

Estimación del balance hídrico en una cuenca semiárida, El Mogor, Baja California, México

• Francisco José del Toro-Guerrero • Thomas Kretzschmar* •
• Alejandro Hinojosa-Corona •

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México

*Autor de correspondencia

Resumen

Del Toro-Guerrero, F. J., Kretzschmar, T., & Hinojosa-Corona, A. (noviembre-diciembre, 2014). Estimación del balance hídrico en una cuenca semiárida, El Mogor, Baja California, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 5(6), 69-81.

El trabajo de investigación se efectuó en la subcuenca El Mogor en el Valle de Guadalupe (VG) en Baja California, México. Se realizó una caracterización integral, con el objetivo de hacer una cuantificación del aporte hidrogeológico de la subcuenca hacia el valle en el año hidrológico 2010-2011. Esta región presenta un clima semiárido y se realizan actividades agrícolas de gran importancia, donde sobresale la viticultura. Como parte de la caracterización, se estableció la conductividad hidráulica no saturada utilizando la ecuación de Kozeny-Carman (KC). Se llevó a cabo el cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) utilizando el método de Thornthwaite (Thw), el cual se comparó con la evaporación potencial (EP) estimada con la charola de Penman (CHP) y con la ETP calculada por la estación del CICESE (CIC), cuyo programa utiliza la ecuación de Penman-Monteith para su cálculo. Se estimó un balance hídrico (Almorox, 2003) utilizando el resultado obtenido de la ETP de Thw y los datos de precipitación (P), con los que se obtuvo una infiltración potencial (I) generalizada en la subcuenca de $\sim 974\,000\text{ m}^3$ y un escurrimiento (Es) de $\sim 86\,000\text{ m}^3$. Asimismo, se calculó de forma directa el escurrimiento superficial mediante el uso de un vertedor triangular de pared delgada con el que se estimó un volumen de $\sim 60\,000\text{ m}^3$. Finalmente, mediante fórmulas empíricas, se calculó una recarga (vertical, de sistema montañoso, horizontal y por percolación por agua de riego) de $\sim 466\,000\text{ m}^3$, que fue equivalente al 7% de la precipitación infiltrable en el año hidrológico en estudio.

Palabras clave: acuífero Guadalupe, escurrimiento, balance hídrico, vertedor triangular.

Introducción

El principal suministro directo de agua hacia los continentes es la precipitación. Sin embargo, ésta no se distribuye de manera homogénea

Abstract

Del Toro-Guerrero, F. J., Kretzschmar, T., & Hinojosa-Corona, A. (November-December, 2014). *Hydric Balance in a Semi-Arid Basin, El Mogor, Baja California, Mexico*. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*, 5(6), 69-81.

The research was conducted in the sub-basin El Mogor in the Valle de Guadalupe (VG) in BC, Mexico. In which an integral characterization was performed with the objective of doing a quantification of the hydrogeologic contribution; from the sub-basin toward the valley in the hydrological year 2010-2011. This region has a semiarid climate and it carries out agricultural activities of great importance, where stands viticulture. As part of the characterization, we established the unsaturated hydraulic conductivity using the Kozeny-Carman equation (KC). Also took out the calculation of the potential evapotranspiration (ETP) in the region using the Thornthwaite method (Thw), which was compared to the potential evaporation (EP) estimated by Penman tray (CHP) and the ETP calculated with the CICESE station whose program uses the Penman-Monteith equation for their calculation. A water balance was conducted (Almorox, 2003) using the result of the ETP Thw and precipitation data (P), with which we obtained a generalized potential infiltration (I) sub-basin $\sim 974\,000\text{ m}^3$ and a runoff (Es) of $\sim 86\,000\text{ m}^3$. Likewise, the superficial runoff was determined through the use of a thin-walled triangular weir, where a volume of $\sim 60\,000\text{ m}^3$ was estimated. Finally, using empirical formulae we calculated a recharge (vertical, mountain system, horizontal recharge and irrigation water percolation) of $\sim 466\,000\text{ m}^3$ which was equivalent to 7% of rainfall in the hydrological year in study.

Keywords: Acuífero Guadalupe, runoff, water balance, triangular weir.

Recibido: 27/11/12
Aceptado: 07/04/14

en el planeta y su disponibilidad varía de región en región, dependiendo de su clima y ubicación geográfica. Las regiones semiáridas se caracterizan por presentar baja precipitación anual, que oscila entre los 200 y 400 mm (Kottek,

Grieser, Beck, Rudolf, & Rubel, 2006). Según la clasificación climática de Köppen, se consideran climas intermedios entre los desérticos y los húmedos. En México, los climas secos y muy secos se encuentran distribuidos en la mayor parte del centro y norte del país, región que comprende el 49% del territorio nacional (SMN, 2010). El estado de Baja California se caracteriza por tener un clima semiárido con baja disponibilidad hidráulica superficial; por lo tanto, el desarrollo económico de la región depende de la disponibilidad de agua subterránea (Campos, 2008). Kurczyn (2005) indicó que el VG tiene un tipo de clima semidesértico mediterráneo, el cual es propio entre los 30° y los 45° de latitud en el oeste de los continentes y está asociado con características climáticas particulares, ya que la precipitación se distribuye de manera opuesta a la zona intertropical. No llueve en verano, lo que puede generar un gran estrés hídrico (Di Castri, 1981).

En el VG se realizan diversas actividades agrícolas de gran importancia estatal, nacional y mundial, donde destaca la viticultura, la cual es sustentada gracias a la extracción de agua subterránea suministrada por el acuífero Guadalupe. Este acuífero es de vital importancia para el valle y sus alrededores, ya que abastece hasta un 40% del agua de la ciudad de Ensenada (CNA, 2008) y es la única fuente de agua para solventar las necesidades agrícolas de la región durante gran parte del año. Según la Comisión Nacional del Agua (CNA, 2008), el acuífero se encuentra en estado de sobreexplotación, pues en la actualidad hay un abatimiento en su nivel freático como resultado de una extracción mayor al nivel de recarga. Esto se debe principalmente a que en los últimos años, las áreas agrícolas bajo riego han ido en aumento, existe un alto grado de sobre concesión y, en algunos casos, extracción sin control. A lo mencionado anteriormente se le añade su tipo de clima, ya que la región ha presentado periodos de estiaje prolongados.

Estudios previos en la región han evaluado las condiciones hidrológicas del acuífero

para conocer el comportamiento del recurso, en función de necesidades antropogénicas y caracterizar la zona para poder regular el aprovechamiento del agua subterránea de forma sustentable (Kurczyn, 2005; Badan *et al.*, 2005; CNA, 2008; Campos, 2008; IMIP, 2008; Tsegaye, 2009; Moraila, 2010; Barradas, 2010).

