



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTORA: *DRA. ELENA CENTENO GARCÍA*



BOLETÍN 118

PANORAMA DE LA GEOLOGÍA DE SONORA, MÉXICO

Editado por:

THIERRY CALMUS

ESTACIÓN REGIONAL DEL NOROESTE

INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

MÉXICO, D.F.

2011

Prohibida la reproducción total o parcial por cualquier medio sin la autorización escrita del titular de los derechos patrimoniales.

FOTOGRAFÍA DE LA PORTADA

La elección de una fotografía o de una figura representativa de un tema tan amplio, como lo es la geología de Sonora, es difícil. Después de muchos intentos, se optó por la fotografía de un granito laramídico del batolito de Hermosillo que reúne muchos aspectos, mas no todos, de la evolución magmática, tectónica y morfológica de la región. Este batolito pertenece al arco magmático que estuvo activo en Sonora durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno. El 19% de la superficie del Estado corresponde a afloramientos de rocas graníticas de dicho arco laramídico. Fechamientos isotópicos de rocas del batolito de Hermosillo arrojaron edades de cristalización de alrededor de 65 Ma y edades de enfriamiento (a temperatura alrededor de 200°C) de hasta 45 Ma. En este afloramiento, el granito varía de alotriomórfico a porfídico, y contiene cristales de feldespato potásico de varios centímetros de largo que presentan una estructura fluidal magmática. Los intrusivos laramídicos son la fuente de la mayor parte de los metales que se fueron concentrando por diferentes procesos metalogénicos para formar una provincia que reviste hoy en día una importancia económica de primer nivel.

La morfología esferoidal que se aprecia es el resultado del proceso de exfoliación originado por la interacción entre el intemperismo y la presencia de diaclasas, en particular las sub-horizontales, paralelas a la superficie, atribuidas a la disminución de la componente vertical del esfuerzo durante la exhumación. Además, el granito presenta excavaciones por erosión eólica. Las edades obtenidas por trazas de fisión en apatita indican que el enfriamiento a bajas temperaturas (entre 110 y 60°C) coincide con la tectónica extensional del Neógeno (*basin and range*) y, localmente, en la parte oriental del batolito de Hermosillo, con la apertura del Golfo de California. Ambos eventos tectónicos provocaron un adelgazamiento general de la corteza y basculamientos de bloques en la parte superior frágil de la misma, dos causas consecutivas que participaron en la exhumación tectónica.

Fotografía: *Thierry Calmus*

PREFACIO

El número 118 del Boletín del Instituto de Geología presenta, a través de nueve capítulos, un panorama actualizado de la geología de Sonora. Es el resultado de un proyecto del personal académico de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM, quien manifestó conjuntamente el interés y la necesidad de reunir en una obra el avance del conocimiento geológico del Estado, además de proveer a los estudiantes de Geología de textos pedagógicos y accesibles. Si excluimos la Monografía geológico-minera de Sonora, publicada en 1992 por el entonces Consejo de Recursos Minerales, actual Servicio Geológico Mexicano, la cual tiene un enfoque esencialmente minero, no existe un documento que sintetice la evolución geológica de Sonora.

Como en toda síntesis, en este compendio no se pretende alcanzar una actualización total al momento de su aparición debido a dos causas principales: en primer lugar, el formato de artículo científico no se presta a una presentación sistemática exhaustiva, sino sintética bajo la visión, la interpretación y el estilo del autor; en segundo lugar, el plazo entre la redacción y la publicación no permite presentar un estado del arte que coincida con la fecha de aparición. Desde la recepción de los manuscritos, fueron publicados avances y resultados que no están incluidos en este número, como es el caso en particular de los resultados isotópicos y radiocronológicos sobre los plutones laramídicos; el descubrimiento de plutones máficos o félsicos del Oligoceno-Mioceno, contemporáneos a la fase extensional subsecuente; la caracterización geoquímica de los carbonatos del Cretácico Inferior; los estudios recientes sobre el vulcanismo post-subducción; u, obviamente, los análisis de los últimos sismos de fuerte magnitud registrados en la parte noroeste del Estado. No obstante, el lector encontrará a lo largo de esta publicación avances significativos y nuevas interpretaciones geodinámicas que muestran que no existen paradigmas intangibles, sino etapas en la evolución de las ideas, que justifican por sí solas un seguimiento permanente en la investigación geológica.

Esta síntesis en un volumen único permitirá tender puentes entre los diferentes períodos geológicos. A pesar de que representan en el inconsciente popular la parte inmóvil de la naturaleza, sabemos que si “les damos el tiempo suficiente”, los minerales, las rocas y los continentes por ellos formados se transforman y se deforman durante procesos paulatinos relacionados unos con otros. El estudio de un período geológico resulta inconcluso si no se le relaciona con la historia, tanto la previa como la posterior. En este sentido, el capítulo dedicado a la evolución proterozoica resulta fundamental. La génesis y la estructuración compleja del basamento de la región se reflejarán a lo largo del Neoproterozoico y del Fanerozoico.

Los dos capítulos de geología aplicada justifican el esfuerzo realizado en la investigación básica plasmada en los otros capítulos. Sonora es un estado que presenta un enorme potencial minero y una escasez preocupante de agua. Pueda este volumen cumplir con el objetivo de incentivar programas de investigación multidisciplinarios en geología económica e hidrogeología; de esta última, en particular, en las cuencas asociadas a la extensión terciaria que almacenan los

acuíferos más importantes de Sonora. Cuantificar la tasa de extensión de la corteza superior, evaluar el volumen de los depósitos continentales, descifrar la evolución climática desde el Mioceno Temprano y describir la geometría de las cuencas gracias a estudios geofísicos detallados, son cuatro elementos esenciales para la determinación del potencial hídrico del Estado.

Se expresa el más sincero agradecimiento a los autores por su colaboración y su paciencia, así como a los árbitros, quienes contribuyeron sustancialmente a mejorar la calidad de los manuscritos. Asimismo, se hace patente un reconocimiento especial a Magdalena Alcayde por su trabajo escrupuloso, que asegura a los autores una calidad gramatical y editorial ejemplar. Finalmente, debe manifestarse que el contenido, las hipótesis y las conclusiones expresadas en este volumen son de la responsabilidad exclusiva de los autores.

Thierry Calmus, editor

PANORAMA DE LA GEOLOGÍA DE SONORA, MÉXICO

Editado por *Thierry Calmus*

CONTENIDO

PREFACIO	
<i>Thierry Calmus</i>	iii
CONTENIDO	v
CAPÍTULO 1: EVOLUCIÓN DEL CONOCIMIENTO DE LA GEOLOGÍA DE SONORA, MÉXICO	
<i>Jaime Roldán-Quintana</i>	1
CAPÍTULO 2: LAS ROCAS CRISTALINAS PROTEROZOICAS DE SONORA Y SU IMPORTANCIA PARA LA RECONSTRUCCIÓN DEL MARGEN CONTINENTAL SW DE LAURENCIA—LA PIEZA MEXICANA DEL ROMPECABEZAS DE RODINIA	
<i>Alexander Iriondo y Wayne R. Premo</i>	25
CAPÍTULO 3: ESTRATIGRAFÍA DEL TRIÁSICO Y EL JURÁSICO INFERIOR DE SONORA, MÉXICO	
<i>Carlos M. González-León, T.F. Lawton y Reinhard Weber</i>	57
CAPÍTULO 4: EL ARCO MAGMÁTICO JURÁSICO EN SONORA, MÉXICO—DISTRIBUCIÓN, EDADES Y AMBIENTE TECTÓNICO	
<i>José Luis Rodríguez-Castañeda y Thomas H. Anderson</i>	81
CAPÍTULO 5: ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO DE SONORA, MÉXICO	
<i>Juan Carlos García y Barragán y César Jacques-Ayala</i>	113
CAPÍTULO 6: CRETÁCICO TARDÍO-EOCENO MEDIO EN EL NOROESTE DE MÉXICO—EVOLUCIÓN DEL ARCO MAGMÁTICO CONTINENTAL Y SU CONTEXTO GEODINÁMICO (OROGENIA LARAMIDE)	
<i>Martín Valencia-Moreno y Amabel Ortega-Rivera</i>	201
CAPÍTULO 7: EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE SONORA DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO Y EL CENOZOICO	
<i>Thierry Calmus, Ricardo Vega-Granillo y Raúl Lugo-Zazueta</i>	227
CAPÍTULO 8: HIDROGEOLOGÍA DE SONORA, MÉXICO	
<i>Eva Lourdes Vega-Granillo, Samantha Cirett-Galán, María Luisa de la Parra-Velasco y Raúl Zavala-Juárez</i> ...	267
CAPÍTULO 9: DEPÓSITOS MINERALES DE SONORA, MÉXICO	
<i>Lucas Ochoa-Landín, Efrén Pérez-Segura, Rafael del Río-Salas y Martín Valencia-Moreno</i>	299

Roldán-Quintana, Jaime, 2011, Evolución del conocimiento de la geología de Sonora, México, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 1, p. 1-24, 7 figs., 2 tablas.

Capítulo 1

EVOLUCIÓN DEL CONOCIMIENTO DE LA GEOLOGÍA DE SONORA, MÉXICO

*Jaime Roldán-Quintana**

RESUMEN

El estado de Sonora ha sido motivo de gran interés para naturalistas y estudiosos de las Ciencias de la Tierra desde el siglo XVII. Los misioneros jesuitas fueron los primeros en describir rasgos de la geología de Sonora y Baja California. Los primeros paleontólogos norteamericanos visitaron Sonora a mediados del siglo XVII. El primer geólogo mexicano que realizó investigación en Sonora fue José Guadalupe Aguilera, quien estudió el sismo de Bavispe en 1887.

Los estudios sobre estratigrafía continuaron en 1900, cuando Dumble estudió las rocas terciarias y triásicas de Sonora. El campo volcánico del Pinacate fue descrito por Bonillas en 1910. Durante los años 1922-27, Teodoro Flores, del Instituto Geológico de México, estudió la porción central del Estado. El primer estudio con metodología científica y que tuvo un gran aporte a la geología de Sonora fue hecho en 1939 por el geólogo Robert E. King. Los primeros estudios sobre el Golfo de California los realizó la Institución Scripps de California, en 1940.

En los años 50, el Servicio Geológico de los Estados Unidos, en colaboración con el Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, publicaron una serie de estudios sobre yacimientos de Sonora. En los 60, Edward Wisser publicó un estudio sobre la geología y yacimientos minerales de la Sierra Madre Occidental. Al mismo tiempo, Carl Fries, Jr., del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), y Paul E. Damon, de la Universidad de Arizona, realizaron los primeros estudios isotópicos sobre rocas cristalinas precámbricas.

La hipótesis de la megacizalladura Sonora-Mojave fue presentada por Silver y Anderson en 1974. En el año de 1985, el gobierno del estado de Sonora publicó la Carta Metalogenética del Estado. En 1982, se estableció una red geodésica en la porción central del Golfo de California, y en 1986 se volvió a medir, lo que permitió estimar el desplazamiento de Baja California con respecto al continente.

En 1991, la Sociedad Geológica de América publicó el *Special Paper* 254, donde aparecieron artículos actualizados sobre diversos temas de la geología de Sonora. En 1993, el gobierno del estado de Sonora y CESUES publicaron una compilación de la geología de Sonora a escala 1:500,000. En 1996, se publicó el *Special Paper* 301, de la Sociedad Geológica de América, sobre rocas mesozoicas de Sonora.

Con el fin de monitorear la falla Pitaycachi en el noreste de Sonora, el Instituto de Geología de la UNAM instaló en 2003 nueve estaciones sismológicas digitales. En 2005, la Sociedad Geológica de América publicó el *Special Paper* 393, con los pros y contras de la hipótesis de la megacizalladura Sonora-Mojave. En 2007, continuaron los estudios sobre rocas mesozoicas por personal del Instituto de Geología. En 2008 se realizó el Primer Congreso sobre la Geología y la Ecología del Noroeste de México.

Palabras clave: Historia, geología, Sonora, México.

ABSTRACT

The State of Sonora was of great importance for naturalists and people interested in Earth sciences since the xvii century. The Jesuit missionaries were the first in describing the geologic features of Sonora and Baja California. The first North American paleontologists visited Sonora in the middle of the xvii century. The first Mexican geologist to describe the geology of Sonora was José Guadalupe Aguilera, who studied the effects of the earthquake of Bavispe, in 1887.

The studies about stratigraphy continued in 1900, when Dumble described the Tertiary and Triassic rocks of Sonora. The volcanic field of El Pinacate was described by Bonillas in 1910. Between the years 1922-27, Teodoro Flores, from The Geologic Institute of Mexico, studied the central portion of Sonora. The first study in Sonora, using scientific methodology, was done by Robert E. King. His study provided a great deal of geologic information. The first studies on the Gulf of California were done in 1940 by the Scripps Institution of California.

In the fiftieths, the United States Geological Survey and the Mexican agency *Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México* published a series of bulletins about some mineral deposits of Sonora. In the sixtieths, Edward Wisser published a study about the geology and mineral deposits of Sierra Madre Occidental. At the same time, Carl Fries, Jr., from the Institute of Geology of UNAM, and Paul E. Damon of the University of Arizona, carried out the first isotopic studies in Precambrian crystalline rocks of Caborca, Sonora.

The hypothesis about the existence of the Sonora-Mojave Megashear was presented by Silver and Anderson in 1974. In 1985, the Government of the State of Sonora published a Metallogenetic Chart of Sonora. In 1992 was established a geodetic net in the central portion of the Gulf of California. This net was reoccupied in 1986, making possible to estimate the displacement of the Baja California Peninsula with respect to the continent.

In 1991, The Geological Society of America published the Special Paper 254, which contained updated articles on several topics of the geology of Sonora. In 1993, the Government of Sonora and CESUES published a compilation of the Geology of Sonora at 1:500,000 scale. In 1996 was published the Special Paper 301 by the Geological Society of America, which deals on the Mesozoic rocks of Sonora. In 2000 was held in Hermosillo the Fourth Meeting on the Geology of Northwestern Mexico.

In 2003, the Institute of Geology put in operation nine seismological stations in northeastern Sonora in order to monitor the activity of the Pitaycachi fault. In 2005, the Geological Society of America published the Special Paper 393, containing articles in favor of and against the hypothesis of the existence of the Sonora-Mojave Megashear. In 2007 geologists from the Institute of Geology continued the studies about Mesozoic rocks. In 2008 was held the first Congress on the Geology and Ecology of Northwestern Mexico.

Key words: History, geology, Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El estado de Sonora, en el noroeste de la República Mexicana, es el segundo en extensión territorial a nivel nacional con 184,934 km². Sonora es privilegiado desde el punto de vista geológico por varias razones; en primer lugar, contiene la columna estratigráfica más completa del país, ya que existen rocas y fósiles prácticamente de todas las edades. En segundo lugar, es en el Estado en donde se ha identificado las rocas más antiguas de México. En tercer lugar, su vecindad con el Golfo de California, donde se localiza un límite de placas, le otorga una gran importancia para poder llevar a cabo estudios de frontera en tectónica de placas a nivel mundial.

También, Sonora es una región de gran interés para la búsqueda de recursos minerales, tanto metálicos como no metálicos. A la fecha, el Estado es líder en la producción de oro, cobre, molibdeno, grafito, wollastonita y otros minerales.

Sonora ha sido el foco de interés para naturalistas y estudiosos de las Ciencias de la Tierra desde hace mucho tiempo. Se tienen reportes escritos desde la mitad del siglo xvii, cuando el Estado formaba parte del Reino de la Nueva Vizcaya que era gobernado desde Culiacán, Sinaloa, y que en ese tiempo consistía en un territorio mucho más extenso hacia el norte y hacia el sur.

Posteriormente, entre 1900 y 1960, los estudios geológicos fueron muy escasos, hasta que finalmente en los últimos 45 años, el estudio de la geología de Sonora progresó de una manera acelerada, hecho que ha favorecido el desarrollo de actividades como la minería y la agricultura.

En el presente trabajo, se hará un análisis breve del desarrollo histórico del conocimiento de la geología de Sonora desde mediados del siglo xvii hasta el año 2005. El propósito es el poder identificar los trabajos de investigación más relevantes, que muestren los avances logrados en cada una de las disciplinas de la geología en el Estado, así como hacer notar aquellos eventos que no son necesariamente publicaciones, pero que contribuyeron al avance del conocimiento de la geología.

Debido a las limitaciones de espacio, en este artículo sólo se comentan los trabajos de mayor trascen-

dencia para el conocimiento de la geología; también se incluye de manera breve lo referente a los yacimientos minerales, de preferencia se comentan aquéllos que tienen relación con descripciones de la geología regional.

Principalmente, fueron consultados trabajos publicados en revistas arbitradas sobre geología; las tesis y los libretos-guía, por ser publicaciones informales de difícil acceso, sólo fueron considerados en caso de estar disponibles en la biblioteca de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM (ERNO).

Las tesis profesionales constituyen una fuente importante de información original, generalmente inédita, aunque son de acceso limitado. Sobre la geología de Sonora, se han escrito probablemente más de 200 tesis de licenciatura, maestría y doctorado, en diferentes escuelas del país y del extranjero. De los años cincuenta a los setenta, existen tesis del Instituto Politécnico Nacional y de la Universidad Nacional Autónoma de México; a partir de los años setenta, se inicia la preparación de tesis de la Universidad de Sonora. Las tesis de maestría de la Universidad de Sonora no fueron utilizadas en este ensayo. Del Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora (CESUES), sólo se encontró un número reducido de ellas a partir de los noventa, sobre geología económica y sobre aspectos biológicos. En este trabajo sólo se hará mención de algunas tesis que, a criterio del autor, han tenido que ver con avances importantes en el conocimiento de la geología de Sonora en la fecha en que aparecieron.

De ninguna manera debe considerarse este ensayo como un análisis exhaustivo sobre la bibliografía geológica del estado de Sonora; esto es más evidente en el caso de las tesis, ya que esta tarea sería demasiado extensa y difícil. En virtud de que durante el período entre 1960 y 2005 es cuando se observa el mayor desarrollo del conocimiento de la geología de Sonora y del cual se cuenta con una mayor cantidad de información publicada, se hará un mayor énfasis en este tiempo.

ANÁLISIS HISTÓRICO

Con el fin de poder realizar el análisis de la evolución histórica del conocimiento de la geología de Sonora, se

propone para este trabajo tres divisiones en el tiempo, a saber: **(1) Etapa antigua, que comprende de mediados del siglo xvii hasta 1910.** Durante este período exploradores y misioneros jesuitas reportan las primeras observaciones sobre localidades fosilíferas y datos sobre los recursos naturales de Sonora. En 1887 tiene lugar el sismo de Bavispe que afectó una gran región del noroeste de México. A principios de 1900 los estudios geológicos fueron escasos, mientras que se describen en la literatura las primeras minas de carbón, cobre y oro; **(2) Período post-revolucionario, de 1910 a 1960.** Se realizan las primeras investigaciones por parte del Instituto Geológico de México y se llevan a cabo algunos de los estudios clásicos sobre la estratigrafía de Sonora. Se llevan a cabo los primeros estudios científicos sobre el origen del Golfo de California en los años cincuenta; y **(3) Época actual de 1960 hasta 2008.** Es en este período cuando tiene lugar el desarrollo más importante del conocimiento de la geología en Sonora, consolidándose el estudio de las rocas ígneas por métodos isotópicos y químicos. Los estudios sobre el Golfo de California incluyen conceptos de tectónica de placas. Estos conceptos modifican la visión de los diferentes fenómenos geológicos, en particular la actividad magmática y la formación del Golfo de California. El tomar la Revolución Mexicana como referencia histórica tiene su justificación en el hecho de que este movimiento social también tuvo repercusiones importantes en el desarrollo de la ciencia en nuestro país.

1. ETAPA ANTIGUA, QUE COMPRENDE DE MEDIADOS DEL SIGLO XVII HASTA 1910

En la primera parte de esta época, de mediados del siglo xvii a 1850, se llevaron a cabo las primeras observaciones sobre la geología de Sonora de las que se tiene noticia escrita, y que fueron hechas por naturalistas y gambusinos. Es bien conocido que la motivación principal de los españoles para realizar la colonización del norte de México fue la promesa de grandes riquezas minerales. Por lo anterior, es de suponerse que las primeras descripciones sobre temas geológicos fueran hechas por los gambusinos españoles.

Otros reportes fueron escritos en el siglo xvii por misioneros jesuitas, quienes dejaron escritas importan-

tes observaciones sobre su entorno natural, incluyendo aspectos relacionados con la geología. El más conocido fue el Padre Eusebio Kino (1645–1711), quien en 1698 visitó la región de El Pinacate, reconociendo su origen volcánico (Figura 1). Su viaje fue reportado por uno de sus contemporáneos:

“Kino escaló sus cerros volcánicos para ojear desde allí las costas del golfo que se dibujaban en la lejanía hacia el oeste de la actual bahía de Adair” (Polzer y otros, 1981).

El Padre Kino describió de esta manera el primer campo volcánico identificado en el noroeste de México; durante este largo viaje a caballo, también pudo demostrar que Baja California no era una isla, lo cual fue confirmado en el terreno por Juan Francisco de Anza durante su expedición de Tubac a San Francisco, en 1774. El Padre Kino se destacó, además de por su trabajo como colonizador, por su labor científica, proporcionando datos topográficos que mejoraron los mapas de su época. Uno de los mapas más destacados es el que muestra por vez primera a Baja California como península y no como isla, como se mostraba en los mapas existentes.

Otro misionero jesuita, el Padre Pfefferkorn, escribió dos libros sobre Sonora, después de que los jesuitas fueron expulsados de México. Las obras originales fueron escritas en alemán (Pfefferkorn, 1795), las que años después fueron traducidas al inglés, y sólo recientemente (1983) fueron publicadas en español. El padre Pfefferkorn, en su primer libro, dedica un capítulo al Reino Mineral, describiendo de una manera amplia y detallada la presencia de materiales de construcción útiles en áreas aledañas a las misiones. Además, describió algunos rasgos geomorfológicos y proporcionó una descripción detallada de las salinas que existían en esa época en las costas de Sonora. En otras de sus interesantes observaciones, ofreció la primera descripción de la presencia de fósiles en Sonora en las cercanías de Arivechi; al respecto dice:

“Hay un cerro pedregoso relativamente alto, en este cerro se encuentran a cada paso figuras de color rojizo, gris o blanquizas, aparentemente petrificaciones que parecen pájaros u otros animales o diversos objetos y son tan reales como si hubieran sido pintadas por la mano de un genio” (Pfefferkorn, 1795).



Figura 1. Estatua del Padre Eusebio Kino, colonizador y geógrafo del noroeste de México. Fotografía tomada en la Plaza Zaragoza, en Hermosillo, Sonora.

Actualmente, se sabe que esta descripción corresponde a una localidad fosilífera en Arivechi (Cerro de las Conchas) conocida a nivel mundial, que contiene fósiles tipo del Cretácico Temprano.

A partir de la segunda parte de la etapa antigua, se tienen los primeros reportes científicos sobre la geología de Sonora. Los primeros investigadores de las Ciencias de la Tierra que dejaron un registro escrito fueron paleontólogos norteamericanos de la Academia de Ciencias de California y del Servicio Geológico de California. Entre ellos, se mencionará a Remond (1866), quien visitó algunas localidades fosilíferas, entre ellas las regiones de La Barranta, San Marcial y Arivechi, donde colectó plantas e invertebrados del Triásico y del Cretácico. También, fue el primero en

reconocer la presencia de calizas paleozoicas al oriente de Hermosillo.

Otro naturalista pionero en Sonora fue Gabb (1869), quien realizó lo que serían los primeros estudios paleontológicos en Sonora, estudiando e identificando como especies del Cretácico los fósiles colectados por Remond. Por primera vez se describieron fósiles triásicos, así como fauna cretácica de la localidad de Arivechi. Otro paleontólogo que estudió fósiles triásicos en Sonora fue Newberry (1876), quien fue de los primeros investigadores en estudiar los depósitos de grafito.

Hasta finales del siglo xvii, el estudio de la geología de Sonora fue hecho por extranjeros interesados en la paleontología y los recursos minerales. El primer mexicano que realizó investigación geológica en So-

nora fue el distinguido geólogo Don José Guadalupe Aguilera-Serrano, del entonces Ministerio de Fomento de la República Mexicana, en 1887. Su estudio sobre el sismo del 3 de mayo de 1887 de Bavispe, en el noreste de Sonora y que ocasionó la destrucción del poblado, fue el primer trabajo científico acerca de un sismo en México (Rubinovich-Kogan *et al.*, 1991). Aguilera-Serrano (1888) estudió los efectos de este sismo y proporcionó una descripción detallada de la traza de la falla. Asimismo, publicó el primer mapa geológico de Sonora a colores, a escala 1:1'000,000, mostrando seis unidades cartográficas (Suter, 2006).

Este sismo ha sido el más importante (M 7.2) en Sonora en tiempos históricos y afectó una gran parte del noreste de Sonora y del suroeste de los Estados Unidos. Debido a que el área afectada por este sismo fue muy grande, dicho fenómeno recibió gran atención por parte de los científicos extranjeros de la época.

Aguilera-Serrano efectuó, además, varias travesías en la región noreste del Estado, que incluyeron los valles de Moctezuma, Huásabas, Bavispe, San Bernardino y Agua Prieta. Su regreso lo realizó por Nacozari, San Javier y Cumuripa. Con sus observaciones durante estos recorridos, pudo hacer algunas descripciones sobre la morfología de estas regiones. Asimismo, describió algunas minas de carbón en la sierra de San Javier y visitó además las localidades fosilíferas descritas por Remond (1866).

En 1888, se formó la Comisión Geológica de la República Mexicana y, con motivo de la Exposición Internacional de París en 1889, fue preparado un bosquejo de la Carta Geológica General de la República Mexicana, para presentarla en dicha exposición, donde seguramente Aguilera-Serrano incluyó sus observaciones sobre la geología de Sonora. Algunas de las primeras observaciones sobre los rasgos geomorfológicos del desierto de Sonora y sobre las terrazas marinas de las costas al norte de Bahía de Kino, fueron hechas por McGee (1886). Por su parte, Dumble (1900a) realizó un reconocimiento geológico en las zonas central y meridional del Estado, identificando nuevas localidades de rocas paleozoicas, definiendo mejor las rocas triásicas como una unidad estratigráfica y asignándole el nombre de división Barranca; asimismo, realizó estudios sobre el carbón y coque en dichas localidades.

Adicionalmente, este autor describió las rocas cretácicas de la región (Dumble, 1900b).

En relación con la minería, en este período fueron publicados algunos reportes sobre la presencia de antimonio en Sonora (Douglas, 1881) y la existencia de yacimientos de oro en Mulatos y Altar (Janin, 1890).

2. PERÍODO POST-REVOLUCIONARIO, DE 1910 A 1960

Algunos de los estudios estratigráficos clásicos para la geología de Sonora fueron realizados en este período, en el que se efectuó la publicación de las primeras fechas isotópicas de rocas cristalinas precámbricas y fueron iniciados los estudios científicos sobre el golfo de California. Se aprecia la consolidación de los estudios geológicos con una metodología científica moderna. Además, fueron publicados trabajos sobre rocas paleozoicas, donde Angermann (1904) describe algunos fósiles que encontró en el área del río Cedros, en el sur de Sonora. Dumble (1900a) dividió el Terciario en las Formaciones Báucarit, Nogales y Trincheras, presentando, además, una reseña del Cretácico y del Triásico; a este último lo separó en la división Barranca y Lista Blanca, y finalmente presentó algunas observaciones sobre las rocas paleozoicas del río Cedros. Aunque la región volcánica de El Pinacate se conocía desde el siglo xvii, uno de los primeros estudios publicados sobre este campo volcánico fue hecho por Bonillas (1910), donde describe petrográfica- y químicamente una labradorita; actualmente se sabe que existen cristales de esta especie de gran calidad en los basaltos de El Pinacate (Figura 2). Durante este período se observa un marcado interés por la minería de Sonora, lo cual se ve reflejado en un mayor número de publicaciones sobre geología económica y se lleva a cabo una gran actividad minera. Por primera ocasión se publican estudios clásicos sobre las minas más importantes, como Cananea (Emmons, 1906) y Los Pilares (Emmons, 1910), y sobre el grafito en La Colorada (Hess, 1909).

Con excepción de las publicaciones sobre las minas de Sonora, las hechas sobre geología fueron escasas, lo que probablemente se debió a la inestabilidad social producida por el estallido de la Revolución Mexicana, que había sido precedida por la huelga de Cananea en 1906.

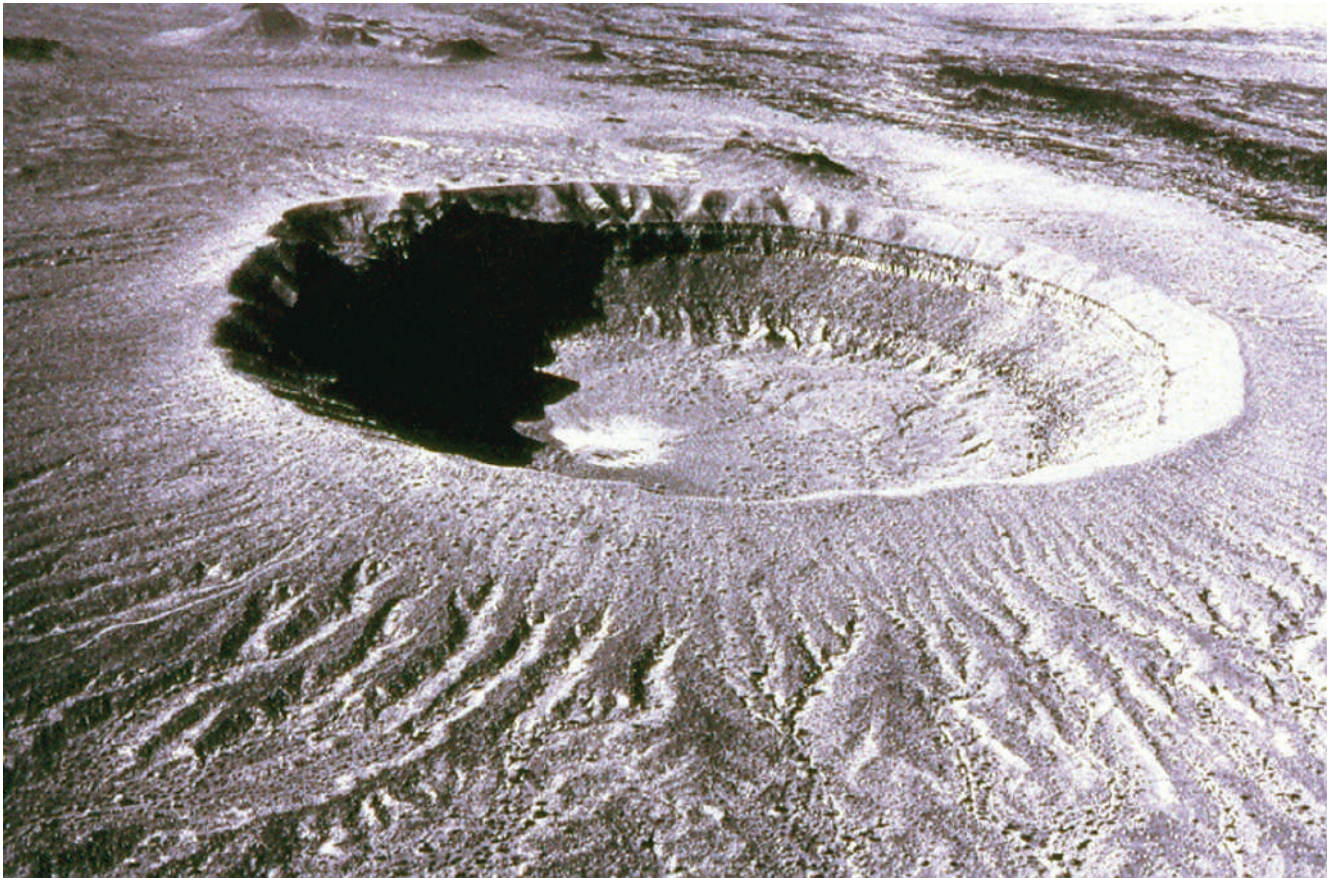


Figura 2. Cráter El Elegante, en la región volcánica de El Pinacate. Al fondo están presentes conos basálticos y derrames de lava. Fotografía por cortesía del Sr. Guillermo Moreno.

Beal (1922) estudió las regiones de Hermosillo y Guaymas, donde se tenían noticias de manifestaciones de petróleo, reportando que la Compañía Petrolera de Sonora, S. A., tuvo concesiones para explotar petróleo en esta región.

Entre los años de 1922 a 1927, Don Teodoro Flores, del Instituto Geológico de México, llevó a cabo una serie de expediciones geológicas en la región central de Sonora (Flores, 1929), habiendo trabajado en el año de 1922 en la porción central del Estado, en el valle del río Sonora, en la región de Álamos y de Hermosillo. El mismo autor, en 1925, estudió la zona de Minas Prietas, La Colorada y las minas de grafito de Moradillas. En 1926, estudió las zonas mineralizadas vecinas a la vía del Ferrocarril Sud Pacífico, entre las estaciones de Carbó y Santa Ana. En 1927, describió las regiones mineralizadas del ex Distrito de Magdalena cerca del tramo de vía férrea entre las estaciones de Santa Ana y Nogales. El trabajo de Flores (1929) sentó las bases

para establecer la estratigrafía, haciendo importantes observaciones sobre yacimientos minerales aplicando los conceptos más avanzados de esa época, y presentando también algunas descripciones sobre los rasgos fisiográficos de Sonora.

Un estudio sobre la hidrología subterránea de las cuencas de los ríos Concepción y Sonoyta fue publicado por Blázquez-López (1926), el que constituye uno de los pocos trabajos publicados sobre este tema tan importante en una región desértica como Sonora.

Uno de los primeros estudios sobre rocas volcánicas en el distrito minero de Cananea fue hecho por Valentine (1936), quien, con base en discordancias observadas en el campo, separó tres formaciones de rocas volcánicas, asignándoles tentativamente una edad mesozoica o terciaria temprana.

Uno de los trabajos clásicos y que aportan mayor información sobre la geología de Sonora lo realizó el geólogo norteamericano Robert E. King, cuyo traba-

jo marca el inicio de los estudios geológicos con una metodología científica. Por primera vez, King (1939) describe de manera sistemática la estratigrafía y la tectónica de una amplia región en el oriente de Sonora y parte de Chihuahua. En su trabajo, King aporta una gran cantidad de información para toda la columna estratigráfica del Estado, descubre nuevas localidades con rocas del Paleozoico, y define la Formación Barranca, del Triásico Superior, y la Formación Báucarit, del Terciario. Entre muchas de sus observaciones importantes, King (1939) deduce mediante observaciones de campo la edad terciaria para algunos de los batolitos que anteriormente se consideraban de edad precámbrica. Esta atinada observación ha sido confirmada mediante determinaciones de edades isotópicas en dichas rocas. Él muestra por primera ocasión la estructura cenozoica de Cuencas y Sierras. El trabajo de King es muy completo, pues aunado a sus excelentes observaciones de campo, contiene un sinnúmero de determinaciones paleontológicas. Su artículo viene acompañado de un mapa geológico con secciones estructurales (King, 1939). En muchos aspectos este trabajo mantiene su vigencia. De acuerdo con información expresada por el propio King en una conferencia que impartió en Hermosillo en 1978, su gran proyecto cartográfico en Sonora y Chihuahua de 1931 a 1933 fue realizado en condiciones precarias, ya que durante los dos primeros años no tenía empleo y sólo contaba con sus propios recursos y con apoyo de la gente local, haciendo travesías a caballo junto con arrieros locales, por temor a los apaches que aún existían, y ya para el último año recibió apoyo de empresas petroleras de Texas.

Dentro del mismo tenor estratigráfico, en esas mismas fechas, Imlay (1939) publicó un estudio sobre la paleogeografía del Cretácico del norte de Sonora y el sur de Arizona. Durante este mismo período, se tienen hallazgos paleontológicos importantes: por primera vez se reportaron estructuras estromatolíticas de edad precámbrica en la región de Caborca y se descubrieron trilobites del Cámbrico también en la región de Caborca (Cooper y Arellano, 1946). Estos descubrimientos propiciaron la realización de importantes estudios sobre las rocas más antiguas de la región de Caborca, la que constituye la localidad más meridional con rocas cámbricas y precámbricas del cratón de América del Norte.

Algunos de estos trabajos fueron publicados en el XX Congreso Geológico Internacional como excursiones y puede considerarse que son estudios clásicos para las rocas del Paleozoico. El primer crucero en el golfo de California lo llevó a cabo la Institución Scripps, de San Diego en 1940 dedicado especialmente a la realización de estudios batimétricos del Golfo (Shepard, 1950). Algunas de las islas del Golfo fueron descritas por Gastil *et al.* (1983).

Jahns (1959) describe la región volcánica de El Pinacate, en el noroeste de Sonora, la cual está formada por derrames de basalto e incluye una gran cantidad de formas bien preservadas, entre las que destacan 10 cráteres de explosión freatomagmática (*maars*), derrames recientes y volcanes monogenéticos.

En la Tabla 1 se presenta un listado de los principales eventos que afectaron el desarrollo de la geología en Sonora, aun cuando es obvio que muchos otros tuvieron también relevancia.

Por su parte, Velasco (1956), con motivo de una excursión dentro del XX Congreso Geológico Internacional, describió la geología del mineral de Cananea, dando una descripción detallada de los yacimientos cupríferos. También en los años 50 se publicó una serie de trabajos realizados por los geólogos del Servicio Geológico de los Estados Unidos en colaboración con los del Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México sobre yacimientos de tungsteno, carbón y antimonio (Wiese y Cárdenas, 1946; Wilson y Rocha, 1949).

3. ÉPOCA ACTUAL, DE 1960 A 2008

Como se indicó, en este período las investigaciones hechas por geólogos mexicanos en Sonora son más numerosas; sin embargo, vale la pena decir que durante este lapso, los investigadores extranjeros continúan aportando importantes datos para el conocimiento de la geología del Estado. Este período es el que muestra una mayor productividad en número de artículos y en él se consolidan las investigaciones sobre la geología de Sonora.

Para 1960, el Consejo de Recursos Minerales continúa publicando estudios sobre yacimientos minerales de Sonora, entre otros, sobre el carbón en San Marcial

Tabla 1. Principales obras publicadas y eventos relevantes sobre la geología de Sonora.

1	En 1950, se realiza el primer crucero en el Golfo de California por la Institución Scripps.
2	En 1956, se publican los libros de excursiones del XX Congreso Geológico Internacional en México a localidades en Sonora.
3	El Consejo de Recursos Minerales en colaboración con las Naciones Unidas realiza, en 1964, un programa de exploración de pórfidos cupríferos, iniciándose así la exploración de este tipo de depósitos.
4	En la Universidad de Sonora (UNISON) se crea, en 1975, la carrera de Ingeniería de Minas y posteriormente la de Geología.
5	La Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en 1975 funda en Hermosillo, Sonora, la Estación Regional del Noroeste, dependiente del Instituto de Geología.
6	El Primer Simposio sobre la Geología de Sonora se organiza, en 1978, por la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM y el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. Hasta la fecha han sido efectuadas cuatro reuniones de este tipo entre 1978 y 2000.
7	En 1978, se inicia una campaña de exploración por uranio en Sonora por el Instituto Nacional de Energía Nuclear, continuada posteriormente por Uranio Mexicano.
8	En 1981, se organiza la Reunión Anual de la Sección Cordillerana de la Sociedad Geológica de América, por parte de la UNAM y la UNISON, con apoyo del Gobierno del Estado.
9	En 1983, se crea el Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora (CESUES).
10	En 1984, se organiza en Hermosillo el simposio Geotectónica y Variaciones del Nivel del Mar en el área del Golfo de California por parte del Instituto de Geología de la UNAM y la Asociación Internacional de Estudios del Cuaternario (INQUA).
11	En 1996, el entonces Consejo de Recursos Minerales publica la primera carta geológica 1:50,000 de Sonora, organismo que en 1997 inicia la publicación de cartas 1:250,000 y en el año 2004 publica la carta geológica del estado de Sonora a dicha escala.
12	El alza de los precios de los metales preciosos fomenta el trabajo geológico. Los últimos períodos de alza fueron uno en los años setenta y principio de los ochenta, otro a principios de los noventa y el actual desde el año 2003.

