

DOI: 10.24850/j-tyca-14-01-08

Notas

Estimación de la recarga potencial por infiltración en la zona norte de Loreto, Baja California Sur, México

Assessment of the potential recharge by infiltration in the northern zone of Loreto, Baja California Sur, Mexico

Mario Verdugo¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4070-1018>

Oscar Arizpe², ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2155-2678>

¹Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, México, mverdugo_15@alu.uabcs.mx

²Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, México, oarizpe@uabcs.mx

Autor para correspondencia: Mario Daniel Verdugo, mverdugo_15@alu.uabcs.mx



Resumen

En este estudio se realiza una estimación de la recarga potencial por infiltración de lluvia en la zona norte de Loreto en el estado de Baja California Sur, México, donde se incluyen las cuenca de Gombedor, Loreto y San Bruno; ello, en respuesta a la escasa información en el área y la urgencia que representa la presión sobre los recursos hídricos. A partir de datos de precipitación y temperatura de las estaciones climáticas cercanas al municipio de Loreto se realizaron modelos de precipitación y temperatura mediante el método de interpolación Kriging; con estos modelos se calcularon la evapotranspiración, el escurrimiento y finalmente la infiltración potencial. Los resultados obtenidos fueron de 5.37 Mm³ año⁻¹ para la cuenca de Gombedor, 13.37 Mm³ año⁻¹ en la cuenca de San Bruno y 7.62 Mm³ año⁻¹ en el norte de Loreto. En la cuenca San Bruno se encuentran los pozos de extracción que surten a la ciudad de Loreto, aquí se estimó una recarga potencial de 1.97 Mm³ año⁻¹ con una precipitación media anual de 207 mm. La infiltración por la lluvia es una de las fuentes más importantes de recarga de los acuíferos, junto con los flujos subterráneos, y la recarga artificial o inducida. El modelo hidrogeológico conceptual permite abordar más fácilmente la situación de la cuenca para elaborar estrategias de manejo. Este tipo de modelos puede resultar eficiente donde no hay aguas superficiales, ya que brinda un buen pronóstico para zonas con pocos datos o que son difícil acceso mediante el uso de técnicas de sistemas de información geográfica y geoestadísticas.

Palabras clave: recarga natural, modelado de variables climáticas, interpolación, Kriging, balance hídrico, Loreto.

Abstract

This study assesses an estimate of the potential rainfall infiltration in the northern area of Loreto in the state of Baja California Sur, Mexico. The basins of Gombedor, Loreto, and San Bruno are included. The analysis is based on precipitation and temperature data from the climatic stations near the municipality of Loreto. This study is in response to the scarcity within the matter and the urgency that the pressure on water resources represents to the region. Precipitation and temperature models were estimated using the Kriging interpolation method. The evapotranspiration, runoff, and potential infiltration were calculated from these models. The results obtained were 5.37 Mm³ year⁻¹ for the Gombedor basin, 13.37 Mm³ year⁻¹ in the San Bruno basin, and 7.62 Mm³ year⁻¹ north of Loreto. The San Bruno basin is where the extraction wells that supply the city of Loreto are located. In the San Bruno basin, a potential recharge of 1.97 Mm³ year⁻¹ was estimated with an average annual rainfall of 207 mm. Rainfall infiltration is one of the most important sources of aquifer recharge, in addition to groundwater flows and induced recharge. The hydrogeological model allows for addressing the situation of the basin to develop management strategies. These models can be efficient in regions without surface waters and readily available information. Moreover, hydrogeological models provide a good forecast

for the Loreto region since the data are insufficient. The results for the variables show the potential of the methods based on techniques of Geographical Information Systems and geostatistics.

Keywords: Natural recharge, modeling of climatic variables, interpolation, kriging, water balance, Loreto.

Recibido: 13/01/2021

Aceptado: 11/09/2021

Introducción

El agua es un recurso esencial para todo ser vivo, se encuentra en todos los aspectos naturales y humanos, a pesar de su importancia es de cantidad limitada en zonas áridas, donde la principal fuente de abastecimiento es el agua subterránea almacenada en los acuíferos. La escasez de agua es la condición en la cual la demanda de este recurso no puede ser satisfecha, en zonas áridas existe una gran presión para proveer las necesidades de la población llevando a la sobreexplotación de

los acuíferos (Water UN, 2012; WWAP, 2019). La sobreexplotación es un evento que ocurre en la mayoría de los acuíferos del estado de Baja California Sur (BCS) y muchos de ellos se encuentran en estado crítico (García-Gastelum *et al.*, 2013). Como fuente principal de agua para el consumo humano es importante realizar un buen manejo del recurso, lo anterior se puede lograr mediante la cuantificación del agua subterránea y su recarga. En cuanto a la recarga natural del agua subterránea, este es el proceso mediante el cual el agua superficial proveniente de la lluvia se infiltra a través del suelo hasta los acuíferos (Bureau of Reclamation & U.S. Department of the Interior, 1981). Otros procesos pueden aportar en la recarga debido a las acciones humanas ya sea directas e indirectas, como el riego agrícola, sistemas de distribución de agua potable, presas, diques o bordos (Ordoñez-Gálvez, 2011).

Existen distintos métodos para estimar la recarga de un acuífero, algunos se basan en datos de la zona saturada y otros en datos de la zona no saturada y aguas superficiales. Los primeros generalmente proveen estimados más confiables porque calculan la recarga real, sin embargo, requieren una mayor cantidad de datos los cuales no están disponibles en la mayoría de los casos. Los métodos con datos de aguas superficiales o de la zona no saturada estiman la recarga potencial y resultan ser más imprecisos, se basan en datos de la superficie como precipitación, temperatura, escurrimiento y evapotranspiración (Scanlon, Healy, & Cook, 2002). Es posible realizar el cálculo del balance hidrológico mediante ecuaciones o relaciones empíricas ya establecidas en diferentes

cuencas y mediante la modelación de estas variables (Hakala, Addor, & Seibert, 2018; Machekposhti, Sedghi, Telvari, & Babazadeh, 2018; Peñadía, 2019; Martínez-Austria, Vargas Hidalgo, & Patiño-Gómez, 2019; Velázquez-Zapata & Troin, 2020). De la misma forma, existen algunos trabajos de estimación empírica para cuencas en el estado de BCS (Cruz-Falcón *et al.*, 2013; Antonio, Martínez, Brandebourger, Mora, & Mahlknecht, 2017).

En el manejo eficiente del agua subterránea la cuantificación de la recarga natural es un requisito fundamental. La infiltración por la lluvia es una de las fuentes más importantes de recarga de los acuíferos. En el área norte de Loreto se encuentran los acuíferos de Gombedor, San Juan Londó y Loreto. El acuífero de San Juan Londó es la mayor fuente de agua potable para la ciudad de Loreto, la cual ha pasado a doblar su población en solo 15 años llegando a poco más de 20,000 habitantes actualmente (Steinitz *et al.*, 2005; Gobierno de Baja California Sur, 2020). La población local depende principalmente del turismo, conjuntamente de que se encuentra el Área Natural Protegida (ANP) del Parque Nacional Bahía de Loreto, por lo que se encuentra bajo una gran presión por el desarrollo económico (DOF, 1996). Desde hace varios años se conoce que el acuífero de San Juan Londó se encuentra en déficit, aunado a la evidencia de que presenta intrusión salina (Wurl, Rodríguez, Cassassuce, Gutiérrez, & Velázquez, 2013). De acuerdo con el reporte de Conagua, el acuífero de Loreto se encuentra también en déficit, aunque en este acuífero el volumen de extracción es menor (Conagua, 2018a). En el

presente trabajo se estima la recarga potencial, y aunque estas estimaciones pueden considerarse imprecisas, la información disponible en esta zona es escasa e incompleta. A falta de información o estudios, el desarrollo de modelos para estimar las variables hidrológicas se presenta como una gran alternativa. El objetivo de este trabajo ha sido presentar un método para calcular la recarga potencial por infiltración del agua de lluvia en el área del norte de Loreto en el estado de BCS, mediante el modelado de las variables de precipitación y temperatura, evapotranspiración y escurrimiento. Con la infiltración se realizó la estimación del balance hídrico con el método indirecto o de residuales, el cual ofrece una gran flexibilidad en su aplicación. La mayor limitación la aproximación del método indirecto, es que la estimación de la recarga depende de la exactitud con la que se calculan los demás componentes como la precipitación, temperatura, evapotranspiración y escurrimiento (Scanlon *et al.*, 2002).

Materiales y métodos

Área de estudio

El área de estudio se ubica en la parte centro-oriental de la península de Baja California en el municipio de Loreto, México. Se encuentra en la Cuenca de A. Frijol-A. San Bruno dentro de la Región Hidrológica RH06 BCS (La Paz). El área de estudio tiene una extensión total de 1 299 km² y presenta una orientación de escurrimientos de este a oeste. Debido al clima desértico y la poca precipitación, los principales escurrimientos de la región son de régimen intermitente y no existen ríos que tengan flujos de forma permanente, por lo que los arroyos intermitentes y efímeros como descarga principal son originados en la Sierra de la Giganta y desembocan en el Golfo de California (INEGI, 2010). El área de estudio incluye las cuencas de San Bruno (647.5 km²), Gombedor (296.6 km²) y norte de Loreto (355 km²), como se observa en la Figura 1. En la región de estudio se encuentra el valle de San Juan B. Londó (subcuenca San Bruno), donde se realiza la extracción del agua potable que provee a la ciudad de Loreto, y en menor proporción se da la extracción para uso

agrícola (Conagua, 2018b). Frente a estas cuencas y sobre el Golfo de California, la bahía de Loreto presenta una gran biodiversidad e importancia comercial de muchas especies marinas, lo que llevaron al decreto como Área Natural Protegida (ANP) en 1996 (DOF, 1996). Con el decreto del ANP, el turismo se convirtió en la actividad económica más importante para la zona (Gobierno del Estado de Baja California Sur, 2020), lo que supone una gran presión para los recursos hídricos de la región.

