

Estudio gravimétrico y modelo estructural del Valle de San José de Guaymas, Sonora, México

Anaid Fragoso Irineo¹, Silvia Martínez Retama^{1*} y Ricardo Vega Granillo¹

Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Blvd. Luis Encinas y Rosales, Hermosillo, Sonora, México.

*smartinez@ciencias.uson.mx

Resumen

El Valle de San José de Guaymas se ubica cerca de la costa de Sonora a unos 120 km al sur de Hermosillo. Los graves problemas de abastecimiento de agua en esa región han impulsado la realización de diversos estudios geohidrológicos. En este trabajo se utilizó el método gravimétrico para determinar la morfología y profundidad del basamento rocoso con respecto a la cobertura sedimentaria. Al basamento se le atribuyó una densidad de 2.67 g/cm³ y al relleno sedimentario una de 2.2 g/cm³. La configuración del basamento muestra la presencia de una cuenca con una profundidad promedio de 850 m formada por dos fosas orientadas NW-SE. Los relieves que limitan la cuenca se orientan en dirección ~N-S pero se interrumpen en su parte NE y SW a lo largo de líneas que tienen una orientación ~N50°W. Dicho rumbo es similar al de las fallas de deslizamiento lateral derecho que provocaron el desplazamiento de la península de Baja California con respecto a Sonora y Sinaloa. Por su ubicación al interior de Sonora, las fallas con rumbo ~N50°W pueden asociarse a la denominada Provincia Extensional del Golfo, la cual se considera activa del Mioceno Medio al Tardío. La cuenca también es limitada por relieves tanto en su flanco NW como el NE, que se interpretan como fallas normales secundarias con rumbo NE-SW. Además, es segmentada por tres fallas menores con rumbo ~N-S. En este contexto, la cuenca de San José de Guaymas se considera que pudo formarse por la transferencia de movimiento entre dos fallas de deslizamiento lateral asociadas con el evento transtensivo previo a la apertura del Golfo de California.

PALABRAS CLAVE: San José de Guaymas; estudio gravimétrico; morfología del basamento; modelo estructural; Provincia Extensional del Golfo de California.

Abstract

Geohydrologic studies were conducted in the San José de Guaymas valley, located about 120 km south of Hermosillo, Sonora, due to strong water supply problems in that region. The gravimetric method was used in this work in order to define the morphology and depth of the basement with respect to the overlying sedimentary cover. The density considered for the basement was 2.67 g/cm³, while for the infill a density of 2.2 g/cm³ was used. The basement distribution shows a basin with an average depth of 850 m, which is formed by two troughs elongated NW-SE. The basin is limited in the SW and NE sides by linear reliefs with ~N50°W direction. That direction is similar to the dextral strike-slip faults causing the displacement of the Baja California peninsula with respect to Sonora and Sinaloa. By its location inside of Sonora, these structures can be ascribed to the Gulf Extensional Province, which is considered active by the Middle-Late Miocene. The basin is also limited by reliefs in its NW and SE flanks, which are interpreted as secondary normal faults oriented NE-SW, and it is segmented by three minor faults oriented ~N-S. In this context, the San José de Guaymas basin may be originated along a transfer zone between two strike-slip faults related with the transtensive event previous to the Gulf of California opening.

KEYWORDS: San José de Guaymas; gravimetric survey; basement morphology; structural model; Gulf of California Extensional Province.

Introducción

El Valle de San José de Guaymas se localiza en la costa suroeste del estado de Sonora (Figura 1). Este valle es una importante fuente de agua para las actividades agrícolas y ganaderas de esta región. En las últimas décadas, la región ha presentado un problema de abastecimiento de agua debido a la baja precipitación y la alta evaporación, así como a la sobreexplotación de los acuíferos a la que se asocia el fenómeno de intrusión salina. En busca de una solución a estos problemas, y para lograr un manejo sustentable de los acuíferos, en la región de Guaymas se

han realizado diversos estudios geológicos, geofísicos y geohidrológicos desde décadas pasadas. Ejemplos de trabajos previos son los de Macías et al. (1975) y la Comisión Nacional del Agua (1982) en el Valle de Guaymas y el Valle de Boca Abierta localizados al este de la Sierra de Santa Úrsula (Figura 1). El Valle de Guaymas es la zona más estudiada y entre los diversos trabajos se encuentran los de Herrera et al. (1984) y Álvarez (1991), quienes realizaron dos modelos de la profundidad del basamento derivados de la interpretación de datos gravimétricos. En ambas interpretaciones el subsuelo fue parametrizado en dos medios, el superior correspondiente a los

