ser considerado como un índice de la interacción media mensual de los centros de acción meteorológicos (Saavedra y Foppiano, 1992c). En este sentido, Saavedra (1985) destaca el rol de descriptor que juega el Lugar de Presión Máxima para diversas variables climatológicas tales como la frecuencia de vientos norte y suroeste, la radiación solar, las horas de Sol, la nubosidad y la frecuencia de lluvias para Concepción, considerando a cada una de ellas como variables dependientes linealmente y exclusivamente de la posición del lugar de presión media mensual máxima en Chile. A partir de esta descripción, se desarrolló una expresión matemática entre el valor de las respectivas variables climáticas analizadas con respecto a la evolución anual del Lugar de Presión Máxima del siguiente tipo:

$$nrain(i) = a + b \cdot LPM(i) \quad (2)$$

Donde la variable dependiente representa el valor de la respectiva variable climática analizada, LPM es la posición latitud expresada en porcentajes de exceso o defecto relativo a la latitud de Concepción y las variables a y b corresponden a constantes relacionadas con la regresión lineal. Suponiendo que las variables climáticas en media mensual dependen linealmente del ciclo anual que presenta el Lugar de Presión Máxima, Parra y Morales (1994) elaboraron la recta de regresión que mejor representaba al conjunto de valores de estas variables climáticas en función de la posición latitudinal media mensual del LPM referida a la localidad de Concepción. En ambos casos de estudio, se destaca a la nubosidad como una de las variables climatológicas que mejor obedece a la bondad de ajuste del Lugar de Presión Máxima, a pesar de que la nubosidad es catalogada como una medida subjetiva desde el punto de vista observacional. Ajustando los coeficientes a y b de la ecuación 2 con datos tomados de los anuarios de la red de estaciones meteorológicas de la Dirección Meteorológica de Chile DMC, se obtuvo que los coeficientes pueden ser estimados localmente por

$$a = 75.75206699 * e^{-\frac{(LAT - 39.06748873)^2 + (LON - 73.65628557)^2}{2 (5.56028433)^2}} \quad (3)$$

$$a = -1.656285562 * e^{-\frac{(LAT - 38.11763101)^2 + (LON - 73.44712562)^2}{2 (5.053614053)^2}} \quad (4)$$

Estos coeficientes son dependientes de la latitud y la longitud de cada estación, como era de esperar en este tipo de regresión para poder representar adecuadamente la variabilidad espacial observada. Los coeficientes de la ecuación 2, dados por las ecuaciones 3 y 4 entregan un algoritmo simple para la estimación del número de días con lluvia en un mes dado. La idea es que las estaciones meteorológicas ubicadas al sur del LPM en un mes dado poseen mayor probabilidad de precipitación, en cambio las que se sitúan al norte del LPM su probabilidad es más baja.

Adicionalmente es posible estimar el número de días con lluvia en un mes $nrain(i)$ a partir de la precipitación media mensual de una localidad, es estimada de acuerdo a

$$nrain(i) = Ca \cdot (1 - e^{-Cb \cdot ppm(i)}) \quad (5)$$

Donde los coeficientes Ca y Cb se calculan por

$$Ca = 28.5 \cdot e^{-\frac{(Abs(LAT) - 44.853263)^2}{2 \cdot (7.8438)^2}} \quad (6)$$

$$Cb = 54943.7 \cdot Abs(LAT)^{-0.1217 * ABS(LAT)} \quad (7)$$

Esta relación entrega adicionalmente el número de días con lluvia solamente a partir del monto mensual de precipitaciones, pero corresponde a una relación estadística entre ese parámetro y la latitud, por lo tanto es un valor referencial para el área de estudio.

2.2.3 Temperatura diaria

$$Y(i) = Y_{\max} - 0.5 (Y_{\max} - Y_{\min}) \left[1 - \text{seno} \left(\frac{2\pi}{365} (\phi + i) \right) \right] + \varepsilon \quad (8)$$

Una buena aproximación es utilizar un comportamiento sinusoidal para simular datos diarios de temperatura a partir de valores medios mensuales de Enero y Julio, esto es

Donde Y_{\max} corresponde al valor de enero, Y_{\min} corresponde al valor de julio, ϕ es un

valor asociado al desfase, i es el día del año en valor juliano y e es el error asociado a la estimación que puede ser estimado a partir de una valor aleatorio con distribución normal.