(Pesquera, 1960) y sobre los minerales de manganeso (Ayub, 1960).

Durante este período, se definen cinco nuevas especies minerales de oro (teluritos y teluratos de oro), en las regiones de Moctezuma y Cananea (Mandarino y Williams, 1961; Mandarino *et al.*, 1975). Los depósitos de antracita de la sierra de San Javier fueron descritos por Ávila-de Santiago (1960).

El estudio de las rocas paleozoicas continuó siendo un tema de investigación importante, debido a su buena exposición en Sonora. Mulchay y Velasco (1954) describieron una correlación estratigráfica entre la secuencia paleozoica de Cananea y las de Bisbee, Arizona, y Naco, en el norte de Sonora. Aponte-Barre-

ra (1974), en su tesis profesional, lleva a cabo una de las primeras descripciones de las rocas paleozoicas del noreste de Sonora.

Una descripción muy completa de la región volcánica de El Pinacate fue publicada por Ives (1964), quien presenta una descripción geográfica, un análisis de las principales características y una bibliografía actualizada de esta región del noroeste de Sonora.

Dos trabajos clásicos de las rocas del Triásico de la región de La Barranca en el centro de Sonora fueron preparados por Alencaster-de Cserna (1961) y Silva-Pineda (1961). Alencaster-de Cserna estudió con mayor detalle la Formación Barranca, elevándola al rango de Grupo Barranca; por su parte, Silva-Pineda describió

en detalle la flora fósil de la Formación Santa Clara, que actualmente forma parte del Grupo Barranca.

Una integración de la información existente sobre rocas paleozoicas hasta esa fecha fue preparada por Fries (1962). Este trabajo también sintetiza lo que se conocía sobre el zócalo precámbrico y la estructura de dichas rocas, y está ilustrado por un plano geológico y otro estructural.

En lo referente a yacimientos minerales, Wisser (1966) publicó un trabajo clásico sobre vetas hidrotermales en Sonora y Chihuahua, donde también hace mención a la estratigrafía y estructura de las rocas volcánicas terciarias de la Sierra Madre Occidental, a la que considera como una cordillera esculpida por erosión a partir de una gruesa secuencia volcánica. En su estudio, Wisser (1966) describe la porción de la Sierra Madre Occidental comprendida desde la frontera con los Estados Unidos hasta la latitud de Mazatlán, Sinaloa, incluyendo partes de Sonora y Chihuahua, considerándola como una unidad estructural y metalogénica. Entre los yacimientos sonorenses analizados en este trabajo están El Gachi, Oposura, Lampazos, La Colorada, San Javier, La Dura y Álamos. Una de las conclusiones importantes de este trabajo es que existe una zonación mineral relacionada con la posición de las vetas respecto al basamento preterciario. Pedrazzini de Schlaepfer (1961) llevó a cabo un estudio sobre las pegmatitas de la sierra de Aconchi.

En esta época hubo un gran auge en la exploración de yacimientos de cobre diseminado en Sonora, debido a la gran similitud de ambientes geológicos entre Sonora y el sur de los Estados Unidos.

En lo referente a geoquímica isotópica, Fries (1962) y Damon *et al.* (1962) realizan algunas de las primeras determinaciones de edad por los métodos K-Ar y Rb-Sr en rocas cristalinas precámbricas de la región de Bámori y El Arpa en el noroeste de Sonora. La información de estos estudios permitió extender el zócalo precámbrico de Arizona hacia Sonora.

En 1971, se llevó a cabo en Hermosillo la Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Geólogos y Metalurgistas de México, este evento motivó la publicación de varios artículos sobre geología y yacimientos minerales de Sonora. Entre muchos otros se pueden mencionar el de Echávarri-Pérez (1971),

quien describió la petrografía y alteración del depósito de La Caridad entonces recientemente descubierto.

A principios de los años 70, el INEGI publica sus primeros mapas geológicos de Sonora, a escala 1:50,000 y posteriormente 1:100,000, 1:250,000 y 1:1'000,000, lo que sin duda constituyó un paso muy importante en el desarrollo de los estudios geológicos posteriores, ya que dichos mapas proporcionaron la primera aproximación del marco geológico de nuevas áreas. Una de las primeras cartas geológicas del estado de Sonora, a escala 1:500,000, fue publicada por López-Ramos (1974) en el Instituto de Geología de la UNAM. De igual manera, en su libro "Geología de México", López-Ramos (1980) incluyó una sección sobre la Provincia de Sonora en la que presenta una descripción muy completa de la geología conocida hasta esa época, ilustrándola con secciones estructurales y varias compilaciones originales sobre diversas regiones de Sonora.

Durante este tiempo aparecen artículos donde se trata de explicar el origen del golfo de California a la luz de las nuevas teorías de tectónica de placas (Hamilton, 1961; Larson *et al.*, 1968).

En esta época también se describen nuevas secciones estratigráficas para rocas de edad jurásica con fósiles en la región de la sierra de Santa Rosa, y nuevos géneros de amonites del Jurásico Tardío en la región de Cucurpe (Rangin, 1977a). A partir de esta fecha, los estudios sobre las rocas mesozoicas reciben una mayor atención por investigadores como Rangin (1977b), quien describió varias fases tectónicas en rocas mesozoicas de la región de Agua Prieta-Naco, en el noreste de Sonora. Una de sus principales aportaciones fue la definición del concepto de tectónicas sobrepuestas en las rocas mesozoicas. Un modelo especulativo sobre la geodinámica entre las rocas mesozoicas de Baja California y Sonora, fue publicado por Rangin (1978), en el cual van implícitos algunos conceptos sobre la subducción mesozoica del occidente de México.

La edad precámbrica del granito de Cananea fue confirmada por el método U-Pb (Anderson y Silver, 1977). La primera referencia publicada sobre estructuras del tipo *core complex* en el centro-norte de Sonora fue hecha por Anderson *et al.* (1980), quienes describen la presencia de deformación y metamorfismo en rocas batolíticas de edad terciaria.

Se inicia el estudio de las rocas ígneas de manera sistemática: Anderson y Silver (1978) publican por primera vez algunas edades de rocas intrusivas del arco jurásico. Un primer intento para establecer la estratigrafía de las rocas volcánicas en Sonora fue preparado por Roldán-Quintana y Solano-Rico (1978), quienes compilaron la información existente y presentaron la información en un mapa geológico.

En 1978, se realizó en Hermosillo el evento Primer Simposio sobre Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora, organizado por el Instituto de Geología y el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. Derivado de este simposio, se publicó un libreta-guía con dos excursiones, una al campo volcánico de El Pinacate y la segunda que consistió en un transecto entre Caborca y Agua Prieta. En ese mismo año, se inicia la publicación del Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, donde se han difundido importantes trabajos sobre la geología del Estado. El origen de la hipótesis de la megacizalladura Mojave Sonora se inicia con la publicación de Silver y Anderson (1974) quienes plantean por primera vez un modelo basado en las ideas de tectónica de placas para explicar la evolución de Mesoamérica y el Golfo de México. La hipótesis de la existencia de la megacizalladura Mojave-Sonora fue retomada por Anderson y Silver (1979) en la región del noroeste de Sonora. Esta gran falla fue interpretada con base en una interrupción abrupta de las rocas precámbricas y paleozoicas y, de acuerdo con los mismos autores, esta megacizalladura representa una zona con desplazamiento lateral izquierdo de rumbo NW-SE, poniendo en contacto dos bloques diferentes, estimando un desplazamiento de 800 km (Anderson y Silver, 1979). A pesar de que este modelo no ha sido totalmente aceptado, sin duda alguna atrajo hacia Sonora en años posteriores a muchos investigadores en diferentes disciplinas, quienes por diferentes métodos han tratado de probar o rechazar la existencia de dicha falla. De cualquier forma, la geología de Sonora se benefició de manera importante por los numerosos estudios geológicos llevados a cabo.

Un estudio estratigráfico de gran trascendencia fue publicado por Peiffer-Rangin (1979) donde, por primera vez, se consideró que los dos grandes orógenos, el Cordillerano en el oeste de los Apalaches-Oua-

chita en el oriente de América del Norte, se unían para formar uno solo alrededor del cratón de América del Norte; esta idea ha sido apoyada por otros investigadores como Stewart (1988) quien ha estudiado las rocas paleozoicas de Sonora.

Las investigaciones sobre yacimientos minerales hechas por el entonces Consejo de Recursos Naturales no Renovables sobre depósitos de cobre porfídico en la región noreste de Sonora continuaron (Ramírez-Ruvalcaba *et al.*, 1973). Algunas áreas con condiciones de litología y alteración propicias para contener un pórfido cuprífero fueron exploradas y perforadas, encontrándose finalmente La Caridad como un yacimiento explotable.

Por su parte, el entonces Departamento de Geología y Minas de la Universidad de Sonora publicó el primer mapa metalogenético de Sonora (Echávvarri-Pérez *et al.*, 1976) donde se muestra, además, algunos mapas paleogeográficos.

A fines de la década de los años 70, el interés por el estudio de las rocas precámbricas de la región de Caborca se ve renovado, cuando Weber *et al.* (1979) y Cevallos-Ferriz y Weber (1980) inician una serie de estudios sobre la arquitectura de los estromatolitos, con lo que definen nuevas formas (Figura 3).

Los estudios sobre las rocas triásicas continúan. En la sierra de El Álamo, al sureste de El Antimonio, en el noroeste de Sonora, González-León (1980) describe una sección de rocas que comprende desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Inferior, reportando la presencia de nuevos fósiles que correlacionó con fauna similar del suroeste de los Estados Unidos. Por su parte, Weber *et al.* (1980) publicaron el avance de sus estudios paleobotánicos sobre la Formación Santa Clara, restringiendo su edad al Triásico.

A fines de los setenta, existió un renovado interés por el estudio de los depósitos pleistocénicos marinos en las costas del Golfo de California (Ortlieb y Malpica-Cruz, 1978). Una descripción de las terrazas marinas de las costas del golfo de California (Figura 4), incluyendo su altura, espesor y edad fue preparada por Ortlieb (1991).

A partir de 1980, en el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, se presenta una serie de tesis de licenciatura con avances importantes de

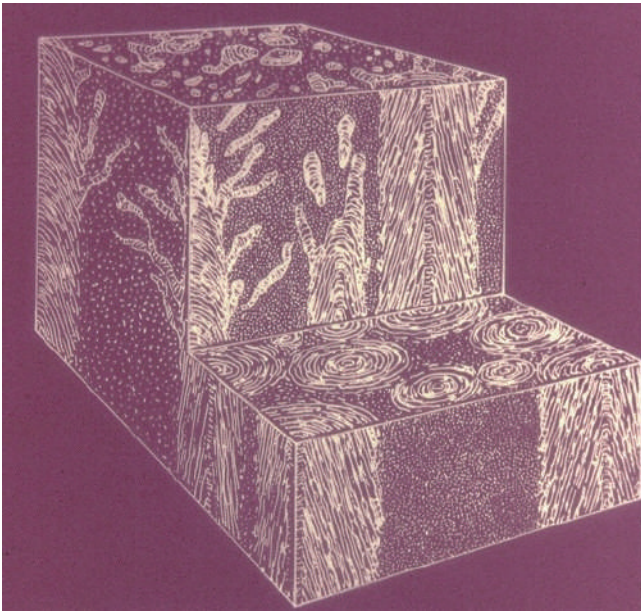


Figura 3. Estructuras estromatolíticas de edad precámbrica, en diferentes cortes, de la región de Caborca, Sonora. Tomada de Weber *et al.* (1979).

la geología tratando diversos temas: sobre cartografía de la región de Aconchi (Bojórquez-Ochoa y Rosas-Haro, 1989); también sobre cartografía con aporte de nuevos datos sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región del río Yaqui (Navarro-Martínez y Soto-Contreras, 1987); sobre yacimientos minerales, tratando la geología y tectónica del distrito minero de Cananea (Navarro-Mayer y Ochoa-Landín, 1989); sobre la geología y geoquímica del distrito de Cerro de Oro, en el municipio de Rayón, Sonora (Castillo-Rivas, 1992); sobre aguas subterráneas, se realizó un estudio hidrogeoquímico del valle de Ures (Cirett-Galán, 1989); y sobre rocas volcánicas, se estudió los basaltos del valle de Moctezuma (Paz-Moreno, 1987).

En 1981, se celebró en Hermosillo la Reunión anual de la Sección Cordillerana de la Sociedad Geológica de América, lo que permitió que se publicaran un libro con los resúmenes de la reunión, así como un libretto-guía que contiene información sobre ocho excursiones sobre la geología de Sonora y Baja California.

El estudio de las rocas intrusivas del batolito laramídico de Sonora fue hecho por Damon *et al.* (1983); en este trabajo se publicaron 48 edades K-Ar de rocas plutónicas y algunos datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

para entender su génesis y poder comparar los batolitos de Sinaloa y Sonora que están asociados con la mineralización de cobre, molibdeno y oro.

En 1984 se celebró en Hermosillo el simposio “Geotectónica y variaciones del nivel del mar en el área del Golfo de California”, organizado por la Unión Internacional para el estudio del Cuaternario (INQUA) y el Instituto de Geología de la UNAM. Como resultado de este evento, se publicó un volumen de Resúmenes con las ponencias presentadas, un libro con los trabajos en extenso y un libretto-guía para una excursión en las costas alrededor del golfo de California (Figura 4).

Una revisión de la estratigrafía de las rocas del Neoproterozoico y del Cámbrico de la región de Caborca, fue hecha por Stewart *et al.* (1984), quienes presentan una columna estratigráfica medida, donde sitúan los niveles con estromatolitos. Este trabajo les permitió correlacionar la secuencia de Caborca con la de la *Great Basin* en la región oriental de California y el sur de Nevada. En este trabajo, dichos autores describen, además, la estratigrafía de la sierra de Agua Verde situada a 100 km al este de la ciudad de Hermosillo, donde afloran rocas de plataforma del Paleozoico superior.

Un artículo de gran trascendencia en las interpretaciones de la tectónica de rocas paleozoicas fue publicado por Radelli *et al.* (1987), quienes mencionan por primera vez la aloctonía de las rocas paleozoicas de cuenca en el centro de Sonora. Continuaron los estudios sobre la estratigrafía de las rocas paleozoicas, y es así que González-León (1986) describió la secuencia paleozoica de la sierra de El Tule en el noreste de Sonora y correlacionó estas secuencias con rocas similares en el sur de Arizona. Vega-Granillo y Araux-Sánchez (1987) describieron las rocas paleozoicas del rancho Las Norias, al oriente de Hermosillo. Dentro de la misma línea de investigación, Bartolini *et al.* (1989) describieron la estratigrafía de las rocas de aguas profundas de la sierra del Aliso, donde identificaron un gran número de graptolitos (Figura 5). A partir del trabajo de Stewart *et al.* (1990), es evidente la importancia del estudio de los microfósiles (conodontes y graptolitos) en las rocas paleozoicas de Sonora y fusulinidos (Figura 6), aun cuando desafortunadamente existen muy pocos especialistas para identificar esta fauna.



Figura 4. El golfo de California, vista de la costa frente a San Carlos.

La segunda edición de la Carta Metalogenética de Sonora fue publicada por Pérez-Segura (1985), presentando la localización de yacimientos de una manera más precisa, en cartas geológicas a escala 1:250,000, dando una descripción más detallada de los depósitos minerales.

La región fosilífera de Arivechi fue nuevamente foco de atención, cuando Almazán-Vázquez y Palafox-Reyes (1985) estudian la estructura del Cretácico Inferior del cerro de Las Conchas y reportan el descubrimiento de rocas paleozoicas. En esa misma región, en Sahuaripa, la tectónica mesozoica fue estudiada por Pubellier *et al.* (1995) presentando evidencias de una fase de deformación del Cenomaniano-Turoniano. Jacques-Ayala y Potter (1987) describen la estratigrafía de las rocas cretácicas en el noreste de Sonora.

Hayama *et al.* (1984) reportaron cinco fechas isotópicas K-Ar de edad terciaria para rocas metamórficas de la región de Altar, con las que interpretaron que el metamorfismo ocurrió hace 60 Ma y la intrusión de un batolito de composición granodiorítica a esta secuencia, hace 15.5 Ma. En fechas más recientes, este metamorfismo se ha atribuido a efectos de la extensión durante el Terciario. Nourse (1990) publicó un mapa detallado del *metamorphic core complex* de la sierra de Magdalena (Complejo de Núcleo Metamórfico Magdalena).

Una red geodésica en la porción central del golfo de California fue establecida en 1982 por Kasser *et al.* (1984) y medida nuevamente en 1986, con el fin de estimar el desplazamiento de Baja California con respecto a Sonora. Como resultado de estas mediciones, se pudo determinar que la península se movió a una velocidad de 6 cm/año, con respecto al continente (Kasser *et al.*, 1987). Éste fue un proyecto internacional (Francia-México) donde participaron investigadores mexicanos en el estudio del golfo de California. Ortlieb (1986) describió la actividad geotectónica y las variaciones del nivel del mar en el golfo de California.

González-León y Jacques-Ayala (1990) prepararon una compilación de los trabajos sobre rocas del Cretácico Inferior de Sonora en la que describieron las columnas estratigráficas conocidas, haciendo su correlación y discutiendo su significado paleogeográfico, para finalmente proporcionar una visión regional de la sedimentación durante el Cretácico Temprano. Rodríguez-Castañeda (1990 y 1999) publicó datos sobre la estructura de las rocas cretácicas en el norte de Sonora, en la región de Banámichi-Tuape y San Antonio. En 1991, la Sociedad Geológica de América publicó el "Special Paper 254", editado por Pérez-Segura y Jacques-Ayala (1991), sobre la geología de Sonora, donde aparecieron artículos actualizados sobre diversos temas de la geología del Estado. Entre otros, se publicó

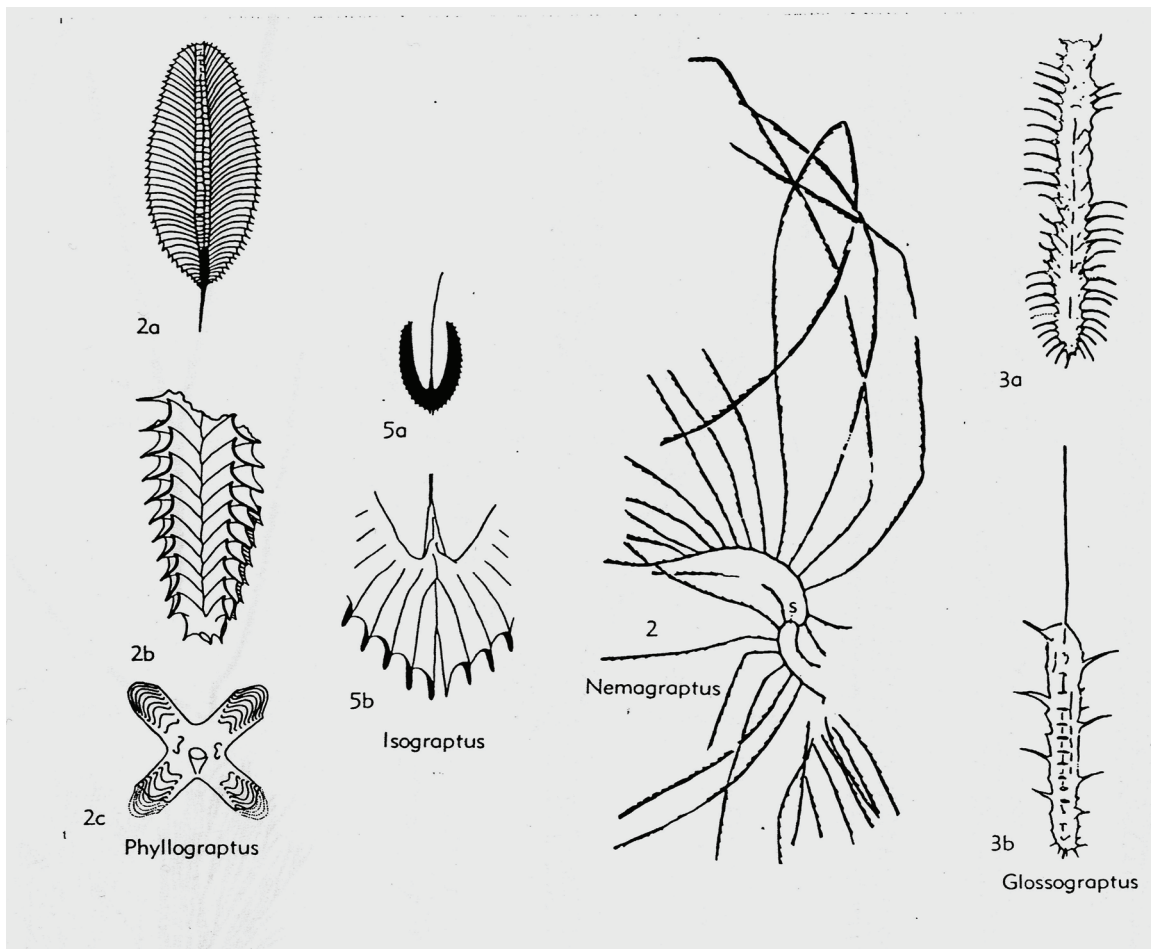


Figura 5. Géneros de graptolitos del Ordovícico Temprano y Medio de la Lutita El Mezquite, del área de Mazatán, en Sonora central. Ilustración tomada de Poole y Amaya-Martínez (2000).

un artículo sobre la estratigrafía del Grupo Barranca (Stewart y Roldán-Quintana, 1991); la paleontología de las rocas cretácicas del área de Lampazos (Scott y González-León, 1991); un trabajo sobre los batolitos de la porción central de Sonora (Roldán-Quintana, 1991); un estudio sobre las rocas volcánicas de la región de Yécora en la Sierra Madre Occidental (Cochémé y Demant, 1991); y otros trabajos de interés. García y Barragán (1998) publicó un artículo sobre las rocas mesozoicas de la región de Altar.

En ese mismo año, la AAPG publicó la Memoria 47, que constituye una excelente fuente de información de datos geológicos y geofísicos actualizados sobre el golfo de California, así como a escala regional artículos sobre procesos hidrotermales en la cuenca de Guaymas (Dauphin y Simoneit, 1991).

Los estudios sobre aguas subterráneas continuaron siendo escasos. Únicamente Castillo y Montes de Oca (1988) llevaron a cabo un trabajo sobre el contenido de bario en el agua subterránea de la franja costera de Guaymas; Vega-Granillo (1992) describió la hidrogeología de la cuenca del río Mátape en Sonora central, y Vega-Granillo y Macías-Reyes (1993) estudiaron los acuíferos de Sonora y propusieron medidas para su control.

En el campo de los yacimientos minerales, Pérez-Segura (1992) describió la paragénesis de oro-teluros del yacimiento de San Francisco, en Estación Llano, y Mead *et al.* (1988), mediante fechas isotópicas, situaron las mineralizaciones de tungsteno dentro de la evolución geológica de Sonora. Radelli (1985) describió los yacimientos de scheelita en Sonora central y reportó el

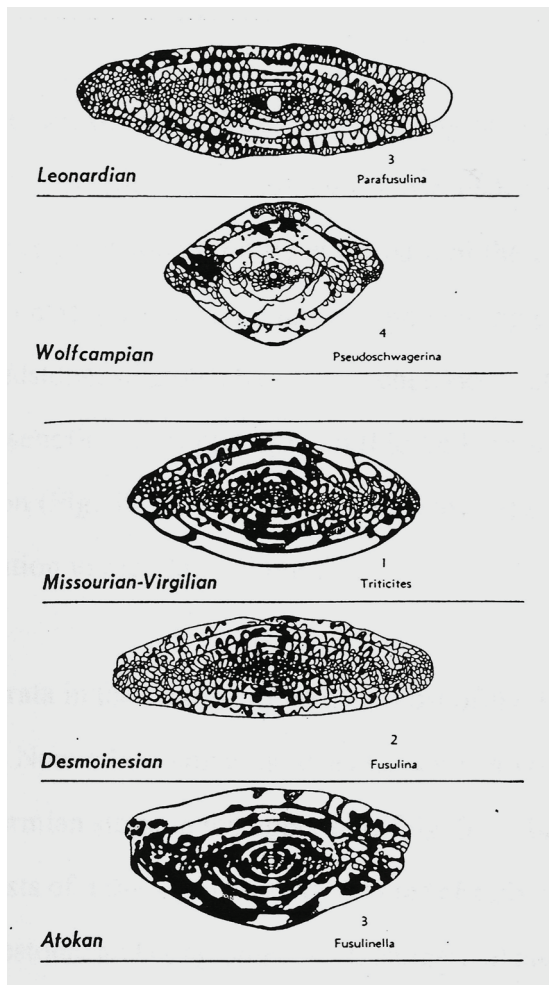


Figura 6. Géneros de fusulinidos del Pérmico Temprano en la Formación Rancho Nuevo, del área de Mazatán en Sonora central. Ilustración tomada de Poole y Amaya-Martínez (2000).

descubrimiento de la columbo-tantalita en pegmatitas del granito de dos micas de la sierra de Aconchi.

En 1992, La Sociedad Geológica de El Paso publicó el libretto-guía “Geología y recursos minerales del norte de la Sierra Madre Occidental, México”, de Clark *et al.* (1992), que contiene abundante información sobre la geología y yacimientos minerales del norte de Sonora y el noroeste de Chihuahua. Contiene además la descripción de una excursión geológica entre El Paso, Texas-Chihuahua-Hermosillo-Cananea-Douglas, Arizona y El Paso, Texas.

También, en 1992, se publica la última edición de la Carta Geológica de la República escala 1:2'000,000 (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Por su parte, Fernán-

dez-Aguirre *et al.* (1993), del Gobierno del Estado en colaboración con el CESUES, publicaron una compilación de la geología del estado de Sonora a escala 1:500,000.

La tectónica de tipo *basin and range* en Sonora fue descrita por Stewart y Roldán-Quintana (1994) mediante un mapa y su texto explicativo, donde se muestran los efectos de esta deformación extensiva. En este mapa, en la porción central de Sonora, se identificaron tres franjas basculadas: la primera en la costa, donde las rocas terciarias están inclinadas hacia el este; la segunda, hacia el oriente, donde el basculamiento es hacia el oeste; y la tercera, en la Sierra Madre Occidental, en los límites con Chihuahua, donde el basculamiento es hacia el este. Estos grandes bloques están limitados por fallas mayores.

En los años 1999 y 2000, se continuaron los estudios sobre los batolitos laramídicos y las rocas volcánicas cogenéticas, obteniéndose nuevas fechas isotópicas U-Pb y datos isotópicos. Valencia-Moreno *et al.* (1999) mostraron las variaciones de los valores isotópicos de estroncio y neodimio en granitos de los batolitos laramídicos en una dirección N-S, encontrando los valores más evolucionados en el norte de Sonora sobre el cratón de América del Norte, mientras que valores más primitivos se encuentran en el norte de Sinaloa fuera del cratón. González-León, McIntosh *et al.* (2000) publicaron edades de entre 55 y 64 Ma para rocas intrusivas y de 58 a 72 Ma para rocas volcánicas en la región de Arizpe. Se continuaron los estudios paleontológicos sobre la Formación Antimonio en la sierra de El Álamo (González-León, Stanley y Taylor, 2000).

Durante el año 2000, se celebró la Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y se publicó un libro de resúmenes (Calmus y Pérez-Segura, 2000).

Para el año 2001, por primera vez, se obtienen fechas U-Pb para las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, las que constituyen la porción volcánica del arco laramídico de Sonora (McDowell *et al.*, 2001). Se reportan nuevos datos isotópicos del batolito granítico (Valencia-Moreno *et al.*, 2001).

La actividad sísmica de la Falla Pitaycachi y una descripción actualizada del sismo de mayo de 1887 fueron reportadas por Suter (2001).

El interés sobre el estudio del batolito de Sonora continúa con la publicación de un artículo sobre el mismo en la costa de la porción central de Sonora, donde se aportan nuevas edades isotópicas y datos geoquímicos (Valencia-Moreno *et al.*, 2003). En este mismo año, se publica un artículo sobre la deformación tipo *metamorphic core complex* en la sierra de Mazatán (Complejo de Núcleo Metamórfico Mazatán), en Sonora central (Vega-Granillo y Calmus, 2003). Con motivo de la celebración de la Reunión Anual de la Sección Cordillerana de la Sociedad Geológica de América en Puerto Vallarta, se prepararon dos libretos-guía para excursiones geológicas en Sonora: una a la Sierra Madre Occidental (Roldán-Quintana *et al.*, 2003) y la otra a la isla Tiburón (Oskin *et al.*, 2003).

El personal del Instituto de Geología de la UNAM instaló una red sismológica que consistió en nueve estaciones digitales con sismómetros y una de banda ancha en la región de Agua Prieta-Bavispe, en el noreste de Sonora, a partir de 2003, con el fin de monitorear la actividad sísmica de la falla de Pitaycachi y sus alrededores.

En el año 2004, continuó el interés sobre la estratigrafía de las rocas cretácicas, especialmente las del Grupo Bisbee en el norte de Sonora (Lawton *et al.*, 2004); se publica también un trabajo sobre la región costera del Golfo, donde se describe una estructura de grandes dimensiones (el graben de Empalme), la que se considera asociada a la apertura del golfo de California (Roldán-Quintana *et al.*, 2004).

En el año 2005, se renovó el interés sobre la hipótesis de la megacizalladura Sonora-Mojave (*Sonora-Mojave Megashear*), con la publicación de un libro que contiene numerosos artículos sobre las diversas alternativas de interpretación de dicha falla (Anderson *et al.*, 2005). Este libro, publicado por la Sociedad Geológica de América, contiene 25 artículos con evidencias a favor y en contra de la hipótesis de la megacizalladura. En 2006, se publicó un artículo sobre los gneises triásicos del sur de Sonora en la sierra de Sonobari (Keppie *et al.*, 2006); asimismo, en el mismo año, se publicó un resumen en extenso sobre trazas de fisión de los granitos de la sierra de Aconchi (Lugo-Zazueta *et al.*, 2006). Se continuó estudiando los batolitos y su relación con mineralización diseminada de

cobre y molibdeno en Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2006).

Las investigaciones sobre rocas y fósiles mesozoicos llevadas a cabo por personal del Instituto de Geología de la UNAM continuaron en 2007 (González-León *et al.*, 2007; Löser y Minor, 2007).

Se llevó a cabo un estudio sobre el batolito costero de la región al norte de Kino (Ramos-Velázquez *et al.*, 2008). En abril de 2008, se llevó a cabo el Primer Congreso sobre la Evolución Geológica y Ecológica del Noroeste de México, en Hermosillo.

ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LOS ESTUDIOS PUBLICADOS

Después de hacer una revisión de las publicaciones sobre la geología de Sonora, desde mediados del siglo XVII hasta el año 2008, se pueden hacer las siguientes reflexiones. En particular, se considera que el número de trabajos analizados es representativo de la producción global de artículos publicados pues, para la época de mayor productividad científica (1960-2005), se realizó una búsqueda más completa.

En la Tabla 2, se presenta un listado de las obras publicadas que, a juicio del autor, tuvieron algún efecto en la historia de la geología de Sonora.

En cuanto a temas de investigación, de 156 trabajos publicados, el mayor número corresponde a geología económica, lo que tiene sentido, ya que es bien conocida la tradición minera de Sonora hasta la fecha. En orden de importancia, las disciplinas sobre las que se han publicado más artículos corresponden a estratigrafía, paleontología, tectónica, geología marina y geología del Cuaternario, rocas ígneas y geohidrología, esta última a pesar de que Sonora es un estado caracterizado por su aridez. Las disciplinas sobre las que menos trabajos se han publicado son geofísica, geomorfología e investigaciones sobre rocas metamórficas.

Los resultados de las investigaciones sobre la geología de Sonora se han publicado en tres idiomas, principalmente, en el siguiente orden de importancia, español, inglés y francés.

En cada una de las épocas descritas, se tuvo avances importantes en el conocimiento de la geología del estado de Sonora. Así, en la época antigua, de

Tabla 2. Publicaciones selectas más influyentes en el desarrollo de la geología de Sonora durante el período 1929–2005.*

1	Flores (1929) y King (1939) establecen las bases para la estratigrafía de Sonora.
2	Cooper y Arellano (1946) descubren rocas cámbricas en la región de Caborca, lo que lleva posteriormente al descubrimiento del Precámbrico.
3	Alencaster-de Cserna (1961) define la estratigrafía de las rocas triásicas del Grupo Barranca. Silva-Pineda (1961) realiza las primeras descripciones de la flora fósil de la Formación Santa Clara. Weber <i>et al.</i> (1980) continúan los estudios paleobotánicos de la flora triásica de la Formación Santa Clara.
4	Damon <i>et al.</i> (1962) obtienen las primeras edades isotópicas de las rocas precámbricas de la región de Caborca-Altar.
5	Rangin (1978) realiza estudios pioneros sobre la estratigrafía y la estructura de rocas mesozoicas del norte de Sonora.
6	Silver y Anderson (1974) presentan la hipótesis de la mega cizalladura. Anderson <i>et al.</i> (1980) publican el primer reporte de un complejo de núcleo metamórfico (<i>metamorphic core complex</i>) en Sonora. Ambos autores realizan contribuciones importantes en el fechamiento de rocas ígneas (Anderson y Silver, 1977, 1978; Anderson <i>et al.</i> , 1980).
7	Peiffer-Rangin (1979) plantea la posibilidad de la continuidad entre los cinturones paleozoicos de los Apalaches y las rocas paleozoicas de Sonora.
8	Damon <i>et al.</i> (1983) obtienen edades y datos isotópicos de intrusivos laramídicos que les permiten inferir el límite sur del cratón de América del Norte
9	Stewart <i>et al.</i> (1990) muestran la importancia de los microfósiles para definir las facies de depósito de las rocas paleozoicas en el centro de Sonora. Stewart <i>et al.</i> (1994) definen en la región de Caborca dos secuencias de rocas precámbricas, una metamórfica y otra sedimentaria.
10	La Sociedad Geológica de América publica dos libros sobre la geología de Sonora (Pérez-Segura y Jacques-Ayala, eds., 1991; y Jacques-Ayala, González-León y Roldán-Quintana, eds., 1996)..
11	Sobre geología económica, aparecen las publicaciones Carta metalogenética de Sonora (Pérez-Segura, 1985) y Geología y recursos minerales de la Sierra Madre Occidental (Clark <i>et al.</i> , 1992).
12	Ortlieb (1986) publica el estudio de terrazas marinas en las costas del Golfo de California. Kasser <i>et al.</i> (1987) efectúan mediciones geodésicas entre las islas y las costas del Golfo de California que permitieron calcular el desplazamiento de la península de California hacia el NW con respecto al continente.
13	McDowell <i>et al.</i> (1997) obtienen edades para entender la extensión cenozoica en Sonora.
14	Cochemé y Demant (1991) realizan diversos estudios de rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental. McDowell <i>et al.</i> (2001) publican edades de rocas volcánicas de la Fm. Tarahumara. Anderson <i>et al.</i> (2005) publican un libro sobre la megacizalladura.

* Aunque la selección de estas publicaciones es subjetiva, se trató de cubrir de manera equitativa todos los aspectos publicados sobre la geología de Sonora.

mediados del siglo XVII a 1900, los descubrimientos del Padre Eusebio Kino fueron de gran trascendencia, como la identificación del origen volcánico de la sierra de El Pinacate. Sus observaciones geográficas le

permitieron cartografiar por primera vez la península de California. La descripción del sismo de Bavispe en 1887 fue el primer trabajo científico acerca de un sismo en México.

Durante el período post-revolucionario (1910-1960), se desarrollan algunos de los estudios clásicos sobre la estratigrafía de Sonora. Se describen con metodologías modernas los primeros estromatolitos en rocas precámbricas de la región de Caborca. A partir de los años setenta, se publican las primeras edades de rocas cristalinas del Precámbrico.

En la época actual, a partir de 1960, la geología de Sonora presenta un gran desarrollo, destacando lo siguiente: se publica sobre un mayor número de disciplinas; se tiene un mayor avance en el entendimiento de la tectónica y de la estratigrafía, iniciándose el estudio de las rocas ígneas con métodos modernos que incluyen el uso de datos geoquímicos e isotópicos; se publican estudios sobre la porción sonorensis de la Sierra Madre Occidental; en el estudio del golfo de California, se utilizan conceptos de tectónica de placas al considerarse el área del golfo como un límite de placas con una tectónica, actividad magmática y sísmica particulares; y se llevan a cabo importantes estudios sobre terrazas marinas, relacionadas con la evolución tectónica del golfo de California.

Un nuevo concepto en geología estructural, que fue desarrollado en Arizona, se aplica en Sonora para identificar los primeros complejos con núcleos ígneo-metamórficos (*metamorphic core complexes*), en algunas regiones del norte del Estado (Figura 7). Este estilo de deformación está relacionado con la extensión durante el Terciario tardío (Coney, 1979, 1980; Davis y Coney, 1979), y condujo al reconocimiento de rocas metamórficas de edad terciaria.

La gran producción de artículos geológicos en esta época se debe, en gran medida, a la presencia en Sonora de instituciones de investigación y enseñanza en geología, como la Estación Regional del Noroeste, dependiente del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México; del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora; y del Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, dependiente del Gobierno del Estado. Esta asociación enseñanza-investigación creó las condiciones ideales para desarrollar de manera equilibrada ambas labores académicas. Las tres instituciones anteriormente mencionadas, desde su creación, han mantenido una estrecha colaboración en proyectos de investigación sobre la

geología del estado de Sonora. Por su parte, el Servicio Geológico Mexicano, antes Consejo de Recursos Minerales, y el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (mapas topográficos y estudios de geofísica), han realizado contribuciones de suma importancia en el área de geología económica.

Por otro lado, las características geológicas de Sonora han atraído desde el siglo pasado la atención de muchos investigadores, sobre todo norteamericanos, debido a que la geología de Sonora representa la continuación hacia el sur de estructuras desde precámbricas hasta terciarias que afloran en el suroeste de los Estados Unidos. Los grupos de geólogos de los Estados Unidos han provenido de las universidades de Arizona, California, Texas (en El Paso y Austin), Cincinnati y Pittsburgh, entre otras.

Algunos investigadores franceses llegaron a Sonora en la década de los setenta, como parte de un programa de intercambio académico entre el Instituto de Geología y el “Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération” (ORSTOM, actualmente IRD) y universidades como las de París y Marsella.

Sin duda alguna, la presencia de los investigadores franceses favoreció el avance del conocimiento de la geología del Cuaternario en la región del golfo de California, los estudios sobre estratigrafía y tectónica de las rocas mesozoicas en el norte de Sonora, las investigaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico, y, más recientemente, el estudio de las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental.