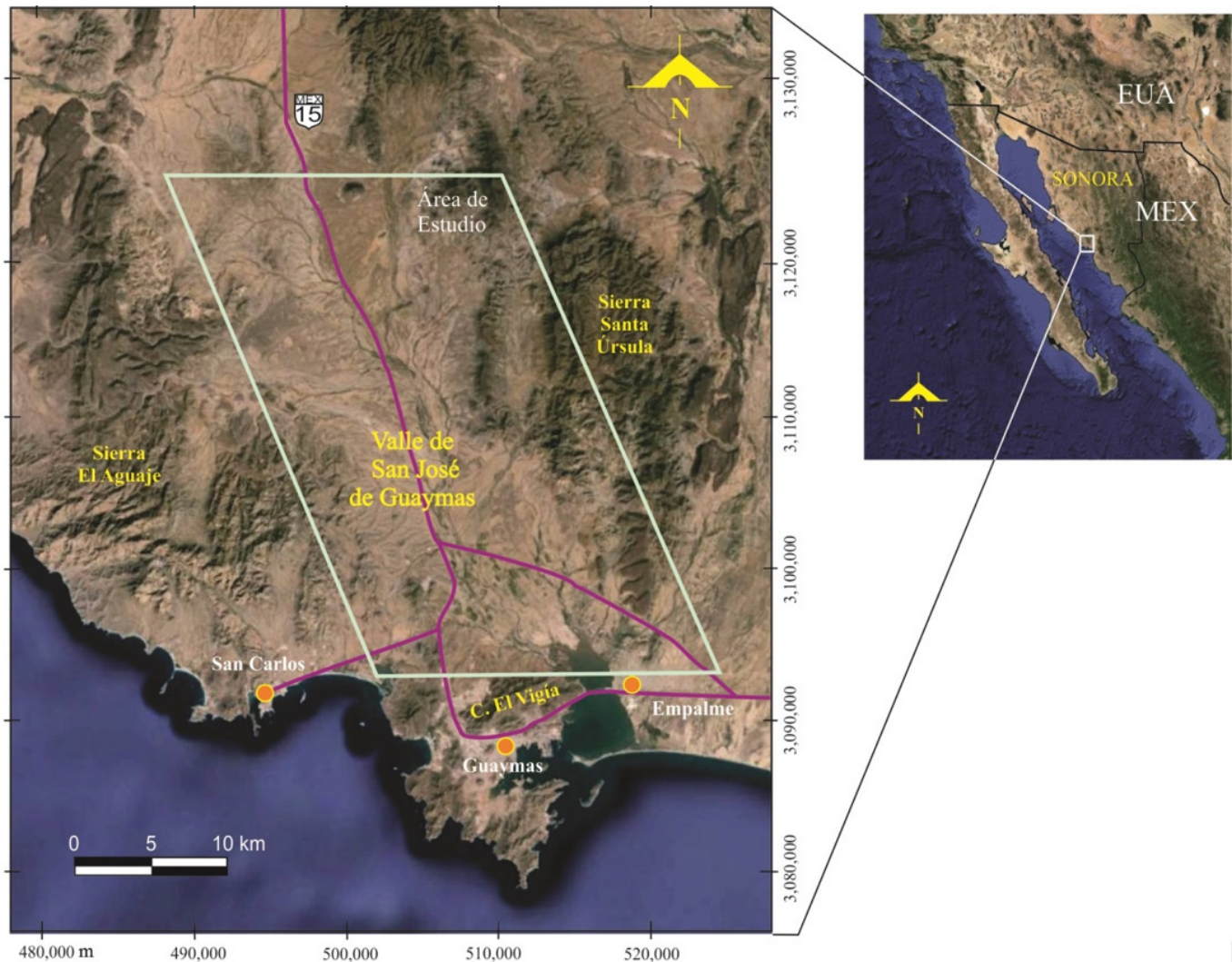


Figura 1. Localización del área de estudio en el Valle de San José de Guaymas, Sonora.

sedimentos de cuenca y el inferior que se asocia con el basamento ígneo y metamórfico. Herrera et al. (1984) determinaron un basamento con relieve estructural abrupto, con profundidades máximas cercanas a 4 km, mientras que Álvarez (1991) determinó un basamento mucho más somero, con profundidades máximas cercanas a 1 km. Estas diferencias se deben a variaciones en la determinación de la anomalía regional y a los contrastes de densidad utilizados. En esta área también se realizaron estudios para determinar el avance de la intrusión salina en la zona costera, utilizando el método de transitorios electromagnéticos (Martínez-Retama et al., 2007). En el Valle de San José de Guaymas se han realizado algunos estudios de resistividad y geohidrológicos. Macías et al. (1975), mencionan la presencia de intrusión salina, principalmente en la parte sur del área. Vega-Granillo et al. (2004), realizaron un estudio de geología urbana, donde definieron rasgos geológicos e hidrológicos en la región de Guaymas y San Carlos.

El objetivo de este estudio fue definir un modelo para el basamento, así como el espesor de la cobertura sedimentaria, mediante la aplicación del método gravimétrico, ya que uno de los factores primordiales para definir la capacidad de almacenamiento de un acuífero es poder determinar su geometría y extensión, lo cual, aunado al establecimiento de su capacidad de almacenamiento (porosidad) entre otros parámetros, permitiría determinar el grado de explotación-recarga del mismo y entonces, lograr una extracción sustentable. Para definir la morfología del acuífero, los métodos geofísicos son muy útiles debido a su rapidez y costo relativamente bajo comparado con el de las perforaciones. La determinación de la morfología junto con estudios de resistividad permitirá también establecer cuáles son los puntos de extracción óptimos en la región de estudio.

Contexto Geológico

El valle de San José de Guaymas se ubica entre la Sierra de Santa Úrsula al este, el cerro El Vigía al sur, la sierra El Aguaje al oeste y los cerros Los Pajaritos y El Zacatoso de la región de San Carlos al suroeste (Figura 1). Las rocas más antiguas se encuentran en afloramientos aislados en el sur, suroeste y norte de la sierra Santa Úrsula, y también en la parte norte y sur de la Sierra El Aguaje (Mora-Álvarez, 1992; Vega-Granillo et al., 2004). Corresponden a rocas con metamorfismo de contacto como cuarcitas, corneanas pelíticas, corneanas calcosilicatadas y metaconglomerados, formadas a partir de un protolito sedimentario detrítico, las cuales han sido correlacionadas con el Grupo Barranca (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Vega-Granillo et al., 2004), cuya unidad intermedia denominada Formación Santa Clara contiene fósiles atribuidos al Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Alencáster de Cserna, 1961; Weber, 1997). Dichas rocas aparecen como colgantes del techo de un plutón granodiorítico que las intrusión y metamorfiza (Figura 2) y que ha sido nombrado Granitoide Laramídico. En la Sierra de Santa Úrsula el intrusivo fue datado en 78 Ma (U-Pb en zircón, Mora-Álvarez y McDowell, 2000) y en San Carlos tiene edades de 83 y 81 Ma (K-Ar en hornblenda y biotita, respectivamente; Mora-Álvarez y McDowell, 2000). El Grupo Barranca y el Granitoide Laramídico fueron levantados y erosionados y sobre ellos se depositó un paquete de rocas volcánicas de al menos 580 m de espesor denominado aquí Unidad Volcánica Miocénica. En la Sierra de Santa Úrsula la secuencia más antigua de ~300 m de espesor está representada por un volcanismo máfico-intermedio que incluye flujos andesíticos, domos de andesita, rocas volcánicas con intercalaciones de basalto y andesitas basálticas. Estas rocas han sido fechadas entre 23.5 y 15.3 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; MacMillan et al., 2005). El segundo episodio de volcanismo es félsico y está representado por flujos y domos félsicos, ignimbritas y tobas, con un espesor en

conjunto de hasta 280 m. En estas rocas se han obtenido edades entre 12.3 y 11.4 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; MacMillan et al., 2005). A su vez, los flujos félsicos son cubiertos en discordancia por basaltos fechados entre 11.7 y 11.5 Ma (MacMillan et al., 2005) y entre 10.3 y 8.5 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Además de las rocas volcánicas mencionadas se presenta un cuerpo intrusivo hipabisal de composición granítica que ha sido denominado Granófiro de Empalme-Ortiz (Cochemé, 1981), el cual aflora también en el cerro El Vigía del norte de la ciudad de Guaymas (Vega-Granillo et al., 2004) y se extiende hasta la parte oriental de la Sierra de Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1993). Este granófiro ha sido fechado en distintas localidades arrojando edades entre 14 y 10.7 Ma (Paz-Moreno, 1992; Till, 2005; Gans et al., 2013).

Geología Estructural

Las estructuras principales en la región de estudio son un conjunto de fallas normales que conforman un sistema de semigrábenes escalonados, con rumbo ~N-S y que buzan principalmente hacia el W. Dichas fallas provocan un basculamiento de las unidades volcánicas de hasta 40° hacia el E (Mora-Álvarez, 1993; Vega-Granillo et al., 2004). Según Mora-Álvarez y McDowell (2000) una primera fase de fallamiento ocurrió antes de 10.3 Ma. Según Vega-Granillo et al. (2004), asociadas con esa primera fase se produjeron fallas con rumbo ~E-W en la región de San Carlos, las que probablemente acomodaron movimientos diferenciales de los bloques alargados N-S (Figura 1). Una segunda fase de fallamiento, afectó a las tobas y a los basaltos del Mioceno Tardío produciendo un basculamiento no mayor a 5°. Esta segunda etapa pudo producir el graben de Empalme y el levantamiento de la Sierra de Santa Úrsula (Stewart y Roldán-Quintana, 1994). Según Johnpeer (1977) el cerro El Vigía de la ciudad de Guaymas es una estructura formada por fallas semicirculares que sugieren una estructura de caldera (Figura 2).