Objetivos

El objetivo principal del estudio consistió en llevar a cabo una cuantificación hidrogeológica integral en una zona semiárida silvestre del aporte que genera la subcuenca El Mogor hacia el flujo superficial del Valle de Guadalupe y la recarga a su acuífero. Para llevar a cabo dicho objetivo se evaluaron dos metodologías para el cálculo del escurrimiento superficial: se utilizó un método empírico para evaluar el sistema hidrológico de cuenca mediante el balance hídrico directo (Almorox, 2003) y se comparó con la estimación directa del flujo superficial mediante la instalación de una estructura de aforo, la cual se instaló sobre el cauce principal próximo a la salida de la subcuenca. Además, se analizó la contribución a la recarga natural por infiltración por parte de la subcuenca hacia el acuífero Guadalupe, a partir de ecuaciones empíricas.

Área de estudio

La subcuenca El Mogor pertenece a la Región Hidrológica núm. 1 (CNA, 2008) dentro de la cuenca Guadalupe. Está delimitada entre los 32° 04' 14" y 32° 01' 15" norte, y entre los 116° 37' 16" y 116° 30' 33" oeste. Se localiza a unos 26 km al noreste de Ensenada, tomando la carretera Ensenada-Tecate dentro del Valle de Guadalupe. Tiene una superficie aproximada de 19 km² y elevaciones que van de los ~300 a los ~1 300 msnm. Presenta corrientes de tipo efímero, ya que sólo tiene flujo superficial en tiempo de lluvia, un modelo de drenaje de tipo dendrítico con orden de corriente cuatro y un colector principal con una longitud aproximada de 15 km, el cual se une al arroyo

Guadalupe. El 85% de la superficie total de la subcuenca tiene pendientes fuertes, que van de las accidentadas medias a las muy escarpadas; el área restante (15%) posee pendientes suaves y llanas (figura 1). La temperatura media anual para la región es de 16.8 °C (Desarrollo y Sistemas, S.A., 1999). La precipitación media se ha estimado en 288 mm/año (CNA, 2008) y acontece generalmente en los meses de diciembre a febrero, y es la principal fuente de recarga del acuífero Guadalupe.

El acuífero Guadalupe se considera como un manto libre intermontano y heterogéneo, cuya unidad impermeable está representada por las rocas ígneas y metamórficas que delimitan al valle (Hernández & Mejía, 2003). Tiene una superficie aproximada de 70 km², que conforma el área granular del acuífero (figura 1).

Materiales y métodos

El cumplimiento de los objetivos de este trabajo de investigación se llevó a cabo al realizar trabajo técnico de campo, el análisis de los resultados de laboratorio y, finalmente, se complementó con trabajo en gabinete.

En el trabajo de campo se realizaron visitas periódicas a la zona de estudio, comenzando en octubre de 2010 y finalizando en julio de 2011. El cambio en el nivel piezométrico de los pozos agrícolas fue monitoreado de forma constante (dos veces por mes) durante el mismo periodo. Se recolectó el dato generalmente después de algún evento de precipitación. Los datos de la precipitación pluvial fueron derivados de la estación climatológica del CICESE (CIC), ubicada a ~1.5 km al SO de la

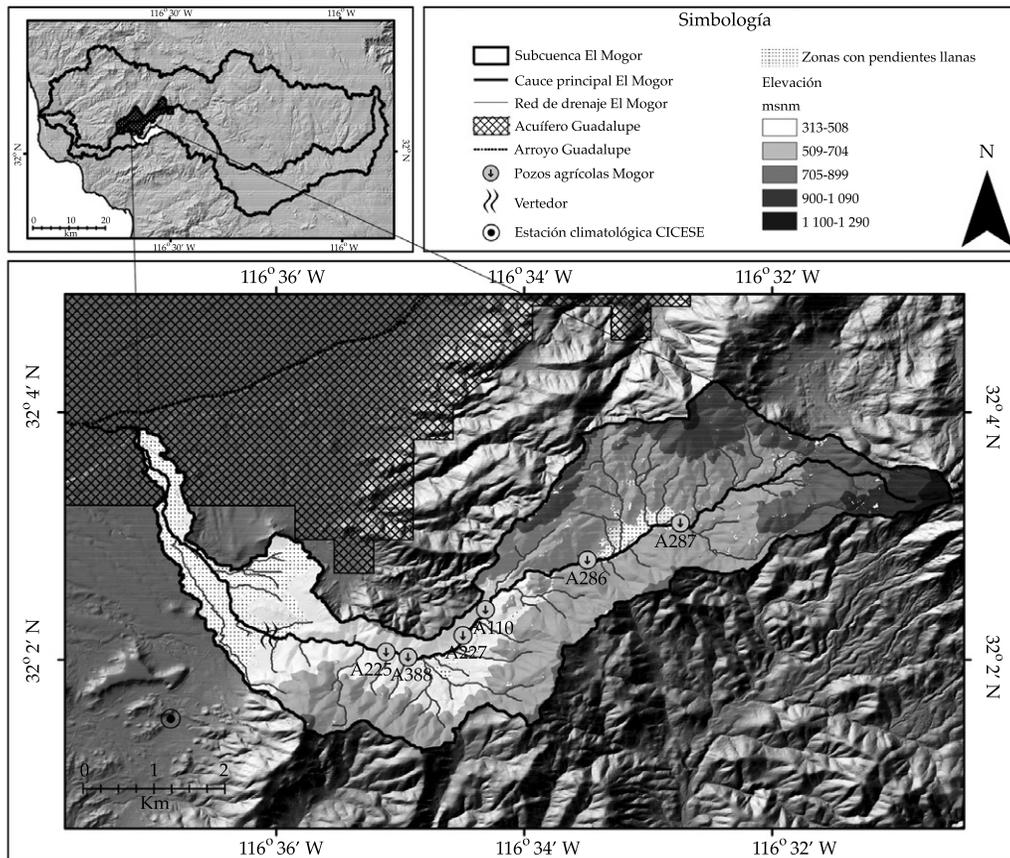


Figura 1. Localización del área de estudio, distribución de la red de drenaje, estación climatológica, pozos agrícolas y localización del vertedor.

zona de estudio. Finalmente, como apoyo, se utilizó un modelo digital de elevación de alta resolución LIDAR de 5 x 5 metros tipo terreno y junto con observaciones directas en campo se identificaron sitios idóneos para llevar a cabo el muestreo, así como la instalación de estructuras y equipo para realizar la cuantificación del escurrimiento superficial.