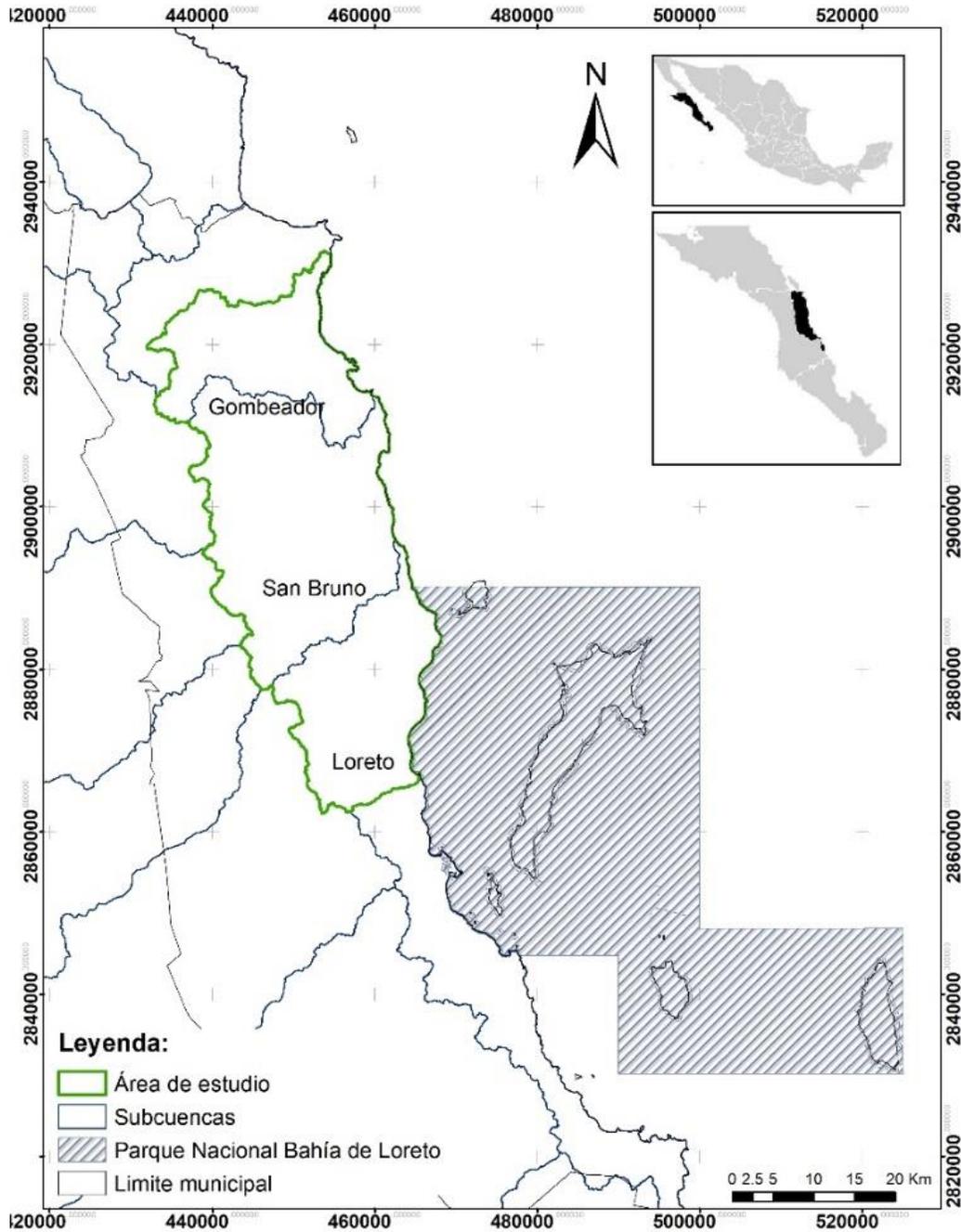


Figura 1. Localización del área de estudio.

Datos y análisis de las variables climatológicas

Se utilizaron los datos de las estaciones climáticas pertenecientes a la Red de Monitoreo Meteorológico de la Comisión Nacional del Agua (Conagua) en el estado de BCS. Las estaciones climáticas son las siguientes: Comondú, La Poza Honda, La Purísima, Loreto, San Javier, San Juan Londó, San Ignacio de los Romero, Huatamote, La Poza de León, San Nicolás, San Antonio Norte, Ligüi, San Lucas Norte y Guajademi (Tabla 1). En la Figura 2 se observa la distribución espacial de las estaciones climáticas. Se utilizó la climatología diaria de los registros históricos de precipitación y temperatura del periodo 1986-2016 de las estaciones climatológicas (Conagua, 2020). Se promediaron los datos diarios de precipitación y posteriormente se sumaron para obtener la precipitación total anual para cada año de la serie de 30 años; a este resultado se le realizaron las pruebas exploratorias de datos que se describen a continuación.

Tabla 1. Localización de las estaciones climáticas.

Estación	Nombre	Coordenada		Altura (msnm)
		X UTM	Y UTM	
3008	Comondú	417475	2882401.2	300
3028	La Poza Honda	447744.3	2805809.4	20
3029	La Purísima	392299	2896275.4	95
3035	Loreto	465676.7	2877057.8	20
3054	San Javier	445455.2	2860879.9	200
3099	San Juan Londó	452553.7	2900688.5	40
3105	San Ignacio de los Romeros	435697.3	2830158.6	140
3108	Huatamote	466249.9	2831120.3	342
3109	La Poza de León	482674.7	2805099	360
3129	San Nicolás	445292.1	2935970.3	15
3133	San Antonio Norte	454419.3	2891489.5	100
3138	Ligüi	472978.7	2846331.7	10
3141	San Lucas Norte	425088.3	2833137.7	200

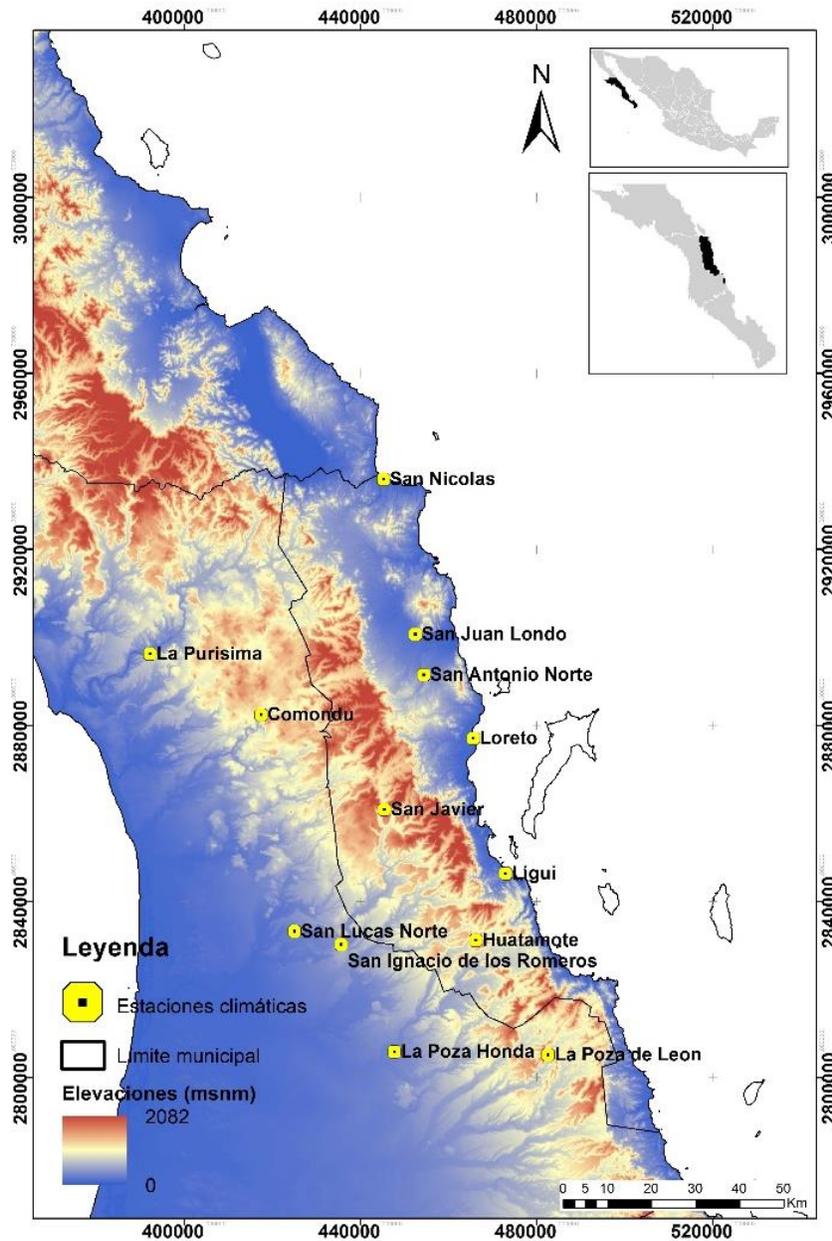


Figura 2. Mapa de distribución espacial de las estaciones climáticas en el área de estudio.

Consistencia y homogeneidad de los datos

Para el cálculo de la recarga de las cuencas (A. San Bruno, A. Gombedor y norte de Loreto), en el área de estudio se realizó un análisis exploratorio de los datos, pues la información obtenida de las estaciones pluviométricas puede presentar algunos errores como del tipo de transcripción o errores de impresión de datos, algunos más pueden ser errores sistemáticos como de observación o instrumentos deficientes; otros errores que se pueden presentar serían como la falta de datos, sin embargo, se pueden completar utilizando distintos métodos matemáticos. En la Tabla 2 se muestra el procedimiento de validación y estimación de datos faltantes de la información climatológica de acuerdo con lo propuesto por Antonio *et al.* (2017), y Oliva, Gaytán y González (2017).

Tabla 2. Pruebas estadísticas realizadas para el análisis exploratorio y estimación de datos faltantes para las variables de precipitación y temperatura del periodo 1986-2016.

Datos	Validación/consistencia y homogeneidad	Estimación de datos faltantes
Precipitación	Valores atípicos	Correlación Pearson
	Independencia de Anderson (autocorrelación)	Estadístico Z
	Inconsistencia (t de Student)	Eficiencia estadística
		Regresión lineal
Temperatura	Valores atípicos	Normalidad
	Independencia de Anderson (autocorrelación)	Proporción normal (utilizando tres estaciones)

Se hizo una prueba de valores atípicos con el propósito de identificar la existencia de datos extremos que se consideran atípicos en las series de precipitación. Para ello se utilizó el *software* Minitab 17 (Minitab Inc., 2016). Con esta prueba, al no detectar datos atípicos, se puede considerar que todos los valores de la muestra provienen de una población normalmente distribuida. Se realizó también la prueba t de Student para dos muestras, que permite comprobar la igualdad de las medias de cada muestra. La prueba t de Student es poderosa para detectar la inconsistencia en la media, además de ser un test robusto, el cual es insensible a la forma de la distribución de probabilidades de la serie. Debido a lo anterior se recomienda aplicar la prueba para verificar antes y después del llenado de los datos para garantizar una serie consistente (Antonio *et al.*, 2017). Para llevar a cabo lo anterior se tomaron las series de datos de precipitación de cada estación; se dividieron en dos bloques para comparar las medias de cada bloque y obtener el estadístico $t > T$ (T = estadístico de la distribución) para cada caso, y se concluye si cada una de las series es homogénea. De igual manera se realizó la prueba de independencia de Anderson mediante la autocorrelación serial; con esta prueba se garantiza que la serie está compuesta de variables aleatorias. La autocorrelación se define como la relación mutua existente entre valores de una serie de tiempo en diferentes periodos y describe lo que tiende a sucederle a un valor si se da un cambio en el otro (Chereque, 1989). La autocorrelación mide la relación lineal entre las observaciones de una serie de datos Y_t , distanciados de un lapso k . A este lapso k se le

conoce como retardo o retraso; tal retardo denota el periodo de tiempo entre los valores de la serie, para el cual se mide el tipo y grado de correlación de la variable considerada (Antonio *et al.*, 2017). Se construye un intervalo o límites de significancia mediante el error típico; esta prueba se realizó en el *software* Minitab 17 (Minitab Inc., 2016).