El método propuesto por la ecuación 8 presenta algunas complicaciones, primeramente porque el período de la temperatura no es simétrico. Por ello cuando se cuenta con datos medios mensuales, esto es los 12 meses, es posible realizar una interpolación segmentaria entre meses para generar una curva anual más realista. La Figura 4 muestra los valores diarios de temperatura máxima de una localidad en Chile central (Gris), mostrando además los ajustes estimados a partir usando un ajuste sinusoidal (Azul) e interpolación spline (Rojo). Es posible notar en esta figura que el ajuste spline es mucho más realista que el ajuste sinusoidal (usado ampliamente en la confección de atlas climáticos y agroclimáticos) ya que puede reproducir adecuadamente las variaciones que ocurren entre estaciones. El ajuste sinusoidal por otra parte, no es un mal ajuste, sin embargo en otras variables muestra errores mayores, por lo que no es recomendable en todas las variables climatológicas.

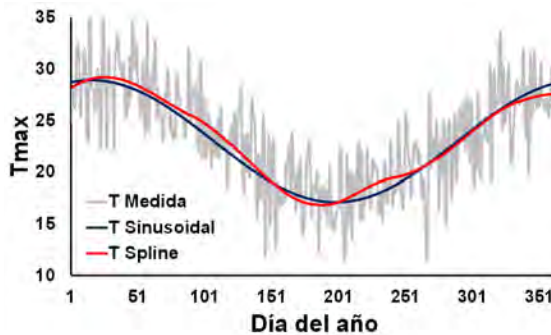


Figura 4. Valores diarios estimados a partir de la ecuación y para temperatura de una localidad de la Zona Central de Chile usando un ajuste sinusoidal (Azul) e interpolación spline (Rojo).

Interpolación Segmentaria

Este tipo de interpolación es conocida como interpolación segmentaria o spline (Burden, 1985). Tradicionalmente se utiliza un solo polinomio para interpolar datos, sin embargo este método usa ajustes locales de polinomios por segmentos en la serie de datos. Las funciones o polinomios ajustados pueden ser de diferente orden, siendo el cúbico el que ha dado mejores resultados en todos los casos. De esta forma, podemos decir que las funciones tipo spline se encuentra formada por varios polinomios, donde cada uno puede ser definido en un intervalo específico, bajo condiciones de continuidad específicas.

Hemos elegido por la estructura de los datos climatológicos en Chile Central el método de interpolación por segmentos de grado 2. Para poder aplicar este método, se toman tres intervalos que se solapan en algún punto, luego en cada uno de estos intervalos se define una función polinomial de grado 2, esto es:

$$S(x) = \begin{cases} a_1 \cdot x^2 + b_1 \cdot x + c_1 \\ a_2 \cdot x^2 + b_2 \cdot x + c_2 \\ a_3 \cdot x^2 + b_3 \cdot x + c_3 \end{cases} \quad (9)$$

2.2.4 Evapotranspiración y Radiación Solar

Se implementó en la rutina numérica para generar evapotranspiración el método desarrollado por Hargreaves-Samani (Hargreaves & Samani, 1985), calibrado para la zona del secano de la Región de O'Higgins por el método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). El método desarrollado por Hargreaves-Samani (Hargreaves & Samani, 1985) para estimar la Evapotranspiración de referencia necesita datos de temperatura y de Radiación Solar, medida o estimada. La expresión general es la siguiente

$$ET_o = K_{HS} \cdot \left(\frac{R_g}{\lambda} \right) \cdot (T_a + 17.78) \quad (10)$$