Estimación empírica del escurrimiento superficial

El balance hídrico directo (BHD) es un método empírico que estima el balance de todo el sistema, utilizando el cálculo de la precipitación mensual y anual para el año hidrológico en análisis, y la estimación de la evapotranspiración potencial mensual y anual (Marini & Piccolo, 2000). El método supone que el agua del suelo se va perdiendo conforme pasa el tiempo hasta agotar su reserva y así cubrir las necesidades hídricas del sistema. Este método consiste en estimar mes con mes los siguientes parámetros (Almorox, 2003):

- Precipitación (P): es el componente de mayor importancia, al ser el que aporta directamente el recurso hacia el sistema.
- Evapotranspiración potencial (ETP): se calculó mediante el método de Thornthwaite (1948), el cual brinda una aproximación de lo que se puede evapotranspirar en el sistema si éste no tuviera restricción alguna del recurso hídrico.
- $P-ETP$: al calcular esta diferencia entre las entradas y salidas potenciales de agua en el suelo, se pueden clasificar los meses húmedos (si $P > ETP$) y los meses secos (si $P < ETP$).
- Reserva de agua en el suelo (R): depende de las características físicas y biológicas del suelo (textura del suelo y cobertura vegetal). En algunos casos se puede utilizar como reserva máxima 100 mm (Thornthwaite, 1948), sin hacer diferencia entre el tipo de suelo y la cobertura vegetal.

Se estima sumando los incrementos $P-ETP$ sólo cuando son meses húmedos. A estos incrementos se le agrega la reserva del mes anterior al mes que se está calculando:

$$R = R_{i-1} + (P - ETP) \quad (1)$$

- Variación de la reserva (VR): se calcula con la diferencia entre la reserva del mes en el que se realiza el cálculo y la reserva del mes anterior:

$$VR = R_i - R_{i-1} \quad (2)$$

- Evapotranspiración real (ETR): se considera que es el volumen de agua que realmente se evapotranspira en el mes y depende estrechamente del volumen de agua disponible. Esto quiere decir que la P en el mes considerado y la R existente será el agua disponible para evaporar. Cuando la P cubre la demanda potencial (generalmente en el periodo húmedo), se puede decir que:

$$ETR = ETP \quad (3)$$

- Si la ETP excede a la P (periodo seco), el agua que se evapora será la de la $P + VR$ (tomada como valor absoluto):

$$ETR = P + |VR| \quad (4)$$

- Falta de agua (F): se considera como el volumen de agua faltante para cubrir las necesidades hídricas potenciales del sistema (para evapotranspirar):

$$F = ETP - ETR \quad (5)$$

- Exceso de agua (Ex): es el recurso que excede la reserva máxima y que se habrá perdido por escurrimiento superficial:

$$Ex = P - ETP - VR \quad (6)$$

- Desagüe (D): el exceso de agua se dirigirá hacia los cauces naturales y una parte engrosará el manto freático. Thornthwaite señaló que el 50% del excedente de agua de un mes en cuestión escurre hacia los ríos, mientras que el resto se infiltra:

$$D = 0.5 * (D_{i-1} + Ex) \quad (7)$$

Finalmente la ecuación para estimar el balance hidrológico de la subcuenca es:

$$\begin{aligned} P &= ETR + \text{infiltración} \\ &+ \text{escurrimiento superficial} \\ \text{o } P &= ETR + D \end{aligned} \quad (8)$$

Si la estimación en el balance es correcta, la precipitación será igual a la suma de la evapotranspiración real más el desagüe en el sistema.

Estimación in situ del escurrimiento superficial

Como método de aforo se utilizó un vertedor triangular de pared delgada (figura 2), con una abertura de 56° , con el que se cuantificó el flujo superficial que llegó al VG. Los datos fueron recolectados cada dos minutos de forma continua del 27 de febrero al 4 de mayo de 2011 (tiempo que duró el escurrimiento) mediante un medidor de nivel de presión Levelogger Gold modelo 3001. Posteriormente se utilizó la ecuación de Sellin (1969) para estimar el volumen de agua que pasó por el vertedor durante el escurrimiento:

$$Q = \left(\frac{8}{15}\right) * \sqrt{2G} * C * \frac{\tan \theta}{2} * H^{5/2} \quad (9)$$

Donde Q = descarga en m^3/s ; C = coeficiente de descarga (valor cercano al 0.6); θ = ángulo de abertura del vertedor; H = altura del agua (medido del comienzo de la



Figura 2. Vertedor triangular de pared delgada.

abertura del vertedor al espejo del agua) en m; G = aceleración de la gravedad (9.8 m/s^2).

Análisis de la conductividad hidráulica a partir de la granulometría

La conductividad hidráulica se estimó a partir del análisis de los distintos tamaños de granos del suelo por medio de la ecuación empírica de Kozeny-Carman, que tiene relación con las propiedades de los sedimentos. Esta ecuación es ampliamente aceptada para estimar la permeabilidad en función de las características del suelo (Odong, 2007):

$$K = \frac{G}{V} * 8.3 * 10^{-3} * \left[\frac{n^3}{(1-n)^2} \right] * D_{10}^2 \quad (10)$$

Donde K = conductividad hidráulica en m/s ; G = aceleración de la gravedad en m/s^2 ; V = viscosidad cinemática del líquido en m^2/s ; n = porosidad, y D_{10} = diámetro efectivo en m. La porosidad (n) puede ser calculada con base en la relación empírica que existe entre la porosidad y el coeficiente de uniformidad (C_u) (Vukovic & Soro, 1992):

$$n = 0.255 * \left(1 - 0.83^{C_u}\right) \quad (11)$$

Monitoreo del nivel piezométrico en pozos y estimación empírica de la recarga

El monitoreo del nivel freático se llevó a cabo en seis pozos de muestreo (figura 1). Se midió el nivel en cada visita al área de estudio utilizando una sonda freatimétrica Solinst de octubre de 2010 a julio de 2011 para observar la variación del nivel ante las demandas hídricas del sistema, bombeo agrícola y la recuperación del manto acuífero en los meses de precipitación.

En la subcuenca, la recarga del acuífero está constituida básicamente por tres elementos:

- 1) Infiltración vertical de la precipitación en el área de recarga y a través del medio fracturado circundante.
 - 2) Infiltración directa de agua por parte del arroyo principal que drena hacia el valle, incluyendo entradas horizontales a través del subálveo.
 - 3) Percolación de agua de riego agrícola.
1. Recarga vertical por lluvia (RV) y de sistema de montaña (RSM)

La CNA (2008) definió la infiltración por lluvia con la siguiente ecuación:

$$I = PAC \quad (12)$$

Donde P = precipitación media anual en m; A = área de captación vertical m^2 ; C = coeficiente de proporcionalidad, que incluye todos los parámetros que intervienen en el proceso de infiltración por parte de la precipitación (Desarrollo y Sistemas, S.A., 1999; CNA, 2002).