Marco Tectónico

Es aceptado que un proceso de subducción de litósfera oceánica debajo de la placa Norteamericana ocurrió en el noroeste de México y suroeste de la Cordillera Norteamericana, al menos desde el Jurásico (p. ej. Anderson et al., 2005; Haxel et al., 2005), pero tuvo su punto culminante en Sonora entre el Cretácico Tardío y el Eoceno Medio (90 a 40 Ma), con la intrusión de cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas (p. ej. Damon et al., 1983; Ramos et al., 2008; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011). Durante este episodio se emplazaron los cuerpos granodioríticos de San Carlos y de la Sierra de Santa Úrsula, intrusionando secuencias detríticas correlacionadas con el Grupo Barranca del Triásico Superior-Jurásico Inferior. Después del evento magmático de fines del Cretácico, la región debió experimentar un proceso de levantamiento y erosión, el cual expuso las rocas graníticas y dejó las rocas metasedimentarias como remanentes de erosión sobre ellas. El régimen tectónico de Sonora cambió de compresivo a fines del Cretácico y principios del Cenozoico, a extensional durante el Oligoceno y el Mioceno (p. ej. Calmus et al., 2011). La principal etapa de extensión ha sido constreñida entre 26 y 15 Ma (Nourse et al., 1994; Gans, 1997; Wong y Gans, 2008) en la parte centro-norte, centro y centro-oeste de Sonora. El proceso extensional coincide temporalmente con la llegada de fragmentos de la dorsal del Este del Pacífico a la paleo-trinchera (p. ej. Engebretson et al., 1985; Wilson et al., 2005). Durante el Oligoceno-Mioceno Temprano, en la parte central de Sonora, se produjo una fuerte extensión que formó cuencas donde se depositaron gruesos paquetes sedimentarios de la Formación Báucarit (Bartolini et al., 1994; McDowell et al., 1997) y se desarrollaron los llamados complejos de núcleo metamórfico (metamorphic core complexes) como el de la Sierra de Mazatán (Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008). Durante el Mioceno, en la región costera

de Sonora se produjo un evento magmático generalizado, sin presencia de depósitos de la Formación Báucarit, que generó la denominada Unidad Volcánica Miocénica (Johnpeer, 1977; Sheridan et al., 1979; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Vega-Granillo et al., 2004; Till, 2005). El volcanismo está representado por basaltos, tobas ignimbríticas, andesitas y dacitas. Sin embargo, el fallamiento asociado con la extensión pudo ser contemporáneo con el magmatismo como

fue sugerido por Vega-Granillo et al. (2004). Las rocas volcánicas que bordean el valle de San José de Guaymas, así como las que afloran en la Sierra de Santa Úrsula y en los alrededores de San Carlos, se correlacionan con rocas de la región de Bahía Kino (Gastil et al., 1999) y con las del Grupo Comondú en Baja California sur que han sido fechadas entre 30 y 12 Ma (Umhoefer et al., 2001; Puy Alquiza et al., 2010). El magmatismo calcoalcalino producto de la subducción continuó

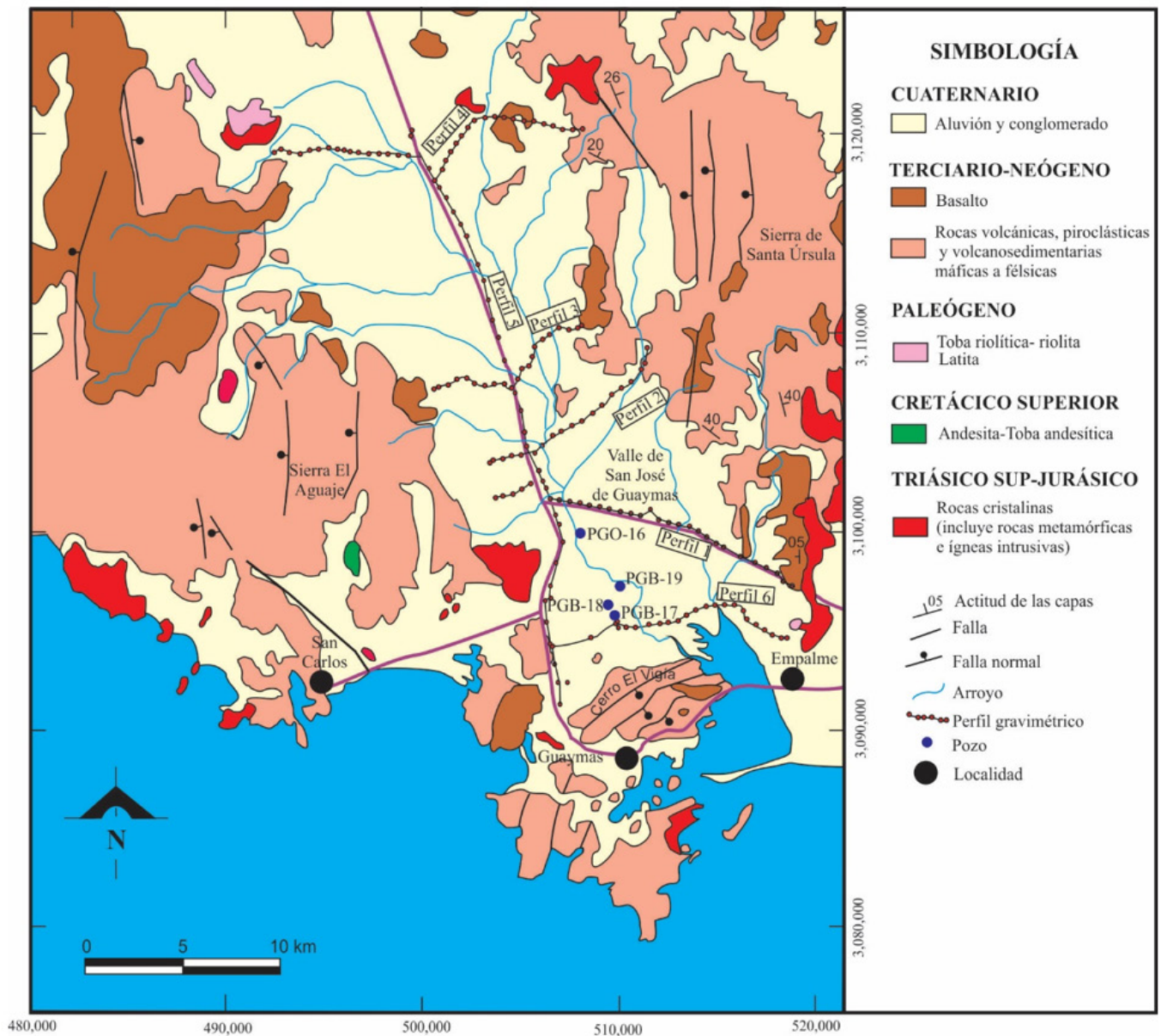


Figura 2. Geología del área de estudio (modificado de Peña-Leal et al., 2000) con la localización de perfiles gravimétricos y pozos.