Donde ET_o es la evapotranspiración de referencia (mm día^{-1}), K_{HS} es un coeficiente empírico cuyo valor es 0.0135 y debe ser ajustado en cada localidad, T_a es la temperatura media diaria del aire ($^{\circ}\text{C}$), R_g es la radiación solar global incidente ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) y l es el calor latente de evaporación (MJ kg^{-1}), dado por

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \cdot T_a \quad (11)$$

Para encontrar los coeficientes K_{HS} más apropiados, se realizó una corrección comparando los valores obtenidos por Penman-Monteith y Hargreaves-Samani. La ecuación de Penman-Monteith está dada por (Allen et al., 1998):

$$ET_o = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \left(\frac{900}{T + 273} \right) \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34 \cdot u_2)} \quad (12)$$

Con este procedimiento se calculó el coeficiente K_{HS} para la zona del secano de la Región de O'Higgins, encontrándose valores entre 0.01086 para zonas próximas a la costa a 0.01276, para zonas más interiores y depresión intermedia.

En el caso de las estaciones chilenas que miden radiación solar o radiación global

registran los valores medios diarios o los horarios, en el caso de que la estación sea manual o automática. Ahora es posible que estos registros puedan ser almacenados en intervalos inferiores al horario, como por ejemplo 30 o 15 minutos. Tradicionalmente estos valores son almacenados en bases de datos en unidades de $W m^{-2} día^{-1}$ o $MJ m^{-2} día^{-1}$, sin embargo podrían estar disponibles en otras unidades. La Tabla 1 muestra la conversión de unidades para algunos casos.

Tabla 1. Conversión de unidades de medición de la radiación solar.

Unidad origen	Factor multiplicador	Unidad destino
kWh m^{-2}	85984194	cal cm^{-2}
	3,6	MJ m^{-2}
MJ m^{-2}	277,777778	Wh m^{-2}
W m^{-2}	0,0864	MJ m^{-2}
	2,777778	Wh m^{-2}
J cm^{-2}	0,238845	cal cm^{-2}
	0,023884 5	Cal cm^{-2}
kJ m^{-2}	0,000277778	Wh m^{-2}
	11622447	Wh m^{-2}
Ly (cal cm^{-2})	0,041868 2	MJ m^{-2}

Cuando no se poseen datos de radiación solar es posible estimarla a partir de la información metodológica también incluida en el documento FAO-56. El algoritmo implementado para la estimación de la radiación global R_g se basa en el cálculo teórico de la radiación solar extraterrestre o radiación de Angot (R_a) y modificarla por un coeficiente denominado transparencia de la atmósfera. Hargreaves-Samani (Hargreaves, 1982, Allen et al., 1997) propone la ecuación

$$\frac{R_g}{R_a} = K_R = K_{RA} \cdot \sqrt{\left(\frac{P}{P_o}\right)} \cdot \sqrt{(T_{max} - T_{min})} \quad (13)$$

Donde K_R es el coeficiente de transparencia de la atmósfera definido como la razón entre la radiación global medida en superficie y la radiación extraterrestre o de Angot. Además, P es la presión atmosférica (kPa) para un lugar específico y P_o la presión atmosférica a nivel del mar (101.3 kPa), T_{max} y T_{min} son las temperaturas máximas y mínimas diarias respectivamente y K_{RA} es un coeficiente empírico, con valores sugeridos por la literatura de 0.17 para regiones interiores y 0.2 para zonas costeras, sin embargo es necesario calibrarlos a nivel territorial (Allen, 1997; Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A., 1982; Mendicino and Senatore, 2013). La radiación solar extraterrestre o radiación de Angot, se estimó a nivel diario como una función de la latitud de la localidad y del día del año, dada por la ecuación 14 (Allen, R.G. et al., 1998; Iqbal, 1983)

$$I_e = \left(\frac{1}{\pi}\right) \cdot I_{sc} \cdot E_o \cdot [h_s \cdot \text{Sen}(\phi) \cdot \text{Sen}(\delta) \cdot \text{Sen}(\omega_s) + \text{Cos}(\lambda) \cdot \text{Cos}(\phi) \cdot \text{Sen}(h_s)] \quad (14)$$