La recarga efectuada por infiltración de lluvia en el frente de montaña y bloque montañoso (RSM, recarga del sistema de montaña) (Ajami, Hogan, Maddock, Meixner, & Troch, 2009) se estimó mediante el uso de la ecuación empírica propuesta por Anderson, Freethy y Tucci (1992), basada en un balance de agua estimado en Arizona, y en algunos estados adyacentes que tienen climas áridos y semiáridos:

$$RSM = 0.042 * (P - 203)^{0.98} \quad (13)$$

Donde RSM = recarga de sistema de montaña en mm/y, y P = precipitación anual en mm.

2. Recarga horizontal (RH)

La recarga horizontal se estimó utilizando la ecuación de Dupuit (Fetter, 2001) para acuíferos libres con un flujo en estado estacionario; el gradiente hidráulico se calculó con la medición del nivel piezométrico en cada visita y se utilizó una conductividad hidráulica variable (ecuación (10)), la cual se promedió utilizando los resultados del análisis textural:

$$q = K * \left(\frac{H1 + H2}{2} \right) * \left(\frac{H1 - H2}{L} \right) \quad (14)$$

Donde q = flujo por unidad de área m^2/d ; K = conductividad hidráulica m/d ; $H1$ = nivel freático del pozo 1 medido con respecto al fondo impermeable que se considera plano en m; $H2$ = nivel freático del pozo 2 medido con respecto al fondo impermeable que se considera plano en m, y L = distancia medida entre pozos en m.

3. Extracción por bombeo y percolación de agua de riego

El volumen aproximado de extracción de los pozos se calculó con la información obtenida por el título de concesión de los pozos, información proporcionada por el Comité Técnico de Aguas Subterráneas en el año 2011. El tiempo de operación de bombeo es cercano a ocho horas diarias durante ocho meses en el año (abril-noviembre). En esta época, los viticultores dependen de la extracción de agua subterránea para fines de riego y consumo. Asimismo, las pérdidas de lluvia por intercepción anual de la vegetación se llevó a cabo mediante la ecuación empírica formulada por Merriam (1960), cuyo procedimiento lo describe Campos-Aranda (1992) en la siguiente ecuación:

$$I = 2.1082 * \left(1 - e^{(-0.4743 * P)}\right) + 0.062 * P \quad (15)$$

Donde I = pérdida de la precipitación por intercepción de la vegetación en mm, y P = precipitación en mm.

Resultados y discusión

Balance hídrico directo y cuantificación in situ del escurrimiento superficial

El cálculo del BHD partió del resultado obtenido de la ETP estimada mediante el método de Thw y de la precipitación mensual descrito por Almorox (2003). Sin embargo, se tomó la iniciativa de comparar el resultado de la ETP obtenida con Thw con la información de la EP histórica calculada con la CHP (CNA) y los valores obtenidos durante el periodo del estudio por la estación climatológica CIC (cuadro 1). El objetivo de esta comparación fue seleccionar los datos más adecuados para llevar a cabo la estimación del balance.

Se apreció que las diferencias mensuales con Thw fueron ~50% menores, en comparación con los datos obtenidos con los otros métodos (cuadro 1). Xu, Zhang, Xue y Zhao (1998) indicaron que el método de Thw tiende a subestimar la EP o ETP de forma significativa, ya que se basa casi exclusivamente en la temperatura media, sobre todo en los meses invernales. Sin embargo, este método sólo requiere de algunos datos meteorológicos, como la temperatura media del aire, el número de horas de Sol y el índice de calor mensual. Por lo tanto, tiene la ventaja ser uno de los métodos empíricos más utilizados en el mundo debido

a la sencillez de su cálculo. Jensen, en 1973, citado por Bautista y Bautista (2009), hizo la observación de que el cálculo de dicha variable a través de este método no se recomienda en áreas que son climáticamente diferentes al este-central de Estados Unidos, lugar donde se desarrolló el método. Sin embargo, en este estudio los datos se adaptaron adecuadamente, al llevar a cabo el cálculo del balance hídrico con el método directo y estimar a través de su resultado la ETR durante el periodo de análisis (cuadro 2).

La subcuenca El Mogor tiene una superficie aproximada de 19.29 km². En el ciclo hidrológico 2010-2011 se estimó una P anual de 389 mm (cuadro 2), con un volumen anual de ~7.5 Mm³ (cuadro 3) y una ETR anual de 334 mm (cuadro 2), cuyo volumen se calculó en ~6.4 Mm³ (cuadro 3). La diferencia entre el volumen de la P y de la ETR fue de 55 mm (cuadro 2), volumen que constituyó la parte del recurso que representa la I y el Es , el cual se estimó en ~1.06 Mm³ (cuadro 3).

Kretzschmar (2004), citado por Badán et al. (2005), calculó que podría efectuarse una infiltración como mínimo del 10% y como máximo de un 25% de la precipitación anual en el VG. De acuerdo con el resultado del balance, en este trabajo no se consideró una infiltración máxima, ya que el espesor de la lámina de precipitación no fue suficiente para llevar a cabo dicho supuesto, sin embargo se estableció que:

- La infiltración mínima (10%) = 0.76 Mm³ y el escurrimiento máximo = 0.30 Mm³ (cuadro 3).

Cuadro 1. Comparación entre la ETP calculada con el método de Thornthwaite (Thw), ETP estimada por la estación de CICESE (CIC) en el año hidrológico 2010-2011 y la EP histórica medida con las charolas de Penman (CHP) de la estación Olivares Mexicanos de la CNA del año 1952-1989.

ETP	Oct.	Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Anual
Thw	61	42	35	36	26	46	57	67	76	111	109	92	758
CIC	86	95	65	94	85	116	129	159	157	163	171	150	1 470
CHP	134	90	69	74	80	103	130	159	192	216	201	171	1 619

Cuadro 2. BHD para el año hidrológico 2010-2011 (ecuación (8)). (*P*) precipitación, (*I_n*) intercepción por la vegetación, (*P_{in}*) precipitación infiltrable, (*ETP*) evapotranspiración potencial, (*R*) reserva del suelo, (*VR*) variación en la reserva, (*ETR*) evapotranspiración real, (*F*) falta de agua, (*Ex*) exceso y (*D*) desagüe en mm.