Estimación de datos faltantes

Se completaron los datos faltantes de precipitación para los promedios anuales por estación mediante el método de regresión lineal. Este método es uno de los más utilizados y en general de los que mejores resultados arroja (Oliva *et al.*, 2017). Se basa en la estimación de datos para una estación de estudio que se quiere completar con otra estación cercana que contenga más valores; para ello primero se estableció la correlación entre las dos estaciones mediante la correlación de Pearson. Al obtener un coeficiente de correlación con base en una muestra relativamente pequeña se hizo una prueba para investigar si este valor puede ser igual a cero ($\rho = 0$) mediante la estimación de un estadístico (Z) con la Ecuación (1) (Oliva *et al.*, 2017):

$$Z = \frac{\sqrt{n-3}}{2} \operatorname{Ln} \left(\frac{1+r}{1-r} \right) \quad (1)$$

El valor Z se calcula utilizando el coeficiente de correlación r y el número de datos n . El valor Z obtenido para cada caso se comparó con $Z_c = 1.645$ para el 95 % de confianza. Donde si $Z \geq Z_c$, no hay posibilidad de que ρ sea igual a cero y por lo tanto el coeficiente de correlación es significativo. Posteriormente se realizó el cálculo de la eficiencia estadística (E) con la Ecuación (2), para conocer si la inferencia de la estimación de los valores de X mediante los valores de Y de la regresión se puede considerar como buena (Oliva *et al.*, 2017):

$$E = 1 - r^2 \left(\frac{n-m}{n} \right) + \frac{n-m}{n(m-3)} (1 - r^2) \quad (2)$$

En la Ecuación (2), el valor de m corresponde al número total de datos de Y ; n , al número total de datos de X , y r es el coeficiente de correlación de X y y , donde si $E > 1$ no se considera una buena inferencia y si $E < 1$ convendrá realizar la inferencia de la regresión. Para realizar la regresión lineal se utilizó la Ecuación (3):

$$y = b + mx \quad (3)$$

Donde m es la pendiente de la recta y b la ordenada al origen. Para los datos faltantes de la variable temperatura se utilizó el método de proporción normal de promedios con tres estaciones vecinas con la Ecuación (4) (Paulhus & Kohler, 1952):

$$P_x = \left[\left(\frac{N_x}{N_1} \right) P_1 + \left(\frac{N_x}{N_2} \right) P_2 + \left(\frac{N_x}{N_3} \right) P_3 \right] \quad (4)$$

Antes de aplicar la fórmula de proporción normal (P_x) se realizó la prueba de normalidad de Anderson. En la Ecuación (4), N_x es el promedio de todos los años de la serie de temperatura de la estación a completar; N_1 , N_2 y N_3 , el promedio de la serie de temperatura de cada una de las estaciones vecinas utilizadas, y P_1 , P_2 , y P_3 es la temperatura media de cada estación vecina del año a completar.

Modelado de las variables climáticas

Después del análisis exploratorio de los datos meteorológicos de precipitación y temperatura se obtuvo la precipitación total anual (PTA) para cada estación mediante la suma de las precipitaciones mensuales;

posteriormente se promediaron los resultados para el periodo 1986-2016. De la misma manera se obtuvo la temperatura media anual (TMA) por estación. Con base en un sistema de información geográfica (SIG) se realizaron modelos de precipitación y temperatura mediante la interpolación de los datos de PTA y TMA; con base en la interpolación de la PTA se realizó el modelo de precipitación para el total del área de estudio a partir de los datos puntuales de las estaciones. El objetivo de la interpolación es poder estimar una función para un punto arbitrario en un espacio geográfico desde la construcción de una superficie para ese mismo espacio que une los puntos donde se han realizado las mediciones y cuyo valor se conoce (Díaz-Padilla *et al.*, 2008). Existen dos grupos de técnicas de interpolación: deterministas y geoestadísticas. El método utilizado en este trabajo fue el Kriging, técnica geoestadística que utiliza las propiedades estadísticas de los puntos de muestreo y adhieren un modelo estadístico que incluye probabilidades. Es importante mencionar que los métodos geoestadísticos no solo proporcionan una superficie de predicción óptima, sino que también brindan una medida de confianza sobre la probabilidad de que ésta sea cierta. El Kriging está también entre los métodos locales, pues utiliza solo los puntos de muestreo cercanos al realizar la estimación (Emery, 2007; ESRI, 2009). Por otro lado, para evitar el efecto de borde se empleó una mayor cantidad de estaciones fuera del área de interés, por lo que se tomaron en cuenta estaciones que cubren el territorio del municipio de Loreto, para después realizar el clip de las cuencas de estudio. Otro punto por mencionar es que en la

interpolación Kriging es posible agregar otra variable a la estimación de la variable principal. Por lo anterior y para mejorar la estimación del modelo de precipitación se utilizó la altura en metros de las estaciones climatológicas. Al usar el método del Kriging se deben cubrir los supuestos de normalidad, que los datos son estacionarios y no deben tener tendencias. Habiendo cumplido los supuestos, finalmente se procedió a realizar los modelos con el semivariograma. Kriging utiliza el semivariograma —que cuantifica la autocorrelación al graficar la varianza de todos los pares de datos según la distancia—, la representación gráfica de todas las varianzas que están en función de la distancia que separa a las muestras (Emery, 2007; ESRI, 2009). Se utilizó el *software* SGems Beta v2.5b para obtener el semivariograma y el modelo para la interpolación, los cuales sirvieron para ingresar en la extensión Geostatistical Analyst del *software* ArcGIS 10.2.2, y así obtener los mapas de la interpolación del PTA y TMA.

Estimación de la recarga potencial por infiltración del agua de lluvia



Con el resultado obtenido en los modelos de precipitación (PTA) y temperatura (TMA) se calculó el modelo de evapotranspiración real mediante la fórmula empírica de Turc modificada por Cruz-Falcón *et al.* (2011) para la región del estado de BCS (Ecuación (5)):

$$Et = \frac{P}{\sqrt{1.5 + \frac{P^2}{L}}} \quad (5)$$

La Ecuación (5) calcula la evapotranspiración real, donde P es la precipitación en mm, y $L = 300 + 25 T + 0.05 T^2$, donde T es la temperatura en °C.

Para realizar la estimación de la recarga de la cuenca fue necesario calcular un modelo de escurrimiento a partir de la obtención del coeficiente de escurrimiento (C_e); este coeficiente representa cuánta precipitación escurre de manera efectiva de forma superficial. La Ecuación (6) muestra cómo se obtuvo el C_e (DOF, 2015):

$$C_e = K \frac{(P-250)}{2000} + \frac{(K-0.15)}{1.5} \text{ para } K > 0.15 \text{ y } C_e = K \frac{(P-250)}{2000} \text{ para } K < 0.15 \quad (6)$$

La Ecuación (6) utiliza un parámetro K que depende del uso y tipo de suelo, así como de la precipitación. Para este proceso se empleó la información de los mapas de INEGI de edafología serie II, y de uso de

suelo y vegetación serie VI (Figura 3 y Tabla 3). Algunos valores de K están incluidos en la NOM-011-CNA-2000 (DOF, 2015); a otros valores para la vegetación que no estaban incluidos en la NOM se les asignó un valor K de acuerdo con su similitud con otra vegetación presente en el área (Cruz-Falcón *et al.*, 2011). El parámetro K es adimensional y se obtiene de clasificar los suelos de la cuenca en muy permeables, medianamente permeables y poco permeables para cada uso de suelo y vegetación de acuerdo con la textura de la unidad edafológica. Los valores del parámetro K se encuentran en la Tabla 4.

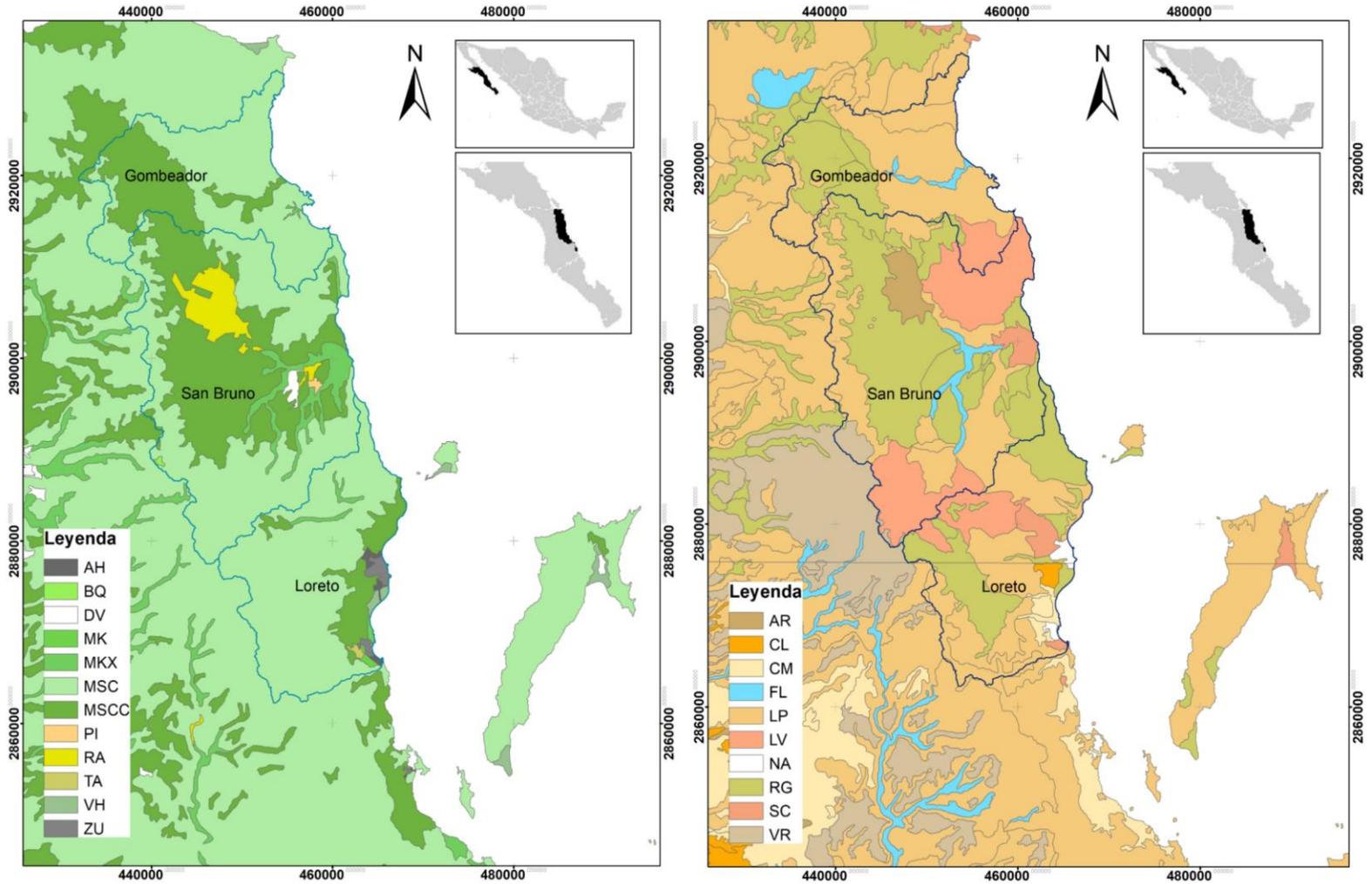


Figura 3. Mapas del área de estudio del uso de suelo y vegetación a la izquierda y mapa de edafología a la derecha mostrando el suelo dominante (la leyenda se presenta en la Tabla 3).