De acuerdo con este análisis bibliográfico, se puede afirmar que en la actualidad el estado de Sonora es uno de los mejor conocidos a nivel nacional desde el punto de vista geológico, lo cual queda de manifiesto en la última Carta Geológica de la República Mexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Lo anterior se ha logrado gracias al trabajo de varias generaciones de geólogos de diversas nacionalidades en un lapso de cuando menos 150 años.

La participación de todos los grupos de geólogos mencionados, sin duda alguna, ha enriquecido las metodologías de trabajo, favoreciendo un sano crecimiento de la filosofía científica en beneficio de una mejor educación en el área de la geología.



Figura 7. Zona de milonitas terciarias del *metamorphic core complex* de Mazatán (Complejo de Núcleo Metamórfico Mazatán), en Sonora central.

Se considera una conclusión práctica importante la identificación de líneas de investigación sobre las que se ha hecho muy poco, como son: geomorfología, estudio de rocas metamórficas y geohidrología. En especial, los estudios en esta última línea de investigación son de vital importancia para una región desértica como es el estado de Sonora, donde el agua es un recurso sumamente valioso.

Finalmente, se puede decir que la ciencia es acumulativa y no tiene nacionalidad; en el caso de la geología, la importancia del aspecto acumulativo de los estudios previos es aún más evidente. De esta manera, los grandes descubrimientos geológicos en Sonora han sido producto del trabajo de muchos geólogos. En Sonora se ha trabajado desde hace más de cien años y aún queda mucho por investigar sobre la interesantísima geología de este bello rincón de nuestra patria.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera-Serrano, J.G., 1888, Estudio de los fenómenos sísmicos del 3 de Mayo de 1887: Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana, v. 10, p. 5–56.
- Alencaster de Cserna, Gloria, 1961, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del estado de Sonora. Parte I, *in* Paleontología del Triásico Superior de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana 11, p. 1–18.
- Almazán-Vázquez, Emilio, y Palafox-Reyes, J.J., 1985, Bioestratigrafía del Cretácico Inferior del Cerro de Las Conchas, al oriente de Arivechi: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, núm. 2, p. 25–29
- Anderson, Charles, 1950, The 1940 E. W. cruise to the Gulf of California. Part I, Geology of the islands and neighboring land areas: Geological Society of America, Memoir 43, p. 1–53.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: Economic Geology, v. 72, p. 827–836.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 10, núm. 7, p. 359 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in* Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of Northern Sonora: Geological Society of America. Annual Meeting Guidebook (Trip # 27), p. 59–68.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotopic ages of some lineated plutons, northeastern Mexico, *in* Crittenden, M., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G., eds., Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir 153, p. 269–283.
- Anderson, T.H., y Schmidt, V., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 941–966.
- Anderson, T.H.; Nourse, J.; McKee, J.; y Steiner, M., eds., 2005, The Mojave-Sonora Megashear hypothesis: development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 712 p.

- Angermann, E., 1904, Apuntes sobre el Paleozoico en Sonora: Instituto Geológico de México, Parergones, v. 1, p. 81–90.
- Aponte-Barrera, Mario, 1974, Estratigrafía del Paleozoico (Cámbrico a Pensilvánico): México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, tesis de Ingeniero Geólogo, 49 p. (inédita).
- Ávila-de Santiago, Gonzalo, 1960, Geología de los depósitos de antracita de la Sierra de San Javier y Santa Clara, municipio de San Javier, Sonora: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de Ingeniero Geólogo, 32 p. (inédita).
- Ayub, M., 1960, Minerales de manganeso en los estados de Sonora, Durango, Zacatecas y San Luis Potosí: México, D. F., Consejo de Recursos Minerales no Renovables (México), Boletín 49, 136 p.
- Bartolini, C.; Stewart, J.; Carter, C.; Murchey, B.; y Repetski, J., 1989, Stratigraphy of Paleozoic eugeoclinal strata in Sierra El Aliso, Central Sonora, Mexico: Hermosillo, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 6, núms. 1 y 2, p. 11–21.
- Beal, C., 1922, La Compañía Petrolera de Sonora: Boletín del Petróleo, v. 13, núm. 4, p. 263–291.
- Blázquez-López, Luis, 1926, Hidrología subterránea de las cuencas de los ríos Concepción y Sonoíta, Altar, Sonora: México, D. F., Departamento de Exploración y Estudios Geológicos (Instituto Geológico de México), Folletos de Divulgación, núm. 22, p. 3–30.
- Bojórquez-Ochoa, Jesús, y Rosas-Haro, José, 1989, Geología de la Hoja Aconchi H12D13, Municipio de Aconchi, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 92 p. (inédita).
- Bonillas, C., 1910, Estudio geoquímico y óptico de una labradorita del Pinacate: México, D. F., Instituto Geológico de México, Parergones, v. 3, p. 25–30.
- Calmus, Thierry, y Pérez-Segura, Efrén, eds., 2000, Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y Áreas Adyacentes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste y Universidad de Sonora, Departamento de Geología: Libro de Resúmenes, Publicaciones Ocasionales núm. 2, 149 p.
- Castillo-Rivas, Juan, 1992, Geología y geoquímica del Distrito Cerro de Oro, Municipio de Rayón, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 93 p. (inédita).
- Castillo, José, y Montes de Oca, Jorge, 1988, Barrio en el agua subterránea en la franja costera del Valle de Guaymas Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, núms. 1 y 2, p. 87–95.
- Cevallos-Ferriz, Sergio, y Weber, Reinhard, 1980, Arquitectura, estructura y ambiente de depósito de algunos estromatolitos del Precámbrico sedimentario de Caborca, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 4, núm. 2, p. 51–56.
- Clark, K.F.; Roldán-Quintana, Jaime; y Schmidt, R., eds., 1992, Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental, Mexico: El Paso Texas, El Paso Geological Society, Guidebook for the 1992 Field Conference, 479 p.
- Cirett-Galán, Jorge, 1989, Características geológicas e hidrogeoquímicas del valle de Ures, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 60 p. (inédita).
- Cochémé, J.J., y Demant, Alain, 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, *in* Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 81–94.
- Coney, P.J., 1979, Tertiary evolution of Cordilleran metamorphic core complexes, *in* Armentrout, J.W.; Cole, M.R.; y Terbest, H., eds., Cenozoic paleogeography of western United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Symposium 3, p. 15–28.
- Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes, *in* Crittenden, M.D.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera: Geological Society of America Memoir 153, p. 7–31.
- Cooper, G., y Arellano, A.R.V., 1946, Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 30, p. 606–611.
- Damon, P.E.; Livingston, D.E.; Mauger, R.L.; Giletti, B.J.; y Pantoja-Alor, Jerjes, 1962, Edad del Precámbrico anterior y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar, en la parte noroccidental del Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 64, pte. 2, p. 11–44.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, Muhammad; Roldán-Quintana, Jaime; y Cochémé, J.J.; 1983, El Batolito Larámide (90-40 Ma) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional 15, Memoria, p. 63–95.
- Dauphin, P., y Simoneit, B., eds., 1991, The Gulf of California and Peninsular Province of the Californias: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, 793 p.
- Davis, G.H., y Coney, P.J., 1979, Geological development of metamorphic core complexes: *Geology*, v. 7, p. 120–124.
- Douglas, J., 1881, The antimony deposits in Sonora, Mexico: *Engineering and Mining Journal*, v. 31, p. 350–352.
- Dumble, E., 1900a, Notes on the geology of Sonora, Mexico: American Institute of Mining and Petroleum Engineering Transactions., v. 29, p. 122–152.
- Dumble, E., 1900b, Cretaceous of Obispo Canyon, Sonora, Mexico: Texas Academy of Sciences Transactions, v. 4, p. 81.
- Echávarri-Pérez, Ariel, 1971, Petrografía y alteración del depósito La Caridad, Municipio de Nacozari, Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional 9, Memoria, Hermosillo, p. 71–78.
- Echávarri-Pérez, Ariel; Saitz-Sau, Óscar; y Salas-Pizá, G.A., 1976, Mapa metalogénico del Estado de Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Minas y Geología.
- Emmons, S.F., 1906, Los Pilares mine, Nacozari, Mexico: *Economic Geology*, v. 1, p. 629–643.
- Emmons, S.F., 1910, Cananea mining district of Sonora, Mexico: *Economic Geology*, vol. 5, p. 312–356.

- Fernández-Aguirre, M.A.; Monreal-Saavedra, Rogelio; y Grijalva-Haro, A.S., eds., 1993, Carta Geológica de Sonora, escala 1:500,000: Hermosillo, Dirección de Fomento Minero del Gobierno del Estado de Sonora y CESUES.
- Flores, Teodoro, 1929, Reconocimientos geológicos en la región central del Estado de Sonora: México, D.F., Instituto Geológico de México, Boletín 49, 267 p.
- Fries, Carl, Jr., 1962, Reseña de la geología del Estado de Sonora con énfasis en el Paleozoico: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 14, p. 257–272.
- García y Barragán, J.C.; Jacques-Ayala, César, y DeJong, Kees, 1998, Stratigraphy of the Cerros El Amol, Altar, Sonora, Mexico, in Clark, K.F., ed., Gold deposits of northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists Guidebook, v. 30, 252 p.
- Gastil, Gordon; Minch, J.; y Phillips, R., 1983, The geology and ages of the islands, in Case, T.J., y Cody, M.L., eds., Island biogeography in the sea of Cortez: Berkeley, University of California Press, p. 13–25.
- Gabb, W., 1869, Cretaceous and Tertiary fossils: Geological Survey of California, Paleontology, v. 11, Sections 1, 11 y 111, 229 p.
- González-León, C.M., 1980, La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Álamo, Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 4, núm. 1, p. 13–18.
- González-León, C.M., 1986, Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, núm. 2, p. 117–135.
- González-León, C.M., y Jacques-Ayala, César, 1990, Paleogeografía del Cretácico Temprano en Sonora: Linares, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Actas, núm. 4, p. 125–152.
- González-León C.M.; McIntosh, W.; Lozano-Santacruz, Rufino; Valencia-Moreno, Martín; Amaya-Martínez, Ricardo; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary, sedimentary, magmatic and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi quadrangles) northwest Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 112, núm.4, p. 600–610.
- González-León C.M.; Stanley, G., Jr.; Taylor, D., 2000, Ammonoid discoveries in the Antimonio Formation, Sonora, Mexico—new constraints on the Triassic-Jurassic boundary: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 491–497.
- González-León, C.M.; Scott, R.W.; Löser, Hannes; Lawton, T.F.; Robert, E.; y Valencia, V.A., 2007, Aptian-lower Albian Mural Formation—stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on the Sonoran shelf, northeastern Mexico: Cretaceous Research, doi.: 10.1016/j.cretes.2007.06.001.
- Hamilton, W., 1961, Origin of the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 72, p. 1307–1311.
- Hayama, Y.; Shibata, K.; y Takeda, H., 1984, K/Ar ages of the low grade metamorphic rocks in the Altar Massif, northwestern Sonora, Mexico: Journal of the Geological Society of Japan, v. 90, p. 589–596.
- Hess, F., 1909, Graphite mining near La Colorada, Sonora: Engineering Magazine, v. 28, p. 26–48.
- Imlay, R.W., 1939, Paleogeographic studies in northeastern Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, núm. 11, p. 1923–1744.
- Ives, R., 1964, The Pinacate region, Sonora, Mexico: California Academy of Sciences, Occasional Papers, núm. 47, p. 1–43.
- Jacques-Ayala, César, y Potter, P.E., 1987, Stratigraphy and paleogeography of Lower Cretaceous rocks, Sierra El Chanate, northwestern Sonora, Mexico, in Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 203–214.
- Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., 1996, The Mesozoic of northwestern Mexico: Geological Society of America, Special Paper 301, 216 p.
- Jahns, R.H., 1959, Collapse depressions of Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico: Arizona Geological Society, Southern Arizona Guidebook 2, p. 165–184.
- Janin, L., Jr., 1890, The Mulatos gold mines, State of Sonora, Mexico: Engineering and Mining Journal, v. 49, p. 131–132.
- Kasser, M.; Guichard, J.; Angelier, J.; Castellanos, Francisco; Colletta, B.; Guerrero-García, J.C.; Lesage, Ph.; Montañón-Rey, Tito; Rodríguez-Castañeda, J.L.; y Roldán-Quintana, Jaime, 1984, Establishment of a geodetic network across the central Gulf of California, in Malpica-Cruz, V.M.; Celis-Gutiérrez, Socorro; Guerrero-García, J.C.; y Ortlieb, Luc, eds., Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area—a Symposium: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 139–148.
- Kasser, M.; Ruegg, C.; Lesage, Ph.; Ortlieb, Luc; Pagaret, J.; Duch, N.; Guerrero-García, J.C.; y Roldán-Quintana, Jaime, 1987, Geodetic measurements of plate motions across the Central Gulf of California 1982–1986: Geophysics Research Letter, v. 14, núm. 1, p. 5–8.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, núm. 11, p. 1625–1722.
- Keppie, J.D.; Dostal, J.; Miller, B.V.; Nance, R.D.; Ortega-Rivera, A.; Roldán-Quintana, Jaime; y Lee, J.K., 2006, Geochronology and geochemistry of the Francisco Gneiss—Triassic continental rift tholeiites on the Mexican margin of Pangea, metamorphosed and exhumed in a Tertiary core complex: International Geology Review, v. 48, p. 1–16.
- Larson, R.; Menard, W.; y Smith, M., 1968, Gulf of California—a result of ocean-floor spreading and transform faulting: Science, v. 161, p. 781–784.
- Lawton, T.F.; González-León, C.M.; Lucas, S.G.; y Scout, R.W., 2004, Stratigraphy and sedimentology of the Upper Aptian-Upper Albian Mural Limestone (Bisbee Group) in northern Sonora, Mexico: Cretaceous Research, v. 25, p. 43–60.
- López-Ramos, Ernesto, 1974, Geología general y de México, 1.ª ed.: México, D. F., edición privada, 509 p.
- López-Ramos, Ernesto, 1980, Geología de México, tomo II, 2.ª ed.: México, D. F., edición privada, p. 58–105.
- Lugo-Zazueta, R.E.; Calmus, Thierry; Wong, M.; y Gleadow, A.J., 2006, Termocronología ⁴⁰Ar/³⁹Ar y trazas de fisión: Evolución terciaria “Basin and Range” de la sierra de Aconchi, Sonora México: XI Congreso Geológico Chileno. Actas, v. 1, Geodinámica Andina, p. 271–274.

- Löser, Hannes, y Minor, K.P., 2007, Palaeobiogeographic aspects of Late Barremian to Late Albian coral faunas from northern Mexico (Sonora) and southern USA (Arizona, Texas): *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, v. 245, núm. 2, p. 193-218.
- Mandarino, J.A., y Williams, S.J., 1961, Five new minerals from Moctezuma, Sonora, Mexico: *Science*, v. 133, p. 2017.
- Mandarino, J.A., Mitchell, R.S.; y Hancock, R.G.V., 1975, Mroseite, a calcium tellurite-carbonate from Moctezuma, Sonora, Mexico: *Canadian Mineralogist*, v. 13, p. 286-288.
- Mead, R.D.; Kesler, S.E.; Foland, K.A.; y Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonora tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico: *Economic Geology*, v. 83, p. 1943-1965.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Amaya-Martínez, Ricardo, 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 15, núm. 2, p. 145-156.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, núm. 4, p. 521-531.
- McGee, W.J., 1896, Expedition to Seriland: *Science*, nueva serie, v. 3, p. 493-505.
- Montané-Martí, J.C., 1989, Juan Bautista de Anza—diario del primer viaje a la California, 1774: Hermosillo, Sociedad Sonorense de Historia en coedición con Reprográficas S. A., 121 p.
- Mulchay, R.B., y Velasco, J.R., 1954, Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, Mexico, and tentative correlation with the section at Bisbee and the Swisshelm Mountains, Arizona: *Mining Engineering*, v. 6, p. 628-632.
- Navarro-Martínez, F., y Soto-Contreras, J., 1987, Geología de la carta Tecoripa H12D64, porción central del Estado de Sonora—nuevas contribuciones a la estratigrafía del Paleozoico: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 97 p. (inédita).
- Navarro-Mayer, Antonio, y Ochoa-Landín, Lucas, 1989, Historia geológica y tectónica del distrito minero de Cananea: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 34 p. (inédita).
- Newberry, J.S., 1876, Geological report, in Report of exploring expedition from Santa Fe, New Mexico, to the junction of the Grand and Green Rivers (includes description of Triassic plants from Sonora): U. S. Army, Department of Engineering, p. 141-148.
- Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena Metamorphic Core Complex, northern Sonora, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., Geological excursions through the Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey, Special Paper 7, p. 155-164.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, Jaime; Aranda-Gómez, J.J.; Morán-Zenteno, D.J.; Alaniz-Álvarez, S.A.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000, 5.ª ed.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto explicativo, escala 1:2'000,000, 74 p.
- Ortlieb, Luc, y Malpica-Cruz, V.M., 1978, Reconnaissance des dépôts pleistocènes marins autour du Golfe de Californie, Mexique: O.R.S.T.O.M., v. 10, p. 117-190.
- Ortlieb, Luc, 1986, Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique: Université d'Aix-Marseille II, Faculté des Sciences de Luminy, disertación doctoral, 779 p. (inédita).
- Ortlieb, Luc, 1991, Quaternary shorelines along the northeastern Gulf of California, geochronological data and neotectonic implications, in Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America, Special Paper 254, p. 95-120.
- Oskin, M.; Stock, J.; y Martín-Barajas, Arturo, 2003, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, v. 29, p. 459-462.
- Paz-Moreno, F., 1987, Geología de los campos basálticos de Moctezuma y Huépari, Moctezuma, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 57 p. (inédita).
- Pedrazzini-de Schlaepfer, Carmen, 1961, Estudio geológico y petrológico de las pegmatitas de El Batamote, en la sierra de Aconchi, municipio de Baviácora, estado de Sonora: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de Ingeniero Geólogo, 90 p. (inédita).
- Peiffer-Rangin, Françoise, 1979, Les zones isotopiques du Paléozoïque inférieur du nord-ouest mexicain, témoins du relais entre les Appalaches et la cordillera ouest américain: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, t. 288, Serie D, p. 1517-1519.
- Pérez-Segura, Efrén, 1985, Carta metalogenética de Sonora—una interpretación de la metalogenia de Sonora, escala 1:250,000: Hermosillo, Dirección de Minería, Geología y Energéticos del Gobierno del Estado de Sonora, Publicación 7, 45 p.
- Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., 1991, Studies of Sonoran geology: Geological Society of America Special Paper 254, 130 p.
- Pérez-Segura, Efrén, 1992, The Au-Te mineralogy of the San Francisco deposit, Sonora, Mexico, in Clark, K.F.; Roldán-Quintana, Jaime; y Schmidt, R., eds., Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental, Mexico: El Paso Geological Society, Field Conference Guidebook, núm. 24, p. 223-230.
- Pesquera-Velázquez, Rubén, 1960, Geología y exploración de los depósitos de carbón de la región de San Marcial, estado de Sonora, México: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Boletín 59, 39 p.
- Pfefferkorn, Ignaz, 1795 (1984), Descripción de la Provincia de Sonora, libro primero, primera edición en alemán, traducido al español por Armando Hopkins: Hermosillo, Gobierno del Estado de Sonora, 177 p.
- Polzer, W.Ch.; Romero, J.; Olvera, J.; y Bufkin, D., 1981, Eusebio Kino, S. J. Padre de la Pimería Alta: Hermosillo, Gobierno del Estado de Sonora, 59 p.

- Poole, F.G., y Amaya-Martínez, Ricardo, 2000, Silurian and Devonian carbonate-shelf rocks and Lower Jurassic sequence near Rancho Placeritos, west-central Sonora: University of Sonora, Fourth symposium on the geology of northwest Mexico and adjacent areas, Hermosillo, Field guide (March 4, 2000) and Field Trip 2 (March 6-8, 2000), 24 p.
- Pubellier, M.; Rangin, C.; Rascón, B.; Chorowics, J.; y Bellon, H., 1995, Cenomanian thrust tectonics in the Sahuaripa region, Sonora—implications about northwestern Mexico megashear, in Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 111–120.
- Radelli, Luigi, 1985, Scheelite deposits of central Sonora, Mexico: Hermosillo, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, núms. 1 y 2, p. 65–73.
- Radelli, Luigi; Menicucci, S.; Mesnier, H.Ph.; Araux-Sánchez, Elizabeth; Calmus, Thierry; Amaya-Martínez, Ricardo; Barreira, M.E.; Domínguez-Perla, J.E.; Navarro-Martínez, Luis; y Soto, C.L., 1987, Allochthonous Paleozoic bodies of central Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, II Época, v. 3, p. 1–15.
- Rangin, Claude, 1977a, Sobre la presencia de Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 1–4.
- Rangin, Claude, 1977b, Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 44–47.
- Rangin, Claude, 1978, Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del estado de Sonora, in Roldán-Quintana, Jaime, y Salas-Pizá, G.A., eds., Libro-guía del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Mínero en el Estado de Sonora: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste, p. 35–56.
- Remond, A., 1866, Notice of geological explorations in northern Mexico: Proceedings of the California Academy of Science, v. 3, p. 244–257.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1990, Relaciones estructurales en la parte centro-septentrional del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, núm. 1, p. 51–61.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1999, Cretaceous-Tertiary detachment surface—Cerro El Vigía structural block in the Banamichi-San Antonio region, central Sonora: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 16, núm. 1, p. 63–72.
- Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, in Pérez-Segura Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 69–80.
- Roldán-Quintana, Jaime; Calmus, Thierry; McDowell, F.W.; Amaya-Martínez, Ricardo, y Bellon, H., 2003, Geology of northern Sierra Madre Occidental, eastern Sonora and western Chihuahua, Mexico, in Alcayde, Magdalena, y Gómez-Caballero, J.A., eds., Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, p. 33–52.
- Roldán-Quintana, Jaime; Mora-Klepeis, Gabriela; Calmus, Thierry; Valencia-Moreno, Martín; y Lozano-Santa Cruz, Rufino, 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, v. 21, núm. 3, p. 320–334.
- Roldán-Quintana, Jaime, y Solano-Rico, Baltasar, 1978, Contribución a la estratigrafía de las rocas volcánicas del estado de Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 1, núm. 1, p. 19–26.
- Ramírez-Ruvalcaba, José; Osoria, Amador, De la Campa, Genaro; Alarcón-L., Ubaldo; Aguilera, Eduardo; y Velasco-Hernández, Juan, 1973, Investigaciones geológico-mineras sobre cobre en los prospectos de “Los Alisos”, “La Caridad”, “El Alacrán”. Reconocimiento geológico y geofísico regional en el distrito de Nacozari, en el estado de Sonora: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín 79, 100 p.
- Rubinovich-Kogan, Raúl; Levy-Aguilera, Marcel; De Luna-Moreno, Carmen; y Block-Iturriaga, Carmen, 1991, Guadalupe Aguilera Serrano (1857-1941)—datos biográficos y bibliografía anotada: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, 166 p.
- Scott, R.W., y González-León, C.M., 1991, Paleontology and biostratigraphy of Cretaceous rocks, Lampazos area, Sonora, Mexico, in Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., Studies of Sonoran geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 51–67.
- Shepard, F.P., 1950, Submarine topography of the Gulf of California, in 1940 E.W. Scripps Cruise to the Gulf of California: Geological Society of America Memoir 43, parte 3, 32 p.
- Silva-Pineda, Alicia, 1961, Flora fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico) del estado de Sonora, in Paleontología del Triásico Superior de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana 11, parte 2, p. 19–37.
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, núm. 7, p. 955–956 (resumen).
- Stewart, J.H., 1988, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico: Geology, v. 16, p. 186–189.
- Stewart, J.H.; McMenamin, M.; y Morales-Ramírez, J.M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico—physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies and regional relations: U.S. Geological Survey Professional Paper 1309, 36 p.
- Stewart, J.H., y Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group; Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico, in Pérez-Segura, E., y Jacques-Ayala, C., eds., Studies of Sonoran geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 19–36.

- Stewart, J.H., y Roldán-Quintana, Jaime, 1994, Map showing late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico: U. S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-2238, scale 1:100,000, mapa con texto explicativo.
- Suter, Max, 2001, The historical seismicity of northeastern Sonora and northwestern Chihuahua, Mexico (28–32°N, 106–111°W): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 521–532.
- Suter, Max, 2006, Contemporary studies of the May 1887, M 7.5 Sonora, Mexico (Basin and Range Province) earthquake: *Seismological Research Letters*, v. 77, núm. 2, p. 134–147.
- Valencia-Moreno, Martín; Ruiz, Joaquín; Barton, M.D.; Patchett, P.J.; Zürcher, Lukas; Hodkinson, D.G.; y Roldán-Quintana, Jaime, 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico—identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, núm. 11, p. 1409–1422.
- Valencia-Moreno, M.; Ruiz, J.; Ochoa-Landín, L.; y Vargas-Navarro, P., 2003, Geochemistry of the coastal Sonoran batholith, northwestern Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 819–831.
- Valencia-Moreno, M.; Ruiz, J.; y Roldán-Quintana, J., 1999, Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic North American Continent, central Sonora, Mexico: *International Geology Review*, v. 41, p. 845–857.
- Valencia, V.A.; Noguez-Alcántara, Benito; Barra, Fernando; Ruiz, Joaquín; Gehrels, George; Quintanar, Francisco; y Valencia-Moreno, Martín, 2006, Re-Os molybdenite and LA-ICPMS U-Pb zircon geochronology for the Milpillas porphyry copper deposit—insights for the timing and mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, núm. 1, p. 39–53.
- Valentine, W.G., 1936, Geology of the Cananea mountains, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 53–86.
- Vega-Granillo, L., 1992, Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Mátape, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, II Época, v. 9, p. 75–84.
- Vega-Granillo, L., y Macías-Reyes, M., 1993, Medidas para controlar la sobre explotación de acuíferos en el Estado de Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 10, núm. 2, p. 31–44.
- Vega-Granillo, R., y Araux-Sánchez, E., 1987, Estratigrafía del Paleozoico en el área del Rancho Las Norias, Sonora central: Hermosillo, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 4, núms. 1 y 2, p. 41–50.
- Vega-Granillo, R., y Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico)—structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 193–204.
- Velasco, J.R., 1956, Geología del mineral de Cananea, Sonora, México: Congreso Geológico Internacional, 20, México, D. F., Excursiones A-1 y C-4, p. 43–51.
- Weber, Reinhard; Cevallos-Ferriz, Sergio; López-Cortés, Alejandro; Olea-Franco, Adolfo; y Singer-Sochet, Silvia, 1979, Los estromatolitos del Precámbrico tardío de los alrededores de Caborca, Estado de Sonora. I. Reconstrucción de *Jacutophyton* Shapovalova e interpretación paleoecológica preliminar: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 3, núm. 1, p. 9–23.
- Weber, Reinhard; Zambrano-García, Ángel; y Amozurrutia-Silva, Flor, 1980, Nuevas contribuciones al conocimiento de la tafloflora de la Formación Santa Clara (Triásico Tardío) de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 4, núm. 2, p. 125–137.
- Wiese, J.H., 1946, Tungsten deposits of southern Sonora: U. S. Geological Survey, Bulletin 946-D, p. 103–130.
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S., 1949, Coal deposits of the Santa Clara District, near Tónichi, Sonora, Mexico: U. S. Geological Survey, Bulletin 962-A, p. 1–80.
- Wisser, E.H., 1966, The epithermal precious-metal province of northwest Mexico: Nevada Bureau of Mines, Report 13, Part C, p. 63–92.

Iriondo, Alexander, y Premo, W.R., 2011, Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia—La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 2, p. 25–55, 10 figs., 2 tablas.

Capítulo 2

LAS ROCAS CRISTALINAS PROTEROZOICAS DE SONORA Y SU IMPORTANCIA PARA LA RECONSTRUCCIÓN DEL MARGEN CONTINENTAL SW DE LAURENCIA— LA PIEZA MEXICANA DEL ROMPECABEZAS DE RODINIA

Alexander Iriondo¹ y Wayne R. Premo²

RESUMEN

Una nueva etapa de estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos sobre el basamento cristalino proterozoico de Sonora, realizada en los últimos años, ha permitido establecer una hipótesis sobre la distribución de las provincias corticales paleoproterozoicas Mojave, Yavapai y Mazatzal en el NW de México. Esta nueva distribución de provincias ayuda a reconstruir con mayor precisión la geología del margen SW de Laurentia y establece una nueva plantilla geológica de este margen que podrá ser utilizada por investigadores de otros márgenes continentales para poner a prueba las ideas de reconstrucción existentes para el supercontinente Rodinia.

En este trabajo, además de presentar una visión general sobre el significado y evolución de estas provincias corticales paleoproterozoicas, también se introducen algunos conceptos geológicos novedosos para la geología de Sonora, como el de la existencia de un doblez oroclinal que denominamos “doblez oroclinal Caborca”. Este doblez podría haberse formado durante el proceso de colisión (amalgamación) de arcos de islas paleoproterozoicos (Yavapai y Mazatzal) contra una zona continental preexistente (provincia Mojave). También se introduce como concepto novedoso la existencia de una zona de debilidad cortical paleoproterozoica en dirección NW-SE, asociada espacialmente a las rocas de la provincia Yavapai mexicana, que pudo haber condicionado notablemente algunos eventos geológicos desde tiempos proterozoicos hasta el Cuaternario y que permite conciliar muchos aspectos de la geología de Sonora.

Palabras clave: Proterozoico, Sonora, Laurentia, Rodinia, México

ABSTRACT

In the past few years, a new phase of geochronological, geochemical, and isotopic studies in the Proterozoic crystalline basement rocks of Sonora has permitted to establish a new hypothesis for the distribution of Paleoproterozoic crustal provinces in NW Mexico (the Mexican Mojave, Yavapai, and Mazatzal provinces). These new ideas allow for a more precise geological constraint of the SW margin of Laurentia and, at the same time, permit

¹Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, 76230, México

²U.S. Geological Survey, MS 963, Box 25046, Denver Federal Center, Denver, Colorado 80225, EUA

generating a new geological template of this continental margin for others to use in the testing of different ideas for the reconstruction of the Rodinia supercontinent.

This study, besides presenting an overview on the Paleoproterozoic basement provinces of SW Laurentia, introduces some new concepts for the Sonoran geology, like the “Caborca oroclinal bend”, where the crustal provinces in the USA bend sharply as they enter Mexico. This oroclinal bend could have resulted from the actual collision (amalgamation) of Paleoproterozoic island arcs (Yavapai and Mazatzal) against a preexisting continental crust (Mojave province). We also introduce the concept of a thin, NW-SE oriented, Paleoproterozoic crustal weakness zone along the Yavapai rocks in Sonora that could have influenced numerous geological events that occurred in NW Mexico from Proterozoic until Quaternary times as well as allowing to reconcile many aspects of the Sonoran geology.

Key words: Proterozoic, Sonora, Laurentia, Rodinia, Mexico.

1. INTRODUCCIÓN

Rocas de la ancestral América del Norte formaron parte de un paleocontinente conocido como Laurentia. Muchos autores proponen que inicialmente Laurentia formó el núcleo de un supercontinente conocido como Rodinia (del ruso: “tierra natal”) que se ensambló entre los 1,200 y 900 Ma a partir de fragmentos de corteza continental que fueron amalgamándose progresivamente por la actividad tectónica para formar el gigantesco continente (Li et al., 2008).

Conviene aclarar que el concepto del supercontinente proterozoico Rodinia es una hipótesis de trabajo muy especulativa derivada del estudio de los márgenes continentales de Laurentia (América del Norte), Australia y Antártida, entre otros. Estos márgenes se formaron como resultado de *rifting* continental durante el Neoproterozoico-Paleozoico temprano, y muestran similitudes geológicas que han desencadenado numerosos estudios geológicos y geofísicos para determinar posibles correlaciones entre sí.

La reconstrucción de Rodinia más influyente de los últimos tiempos ha sido la hipótesis “SWEAT—Southwest U.S.-East Antarctica” (Figura 1; Moores, 1991; Hoffman, 1991; Dalziel, 1991). En este modelo, el margen continental suroccidental de Laurentia se correlaciona con la Antártida, el oeste de Canadá con Australia, y la provincia Grenville de Texas con la zona este de Antártida. Nuevos estudios geológicos en estos márgenes continentales proponen que algunas de las correlaciones previas no son adecuadas y/o únicas entre dos de los márgenes continentales, y son utilizados en

una nueva hipótesis conocida como “AUSWUS—Australia-Southwest U.S.” (Brookfield, 1993; Karlstrom et al., 1999; Burrett y Berry, 2000), en la que Australia se encuentra adyacente al SW de Laurentia antes del *rifting* neoproterozoico (Figura 1). El alto grado especulativo de estas reconstrucciones, principalmente generado por la falta de conocimiento geológico de los diferentes márgenes continentales existentes (piezas del rompecabezas), permite proponer gran diversidad de hipótesis para estas reconstrucciones, como lo indican las conexiones propuestas más recientemente entre el margen occidental de Laurentia y Siberia (Conexión Siberiana de Sears y Price, 2000) o, incluso, la conexión de este margen de Laurentia con el sur de China (Li et al., 2002) como se muestra en la Figura 1.

El margen del SW de Laurentia, formado por *rifting* continental durante el Neoproterozoico-Paleozoico temprano, es lógicamente uno de los márgenes más importantes en las reconstrucciones de Rodinia por considerarse Laurentia la parte central del supercontinente Rodinia. Cualquier esfuerzo para reconstruir este margen SW de Laurentia requiere de una caracterización precisa de la naturaleza y tiempo de vulcanismo, plutonismo, metamorfismo y deformación de las rocas proterozoicas de esta región. Esto es precisamente lo que se ha estado realizando durante los últimos 40 años en la geología del SW de Estados Unidos, caracterizando el basamento proterozoico con numerosos estudios isotópico-químicos, geocronológicos y geofísicos que conjuntamente han permitido proponer la existencia de tres provincias corticales paleoproterozoicas (Mojave, Yavapai y Mazatzal) y sus fronteras geológicas (Figura 2).

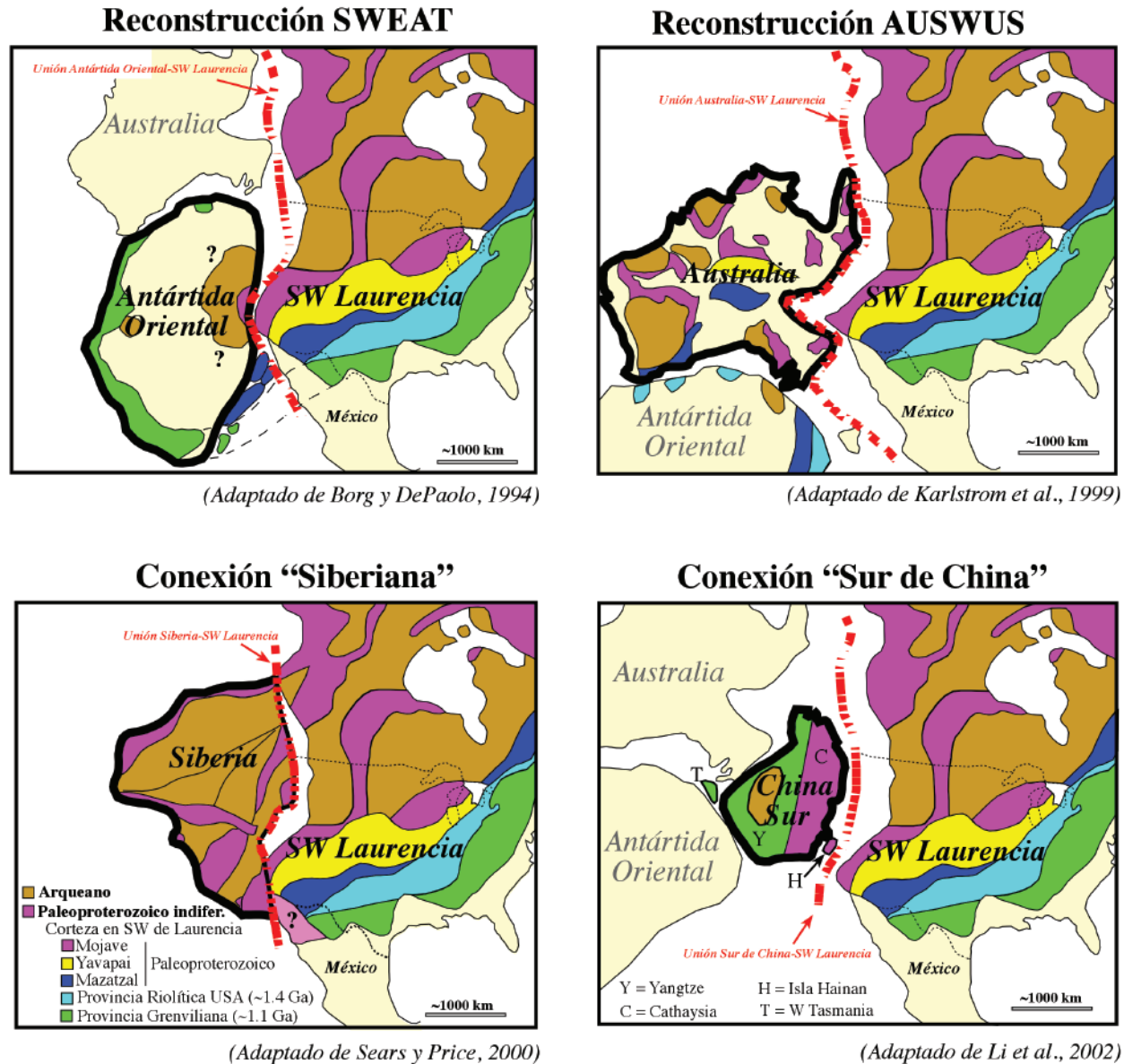


Figura 1. Reconstrucciones más influyentes del supercontinente Rodinia según diferentes autores. Las agrupaciones de provincias están basadas, entre otras características geológicas, en las edades modelo de Nd para rocas de las diferentes cortezas continentales. La morfología y distribución de provincias corticales del SW de Laurentia adaptada de Karlstrom et al. (1999).

El resultado de dicho esfuerzo ha permitido la obtención de una plantilla geológica del SW de Laurentia que se ha utilizado en las reconstrucciones anteriormente citadas para esta parte del supercontinente Rodinia (Figura 1). Una de las premisas más importantes de estas reconstrucciones de Rodinia es que el margen suroccidental de Laurentia está bien caracterizado geológicamente y que presenta una distribución muy peculiar de provincias paleoproterozoicas (Mojave,

Yavapai y Mazatzal) que sufrieron truncamiento por *rifting* continental en una dirección NW-SE, básicamente, perpendicular a la dirección estructural NE-SW del orógeno (Figura 1).