Mes	Oct.	Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Anual
<i>P</i>	43	26	104	13	135	42	14	10	2	0	0	0	389
<i>I_n</i>	5	4	9	3	10	5	3	3	1	0	0	0	43
<i>P_{in}</i>	38	22	95	10	125	37	11	7	1	0	0	0	346
<i>T °C</i>	16.2	13.6	12.2	12.2	10.2	13.1	14.6	15.3	16.7	20.8	21.6	20.3	
<i>ETP</i>	61	42	35	36	26	46	57	67	76	111	109	92	758
<i>P-ETP</i>	-18	-16	69	-23	109	-4	-43	-57	-74	-111	-109	-92	
<i>R</i>	0	0	69	46	100	96	53	0	0	0	0	0	
<i>VR</i>	0	0	69	-23	54	-4	-43	-53	0	0	0	0	
<i>ETR</i>	43	26	35	36	26	46	57	63	2	0	0	0	334
<i>F</i>	18	16	0	0	0	0	0	4	74	111	109	92	424
<i>Ex</i>	0	0	0	0	55	0	0	0	0	0	0	0	
<i>D</i>	0	0	0	0	28	14	7	3	2	1	0	0	55

Cuadro 3. Resultado del BHD, donde se presentan precipitación (*P*), evapotranspiración real (*ETR*), desagüe (*D*), infiltración mínima (*I_{mín}* 10%) y escurrimiento máximo (*Emáx*).

Resultado del balance hídrico directo						
	<i>P</i>	<i>ETR</i>	<i>D</i>		<i>I_{mín}</i> 10%	<i>Emáx</i>
mm	389	334	55	55	39	16
Mm ³	7.5	6.4	1.06	1.06	0.76	0.30
%	100	86	14	100	71	29

Asimismo, Ponce, Pandey y Kumar (1999), y Kresic (1997) señalaron un volumen de *I* que equivale al 10% del agua precipitada anualmente en la cuenca Guadalupe, mientras que Marsily (1986), citado en Campos (2008), mencionó que en las zonas áridas, la recarga superficial es casi cero debido a que la lluvia es mucho más baja que la *ETP*. Sin embargo, la estimación del volumen de *I* y *Es* puede variar enormemente en espacio y tiempo, por lo tanto es común llegar a tener sobrestimaciones del recurso.

Para minimizar estos errores y no generalizar la *I* y el *Es* a lo largo del año hidrológico, se dividió el ciclo en dos partes: la primera previa al *Es*, donde el excedente del recurso se consideró como la diferencia entre la *P* y la *ETR*, cuyo resultado representó la lámina que potencialmente se infiltró en la zona de estudio. La segunda parte inició cuando

comenzó a generarse el *Es* hasta el final del año hidrológico. En este segundo periodo, el exceso que provino de la diferencia entre la *P* y la *ETR* fue parte de la suma de la lámina que potencialmente se infiltró y el *Es* (cuadro 4).

Al llevar a cabo esta separación en el año hidrológico entre antes y después del *Es* y complementándolo con lo propuesto por Thw de que el 50% del exceso de agua de un mes drena hacia los ríos durante el mes en cuestión, mientras que el resto se infiltra hacia las capas profundas (Almorox, 2003), se calculó una *I* en el primer periodo de ~887 000 m³, mientras que para el segundo periodo se estimó una *I* + *Es* de ~173 000 m³. Por lo tanto, siguiendo lo propuesto por Thw, el *Es* que se estimó en la zona de estudio fue de ~86 000 m³, mientras que la suma del volumen de *I* potencial en los dos periodos fue de ~974 000 m³.

Cuadro 4. Evaluación de las variables ambientales de precipitación (P), evapotranspiración real (ETR), infiltración potencial (I) y escurrimiento superficial (Es), pre y pos escurrimiento 2010-2011.

Variable ambiental	Octubre-enero (mm)	Febrero-septiembre (mm)
P	186	203
ETR	140	194
$P - ETR = I$	46	
$P - ETR = I + Es$		9

La cuantificación *in situ* del escurrimiento superficial se determinó al procesar alrededor de 23 000 datos almacenados en el medidor de presión, los que se compensaron barométricamente para obtener la altura del nivel del agua, la cual se midió desde la abertura del vertedor hasta el espejo del agua (figura 3b). Se estimó un escurrimiento superficial de 60 000 m³, que fueron aportados directamente de la subcuenca El Mogor hacia el VG (figura 3a).

Se observó que al dividir el año hidrológico en pre y pos Es (cuadro 4), la estimación del mismo se acerca de forma clara a la cuantificación realizada *in situ*, al comparar sus respectivos resultados. Moore (1975) mencionó que aunque hay errores asociados con el uso de vertedores triangulares, éstos permiten obtener una cuantificación razonable del flujo en arroyos pequeños.

Recarga vertical, de sistema de montaña, horizontal y por percolación por riego agrícola

La estimación de la pérdida de lluvia por intercepción de la vegetación sumó 43 mm de la lámina precipitada (ecuación (15)). Su cálculo fue necesario para tratar de minimizar errores al estimar el proceso de recarga hacia el acuífero. Por lo tanto, la P infiltrable se redujo a 346 mm (cuadro 2). En este estudio se calculó que el 11% de la P se perdió por intercepción de la vegetación. Schosinsky y Losilla (2000) hicieron la observación que niveles de lluvia menores a 5 mm mensuales no generan I , ya que al menos 5 mm son retenidos por la vegetación sin llegar al suelo. Butler (1957), citado en Schosinsky (2006), consideró que la retención de lluvia en follajes es del 12% y en

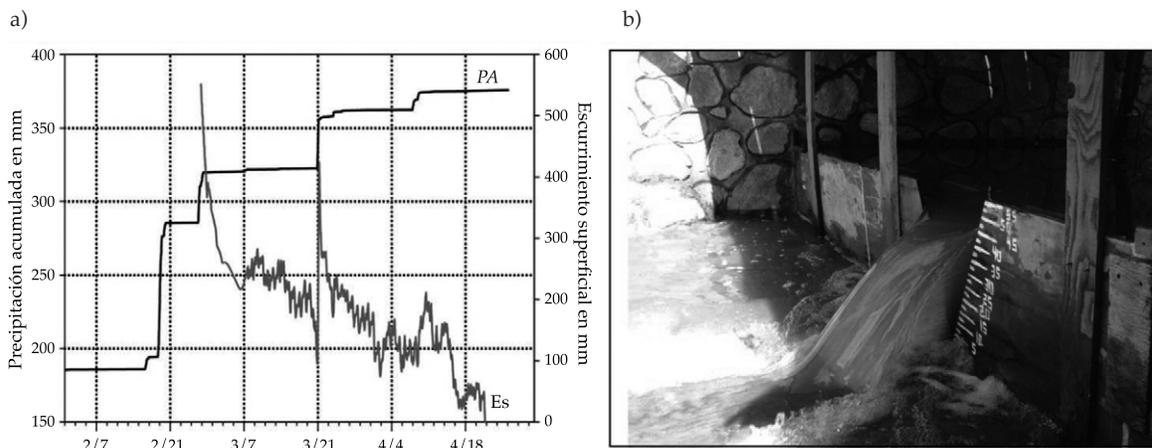


Figura 3. a) Escurrimiento superficial (Es) y precipitación acumulada (PA) generados en la zona de estudio durante el año hidrológico 2010-2011; b) altura máxima del Es registrada sobre el vertedor triangular durante el periodo del estudio.

bosques muy densos puede llegar a ser del 20% (Linsley, Kohler, & Paulus, 1958).