Tabla 3. Leyenda del área de estudio del uso de suelo y edafología mostrando el suelo dominante.

Leyenda de uso de suelo y vegetación	Significado	Leyenda de suelo primario	Significado
AH	Asentamientos humanos	AR	Arenosol
BQ	Bosque de encino	CL	Calcisol
DV	Sin vegetación aparente	CM	Cambisol
MK	Bosque de mezquite	FL	Fluvisol
MKY	Mezquital xerófilo	LV	Luvisol
MSC	Matorral sarcocaula	NA	No disponible
MSCC	Matorral sarco-crasicaule	RG	Regosol
PI	Pastizal inducido	SC	Solonchak
RA	Agricultura de riego anual	VR	Vertisol
TA	Agricultura de temporal anual		
VH	Vegetación halófila		
ZU	Zona urbana		

Tabla 4. Valores del parámetro K para la vegetación de acuerdo con el uso de suelo presentes en el área de estudio.

Uso de suelo y vegetación	Muy permeable	Medianamente permeable	Poco permeable
Área agrícola	0.24	0.27	0.30
Bosque (encino 25-50 % de cobertura)	0.17	0.26	0.28
Pastizal inducido (menos de 50 %)	0.24	0.28	0.30
Matorral (sarcocaule, sarco-cracaule)	0.16	0.23	0.28
Mezquital	0.12	0.22	0.26
Sin vegetación aparente	0.26	0.28	0.30
Edificaciones	0.28	0.29	0.32

Aplicando la Ecuación (6) en el SIG se obtuvo el C_e para cada cuenca; posteriormente, con el producto de C_e y el modelo de precipitación previamente definido se obtuvo el modelo de escurrimiento. Por último, se procedió a calcular el modelo de infiltración, donde a la precipitación se le restaron la evapotranspiración y el escurrimiento de acuerdo con la Ecuación (7); las unidades de las variables están en mm.

A partir de los modelos digitales obtenidos se calculó el volumen de recarga anual para el área de estudio:

$$I = P - Et - Es \quad (7)$$

Donde I = infiltración, P = precipitación, Et = evapotranspiración y Es = escurrimiento.

Resultados

Siguiendo lo descrito en la sección de materiales y métodos, a continuación se describen los apartados de análisis de las variables, creación de los modelos y la estimación de la recarga para la cuenca.

Consistencia y homogeneidad de los datos

Del análisis exploratorio de los datos, los resultados para la prueba de datos atípicos mostraron datos atípicos en las estaciones de 3008-Comondu y 3099-San Juan Londó, por lo que estos datos se eliminaron para los cálculos posteriores. Un resultado para remarcar es que los datos de precipitación para la estación 3099-San Juan Londó resultaron ser inconsistentes; esto, la mayoría de las veces supone suficiente evidencia para descartar la estación. En este caso, sin embargo, se decidió mantener la serie de la estación debido a que se localiza en el acuífero más importante para la región, por lo que sus datos se consideran relevantes; por ello se procedió a llevar a cabo otro tipo de pruebas estadísticas de normalidad e igualdad de varianzas con resultados satisfactorios ($P = 0.11$). Asimismo, para los datos de temperatura, la prueba de normalidad para 3109-La Poza de León y 3138-Lugüi no fue satisfactoria, por lo que en ambos casos se realizaron pruebas de t de Student y de Helmer para la consistencia de los datos, teniendo resultados satisfactorios para la estación 3138-Ligüi. Se decidió descartar la estación 3109-La Poza de León por presentar datos inconsistentes. Los resultados de las pruebas para precipitación y temperatura se muestran en la Tabla 5 y Tabla 6.

Tabla 5. Resultado de las pruebas estadísticas de las series de precipitación.

Estación	Nombre	Anderson	T-Student
3008	Comondú	Independiente	Homogénea
3028	La Poza Honda	Independiente	Homogénea
3029	La Purísima	Independiente	Homogénea
3035	Loreto	Independiente	Homogénea
3054	San Javier	Independiente	Homogénea
3099	San Juan Londó	Independiente	No homogénea
3105	San Ignacio de los Romeros	Independiente	Homogénea
3108	Huatamote	Independiente	Homogénea
3109	La Poza de León	Independiente	Homogénea
3129	San Nicolás	Independiente	Homogénea
3133	San Antonio Norte	Independiente	Homogénea
3138	Ligüi	Independiente	Homogénea
3141	San Lucas Norte	Independiente	Homogénea

Tabla 6. Resultado del análisis exploratorio de las series de temperatura.

Estación	Nombre	Normal	Anderson
3008	Comondú	Sí	Independiente
3028	La Poza Honda	Sí	Independiente
3029	La Purísima	Sí	Independiente
3035	Loreto	Sí	Independiente
3054	San Javier	Sí	Independiente
3099	San Juan Londó	Sí	Independiente
3105	San Ignacio de los Romeros	Sí	Independiente
3108	Huatamote	Sí	Independiente
3109	La Poza de León	No	Independiente
3129	San Nicolás	Sí	Independiente
3133	San Antonio Norte	Sí	Independiente
3138	Ligüi	No	Independiente
3141	San Lucas Norte	Sí	Independiente

Estimación de datos faltantes

Para estimar los datos faltantes se hizo la prueba de correlación (R) entre dos estaciones; los resultados se muestran en la Tabla 7. En todos los casos se obtuvo una correlación mayor a 0.8. La estimación del estadístico Z se muestran en la Tabla 8 y se infiere que el R de la correlación puede considerarse como significativo.

Tabla 7. Resultados de la regresión para la estimación de datos faltantes de precipitación.

Estación (X)	Estación (Y)	R^2
Loreto	San Nicolás	0.59
Loreto	San Juan Londó	0.75
San Juan Londó	San Antonio Norte	0.69
San Juan Londó	Loreto	0.66
Huatamote	San Javier	0.78
La Poza de León	Huatamote	0.68
San Javier	Comondú	0.56
San Ignacio de los Romero	San Lucas Norte	0.73
San Ignacio de los Romero	La Poza Onda	0.66

Tabla 8. Resultados de las pruebas de correlación entre estaciones para la estimación de datos faltantes de precipitación.

Estación (X)	Estación (Y)	<i>R</i>	<i>K</i>	$\geq Z_c$	<i>E</i>
Loreto	San Nicolás	0.77	30	5.301	0
Loreto	San Juan Londó	0.86	29	6.594	0.009
Loreto	San Antonio Norte	0.77	24	4.785	0.084
Ligüi	Loreto	0.81	30	5.856	0.118
Huatamote	San Javier	0.88	28	7.015	0.008
La Poza de León	Huatamote	0.82	30	6.010	0.011
San Javier	Comondú	0.8	27	5.493	0.016
San Ignacio de los Romero	San Lucas Norte	0.85	28	6.280	0.030
San Ignacio de los Romero	La Poza Onda	0.81	27	5.521	0.052

Con el resultado de las correlaciones fue posible estimar los datos faltantes para una estación Y, con los de una estación X mediante regresión lineal; los resultados de la regresión lineal se muestran en la Tabla 8. En la Figura 4 se observa un ejemplo del resultado de la regresión lineal para completar los datos de las estaciones.