Sin embargo, esta premisa no está totalmente justificada, ya que la geología proterozoica del NW de México, en particular la de Sonora, no fue incorporada en la obtención de esta plantilla geológica (Figura 1), precisamente por la falta de conocimiento geológico en

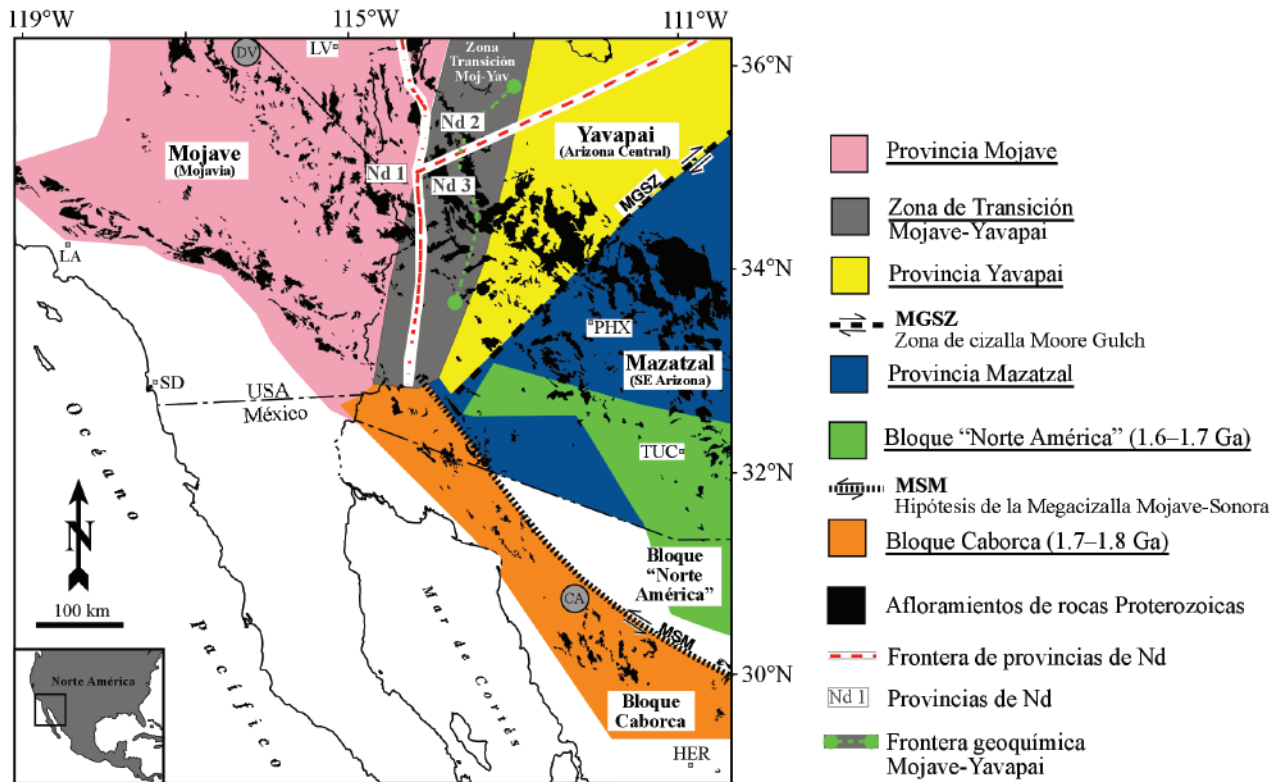


Figura 2. Distribución de las provincias (Mojave, Yavapai y Mazatzal) y bloques de basamento (Caborca y “Norteamérica”) paleoproterozoicos del SW de América del Norte (Laurencia). Ver Iriondo (2001) para explicación más detallada de las fuentes bibliográficas consultadas para crear este mapa de provincias paleoproterozoicas. La distribución de bloques de basamento en Sonora y la traza de la hipotética megacizalla Mojave-Sonora (MSM), a partir de Anderson y Silver (1981). Los círculos grises representan rocas paleozoicas de la región de Death Valley (DV) y rocas correlativas supuestamente desplazadas a lo largo de la MSM hasta la región de Caborca (CA) durante el Jurásico Tardío. Otras abreviaciones geográficas: HER—Hermosillo; LA—Los Ángeles; LV—Las Vegas; PHX—Phoenix; SD—San Diego; TUC—Tucson.

la región. Por otro lado, sí queda claro que el margen SW de Laurencia, incluyendo el NW de México, juega un papel muy importante en cualquiera de estas hipótesis de reconstrucción (Figura 1).

En este trabajo presentamos una visión general sobre el significado de las provincias paleoproterozoicas del margen SW de Laurencia (Mojave, Yavapai y Mazatzal) y el estado del conocimiento geológico del basamento proterozoico de Sonora, que incluye estudios analíticos de geocronología U-Pb, geoquímica de elementos mayores y traza e isótopos radiogénicos como trazadores. Estos avances de conocimiento en Sonora nos han permitido proponer, de forma tentativa, una nueva distribución de basamentos paleoproterozoicos para todo el margen SW de Laurencia mejorando sustancialmente el conocimiento de

nuestra pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia. También introducimos algunos conceptos geológicos novedosos como el de la existencia de un doblez oro-clinal, que denominamos “doblezo oro-clinal Caborca”, y la existencia de una zona de debilidad cortical paleoproterozoica asociada espacialmente a las rocas de la provincia Yavapai presentes en Sonora, concepto que permite conciliar muchos aspectos de la geología del NW de México desde tiempos proterozoicos hasta el Cuaternario.

2. LA NUEVA DIVISIÓN DEL TIEMPO PRECÁMBRICO Y DEL EÓN PROTEROZOICO (IUGS)

La Subcomisión de Estratigrafía Precámbrica de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS)

acordó formalmente cambiar la subdivisión y nomenclatura del Precámbrico y su eón Proterozoico y sugirió su aplicación inmediata a nivel internacional (Plumb, 1991; Robb et al., 2004). Según la IUGS, la escala de tiempo precámbrica debe dividirse de acuerdo con la subdivisión cronométrica ilustrada en la **Figura 3**, en la que los límites temporales fueron seleccionados para delimitar los principales ciclos sedimentarios, orogénicos y de magmatismo a nivel global.

De acuerdo con este nuevo esquema, el Precámbrico debe dividirse en los eones Arqueano y Proterozoico y el límite entre ellos se establece en los 2,500 Ma. El eón Proterozoico, a su vez, se subdivide en tres eras, el Paleoproterozoico, el Mesoproterozoico y el Neoproterozoico y éstos deben de tener límites a los 2,500, 1,600, 1,000 Ma y en la base del Cámbrico, a los 542 Ma. Las subdivisiones de estas eras en diferentes periodos también se muestran en la **Figura 3**.

3. DISTRIBUCIÓN DE ROCAS PROTEROZOICAS Y SUS PROVINCIAS EN EL SW DE EUA

Éste es un apartado descriptivo sobre las rocas que forman las provincias corticales paleoproterozoicas (Estateriano; ~1.8–1.6 Ga) Mojave, Yavapai y Mazatzal del SW de Estados Unidos (**Figura 2**) y se basa en la compilación presentada por Iriondo (2001). También, se incluye una tabla sumario (Tabla 1) con algunas de las características más importantes de cada una de las antedichas provincias. Para información más actualizada sobre la geología proterozoica del SW de Estados Unidos se refiere al lector a referencias bibliográficas presentes en las revistas científicas sobre geología.

3.1 PROVINCIA MOJAVE

La provincia paleoproterozoica Mojave se encuentra al sur de Nevada, SE de California y SW de Arizo-

		EON	ERA	PERIODO	EDAD
PRECÁMBRICO (PE)	Proterozoico (PR)	Neoproterozoico (NP)		Ediacariano (NP ₃)	542 Ma
				Criogeniano (NP ₂)	630
				Tonianio (NP ₁)	850
		Mesoproterozoico (MP)		Esteniano (MP ₃)	1000 Ma
				Ectasiano (MP ₂)	1200
				Calimmiano (MP ₁)	1400
		Paleoproterozoico (PP)		Estateriano (PP ₄)	1600 Ma
				Orosiriano (PP ₃)	1800
				Riaciano (PP ₂)	2050
			Sideriano (PP ₁)	2300	
	Arqueano (AR)		Neoarqueano (NA)	2500 Ma	
			Mesoarqueano (MA)	2800 Ma	
			Paleoarqueano (PA)	3200 Ma	
			Eoarqueano (EA)	3600 Ma	
				Sin subdivisión en periodos	

Figura 3. Subdivisión cronométrica del tiempo Precámbrico y de los eones Proterozoico y Arqueano aceptada por la IUGS (Plumb, 1991; Robb et al., 2004).

Tabla 1. Características geológicas generales de rocas ígneas paleoproterozoicas de las provincias corticales del SW de América del Norte.

CARACTERÍSTICA GEOLOGICA	PROVINCIA MOJAVE	ZONA DE TRANSICIÓN MOJAVE-YAVAPAI	PROVINCIA YAVAPAI	PROVINCIA MAZATZAL
EDAD DE MAGMATISMO (GEOCRONOLOGÍA U-Pb ZIRCONES)				
<ul style="list-style-type: none"> • Magmatismo paleoproterozoico • Granitoides y rocas volcánicas • Magmatismo mesoproterozoico • Rocas plutónicas (granitos) • Rocas plutónicas y volcánicas 	1,809-1,635 Ma	1,740-1,620 Ma	1,840-1,662 Ma	1,751-1,625 Ma
TIPOS DE ROCAS PLUTÓNICAS	Monzogranito, sienogranito, granodiorita y diorita	Granodiorita, cuarzozononita y granito	Cuarzodiorita, tonalita, granito y granodiorita	Granodiorita, granito y diorita
DEFORMACIÓN				
• OROGENIA	Orogenia Ivampah (ca. 1.70 Ga)	Orogenia Ivampah (Yavapai)	Orogenia Yavapai (ca. 1.70 Ga) correlacionable con la orogenia Ivampah en la provincia Mojave	Orogenia Mazatzal (1.675-1.625 Ga)
• ESTILO DE DEFORMACIÓN	Foliaciones verticales y plegamientos de dirección NE	Foliaciones subverticales con dirección NE	Foliaciones subverticales con dirección NE	Foliaciones subverticales con dirección NE
• FORMACIÓN DE GRANITOIDES	Granitos pre-, sin- y postorogénicos	Granitos pre-, sin- y postorogénicos	Granitos pre-, sin- y postorogénicos	Granitos pre-, sin- y postorogénicos
EDAD DE ZIRCONES ENCONTRADOS EN ROCAS METASEDIMENTARIAS ENCAJONANTES DE LOS GRANITOIDES	2.7-1.8 Ga	(no hay datos)	1.75-1.71 Ga	1.8-1.65 Ga
GRADO METAMÓRFICO DE ROCAS SUPRACORTICALES ENCAJONANTES DE LOS GRANITOIDES	Anfibolita-alto a granulita	Esquistos verdes a bajo-med. anfibolita	Esquistos verdes a bajo-med. anfibolita	Esquistos verdes
GEOQUÍMICA DE GRANITOIDES PALEOPROTEROZOICOS				
• Elementos mayores				
• Serie geoquímica	Calcicalcina alto- a ultra-K	Calcicalcina alto-K	Calcicalcina	Calcicalcina
• Fe/Mg	Alto	Alto	Bajo	Bajo
• K ₂ O en granitos pre- y sinorogénicos	Muy alto (> 5.0 wt. %)	Muy alto	Bajo	Bajo
• Elementos traza y tierras raras (REE)				
• Rb, Ba, Y, Th y REE	Muy enriquecido	Enriquecido	Empobrecido	Empobrecido
• Nb-Y diagrama de discriminación		Granitos de "intraplaca" y de "arco volcánico"	Granitos de "arco volcánico"	Granitos de "arco volcánico"
ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS DE GRANITOIDES PALEOPROTEROZOICOS				
• Isótopos de Pb				
• U/Pb	Bajo	Alto	Alto	Alto
• Th/U	Alto (> 4)	Medio (~4)	Bajo (~2)	Medio (~4)
• Th/Pb	Alto	Medio	Bajo	Medio
• Isótopos de Nd				
• εNd a ~1.75 Ga	(de -3 a +1) (de -5.5 a -1.4) en Death Valley	Muy variable entre provincias Mojave y Yavapai	(de +3.5 a +4.7) (de +0.8 a +3.0) en el Gran Cañón	(+5) derivado principalmente del manto paleoproterozoico
• Edad modelo de Nd (T _{DM})	2.3-2.0 Ga hasta 2.6 Ga en Death Valley	Muy variable entre provincias Mojave y Yavapai	1.85-1.60 Ga Gran Cañón	1.8-1.7 Ga
• Provincia de Nd	Provincia Nd 1	Provincia Nd 1, 2 & 3	Provincia Nd 2 & 3	Provincia Nd 3

na (Figura 2; Tabla 1), y está compuesta por rocas de cubierta metasedimentaria de alto grado metamórfico derivadas de materiales con componentes neoarqueano-paleoproterozoicos (~2.7–1.8 Ga).

Estas rocas metasedimentarias fueron intrusivadas por numerosas rocas plutónicas del Paleoproterozoico (1.81–1.63 Ga; Figura 4) que más tarde fueron deformadas y metamorfoseadas a los ~1.70 Ga durante la orogenia Ivanpah (Young et al., 1989; Wooden y Miller, 1990; Wooden et al., 1994). Esta orogenia deformó rocas produciendo pliegues con ejes verticalizados con vergencia estructural NE y una foliación subvertical de intensidad variable con orientación NE (Karlstrom y Bowring, 1991). Anderson y colaborado-

res (1993) y Bender (1994) destacan que la mayoría de los intrusivos pre- y sinorogénicos de la provincia Mojave son monzogranitos y, en menor medida, sienogranitos, granodioritas y dioritas. Estos autores también destacan que los intrusivos presentan relaciones altas de Fe/Mg, valores elevados de K_2O , y están enriquecidos en elementos LILE (Rb, Ba, Y, Th) y tierras raras (REE). También mencionan que para los diagramas de discriminación de ambiente tectónico de formación de granitos, de acuerdo con la clasificación de Pearce y colaboradores (1984), la mayoría de los granitos paleoproterozoicos de la provincia Mojave presentan composiciones que caen en el campo de granitos intraplaca.

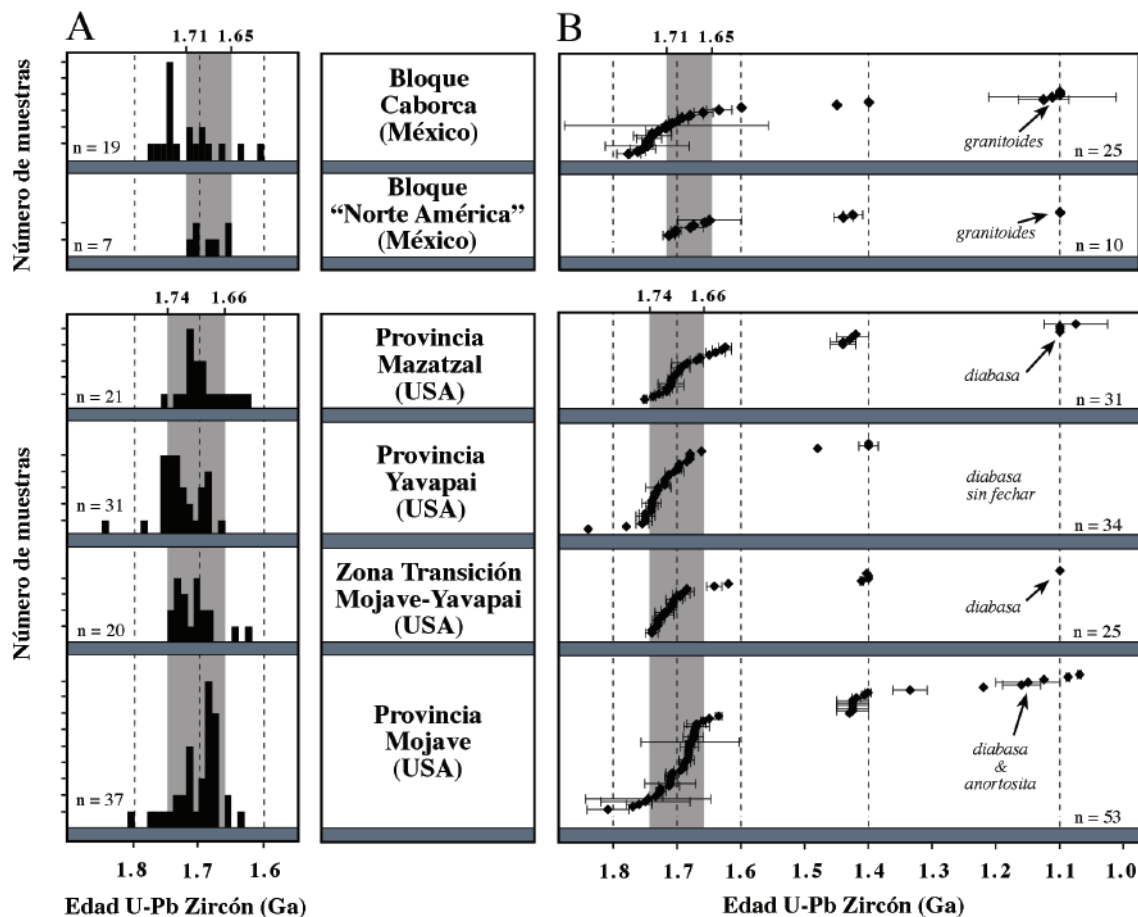


Figura 4. Magmatismo proterozoico en el SW de Laurentia. (A) Histograma de edades U-Pb en zircons de rocas ígneas paleoproterozoicas. La escala vertical muestra el número de muestras en intervalos de 10 Ma. (B) Edades de U-Pb en zircons de rocas ígneas paleoproterozoicas y mesoproterozoicas. Los puntos de edad están separados en la vertical para efectos de claridad en el gráfico. Las barras de error mostradas están al nivel de 95% de confianza. Las bandas verticales en color gris muestran el solapamiento en edades de magmatismo. Los gráficos para los bloques Caborca y "Norteamérica" contienen las edades reportadas por Iriondo et al. (2004) para la zona de Quitovac, además de las edades U-Pb publicadas para rocas ígneas del SW de América del Norte hasta aproximadamente el año 2000. La base de datos de edades U-Pb de zircons para realizar estos gráficos se encuentra en Iriondo (2001).

Los valores iniciales de ϵNd calculados para rocas plutónicas de la provincia Mojave, también conocida como Mojavia o provincia Nd1 (Figura 2), oscilan entre -3 y +1 a edades de 1.8–1.7 Ga, y son considerados muy bajos para lo que se esperaría teniendo en cuenta que el manto paleoproterozoico a los ~1.7 Ga tendría valores de ~+6 (DePaolo, 1981; Nelson y DePaolo, 1984; Bennett y DePaolo, 1987). Estos estudios de ϵNd son utilizados para calcular edades modelo de Nd de manto empobrecido (T_{DM}) entre 2.3 y 2.0 Ga, que son mucho más viejas que las edades de cristalización (1.81–1.63 Ga) obtenidas por geocronología U-Pb en zircones para las mismas rocas (Bennett y DePaolo, 1987).

Wooden y colaboradores (1994) reportan edades de U-Pb, SHRIMP en zircones (2.7–1.8 Ga), de rocas supracorticales de la provincia Mojave que son mucho más viejas que las edades comúnmente encontradas en esta provincia para rocas plutónicas y que interpretan como zircones detríticos o núcleos heredados. Bennett y DePaolo (1987) también sugieren que los valores isotópicos de Nd para las rocas de esta provincia indican que las rocas graníticas, de ~1.7 Ga, representan mezclas de manto juvenil y componentes corticales importantes (incluso hasta 20%) de corteza arqueana de la provincia Wyoming. Sin embargo, estudios realizados en rocas paleoproterozoicas de la región de Death Valley en California por Rämö y Calzia (1998) indican que este componente neoarqueano, introducido como componente detrítico en los magmas, pudiera llegar a alcanzar hasta el 30–40% y significaría que las edades modelo de Nd para la provincia Mojave tendrían que ser extendidas hasta los 2.6 Ga, correspondiendo a valores de ϵNd de hasta -6 para rocas con edades de cristalización de ~1.7 Ga.

La corteza de la provincia Mojave tiene unos valores isotópicos iniciales de Pb radiogénico con composiciones bajas en U/Pb y mucho más altas en Th/Pb; las relaciones Th/U calculadas para la provincia Mojave son superiores a las medias de valores de corteza continental de alrededor de 3.8 (Wooden y Miller, 1990; Wooden y DeWitt, 1991; Wooden, 1997). Los estudios de Pb y Nd en rocas plutónicas de la provincia Mojave sugieren una contribución significativa de materiales de corteza neoarqueana y paleoproterozoica (Sideriano).

3.2 PROVINCIA YAVAPAI

La provincia paleoproterozoica Yavapai (Figura 2) está compuesta por rocas supracorticales de edades 1.75–1.71 Ga con grado metamórfico de moderado a alto que fueron intrusionadas por rocas plutónicas de composición máfica a intermedia y con edades de cristalización de 1.84–1.66 Ga (Figura 4; Tabla 1). Estas rocas sufrieron deformación penetrativa alrededor de los ~1.70 Ga durante la orogenia Yavapai (Karlstrom et al., 1987; Karlstrom y Bowring, 1988; Williams, 1991). Esta orogenia se correlaciona en el tiempo con la orogenia Ivanpah propuesta en la provincia Mojave, y está caracterizada en Arizona por foliación subvertical de dirección NE que pudieran representar la acreción/colisión de la provincia Yavapai, mejor dicho del arco de islas Yavapai, al continente norteamericano (e. g., Karlstrom y Bowring, 1991, 1993).

Los estudios geoquímicos de Anderson y colaboradores (1993) y Bender (1994) indican que la mayor parte de las rocas plutónicas pre- y sinorogénicas del oeste de Arizona (provincia Yavapai) tienen una composición calcialcalina e incluyen litologías como cuarzodiorita, tonalita y granodiorita. Estos autores también indican que las rocas plutónicas de la provincia Yavapai, contemporáneas con rocas de la provincia Mojave, presentan valores mucho menores de las relaciones Fe/Mg, menor concentración de K_2O y no son tan enriquecidas en elementos LILE (Rb, Ba, Y, Th) y tierras raras (REE) como las de la provincia Mojave. Bender (1994) muestra que las rocas plutónicas de la provincia Yavapai presentan composiciones que caen en el campo de granitos de arco volcánico según la clasificación de Pearce y colaboradores (1984).

Las rocas plutónicas de la provincia Yavapai tienen edades de cristalización de 1.85–1.60 Ga con edades modelo de Nd muy similares a sus edades de cristalización (Wooden y DeWitt, 1991) y valores iniciales de ϵNd entre +3.5 y +4.7, que son más cercanos a los valores estimados para el manto paleoproterozoico (+6) a edades de ~1.7 Ga (DePaolo, 1981; Nelson y DePaolo, 1984; Bennett y DePaolo, 1987). Sin embargo, existen algunas muestras ígneas aisladas en el Gran Cañón del Colorado en el norte de Arizona que presentan valores iniciales de ϵNd entre +0.8 y +3.0 y

edades modelo de Nd entre 1.95 y 1.85 Ga, que quizá indiquen una pequeña influencia de corteza neoarqueana para rocas de esta región de la provincia Yavapai (Wooden y Miller, 1990).

La geocronología de U-Pb en zircones del plutón *Elves Chasm* del Upper Granite Gorge del Gran Cañón por Hawkins y colaboradores (1996) proporcionó una edad de cristalización de 1,840 Ma corroborando la hipótesis de que las edades de cristalización en esta parte de la provincia Yavapai son muy cercanas a las edades modelo de Nd para las mismas rocas.

La provincia paleoproterozoica Yavapai se correlaciona espacialmente con la provincia de Pb de Arizona central definida por Wooden y colaboradores (1988) y Wooden y DeWitt (1991). Estos autores identifican que las rocas de esta provincia tienen relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sistemáticamente superiores a las observadas para la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Esto sugiere que estas rocas paleoproterozoicas de la provincia Yavapai tienen una composición isotópica inicial de Pb más baja que la que presentan las rocas de la provincia Mojave (Wooden y Miller, 1990; Wooden y DeWitt, 1991). Esta composición inicial de Pb es muy similar a la que presentan rocas generadas a partir de fuentes de manto oceánico, pero con valores de U/Pb algo superiores y valores Th/Pb menores; las relaciones Th/U, alrededor de 2, son más bajas que la media para la corteza continental (3.8) determinadas por Stacey y Kramers (1975) en su modelo de evolución del Pb (Wooden, 1997).

3.3 PROVINCIA MAZATZAL

La provincia paleoproterozoica Mazatzal del sur de Arizona (Figura 2; Tabla 1) está compuesta por rocas supracorticales de bajo grado metamórfico e intrusiones hipabisales (1.75–1.62 Ga; Figura 4) con características isotópicas juveniles (empobrecidos); estas rocas fueron deformadas durante la orogenia Mazatzal entre 1.67–1.62 Ga (Karlstrom et al., 1987; Karlstrom y Bowring, 1988; Conway y Silver, 1989). Esta orogenia está caracterizada por fábricas de deformación variable subverticales de orientación NE y se piensa que representen la colisión de un arco de islas (arco Mazatzal) de orientación NE respecto al continente, justo al sureste del arco de islas Yavapai que ya colisionó

anteriormente contra el continente durante la orogenia Yavapai (Karlstrom y Bowring, 1991).

Las rocas plutónicas paleoproterozoicas de la provincia Mazatzal presentan edades modelo de Nd (1.8–1.7 Ga) que son básicamente las mismas que las edades de cristalización obtenidas utilizando geocronología U-Pb en zircones. Los valores iniciales de ϵNd son siempre positivos ($\sim +5$) y muy similares a los valores estimados para el manto paleoproterozoico (+6) a edades de ~ 1.7 Ga (DePaolo, 1981; Nelson y DePaolo, 1984; Bennett y DePaolo, 1987).

La provincia Mazatzal se correlaciona espacialmente con la provincia de Pb del SE de Arizona definida por Wooden y colaboradores (1988) y Wooden y DeWitt (1991). Las rocas plutónicas de esta provincia tienen básicamente la misma composición isotópica inicial de Pb que las rocas de la provincia Yavapai, pudiendo indicar que las rocas de ambas provincias se formaron a partir de fuentes magmáticas juveniles similares. Sin embargo, las relaciones isotópicas de Th/U (~ 4) calculadas para las rocas de la provincia Mazatzal indican mayor empobrecimiento que las de la provincia Yavapai y se acercan más a los valores establecidos por Stacey y Kramers (1975) de aproximadamente 3.8 de su modelo de evolución del Pb. Esto significaría que existen algunas diferencias fundamentales en los procesos de formación de corteza continental para ambas provincias (Wooden, 1997).

En contraste, las rocas de la provincia Mojave presentan mayor cantidad de Pb radiogénico inicial que las de las provincias Mazatzal y Yavapai, además de valores inferiores de U/Pb, mayores de Th/Pb y mucho mayores de Th/U (4–15) que los establecidos en el modelo de evolución del Pb de Stacey y Kramers (1975) para la corteza continental (Wooden y Miller, 1990; Wooden y DeWitt, 1991; Wooden, 1997).

A pesar de que la mayoría de las rocas ígneas expuestas en las provincias Yavapai y Mazatzal tienen las mismas edades de cristalización que las rocas de la provincia Mojave (Figura 4), los estudios isotópicos de Pb y Nd sugieren que las rocas de las provincias Yavapai y Mazatzal no presentan mayor participación de material cortical neoarqueano. Los isótopos sugieren que estas provincias están compuestas de material juvenil similar al que se presenta en ambientes de arco de islas con magmas derivados de una fuente mantélica parecida

al MORB actual pero algo empobrecido en LREE (Bennett y DePaolo, 1987; Wooden y DeWitt, 1991).

3.4 FRONTERAS/LÍMITES GEOLÓGICOS DE PROVINCIAS PALEOPROTEROZOICAS DEL SW DE EUA

El entendimiento de la naturaleza de las fronteras geológicas que separan las provincias corticales paleoproterozoicas del SW de América del Norte es particularmente importante para reconstruir la evolución tectónica de la región. Las fronteras propuestas para estas provincias son aún tema de controversia y se han definido principalmente por sus características estructurales, isotópicas y geoquímicas (Figura 2).

Bennett y DePaolo (1987) dividen el SW de Estados Unidos en tres provincias paleoproterozoicas utilizando valores isotópicos de Nd (Figura 2). La provincia Nd1, que corresponde a la provincia Mojave, también conocida como Mojavia, se encuentra en el SE de California (Figura 2) y consiste en una corteza proterozoica con las edades modelo de Nd más antiguas ($T_{DM} = 2.3-2.0$ Ga) y con los valores de ϵNd iniciales más negativos (-3 a +1). La provincia Nd2 se encuentra principalmente en Utah y Colorado (Figura 2) y representa una corteza con edades modelo de Nd de $T_{DM} = 2.0-1.8$ Ga y valores de ϵNd iniciales entre +0.8 y +4.7. Esta provincia incluye basamento paleoproterozoico tanto de la provincia Mojave como de la Yavapai. La provincia de Nd3 contiene rocas con las edades modelo de Nd más jóvenes de la región ($T_{DM} = 1.8-1.7$ Ga) y los valores de ϵNd iniciales más positivos (+5) de todas las provincias. Las rocas de esta provincia de Nd se encuentran en Nuevo México y casi todo el sur de Arizona y forman parte del basamento de las provincias Yavapai y Mazatzal (Figura 2). Bennett y DePaolo (1987) también proponen que la provincia Mojave, según su modelo de provincias de Nd, ha podido ser desplazada hacia el sur más de 400 km a lo largo de una falla lateral izquierda de dirección norte y que ha supuesto la yuxtaposición de la provincia Mojave contra la provincia Yavapai.

A pesar de estos estudios isotópicos, la naturaleza geológica de la frontera o fronteras entre las provincias Mojave y Yavapai parece difícil de definir, pero sí queda claro que no se trata de una fronte-

ra estructural sencilla como lo proponían inicialmente Bennett y DePaolo (1987). De hecho, la combinación de los estudios estructurales y de isótopos de Nd y Pb para las rocas paleoproterozoicas de esta región sugieren que la frontera es más bien gradual o transicional abarcando una zona de más de 75 km de ancho a lo largo de la frontera entre los estados de California y Arizona (Figura 2; Wooden y Miller, 1990; Wooden y DeWitt, 1991; Albin et al., 1991; Duebendorfer et al., 1998). Las rocas ígneas presentes en esta zona de transición (edades U-Pb de 1.74–1.62 Ga; Figuras 2 y 4) y las rocas de cuenca sedimentaria asociadas presentan composiciones isotópicas de Pb dominadas por la influencia de la provincia Mojave y con proporciones variables de Pb asociadas a la provincia Yavapai (Wooden y DeWitt, 1991). Bryant y colaboradores (1994) y Wooden y colaboradores (1994) sugieren, con base en isótopos de Pb en rocas graníticas paleoproterozoicas, que el límite oriental de esta zona de transición representa una corteza asociada a la provincia Yavapai. Sin embargo, el límite de Nd propuesto por Bennett y DePaolo (1987) corresponde aproximadamente con el borde oeste de esta zona de transición.

El grado metamórfico observado en las rocas de la parte norte de la zona de transición Mojave-Yavapai es generalmente más elevado (anfibolita superior a granulita) que el presente en las rocas de la región norte de la provincia Yavapai (esquistos verdes a anfibolita medio). Estas rocas de alto grado metamórfico se parecen más a las presentes en la provincia Mojave (Duebendorfer et al., 1996; Jones, 1998). Sin embargo, estos autores mencionan que la deformación de las rocas de la zona de transición presenta un estilo estructural similar al que se encuentra en la provincia Yavapai.

Otra propuesta sobre la naturaleza de esta zona de transición Mojave-Yavapai está basada en estudios geoquímicos de rocas plutónicas paleoproterozoicas pre- y sintectónicas (Anderson et al., 1993; Bender, 1994). Estos autores proponen una frontera composicional (Figura 2) entre las provincias Mojave y Yavapai al observar que los intrusivos de la provincia Mojave tienen una composición ultra-potásica en comparación con la composición calcialcalina de las rocas de la provincia Yavapai. También destacan que las rocas plutónicas de la provincia Mojave están más enriquecidas

en Rb, Ba, Y, Th y REE que las de la provincia Yavapai. En los diagramas de discriminación de ambiente tectónico de formación de granitos de Pearce y colaboradores (1984), las rocas de la provincia Mojave caen en el campo de intraplaca mientras que los granitoides de la misma edad en la provincia Yavapai caen, en casi todos los casos, en el campo de arco volcánico.

La frontera entre las provincias Yavapai y Mazatzal en Arizona central no es menos debatida, pero parece estar representada por una banda de gran deformación que corresponde con una zona de cizalla subvertical de dirección NE conocida como Moore Gulch (MGSZ; Figura 2; Karlstrom y Daniel, 1993; Karlstrom y Humphreys, 1998). Esta falla separa un bloque SE hundido (bloque Mazatzal) de otro NW (bloque Ash Creek) y presenta una componente de falla de rumbo derecho similar a otras fallas menores presentes en la región, como son las zonas de cizalla Slate Creek y Chaparral (Bergh y Karlstrom, 1992). Esta frontera tectónica coincide aproximadamente con la frontera geocronológica propuesta por Silver (1965, 1967, 1969) y Silver y colaboradores (1977, 1986) con base en geocronología U-Pb de zircones de rocas ígneas. Sin embargo, esta frontera parece definir una zona transicional de más de 300 km de ancho en la parte norte de Nuevo México y al sur de Colorado, indicando que la frontera Yavapai-Mazatzal varía en su naturaleza a lo largo de su traza (Shaw y Karlstrom, 1999).

3.5 MAGMATISMO MESOPROTEROZOICO (~1.4 Ga y ~1.1 Ga) EN EL SW DE AMÉRICA DEL NORTE

El magmatismo mesoproterozoico en el SW de América del Norte se inició aproximadamente 200 Ma después de la acreción y estabilización de la litosfera continental juvenil que generó la amalgama de las provincias paleoproterozoicas Mojave, Yavapai y Mazatzal. Este período de magmatismo mesoproterozoico es parte de un gran episodio de actividad ígnea que se extiende hacia el NE a lo largo de América del Norte, a través del sur de Groenlandia hasta llegar al Escudo Báltico (Anderson, 1983) y sirvió para estabilizar el continente.

Este magmatismo en el SW de América del Norte se puede subdividir en dos episodios principales. Un pulso inicial de composición granítica, muy

voluminoso, de edad 1.48–1.40 Ga y otro más joven, de menor envergadura, con granitos y rocas volcánicas máficas de edad 1.22–1.07 Ga (Tabla 1). Los granitos de ambos pulsos magmáticos se han considerado como pulsos magmáticos anorogénicos o de tipo A por su carácter intracratónico y por la ausencia aparente de deformación y metamorfismo, además de por sus características geoquímicas (Anderson, 1983; Anderson y Bender, 1989). Sin embargo, un creciente número de estudios de este magmatismo en el SW de América del Norte sugiere que muchos de los intrusivos de ~1.4 Ga están de hecho deformados y metamorfoseados (Vernon, 1987; Thompson et al., 1991; Nyman et al., 1994; Duebendorfer y Christensen, 1995) y su encuadre tectónico parece ser más coherente con un ambiente compresional o transtensional de margen continental (Nyman y Karlstrom, 1997; Nyman et al., 1994; Kirby et al., 1995) que de ambientes extensionales quizá relacionados con la ruptura del supercontinente Rodinia (Anderson, 1983; Hoffman, 1989; Windley, 1993; Anderson y Morrison, 1999).

Los intrusivos de ~1.4 Ga de Arizona central se concentran a lo largo de dos cinturones que pudieran reflejar zonas de debilidad asociadas a fronteras paleoproterozoicas a escala cortical relacionadas con los límites de provincias Mazatzal-Yavapai y Mojave-Yavapai (Nyman et al., 1994). Estos autores también destacan que estas zonas o cinturones están separados por corteza proterozoica que contiene pocos intrusivos de ~1.4 Ga. Las características petroquímicas de estas rocas graníticas varían de metalumínicos en la provincia Mojave a peralumínicos en el SE de Arizona (Anderson y Bender, 1989). Los granitoides metalumínicos (monzogranitos hasta sienogranitos y cuarzo-monzodioritas) contienen biotita + esfena (titanita) + fluorita; la ocurrencia de hornblenda es característica de los miembros menos silícicos.

En el sur de Arizona, los granitos peralumínicos son de biotita y de dos micas y generalmente no presentan fluorita y tienen monacita accesoria y presentan relaciones medias de A/CNK de 1.06 ± 0.05 . Estos intrusivos están empobrecidos en la mayoría de los LILE (Rb, Ba, Y, Th) y en elementos de tierras raras (REE) cuando los comparamos con los intrusivos metalumínicos contemporáneos de la provincia Mojave.

También, tienen relaciones Fe/Mg más bajas, menos K₂O, y generalmente concentraciones más bajas en Y y Nb, por lo que en alguna ocasión estas rocas caen en el campo de arco volcánico de ambiente de generación de granitos según la clasificación de Pearce et al. (1984). Los intrusivos de ~1.4 Ga de la provincia Mojave presentan valores mucho más elevados en Y y Nb, y caen siempre en el campo de granitos intraplaca para el mismo tipo de clasificación de granitos.

Con base en los estudios geoquímicos, y a pesar de las diferencias en edad y encuadre tectónico, los intrusivos de ~1.4 Ga de la provincia Mojave son básicamente indistinguibles de los granitos paleoproterozoicos de esa misma provincia, indicando que los magmas que generaron ambos pulsos graníticos proterozoicos se generaron de una fuente común o muy similar (Anderson et al., 1993). La composición isotópica de los granitos de ~1.4 Ga en la provincia Mojave presentan valores ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr iniciales de bajos a moderados, bajos en ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd iniciales, y altos en ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb indicando que fueron derivados, en parte, por componentes de fusión parcial de una corteza inferior y/o mezcla de una corteza y manto (Anderson, 1983; Farmer y DePaolo, 1984; Bennett y DePaolo, 1987; Wooden y Miller, 1990; Wooden y DeWitt, 1991). Las provincias paleoproterozoicas generadas a partir de arcos de islas juveniles (origen mantélico; e. g., Yavapai y Mazatzal) acrecionados al continente proporcionaron un protolito muy fértil para la generación, por fusión parcial, de los magmas precursores de los intrusivos mesoproterozoicos (~1.4 Ga) del SW de América del Norte.

El pulso magmático de ~1.1 Ga en el SW de América del Norte es menos entendido, pero se cree que esté asociado a un período de *rifting* continental incipiente que no prosperó en la ruptura y separación continental (supercontinente Rodinia). Además de este régimen extensional asociado al *rifting* fallido, se especula con la idea de que hay una tectónica compresional en la región asociada a la orogenia Grenvilliana (Karlstrom y Humphreys, 1998). En todo Arizona, son muy comunes los enjambres de diques y sills de diabasa (Silver, 1960; Hammond, 1986), siendo más abundantes y voluminosos a lo largo de las fronteras Mojave-Yavapai y Yavapai-Mazatzal en Arizona. Las diabasas aparecen asociadas espacialmente con

los granitos de ~1.4 Ga, sugiriendo que los magmas basálticos ascendieron a través de los mismos conductos y/o discontinuidades corticales empleadas por los granitoides más antiguos (Karlstrom y Humphreys, 1998). Los granitoides de edades ~1.1 Ga se emplazaron en Pikes Peak, Colorado, el bloque Caborca en el norte de Sonora (granitos Aibó que se discutirán a continuación), el oeste de Texas y en el levantamiento Llano en Texas central, que aparentemente comparten algunas características comunes con los granitos “anorogénicos” de ~1.4 Ga (Frost y Frost, 1997; Smith et al., 1997, 1999; Mosher, 1998; Bickford et al., 2000; Li et al., 2007) además de que, en todos los casos, existen las diabasas de ~1.1 Ga (Hammond, 1986; Heaman y Grotzinger, 1992). Las diabasas tienen una composición transicional de toleítica a alcalina, similar a las rocas basálticas asociadas a otras provincias proterozoicas de tipo anorogénico en el mundo (Hammond, 1986). Por último, cabe destacar la presencia de cuerpos anortosíticos en la región de las Montañas de San Gabriel, en el sur de California, que han sido fechados por U-Pb en zircones en una edad de ~1.19 Ga (Carter y Silver, 1972; Barth et al., 1995).