Donde I_{sc} es la constante solar ($117.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), f es la latitud de la localidad, E_o es un factor de corrección de la excentricidad de la órbita terrestre dad alrededor del sol, d es la declinación solar y ω_s el ángulo horario solar. La distancia Tierra-Sol puede estimarse de forma simple por:

$$E_o = 1 + 0.033 \cdot \text{Cos} \left(\frac{2 \cdot \pi \cdot d}{365} \right) \quad (15)$$

Al igual que la declinación solar puede ser aproximada por

$$\delta = 23.45 \cdot \text{Sin} \left[\frac{360}{365} (d + 284) \right] \quad (16)$$

Un método propuesto por Black (1956) para estimar el coeficiente K_R , como una función de la temperatura, está dado por (Black et al, 1956)

$$K_R(C) = 0.803 - 0.340 \cdot C - 0.458 \cdot C^2 \quad (17)$$

Donde C es la cobertura de nubes, donde 0 indica cielo despejado y 1 indica cielo totalmente cubierto, pero no se indica el tipo de nubosidad. Adicionalmente, a partir de datos medios mensuales de 65 estaciones meteorológicas en USA, ubicadas entre los 7 y 50 grados de latitud norte, se encontró la siguiente relación para la ecuación 18 (Knapp et al., 1980)

$$K_R(\Delta T) = 0.0018 \cdot \Delta T^2 - 0.0433 \cdot \Delta T + 0.4023 \quad (18)$$

Donde ΔT corresponde a la diferencia entre las temperatura máxima y mínima diaria. La ecuación de Penman–Monteith (Allen et al 1989; Allen et al, 1998; Allen et al, 2006) es usada como una referencia a nivel mundial para el cálculo de ETo (Ventura et al., 1999).

La Figura 5 muestra el generador climático implementado en visual basic para aplicaciones Excel (VBA), primeramente para asegurar la portabilidad del código a cualquier fuente, pero además abierto para realizar modificaciones con mucha facilidad para nuevas versiones. Lo interesante de este enfoque, es que esta herramienta (VBA) se encuentra en la mayoría de los computadores personales de empresas y usuarios, por ello puede ser fácilmente implementado para cualquier usuario.

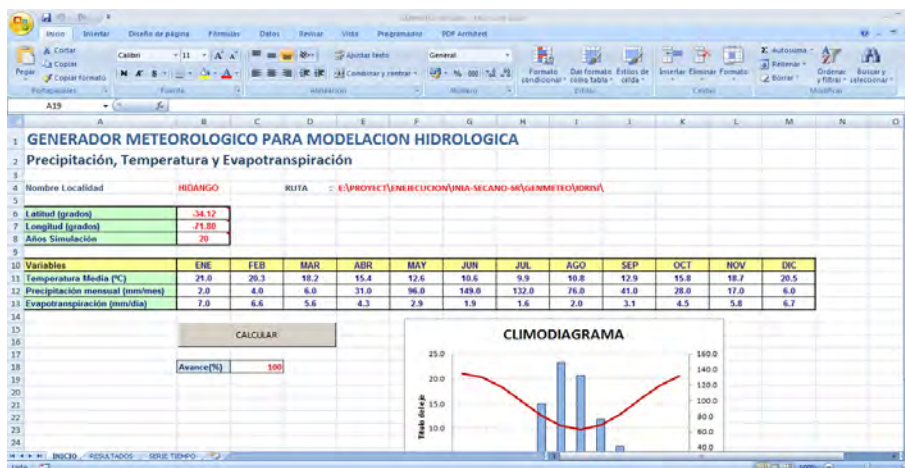


Figura 5. Implementación computacional en una planilla Excel utilizando código VBA.

2.3 REFERENCIAS

ACOCK, B, & ACOCK, M.C (1991). Potentials for using long-term field research data to develop and validate crop simulation. *Agronomy Journal* 83, 56—61.

ALLEN, R.G., M.E. JENSEN, J.L. WRIGHT, AND R.D. BURMAN. (1989). Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agronomy Journal* 81: 650-662.