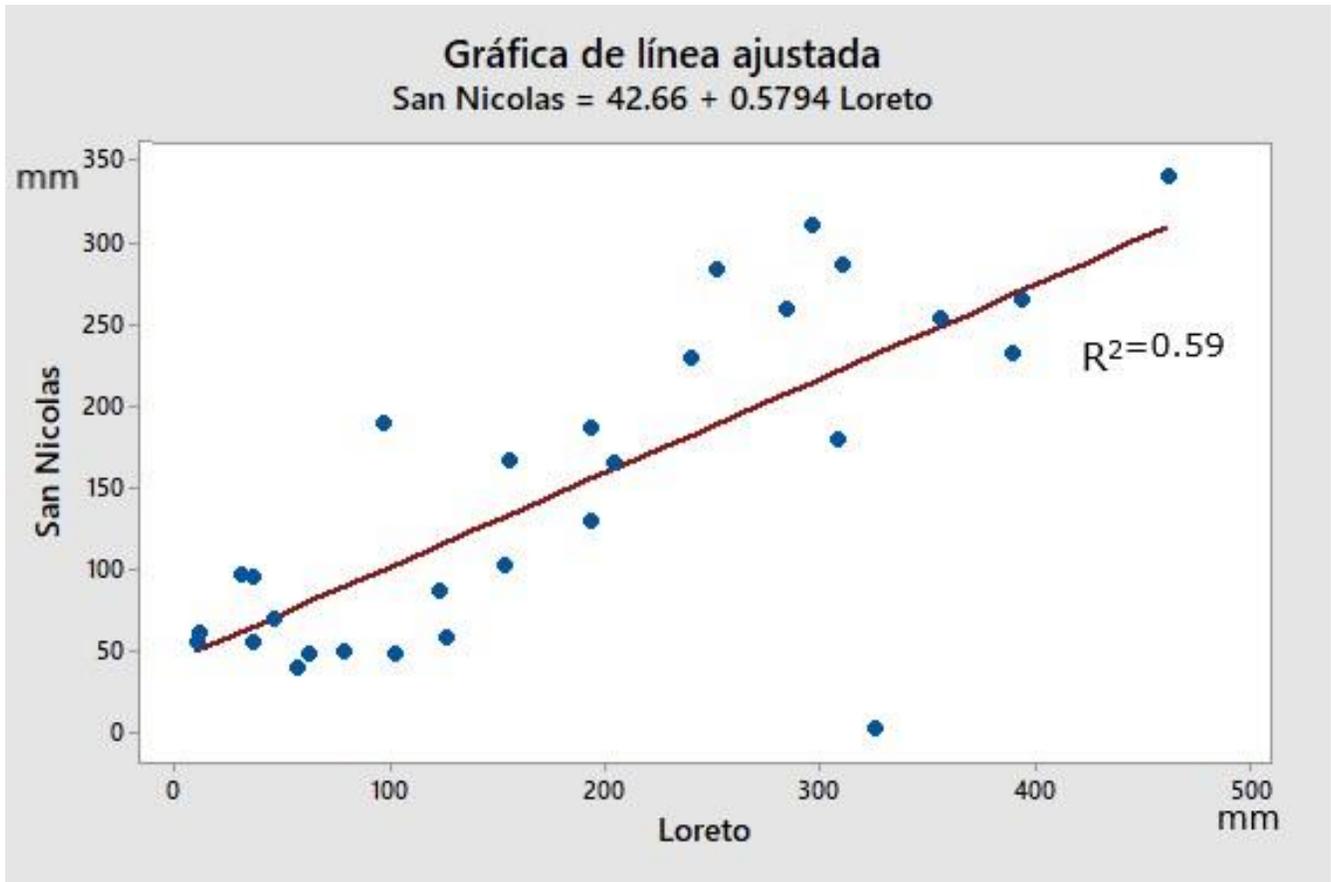


Figura 4. Ejemplo de la regresión lineal del PTA (mm) para la estimación de datos faltantes de la estación de San Nicolás con la estación Loreto.

Modelado de las variables climáticas

En la Tabla 9 se muestran los resultados para la precipitación total anual (PTA) y la temperatura media anual (TMA) por estación. Lo anterior se obtuvo para cada estación mediante la suma de las precipitaciones mensuales; luego se promediaron los resultados para el periodo 1986-2016, como se menciona en el apartado de materiales y métodos.

Tabla 9. Tabla con los PTA y TMA con los que se realizó la interpolación de los modelos de precipitación y temperatura, respectivamente.

Estación	Nombre	PTA	TMA
3008	Comondú	204.9	22.9
3028	La Poza Honda	228.6	24.6
3029	La Purísima	137.5	22.9
3035	Loreto	184.3	24.7
3054	San Javier	232.1	22.1
3099	San Juan Londó	204.4	23.5
3105	San Ignacio de los Romeros	184.6	22.8
3108	Huatamote	277.5	22.9

3109	La Poza de León	247.5	22.6
3129	San Nicolás	148.2	23.7
3133	San Antonio Norte	238.6	23.5
3138	Ligüi	235.9	23.6
3141	San Lucas Norte	232.4	21.4

Como ya se mencionó, los datos se sometieron a las pruebas estadísticas y así poder cumplir los supuestos que exige el método de interpolación Kriging. En el caso del PTA se pudo comprobar la normalidad de los datos mediante la prueba de Anderson-Darling: media = 212, desviación estándar = 39.9 y con un $P = 0.311$. De la misma manera para el TMA se comprobó la normalidad con media = 22.85, desviación estándar = 0.97 y $P = 0.35$. Para el modelo de precipitación se encontró tendencia, la cual se removió con una función de primer orden de la función Kernel lineal, en la que se obtuvo 30.04 de bondad de ajuste, medida que depende de la magnitud de los datos y que resultó ser el mejor ajuste. Además, se detectó que los datos presentaron anisotropía, esto significa que la correlación de las muestras es dependiente de la dirección. La anisotropía se detecta mediante el estudio del conjunto de datos en distintas direcciones, indicando que la regionalización está más intensamente estructurada en algunas direcciones que en otras. La anisotropía se encontró en los 337° . El tamaño del Lag se determinó mediante la metodología del promedio del vecino más próximo, que

resultó de 20 748.32 m. Igualmente, para el modelo de temperatura se presenta una tendencia muy marcada ascendente este-oeste, así como una tendencia que disminuye en dirección norte-sur. Este efecto de la tendencia de primer orden se removi6 con la funci6n kernel lineal, obteniendo 1.04 de bondad de ajuste que depende de la magnitud de los datos y que para este caso result6 muy bueno. El tama1o del Lag se determin6 mediante la metodolog1a del promedio del vecino m1s pr6ximo, que result6 de 19 349.87 m. Se procedi6 a realizar la interpolaci6n Kriging para ambas variables clim1ticas utilizando como segunda variable la altura de las estaciones. Los datos se introdujeron en la extensi6n Geostatistical Analyst de ArcGIS 10.2.2; los modelos obtenidos para precipitaci6n y temperatura del 1rea de estudio se muestran en la Figura 5.

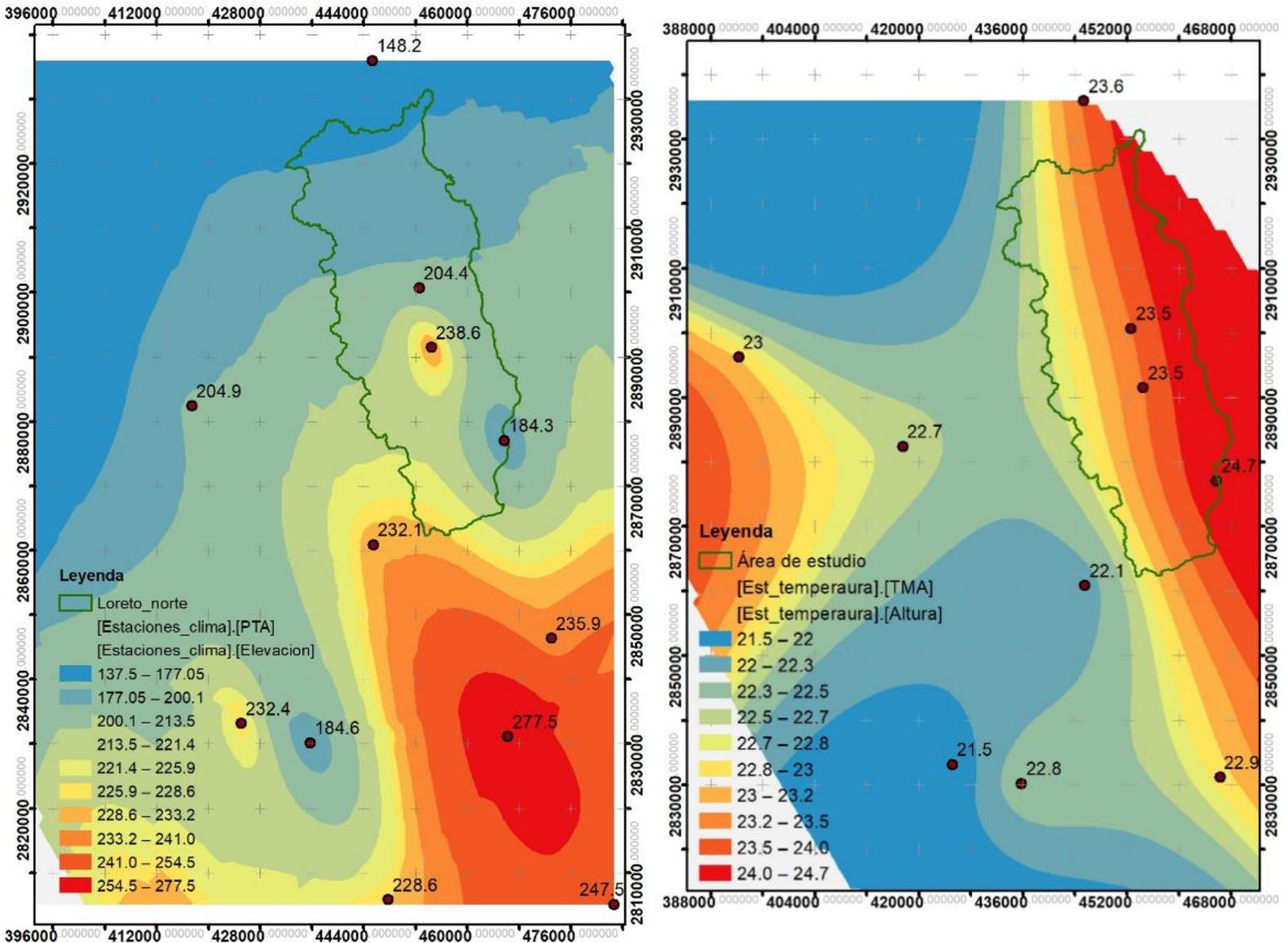


Figura 5. Modelos de precipitación (izquierda) y temperatura (derecha) del área de estudio realizados mediante interpolación Kriging.

La medida del error de los modelos se encuentra en la Tabla 10. En la predicción del modelo de precipitación se descubrió un error cuadrático medio (RMS) de 33.04 mm. El RMS estandarizado es de 1.27, lo que cuantifica la fiabilidad de los errores estándar de la predicción. Al ser cercano a uno se considera que la predicción es precisa. En cuanto al modelo de temperatura, el promedio de los errores indica que en la media las predicciones de temperatura están -0.17 °C alejadas, ésta es la medida del sesgo, por lo que debería ser un valor cercano a cero. Sin embargo, tal valor depende de la escala de los datos. El RMS para la temperatura fue de 0.80 °C; el error promedio se encuentra estandarizado, por lo que también debería ser cercano a cero (-0.62). Es necesario validar el error estandarizado. Además de obtener las predicciones, se estima la variabilidad de éstas con respecto a los valores reales. Si el error estándar es cercano al error cuadrático medio se está teniendo una correcta evaluación de la variabilidad en la estimación. Como el error estándar es menor que error cuadrático medio, en este caso se está subestimando la variabilidad en la predicción. El error cuadrático medio estandarizado debe ser cercano a uno (ESRI, 2009).

Tabla 10. Resultados de las medidas del error para la predicción de valores en los modelos.

	Precipitación	Temperatura
Error medio	4.40	-0.17
Error cuadrático medio	33.04	0.80
Error medio estandarizado	0.12	-0.64
Error cuadrático medio estandarizado	1.27	2.96

Las capas geoestadísticas de los modelos de precipitación y temperatura se convierten en formato ráster. Para esta conversión, el *software* utiliza la interpolación por bloque. El método de interpolación por bloque predice el valor promedio de un área específica, que corresponde al tamaño de celda deseado en el ráster. Este paso es importante, ya que afectará los cálculos posteriores del modelo. Durante la conversión se especifica el número de puntos de predicción que serán utilizados, en dirección X y Y, para obtener un promedio de cada celda. La predicción realizada para cada número de puntos identifica el modelo

utilizado para crear la capa geoestadística, así como los puntos originales del muestreo (puntos de las estaciones climáticas) para obtener el promedio y el valor de la celda. Si solo se le especifica un punto en dirección X y un punto en dirección Y (como *default* en el *software*), el valor de la predicción que toma es el que se encuentre en el centro para cada celda. El número de puntos seleccionados dependerá de la localización de los puntos; esto, tratando de capturar la tendencia direccional. La bibliografía recomienda un mayor número de puntos en dirección hacia donde se tengan más muestreos, para así capturar la mayor variabilidad de la mayor cantidad de muestras (Chiles & Delfiner, 1999; ESRI, 2009). Los mapas rasterizados con una resolución de 100 x 100 metros de los modelos de precipitación y temperatura se muestran en la Figura 6.