Después del magmatismo mesoproterozoico, el basamento proterozoico del SW de América del Norte sufrió numerosos eventos de rift continental desde los ~1.1 Ga hasta 0.6 Ga (Stewart, 1972; Bond et al., 1985) que culminaron con la separación continental de América del Norte (Laurencia) de otros fragmentos continentales adyacentes (e. g., Australia, Antártida, Siberia, etc.). Esta separación significó el establecimiento del margen continental pasivo del SW de Laurencia (Karlstrom y Humphreys, 1998) que, básicamente, perduró hasta el Pérmico-Triásico, cuando se estableció el margen continental activo con el inicio del magmatismo asociado a la subducción de la placa oceánica Farallón.

4. CARACTERIZACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS PROTEROZOICAS EN SONORA

En este apartado presentamos el conocimiento actual sobre la geología proterozoica de Sonora que ha ido avanzando según los tiempos y que dividimos en dos etapas de conocimiento; una primera etapa en la que se

presentan algunos aspectos de los estudios originales en Sonora y una segunda etapa de conocimiento en la que se realizan estudios analíticos modernos de forma sistemática, incluyendo geocronología U-Pb en zircones (ocasionalmente Ar-Ar), geoquímica de elementos mayores y traza e isótopos radiogénicos como trazadores (Pb-Pb, Rb-Sr y Sm-Nd).

4.1 TRABAJOS ORIGINALES SOBRE EL BASAMENTO PROTEROZOICO DE SONORA: ETAPA I

Hasta hace muy pocos años, la información geológica sobre el basamento proterozoico que aflora en el norte de Sonora consistía únicamente en descripciones estratigráficas y litológicas puntuales (Cooper y Arellano, 1946; Merriam, 1972; Merriam y Eells, 1978). Los primeros estudios geocronológicos sobre el basamento de Sonora fueron realizados por Damon et al. (1961, 1962) utilizando técnicas geocronológicas de K-Ar y

Rb-Sr que les permitieron proponer que el basamento proterozoico del SW de los Estados Unidos podría extenderse hacia Sonora. Trabajo de campo subsecuente y geocronología de U-Pb en zircones en rocas magmáticas de la región (Anderson y Silver, 1977a, b, 1978, 1979, 1981; posteriormente detallados en Anderson y Silver, 2005) identificaron basamento cristalino proterozoico con edades desde el Paleoproterozoico (~1.8–1.6 Ga) hasta el Mesoproterozoico (~1.4 y ~1.1 Ga).

Como lo reportan Anderson y Silver (2005), estos trabajos iniciales realizados en Sonora en los años 70 permitieron proponer una distribución de basamentos cristalinos y su correlación con las provincias paleoproterozoicas Yavapai y Mazatzal (Figura 5B), conceptos de provincias que ya se manejaban desde los años 60 para rocas de Arizona (Figura 5A). A estos autores les sorprendió enormemente el doblez hacia el SE que adquirirían las rocas de la provincia Yavapai al adentrarse hacia México (ver palabras textuales en

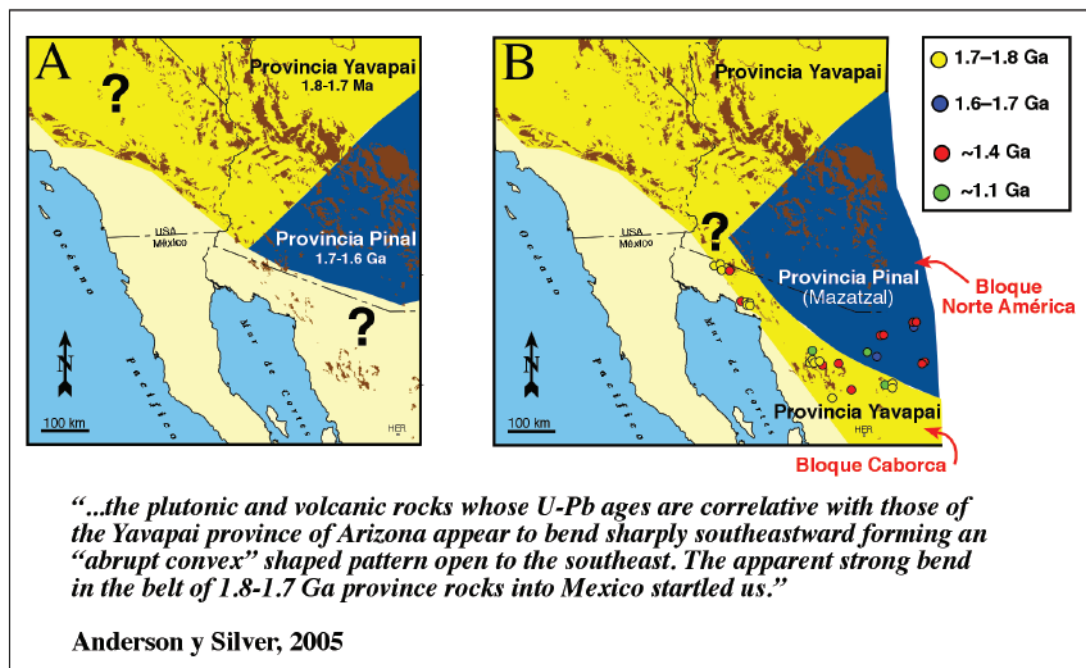


Figura 5. Mapas del SW de América del Norte que muestran la distribución de basamentos proterozoicos. (A) Ideas originales de finales de los años 60 sobre la distribución de basamentos paleoproterozoicos para el SW de Estados Unidos basados en diferencias de edades U-Pb de cristalización de rocas ígneas (adaptado de Anderson y Silver, 2005). (B) Ideas de Anderson y Silver de principios de los años 70 después de realizar estudios geológicos y geocronológicos en Sonora (adaptado de Anderson y Silver, 2005). Las manchas oscuras representan afloramientos de rocas proterozoicas en el SW de América del Norte (adaptado de Iriondo et al., 2004). Los círculos de colores representan las localidades de muestras fechadas por U-Pb reportadas por Anderson y Silver (1981) y publicadas después por Anderson y Silver (2005). Ver texto para explicación de la cita de Anderson y Silver en inglés.

inglés en la Figura 5). Sin embargo, y a pesar de que era un concepto provocador e interesante (Figura 6B), ese doblez brusco nunca fue empleado para explicar dicha distribución de los basamentos que implicaría autoctonía del basamento Yavapai presente en Sonora, sino que se prefirió introducir el concepto de bloques de basamento cristalino desplazados a lo largo de una megacizalla jurásica para explicar dicha distribución (Figura 6A).

Esta estructura hipotética es conocida como la megacizalla Mojave-Sonora (MSM en la Figura 2; Silver y Anderson, 1974, 1983; Anderson y Silver, 1978, 1979); consiste en una falla de desgarre de sen-

tido izquierdo y dirección NW activa en el Jurásico Tardío y con un desplazamiento estimado de 700 a 800 km (Anderson y Schmidt, 1983). Según estos autores, la hipotética megacizalla divide Sonora en dos bloques de basamento cristalino con diferentes edades U-Pb de cristalización (Figura 2). El bloque al SW de la megacizalla se conoce como el bloque Caborca (1.7–1.8 Ga) y se compone de rocas volcánicas, granitos y pegmatitas, mientras que el bloque “Norteamérica” (1.6–1.7 Ga), al NE de la falla, se compone de rocas metasedimentarias y granitos (Silver y Anderson, 1974, 1983; Anderson y Silver, 1978, 1979). Anderson y Silver (1981), basándose en observaciones de campo y limitada geocronología, proponen que el bloque “Norteamérica” podría correlacionarse con litologías de la provincia Mazatzal, mientras que la restauración de los 700–800 km de desplazamiento izquierdo de la MSM, yuxtapondría el bloque Caborca al basamento de la provincia Mojave, más específicamente correlacionándose con el basamento de la región de Death Valley en California (Figura 2). En apoyo a esta interpretación, Stewart (1988) sugiere que las rocas de cubierta neoproterozoicas y paleozoicas en la región de Death Valley son correlacionables con rocas de edad similar en el área de Caborca en el NW de Sonora (Figura 2; círculos en color gris). De ser cierto, esto sugeriría que las rocas paleoproterozoicas del bloque Caborca tendrían la misma edad, geoquímica e isótopos radiogénicos que las rocas de la región de Death Valley asociadas a la provincia Mojave. Conviene aclarar que el concepto de provincia Mojave (Mojavia) se acuñó a mediados de los años 80 y que no se manejó en los años 60 y 70 cuando se pensaba que sólo la provincia Yavapai existía al oeste de la provincia Mazatzal.

Los detalles sobre la hipotética megacizalla Mojave-Sonora van más allá de los objetivos de este artículo y remitimos al lector a la síntesis presentada por Molina-Garza e Iriando (2005) y también al volumen especial sobre la megacizalla publicado en el 2005 por la Sociedad Geológica de América (Special Paper 393). Estas dos referencias bibliográficas contienen el estado actual del conocimiento sobre la megacizalla y se recomiendan al lector para formar su propia opinión crítica al respecto de esta controversial e influyente hipótesis.

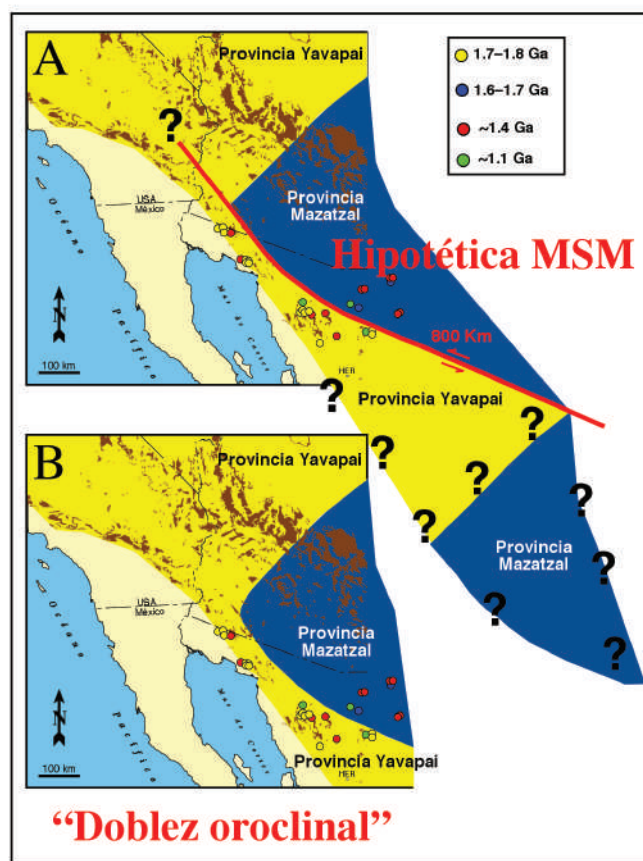


Figura 6. Explicaciones para la propuesta de distribución de basamento paleoproterozoico presentada en la Figura 5B. (A) Basamentos truncados a lo largo de una falla jurásica de rumbo izquierdo (sinistra) con desplazamientos de hasta 800 km. Básicamente, ésta es la idea original de la hipotética megacizalla Mojave-Sonora. (B) Doblez oroclinal de provincias de basamento paleoproterozoicas (Iriando, 2005) resultado de la colisión de arcos volcánicos en tiempos proterozoicos.

4.2 CARACTERIZACIÓN DE ROCAS PALEOPROTEROZOICAS DE SONORA Y SU CORRELACIÓN CON LAS ROCAS DE LAS PROVINCIAS DEL SW DE ESTADOS UNIDOS: ETAPA II (ESTUDIOS MODERNOS)

4.2.1 El Paleoproterozoico de la zona de Quitovac: La semilla de los estudios modernos

El primer ejemplo de estudios multidisciplinarios en rocas paleoproterozoicas de Sonora es el trabajo realizado en la zona de Quitovac en el NW de Sonora (Figura 7B) por Iriondo (2001) e Iriondo y colaboradores (2004), que consideramos la semilla de los estudios modernos. Estos autores identificaron, con base en estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos (Tabla 2), la presencia de dos bloques diferentes de rocas paleoproterozoicas que coinciden espacialmente con los bloques Caborca y “Norteamérica” propuestos para la zona. Sin embargo, los estudios de geocronología U-Pb en zircones para estas rocas sugieren que existe demasiado solapamiento entre las edades del bloque Caborca (1.7–1.69 Ga) y las del bloque “Norteamérica” (1.71–1.66 Ga) como para poder diferenciarlos única y exclusivamente basándonos en sus edades.

La combinación de estos datos geocronológicos de Quitovac con los datos existentes en la literatura para las rocas proterozoicas de Sonora, permitieron a Iriondo y colaboradores (2004) corroborar las ideas iniciales de Damon y colaboradores (1961, 1962) de que las rocas proterozoicas de Sonora eran la mera continuación de las existentes en Arizona y California. En este sentido, cabe destacar que en Sonora se identificaron los mismos pulsos magmáticos presentes en el basamento del SW de Estados Unidos (Figura 4; Iriondo et al., 2004).

Lo que verdaderamente permitió a Iriondo y colaboradores (2004) la distinción de estos bloques paleoproterozoicos de Quitovac, una vez establecida su edad paleoproterozoica por geocronología U-Pb, fueron los estudios de isótopos de Sm-Nd y la geoquímica de elementos mayores y traza en las rocas ígneas de ambos bloques corticales. Los granitoides del bloque “Norteamérica” están caracterizados por tener unos valores empobrecidos de ϵNd entre +3.4 y +3.9 y edades modelo de $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ jóvenes, entre 1.80–1.74 Ga, y

tienen valores más bajos de K, Y, Rb, Ba, Th, REE, y relaciones Fe/Mg menores que los valores de las rocas del bloque Caborca. Por otro lado, los granitos del bloque Caborca se caracterizan por valores no tan empobrecidos de ϵNd entre +0.6 y +2.6 y edades modelo de $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ ligeramente más viejas, entre 2.07–1.88 Ga, que las de las rocas del bloque “Norteamérica”.

A pesar de estas diferencias, los granitoides de ambos bloques corticales en Quitovac presentan características de rocas calcialcalinas formadas en ambientes de arco de islas. Iriondo y colaboradores (2004) proponen que las rocas del bloque Caborca en Quitovac presentan una afinidad con las rocas de la provincia Yavapai o con las de la zona de transición Mojave-Yavapai, mientras que las rocas del bloque “Norteamérica” en Quitovac tienen características similares a las de la provincia Mazatzal presentes en gran parte de Arizona.

4.2.2 Otros estudios modernos sobre rocas paleoproterozoicas de Sonora

Las localidades donde se ha realizado estudios modernos en rocas paleoproterozoicas de Sonora están presentadas en los mapas de la Figura 7. Cabe destacar que no hay total homogeneidad en el tipo de estudios realizados para estas rocas, pero que en todos los casos existen edades U-Pb en zircones para demostrar que las rocas son de hecho proterozoicas; muchas de ellas tienen estudios de Sm-Nd en roca total. Los estudios geoquímicos son más limitados, pero hay la suficiente información para corroborar las conclusiones de los estudios de isotopía de Sm-Nd que permiten sugerir a qué provincia cortical pertenecen las rocas bajo estudio.

Uno de los primeros estudios realizados, alejados de la zona de Quitovac, es el del área de El Crestón en la región de Opodepe en Sonora central (Valenzuela-Navarro et al., 2003, 2005). Para la unidad granítica El Crestón se ha reportado una edad U-Pb en zircones de $1,730 \pm 9$ Ma y un valor inicial de ϵNd de +3.1 (Valenzuela-Navarro et al., 2003) considerándose como parte del bloque Caborca (basamento con características tipo Yavapai). Una roca más joven de la misma zona tiene una edad de $1,673 \pm 6$ Ma con un valor ϵNd de -0.07 y su correspondiente edad modelo de $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ de 2.06 Ga

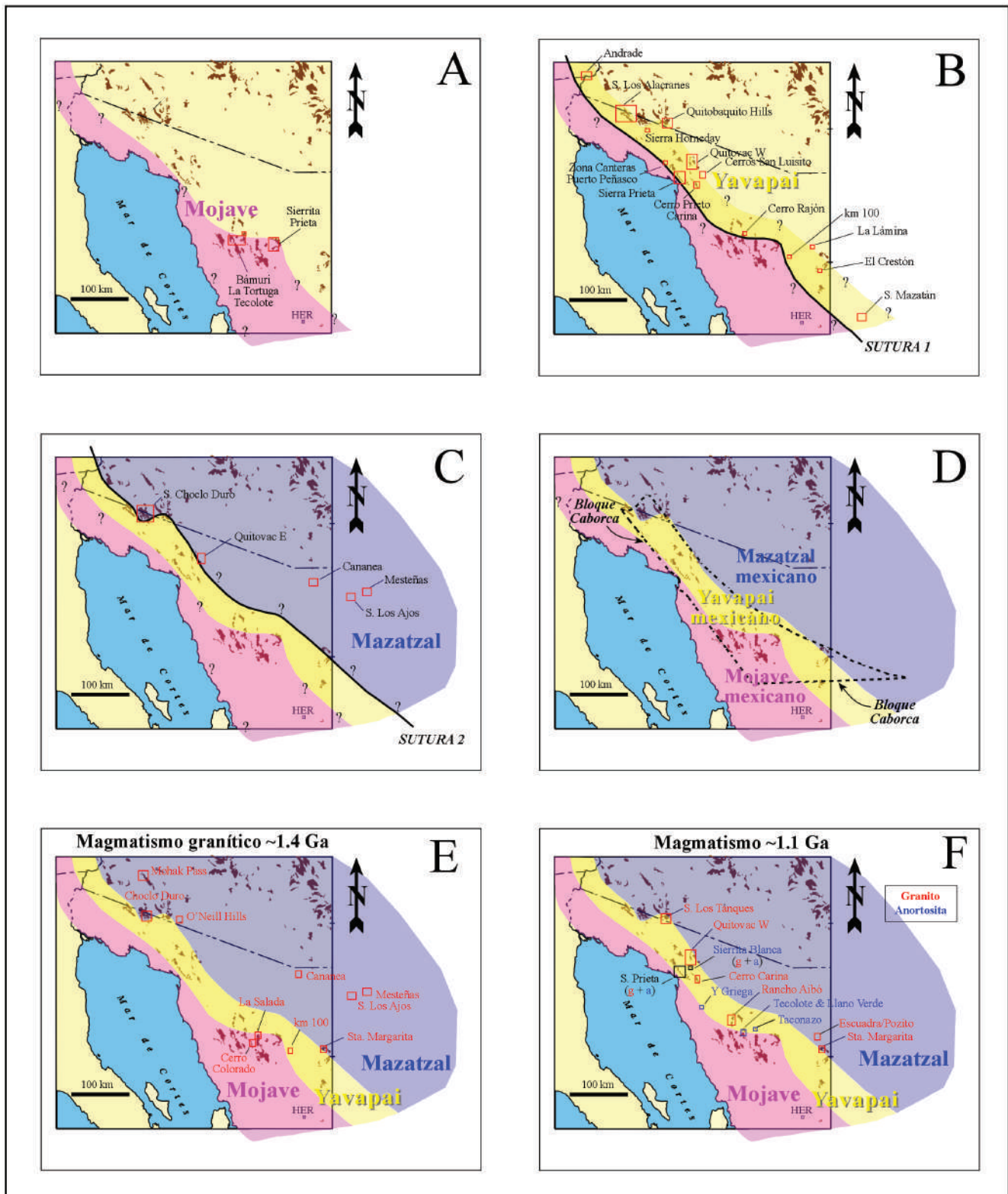


Figura 7. Mapas del NW de México con la propuesta de distribución de provincias paleoproterozoicas y subsecuente magmatismo mesoproterozoico a partir de estudios modernos de geocronología, geoquímica e isótopos realizados en rocas de diferentes localidades de Sonora. Ver texto para discusión.

Tabla 2. Características geológicas generales de granitoides proterozoicos de Quitovac, NW de Sonora, México.

Característica geológica	Bloque “Norteamérica”	Bloque Caborca	Grenvilliano de Caborca
Edad del magmatismo (Edades U-Pb de cristalización de zircones)			
• Paleoproterozoico	1,714-1,657 Ma	1,777-1,693 Ma	1,126-1,112 Ma
• Mesoproterozoico granitos de ~1.4 Ga	Alejado de Quitovac	Alejado de Quitovac	N.A.*
Tipo de roca plutónica	Granito calcialcalino y cuarzomonzodiorita	Granito calcialcalino y de dos micas	Granito alcalino
Isótopos radiogénicos de Nd			
• ϵ_{Nd} a T = edad de cristalización	+3.4 to +3.9	+0.6 to +2.6	-4.0 to -1.4
• Edades modelo de Nd (T_{DM})	1,800-1,740 Ma	2,070-1,880 Ma	1,770-1,720 Ma
• Isocrona de Nd en roca total	1,663 \pm 36 Ma ($\epsilon_{Nd} \sim +2.5$)	1,715 \pm 94 Ma ($\epsilon_{Nd} \sim +1.2$)	N.D. †
• Provincia de Nd	Provincia Nd 3	Provincia de Nd 2	N.A.*
Geoquímica			
• Elementos mayores			
Serie geoquímica	Calcialcalina	Calcialcalina alta-K	Calcialcalina alta-K
K ₂ O (%)	0.6-2.1	4.1-5.9	4.7
CaO (%)	2.53-4.17	0.99-1.53	2.01-2.18
Na ₂ O (%)	4.1-4.5	3.1-3.8	3.4-3.6
A/CNK	Metaluminoso-peraluminoso	Peraluminoso	Metaluminoso-peraluminoso
Fe/Mg	0.72-0.82	0.85-0.89	0.83-0.88
• Elementos traza y REE			
Diagrama Nb-Y	Granitos de “arco volcánico”	Granitos de “arco volcánico”	Granitos “intraplaca” y de “arco volcánico”
Y (ppm)	11	35	54
Rb (ppm)	74	137	222
Ba (ppm)	590	1042	1279
Th (ppm)	4	12	23
Σ REE (ppm)	23-97	122-188	200-262 (Aibó = 423)
(La/Yb) _N	10.7-49.1	4.2-12.0	6.4-15.3
Comparable a provincia cortical del SW de EUA	“Mazatzal”	“Yavapai”	N.A.*

* N.A. = no aplica.

† N.D. = no hay datos.

(M. Valencia-Moreno, comunicación personal). Otra muestra cercana a El Crestón, en la localidad de Banámichi, tiene una edad de $1,723 \pm 7$ Ma con un valor de ϵNd de +0.50 y su correspondiente edad modelo de $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ de 2.00 Ga (Valencia-Moreno, comunicación personal). Todas estas ocurrencias de rocas ígneas paleoproterozoicas tienen unas características que consideramos corresponderían a corteza tipo Yavapai.

Estudios de Nourse y colaboradores (2005) en la región del Pinacate-Cabeza Prieta (Sierra Los Alacranes y Sierra Choclo Duro; [Figura 7B](#)), al igual que Iriondo y colaboradores (2004) en la región de Quitovac, propusieron dos tipos bien diferenciados de rocas paleoproterozoicas utilizando estudios geocronológicos e isotópicos de Sm-Nd. En general, las rocas de esta región tienen edades U-Pb en zircones entre 1,696 y 1,725 Ma con valores iniciales de ϵNd entre +2 y +4 y con edades modelo $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ entre 1.65 y 1.8 Ga. De acuerdo con las edades y firmas isotópicas de Nd, las rocas más orientales en esa región se relacionan con las de la provincia Mazatzal, mientras que las más occidentales lo están con las de la provincia Yavapai de Arizona. Muy cerca de esta región se realizaron estudios geológicos en la Sierra Hornaday y se obtuvieron edades de rocas gnéissicas de entre 1,643–1,651 Ma (Espinoza et al., 2005). Justo al sur de Sierra Hornaday, en el Cerro El Águila, también se obtuvo una edad del granito del mismo nombre en $1,697 \pm 12$ Ma (Premo et al., 2003). En la zona de Andrade Quarry (Pilot Knob), justo en la intersección entre los estados de California, Arizona y Baja California, se obtuvo una edad de $1,672 \pm 11$ Ma para una roca gnéissica (Premo et al., 2003). Por último, en la zona de Quitobaquito Hills, dentro del Organ Pipe National Monument en Arizona, se fechó una roca gnéissica de $1,749 \pm 23$ Ma (Premo et al., 2003).

Amato y colaboradores (2008) reportan rocas paleoproterozoicas similares a las de la provincia Yavapai en la región del Rancho La Lámina, cerca de Cucurpe, aproximadamente a 40 km al norte de la postulada megacizalla Mojave-Sonora en el norte-centro de Sonora. Los granitoides paleoproterozoicos en esta localidad tienen edades U-Pb en zircones de 1,763, 1,738 y 1,737 Ma con valores iniciales de ϵNd de +0.5, +1.4 y -4.3, respectivamente, y edades modelo de $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ entre 2.07–2.74 Ga.

Otros trabajos más recientes de caracterización temporal, geoquímica e isotópica del basamento paleoproterozoico del NW de Sonora incluyen los realizados en Sierra Prieta y Cerro Prieto-Carina (Izaguirre-Pompa e Iriondo, 2007; Izaguirre et al., 2008; Izaguirre-Pompa, 2009), los de Cerros San Luisito (Gutiérrez-Coronado et al., 2008) y los de Zona Canteras-Puerto Peñasco (Arvizu-Gutiérrez, 2008; Arvizu et al., 2009) ([Figura 2](#)) sugiriendo la existencia de basamento tipo Yavapai para todas estas áreas. Para la región de Cerro Prieto-Carina, las rocas alcanzan edades U-Pb en zircones entre 1,682 y 1,687 Ma con valores de ϵNd entre +0.52 y +1.7 y edades modelo $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ entre 1.80 y 1.91 Ga, mientras que para la región de Cerros San Luisito, la edad de las rocas varía entre los 1,676–1,712 Ma, las cuales muestran valores iniciales de ϵNd de +1.13 a +2.87 con correspondientes edades modelo $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ entre 1.76–1.91 Ga. Por último, gneises bandeados de la zona Canteras-Puerto Peñasco tienen edades de $1,764 \pm 3$ Ma y $1,725 \pm 3$ Ma con valores de ϵNd de +0.66 y -0.57 con edades modelo $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ entre 1.97 y 2.02 Ga, respectivamente (Arvizu et al., 2009).

En el Cerro Rajón, al este del Rancho Bámuri, se encuentra un intrusivo con una edad U-Pb de $1,703 \pm 12$ Ma (Premo et al., 2003), que inicialmente fue reportada como una roca mesoproterozoica (~1.4 Ga) basándose en extrapolaciones por su textura de grandes fenocristales de feldespato potásico (Stewart et al., 1984). Farmer y colaboradores (2005) también fecharon esta unidad granítica en $1,699 \pm 2$ Ma y determinaron valores ϵNd de +0.17 y edades modelo de $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ de 1.93 Ga, que nosotros clasificamos como perteneciente a la suite de rocas Yavapai de Sonora. Una muestra de granito recolectada en el km 100 de la carretera estatal 15 de Sonora ha arrojado una edad de U-Pb de ~1.72 Ga (S. Herrera-Urbina, comunicación personal). También está reportada la presencia de basamento paleoproterozoico en la Sierra Mazatán, donde se obtuvo edades de U-Pb en rocas graníticas de ~1.68 Ga (R. Vega-Granillo, comunicación personal). Los trabajos geológicos combinados con geocronología e isótopos radiogénicos de Sm-Nd realizados en la región del Rancho Bámuri, Cerros El Tecolote y La Tortuga, al sur de Caborca ([Figura 7A](#); Premo et al., 2003; Castiñeiras et al., 2004a, b, 2005a; Dórame-Navarro et

al., 2004; Dórame-Navarro e Iriondo, 2005; Farmer et al., 2005; Silver y Anderson, 2005) señalan que las rocas presentes en esas regiones se correlacionan con las de la provincia Mojave del SE de California y NW de Arizona (Figura 2). Las edades U-Pb de cristalización en zircones varían de 1,765–1,780 Ma con valores iniciales de ϵNd entre +0.5 y -5.0. Por otro lado, las rocas de basamento paleoproterozoico de la Sierrita Prieta, al oeste de Benjamín Hill, también presentan características similares a las rocas de la provincia Mojave, proponiendo de igual manera la continuación de esta provincia hacia el NW de México (Herrera-Urbina et al., 2005; Soto-Verdugo, 2006). Estas rocas tienen edades U-Pb en zircones un poco más jóvenes que las de la región del Rancho Bámuri, entre 1,727–1,733 Ma, y presentan valores iniciales de ϵNd entre -1.1 y -0.5 con correspondientes edades modelo Nd T_{DM} entre 2.0 y 2.1 Ga (Soto-Verdugo, 2006).

Por último, hay que mencionar que todos los datos isotópicos de Nd de rocas ígneas paleoproterozoicas de Sonora, mencionados anteriormente, combinados con las edades de U-Pb en zircones, han permitido generar un gráfico de evolución de Nd (Figura 8) que, combinado con otras características geológicas y geoquímicas, permite clasificar estas rocas paleoproterozoicas de Sonora en diferentes provincias corticales (Mojave, Yavapai y Mazatzal).

4.2.3 Magmatismo mesoproterozoico en Sonora (pulsos ~ 1.4 Ga y ~ 1.1 Ga)

El pulso granítico mesoproterozoico de ~ 1.4 Ga presente en Sonora sirvió para estabilizar el orógeno al permitir el sellado (cosido) de las suturas formadas por la colisión de arcos de islas paleoproterozoicos acrecionados que, en sí, tendrían la tendencia a la ruptura por *rifting* continental durante los periodos de extensión cortical. Los primeros fechamientos de este pulso granítico anorogénico (granitos tipo A) en Sonora fueron realizados en el granito Cananea con una edad U-Pb en zircones de $1,440 \pm 15$ Ma (Anderson y Silver, 1977a). Más recientemente, estos mismos datos geocronológicos han sido recalculados por Anderson y Silver (2005) y la nueva edad para el granito Cananea según estos autores es de $1,427 \pm$

100 Ma. Nuevos fechamientos U-Pb en zircones de esta unidad granítica por Noguez-Alcántara (2008) sugieren edades de $1,411 \pm 9$ Ma y $1,407 \pm 9$ Ma para muestras del granito Cananea con grano grueso y fino, respectivamente. En la zona de Cerros Las Mesteñas y Sierra Los Ajos en el NE de Sonora, Herrera-López y colaboradores (2005) reportan una edad U-Pb en zircones de ~ 1.44 Ga para el granito Mesteñas. Otros granitos de esta edad también ocurren en las localidades de Cuaquiarachi, Pulpito y Valdeza (Anderson y Silver, 2005).

Otras ocurrencias de estos granitos son las fechadas por Nourse y colaboradores (2005) en la zona NW del Pinacate: $1,432 \pm 6$ Ma (Choclo Duro). Los granitos Mohak Pass y O'Neill Hills, que se localizan cerca del Pinacate (Figura 7E), también tienen estas edades de ~ 1.4 Ga (J. Nourse, comunicación personal). Una muestra de granito recolectada en el km 100 de la carretera estatal 15 de Sonora, que intrusión a la muestra paleoproterozoica antes discutida, ha arrojado una edad de U-Pb de ~ 1.4 Ga (Castiñeiras et al., 2005b), mientras que granitos de edades similares han sido también fechados en la zona del Cerro Colorado (Anderson y Silver, 2005; A. Iriondo, datos no publicados) y La Salada (J. Nourse, comunicación personal). En la zona de Tuape, en el Rancho Santa Margarita, se fechó un canto rodado de granito (gravas monolíticas) con una edad de U-Pb de $1,411 \pm 8$ Ma (A. Iriondo, datos no publicados).

El otro evento magmático mesoproterozoico en Sonora de edad ~ 1.1 Ga es el representado por lo que conocemos como granitos Aibó y las anortositas El Tecolote. El granito Aibó, que recibe su nombre por el rancho del mismo nombre, localizado al SSW de Caborca, ocasionalmente presenta una textura micrográfica (Anderson et al., 1979). Este granito del Rancho Aibó ha sido fechado por diferentes autores en $1,100 \pm 10$ Ma por Anderson y colaboradores (1979), en $1,079 \pm 18$ Ma por Iriondo y colaboradores (2003), en $1,075 \pm 1$ Ma por Farmer y colaboradores (2005) y, por último, en $1,091 \pm 54$ Ma por Anderson y Silver (2005).

Otras ocurrencias de granitos Aibó en Sonora (Figura 7F) incluyen las localidades de Quitovac donde se encuentra el granito Bustamante (Iriondo, 2001; Iriondo et al., 2004), Sierra Los Tanques (Irion-

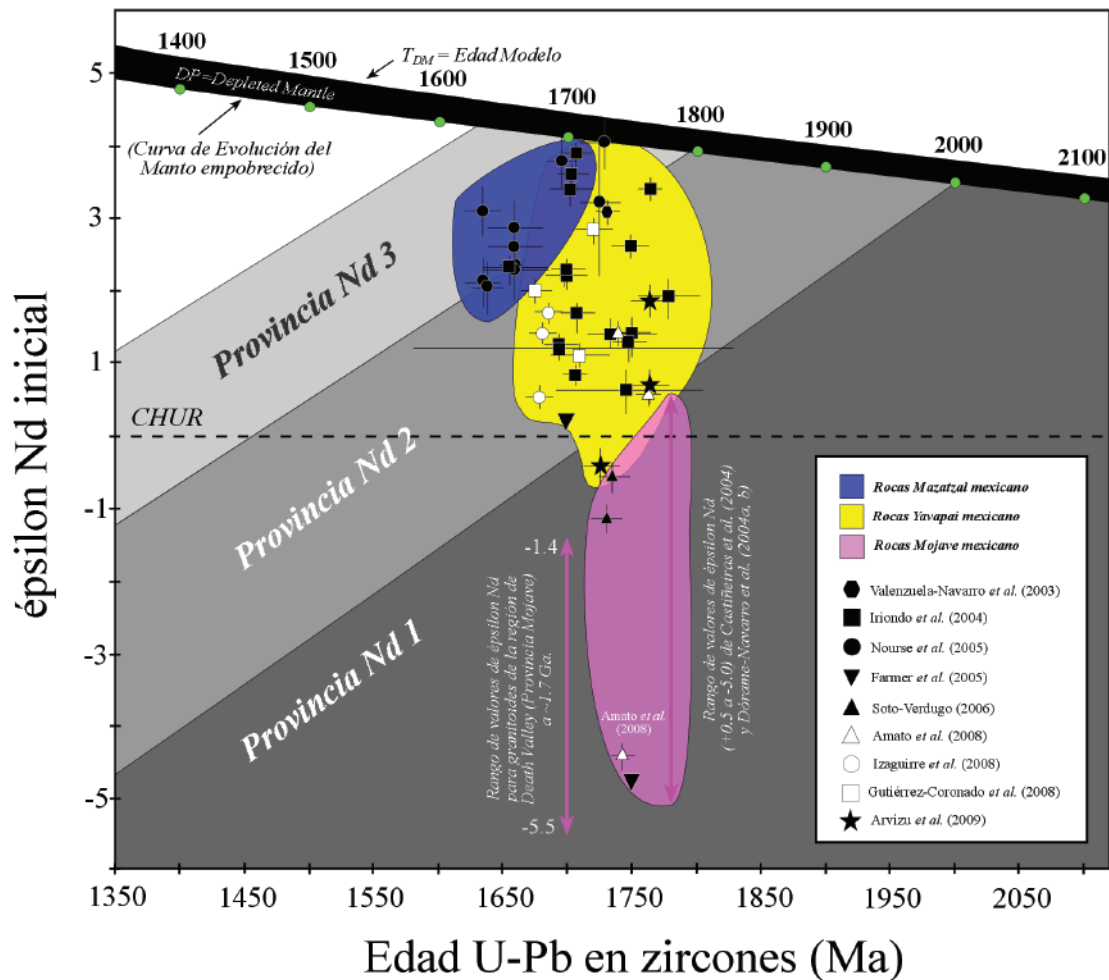


Figura 8. Diagrama de evolución del Nd (valores iniciales de ϵNd vs. edad U-Pb de cristalización) para rocas ígneas paleoproterozoicas del basamento del NW de Sonora en diferentes regiones bajo estudio (figura modificada de Arvizu et al., 2009). Datos de Valenzuela-Navarro et al., 2003 para El Crestón; Iriondo et al., 2004 para Quitovac; Castiñeiras et al., 2004a, b, y Farmer et al., 2005 para la región del Rancho Bámuri; Dórame-Navarro et al., 2004 para la zona El Tecolote; Nourse et al., 2005 para Pinacate-Cabeza Prieta; Soto-Verdugo, 2006 para Sierrita Prieta; Amato et al., 2008 para La Lámina; Gutiérrez-Coronado et al., 2008 para Cerros San Luisito; Izaguirre et al., 2008 para Cerro Prieto-Carina; Arvizu et al., 2009 para Zona Canteras-Puerto Peñasco). En tonos de gris, campos para las provincias de Nd según Bennett y DePaolo (1987). Curva de evolución del manto empobrecido a partir de DePaolo (1981). Rango de valores iniciales de ϵNd a ~ 1.7 Ga para granitoides de la región de Death Valley (Provincia Mojave) según Rämö y Calzia (1998).

do et al., 2008), granito Murrieta en la Sierrita Blanca (Enriquez-Castillo, 2008; Enriquez-Castillo et al., 2009), Cerro Prieto-Carina (Izaguirre et al., 2008), Sierra Prieta (Izaguirre-Pompa e Iriondo, 2007), Santa Margarita (Anderson et al., 1984; Anderson y Silver, 2005), y por último, en la zona de Cucurpe donde encontramos el granito Escuadra, también conocido como granito Pozito (Anderson y Silver, 2005; Amato et al., 2005).

Las anortositas mesoproterozoicas (~ 1.1 Ga) El Tecolote, presentes en la mitad norte de Sonora (Figura 7F), fueron descritas inicialmente por Merriam (1972) y posteriormente caracterizadas petrográficamente y geoquímicamente por Koehnken (1976). Pero no fue hasta que Espinoza y colaboradores (2003) fecharan por U-Pb en zircones ($1,095 \pm 28$ Ma) la ocurrencia anortositica en la región de El Tecolote, justo al oeste del Rancho Bámuri, cuando se supo su relación tem-

poral con los granitos Aibó. De esta manera, éste es un magmatismo bipolar (granito-anortosita) y sabemos, por relaciones de campo, que las anortositas son más tardías que los granitos, ya que éstas claramente intrusionan a los granitos como se ejemplifica en la zona de Sierrita Blanca (Enríquez-Castillo, 2008) y Sierra Prieta (Izaguirre-Pompa e Iriondo, 2007). Estas unidades de granitos y anortositas en la Sierra Prieta intrusionan a una secuencia metasedimentaria compuesta principalmente por cuarcitas que, por acotamiento geocronológico, se estima tengan una edad de ~1.2 Ga, que representa la edad de depósito de los sedimentos (Izaguirre-Pompa e Iriondo, 2007). Otras ocurrencias de anortositas en Sonora (Figura 7F) incluyen Llano Verde, El Taconazo, La Y Griega y están descritas en Campillo-Castelo (2008).

Anderson y Silver (1997) proponen que existe una relación espacial de los granitos Aibó con encajonantes paleoproterozoicos del bloque Caborca. Nosotros vamos más lejos y proponemos, de forma más específica, que tanto los granitos Aibó como las anortositas El Tecolote se asocian espacialmente con las rocas de la provincia Yavapai de Sonora (Figura 7F). Como lo explicaremos más adelante, las rocas de la provincia Yavapai de Sonora representan una zona de debilidad cortical que permitió y/o facilitó el ascenso de estos magmas mesoproterozoicos hasta niveles más superficiales.