hasta el Mioceno Medio (p. ej. Gómez-Valencia, 2014). Hacia los 12 Ma, se produjo la extrusión de rocas félsicas hiperalcalinas, ya sea como flujos o como extensos depósitos de ignimbrita, los cuales han sido reportados en la Sierra Libre al norte del área de estudio (Vidal-Solano, 2005; Barrera-Guerrero, 2012). Se interpreta que dichas rocas reflejan la apertura de una ventana astenosférica entre las placas del Pacífico y Farallón, debajo de la placa Norteamericana (Vidal-Solano et al., 2013). Debido a que la placa del Pacífico tiene un movimiento absoluto hacia el NW, su inserción parcial debajo de la placa Norteamericana indujo esfuerzos transtensionales que empezaron afectando una zona desde el borde oriental de Baja California hasta Sonora. Los esfuerzos transtensivos produjeron fallas incipientes de deslizamiento lateral derecho con dirección NW-SE, con posibles zonas de relevo que crearon cuencas de separación (pull-apart basins) orientadas ~NE-SW como el graben de Empalme (Vega-Granillo et al., 2004; Roldán-Quintana et al., 2004), y posteriormente una extensión con dirección aproximada E-W la cual es evidenciada por el ligero basculamiento de los basaltos de 8-10 Ma. La zona afectada por estos esfuerzos ha sido denominada Provincia Extensional del Golfo, la cual se considera más activa entre 12 y 6 Ma, tiempo en que se produjo el denominado proto-Golfo (Lylle y Ness, 1991). Las fallas generadas en esta etapa, sirvieron como conductos para la extrusión de rocas basálticas datadas entre 10.3 y 8.5 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000) que se derramaron en ambos costados de las fallas y parcialmente rellenan los valles como el Graben de Empalme. Posteriormente, los esfuerzos transtensivos se concentraron a lo largo de la zona que actualmente ocupa el Golfo de California y provocaron el desplazamiento de la península de Baja California al menos 250 km al NW (Oskin et al., 2001). Aún dentro del golfo, las fallas de deslizamiento a rumbo y las cuencas de separación asociadas se han ido desplazando progresivamente hacia el este (p. ej. Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Los valles

actuales están formados por rocas sedimentarias provenientes de las formaciones geológicas descritas antes, las cuales fueron erosionadas y transportadas por corrientes fluviales, relleno de las cuencas del valle de San José de Guaymas. El depósito de estos materiales inició en el Plioceno y continuó hasta el Holoceno. La planicie aluvial y fluvial de la cuenca es una zona importante para el estudio geohidrológico de la región, ya que debajo de ella se aloja el principal sistema acuífero de la cuenca. Los sedimentos clásticos que se pueden encontrar son intercalaciones de boleo, grava, arena, limo y arcilla, con diferentes espesores, según el análisis de las columnas litológicas de los pozos en el área (CNA, 1982).

Metodología

Para realizar este estudio se trazaron seis perfiles con una separación promedio de 6 km, cuyas longitudes van de 9 a 32 km. Cuatro de los perfiles se realizaron en dirección ENE-WSW, de manera transversal al valle, y dos longitudinales en dirección NW-SE (Figuras 2 y 4b). Los sitios para iniciar y finalizar los perfiles fueron cuidadosamente seleccionados en lugares donde aflora el basamento. Este procedimiento se realizó en todos los perfiles transversales al valle, lo que permitió tener control de la profundidad del basamento al inicio y al final de cada uno de los perfiles. Se registraron un total de 173 estaciones con un espaciamiento aproximado de 500 m entre cada una (Figura 2). La estación base se ubicó en el área de descanso El Valiente, con coordenadas UTM 505,863 m E y 3,102,064 m N. La mayoría de las estaciones se tomaron sobre la carretera y caminos rurales. Las lecturas de la gravedad se realizaron con un gravímetro marca Scintrex CG-5, el cual tiene una resolución de 0.001 mGal y un rango máximo de operación de 8,000 mGal. Para ubicar cada estación se utilizó un geoposicionador (GPS) portátil marca Garmin Etrex, con coordenadas UTM y un datum WGS84 (World Geodetic System). La gravedad observada se corrigió por deriva, elevación, Bouguer,

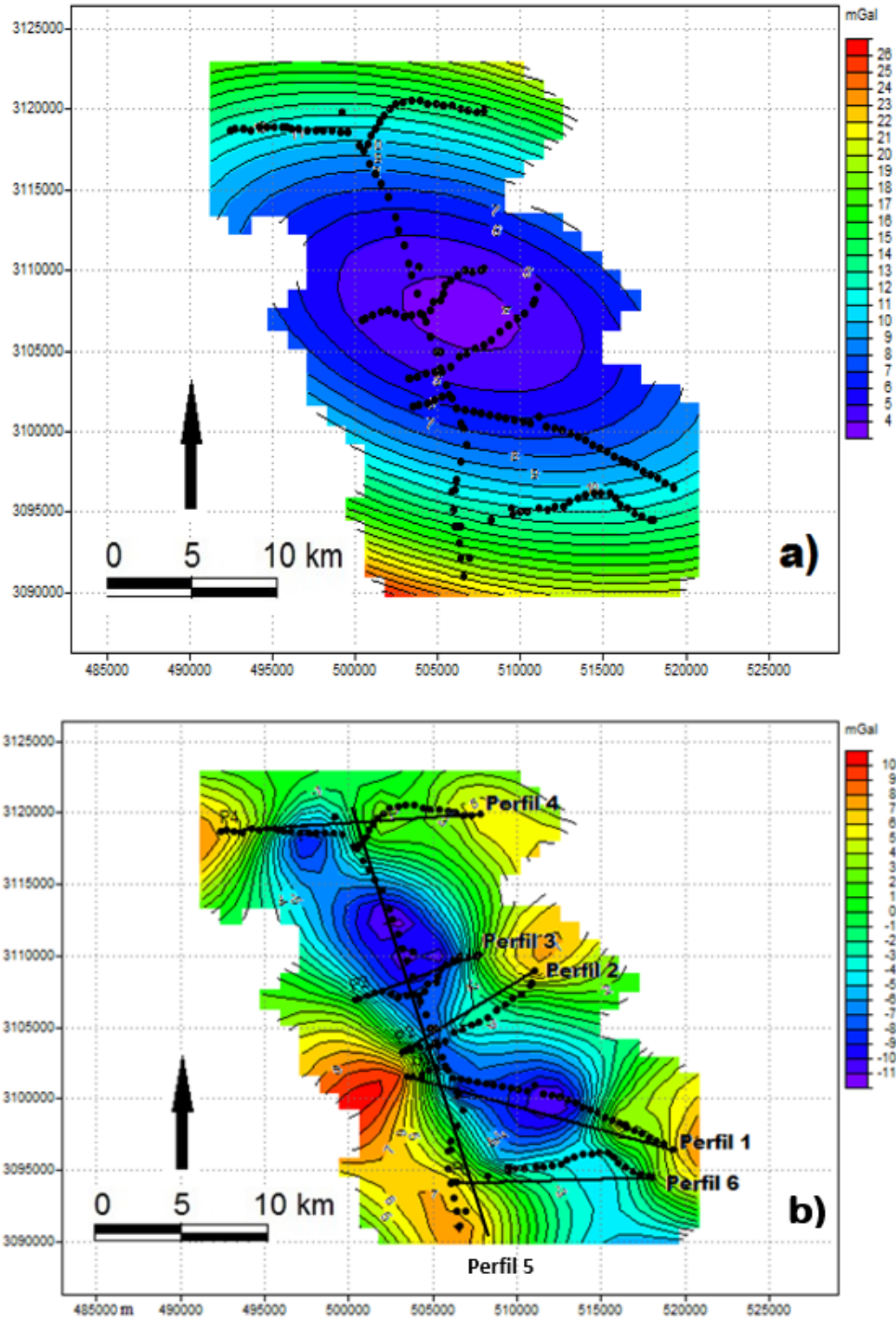


Figura 4. Separación de la anomalía regional – residual. a) Anomalía regional determinada por ajuste polinomial de segundo grado. Este mapa representa la tendencia regional asociada a grandes masas o estructuras profundas; b) Anomalía residual obtenida al restar la anomalía de Bouguer obtenida en las estaciones de la anomalía regional. Este mapa muestra anomalías asociadas a masas someras o locales de extensión limitada