La superficie de captación vertical se calculó mediante un modelo de pendiente del terreno. Se consideró que la *RV* se llevaría a cabo en zonas con pendientes menores a 5° (pendientes suaves y llanas). Esta superficie tiene una extensión de ~2.88 km² (15% área total). El resultado del cálculo indicó que en esa zona se captó un volumen aproximado de 1 000 000 m³. En trabajos anteriores de la región se estimó un coeficiente de infiltración para el VG de 0.36 (Desarrollo y Sistemas, S.A., 1999; CNA, 2002). Con este valor se complementó el cálculo de la *RV* por lluvia, la cual se estimó en ~360 000 m³ (ecuación (12)).

En lo que corresponde a la *RSM*, se consideró la zona a lo largo del frente de montaña y todo el bloque montañoso. Estas zonas tienen pendientes mayores a 5°, que se clasifican desde accidentadas medias a las muy escarpadas. El área de la subcuenca que representa el sistema de montaña tiene un total de ~16.42 km². De acuerdo con la ecuación (13), propuesta por Anderson *et al.* (1992), la *P* que captó la porción montañosa de la subcuenca se estimó en 5.58 mm. Por lo tanto, el volumen de agua que se calculó como fuente de abastecimiento hacia el manto acuífero fue de ~95 000 m³ durante el periodo del estudio.

La *RH* se estimó utilizando como dato principal la variación de nivel piezométrico de los pozos agrícolas (figura 4) que se localizan dentro de la subcuenca (figura 1). El cambio en el nivel piezométrico registrado en los pozos fue producto de las necesidades hidrológicas del sistema de cuenca y su recarga (figura 4), ya que en el periodo del estudio, la extracción por bombeo agrícola fue mínima. Asimismo, la mayor parte del nivel piezométrico se localizó por debajo de la zona de influencia radicular, por lo tanto el consumo del recurso por parte de la vegetación no se tomó en cuenta. Se calculó un volumen aproximado de 11 000 m³ en lo que a recarga horizontal se refiere a lo largo de diez meses de muestreo (ecuación (14)).

Los datos de los volúmenes de extracción de los pozos agrícolas fueron obtenidos por

medio del título de concesión proporcionado por el Comité Técnico de Aguas Subterráneas (COTAS), cuyo volumen sumó ~181 300 m³ anuales. Estudios realizados en la región exponen que aproximadamente el 12% del volumen de agua que se usa para riego retorna al acuífero mediante el proceso de percolación (Desarrollo y Sistemas, S. A., 1999, citado en CNA, 2008). Esto quiere decir que ~21 800 m³ regresan a formar parte del agua subterránea anualmente. Por lo tanto, las pérdidas por bombeo agrícola se reducen a ~159 500 m³/año.

Finalmente, el volumen total de la recarga en la subcuenca se estimó mediante la suma de las entradas y salidas del recurso (*RV* + *RSM* + *RH*). El volumen total de recarga potencial se calculó en ~466 000 m³, que corresponde al 7% de la precipitación infiltrable en el año hidrológico 2010-2011. Cabe mencionar que en este cálculo no se consideraron las salidas en el sistema (*ETP*, *Es* y extracción por bombeo) debido a que las ecuaciones para estimar la *RV* y la *RSM* consideran estas pérdidas, con excepción de la extracción por bombeo. La percolación de agua de riego y la extracción por bombeo no se consideraron en el cálculo de la recarga porque no se reportó riego ni extracción de los pozos agrícolas durante el periodo de estudio. Sin embargo, al tomar en cuenta estos factores (percolación y extracción), la recarga potencial hacia el acuífero disminuyó un 30%, mostrando un volumen de ~328 300 m³, que corresponde al 4.9% de la precipitación infiltrable. Los resultados correspondientes a la recarga son similares a los reportados por otros autores (Marsily, 1986; Kresic 1997; Ponce *et al.*, 1999; Badán *et al.*, 2005).

Conclusiones

En este trabajo se observó que los resultados obtenidos con el método del balance hídrico directo durante el periodo del estudio sobrestiman el volumen de *I* (760 000 m³) y *Es* (300 000 m³), al considerar una *I* mínima del 10% de la precipitación y un *Es* máximo (cuadro 3). Es probable que la *ETP* calculada con el