Todas estas edades de U-Pb en zircones, reportadas para rocas del basamento proterozoico de Sonora, servirán, entre otras muchas cosas, para desarrollar un marco de referencia para los estudios de proveniencia sedimentaria a partir de geocronología U-Pb de zircones detríticos. Estos estudios permitirán proponer ambientes paleogeográficos de la región desde el Neoproterozoico-Paleozoico (Gehrels et al., 1995; Gehrels y Stewart, 1998; Stewart et al., 2001, 2002; Farmer et al., 2001, 2005) hasta el Mesozoico y el Terciario (Gehrels y Stewart, 1998; González-León et al., 2005; Jacques-Ayala et al., 2005, 2009).

5. EL BLOQUE CABORCA: VARIAS CORTEZAS PALEOPROTEROZOICAS

Como discutimos anteriormente, el concepto de bloques de basamento cristalino en Sonora (Figura 2; blo-

ques Caborca y “Norteamérica”), establecidos inicialmente a partir de diferencias de edades de cristalización U-Pb en zircones, no es justificado por el solapamiento existente en las edades U-Pb de las rocas de ambos bloques entre 1.71–1.65 Ga (Figura 4). Como ya lo adelantaron Iriondo y Premo (2003), el bloque Caborca, que fue presentado inicialmente por Anderson y Silver en los años 70 y detallado más tarde por Anderson y Silver (2005), está compuesto por diferentes estilos de basamento que son correlacionables mediante estudios geológicos, geoquímicos e isotópicos, con los de las provincias del SW de Laurencia.

En particular, vemos que, en mayor medida, este bloque Caborca está compuesto por corteza Yavapai y Mojave (Figura 7D) y, en menor medida, por corteza con características Mazatzal. Por esta razón sugerimos que el concepto de bloque Caborca, como lo establecieron originalmente Anderson y Silver, desaparezca por su difícil justificación geológica. En sustitución, proponemos el empleo de los términos Yavapai mexicano, Mojave mexicano y Mazatzal mexicano para referirnos a las rocas paleoproterozoicas presentes en Sonora. Esta sugerencia permitirá comunicarnos de forma más efectiva con nuestros colegas de Estados Unidos, además de permitir reflexiones geológicas de mayor envergadura como lo serían las reconstrucciones del supercontinente Rodinia (Figura 1).

La combinación de todos estos estudios del basamento de Sonora también nos ha permitido extender hacia México los límites de las provincias isotópicas de Nd (Figura 9) propuestas para el basamento del SW de Estados Unidos por Bennett y DePaolo (1987). A partir de estudios de Sm-Nd en rocas de Sonora marcamos el límite entre las provincias Mojave y Yavapai mexicanas como el límite que separaría la provincia Nd1 de la provincia Nd2. La provincia Nd3 estaría representada por las rocas del Mazatzal mexicano. Estas diferencias de basamentos paleoproterozoicos de Sonora también quedan bien ilustradas mediante el diagrama de evolución de Nd que grafica los valores de ϵ_{Nd} inicial vs. la edad de cristalización obtenida por geocronología U-Pb en zircones (Figura 8). En este gráfico, adaptado de Arvizu et al. (2009), observamos agrupaciones correspondientes a las tres provincias paleoproterozoicas presentes en Sonora. Las muestras que consideramos

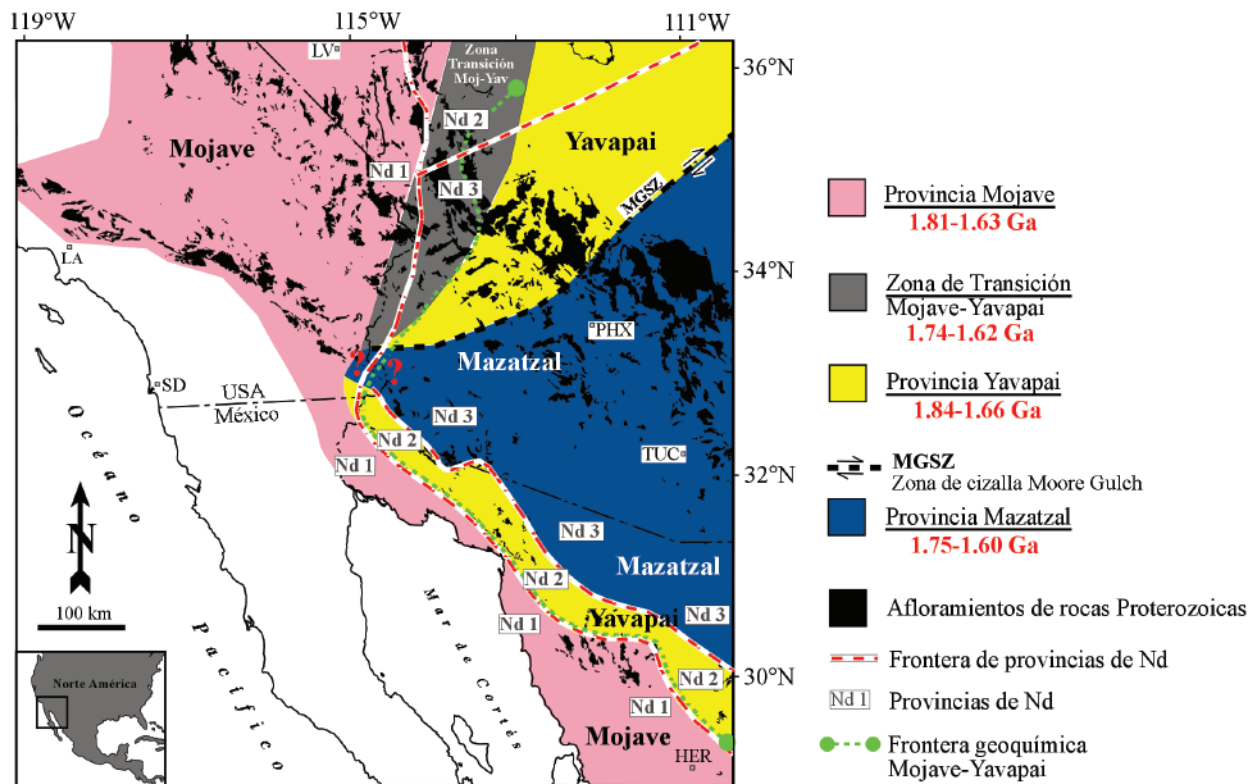


Figura 9. Distribución tentativa de las provincias paleoproterozoicas Mojave, Yavapai y Mazatzal en el SW de Laurentia, incluyendo los afloramientos del NW de México. El rango de edades de cristalización para cada una de las provincias está basado en la recopilación de edades mostrado en la Figura 4. También se presenta, de forma tentativa, la extensión de la traza de fronteras de Nd y de las series geoquímicas al internarse hacia México.

comparten características geoquímicas e isotópicas con las rocas de la provincia Mazatzal se agrupan básicamente en el campo de la provincia Nd3 (Figura 8). Las muestras con características Yavapai se agrupan claramente en el campo de la provincia Nd2, mientras que las de características similares a las de las rocas presentes en la provincia Mojave se agrupan en el campo asociado a la provincia Nd1.

También extendemos hacia México la frontera composicional geoquímica de rocas plutónicas paleoproterozoicas (Figura 9) establecida por Anderson et al. (1993) y Bender (1994). Trazamos esta frontera justo en la zona de contacto (sutura) entre las provincias Mojave y Yavapai mexicanas (Figura 7B). Los granitos paleoproterozoicos de la provincia Yavapai mexicana son calcialcalinos formados en un ambiente de arco volcánico, mientras que los de la provincia Mojave mexicana se asocian a granitos más enriquecidos y formados en ambientes de intraplaca.

6. LA ZONA DE DEBILIDAD CORTICAL YAVAPAI

Iriondo (2005, 2007) sugiere que la agrupación de rocas paleoproterozoicas con características Yavapai en Sonora, que mantienen una dirección estructural predominantemente NW-SE (Figura 9), han podido actuar como una zona de debilidad cortical desde el Paleoproterozoico que pudo haber condicionado notablemente los eventos geológicos subsecuentes presentes en Sonora como lo son (1) el alineamiento NW-SE de granitos y anortositas mesoproterozoicas (~1.1 Ga); (2) la orientación del *rifting* continental durante la ruptura del supercontinente Rodinia; (3) la ubicación preferencial para el emplazamiento del magmatismo y la formación de cuencas sedimentarias mesozoicas; (4) la zona de despegue de cabalgaduras laramídicas; (5) la canalización de fluidos metamórficos para la formación del cinturón de Au orogénico laramídico; (6) la ubicación preferencial para el magmatismo terciario, principal-

mente vulcanismo; (7) la orientación de la extensión que formó las grandes fallas normales de tipo *metamorphic core complex* y *basin and range* que, en algunos casos, pudieran ser el resultado de la reactivación de estructuras previas, más antiguas, y que controlan la topografía actual de la región; (8) la orientación de la apertura (*rifting*) del Golfo de California; y, quizá, (9) la presencia de magmatismo máfico cuaternario (e. g., Campo volcánico Pinacate).

Esta zona de debilidad cortical representa un concepto novedoso y conciliador para explicar algunos aspectos de la evolución geológica de Sonora y podrá fácilmente someterse al escrutinio por parte de la comunidad científica.

7. MODELO TECTÓNICO DE AMALGAMA DE ARCOS DE ISLAS: FORMACIÓN DE LAS PROVINCIAS PALEOPROTEROZOICAS DEL SW DE LAURENCIA

Para explicar cómo se formaron las provincias corticales del SW de Laurencia (Figura 9; Mojave, Yavapai y Mazatzal) existe un modelo tectónico basado en la amalgama de arcos de islas a una zona continental (Whitmeyer y Karlstrom, 2007). Esta zona continental consta de un núcleo neoarqueano (Provincias Superior y Wyoming) y una zona externa hacia el sur, compuesta por la provincia paleoproterozoica Mojave (Figura 10A). Aún no existe consenso sobre lo que representaría la provincia Mojave a nivel de ambiente tectónico en el Paleoproterozoico, pero se piensa que esta provincia tuvo que estar relativamente cerca de la provincia Wyoming por la contaminación cortical neoarqueana que presentan las rocas paleoproterozoicas de esa provincia. Esta contaminación se manifiesta en las elevadas edades modelo de Nd y ocasionalmente como núcleos heredados de zircón en rocas ígneas y/o también como zircones detríticos en secuencias metasedimentarias.

Presentamos un modelo de acreción de arcos de islas equivalente pero muy esquematizado para visualizar esta evolución y desarrollo de las provincias corticales presentes en la parte SW de Laurencia, incluyendo las rocas paleoproterozoicas de Sonora (Figura 10). En primer lugar, el cierre del océano existente entre la zona continental (combinación de provincias Mojave

y Wyoming) y el arco de islas Yavapai, y su pequeño arco subordinado que llamamos arco Caborca (Figura 10A), produce la primera colisión arco-continente en la región (Sutura 1; Figura 7B). Esta colisión lleva implícita una intensa deformación que se conoce como la orogenia Yavapai (~1.70 Ga). Una vez suturado el arco al continente, estas rocas pasan a formar parte de lo que llamamos la provincia Yavapai (Figura 7B). Las rocas del arco Caborca presentan características Yavapai pero quizá representen miembros más evolucionados; aparentemente los cambios de composición a lo largo de los arcos de islas son comunes. Subsecuentemente, el océano existente entre la provincia Yavapai y el arco de islas Mazatzal también se va cerrando hasta que se produce otra colisión arco-continente (Sutura 2; Figura 7C) que permite la amalgama del arco Mazatzal para formar la provincia Mazatzal, evento que lleva asociada una deformación denominada como orogenia Mazatzal (~1.67–1.63 Ga).

Este modelo de acreción-amalgama de arcos de islas paleoproterozoicos (~1.8–1.6 Ga) es visto por algunos autores como inadecuado, incompleto o incluso simplista (Hill y Bickford, 2001; Duebendorfer et al., 2006; Bickford y Hill, 2007; Bickford et al., 2008). Estos autores consideran que pudieran existir otros mecanismos para la formación de corteza continental además de la acreción de arcos de islas. Los procesos de generación de corteza continental bajo ambientes extensionales como, por ejemplo, en cuencas de *rift* intracontinental, que agregarían nueva corteza sobre la corteza preexistente más vieja para formar estos basamentos, serían uno de estos mecanismos. Lógicamente, estas ideas tendrán que tenerse en cuenta para explicar la formación de uno de los orógenos más importantes del mundo, el SW de Laurencia.

8. EL DOBLEZ OROCLINAL CABORCA: UNA ALTERNATIVA A LA MSM EN SONORA

La nueva distribución de provincias paleoproterozoicas en el NW de México (Figura 9) presentada en este artículo, a partir de ideas de Iriondo (2005, 2007), permite observar una orientación geológica preferencial NW-SE del orógeno paleoproterozoico en Sonora, que contrasta bruscamente con la orientación general

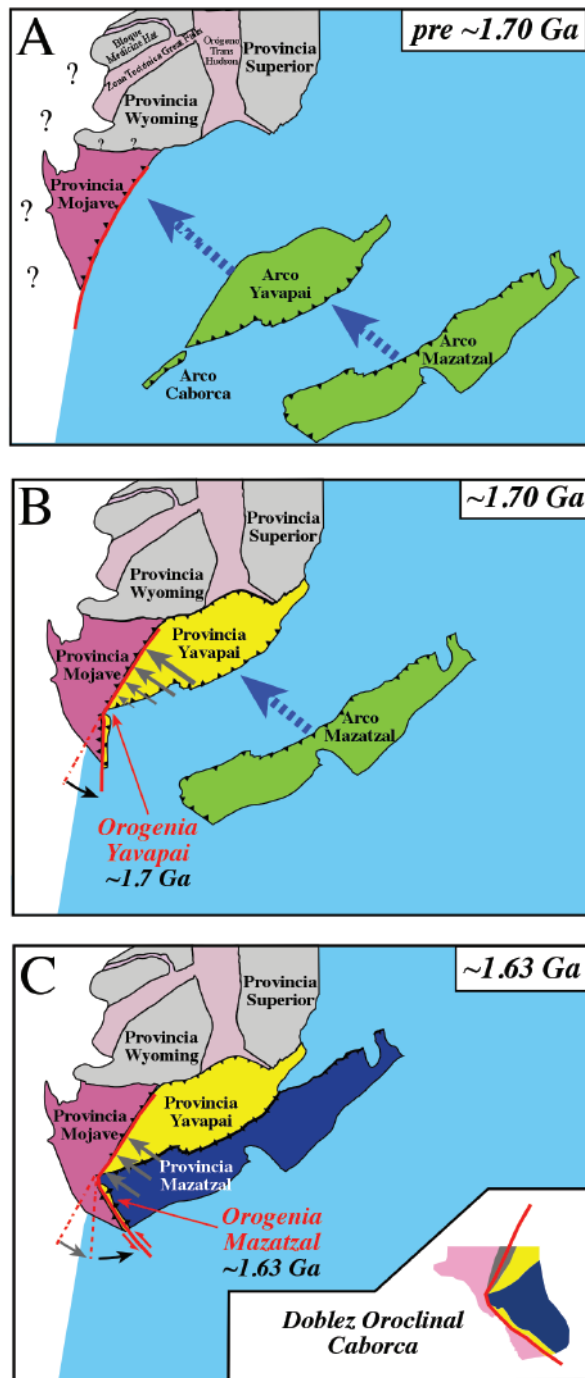


Figura 10. Propuesta esquematizada de la evolución tectónica donde se muestra la amalgama de arcos volcánicos al continente (arcos Yavapai-Caborca y Mazatzal) para llegar a la distribución tentativa de provincias corticales paleoproterozoicas propuesta en la Figura 9. Esta propuesta también ilustra, por efecto de colisión arco-continente, un posible proceso para explicar la formación del doblez oroclinal Caborca que se discute en el texto. Polígonos del gráfico basados en comunicación escrita de K.E. Karlstrom (2005) y en Whitmeyer y Karlstrom (2007).

NE-SW mostrada por las rocas de las provincias paleoproterozoicas del SW de Estados Unidos (Figuras 1 y 9). Iriando (op. cit.) utiliza este hecho para proponer una hipótesis que sugiere la existencia de un doblez oroclinal abrupto en la parte mexicana del SW de Laurentia que llama el “doble oroclinal Caborca”. Este doblez podría resultar de la colisión, quizá con carácter oblicuo, de los arcos volcánicos de islas Yavapai y Mazatzal contra una corteza preexistente con características Mojave (Figuras 10B y C). También cabe destacar que el arco Yavapai presenta una gran diferencia de masa a lo largo del mismo produciéndose un adelgazamiento significativo en su parte más suroccidental, lo que podría hacer que el empuje durante la colisión arco-continente fuera algo menor que en su parte SW, facilitando el doblez de las rocas de la provincia Yavapai mexicana (Figura 10B). La siguiente colisión del arco Mazatzal podría haber magnificado la curvatura del orógeno adquirida durante la primera colisión (Figura 10C).

Este doblez oroclinal Caborca representaría una solución alternativa al concepto de la megacizalla Mojave-Sonora para explicar la ocurrencia de basamento paleoproterozoico tipo Yavapai en el NW de México (Figura 6). En esta nueva alternativa, las rocas de basamento Yavapai y Mojave en Sonora (antiguo bloque Caborca) serían autóctonas con respecto al basamento Mazatzal y, por lo tanto, no requerirían de los desplazamientos de cientos de kilómetros a lo largo de la hipotética megacizalla. Es importante destacar que nosotros llegamos a esta idea del doblez oroclinal Caborca de forma totalmente independiente del concepto de doblez discurrido en los años 70 (Figuras 5 y 6) y posteriormente presentado por Anderson y Silver (2005).

Lógicamente, más trabajo geológico y geofísico en estas rocas proterozoicas del SW de Laurentia, incluyendo las rocas de Sonora, será necesario para esclarecer ésta y otras muchas ideas existentes en la actualidad sobre la formación y evolución de las rocas proterozoicas, las más antiguas de México.

9. CONCLUSIONES

Una nueva etapa de estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos del basamento cristalino proterozoi-

co de Sonora, realizada en los últimos años, ha permitido establecer una hipótesis sobre la distribución de provincias paleoproterozoicas en el NW de México y su relación con las provincias existentes en el SW de Estados Unidos. Más específicamente, en Sonora tenemos por lo menos tres tipos de basamento paleoproterozoico correspondientes a las provincias Mojave, Yavapai y Mazatzal que, a partir de ahora, recomendamos nombrarlas añadiendo la palabra “mexicano” (e. g., Yavapai mexicano, etc.) para dejar claro que nos referimos a rocas paleoproterozoicas de la parte mexicana del margen SW de Laurencia.

Proponemos que el concepto de bloque Caborca debe desaparecer ya que este bloque no consta de un basamento homogéneo como se pensaba inicialmente, sino que contiene rocas relacionadas tanto con la provincia Mojave como con la Yavapai e, incluso, pero en menor medida, con la provincia Mazatzal. A pesar de esto, pensamos que el nombre Caborca tiene una connotación geográfica y geológica muy importante y que sería conveniente salvarlo utilizándolo para denotar el doblez que adquieren las provincias paleoproterozoicas al adentrarse hacia Sonora—el doblez oroclinal Caborca.

También proponemos la existencia de una zona de debilidad cortical paleoproterozoica en Sonora, asociada espacialmente a las rocas de la provincia Yavapai, que pudo haber condicionado notablemente algunos eventos geológicos desde tiempos proterozoicos hasta el Cuaternario y que permite conciliar muchos aspectos de la geología del NW de México.

Por último, cabe destacar que estos avances del conocimiento sobre el basamento proterozoico del NW de México permiten proponer una plantilla geológica del margen continental del SW de Laurencia muy concreta que podrá ser utilizada por investigadores de otros continentes (márgenes) interesados en reconstruir el gran rompecabezas del supercontinente Rodinia. Nosotros no favorecemos alguna de las reconstrucciones propuestas hasta la fecha, por lo que esperamos que la presente contribución despierte el interés de nuevas generaciones de geólogos mexicanos por participar en futuros estudios del Proterozoico del NW de México.

10. AGRADECIMIENTOS

Muchas de las ideas presentadas en este artículo han sido forjadas a lo largo de muchos años de trabajo y, sin duda, son el resultado de numerosas conversaciones con colegas y amigos que trabajan en la geología del SW de América del Norte y que enumeramos de forma parcial a continuación. Iriondo agradece al Gobierno Vasco de España por otorgarle una beca doctoral (University of Colorado at Boulder) y otra postdoctoral (U.S. Geological Survey) para realizar estudios sobre el basamento proterozoico en el NW de Sonora. Queremos agradecer a los proyectos PAPIIT/UNAM (clave IN113906-3) y CONACYT (clave CB52163) otorgados a Iriondo por el apoyo brindado para realizar estos estudios de basamento. Habría que destacar la ayuda incondicional de numerosos investigadores del U.S. Geological Survey que han permitido el uso de sus laboratorios para realizar determinaciones analíticas de rocas sonorenses. Las empresas Hecla Mining Company y Minera Peñoles ayudaron económica y logísticamente para el desarrollo de las campañas de campo. Algunas de las personas a quienes quisiéramos agradecer son Francisco Paz, Saúl Herrera, Lupe Espinosa y Ricardo Vega de la Universidad de Sonora en Hermosillo; Martín Valencia, Thierry Calmus, César Jacques y José Luis Rodríguez de la Estación Regional del Noroeste de la Universidad Nacional Autónoma de México en Hermosillo; Benito Noguez de Servicios Industriales Peñoles; Pedro Herrera del CESUES de Hermosillo; Bill Atkinson, Lang Farmer y Pedro Castiñeiras de la University of Colorado at Boulder; Doug Morton, Mick Kunk, Jim Budahn, Dan Miggins, Leonid Neymack, Heather Lowers, Ric Page, Barney Poole, John Aleinikoff, Paul Sims, Dave Siems (fallecido), Ed DeWitt y Joe Wooden del U.S. Geological Survey; Jon Nourse del California State Polytechnic University, Pomona; Karl Karlstrom de la University of New Mexico, Albuquerque; Ernie Duebendorfer de la Northern Arizona University, Flagstaff; Tim Lawton y Jeff Amato de la New Mexico State University, Las Cruces; Tom Anderson y Chris Connors de la University of Pittsburgh; Andy Barth de la Indiana University, Purdue; Koldo Martínez de la Universidad del País Vasco en Bilbao; Roberto Molina, Aldo Izaguirre, Harim Arvizu, Mónica

Enríquez y Miguel Dórame, del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México en Querétaro. También agradecemos a la familia Vásquez de Sonoyta por su amabilidad hospedando a Iriondo en su hotel durante numerosas visitas al campo en la zona de Quitovac. Por último, Iriondo quisiera agradecer a Paul Damon (fallecido), de la University of Arizona, Tucson, por su entusiasmo contagioso hacia la geocronología y por sus consejos para seguir trabajando en la problemática geológica de Sonora donde él invirtió parte de su gran intelecto. Gracias también a Saúl Herrera Urbina y Thierry Calmus por las correcciones y sugerencias realizadas a nuestro manuscrito que han permitido mejorarlo sustancialmente.

11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albin, A.A.; Shastri, L.L.; Bowring, S.A.; y Karlstrom, K.E., 1991, Geologic and geochronologic data from the Gneiss Canyon shear zone of NW Arizona—timing and development of orthogonal fabrics: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 23, p. 1 (resumen).
- Amato, J.; Lawton, T.; Leggett, W.; Mauel, D.; González-León, C.M.; Heizler, M.; y Farmer, G.L., 2008, Caborcan Proterozoic basement in The Rancho La Lamina region, Sonora, Mexico—U-Pb ages, Nd isotopic composition, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology, and clast provenance indicate pre-Early Jurassic arrival and Laramide exhumation: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 40, núm. 1, p. 48 (resumen).
- Amato, J.; Lawton, T.; y Mauel, D., 2005, Single-grain zircon ages from Proterozoic plutons in the Rancho La Lamina region, Sonora, Mexico—implications for the Mojave-Sonora megashear hypothesis: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa*, v. 25, núm. 1, p. 101 (resumen).
- Anderson, J.L., 1983, Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, *in* Medaris, L.G.; Mickelson, D.M.; Byers, C.W.; y Shanks, W.C., eds., *Proterozoic geology: Geological Society of America Memoir 161*, p. 133–154.
- Anderson, J.L., y Bender, E.E., 1989, Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States: *Lithos*, v. 23, p. 19–52.
- Anderson, J.L., y Morrison, J., 1999, 1.4 Ga peraluminous granites of the western U.S.—an anorogenic analogue of S-type granites: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 31, p. 261 (resumen).
- Anderson, J.L.; Wooden, J.L.; y Bender, E.E., 1993, Mojave Province of southern California and vicinity, *in* Van Schmus, W.R., et al., eds., *Transcontinental Proterozoic provinces*, *in* Reed, J.C., Jr.; Bickford, M.E.; Houston, R.S.; Link, P.K.; Rankin, D.W.; Sims, P.K.; y Van Schmus, W.R., eds., *Precambrian—conterminous U.S.: Boulder, Colo., Geological Society of America, The Geology of North America C-2*, p. 176–188.
- Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941–966.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977a, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Economic Geology*, v. 72, p. 827–836.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977b, Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 9, p. 880 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1978, The nature and extent of Precambrian rocks in Sonora, Mexico, *in* Roldán-Quintana, Jaime, y Salas, G.A., eds., *Resúmenes, Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, p. 9–10 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in* Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Geology of northern Sonora: Geological Society of America Field Trip Guidebook 7*, p. 59–68.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 5, p. 131–139.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1997, 1.1 Ga plutons in Sonora, Mexico—regional tectonic implications: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 29, p. 348 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora megashear—field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 1–50.
- Anderson, T.H.; Bajek, D.T.; Chepega, J.R.; Ichikawa, K.M.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; Stephens, W.E.; y Silver, L.T., 1984, Crystalline thrust sheets near the Mojave-Sonora megashear: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 16, p. 430 (resumen).
- Anderson, T.H.; Eells, J.L.; y Silver, L.T., 1979, Precambrian and Paleozoic rocks of the Caborca region, Sonora, Mexico, *in* Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Geology of northern Sonora: Geological Society of America Annual Meeting Guidebook, trip 27*, p. 1–22.
- Arvizu-Gutiérrez, H.E., 2008, El basamento paleoproterozoico Yavapai-Mazatzal en los alrededores de la Sierra Pinta, NW Sonora—su importancia para el entendimiento del magmatismo pérmico y el inicio del margen continental activo de Norte América: *Linares, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de licenciatura*, 181 p. (inédita).
- Arvizu, H.E.; Iriondo, Alexander; Izaguirre, Aldo; Chávez-Cabello, Gabriel; Kamenov, G.D.; Foster, D.A.; Lozano-Santa Cruz, Rufino; y Solís-Pichardo, Gabriela, 2009, Gneises bandeados paleoproterozoicos (~1.76–1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco—una nueva ocurrencia de rocas

- de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 61, núm. 3, p. 375–402.
- Barth, A.P.; Wooden, J.L.; Tosdal, R.M.; Morrison, J.; Dawson, D.L.; y Hernly, B.M., 1995, Origin of gneisses in the aureole of the San Gabriel anorthosite complex and implications for the Proterozoic crustal evolution of southern California: *Tectonics*, v. 14, p. 736–752.
- Bender, E.E., 1994, Petrology of Early Proterozoic granitoids from the southwestern United States—implications for genesis and tectonics of the Mojave Crustal Province: Los Angeles, University of Southern California, disertación doctoral, 332 p. (inédita).
- Bennett, V.C., y DePaolo, D.J., 1987, Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping: *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 674–685.
- Bergh, S.G., y Karlstrom, K.E., 1992, The Chaparral shear zone—deformation, partitioning and heterogeneous bulk crustal shortening during Proterozoic orogeny in central Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 329–345.
- Bickford, M.E., y Hill, B.M., 2007, Does the arc accretion model adequately explain the Paleoproterozoic evolution of southern Laurentia?—an expanded interpretation: *Geology*, v. 35, núm. 2, p. 167–170.
- Bickford, M.E.; Mueller, P.A.; Kamenov, G.D.; y Hill, B.M., 2008, Crustal evolution of southern Laurentia during the Paleoproterozoic—insights from zircon Hf isotopic studies of ca. 1.75 Ga rocks in central Colorado: *Geology*, v. 36, núm. 7, p. 555–558.
- Bickford, M.E.; Soegaard, K.; Nielsen, K.C.; y McLelland, J.M., 2000, Geology and geochronology of Grenville age rocks in the Van Horn and Franklin Mountains area, west Texas—implications for the tectonic evolution of Laurentia during the Grenville: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, núm. 7, p. 1134–1148.
- Bond, G.C.; Christie-Blick, N.; Kominz, M.A.; y Devlin, W.J., 1985, An Early Cambrian rift to post-rift transition in the Cordillera of western North America: *Nature*, v. 316, p. 742–745.
- Borg, S.G., y DePaolo, D.J., 1994, Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent—constraints from isotopic mapping: *Geology*, v. 22, p. 307–310.
- Brookfield, M.E., 1993, Neoproterozoic Laurentia-Australia fit: *Geology*, v. 21, p. 683–686.
- Bryant, B.; DeWitt, E.; Wooden, J.L.; y Conway, C.M., 1994, The boundary between the Early Proterozoic Mojave and central Arizona crustal provinces, western Arizona: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 26, p. 6 (resumen).
- Burrett, C., y Berry, R., 2000, Proterozoic Australia-Western United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia: *Geology*, v. 28, p. 103–106.
- Campillo-Castelo, J.A., 2008, Caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de las rocas anortositicas del bloque Caborca, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 84 p. (inédita).
- Carter, B., y Silver, L.T., 1972, Structure and petrology of the San Gabriel anorthosite-syenite body, California: *Congreso Geológico Internacional*, 24, Montreal, Canada, Section 2, p. 303–311.
- Castiñeiras, P.; Iriondo, Alexander; Dórame-Navarro, M.; Premo, W.R.; y Kunk, M.J., 2004a, Metamorphic evolution of the Bámuri Complex (Sonora, NW Mexico)—new insights from field and petrographic data: *Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, 4, Juriquilla, Querétaro, Libro de Resúmenes, p. 49 (resumen).
- Castiñeiras, P.; Iriondo, Alexander; Wooden, J.L.; Dórame-Navarro, M.; y Premo, W.R., 2004b, Detrital zircon U-Pb SHRIMP geochronology of Proterozoic quartzites from the Bámuri Complex, NW Sonora, Mexico—evidence for a Mojave connection: *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, Juriquilla, Querétaro, Libro de Resúmenes, p. 215 (resumen).
- Castiñeiras, P.; Budahn, J.R.; Iriondo, Alexander; y Dórame-Navarro, M.A., 2005a, Geochemical characteristics of Proterozoic metasedimentary rocks from Bámuri and La Tortuga complexes, Mojave crustal province (NW Sonora, Mexico): *Actas INAGEQ*, v. 11, núm. 1, p. 110 (resumen).
- Castiñeiras, P.; Herrera-Urbina, S.; Paz-Moreno, F.A.; e Iriondo, Alexander, 2005b, SP89—a potential Mexican zircon standard for U-Pb geochronology using ion and laser probe techniques: *Actas INAGEQ*, v. 11, núm. 1, p. 99 (resumen).
- Conway, C.M., y Silver, L.T., 1989, Early Proterozoic rocks (1710–1615 Ma) in central to southeastern Arizona, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 165–186.
- Cooper, G.A., y Arellano, A.R.V., 1946, Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 30, p. 606–611.
- Damon, P.E.; Livingston, D.E.; y Giletti, B.J., 1961, Extension of the older Precambrian of the southwest into Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 68, p. 158–159 (resumen).
- Damon, P.E.; Livingston, D.E.; Mauger, R.L., Giletti, B.J., y Pantoja-Alor, Jerjes, 1962, Edad del Precámbrico “Anterior” y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte noroccidental del estado de Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 64, p. 11–44.
- Dalziel, I.W.D., 1991, Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair—evidence and implications for an Eocambrian supercontinent: *Geology*, v. 19, p. 589–601.
- DePaolo, D.J., 1981, Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic: *Nature*, v. 291, p. 193–196.
- Dórame-Navarro, M., e Iriondo, Alexander, 2005, Cartografía, petrografía y geocronología de los Cerros Tecolote y su relación con el metamorfismo de los Cerros Bámuri y La Tortuga al sur de Caborca, NW de Sonora: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa*, v. 25, núm. 1, p. 85–86 (resumen).
- Dórame-Navarro, M.; Iriondo, Alexander; Castiñeiras, P.; y Premo, W.R., 2004, Cartografía y geocronología del basamento pro-

- terozoico metamórfico en Los Cerros Tecolote, NW Sonora: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Libro de Resúmenes, p. 59 (resumen).
- Duebendorfer, E.M., y Christensen, C., 1995, Synkinematic (?) intrusion of the “anorogenic” 1425 Ma Beer Bottle Pass pluton, southern Nevada: *Tectonics*, v. 14, p. 168–184.
- Duebendorfer, E.M.; Jones, C.S.; y Chamberlain, K., 1996, Timing and kinematics of Proterozoic polyphase deformation, Cerbat Mountains, Arizona—implications for the Mojave-Yavapai Proterozoic provinces boundary: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 28, p. 6 (resumen).
- Duebendorfer, E.M.; Nyman, M.W.; Chamberlain, K.R.; y Jones, C.S., 1998, Proterozoic rocks within the Mojave-Yavapai boundary zone, northwestern Arizona—comparison of metamorphic and structural evolution across a major lithospheric (?) structure, *in* Duebendorfer, E.M., ed., *Geologic excursions in northern and central Arizona: Geological Society of America Rocky Mountain Section Meeting*, Flagstaff, Arizona, Field Trip Guidebook, p. 127–148.
- Duebendorfer, E.M.; Chamberlain, K.R.; y Fry, B., 2006, Mojave-Yavapai boundary zone, southwestern United States—a rifting model for the formation of an isotopically mixed crustal boundary zone: *Geology*, v. 34, núm. 8, p. 681–684.
- Enríquez-Castillo, M.A., 2008, Termocronología U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de intrusivos de la Sierra Blanca, NW Sonora: Ejemplo de interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y las rocas encajonantes del basamento metaígneo mesoproterozoico: Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de licenciatura, 74 p. (inédita).
- Enríquez-Castillo, M.A.; Iriondo, Alexander; Chávez-Cabello, Gabriel; y Kunk, M.J., 2009, Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas—termocronología de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 61, núm. 3, p. 451–483.
- Espinoza, I.; Iriondo, Alexander; Premo, W.R.; Paz, F.; y Valencia-Moreno, Martín, 2003, Geochemistry and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of anorthositic rocks at Sierra El Tecolote in the Caborca block, northwestern Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, núm. 4, p. 84 (resumen).
- Espinoza, M.A.; Nourse, J.A.; Premo, W.R.; e Iriondo, Alexander, 2005, Stratigraphy, structure, and U-Pb geochronology of Paleoproterozoic gneisses in Sierra Hornaday and Cerro el Aguila, NW Sonora, Mexico—fingerprints at the truncated margin of Laurentia: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 37, núm. 4, p. 57 (resumen).
- Farmer, G.L.; Bowring, S.A.; Matzel, J.; Espinosa-Maldonado, G.; Fedo, C.; y Wooden, J., 2005, Paleoproterozoic Mojave province in northwestern Mexico? Isotopic and U-Pb zircon geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 183–198.
- Farmer, G.L., y DePaolo, D.J., 1984, Origin of Mesozoic and Cenozoic granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure; 2. Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granite in the Precambrian craton: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, núm. 10, p. 10141–10160.
- Farmer, G.L.; Espinosa, G.; Morales, M.; Martin, M.W.; y Bowring, S.A., 2001, Nd isotope constraints on sources of Neoproterozoic to Early Cambrian siliciclastic sedimentary rocks in northern Sonora: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, núm. 5, p. 437–446.
- Frost, C.D., y Frost, B.R., 1997, Reduced rapakivi-type granites—the tholeiite connection: *Geology*, v. 25, p. 647–650.
- Gehrels, G.E., y Stewart, J.H., 1998, Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata of Sonora, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 2471–2487.
- Gehrels, G.E.; Dickinson, W.R.; Ross, G.M.; Stewart, J.H.; y Howell, D.G., 1995, Detrital zircon reference for Cambrian to Triassic miogeoclinal strata of western North America: *Geology*, v. 23, p. 831–834.
- González-León, C.M.; Stanley, G.D.; Gehrels, G.E.; y Centeno-García, Elena, 2005, New data on the lithostratigraphy, detrital zircon and Nd isotope provenance, and paleogeographic setting of the El Antimonio Group, Sonora, Mexico, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 259–282.
- Gutiérrez-Coronado, A.; Iriondo, Alexander; Rodríguez-Castañeda, J.L.; Wooden, J.L.; Budahn, J.R.; Lozano-Santa Cruz, Rufino; y Hernández-Treviño, T., 2008, Paleoproterozoic gneisses of the San Luisito Hills in NW Sonora—extending the Mexican Yavapai province of SW Laurentia: *Joint Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 40, núm. 6, p. 144 (resumen).
- Hammond, J.G., 1986, Geochemistry and petrogenesis of Proterozoic diabase in southern Death Valley region of California: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, p. 312–321.
- Hawkins, D.P.; Bowring, S.A.; Ilg, B.R.; Karlstrom, K.E.; y Williams, M.L., 1996, U-Pb geochronologic constraints on the Paleoproterozoic crustal evolution of the Upper Granite Gorge, Grand Canyon, Arizona: *Geological Society of America Bulletin* 108, p. 1167–1181.
- Heaman, L.M., y Grotzinger, J.P., 1992, 1.08 Ga diabase sills in the Pahrump Group, California—implications for the development of the Cordilleran miogeocline: *Geology*, v. 20, p. 637–640.
- Herrera-López, P.; Iriondo, Alexander; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2005, Preliminary time constraints and geochemistry of the Proterozoic basement from Sierra Los Ajos and Cerros Las Mesteñas, NE Sonora, Mexico: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa*, v. 25, núm. 1, p. 87–88 (resumen).
- Herrera-Urbina, Saúl; Soto-Verdugo, L.D.C.; Iriondo, Alexander; y Paz-Moreno, F., 2004, El zócalo ígneo-metamórfico pa-

- leoproterozoico Sierrita Prieta, Sonora, México—petrología, geoquímica y geocronología: *Actas INAGEQ*, v. 10, núm. 1, p. 19 (resumen).
- Hill, B.M., y Bickford, M.E., 2001, Paleoproterozoic rocks of central Colorado—accreted arcs or extended older crust?: *Geology*, v. 29, p. 1015–1018.
- Hoffman, P.F., 1989, Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga): *Geology*, v. 17, p., 135–138.
- Hoffman, P.F., 1991, Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out?: *Science*, v. 252, p. 1409–1412.
- Iriondo, Alexander, 2001, Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico—tectonic constraints on the SW margin of Laurentia: Boulder, University of Colorado, disertación doctoral, 222 p. (inédita).
- Iriondo, Alexander, 2005, The Caborca oroclinal bend—a testable hypothesis to explain the NW-SE geological trend of Paleoproterozoic provinces in the Mexican SW Laurentia: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa*, v. 25, núm. 1, p. 85 (resumen).
- Iriondo, Alexander, 2007, Precambrian geology in NW Mexico—new ideas for the distribution of Paleoproterozoic crustal provinces in SW Laurentia: Arizona Geological Society, Symposium Ores & Orogenesis, Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution and Ore Deposits, Tucson, Arizona, p. 94–95 (resumen).
- Iriondo, Alexander, y Premo, W.R., 2003, The Caborca block—an inhomogeneous piece of Paleoproterozoic crust in Sonora: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, núm. 4, p. 67 (resumen).
- Iriondo, Alexander; Miggins, D.; y Premo, W.R., 2003, The Aibó-type (~1.1 Ga) granitic magmatism in NW Sonora, Mexico—failed continental rifting of Rodinia?: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, núm. 4, p. 84 (resumen).
- Iriondo, Alexander; Premo, W.R.; Martínez-Torres, L.M.; Budahn, J.R.; Atkinson, W.W., Jr.; Siems, D.F.; y Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical and temporal characterization of Precambrian basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—its implications for the tectonic reconstruction of southwestern North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, núms. 1 y 2, p. 154–170.
- Iriondo, Alexander; Kamenov, G.D.; y Foster, D.A., 2008, The Sierra Los Tanques ~1.1 Ga granite in NW Sonora—another example of Mesoproterozoic plutonism along the Mexican Yavapai Province: Joint Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 40, núm. 6, p. 144 (resumen).
- Izaguirre-Pompa, A., 2009, El basamento paleoproterozoico (~1.71–1.68 Ga) Yavapai de la región Mina La Herradura en el NW de Sonora—sus implicaciones para el desarrollo del margen continental activo mesozoico-cenozoico del NW de México: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, tesis de maestría en ciencias, 201 p. (inédita).
- Izaguirre-Pompa, A., e Iriondo, Alexander, 2007, Mesoproterozoico (~1.2 Ga) quartzite and intruding anorthosite (~1.08 Ga) from Sierra Prieta, NW Sonora—Mexican additions to the Precambrian history of SW Laurentia: Symposium Ores & Orogenesis, Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution and Ore Deposits, Tucson, Arizona, Arizona Geological Society, p. 147–148 (resumen).
- Izaguirre, A.; Iriondo, Alexander; Wooden, J.L.; Budahn, J.R.; y Schaaf, Peter, 2008, Paleoproterozoic orthogneisses from the Cerro Prieto area—a new addition to the Mexican Yavapai province in NW Sonora: Joint Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 40, núm. 6, p. 143–144.
- Jacques-Ayala, César; Barth, A.P.; Wooden, J.L.; y Jacobson, C.E., 2005, Provenance and U-Pb geochronology of the Late Cretaceous El Chanate Group, NW Sonora, Mexico: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa*, v. 25, núm. 1, p. 160–161 (resumen).
- Jacques-Ayala, César; Barth, A.P.; Wooden, J.L.; y Jacobson, C.E., 2009, Provenance and U-Pb geochronology of the Upper Cretaceous El Chanate Group, northwest Sonora, Mexico, and its tectonic significance: *International Geology Review*, v. 51, núm. 9, p. 1051–1077.
- Jones, C.S., 1998, Proterozoic geologic history of the Vock Canyon area, Cerbat Mountains, northwestern Arizona: Flagstaff, Northern Arizona University, tesis de maestría en ciencias, 125 p. (inédita).
- Karlstrom, K.E., y Bowring, S.A., 1988, Early Proterozoic assembly of tectonostratigraphic terranes in southwestern North America: *Journal of Geology*, v. 96, p. 561–576.
- Karlstrom, K.E., y Bowring, S.A., 1991, Styles and timing of Early Proterozoic deformation in Arizona, in Karlstrom, K.E., ed., *Proterozoic geology and ore deposits of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 19, p. 1–10.
- Karlstrom, K.E., y Bowring, S.A., 1993, Proterozoic orogenic history of Arizona, in Van Schmus, W.R. et al., eds., 1993. *Transcontinental Proterozoic provinces*, in Reed, J.C., Jr.; Bickford, M.E.; Houston, R.S.; Link, P.K.; Rankin, D.W.; Sims, P.K.; y Van Schmus, W.R., eds., *Precambrian—conterminous U.S.: Geological Society of America, The Geology of North America C-2*, p. 188–211.
- Karlstrom, K.E., y Daniel, C.G., 1993, Restoration of Laramide right-lateral strike slip in northern New Mexico by using Proterozoic piercing points—tectonic implications from the Proterozoic to the Cenozoic: *Geology*, v. 21, p. 1139–1142.
- Karlstrom, K.E., y Humphreys, E.D., 1998, Persistent influence of Proterozoic accretionary boundaries in the tectonic evolution of southwestern North America—interaction of cratonic grain and mantle modification events: *Rocky Mountain Geology*, v. 33, p. 161–179.
- Karlstrom, K.E.; Bowring, S.A.; y Conway, C.M., 1987, Tectonic significance of an Early Proterozoic two-province boundary in central Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 529–538.
- Karlstrom, K.E.; Harlan, S.S.; Williams, M.L.; McLelland, J.; Geissman, J.W.; y Åhäll, K.-I., 1999, Refining Rodinia—geologic evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic: *GSA Today*, v. 9, núm. 10, p. 1–7.
- Kirby, E.; Karlstrom, K.E.; Andronico, C.L.; y Dallmeyer, R.D., 1995, Tectonic setting of the Sandia pluton—onorogenic 1.4 Ga granite in New Mexico: *Tectonics*, v. 14, p. 185–201.