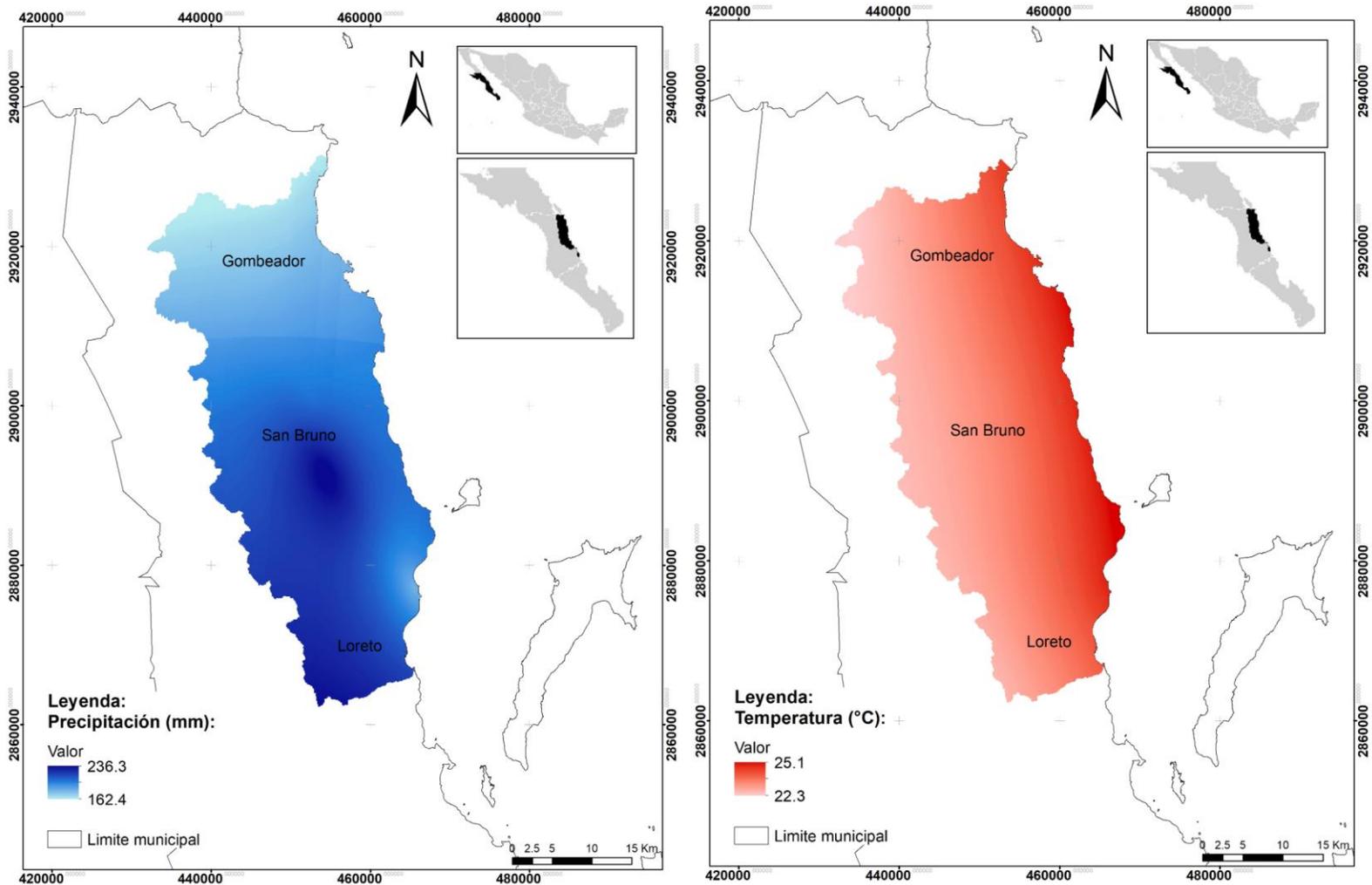


Figura 6. Resultado del mapa ráster de los modelos de precipitación (mm) y temperatura (°C).

El modelo de precipitación muestra mayores valores en la parte centro y sur del área de estudio, especialmente en la cuenca San Bruno, donde se encuentra el valle de San Juan Londó. Para la precipitación se

estimó una media de 181.7 mm ($sd = 6.1$) para la cuenca de Gombedor (norte del área de estudio), con valores mínimos de 164.3 mm y máximos de 198.4. Para la cuenca de norte de Loreto se estimó una media de 214.3 mm ($sd = 8.8$), con valores mínimos de 186.4 mm y máximos de 231.1 mm. Finalmente, para el área de la cuenca de San Bruno, se estimó una media de precipitación de 207 mm ($sd = 11.1$) con valores mínimos de 182.3 mm y máximos de 236.3 mm. En el modelo de temperatura se observa que el gradiente en el área de estudio va de 22.3 a 25.1° C, donde las máximas temperaturas medias anuales se presentan en la región costera del Golfo de California y las mínimas en la región más elevada, al este, en la faldas de la Sierra de la Giganta; en general, se presenta una diferencia de 3° C entre los límites del área.

Estimación de la recarga potencial por infiltración

Con el resultado obtenido en los modelos de precipitación y temperatura se calculó el modelo de evapotranspiración de acuerdo con lo establecido en el apartado de materiales y métodos. El resultado de la evapotranspiración se muestra en la Figura 7.

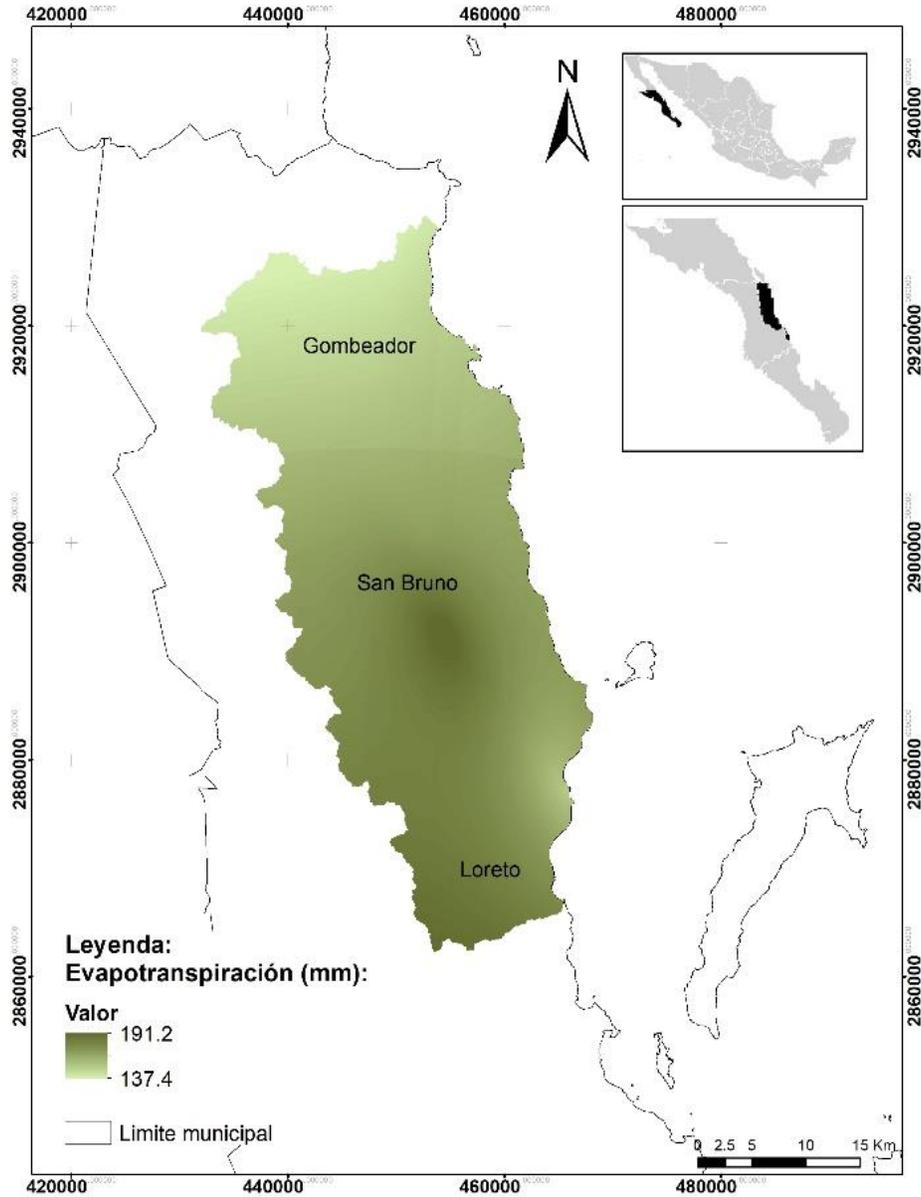


Figura 7. Mapa de la evapotranspiración (mm) obtenida para el área de estudio.

Posteriormente se realizó la estimación del modelo de escurrimiento a partir de la obtención del coeficiente de escurrimiento (C_e), para después, utilizando el modelo de precipitación, calcular el escurrimiento potencial para cada cuenca (Figura 8).