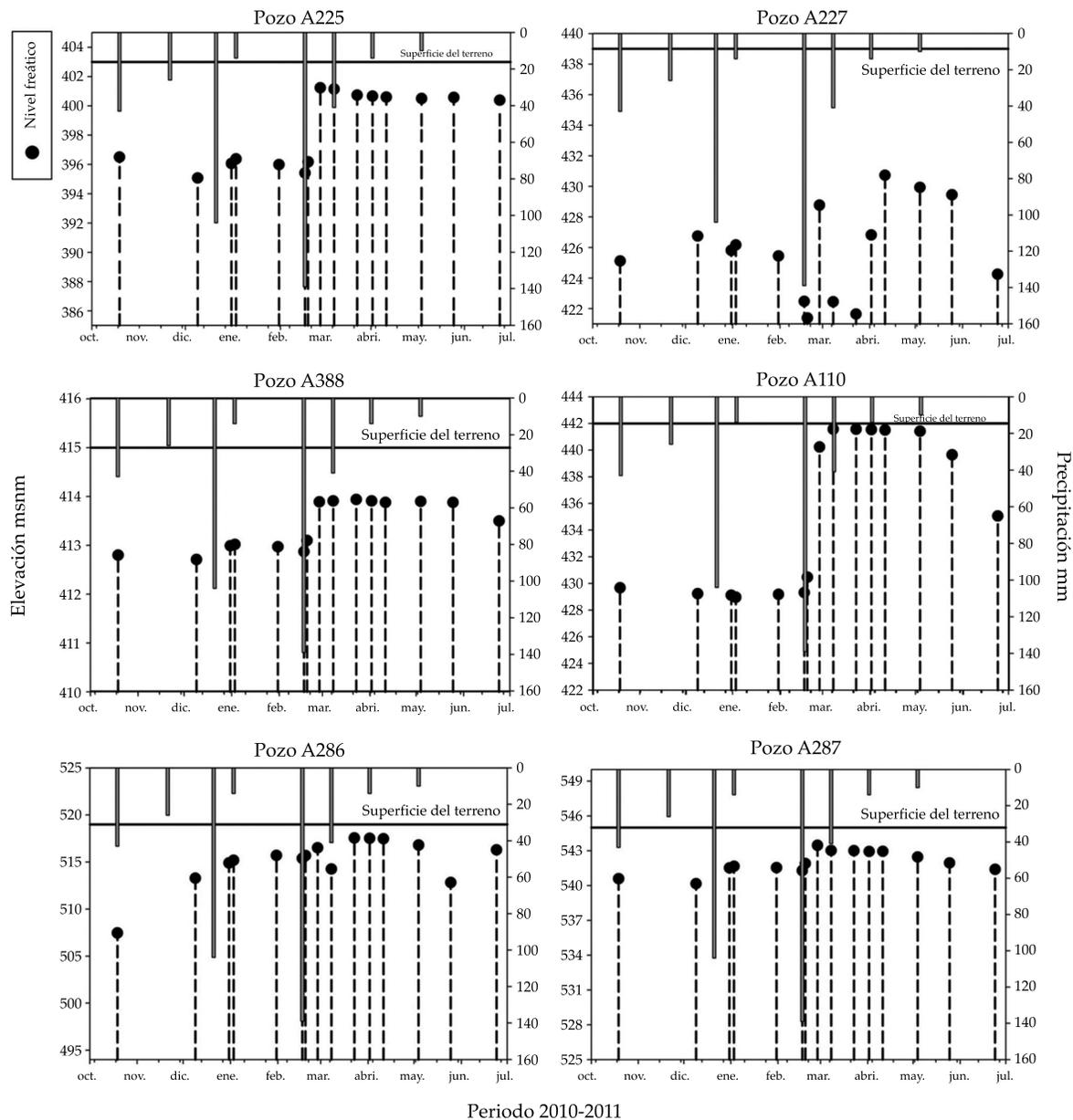


Figura 4. Variación del nivel piezométrico y su relación con la precipitación.

método de Thw no sea la metodología más adecuada a utilizar en esta zona climática, ya que en la comparación realizada en el cuadro 1, se observó un déficit del 50%, en comparación con los otros métodos, lo que puede generar sobrestimaciones. Sin embargo, para minimizar los posibles errores se dividió el ciclo hidrológico en dos periodos (pre y pos E_s , cuadro 4). Al llevar a cabo esta estrategia y

complementarla con lo propuesto por Thw, de que el 50% del exceso de agua de un mes drena hacia los ríos, mientras que el resto se infiltra hacia las capas profundas (Almorox, 2003), se observó un mejor ajuste al comparar los resultados obtenidos con el BHD (86 000 m³) y el E_s (60 000 m³) cuantificado *in situ*.

Se demostró que la estimación del E_s con el método de aforo y un medidor de presión en

conjunto representa una alternativa altamente aplicable en zonas silvestres para cuantificarlo en tiempo real y de forma continua. Además, permite llevar a cabo estimaciones puntuales en las salidas de las subcuencas que drenan hacia los valles y el error en la estimación del *Es* se minimiza. Esto permite plantear alternativas sobre el manejo del agua superficial en zonas semiáridas cuando se presente el *Es*, ya que en esta región es muy limitado y cuando llega a ocurrir no se aprovecha y se pierde en el océano.

En lo que a $I - R$ se refiere, al llevar a cabo la división del ciclo hidrológico en los dos periodos, se estimó una *I* potencial de 974 000 m³, 12% mayor a la calculada inicialmente, al considerar una *I* mínima del 10% de la precipitación. Estos resultados pueden tener errores importantes en su estimación, ya que no se consideran los factores físicos, biológicos y antropogénicos, como el relieve, la textura del suelo, la pérdida de la *P* por intercepción de la vegetación y la extracción por bombeo agrícola. Por lo tanto, es impreciso generalizar y considerar el mismo volumen de la infiltración en toda la subcuenca, ya que su estructura y uso no es uniforme.

Los métodos empíricos que se utilizaron en este trabajo, específicamente para estimar la recarga hacia el acuífero, toman en cuenta los parámetros antes mencionados. Por consiguiente, existe una mayor fidelidad en los resultados obtenidos al estimar una recarga de 466 000 m³ por parte de la subcuenca El Mogor hacia el acuífero, que equivale al 7%, de la precipitación infiltrable en el año hidrológico 2010-2011.