- Koehnken, P.J., 1976, Petrology of anorthosites from two localities in northwestern Sonora, Mexico: Los Angeles, University of Southern California, tesis de maestría en ciencias, 97 p. (inédita).
- Li, Y.; Barnes, M.A.; Barnes, C.G.; y Frost, C.D., 2007, Grenville-age A-type and related magmatism in southern Laurentia, Texas and New Mexico, U.S.A.: *Lithos*, v. 97, p. 58–87.
- Li, Z.-X.; Li, X.-H.; Zhou, H.; y Kinny, P.D., 2002, Grenvillian continental collision in south China—new SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia: *Geology*, v. 30, núm. 2, p. 163–166.
- Li, Z.-X.; Zhang, L.; y Powell, C. McA., 1995, South China in Rodinia—part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia: *Geology*, v. 23, p. 407–410.
- Li, Z.-X.; Bogdanova, S.V.; Collins, A.S.; Davison, A.; De Waele, B.; Ernst, R.E.; Fitzsimons, I.C.W.; Fuck, R.A.; Gladkochub, D.P.; Jacobs, J.; Karlstrom, K.E.; Lu, S.; Natapov, L.M.; Pease, V.; Pisarevsky, S.A.; Thrane, K.; y Vernikovskiy, V., 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia—a synthesis: *Precambrian Research*, v. 160, p. 179–210.
- Merriam, R., 1972, Reconnaissance geologic map of the Sonoyta quadrangle, northwest Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 3533–3536.
- Merriam, R., e Eells, J.L., 1978, Reconnaissance geologic map of the Caborca quadrangle, Sonora, Mexico: Hermosillo, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 1, p. 87–94.
- Molina-Garza, R.S., e Iriondo, Alexander, 2005, La megacizalla Mojave-Sonora—la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento del problema, in *Volumen Centenario SGM—Grandes Fronteras Tectónicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 52, núm. 1, p. 1–26.
- Moores, E.M., 1991, Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection—a hypothesis: *Geology*, v. 19, p. 425–428.
- Mosher, S., 1998, Tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, núm. 11, p. 1357–1375.
- Nelson, B.K., y DePaolo, D.J., 1984, 1700 Myr greenstone volcanic successions in southwestern North America and isotopic evolution of the Proterozoic mantle: *Nature*, v. 312, p. 143–146.
- Noguez-Alcántara, Benito, 2008, Reconstrucción del modelo genético y evolución tectónica del yacimiento tipo pórfido cuprífero Milpillas, distrito de Cananea, Sonora, México: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, ERNO, disertación doctoral, 390 p. (inédita).
- Nourse, J.A.; Premo, W.R.; Iriondo, Alexander; y Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, in *Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B.*, eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 123–182.
- Nyman, M.W., y Karlstrom, K.E., 1997, Pluton emplacement processes and tectonic setting of the 1.42 Ga Signal batholith, SW U.S.A.—important role of crustal anisotropy during regional shortening: *Precambrian Research*, v. 82, p. 237–263.
- Nyman, M.W.; Karlstrom, K.E.; Kirby, E.; y Graubard, C.M., 1994, Mesoproterozoic contractional orogeny in western North America—evidence from ca. 1.4 Ga plutons: *Geology*, v. 22, p. 901–904.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; y Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956–983.
- Plumb, K.A., 1991, New Precambrian time scale: *Episodes*, v. 14, núm. 2, p. 139–140.
- Premo, W.R.; Iriondo, Alexander; y Nourse, J.A., 2003, U-Pb zircon geochronology of Paleoproterozoic basement in northwestern Sonora, Mexico—evidence for affinity to SW US provinces: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, núm. 4, p. 67 (resumen).
- Rämö, O.T., y Calzia, J.P., 1998, Nd isotopic composition of cratonic rocks in the southern Death Valley region—evidence for a substantial Archean source component in Mojavia: *Geology*, v. 26, p. 891–894.
- Robb, L.J.; Knoll, A.H.; Plumb, K.A.; Shields, G.A.; Strauss, H.; y Veizer, J., 2004, The Precambrian—the Archean and Proterozoic eons, in *Grandstein, F.M.; Ogg, J.G.; y Smith, A.G.*, eds., *A geologic time scale 2004: Cambridge University Press*, Chapter 9, p. 129–140.
- Sears, J.W., y Price, R.A., 2000, New look at the Siberian connection—no SWEAT: *Geology*, v. 28, p. 423–426.
- Shaw, C.A., y Karlstrom, K.E., 1999, The Yavapai-Mazatzal crustal boundary in the Southern Rocky Mountains: *Rocky Mountain Geology*, v. 34, núm. 1, p. 37–52.
- Silver, L.T., 1960, Age determinations on Precambrian diabase differentiates in Sierra Ancha, Gila County, Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 1973–1974 (resumen).
- Silver, L.T., 1965, Mazatzal orogeny and tectonic episodicity: *Geological Society of America Special Paper 82*, p. 185–186.
- Silver, L.T., 1967, U-Pb isotope relations in Precambrian zircons from Bagdad, Arizona: *Geological Society of America Special Paper 101*, 420 p.
- Silver, L.T., 1969, Precambrian batholiths of Arizona: *Geological Society of America Special Paper 121*, p. 558–559 (resumen).
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 6, p. 955 (resumen).
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1983, Further evidence and analysis of the role of the Mojave-Sonora Megashear(s) in Mesozoic Cordilleran tectonics: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 15, p. 273 (resumen).
- Silver, L.T.; Anderson, C.A.; Crittenden, M.; y Robertson, J.M., 1977, Chronostratigraphic elements of the Precambrian rocks of the southwestern and far western United States: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 9, p. 1176 (resumen).

- Silver, L.T.; Conway, C.M.; y Ludwig, K.R., 1986, Implications of a precise chronology for Early Proterozoic crustal evolution and caldera formation in the Tonto Basin-Mazatzal Mountains region, Arizona: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, p. 413 (resumen).
- Smith, D.R.; Barnes, C.; Shannon, W.; Roback, R.; y James, E., 1997, Petrogenesis of mid-Proterozoic granitic magmas—examples from central and west Texas: Precambrian Research, v. 85, p. 53–79.
- Smith, D.R.; Noblett, J.; Wobus, R.A.; Unruh, D.; Douglass, J.; Beane, R.; Davis, C.; Goldman, S.; Kay, G.; Gustavson, B.; Saltoun, B.; y Stewart, J., 1999, Petrology and geochemistry of late-stage intrusions of the A-type, mid-Proterozoic Pikes Peak batholith (Central Colorado, USA)—implications for petrogenetic models: Precambrian Research, v. 98, p. 271–305.
- Soto-Verdugo, L.D.C., 2006, El zócalo ígneo-metamórfico Sierrita Prieta, Sonora norte central, México—características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas: Hermosillo, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 115 p. (inédita).
- Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: Earth and Planetary Science Letters, v. 26, p. 207–221.
- Stewart, J.H., 1972, Initial deposits in the Cordilleran geosyncline—evidence of a late Precambrian (<850 m.y.) continental separation: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1345–1360.
- Stewart, J.H., 1988, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico: Geology, v. 16, p. 186–189.
- Stewart, J.H.; McMenamin, M.A.S.; y Morales-Ramírez, J.M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico—physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: U.S. Geological Survey Professional Paper 1309, 36 p.
- Stewart, J.H.; Gehrels, G.E.; Barth, A.P.; Link, P.K.; Christie-Blick, N.; y Wrucke, C.T., 2001, Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Cambrian arenites in the western United States and northwestern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 1343–1356.
- Stewart J.H.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Palmer, A.R., 2002, Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico—Rodinian supercontinent to Laurentian Cordilleran margin, in Barth, A., ed., Contributions to crustal evolution of the southwestern United States: Geological Society of America Special Paper 365, p. 5–48.
- Thompson, A.G.; Grambling, J.A.; y Dallmeyer, R.D., 1991, Proterozoic tectonic history of the Manzano Mountains, central New Mexico: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin 137, p. 71–77.
- Valenzuela-Navarro, L.C.; Valencia-Moreno, M.; Iriondo, Alexander; y Premo, W.R., 2003, The Crestón granite—new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe area, north-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 35, núm. 4, p. 83 (resumen).
- Valenzuela-Navarro, L.C.; Valencia-Moreno, M.; Calmus, Thierry; Ochoa-Landín, Lucas; y González-León, C.M., 2005, Marco geológico del pórfido de molibdeno El Crestón, Sonora central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, núm. 3, p. 345–357.
- Vernon, R.H., 1987, Oriented growth of sillimanite and andalusite, Placitas-Juan Tabo area, New Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 580–590.
- Whitmeyer, S.J., y Karlstrom, K.E., 2007, Tectonic model for the Proterozoic growth of North America: Geosphere, v. 3, núm. 4, p. 220–259.
- Williams, M.L., 1991, Early Proterozoic low-pressure high-temperature metamorphism in Arizona, in Karlstrom, K.E., ed., Proterozoic geology and ore deposits of Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 19, p. 11–26.
- Windley, B.F., 1993, Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections: Journal of the Geological Society (Londres), v. 150, p. 39–50.
- Wooden, J.L., 1997, Crustal history and processes as reflected in lead isotopic signatures—some examples from North America: Lunar and Planetary Institute, Seventh Annual V.M. Goldschmidt Conference, Houston, LPI Contribution No. 921, p. XX (resumen).
- Wooden, J.L., y DeWitt, E., 1991, Pb isotopic evidence for the boundary between the Early Proterozoic Mojave and Central Arizona crustal provinces in western Arizona, in Karlstrom, K.E., ed., Proterozoic geology and ore deposits of Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 19, p. 27–50.
- Wooden, J.L., y Miller, D.M., 1990, Chronologic and isotopic framework for Early Proterozoic crustal evolution in the eastern Mojave Desert region, SE California: Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 20133–20146.
- Wooden, J.L.; Stacey, J.S.; Doe, B.R.; Howard, K.A.; y Miller, D.M., 1988, Pb isotopic evidence for the formation of Proterozoic crust in the southwestern United States, in Ernst, W.G., ed., Metamorphism and crustal evolution of the Western United States: Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, p. 69–86.
- Wooden, J.L.; Nutman, A.P.; Miller, D.M.; Howard, K.A.; Bryant, B.; DeWitt, E.; y Mueller, P.A., 1994, SHRIMP U-Pb zircon evidence for Late Archean and Early Proterozoic crustal evolution in the Mojave and Arizona crustal provinces: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 26, p. 69 (resumen).
- Young, E.D.; Anderson, J.L.; Clarke, H.S.; y Thomas, W.M., 1989, Petrology of biotite-cordierite-garnet gneiss of the McCullough Range, Nevada; I, Evidence for Proterozoic low-pressure fluid-absent granulite-grade metamorphism in the southern Cordillera: Journal of Petrology, v. 30, p. 39–60.

González León, C.M.; Lawton, T.F.; y Weber, Reinhard, 2011, Estratigrafía del Triásico y el Jurásico Inferior de Sonora, México, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 3, p. 57–80, 5 figs.

Capítulo 3

ESTRATIGRAFÍA DEL TRIÁSICO Y EL JURÁSICO INFERIOR DE SONORA, MÉXICO

*Carlos M. González León¹,
Timothy F. Lawton² y
Reinhard Weber^{3,†}*

RESUMEN

Las rocas del Triásico y el Jurásico Inferior están representadas en Sonora por las formaciones que pertenecen a los Grupos Barranca y El Antimonio, las cuales se hallan en una franja de afloramientos discontinuos que van de la parte central a la noroccidental del Estado, respectivamente. El Grupo Barranca está constituido por las Formaciones Arrayanes, Santa Clara y Coyotes, mientras que el Grupo El Antimonio lo está por las Formaciones Antimonio, Río Asunción y Sierra de Santa Rosa. El Grupo Barranca se depositó en una cuenca marginal (San Marcial) donde predominaba la sedimentación fluvial, lacustre, pantanosa y aluvial, con influencia menor de ambiente marino somero, por lo que contiene una abundante flora fósil en la Formación Santa Clara. En contraste, el Grupo El Antimonio se depositó en ambientes predominantemente marinos y la abundante fauna de corales, bivalvos, gasterópodos y amonites, entre otros grupos, que contienen sus formaciones, ha permitido asignarle edades más precisas. A pesar de las pocas similitudes litológicas que existen entre las formaciones de dichos grupos, éstas son crono-correlacionables y el cambio lateral de facies litológicas entre ambos grupos puede observarse en la secuencia triásico-jurásica(?) que aflora en la sierra de Santa Teresa, en el centro de Sonora.

La composición detrítica del Grupo Barranca está dominada por clastos de cuarzo, feldespato, cuarzarenita, pedernal y caliza paleozoica fosilífera, lo cual contrasta con la de El Antimonio, donde abundan los fragmentos líticos derivados de terrenos volcánicos y plutónicos. El fechamiento de circones detríticos de ambos grupos indica, sin embargo que sus sedimentos fueron derivados de los basamentos proterozoicos regionales, así como de rocas ígneas de arco volcánico de edad pérmica, triásica y jurásica.

Otra unidad correlativa en Sonora, que no se ha asignado a alguno de ambos grupos, es la Formación Basomari, formada por conglomerado, arenisca y limolita roja de origen aluvial y fluvial, así como por toba riolítica del Jurásico Temprano. De acuerdo con su edad, su posición geográfica en el norte del Estado, su influencia volcánica y porque la sobreyacen otras unidades continentales con areniscas eólicas intercaladas, ésta se considera como parte del arco volcánico jurásico, formado sobre la región cratónica de América del Norte.

Palabras clave: Estratigrafía, Triásico, Jurásico Inferior, Sonora, México.

¹Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000.
E-mail: cmgleon@servidor.unam.mx

²Department of Geological Sciences, New Mexico State University, MSC 3AB, P.O. Box 30001, Las Cruces, NM 88003, USA. E-mail: tlawton@nmsu.edu

³Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D.F., México.

[†]Fallecido.

ABSTRACT

The Triassic and Lower Jurassic strata of Sonora are assigned to the Barranca and El Antimonio Groups, which occur as isolated outcrops from central to northwestern Sonora, respectively. The Barranca Group is constituted by the Arrayanes, Santa Clara, and Coyotes Formations, while the El Antimonio Group is composed of the Antimonio, Río Asunción and Sierra de Santa Rosa Formations. The Barranca Group was deposited in a marginal basin (San Marcial basin) influenced by fluvial, lacustrine and alluvial sedimentation as indicated by its abundant fossil flora, where occasional shallow marine incursions occurred. The El Antimonio Group, on the contrary, records a predominant marine sedimentation as indicated by its diverse and abundant fossils represented by corals, bivalves, gastropods, and ammonites, among other groups, whose identification has permitted to assign precise ages to that lithologic succession. Despite the lithologic and faunistic differences between the groups, their formations can be chrono-correlative and a lithologic facies transition between both successions can be recognized in the Triassic-Lower Jurassic(?) section of the sierra Santa Teresa in central Sonora.

The detrital composition of the Barranca Group is dominated by quartz and feldspar fragments, and by clasts of quartzarenite, chert and fossiliferous limestone of Paleozoic age, which differs from the abundance of lithic fragments derived from volcanic and plutonic sources in the El Antimonio Group. However, detrital-zircon geochronology in both groups indicates that their sediments were derived from the regional Proterozoic basements and from Permian, Triassic and Jurassic arc igneous rocks.

The Basomari Formation, in the northern part of Sonora, is another Lower Jurassic formation that is not assigned to any of these groups. It is composed of a reddish conglomerate, sandstone and siltstone succession of alluvial and fluvial origin that has intercalations of rhyolitic tuff in its upper part. These volcanic rocks have been dated as Early Jurassic, and because they are overlain by other units with interbedded eolian sandstone, they are considered to have been deposited within the Jurassic volcanic arc of cratonic North America, which is well developed in northern Sonora.

Keywords: Triassic, Lower Jurassic, stratigraphy, Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Las rocas sedimentarias triásicas y jurásicas de Sonora están distribuidas del centro al noroeste del estado formando afloramientos aislados de poca extensión, que se localizan justo al sur de la traza de la supuesta falla Mojave-Sonora (Figura 1). Tal distribución se debe en parte a la abundancia de cuerpos plutónicos del Cretácico y Paleógeno que las intrusionan, a las rocas volcánicas de igual edad que las cubren, y a la marcada deformación distensiva, conocida como “Sierras y Valles Paralelos” que las corta y oculta debajo del grueso relleno sedimentario del Neógeno de los valles de Sonora. En este capítulo se describe la estratigrafía y la paleogeografía de las rocas sedimentarias del Triá-

sico y Jurásico Inferior que forman sucesiones litostratigráficas a las cuales se da los nombres de Grupo El Antimonio y Grupo Barranca, así como las de los escasos afloramientos aislados, de la misma edad, de rocas ígneas y metamórficas en Sonora.

Los primeros reportes de las rocas del Triásico de Sonora datan del siglo XIX cuando Rémond de Corbi-neau (1866), notó su presencia con carbón y plantas fósiles en la localidad de Los Bronces, cerca del poblado de San Javier, en el centro de Sonora (*in* Burckhardt, 1930). Este reporte fue también el primero en presentar la existencia de las capas continentales del Mesozoico más antiguo en México. Los fósiles colectados por Rémond fueron identificados por J. S. Newberry y sus resultados publicados en 1876 (*in* Wilson y Rocha, 1946).

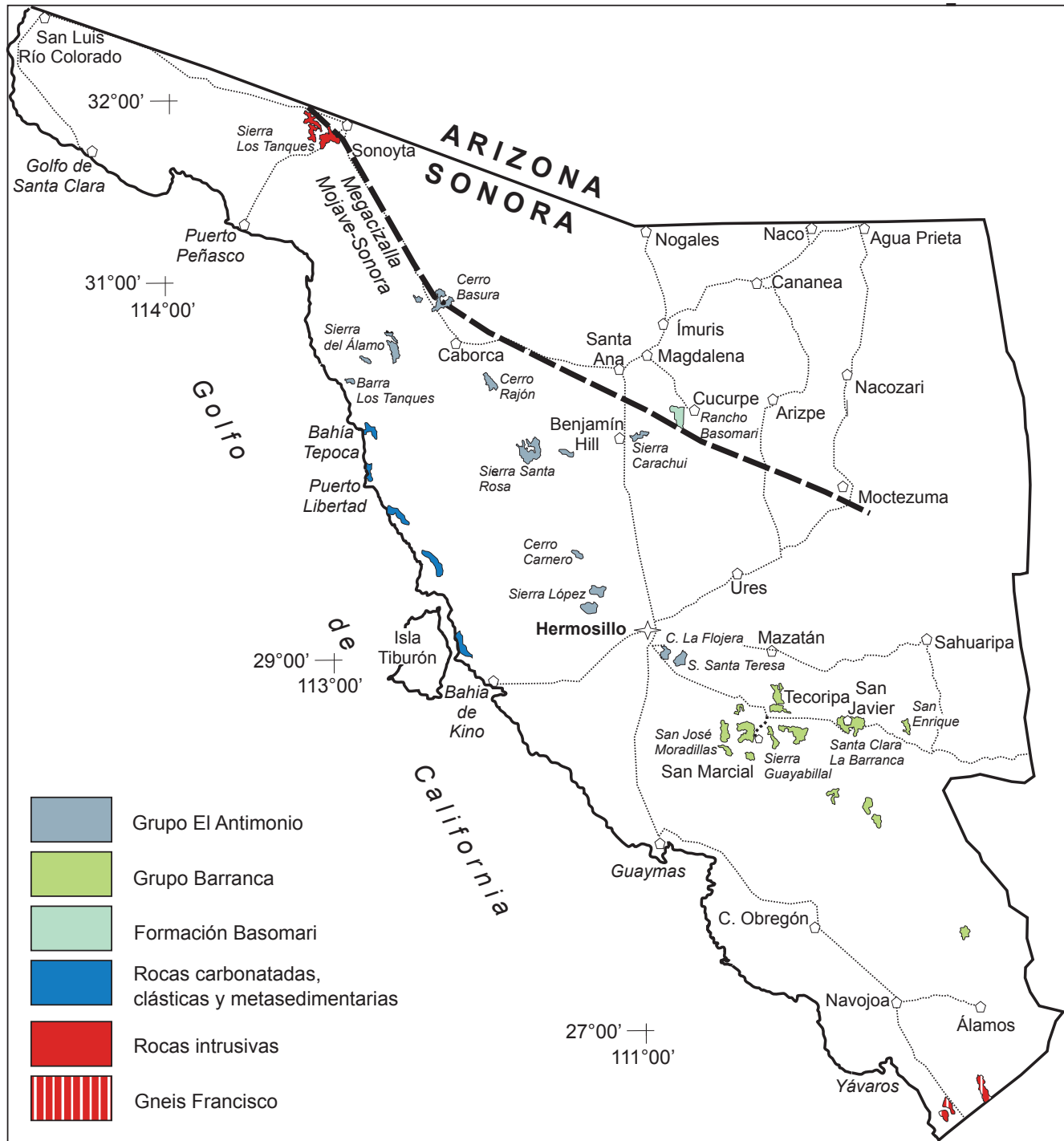


Figura 1. Distribución de las rocas del Triásico y el Jurásico Inferior de Sonora y localización de las principales áreas mencionadas en el texto.

Burckhardt (1930) publicó un listado de las plantas identificadas por J. S. Newberry, G. R. Wieland y E. W. Humphrey, quienes asignaron una edad del Rético

(Triásico Tardío) a esa paleoflora. Un resumen de los trabajos y listado de especies identificadas por diversos autores aparece en Weber *et al.* (1980). A fines de ese

siglo, José G. Aguilera visitó las minas de carbón de la región de San Javier y en 1896 publicó una descripción de ellas (*in* Wilson y Rocha, 1946). Asimismo, Dumble (1900) reportó de la misma región la presencia de las rocas triásicas y, por primera vez, las nombró División Barranca.

Las rocas triásicas de la región del noroeste de Sonora fueron descubiertas por F. E. Wellings y W. T. Keller (Keller, 1928, traducido al español en 1973) en la parte norte de la Sierra del Álamo (mina El Antimonio), quienes colectaron fósiles que en 1923 fueron estudiados por C. Burckhardt. Burckhardt (1930) dividió dichas rocas en ocho unidades, les asignó una edad cárnico-nórica con base en la presencia de bivalvos y amonites, y reportó que descansaban en discordancia sobre calizas del Pérmico que afloran en los cerros Los Monos. Burckhardt (1930) también sintetizó la información existente sobre la sección sedimentaria de la sierra de Santa Rosa, basándose en la información que le fue proporcionada por C. L. Baker y en la que había sido publicada por Keller (1928) y por Jaworski (1929), donde se le asignaba una edad del Jurásico Temprano, con base en la presencia de bivalvos y amonites.

Parte del estado de Sonora fue explorada por Teodoro Flores quien reportó la presencia de las rocas triásicas y jurásicas del centro de Sonora (Flores, 1929). En su amplio trabajo sobre la geología del centro-oriente del Estado, Robert E. King (1939) se refirió a las rocas de la División Barranca de Dumble, llamándolas Formación Barranca y asignándolas al Triásico Superior-Jurásico Inferior. Posteriormente, muchos otros autores considerarían a estas rocas de esa edad, como Wilson y Rocha (1946), quienes realizaron una evaluación de su estratigrafía y de los depósitos de carbón de la región de Santa Clara, en el centro de Sonora. Al mismo tiempo, de la Sierra del Álamo en la región de Caborca, Cooper y Arellano (1946) describieron la estratigrafía de las rocas pérmicas de los cerros Los Monos, nombrándola como Formación Monos y reportando la presencia de rocas del Jurásico Inferior con amonites. Guiza y White (1949) estudiaron la sucesión sedimentaria triásica de esa localidad, para la cual reportaron un espesor de 1,525 m, que consistía en arenisca roja con intercalaciones de limolita, caliza y conglomerado que, en su parte superior, contenía

un nivel con amonites y otra fauna fósil de edad cárnica (Triásico Tardío). Guiza y White (1949) también reconocieron que la sección de rocas triásicas estaba sobreyacida en probable discordancia angular por una gruesa sección de rocas sedimentarias del Jurásico Inferior.

La Formación Barranca fue elevada al rango de grupo por Alencáster de Cserna (1961a) al dividirla en tres unidades que, de la base a la cima, son las Formaciones Arrayanes, Santa Clara y Coyotes. De éstas, solamente la Formación Santa Clara proporcionó fósiles de edad cárnica (Triásico Superior) (Alencaster de Cserna, 1961b). La misma autora también propuso que el Grupo Barranca se haya depositado en la cuenca de San Marcial, la cual tuvo conexión marina con la región de El Antimonio durante el Triásico Tardío.

Posteriormente, entre los años 50 a 80 del siglo pasado, el Grupo Barranca fue objeto de mapeo y exploración en varias localidades del centro de Sonora con el fin de evaluar su potencial carbonífero, tanto por el Consejo de Recursos Minerales como por la Comisión Federal de Electricidad (Bello-Barradas, 1959; Pesquera-Velázquez y Carbonell-Córdoba, 1960; Obregón-Andría y Arriaga-Arredondo, 1991). Recientemente, el carácter estratigráfico del Grupo Barranca fue actualizado por Stewart y Roldán-Quintana (1991), Antuna-Ibarra (2002) y Gutiérrez-Briones (2005).

Otros estudios que ayudaron a entender la litoestratigrafía de las rocas triásicas y jurásicas del noroeste del Estado, en la región de Caborca, han continuado realizándose desde 1979. Brunner (1979) reportó de la parte norte de la Sierra del Álamo una columna sedimentaria de 900 m de espesor, que asignó al Triásico. Posteriormente, la sucesión sedimentaria de la Sierra del Álamo fue nombrada como Formación Antimonio por González-León (1980), asignándole una edad del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Cárnico-Nórico-Hettangiano-Sinemuriano). Hardy (1981) describió la estratigrafía de la sección del Jurásico Inferior que aflora en la sierra de Santa Rosa, llamándola Formación Sierra de Santa Rosa. Dowlen y Gastil (1981) dieron a conocer la sección sedimentaria completa de los cerros Pozos de Serna, que antes había sido asignada al Jurásico Tardío por Beauvais y Stump (1976), pero que posteriormente fue reasignada al Jurásico Temprano

por Calmus *et al.* (1997), Linares *et al.* (1997) y Lucas *et al.* (1999).

A estos trabajos siguieron varios otros que ayudaron a entender mejor las rocas triásico-jurásicas del noroeste de Sonora. Un estudio que reportó parte de la riqueza fosilífera cárnica y nórica de la Formación Antimonio fue publicado por Stanley *et al.* (1994), dando a conocer varias especies de esponjas, corales, bivalvos, braquiópodos, aulacocerátidos y gasterópodos. La edad de la sucesión sedimentaria de la Sierra del Álamo (Formación Antimonio) fue reasignada al Pérmico Tardío-Triásico-Jurásico Temprano, gracias al esfuerzo de varios investigadores que descubrieron nuevos fósiles en diversos intervalos de su columna estratigráfica (Lucas y González-León, 1995; Lucas *et al.*, 1996; Damborenea y González-León, 1997; Lucas y Estep, 1997; Lucas *et al.*, 1997a, 1997b; McRoberts, 1997; Stanley y González-León, 1997; Lucas y Estep, 1999a; Taylor *et al.*, 2001). Asimismo, dicha sucesión sedimentaria fue medida en detalle, dividida en secuencias y correlacionada con las de la sierra de Santa Rosa, cerros Pozos de Serna y otras localidades del noroeste (González-León, 1997; Goodwin, 1999) y centro de Sonora (Lucas y González-León, 1994; Goodwin y Stanley, 1997; Stewart *et al.*, 1997). La probable correlación de esta sucesión con rocas del suroeste de los Estados Unidos de América, sobre todo con las del sureste de California y sur de Nevada, fue también evaluada en varios trabajos estratigráficos (Stanley y González-León, 1995; González-León, 1997; Lucas *et al.*, 1997b; Marzolf, 2000; Marzolf y Anderson, 2005; González-León *et al.*, 2005) y paleomagnéticos (Cohen *et al.*, 1986; Molina-Garza y Geissman, 1996, 1999; Steiner *et al.*, 2005). Lucas y Estep (1999a) propusieron dividir a la Formación Antimonio en tres unidades que llamaron Formación Antimonio, Formación Río Asunción y Formación Sierra de Santa Rosa, y González-León *et al.* (2005) propusieron modificaciones a los límites entre estas unidades y elevaron formalmente a rango de grupo dicha sucesión sedimentaria, aunque anteriormente López-Ramos (1980, fig. II-8, p. 89) ya le había asignado el mismo nombre. Scholz *et al.* (2008) han contribuido recientemente a la descripción de la abundancia de bivalvos de la Formación Sierra de Santa Rosa.

GRUPO EL ANTIMONIO

Esta unidad litoestratigráfica está mejor expuesta en la región de Caborca, noroeste de Sonora, aunque sus afloramientos se conocen hasta el centro del Estado (Figura 1). Se divide en tres unidades que, de la más antigua a la más joven, son las Formaciones Antimonio, Río Asunción y Sierra de Santa Rosa (Lucas y Estep, 1999a; González-León *et al.*, 2005).

Las secciones más completas del Grupo El Antimonio fueron medidas en detalle en la Sierra del Álamo y en la Sierra de Santa Rosa, mientras que otras más incompletas se han reportado de otras localidades (Figura 1). En la Sierra del Álamo, se tiene la localidad tipo de las Formaciones Antimonio y Río Asunción, así como la parte inferior de la Formación Sierra de Santa Rosa (Figura 2). La sección tipo que forma las partes media y superior de la Formación Sierra de Santa Rosa (Figura 2) está localizada en la sierra del mismo nombre, ubicada aproximadamente a 100 km al sureste de la Sierra del Álamo (González-León *et al.*, 2005). A continuación, se hace una descripción de las formaciones del Grupo El Antimonio, tal como se conoce en la Sierra del Álamo y en la Sierra de Santa Rosa.

FORMACIÓN ANTIMONIO

La sucesión litológica de la Formación Antimonio se ha dividido en siete secuencias sedimentarias, cada una de las cuales está limitada por superficies de erosión o discordancias. Algunas de dichas secuencias están compuestas en su base por un conglomerado de origen fluvial o marino marginal, que gradúa hacia arriba a arenisca, limolita y caliza de origen marino somero y a lutita de ambiente marino más profundo con fauna de amonites. El espesor medido de esta formación es de 1,800 m.

La secuencia 1 tiene 100 m de espesor y sobryace en discordancia paralela a las rocas carbonatadas marinas de la Formación Monos, del Pérmico Medio (Cooper, 1953). Consiste en limolita calcárea laminada de color anaranjado a rojizo claro con intercalaciones de capas delgadas de caliza, arenisca de grano fino y conglomerado delgado de clastos finos. De esta secuencia, Lucas *et al.* (1977a) reportaron braquiópodos de la

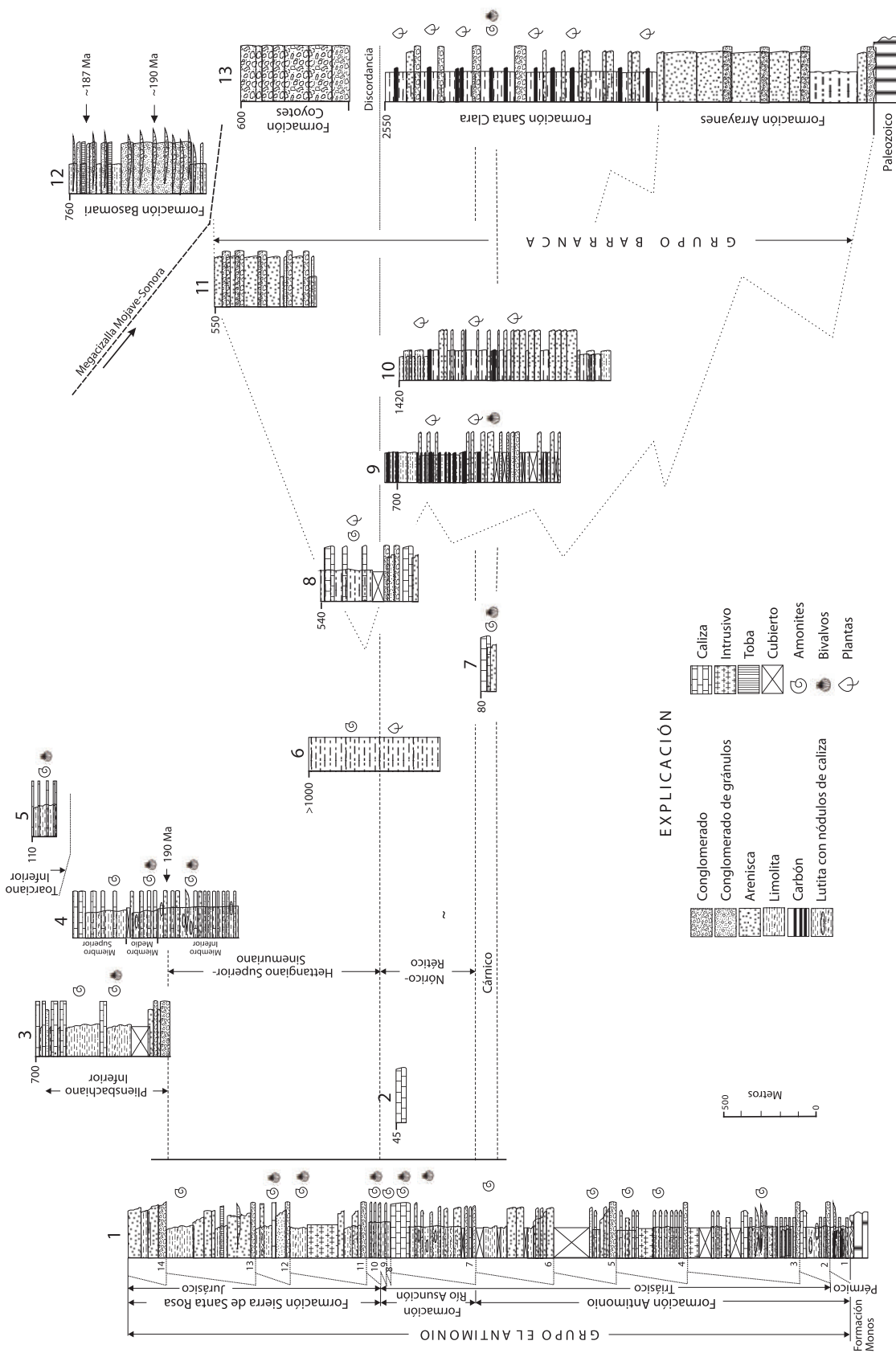


Figura 2. Correlación crono- y litostratigráfica de secciones estudiadas de los Grupos El Antimonio y Barranca en Sonora. Se incluye la columna de la Formación Basomari, del Jurásico Inferior, ubicada al norte de la megacizalla Mojave-Sonora. 1, Sierra del Álamo; 3, Cerros Pozo de Serna; 4, Sierra de Santa Rosa; y 5, Sierra La Jojoba de acuerdo a González-León *et al.* (2005). 2, Barra los Tanques (Goodwin, 1999). 6, Cerro de López (Poole *et al.*, 2000, 2005 e información personal de F.G. Poole, 2006). 7, Cerro la Flojera (Lucas y González-León, 1994). 8, Sierra Santa Teresa (Stewart *et al.*, 1997). 9, San José de Moradillas (Abadie, 1981). 10, San Marcial (Antuna-Ibarra, 2002). 11, Sierra Guayabillal (Gutiérrez Briones, 2005). 12, Rancho Basomari; y 13, región de San Javier-La Barranca-Santa Clara (Stewart y Roldán-Quintana, 1991).