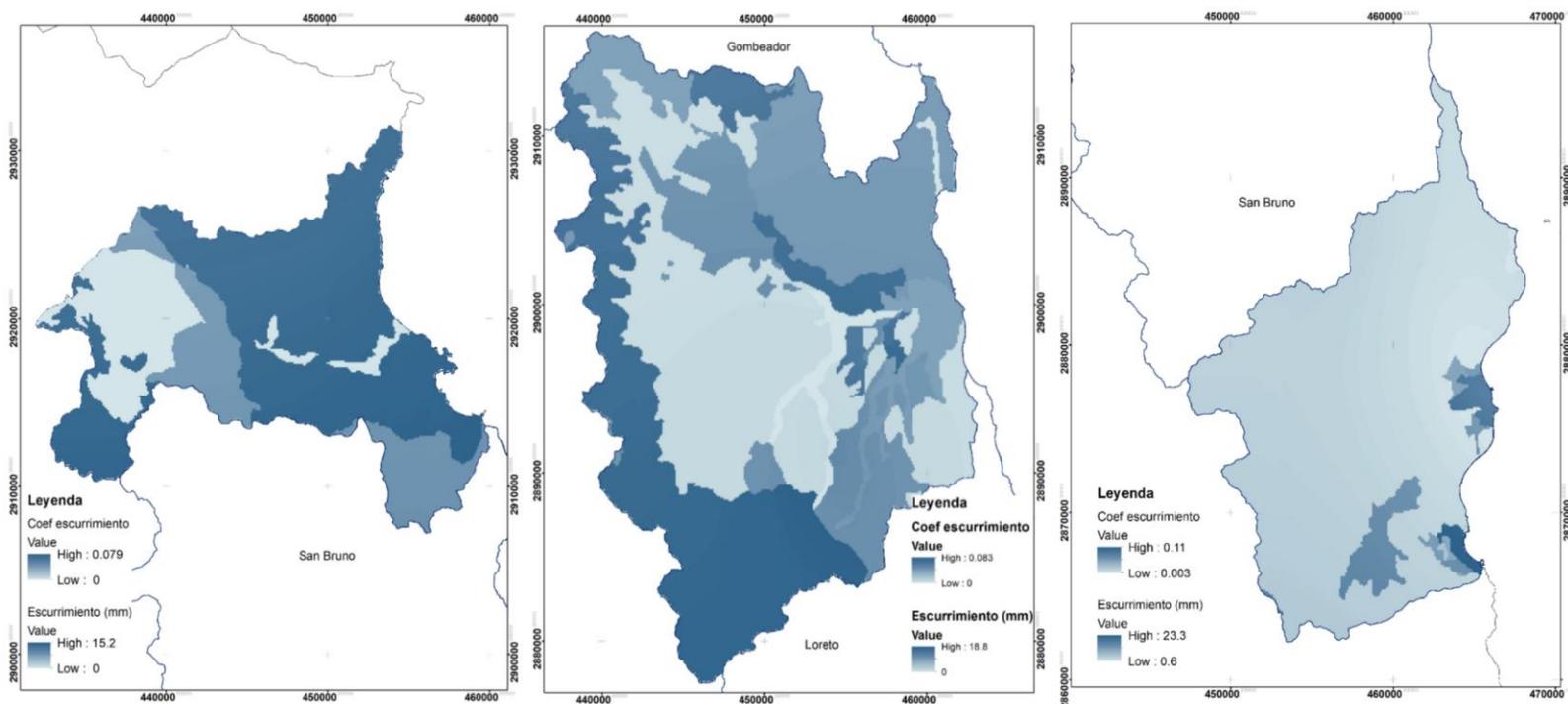


Figura 8. Mapas de escurrimiento potencial (mm) para cada cuenca. (Gombedor, izquierda; San Bruno, centro; norte de Loreto, derecha).

Finalmente se procedió a calcular el modelo de infiltración (Figura 9), donde al modelo de precipitación se le restaron los valores de los

modelos de evapotranspiración y de escurrimiento. A partir del cálculo de la infiltración para cada una de las cuencas fue posible estimar la recarga potencial de cada una de ellas mediante el balance hídrico (Tabla 11).

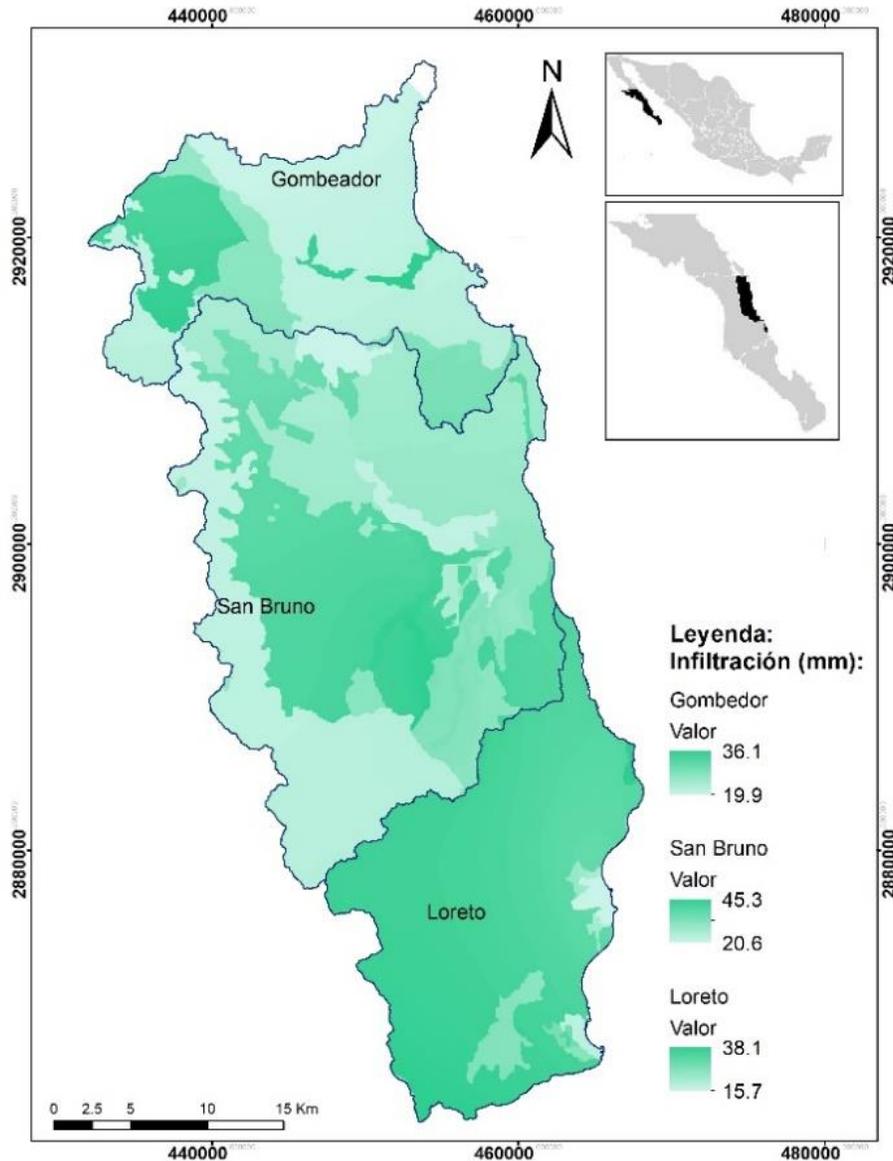


Figura 9. Mapas con el resultado de la infiltración (mm) para cada cuenca.

Tabla 11. Balance hídrico en cada una de las cuencas en el área de estudio de Loreto norte.

	Gombedor (Mm³ año⁻¹)	%	San Bruno (Mm³ año⁻¹)	%	Loreto (Mm³ año⁻¹)	%
Precipitación	5.37	100	13.37	100	7.62	100
Evapotranspiración	4.30	80.1	10.84	81.1	6.18	81.1
Escorrentía	0.31	5.8	0.56	4.2	0.39	5.1
Infiltración	0.73	13.6	1.97	14.7	1.05	13.8

Discusión

El modelo de precipitación muestra mayores valores al sur del área de estudio en el parteaguas de la Sierra de la Giganta a unos 1 200 msnm, así como en la parte centro, especialmente en la cuenca San Bruno. En la cuenca de Loreto se estimó una precipitación media anual de 214.3 mm ($sd = 8.8$), con valores mínimos de 186.4 mm y máximos de 231.1 mm; para esta área se tiene un registro medio anual de 190 mm (Conanp, 2002; Conagua, 2018a). Para la cuenca de San Bruno se estimó una media de precipitación anual de 207 mm ($sd = 11.1$) con valores mínimos

de 182.3 mm y máximos de 236.3 mm; las estaciones climáticas de San Juan Londó y San Antonio Norte se encuentran dentro del área de esta cuenca; de acuerdo con Conagua (2018b), el promedio anual es de 143 mm con máximas de 387 mm asociado con eventos ciclónicos. Para la cuenca de Gombedor, al norte del área de estudio, se estimó una media anual de 181.7 mm ($sd = 6.1$), con valores mínimos de 164.3 mm y máximos de 198.4. Cabe señalar que en esta cuenca no hay estación climática, por lo que no existen datos disponibles de precipitación promedio o algún tipo de estimación, lo anterior muestra la importancia del modelo para la zona como una primera aproximación, además de que esta zona está bajo presión por turismo y que recientemente se llevan a cabo esfuerzos de conservación (Vanderplank, Favoretto, Mascareñas, & Aburto, 2020). En general, se maneja un promedio de precipitación anual de 200 mm para el estado de BCS, que varía de 150 a 300 mm anuales (Antonio *et al.*, 2017; Conagua, 2018a).

Los valores de evapotranspiración mayor se dan donde hay una ocurrencia de más precipitación, es decir, en el centro y sureste del área de estudio, lo cual es absolutamente factible. El método de Turc para calcular la evapotranspiración real es uno de los más utilizados, se basa en las observaciones realizadas en muchas cuencas con distintos climas distribuidas por todo el mundo y se reconoce que da muy buenos resultados (Sánchez-Martínez & Carvacho-Bart, 2011). La evapotranspiración representó poco más del 80 % en las tres cuencas con valores que van de 137 a 191 mm anuales, resultado muy similar a lo

encontrado en otras cuencas utilizando la fórmula de Turc para la evapotranspiración real (Cruz-Falcón *et al.*, 2011; Peña-Díaz, 2019).

En la cuenca de San Bruno, el modelo de infiltración estimó que la infiltración potencial anual es de 1.97 Mm³. En un estudio realizado en 1978 por la antigua Secretaría de Recursos Hidráulicos (SARH) se estimó una infiltración anual de 1.8 Mm³ para el acuífero (Conagua, 2018b), mientras que Steinitz *et al.* (2005) estimaron una infiltración anual de 2 Mm³ con una precipitación media anual baja y tormenta cada dos años. Posteriormente, en el decreto oficial de disponibilidad del acuífero, se estimó una infiltración anual de 1.3 Mm³ con una precipitación media anual de 200 mm (207 mm este trabajo). En la cuenca de San Bruno se encuentran los pozos que surten de agua a la ciudad de Loreto. De acuerdo con datos oficiales, las concesiones son de 3.561 Mm³ anuales para uso potable, y de 2.76 Mm³ anuales para uso agrícola y pecuario (Conagua, 2018b). Se reconoce que el acuífero se encuentra sobreexplotado desde hace varios años (Lesser, Meza, Castañon, & González, 2006; Wurl *et al.*, 2013).