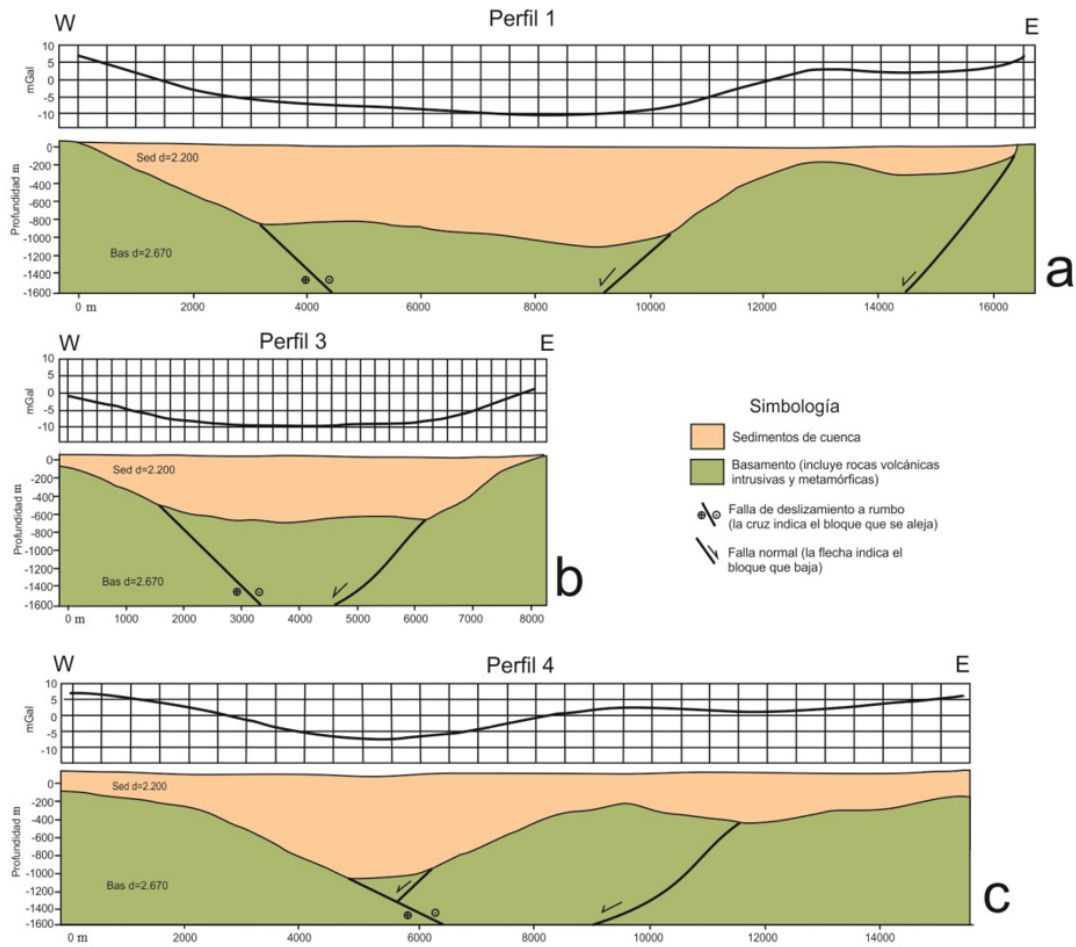


Figura 5. a) Perfil 1; b) Perfil 3; c) Perfil 4. En la gráfica superior de cada perfil se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta del modelo geológico. Debido a la precisión del ajuste ambas líneas se empalman y gráficamente sólo se observa una. En la gráfica inferior se muestra el modelo geológico propuesto. Debe señalarse que la inclinación de las estructuras graficadas corresponde a un echado aparente, menor al echado real, debido a que la dirección de las secciones no es perpendicular al rumbo de las fallas.

Resultados

Anomalías Regional y Residual

En el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 3) resalta un bajo gravimétrico alargado en dirección NW-SE. La anomalía regional obtenida (Figura 4a), muestra el eje mayor de la elipse con una orientación hacia el NW, presentando el mínimo en la parte central del área con valores de 4 mGal. En la anomalía residual resultante (Figura 4b) se delimitan tres subcuencas extendidas en dirección NW-SE, en donde se observan mínimos de hasta -11 mGal.

Modelación

La modelación se realizó sobre cinco perfiles transversales al valle trazados sobre la anomalía residual seleccionada. La ubicación de los perfiles y el mapa de anomalía residual se muestran en las Figuras 2 y 4b, respectivamente. Para proponer el modelo geológico se revisó la información de pozos disponible en el área de estudio. La información que se encontró corresponde a los pozos PGO-16, PGB-17 y PGB-19 (CNA, 1982), con profundidades máximas de 265, 412 y 252 m, respectivamente, cuya localización se muestra en la Figura 2. Las columnas litológicas

de estos pozos corresponden a intercalaciones de arcilla, arena, grava, y caliche, con espesores variables. Como se mencionó, la geología del área de estudio es muy variada, con grandes afloramientos de rocas volcánicas. Sin embargo, debido a que no hay datos de perforaciones que nos permitan confirmar el espesor de sedimentos sobre el basamento, se optó por un modelo simple de dos capas. Por lo tanto, el subsuelo fue parametrizado en dos medios: el superior, que corresponde a los sedimentos de la cuenca constituidos por grava, arena y arcilla, con una densidad promedio de 2.2 g/cm^3 ; y el inferior, que corresponde al basamento granítico y metamórfico con una densidad promedio de 2.67 g/cm^3 . Para modelar los perfiles se utilizó el algoritmo de Talwani y Ewing (1960). Los modelos obtenidos para los perfiles 1, 3 y 4, en los cuales se obtuvo un ajuste perfecto entre la anomalía residual observada y calculada, se presentan en las figuras 5a, 5b y 5c, respectivamente.

En la parte superior de la Figura 5a se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada para el modelo. Debido a la precisión del ajuste, ambas líneas se empalman y gráficamente solo se observa una. En la parte inferior se presenta el modelo geológico propuesto. Las profundidades máximas interpretadas del perfil 1 son de 1,100 m. Las profundidades disminuyen hacia el lado oriental del perfil donde afloran rocas basálticas y el granófono de Empalme-Ortiz. El modelo geológico para el Perfil 3 se muestra en la Figura 5b. Este perfil se ubica en la parte central del área y muestra una profundidad al basamento de unos 600 m. En los extremos este y oeste se encuentran afloramientos de roca basáltica. Además, en la Sierra Santa Úrsula se tiene muy próximo un afloramiento de rocas metasedimentarias, que se considera como parte del basamento cristalino.