ALLEN, R.G.; SMITH, M.; PERRIER, A. & PEREIRA, L.S. (1994). An update for the definition of reference evapotranspiration. *ICID Bull.* Vol. 43, No. 2, 1-34.

ALLEN, R.G., PERIERA, L.S., RAES, D., SMITH, M. (1998) *Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Requirements, Irrigation and Drainage Paper No. 56.* FAO, Rome, Italy, p. 300.

ALLEN, R. (2000). Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology* 229(1-2): 27-41.

ALLEN, R.G.; PRUITT, W.O.; WRIGHT, J.L.; HOWELL, T.A.; VENTURA, F.; SNYDER, R.; ITENFISU, D.; STEDUTO, P.; BERENGENA, J.; YRISARRY, J.B.; SMITH, M.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; PERRIER, A.; ALVES, I.; WALTER, I. &

ELLIOTT, R. (2006). A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ETo by the FAO56 Penman-Monteith method. *Agricultural Water Management*, No. 81, 1-22.

BEZERRA, F.M.L.; OLIVEIRA, C.H.C. (1999). Evapotranspiração máxima e coeficientes de cultura para o milho em Fortaleza, CE. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, v.19, n.1, p.8-17.

BLACK J. N. (1956). The distribution of solar radiation over the Earth's surface. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.* 7, 165-189, 1956.

BOND, D. C. (1979) Generating daily weather values by computer simulation techniques for crop yield forecasting models. Washington D. C. Research Division, SRS, USDA, USA.

BOWEN, I.S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 2nd series 26(6), 779-787.

BRUHN, J. A., W. E. FRY y G. W. FICK. (1980) Simulation of daily weather data using probability distributions. *J. of Applied Meteorology*.

BRISTOW, R. L. AND CAMPBELL, G. S. (1984). On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agriculture and Forestry Meteorology*, 31:159-166.

BRUTSAERT, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications*. Kluwer, Boston, p. 299.

BURDEN, R.L., FAIRES, J.D. (1985). *Análisis Numérico*, Grupo Editorial Iberoamericano.

CAMPOS D., F. (2005). Estimación empírica de la ETP en la república mexicana. *Ingeniería Hidráulica en México* 20 (3): 99-110.

CAMPBELL, G. (1985). *Transport Models for Soil-Plant Systems*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

CAMPBELL, G. S. AND DIAZ, R. (1988). *Simplified Soil-Water Balance Models to Predict Crop Transpiration*. ICRISAT, Patancheru, India. Bidinger, F. R. and Johnson, C. (eds.).

CASTILLO, H., SANTIBÁÑEZ, F. (1981). Evaluación de la radiación solar global y luminosidad en Chile I. Calibración de fórmulas para estimar radiación solar global diaria. *Agricultura Técnica* 41, 145–152.

CIREN. 2010. Determinación de la erosión actual y potencial en los suelos de Chile: Región del Maule, Síntesis de resultados (<http://bibliotecadigital.ciren.cl/gsdlexterna/collect/bdirenci/index/assoc/HASH01a3.dir/PC14710.pdf>).

DROOGERS P. AND R.G. ALLEN. (2002). Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and Drainage Systems*, Volume 16, Issue 1, Pages 33 – 45 doi:10.1023/A:1015508322413

GABRIEL, K. AND NEUMANN, J. (1962). A Markov chain model for rainfall occurrence at Tel-Aviv. *Quart. J. R. met. Soc.*, 88:90–95.

GENG, S., F.W.T. Penning de Vries, and I. Supit (1986) A simple method for generating daily rainfall data, *Agric. Forest Meteorol.* 36:363-376.

HARGREAVES, G., SAMANI, Z. (1982). Estimating potential evapotranspiration. *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE.* 108, 225–230.

HARGREAVES, G.H., SAMANI, Z.A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. in Agric.*, 1(2): 96-99.

HARGREAVES, G.H. (1989) Accuracy of estimated reference crop evapotranspiration. *J. Irrig. Drain. Eng.* 115(6), 1000-1007.