La infiltración del agua de lluvia está influenciada por diversos factores, como cobertura vegetal, topografía, naturaleza de los suelos, y factores físicos como porosidad y conductividad hidráulica. El método para estimar la recarga potencial por infiltración es a partir de las variables superficiales, donde el agua que cae puede o no llegar al nivel freático debido a procesos de la zona no saturada, constituyendo la recarga difusa del agua subterránea (Scanlon *et al.*, 2002; Zhao, Jiang, Wang, & Wan,

2021). El movimiento del agua es predominantemente vertical en zonas con potencial de recarga difusa; el acuífero de San Juan Londó es somero de material granular sedimentario, lo cual puede beneficiar la recarga vertical (González-Abraham, Fagundo-Castillo, Carrillo-Rivera, & Rodríguez-Estrella, 2012; Zhao *et al.*, 2021). Como parte del cálculo de la infiltración se utilizó el coeficiente de escurrimiento, que es dependiente del uso de suelo, vegetación y el tipo de suelo dominante tomando en cuenta la permeabilidad de éste. El balance hídrico se calculó mediante un método indirecto o de residuales (Scanlon *et al.*, 2002), donde se tiene la limitación de que la estimación depende de la exactitud y confiabilidad de los componentes utilizados para el cálculo (precipitación, evapotranspiración, escurrimiento), por lo que las técnicas de estimación —como lo realizado en este trabajo— son relevantes en zonas donde no se dispone de datos. Otra ventaja de la aplicación de modelos espaciales es que permite identificar áreas de recarga, las cuales son vulnerables a la contaminación del acuífero.

Conclusiones

En este estudio se presentó una metodología para estimar la recarga potencial por infiltración en una cuenca a partir de datos de precipitación y temperatura. En México se cuenta con la Red de Monitoreo Meteorológico de la Comisión Nacional del Agua, sin embargo, muchas veces presenta datos incompletos, por lo que se hizo una estimación para completarlos mediante métodos conocidos y eficientes. La realización de los modelos por interpolación requiere de la mayor cantidad de puntos posibles, siendo una herramienta muy poderosa para predicciones si se utiliza de la mejor manera; este método arroja una medida de error en la predicción, al ser un método geoestadístico.

El modelado de las variables hidrológicas permite abordar más fácilmente, entre otros aspectos, la identificación de las zonas de recarga, tránsito y descarga, para así establecer las medidas para el manejo del acuífero mediante la protección y el aprovechamiento sostenible del agua subterránea. Este estudio permitió identificar áreas donde se muestra que hay una conexión hidrológica entre el agua superficial y el acuífero mediante el modelo de infiltración. El potencial de mejora es incorporar herramientas de sensores remotos para comprobar los modelos; sin embargo, los métodos presentados resultan eficientes donde no hay

aguas superficiales para aprovechamiento, pues brindan un buen pronóstico para zonas con pocos datos o que son de difícil acceso.

Agradecimientos

Este estudio se realizó con apoyo de becario Conacyt, en el Laboratorio de Ecología de Sistemas Costeros de la Universidad Autónoma de Baja California Sur.

Referencias

Antonio, A. H., Martínez, M. J. A. T., Brandebourger, M. N. I., Mora, A., & Mahlknecht, J. (2017). *Modelación numérica para la determinación de flujos subterráneos. Sitio piloto: La Paz, Baja California Sur, México*. Monterrey, México: Centro del Agua para América Latina y el Caribe., Nuevo León, México.

Bureau of Reclamation & U.S. Department of the Interior. (1981). *Ground water manual: A water resources technical publication. A guide for the investigation, development, and management of groundwater resources*. Denver, USA: U.S. Department of the Interior, Water and Power Resources Services, Bureau of Reclamation.

Chereque, W. (1989). *Hidrología para estudiantes de ingeniería civil*. Lima, Perú: Pontificia universidad Católica de Perú.



- Chiles, J. P., & Delfiner, P. (1999). *Geostatistics. Modelling spatial uncertainty*. New York, USA: John Wiley & Sons.
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2018a). *Actualización de la disponibilidad media anual del agua en el acuífero Loreto (0328), Estado de Baja California Sur*. Ciudad de México, México: Diario Oficial de la Federación.
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2018b). *Actualización de la disponibilidad media anual del agua en el acuífero San Juan Londó (0329), Estado de Baja California Sur*. Ciudad de México, México: Diario Oficial de la Federación.
- Conagua, Comisión Nacional del Agua. (2020). *CNA-SMN-CG-GMC-SMAA-CLIMATOLOGIA. Base de datos climatológica a marzo de 2020*. Recuperado de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica>
- Conanp, Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. (2002). *Programa de Manejo del Parque Nacional Bahía de Loreto*. México, DF, México: Dirección General de Manejo para la Conservación, Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas.
- Cruz-Falcón, A., Vázquez-González, R., Ramírez-Hernández, J., Nava-Sánchez, E. H., Troyo-Diéguéz, E., Rivera-Rosas, J., & Vega-Mayagoitia, J. E. (2011). Precipitación y recarga en la cuenca de La Paz, BCS, México. *Universidad y Ciencia*, 27(3), 251-263.

- Cruz-Falcón, A., Ramírez-Hernández, J., Vázquez-González, R., Nava-Sánchez, E. H., Troyo-Diéguéz, E., & Fraga-Palomino, H. C. (2013). Estimación de la recarga y balance hidrológico del acuífero de la Paz, BCS, México. *Universidad y Ciencia*, 29(1), 87-100.
- Díaz-Padilla, G., Sánchez-Cohen, I., Quiroz, R., Garatuza-Payán, J., Watts-Thorp, C., & Cruz-Medina, I. R. (2008). Interpolación espacial de la precipitación pluvial en la zona de barlovento y sotavento del Golfo de México. *Agricultura Técnica en México*, 34(3), 279-287.
- DOF, Diario Oficial de la Federación. (19 de julio de 1996). *Decreto del Parque Marino Nacional Bahía de Loreto*. México, DF, México: Diario Oficial de la Federación.
- DOF, Diario Oficial de la Federación. (2015). *Conservación del recurso agua-Que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales. NORMA Oficial Mexicana NOM-011-CONAGUA-2015*. México, DF, México: Diario Oficial de la Federación.
- Emery, X. (2007). *Apunte de geoestadística*. Santiago, Chile: Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- ESRI, Environmental Systems Research Institute. (2009). *ArcGIS Desktop Help. ESRI Web Help*. Recuperado de <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=welcome>

García-Gastelum, A., Arizpe, O., Fermán-Almada, J. L., González-Baheza, A., Poncela-Rodríguez, L., Wurl, J., & Amador-Amao, M. (2013). *Programa de medidas preventivas y de mitigación de la sequía (PMPMS)*. La Paz, México: Consejo de Cuenca Baja California Sur.

Gobierno de Baja California Sur. (2020). *Loreto, información estratégica*. La Paz, México: Dirección de Informática y Estadística, Secretaría de Turismo, Economía y Sustentabilidad.

González-Abraham, A., Fagundo-Castillo, J. R., Carrillo-Rivera, J. J., & Rodríguez-Estrella, R. (2012). Geoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcanogénicas de Loreto, BCS, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 319-333.

Hakala, K., Addor, N., & Seibert, J. (2018). Hydrological modeling to evaluate climate model simulations and their bias correction. *Journal of Hydrometeorology*, 19(8), 1321-1337.

INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010). *Documento técnico descriptivo de la red hidrográfica escala 1:50 000*. Aguascalientes, México: Dirección General de Geografía y Medio Ambiente, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

- Lesser, J. M., Meza, J. L., Castañon, V. M., & González, D. (2006). Funcionamiento del acuífero de San Juan Londó, B.C.S. y su relación con la intrusión con agua de mar. *Memorias 6º Congreso de Aguas Subterráneas, Asociación Geohidrológica Mexicana*, octubre 2007. Puerto Vallarta, Jalisco, México.
- Machekposhti, K. H., Sedghi, H., Telvari, A., & Babazadeh, H. (2018). Modeling climate variables of rivers basin using time series analysis (case study: Karkheh River basin at Iran). *Civil Engineering Journal*, 4, 78.
- Martínez-Austria, P. F., Vargas Hidalgo, A., & Patiño-Gómez, C. (2019). Dynamic modelling of the climate change impact in the Conchos River basin water management. *Tecnología y ciencias del agua*, 10(1), 207-233.
- Minitab Inc. (2016). *Minitab 17 Statistical Software. Computer Software*. State College, USA: Minitab, Inc. Recuperado de www.minitab.com
- Oliva, C. S. H., Gaytán, J. R. C., & González, F. M. C. (2017). Estimación de datos faltantes de precipitación por el método de regresión lineal: caso de estudio Cuenca Guadalupe, Baja California, México. *Investigación y Ciencia de la Universidad Autónoma de Aguascalientes*, (71), 34-44.
- Ordoñez-Gálvez, J. J. (2011). *Cartilla técnica: aguas subterráneas-acuíferos*. Lima, Perú: Global Water Partnership, South América. Sociedad Geográfica de Lima.

- Paulhus, J. L., & Kohler, M. A. (1952). Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, 80(8), 129-133.
- Peña-Díaz, S. (2019). Condiciones hídricas en la Cuenca del Valle de México/Water conditions in the Valley of Mexico Basin. *Tecnología y ciencias del agua*, 10(2), 98-127.
- Sánchez-Martínez, M., & Carvacho-Bart, L. (2011). Comparación de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, (50), 171-186.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18-39.
- Steinitz, C., Faris, R., Vargas-Moreno, J. C., Huang, G., Lu, S. Y., Arizpe, O., & Baird, K. (2005). *Alternative futures for the region of Loreto. Mexico: Baja California Sur*. Cambridge, USA: Harvard University.
- Vanderplank, S., Favoretto, F., Mascareñas, I., & Aburto, O. (2020). *San Basilio: biodiversidad y conservación*. San Diego, USA: International Community Foundation.
- Velázquez-Zapata, J. A., & Troin, M. (2020). Uncertainty in the evaluation of climate change impacts over two Mexican Catchments. *Tecnología y ciencias del agua*, 11(1), 1-36.

- WaterUN. (2012). *Managing water under uncertainty and risk. The United Nations world water development report 4, UN Water Reports*. Paris, France: World Water Assessment Programme.
- Wurl, J., Rodríguez, L. M., Cassassuce, F., Gutiérrez, G. M., & Velázquez, E. R. (2013). Geothermal water in the San Juan Bautista Londó aquifer, BCS, Mexico. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 900-903.
- WWAP, Programa Mundial de Evaluación de los Recursos Hídricos de la UNESCO. (2019). *Informe Mundial de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos 2019: No dejar a nadie atrás*. París, Francia: Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura.
- Zhao, K. Y., Jiang, X. W., Wang, X. S., & Wan, L. (2021). Restriction of groundwater recharge and evapotranspiration due to a fluctuating water table: A study in the Ordos Plateau, China. *Hydrogeology Journal*, 29(2), 567-577.