En la Figura 5c se muestra el modelo geológico para el Perfil 4, donde se observa una cuenca mayor y una subcuenca. La cuenca mayor está

limitada por pendientes de entre 10° y 15° y se interpretan profundidades de hasta 1,000 m. La subcuenca presenta bordes suaves y una profundidad de 430 m aproximadamente y se encuentra sobre la Unidad Volcánica Miocénica. Cerca de la parte oriental del perfil se encuentran afloramientos del Granitoide Laramídico y de rocas metasedimentarias del Grupo Barranca que forman el basamento, produciendo en el perfil una zona de menor profundidad. Para obtener un modelo aproximado de la profundidad del basamento como el que se muestra en la Figura 6, se utilizó la expresión simple del estrato equivalente, así como las profundidades obtenidas de los perfiles modelados en 2D, las cuales se interpolaron y se graficaron con el programa Surfer.

Discusión

Modelo estructural

En la Figura 6 se puede apreciar que la cuenca del Valle de San José de Guaymas no tiene una morfología simple, sino que está conformada por tres subcuencas que se extienden en dirección NW-SE, limitadas en su flanco SW por un talud más o menos continuo con rumbo $\sim N50^\circ W$. Cada subcuenca está limitada en su flanco oriental por un relieve más o menos lineal con orientación aproximada NNE-SSW, los cuales transectan la estructura orientada $\sim N50^\circ W$. Considerando que la orientación general de la cuenca es muy distinta a la de las cuencas asociadas con la provincia fisiográfica de Sierras y Valles que es generalmente NNW-SSE (Stewart y Roldán-Quintana, 1994), o incluso distinta a la del graben de Empalme que se orienta en dirección NNE-SSW, y con base en las estructuras y en la evolución tectónica descritas en trabajos previos de áreas cercanas (p. ej. Vega-Granillo et al., 2004; Roldán-Quintana et al., 2004; Mora-Álvarez, 1992), se interpreta que la cuenca pudo generarse debido a una zona de relevo extensional que generó una cuenca de separación (pull-apart basin) entre dos

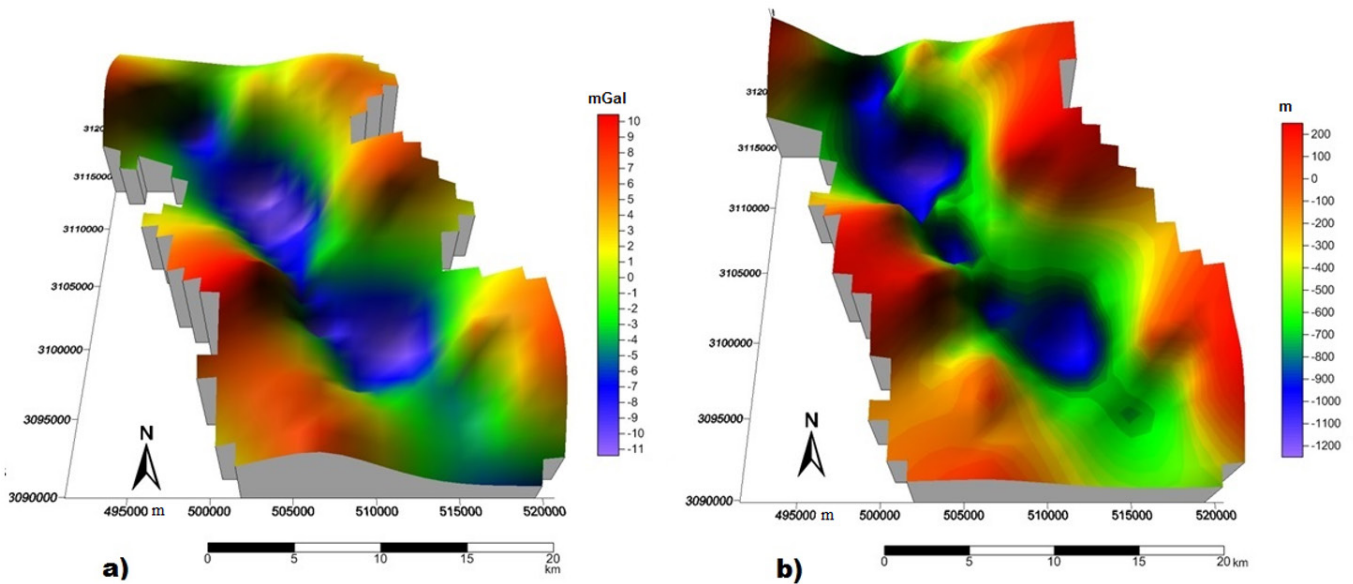


Figura 6. a) Anomalía residual (mGal); b) Configuración de la profundidad estimada al basamento obtenida a partir de la expresión simple del estrato equivalente, así como de las profundidades obtenidas de los perfiles modelados en 2D (escala en m).

fallas de deslizamiento a rumbo con dirección $\sim N50^{\circ}W$ (Figura 7a y b). Todas estas estructuras actualmente están sepultadas bajo sedimentos. Dichas fallas a rumbo tienen una orientación muy similar, tanto a fallas encontradas en el área de San Carlos (Vega-Granillo et al., 2004), como a la de las grandes fallas transformantes del Golfo de California (e.g. Umhoefer et al., 2002). Estas fallas pudieron generarse en una etapa incipiente de la transtensión, cuando los esfuerzos afectaron la región costera de Sonora. El tiempo de transtensión, antes de la focalización de los esfuerzos en lo que hoy es el Golfo de California, ocurrió en la región de Bahía Kino entre 9 y 6 Ma (Bennett et al., 2013; Bennett y Oskin, 2014). El desplazamiento lateral derecho de las dos fallas generaría en la zona de relevo una cuenca alargada NW-SE, limitada en sus extremos NW y SE por fallas normales con dirección aproximada NE-SW (Figura 7c.1 y c.2). Posteriormente, cuando los esfuerzos transtensionales se concentraron en el área que actualmente ocupa el Golfo de California, alrededor de 8 Ma, según Bennett y Oskin (2014), se generarían esfuerzos extensionales en dirección aproximada $\sim E-W$

que reactivaron fallas con rumbos $\sim N-S$ (Figura 7c.3) que cortarían la cuenca generando las tres subcuencas que actualmente se observan en el valle. Esas fallas también aumentaron unos $5-10^{\circ}$ el basculamiento de las rocas volcánicas terciarias formando sistemas de semi-graben escalonados con rumbo aproximado N-S.

Conclusiones

Dentro del Valle de San José de Guaymas, la morfología del basamento indica la existencia de tres subcuencas alineadas en dirección general $N50^{\circ}W$. La profundidad promedio determinada para el basamento fue de 850 m. La subcuenca central, en las cercanías del poblado Nochebuena, alcanza profundidades máximas de 1,100 m según el modelo gravimétrico. La profundidad del basamento para un modelo de dos capas, nos indica la existencia de un relleno sedimentario potente, con buenas posibilidades para contener un acuífero, las áreas más adecuadas para la ubicación de dicho acuífero corresponden a las tres subcuencas principales.