HARGREAVES G.H., ALLEN R.G. (2003). History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 129(1): 53-63.

IRMARK, S., D.Z. HAMAN, ANDJ. W. JONES. (2002). Evaluation of Class A pan coefficients for estimating reference evapotranspiration in humid location. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering.* 128:153-159.

JENSEN, M.E., BURMAN, R.D., ALLEN, R.G. (1990). Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. *ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices* No. 70, p. 352.

JENSEN D.T., HARGREAVES GH, TEMESGEN B, ALLEN RG. (1997). Computation of ETo under non ideal conditions. *J Irrig Drain Eng* 123(5):394–400.

KNAPP, C.L., T.L. STOFFEL AND S.D. WHITAKER. (1980). *Insulation Solar Radiation Manual*. Solar Energy Research Institute. Golden CO. 281 p.

LINCOLN ZOTARELLI, MICHAEL D. DUKES, CONSUELO C. ROMERO, KATI W. MIGLIACCIO, AND KELLY T. MORGAN. *Step by Step Calculation of the Penman-Monteith Evapotranspiration* (<http://edis.ifas.ufl.edu/pdf/ae/ae45900.pdf>).

MAYAUX P., STRAHLER A., EVA H., HEROLD M., SHEFALI A., NAUMOV S., DORADO A., DI BELLA C., JOHANSSON D., ORDOYNE C., KOPIN I., BOSCHETTI L. AND BELWARD. A. (2006). *Validation of the Global Land Cover 2000 Map (2006)*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44: 1728-1739.

MONTEITH, J.L. (1965). *Evaporation and environment*, In: *Proceedings of the 19th Symposium of the Society for Experimental Biology*. Cambridge University Press, New York, NY pp. 205–233.

MONTEITH, J.L., UNSWORTH, M.H. (1990). *Principles of Environmental Physics*, second ed. Edward Arnold, London, p. 291.

NICKS, A.D. (1974). *Stochastic Generation of the Occurrence, Pattern and Location of Maximum Amount of Daily Rainfall*. *Proc. Symp. on Statistical Hydrology*, USDA, ARS, Misc. Pub., 1275:154-176.

NICKS, A.D. and J. F. HARP (1980). *Stochastic generation of temperature and solar radiation data*. *J. of Hidrology* 48:1-17.

NOVOA S. A., R.; VILLASECA C., S.; DEL CANTO S., P; ROUANET M., J. L.; SIERRA B. C; DEL POZO L. A. (1989). *Mapa Agroclimático de Chile*. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA, Ministerio de Agricultura, 221 páginas.

PARRA, J. C. Y MORALES, L. J. (1994). *El lugar de presión máxima en Chile y la evolución temporal de algunas variables climáticas en Concepción*. *Actas III Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra*, Chile.

PENMAN, H.L. (1948). *Natural evaporation from open water, bare soil, and grass*. *Proceedings of the Royal Society, London A* 193, 120–146.

PEREIRA, L.S., PERRIER, A., ALLEN, R.G., ALVES, I. (1999). *Evapotranspiration: Review of concepts and future trends*. *J. Irrig. Drain. Engng.* 125(2): 45-51.

PROGRAMA DE LAS NACIONES UNIDAS PARA EL DESARROLLO (PNUD)-GOBIERNO DE CHILE. (1964). *Proyecto Hidrometeorológico*. *Climatología en*

Chile. Fascículo I. Valores normales de 36 estaciones seleccionadas. Período 1916-1945. s.e. Santiago de Chile. s.p.

PRIESTLEY, C.H.B. (1959). Turbulent transfer in the lower atmosphere. University of Chicago Press, Chicago, IL.

PRIESTLEY, C.H.B., TAYLOR, R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100, 81–92.

PRIESTLEY, C.H.B., TAYLOR, R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100, 81–92.

REDA, IBRAHIM AND AFSHIN ANDREAS. (2004). Solar Position Algorithm for Solar Radiation Applications. *Solar Energy*, 76: 577–589.

RICHARDSON, C.W. (1981). Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation. *Water Resour. Res.* 17:182_190.