Referencias

- Ajami, H., Hogan, J., Maddock, T., Meixner, T., & Troch, P. (2009). *Quantifying Spatial and Temporal Variability of Mountain System Recharge in Semi-Arid Catchments* (496 pp.). Tesis presentada a la Facultad del Departamento de Hidrología y Recursos Hídricos como cumplimiento parcial de los requisitos para obtener el grado en Doctor en Filosofía con especialidad en Hidrología. Arizona: The University of Arizona.
- Almorox, J. (2003). *Climatología aplicada al medio ambiente y agricultura* (201 pp.). Madrid: Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos.
- Anderson, T., Freethey, G., & Tucci, P. (1992). *Geohydrology and Water Resources of Alluvial Basins in South-Central Arizona and Parts of Adjacent States* (77 pp.). Washington, DC: U.S. Geological Survey, Professional Paper 1406-B.
- Badán, A., Kretschmar, T., Espejel, I., Cavazos, T., D'Acosta, H., Vargas, P., Mendoza, L., Leyva, C., Arámburo, G., Daesslé, W., & Ahumada, B. (2005). Hacia un plan de manejo del agua en Valle de Guadalupe, Baja California (pp. 45-64). En *Memorias del II Seminario Internacional de Vitivinicultura: Ensenada, Baja California, México*, INIFAP.
- Barradas, R. (2010). *Cambios hidrológicos en las cuencas que abastecen de agua a la zona de Ensenada, Baja California, México* (66 pp.). Tesis de maestría. Ensenada, México: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).
- Bautista, F., & Bautista, D. (2009). Calibration of Equations of Hargreaves and Thornthwaite to Estimate the Potential Evapotranspiration in Semi-Arid and Subhumid Tropical Climates for Regional Applications. Centro de investigaciones en Geografía Ambiental. Universidad Autónoma de México. *Atmósfera*, 22(4), 331-348.
- Butler, S. (1957). *Engineering Hydrology* (356 pp.). USA: Prentice Hall Inc.
- Campos-Aranda, D. F. (1992). *Procesos del ciclo hidrológico* (pp. 1-30). México, DF: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Campos, R. (2008). *Simulación del flujo de agua subterránea en el acuífero del Valle de Guadalupe, Baja California, México* (220 pp.). Tesis de doctorado. Ensenada, México: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).
- CNA (2002). *Determinación de la disponibilidad de agua en el Acuífero Guadalupe, estado de Baja California* (19 pp.). México, DF: Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica.
- CNA (2008). *Plan maestro de manejo del acuífero Guadalupe, Municipio de Ensenada, B.C.* (111 pp.). Tomo III. Informe técnico. Ensenada, México: Comisión Nacional del Agua.
- Desarrollo y Sistemas, S. A. (1999). *Estudio de simulación hidrodinámica del acuífero de Guadalupe, B.C.* (220 pp.). Informe final. México, DF: Comisión Nacional de Agua, Subdirección Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas.
- Di Castri, F. (1981). Mediterranean-Type Shrublands of the World (pp. 1-52). Vol. 11. In F. Di Castri, D. W. Goodall, R. L. Specht (Eds). *Mediterranean-Type Shrublands, Ecosystems of the World*. Amsterdam: Elsevier.
- Fetter, W. (2001). *Applied Hydrogeology* (691 pp.). 4th edition. New York: Macmillan College Publishing Company.
- Hernández, M., & Mejía, R. (2003). *Relación de las aguas superficiales y subterráneas del acuífero BC-07, Valle de Guadalupe, Municipio de Ensenada, B.C.* (13 pp.). Ensenada,

- México: Comisión Nacional del Agua, Gerencia Regional de la Península de Baja California, Subgerencia Regional Técnica.
- IMIP (2008). *Programa integral del agua de Ensenada*. Ensenada, B.C. (132 pp.). Ensenada, México: Instituto Municipal de Investigación y Planeación de Ensenada, B.C.
- Jensen, M. (1973). *Consumptive Use of Water and Irrigation Water Requirements* (215 pp.). New York: American Society of Civil Engineering.
- Kottke, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger Climate Classification Updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 259-263.
- Kresic, N. (1997). *Quantitative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modeling* (461 pp.). Boca Raton, USA: CRC Press, Lewis Publishers.
- Kretzschmar, T. (2004). *Memorias del II Seminario Internacional de Vitivinicultura*, Ensenada, Baja California, México.
- Kurczyn, A. (2005). *Evaluación del potencial de escurrimiento superficial al noroeste del Valle de Guadalupe, B.C., usando el método de las curvas numeradas e imágenes de satélite* (90 pp.). Tesis de maestría. Ensenada, México: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).
- Linsley, R., Kohler, M., & Paulus, L. (1958). *Hydrology for Engineers* (340 pp.). New York: McGraw Hill.
- Marini, M., & Piccolo, M. (2000). El balance hídrico en la cuenca del río Quequén Salado, Argentina. *Papeles de Geografía, Murcia, España*, 31, 39-53.
- Marsily, G. (1986). *Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers* (440 pp.). San Diego: Academic Press, Inc.
- Merriam, A. (1960). A Note on the Interception Loss Equation. *Journal of Geophysical Research*, 65(11), 3850-3851.
- Moore, R. (1975). Measuring Flow of Small Streams: Use of a Portable Weir. *Tane*, 21, 147-152.
- Moraila, T. (2010). *Modelación hidrológica de escurrimiento superficial en la subcuenca Santa Rosa, B.C.* (60 pp.). Tesis de maestría. Ensenada, México: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).
- Odong, J. (2007). Evaluation of Empirical Formulae for Determination of Hydraulic Conductivity Based on Grain-Size Analysis. *Journal of American Science*, 3, 54-60. Consultado en: mayo-junio 2011. Recuperado de <http://www.jofamericanscience.org/journals/am-sci/0303/10-0284-Odong-Evaluation-am.pdf>.
- Ponce, V., Pandey, R., & Kumar, S. (1999). Groundwater Recharge by Channel Infiltration in El Barbon Basin, Baja California, Mexico. *Journal of Hydrology*, 214(1-4), 1-7.
- SMN (2010) *Climas de México*. México, DF: Servicio Meteorológico Nacional. Consultado en abril de 2010. Recuperado de http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=103&Itemid=80.
- Schosinsky, G., & Losilla, M. (2000). Modelo analítico para determinar la infiltración con base en la lluvia mensual. *Revista Geológica de América Central*, 23, 45-55. Consultado en junio 2011]. Recuperado de <http://www.ambientales.una.ac.cr/files/Pablo%20Ramirez/Manejo%20y%20Evaluacion%20del%20Recurso%20Hidrico/23-SHOSINSKI.pdf>.
- Schosinsky, G. (2006). Cálculo de la recarga potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Revista Geológica de América Central*, 34-35, 13-30. Consultado en junio de 2011. Recuperado de <http://www.latindex.ucr.ac.cr/geologica-34-35/02-Schosinsky1.pdf>.
- Sellin, R. H. J. (1969). *Flow in Channels* (149 pp.) London: Macmillan.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38, 55-94.
- Tsegaye, M. (2009). *Potential for Groundwater Recharge in an Arid Catchment in México* (71 pp.). Darmstadt, Germany: Technische Universität Darmstadt.
- Vukovic, M., & Soro, A. (1992). *Determination of Hydraulic Conductivity of Porous Media from Grain Size Distribution* (83 pp.). Littleton, USA: Water Resources Publications.
- Xu, X., Zhang, R., Xue, X. & Zhao, M. (1998). Determination of Evapotranspiration in the Desert Area Using Lysimeters. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 29, 1-13.

Dirección institucional de los autores

M.C. Francisco José del Toro-Guerrero
Dr. Thomas Kretzschmar
M.C. Alejandro Hinojosa-Corona

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE)
Carretera Ensenada-Tijuana núm. 3918
22860 Ensenada, Baja California, MÉXICO

Departamento de Geología
Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE)
Carretera Ensenada-Tijuana núm. 3918
22860 Ensenada, Baja California, MÉXICO
Teléfono: +52 (646) 1750 500
Fax: +52 (646) 1750 557
fdeltoro@cicese.edu.mx
tkretzsc@cicese.mx
alhinc@cicese.mx