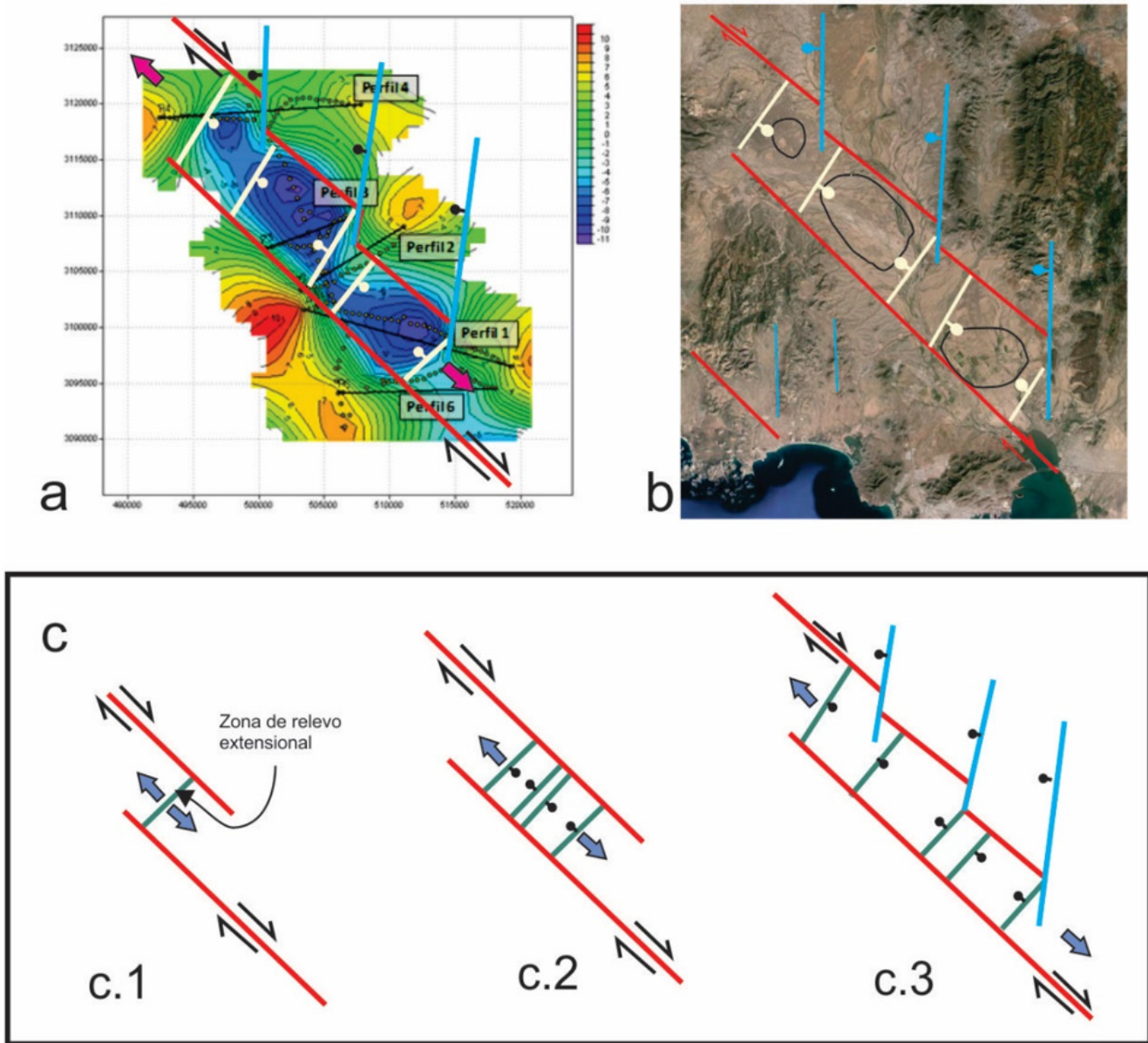


Figura 7. A) Modelo de fallamiento en el Valle de San José de Guaymas sobrepuesto al modelo de anomalía residual resultante. El valle pudo originarse por fallas de deslizamiento a rumbo (en color rojo) con dirección $\sim N50^{\circ}W$, las cuales tienen una zona de relevo que generó fallas normales con dirección $\sim N40^{\circ}E$ (en color blanco). Las estructuras en azul, con rumbo $\sim N-S$, posiblemente son fallas preexistentes reactivadas; B) Modelo de fallamiento ubicado en un mapa satelital; C) Modelo evolutivo del fallamiento.

Los estudios realizados en esta área son escasos y algunos no están actualizados, por lo tanto desde el punto de vista geohidrológico, estos resultados serán útiles para ayudar a definir la geometría del acuífero. Sin embargo, el modelo sencillo de dos capas que se propone, así como

las profundidades al basamento obtenidas, pueden definirse mejor cuando se incorpore más información geofísica y geológica al área de estudio. Por lo tanto, se recomienda realizar otros estudios geofísicos para calibrar mejor el modelo.

Con base en el estudio gravimétrico y en la morfología de la cuenca derivada del mismo, se interpreta que la cuenca principal del Valle de San José puede asociarse con una zona de relevo entre dos fallas de deslizamiento lateral derecho orientadas ~N50°W, cuyo desplazamiento generó fallas normales en sus extremos NW y SE que dan lugar a una pequeña cuenca de separación. Estas posibles fallas, actualmente sepultadas por sedimentos, pudieron estar activas durante el Mioceno Medio, cuando esfuerzos transtensionales afectaron la región costera de Sonora creando la Provincia Extensional del Golfo. Después, dichos esfuerzos migraron progresivamente hacia la zona actual de actividad tectónica, culminando con la separación de la península de Baja California.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al Ing. Guillermo M. Ohlmaier por el apoyo brindado durante el trabajo de campo. A la M.C. Santa Barrera Guerrero, al Dr. Juan García Abdeslem, al M.C. Juan Manuel Espinoza Cardeña y al Dr. Carlos Flores Luna del CICESE por la discusión y sugerencias que contribuyeron a mejorar el trabajo. Se agradecen las revisiones y sugerencias detalladas realizadas al manuscrito por la Dra. Xóchitl Torres Carrillo y el Dr. Felipe de Jesús Escalona Alcázar. Este estudio fue apoyado por el Departamento de Geología y la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora.

Referencias

Alencáster de Cserna, G., 1961, Fauna fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico) del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, No. 11, Parte 3, p. 19–45.

Alvarez, R., 1991, Geophysical determination of buried geological structures and their influence on aquifer characteristics. *Geoexploration*, 27, 1-24.

Anderson T.H., Rodríguez-Castañeda, J.L., Silver, L.T., 2005, Jurassic rocks in Sonora, Mexico: relations to Mojave-Sonora megashear and its inferred northward extension, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper*, 393, 51–95.

Aragón-Arreola, M., Martín-Barajas, A., 2007, Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico: *Geology*, 35(6), 571-574.

Barrera-Guerrero, S., 2012, Contribución al estudio del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en el NW de México: petrología de la Sierra Libre, Sonora: Universidad de Sonora, Tesis de Maestría en Ciencias Geología, 103 pp.

Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Morales-Montaña, M., 1994, Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (Báucarit Formation) in Sonora, México: *Geofísica Internacional*, 33, 67-77.

Bennett, S.E.K, Oskin, M.E., 2014, Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone: *Geology* 42(3), 215-218.

- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Iriondo, A., 2013, Transtensional Rifting in the Proto-Gulf of California Near Bahía Kino, Sonora, México: Geological Society of America Bulletin, 15(11/12), 1752-1782.
- Calmus, T., Vega-Granillo, R., Lugo-Zazueta, H., 2011, Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, 227–266.
- Cochemé J. J., 1981, Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique): Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris, tome 293, Serie II, p. 989–992.
- Comisión Nacional del Agua (CNA), Gerencia Estatal de Sonora, 1982, Compendio de registros litológicos de pozos para el Valle de Guaymas: Reporte Técnico, 103 pp.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., 1983, El Batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Memoria XV Convención Nacional, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, México, 65-95.
- Engebretson, D.C.; Cox, A.; y Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Geological Society of America Special Paper 206, 59 p.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora—Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: Tectonics, 16, 388–408.
- Gastil, R.G., Neuhaus, J., Cassidy, M., Smith, J.T., Ingle, J. C., Krummenacher, D., 1999, Geology and Paleontology of southwestern Isla Tiburón, Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 16 (1), 1-34.
- Gómez-Valencia, A., 2014, Evolución espacio-temporal y petrológica del magmatismo Oligoceno-Mioceno en Sonora, México: énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción: Universidad de Sonora, Tesis de maestría, 298 pp.
- Haxel, G.B., Wright, J.E., Riggs, N.R., Tosdal, R.M., and May, D.J., 2005, Middle Jurassic Topawa Group, Baboquivari Mountains, south-central Arizona; volcanic and sedimentary record of deep basins within the Jurassic magmatic arc: Geological Society of America Special Paper, 393, 329–357.
- Herrera, I., Rodríguez, R., Lima, E., González, T., Alvarez, R., Del Río, L., Niedzielsky, H., Ortega, A., 1984, Ampliación al estudio geofísico del Valle de Guaymas, Sonora: Reporte del Instituto de Geofísica, UNAM a la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 313 p.
- Johnpeer, G.D., 1977, Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico: Tempe, Arizona State University, M. Sc. thesis, 67 pp.
- Lylle, M., Ness, G.E., 1991. The opening of the Southern Gulf of California, in Dauphin, J.P., Simoneit, R.T. (eds.), The gulf and peninsular province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 43, 403-423.

- Macías, L., Ramírez, A., González, A., 1975, Interpretación de datos y determinación del potencial actual del acuífero en la costa de Guaymas, Sonora: Reporte de Técnicas Modernas de Ingeniería a la Secretaría de Recursos Hidráulicos, 591 p.
- MacMillan, I., Gans, P. B., Till, C. B., 2005, Tectonic Implications of the Volcanic and Structural History of the Sierra Santa Ursula, Sonora Mexico: Abstracts with Programs - Geological Society of America, 37 (4), 64.
- Martínez-Retama, S., Flores, C., Castillo-Gurrola, J., 2007, Saline intrusion in Guaymas Valley, Mexico, from time-domain electromagnetic soundings: Geofísica Internacional 46, (3), 175-198.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Bulletin of the Geological Society of America, 109, 1349-1360.
- Mora-Álvarez, G, 1992, History of Cenozoic magmatism in the Sierra Santa Úrsula, Sonora: The University of Texas at Austin, Austin Texas, B. S. thesis, 153 p.
- Mora-Álvarez, G., McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula, Sonora, Mexico, in: Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico, Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J. (eds.). Geological Society of America Special Paper 334, 123-142.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: Tectonics, 13 (5), 1161-1182.
- Oskin, M., Stock J., Martin-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: Geology, 29(5), 459-462.
- Paz-Moreno, F. A., 1992, Le volcanisme Plio-Quaternaire de 1' état du Sonora (nord-ouest du Mexique)- évolution spatiale et chronologique; implications petrogénétiques: Marseille, France, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme, tesis doctoral 220 p.
- Peña-Leal, J.L., Zamora-Tovar, R.E., Orantes-Contreras, V., 2000, Carta Geológico-Minera Sierra Libre H12-11 Sonora, Escala 1:250-000, Servicio Geológico Mexicano.
- Puy Alquiza, M.J., Miranda-Avilés, R., López-Martínez M., 2010, Revisión estratigráfica de Punta Coyote (Baja California Sur, México) e implicaciones para el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el arco Comondú: Estudios Geológicos 66(2), p. 193-208 (<http://estudiosgeol.revistas.csic.es/index.php/estudiosgeol/index>).
- Ramos-Velázquez, E., Calmus, T., Valencia, V., Iriondo, A., Valencia-Moreno, M., Bellon, H., 2008, U-Pb and 40Ar/39Ar geochronology of the coastal Sonora batholith: New insights on Laramide continental arc magmatism: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(2), 314-333.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R., 2004, El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California: Revista Mexicana

de Ciencias Geológicas, 21, 320-334.

- Sheridan, M., Wilson, T., Johnpeer, G.D., 1979, Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología 2, 1-15.
- Stewart, J.H., Roldán-Quintana, J., 1994, Map showing Late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico: Miscellaneous Field Studies Map, U.S Geological Survey, 1:1'000,000 map MF-2238.
- Talwani, M., Ewing, M., 1960, Rapid computation of gravity attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape: Geophysics, 25, 203-225.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., Keys, D., 1976, Applied Geophysics, Cambridge University Press, New York, 770 pp.
- Till, C.B. 2005, The transition from Oligo-Miocene subduction-related volcanism to late Miocene transtensional volcanism in southern Sonora, Mexico: a case study in petrotectonic fingerprinting: Master of Science thesis. University of California, Santa Barbara, 55 pp.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J. Willsey, S, Mayer, L, Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California sur, Mexico: Sedimentary Geology 144, 125-147.
- Umhoefer, P. J., Mayer, L., Dorsey, R. J., 2002, Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California peninsula, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 114(7), 849-868.
- Valencia-Moreno, M., Ortega-Rivera, A., 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 6, p. 201-226, 25 figs.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico) - Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: Journal of South American Earth Sciences, 16(4), 193-204.
- Vega-Granillo, R., De La O-Villanueva, M., Vega-Granillo, E.L., Araux-Sánchez, E., 2004, Geología Urbana y Riesgos Geológicos de la Región de Guaymas y San Carlos, Sonora: Universidad de Sonora Colección de Textos Académicos.
- Vidal-Solano, J.R., 2005, Le volcanisme hyperalcalin d'âge MioceneMoyen du Nord-Ouest du Mexique (Sonora): Minéralogie, Géochimie, cadre géodynamique: Universidad Paul Cézanne, tesis doctoral, 256 p.
- Vidal-Solano, J.R., Lozano-Santa Cruz, R., Zamora, O., Mendoza-Cordova, A., Stock, J.M., 2013, Geochemistry of the extensive peralkaline pyroclastic flow deposit of NW Mexico, based on conventional and handheld X-ray fluorescence. Geochemical and Tectonic Implications in a regional context: Journal of Iberian Geology, 39(1), 121-130.

Weber, R., 1997, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 225–243.

Wilson, D.S., McCrory, P.A., Stanley, R.G., 2005, Implications of volcanism in coastal California for the Neogene deformation history of western North America: *Tectonics*, 24, 1-22.

Wong, M.S., Gans, P.B., 2008, Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico—New insights into metamorphic core complex formation: *Tectonics*, 27, 1-31.

Recibido: 6 de abril de 2018

Recibido corregido por el autor: 24 de septiembre de 2018

Aceptación: 28 de septiembre de 2018