RICHARDSON, C. W., (1982). Dependence structure of daily temperature and solar radiation. *Trans. Amer. Soc. Agric. Eng.*, 25:735–739.

RICHARDSON, C. W., AND D. A. WRIGHT (1984). WGEN: A model for generating daily weather variables. USDA Publication ARS-8, 83 pp. [Available from National Technical Information Center, 5285 Port Royal Rd., Springfield, VA 22161.]

SAAVEDRA, N. (1985). Modelo climático simple para Concepción. *GEOACTA*. 13, 13-26 p.

SAAVEDRA, N. Y FOPPIANO, A. (1992a). Contribución a la cinemática del anticiclón del pacífico sur. *GEOACTA*. 19, 95-110 p.

SAAVEDRA, N. Y FOPPIANO, A. (1992b). Modelo empírico de un descriptor climático para la región central de Chile. *GEOACTA*. 19, 155-165 p.

SAAVEDRA, N. Y FOPPIANO, A. (1992c). Monthly mean pressure model for Chile. *International Journal of Climatology*. 12, 469-480 p.

SAMANI, Z. (2000). Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using Minimum Climatological Data . *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 126, No. 4, pp. 265-267.

SILVA, G. M. y MANSILLA, M. A. (1993) Análisis de sistemas en Producción Ani-

mal. Teoría y aplicaciones. Fac. Cs. Agrarias y Forestales, Universidad de Chile. 260 p.

SELKER, J. S. AND D.A. HAITH (1990) Development and testing of single parameter precipitation distributions. *Water Resour. Res.* 26:2773-2740.

STÖCKLE C.O. (1989). Simulation models in agriculture: From cellular level to field scale. Proceedings of the 1989 Summer Computer Simulation Conference, Austin, Texas, 24-27 July.

STÖCKLE, C. AND CAMPBELL, G. (1989). Simulation of crop response to water and nitrogen: An example using spring wheat. *Transactions of the ASAE*, pages 66-68.

STÖCKLE, C., MARTIN, S., AND CAMPBELL, G. (1992). A model to assess environmental impact of cropping systems. *Amer. Soc. of Agr. Eng.*, 92(2041).

STÖCKLE, C.O., G.S. CAMPBELL, AND R. NELSON (1999). *ClimGen manual*. Biological Systems Engineering Department, Washington State University, Pullman, WA.

SUPIT, I., HOOIJER, A.A., VAN DIEPEN, C.A., EDTS. (1994). System description of the WOFOST 6.0 crop simulation model implemented in CGMS. Volume 1: Theory and Algorithms. EUR Publication N° 15959 EN of the Office for Official Publications of the EC. Luxembourg, 146 pp.

SUPIT, I., KAPPEL, R.R. VAN. (1998). A simple method to estimate global radiation. *Solar Energy*, 63:147-160.

TODOROVIC, P. AND WOOLHISER, D. A. (1975). A stochastic model of n-day precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 14:17-24.

TRAJKOVIC, S. (2007). Hargreaves versus Penman-Monteith under humid conditions. *J. Irrig. Drain Eng.* 133(1): 38-42.

TYAGI, N., D. SHARMA AND S. LUTHRA. (2000). Evapotranspiration and crop coefficients of wheat and sorghum. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(4): 215-222.

USGS. (2004). Shuttle radar topography mission, 3 Arc Second scene. Unfilled Unfinished 2.0. Global Land Cover Facility. Febrero 2000. University of Maryland, College Park, Maryland, USA.

VENTURA, F., D. SPANO, P. DUCE, AND R.L. SNYDERE. (1999). An evaluation of common evapotranspiration equations. *Irrigation Science* 18:163-170.

WEIBULL, W. (1951) A statistical distribution function of wide applicability. *J. Appl. Mech.*, 18:293-302.

WILKS, D. AND WILBY, R. (1999). The weather generation game: A review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*, 23(3):329–357.

WITTAKER M. (1943). *Barografía de Chile*. Publicación No. 58. Oficina Meteorológica de Chile, Santiago, Chile.