Formación Monos, por lo que también la asignaron al Pérmico Medio, probablemente Guadalupiano.

La secuencia 2 tiene 115 m de espesor. Presenta en su parte inferior un conglomerado de guijarros; en su parte media, limolita rojiza y arenisca de grano fino de color rojizo; y en su parte superior, caliza bioclástica. Lucas *et al.* (1997a) propusieron que el límite Pérmico-Triásico esté representado por la discordancia que separa a las secuencias 1 y 2, mientras que un estudio magnetoestratigráfico hecho por Steiner *et al.* (2005) indica que esta secuencia representa un intervalo de polaridad geomagnética inversa que pudiera indicar una edad del Dieneriano (Triásico Temprano).

La secuencia 3 tiene 500 m de espesor y su base la forma un conglomerado de guijarros de 15 m de espesor, donde algunos de sus clastos son de caliza derivados de la Formación Monos, dado que contienen fósiles típicos de esa unidad, como braquiópodos, corales y el fusulínido *Parafusulina antimonioensis* (C. Stevens, comunicación escrita, 1996). Esta secuencia continúa hacia arriba, estando compuesta por arenisca, limolita rojiza y caliza con amonites y conodontos del Triásico Inferior (Piso Spathiano Temprano) (Lucas *et al.*, 1997b). La parte superior de esta secuencia está muy cubierta y afectada por cuerpos intrusivos.

La secuencia 4 tiene 330 m de espesor, estando compuesta en su parte inferior por un conglomerado de guijarros de origen fluvial y en su parte superior por arenisca de grano fino, limolita y caliza con amonites del Triásico Medio (Piso Anisiano) (Estep *et al.*, 1997a).

La secuencia 5 tiene 323 m de espesor, estando formada en su parte inferior por un conglomerado de guijarros que gradúa hacia arriba a una sucesión de arenisca y limonita rojiza y caliza con fauna de amonites y restos de ictiosaurios que se asignan al Triásico Medio-Superior (Pisos Ladiniano-Cárnico). La parte superior de esta secuencia está cubierta (González-León, 1997a).

La secuencia 6, de 440 m de espesor, está algo cubierta y presenta en su parte inferior un conglomerado de guijarros, seguido hacia arriba por arenisca de grano fino a mediano y, en su parte superior, lutita rojiza laminada, caliza bioclástica y arenisca de grano fino en capas delgadas. En este nivel marino, al cual se ha

asignado una edad del Cárnico (Triásico Tardío), se ha identificado una gran cantidad de fósiles (Keller, 1928; Burckhardt, 1930; Estep *et al.*, 1997a, b), que consisten en amonites (Figura 3A), aulacocerátidos, bivalvos y restos de ictiosaurios (Lucas y González-León, 1995), incluyendo un cráneo completo de *Shastasaurus altispinus* (Callaway y Massare, 1989).

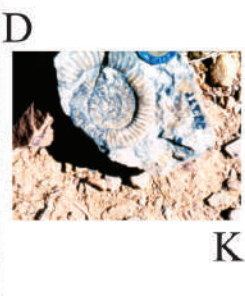
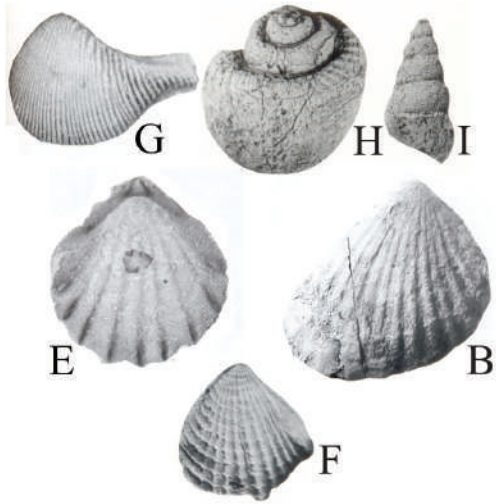
FORMACIÓN RÍO ASUNCIÓN

Esta unidad está formada por las secuencias 7, 8 y 9. La secuencia 7, con 390 m de espesor, presenta en su parte inferior un conglomerado de guijarros que gradúa hacia su parte media a arenisca calcárea y caliza arcillosa con bivalvos (Figura 3B), mientras que su parte superior la forman calizas fosilíferas en capas gruesas (Figura 3C) con intercalaciones menores de lutita y arenisca de grano fino. Su contenido fosilífero es abundante y diverso e incluye una fauna arrecifal de corales, esponjas (Figura 3D), bivalvos (Figura 3E, F), gasterópodos (Figura 3G, H, I) y amonites (Stanley *et al.*, 1994; González-León *et al.*, 1996; McRoberts, 1997; Damborenea y González-León, 1997; Goodwin y Stanley, 1997; Stanley y González-León, 1997; Goodwin, 1999) a la cual se ha asignado una edad del Nórico (zonas Columbianus y Cordilleranus).

La secuencia 8, de 17 m de espesor, consiste en limolita calcárea masiva con amonites, mientras que la secuencia 9, de 27 a 43 m de espesor, está compuesta por caliza bioclástica y arenosa en su parte inferior y limolita calcárea y arenisca de grano fino en su parte superior. Ambas secuencias tienen una fauna de amonites del Rético (González-León *et al.*, 1996).

FORMACIÓN SIERRA DE SANTA ROSA

En la Sierra del Álamo afloran las partes inferior y media de la Formación Sierra de Santa Rosa, donde está constituida por las secuencias 10 a 14. La secuencia 10, de 60 m de espesor, comprende los primeros estratos jurásicos y su base la forma un estrato de arenisca de grano grueso y gránulos cuya base, que descansa sobre la secuencia 9, consiste en una discordancia por erosión entre las rocas triásicas y jurásicas. Este estrato de arenisca pasa hacia arriba a limolita, lutita y cali-



za con amonites del Hettangiano tardío-Sinemuriano temprano (Zonas Canadensis y Trigonatum) (González-León *et al.*, 1996; González-León, 1997b; Lucas y Estep, 1999b; Taylor *et al.*, 2001; González-León *et al.*, 2000).

La secuencia 11, de 280 m de espesor, presenta en su parte inferior un intervalo de conglomerado de 20 m de espesor que gradúa hacia su cima a arenisca y limolita. La parte media de esta secuencia está cortada por un intrusivo diorítico y su parte superior la forman lutita calcárea y limolita con amonites del Sinemuriano temprano (Zona Leslei) (Taylor *et al.*, 2001).

De igual manera, la secuencia 12, de 115 m de espesor, presenta en su parte inferior un estrato, de 5 m de espesor, de conglomerado de guijarros que gradúa hacia arriba a arenisca de grano grueso y, después, a caliza arenosa, mientras que su parte superior la forman intercalaciones de lutita y limolita masiva, caliza bioclástica, arenisca de grano fino y capas delgadas de tobas. Contiene una fauna de amonites y bivalvos del Sinemuriano tardío (Zonas Carinatum y Jamesi; Pálffy y González-León, 2000; Taylor *et al.*, 2001).

La secuencia 13, de 465 m de espesor, la forman en su parte inferior conglomerado de guijarros con intercalaciones de arenisca de grano grueso (Figura 3J) y de grava de grano fino, limolita y toba volcánica. Sus partes media y superior están constituidas por arenisca de grano fino, limolita y lutita calcárea en capas delgadas y laminadas con estructuras sedimentarias y biogénicas, que indican que fueron depositadas como turbidita en ambiente marino profundo. La turbidita presenta, en algunas partes, amonites que indican una edad del Sinemuriano tardío (Pálffy y González-León, 2000).

La secuencia 14, de 250 m de espesor, está formada, en su parte inferior, por conglomerado que hacia arriba presenta intercalaciones de arenisca y limolita, mientras que su parte superior está formada por capas de arenisca de grano mediano a grueso.

La sección jurásica que aflora en la sierra de Santa Rosa fue denominada Formación Sierra de Santa Rosa por Hardy (1981), con un espesor de 1,450 m, quien la dividió en los miembros inferior, medio y superior. La base de esta unidad no aflora en la sierra de Santa Rosa, ya que está en contacto tectónico con rocas metamórficas del basamento proterozoico, por lo que su columna compuesta fue medida en varios afloramientos (Hardy, 1981; Damborenea y González-León, 1997). El miembro inferior (353 m) consiste en su parte basal de arenisca con intercalaciones menores de conglomerado de guijarros, limolita y lutita. En su parte media, se tiene arenisca de grano fino con intercalaciones de caliza arenosa, caliza bioclástica y lutita calcárea con bivalvos y amonites (Figura 3K). La parte superior del miembro inferior está formada por una sucesión de arenisca, escasas capas delgadas de conglomerado fino, limolita y lutita calcáreas y capas delgadas de caliza que gradúan hacia arriba al miembro medio formado por arenisca de grano fino, lutita calcárea laminada, caliza arenosa con bivalvos y amonites y caliza gruesa con corales coloniales (Figura 3L). El miembro superior está formado por una alternancia de arenisca, lutita y caliza bioclástica. Los amonites de esta formación permiten asignar el miembro inferior al Sinemuriano tardío (Zona Harbledownense) y los miembros medio y superior al Pliensbachiano temprano (Pálffy y González-León, 2000).

Figura 3. Fotos de afloramientos y fósiles del Grupo El Antimonio. A, amonites y crinoideos del Cárnico (secuencia 6) de la Formación Antimonio en la mina El Antimonio, Sierra del Álamo. B-I, fósiles y afloramientos de roca de la secuencia 7 (Nórico), Formación Río Asunción, Sierra del Álamo: B, *Misidioptera mexicana* (bivalvo, tomado de Damborenea y González-León, 1997); C, calizas arrecifales fosilíferas; D, caliza con esponjas; E, *Propeamussium cf. schaffhaeutli* (bivalvo; tomado de McRoberts, 1997); F, *Myophorigonia salasi* Alencáster (bivalvo, tomado de Stanley *et al.*, 1994); G, *Xiaoschuiculana tozer* McRoberts (bivalvo tomado de McRoberts, 1997); H, *Omphaloptychia* sp.; e I, *Promathilda* sp. (gasterópodos tomados de Stanley *et al.*, 1997) (El permiso para reproducir las ilustraciones F, H e I fue otorgado por el Dr. Roger Thomas de The Paleontological Society). J, capas de areniscas de la secuencia 13 de la Formación Sierra de Santa Rosa, Sierra del Álamo. K, amonita del miembro medio de la Formación Sierra de Santa Rosa, Sierra de Santa Rosa. L, corales coloniales en posición de crecimiento en caliza masiva del miembro medio de la Formación Sierra de Santa Rosa, Sierra de Santa Rosa. M, arenisca deformada con microplegamiento y esquistosidad incipiente que probablemente pertenece a la Formación Sierra de Santa Rosa en afloramientos cercanos a Punta Chueca, Sonora.

De acuerdo con su contenido de amonites, el miembro inferior de la Formación Sierra de Santa Rosa se correlaciona en edad con las secuencias 12 y 13 de la misma unidad en la Sierra del Álamo. De igual manera, y apoyando esta correlación, las secuencias 11 y 12 en la Sierra del Álamo presentan una fauna de bivalvos muy similar a la identificada en los miembros inferior y medio en la Sierra de Santa Rosa (Scholz *et al.*, 2008), entre los que se puede mencionar a *Weyla unca*, *Weyla alata*, *Weyla titan*, *Protocardia luggudensis*, *Astarte gueuxi*, *Grammatodon sulcatus*, *Agerchlamys wunschae*, *Parallelodon cf. hirsionensis*, *Grammatodon sulcatus*, *Gervillella araucana*, *Gervillella leesi* y *Agerchlamys wunschae*.

La Formación Sierra de Santa Rosa está cubierta de manera discordante por rocas volcánicas de la Formación Cerro San Luis (Hardy, 1981), de probable edad jurásica. Una sección incompleta de la Formación Sierra de Santa Rosa que aflora en la sierra La Jojoba (Figura 1) contiene bivalvos (*Weyla alata* y *Weyla titan*; Scholz *et al.*, 2008) y amonites que la hacen tan joven como del Toarciano temprano (Pálffy y González-León, 2000) (Figura 2).

Otra sección incompleta, de 685 m de espesor, de la Formación Sierra de Santa Rosa aflora también en el área de Pozos de Serna y está en contacto por falla (Dowlen y Gastil, 1981) con rocas sedimentarias del Proterozoico tardío. La parte inferior de esta sección, de 100 m de espesor, consiste en conglomerado y arenisca que pasan hacia arriba a un intervalo cubierto de 100 m de espesor y después a arenisca calcárea, caliza arenosa y lutita calcárea con intercalaciones de caliza micrítica y con una fauna de amonites. La parte más superior de esta sección la forman arenisca calcárea, con intercalaciones de caliza arenosa, y lutita. La fauna de amonites de esta sección fue primero asignada al Jurásico Tardío por Beauvais y Stump (1976), pero posteriormente fue reasignada al Jurásico Temprano por Linares *et al.* (1997), Calmus *et al.* (1997) y Lucas *et al.* (1999), y más precisamente al Pliensbachiano temprano por Pálffy y González-León (2000). Esta sección contiene los bivalvos *Weyla alata* y *Weyla bodenbenderi* (Scholz *et al.*, 2008), que también ocurren en esta formación en las localidades de las sierras del Álamo y Santa Rosa.

OTROS AFLORAMIENTOS DEL GRUPO EL ANTIMONIO

Se ha identificado afloramientos de secciones menos completas del Grupo El Antimonio en las localidades siguientes: En los cerros La Flojera (Figura 2), al sureste de la ciudad de Hermosillo, aflora una sección de 80 m de espesor que consiste en conglomerado, arenisca de grano fino, limolita y caliza con amonites del Carníco (Lucas y González-León, 1994), y que se correlacionan con la secuencia 6 de la Formación Antimonio, en la Sierra del Álamo. En la Sierra Santa Teresa, al sureste de Hermosillo, aflora una sección sedimentaria de ~544 m de espesor, formada por rocas terrígenas y carbonatadas (Figura 2). Un intervalo de esta sección contiene una asociación fosilífera de esponjas y corales muy similar a la que se presenta en la secuencia 7 de la Formación Río Asunción y, en su parte superior, un intervalo con amonites de probable edad del Jurásico Temprano (Stewart *et al.*, 1997; Goodwin y Stanley, 1997; Goodwin, 1999). Otra sección terrígena y carbonatada, de varios cientos de metros de espesor, aflora en el rancho Placeritos, al sur de la Sierra de López (Formación Gameño, de Poole *et al.*, 2000, 2005) y tiene plantas del Triásico Tardío (Poole, comunicación personal, 2006) y amonites del Sinemuriano (Poole *et al.*, 2000) (Figura 2). De igual modo, en la localidad de Barra Los Tanques, aflora una sección de 45 m de espesor de caliza con una fauna de corales y esponjas de edad nórica que es similar a la parte superior de la secuencia 7, descrita arriba (Goodwin, 1999). Se ha reportado otros afloramientos poco estudiados de estratos marinos con fósiles del Jurásico Inferior de la Sierra Carachui (Flores, 1929), Cerro Rajón (Longoria y Pérez, 1979; Stewart *et al.*, 1997), Cerro Basura (Corona, 1980; *in* Jacques-Ayala, 1993), Sierra El Carnero (Stewart *et al.*, 1997a) y afloramientos aislados ubicados en la parte norte de Hermosillo (Morales-Montaña *et al.*, 1990).

PROVENIENCIA DE ARENISCAS Y CIRCONES DETRÍTICOS

De acuerdo con su composición, la arenisca del Grupo El Antimonio varía de subarcosa a litarenita. Los granos líticos son principalmente de origen volcánico y plutónico, pero los de origen volcánico se hacen más abundantes hacia la parte superior (Formación Sierra

de Santa Rosa) de este grupo. Los clastos del conglomerado de la Formación Antimonio son principalmente de riolita, rocas de composición granítica, pedernal, cuarzarenita y localmente de caliza paleozoica, mientras que los de la parte superior de la Formación Sierra de Santa Rosa son principalmente de riolita, ignimbrita, cuarzarenita, pedernal y rocas andesíticas. Estos datos indican que los sedimentos del Grupo El Antimonio fueron, con mayor probabilidad, derivados de un bloque continental con influencia de arco volcánico (González-León *et al.*, 2005).

Del mismo modo, circones detríticos separados y fechados de tres muestras de arenisca del Grupo El Antimonio dieron poblaciones de edades que caen en los siguientes rangos (González-León *et al.*, 2005). Una muestra de la secuencia 3 de la Formación Antimonio proporcionó circones cuyas edades se agrupan alrededor de 274, 1080, 1430, 1500–1700 y 1870 Ma. Una muestra de circones de la Formación Río Asunción (secuencia 7) dio poblaciones de edades de 244, 256, 340, ~1100, 1420 y 1630–1730 Ma, y otra del miembro medio de la Formación Sierra de Santa Rosa dio edades de 190, ~1040–1090, ~1440 y ~1600 Ma. Los granos con edades entre ~1.1, ~1.4 y 1.6–1.8 Ga son comunes en todas las muestras y, con mayor probabilidad, provienen del basamento ígneo y metamórfico del Precámbrico de Sonora y del suroeste de los E.U.A. (terreno Caborca y provincias Mojave, Yavapai y Mazatzal) y/o son reciclados de la cobertura sedimentaria del Proterozoico Tardío y el Paleozoico que sobreyacen al basamento cristalino mencionado, donde también son abundantes como circones detríticos (Gehrels y Stewart, 1998; Gross *et al.*, 2000; Stewart *et al.*, 2001; González-León *et al.*, 2005). La fuente más probable, por ser la más cercana a Sonora, para los circones detríticos con edades entre 240 y 270 Ma son las rocas plutónicas y volcánicas del Pérmico y del Triásico Inferior que afloran en el sureste de California y occidente de Nevada. Los circones de la población con edad de ~190 Ma del miembro medio de la Formación Sierra de Santa Rosa es probable que provengan de la primera actividad volcánica del arco continental jurásico del suroeste de los E.U.A. y norte de Sonora (ver capítulo 5 de esta obra). Información más actualizada sobre este tema puede encontrarse en Amato *et al.* (2009) y González-León *et al.* (2009).

GRUPO BARRANCA

Este grupo fue formalmente propuesto por Alencáster de Cserna (1961a) "...para incluir las formaciones del Mesozoico inferior (Triásico Superior-Jurásico Inferior?) que afloran en las cercanías de Tónichi y San Marcial...". Las secciones tipo de las Formaciones Arrayanes, Santa Clara y Coyotes que lo componen fueron descritas de sus afloramientos en las cercanías de los antiguos minerales de La Barranca y Santa Clara, localizados entre los poblados de San Javier y Tónichi en la parte central del Estado (Figura 1). Asimismo, Alencáster de Cserna (1961a, b) reportó que la Formación Arrayanes sobreyace en discordancia angular a rocas paleozoicas y que la Formación Santa Clara es la única unidad con fósiles (invertebrados marinos y plantas) que permiten asignarle una edad del Triásico Tardío (Cárnico).

Posteriormente, Stewart y Roldán-Quintana (1991) midieron en detalle a cada una las formaciones del Grupo Barranca en la misma región de San Javier y Santa Clara, cartografiaron la distribución de sus unidades y describieron su relación con las rocas pre- y post-Grupo Barranca.

Adicionalmente, Cojan y Potter (1991) describieron con más detalle a la Formación Santa Clara en esa misma región. De acuerdo con estos autores, el espesor del Grupo Barranca es de aproximadamente 3,000 m y la descripción que sigue de sus formaciones se hace principalmente con base en la publicada por ellos (Figura 2).

FORMACIÓN ARRAYANES

Stewart y Roldán-Quintana (1991) dividieron a esta unidad en miembros inferior, medio y superior. Los miembros inferior y superior están compuestos por arenisca con intercalaciones de conglomerado y limolita. La arenisca se presenta en unidades de 1 a 15 m de espesor, en general siendo masiva o con laminaciones y capas delgadas mal definidas; ocasionalmente, presenta estratificación cruzada planar y estratificación de cuenca. La limolita se presenta en capas delgadas, de hasta 20 m de espesor, que localmente contienen fragmentos de plantas fósiles. Las capas de conglomerado llegan

a presentar clastos de cuarcita y pedernal de color rojizo, de hasta 14 cm de diámetro. El miembro medio de esta formación consiste en limolita rojiza masiva y, en menor proporción, arenisca en capas lenticulares. Se considera que la Formación Arrayanes se depositó en un ambiente fluvial y su espesor se estima en 1,150 m. Según Marzolf y Anderson (2005), su edad pudiera ser del Triásico Medio o Tardío.

FORMACIÓN SANTA CLARA

Es una sucesión sedimentaria compuesta por limolita, lutita de color oscuro, arenisca, conglomerado, lutita carbonosa y capas de carbón que sobreyace en contacto gradacional a la Formación Arrayanes. Stewart y Roldán-Quintana (1991) reconocieron que estas litologías se arreglan en dos tipos de secuencias: de grano fino y de grano grueso, que a su vez forman megasecuencias con espesores de 100 a 300 m.

Las secuencias de grano fino están formadas por intercalaciones de lutita, limolita y arenisca. Localmente, la arenisca se presenta como relleno de paleocanales y tiene estratificación cruzada, mientras que la lutita y limolita contiene plantas fósiles y escasos intervalos con fósiles marinos, que consisten en braquiópodos, pelecípodos y amonites.

Las secuencias de grano grueso consisten en proporciones iguales de arenisca y limolita y, en menor proporción, de conglomerado de gránulos y guijarros, arenisca conglomerática, lutita carbonosa, capas de carbón y escasos estratos delgados de tobas. Los estratos de arenisca varían de 1 a 15 m de espesor y generalmente son masivos, pero otros estratos presentan una disminución en el tamaño del grano hacia la cima, quedando compuestos por arenisca conglomerática de grano muy grueso en la parte inferior y de arenisca de grano medio y fino hacia la cima. Otros estratos de arenisca de grano grueso presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y escala grande y se tienen estratos de acreción lateral. Los estratos de limolita son masivos pero, localmente, presentan laminaciones. La lutita carbonosa y las capas de carbón son comunes en estas secuencias.

De acuerdo con Stewart y Roldán-Quintana (1991), las secuencias de grano fino representan subambientes de prodelta y de frente deltaico. Estas secuen-

cias de grano fino gradúan hacia arriba a las secuencias de grano grueso que se interpretan como deltas progradantes que empiezan en su parte inferior con estratos de prodelta y gradúan hacia la cima a estratos de arenisca de origen fluvial con carbón formados dentro de una planicie deltaica con pantanos. Cojan y Potter (1991) estudiaron secciones parciales de la Formación Santa Clara en la región de San Javier y postularon que dicha unidad fue depositada en una planicie costera cruzada por ríos meándricos y con subambientes pantanosos y lacustres.

Según Alencáster de Cserna (1961a), la Formación Santa Clara tiene un espesor de 400 m y su contacto con la Formación Coyotes es transicional, aunque Stewart y Roldán-Quintana (1991) estiman un espesor de 1,400 m, con un contacto con la Coyotes probablemente discordante. Ésta es la única unidad del Grupo Barranca que en ciertos estratos de lutita presenta fósiles marinos de bivalvos y amonites que, aun siendo escasos, permitieron asignarle una edad cárnica (Alencáster de Cserna, 1961b). Contiene, sin embargo, una abundante y diversa tafoflora (Figura 4) (la Tafoflora Santa Clara; Weber *et al.*, 1980) que ha sido descrita e ilustrada en varios estudios por Silva-Pineda (1961), Weber y Zamudio-Varela (1995), Weber (1995, 1996, 1997 y 1999) y Weber *et al.* (1980 y 1995), en los que se ha descrito varios géneros y especies nuevos que corroboran una edad cárnica y, probablemente, nórica (Weber, 1997) para esta formación.

La Tafoflora Santa Clara

La Formación Santa Clara, asignada al Triásico desde el siglo XIX con base en su flora fósil, encierra uno de los conjuntos de plantas fósiles más diversos de las floras norteamericanas de edad similar. Una de esas floras se encuentra en la Formación Chinle, de varios estados del suroeste de los Estados Unidos de América, pero aunque es la más cercana a Sonora, no es la más semejante. Otra, más parecida, está ubicada en una serie de cuencas del este de los EUA, sobre todo en la región de Richmond, Virginia, y en Carolina del Norte. La diferencia entre las floras Santa Clara y Chinle se debe a marcadas diferencias entre los dos regímenes de sedimentación y los ambientes de la vegetación. A di-

ferencia de Chinle, en Virginia y en Sonora las plantas fósiles están asociadas con yacimientos de carbón.

Hasta la fecha, no se ha determinado claramente una secuencia bioestratigráfica en la Formación Santa Clara, pero las asociaciones de plantas de distintos yacimientos locales pueden contrastar mucho. De acuerdo con comparaciones entre un número creciente de muestras locales, un primer grupo de especies se asocia preferentemente con rocas de color oscuro y, a veces, con mantos de carbón; otro grupo, en cambio, se encuentra en secuencias de rocas de colores más claros, sin carbón, que puede incluir cuerpos de arenisca fluvial; y un tercer grupo presenta especies en la gran mayoría de los muestreos. Las plantas fósiles no se sepultaron, por lo normal, exactamente donde vivían, pero sus tafocenosis se pueden entender en términos paleoecológicos. El primer grupo vivía bajo condiciones de drenaje deficiente de poca o nula energía. El segundo, en contraste, se desarrollaba en etapas de drenaje más eficiente. El tercer grupo está formado por especies frecuentes de espectro ecológico amplio. Además, hay especies cuya distribución aleatoria no sugiere una interpretación en términos paleoecológicos.

La taxonomía de la flora se empezó a desarrollar desde que Newberry la reportó por primera vez en 1876, pero no fue sino hasta 1961 cuando apareció el primer trabajo documentado e informativo (Silva-Pineda, 1961). Hoy se sabe que en vez de las aproximadamente 20 especies que eran conocidas en 1961, se tiene por lo menos tres veces más. A partir de 1980, fueron publicados resultados detallados sobre esfenofitas o colas de caballo y pteridofitas o helechos (Weber, 1985a, b; 2000) que, junto con las cicadofitas (Weber 1982, 1997), son co-dominantes en la flora, así como sobre dos pteridospermas enigmáticas y coníferas (Weber, 1982, 1995). Datos inéditos de uno de los autores presentes (R. Weber) indican que dentro de esta flora se tiene representantes de los Equisetales, nuevas formas de helechos y órganos reproductivos de Bennettitales. De esta flora de Sonora, han sido reportados géneros y especies nuevos, como *Sonora-phyllum* Weber (1995), y se ha identificado otros que no se conocía en América, como *Chiropteris* Kurr?, *Haitingeria* Krasser, *Scoresbya* Harris (Weber, 1995); o en México, como *Mertensides* Fontaine, *Cynepteris*

Ash, *Macropterygium* Schimper, *Nilsonia* Brongniart y *Elatocladus* Harris.

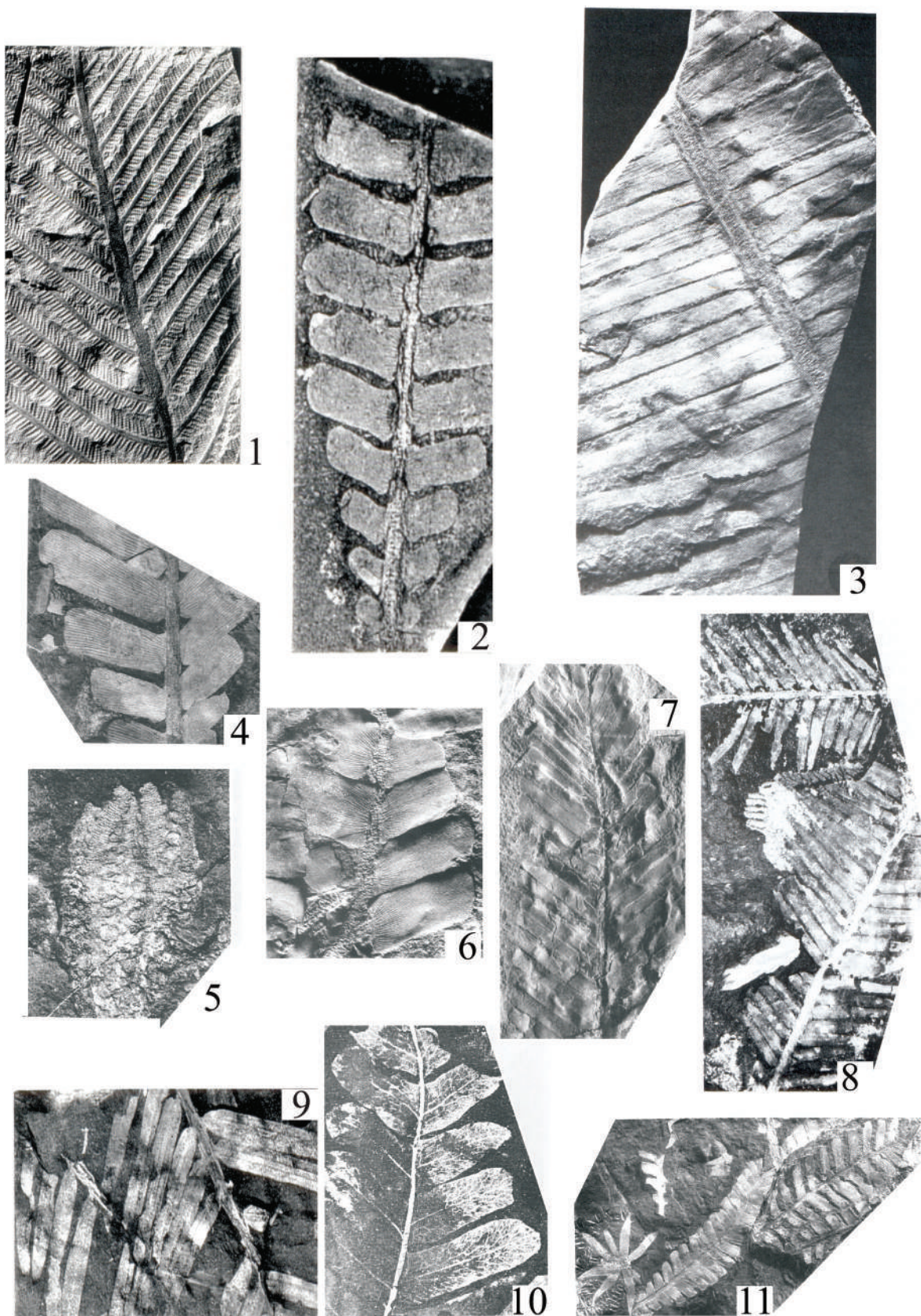
Las Sphenophyta están representadas por el género *Equisetites aequicaliginosus* Weber (2005), y la especie más frecuente de Pteridophyta es *Asterotheca santaclarae* Weber (Figura 4). Los helechos más frecuentes y abundantes son *Asterotheca*, Marattiales y Matoniaceae. *Asterotheca* tuvo su último episodio de distribución amplia en el Cárnico-Nórico. *Phlebopteris*, un género de helechos rarísimo en el Cárnico y escaso a lo largo del resto del Triásico, está representado por tres especies.

En el aspecto fitogeográfico, la flora de la Formación Santa Clara está más estrechamente emparentada con aquéllas de edad similar de América del Norte, el norte de México, y las de Europa occidental y central, que formaban parte de Laurasia. Las especies compartidas con Asia oriental o Cataysia generalmente tienen distribuciones amplias en Laurasia. Como excepción, hay un género de Bennettitales, *Laurozamites* Weber (Figura 4), restringido a América del Norte.

FORMACIÓN COYOTES

Esta unidad está formada principalmente por conglomerado de guijarros y cantos de textura soportada por clastos. Los clastos consisten en fragmentos de cuarcita, pedernal y, escasamente, caliza; varían de angulares a subredondeados y tienen una matriz arenosa. El conglomerado se presenta en estratos de hasta 1.5 m de espesor; algunos presentan afinamiento de grano hacia la cima y es común que sus bases sean contactos por erosión y en forma de paleocanal sobre las capas subyacentes. También, aunque en menor proporción, se presentan interestratificaciones de conglomerado soportado por matriz de arenisca y limolita rojiza.

El origen de la Formación Coyotes se interpreta como fluvial, asociado a ríos y abanicos aluviales y su espesor es de aproximadamente 600 m. La supuesta edad del Jurásico Temprano que le fue asignada por King (1939) no ha sido confirmada debido a su falta de fósiles; sin embargo, y puesto que está sobreyacida en discordancia angular por rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949), su edad es post-triásico tardía (Cárnico) y pre-cretácico tardía.



OTROS AFLORAMIENTOS DEL GRUPO BARRANCA

Otros afloramientos del Grupo Barranca se presentan en el centro de Sonora en forma de un cinturón de afloramientos aislados de rumbo aproximado este-oeste, los cuales han sido poco estudiados, al igual que otros afloramientos de estas mismas rocas que ocurren en el sur del estado.

En la región de San José de Moradillas (Figura 1), se tiene una sección sedimentaria de 800 m de espesor que Abadie (1981) asignó a la "Formación Barranca" [*sic*] (Figura 2). Dicha sección descansa discordantemente sobre rocas paleozoicas y está cubierta por rocas volcánicas más jóvenes. De acuerdo con Abadie (1981), la parte inferior de la sección, que comprende los primeros 200–300 m, está formada por capas gruesas de conglomerado de guijarros con clastos de cuarzenita, arenisca y limolita, y hacia la parte superior de ese intervalo se tiene intercalaciones de limolita y lutita carbonosa que en muchos intervalos fue metamorfoseada a grafito. Hacia la parte media de la sección, se tienen intercalaciones de arenisca lítica y cuarzenita con lutita y limolita carbonosa y capas de carbón que han sido metamorfoseadas a grafito. Estas litologías finas se hacen más abundantes hacia la parte superior de la sección, pero su cima (los 50 m superiores) está formada por limolita y arenisca de colores claros. La lutita carbonosa de la parte media de esta sección contiene bivalvos marinos y plantas fósiles que fueron previamente reportadas de la Formación Santa Clara, en la región de La Barranca (Alencáster de Cserna, 1961b; Silva, 1961). Abadie (1981) interpretó que la litología de la parte inferior (200–300 m) de esta sección representa ambientes fluvial, pantanoso costero y marino somero; y la parte superior, ambientes costero, pantanoso y lagunar con breves incursiones marinas.

En la región de San Marcial (Figura 1), aflora una sucesión sedimentaria que fue explorada por el entonces

Consejo de Recursos Minerales en los años 50 y 70 del siglo pasado para evaluar su potencial carbonífero (ver referencias en Antuna-Ibarra, 2002). El espesor máximo de una sección medida por Bello-Barradas (*in* Antuna-Ibarra, 2002) dentro de esta sucesión fue de 1,400 m (Figura 2), la que consiste en su parte inferior (750 m inferiores) en intervalos gruesos de arenisca rica en cuarzo que gradúa hacia su cima a limolita y lutita, formando ciclos de afinamiento hacia arriba de probable origen fluvial. La parte superior de la sección está formada predominantemente por lutita carbonosa de color gris oscuro con fragmentos de plantas fósiles, limolita, capas de carbón transformadas a grafito y arenisca. Algunas plantas fósiles pertenecen a géneros que han sido reconocidos en la Formación Santa Clara en la región de La Barranca, por lo que la parte superior de esta sección se correlaciona con esa formación y su parte inferior pudiera corresponder en parte a la Formación Arrayanes (Antuna-Ibarra, 2002).

En la Sierra Guayabillal (Figura 1), aflora una sección de origen fluvial de 550 m de espesor, compuesta por arenisca, conglomerado y, en menor proporción, limolita, que Gutiérrez-Briones (2005) asignó a la Formación Coyotes. Otros afloramientos reportados, pero poco estudiados, de rocas correlacionables con el Grupo Barranca se conocen en el centro de Sonora, como el área de San Enrique, donde el entonces Consejo de Recursos Minerales realizó exploración por carbón, y en el sur del estado, en la región de Álamos (Martínez-Jiménez, 1984). Aparte de estos afloramientos del Grupo Barranca, en el centro del estado se tienen varios otros de menor extensión que han sido cartografiados pero no estudiados en detalle.

PROVENIENCIA DE ARENISCAS Y CIRCONES DETRÍTICOS

Los sedimentos terrígenos de las Formaciones Arrayanes y Santa Clara son arenisca rica en cuarzo y feldes-

Figura 4. Plantas fósiles de la Formación Santa Clara (Triásico Tardío), del centro de Sonora. 1, *Asterotheca santaclarae* Weber. 2, *Laurozamites* ex. gr. *fragilis* (Newberry). 3, *Ctenophyllum braunianum*. 4, *Laurozamites tarahumara* var. *dubious* Weber y Zamudio-Varela (1995). 5, *Weltrichia* (C.F.W. Braun) Harris. 6, *Laurozamites yaqui* Weber y Zamudio-Varela (1995). 7, *Laurozamites pima* Weber y Zamudio-Varela (1995). 8, *Elatocladus* sp. 9, *Elatocladus carolinensis* (Emmons) Weber. 10, *Cyneptheris* Ash. 11, *Laurozamites fragilis* (Newberry) Weber y Zamudio-Varela (1995). Fotografías 1, 2, 3, 8 y 9 tomadas de Weber (1997); fotografías 5 y 10 tomadas de Weber *et al.* (1980); fotografías 4, 6, 7 y 11 tomadas de Weber y Zamudio-Varela (1995).

pato, cuya área fuente más probable es el basamento plutónico y metamórfico del Precámbrico de Sonora (Cojan y Potter, 1995; Stewart y Roldán-Quintana, 1995). Los clastos de cuarcita de grano fino y pederrial que ocurren en este grupo y especialmente en la Formación Coyotes provienen con mayor probabilidad del basamento paleozoico, mientras que los de cuarcita de grano grueso se derivan de la sucesión sedimentaria precámbrico-cámbrica de Sonora (Stewart y Roldán-Quintana, 1995). Igualmente, los clastos de caliza con fusulinidos fueron probablemente derivados de las secuencias carbonatadas de plataforma marina, de edad paleozoica, que están ampliamente distribuidas en Sonora.

Fechamientos isotópicos de circones detriticos separados de una muestra de arenisca de la Formación Santa Clara dieron poblaciones que se agrupan en rangos de edades que van de 225 a 235 Ma, de 250 a 280 Ma y otros con edades cercanas a 1,400 Ma (Gehrels y Stewart, 1998).

La pobre clasificación y alta angulosidad de los detritos que forman el Grupo Barranca, el carácter principalmente cuarzoso, arcósico y sublítico de sus sedimentos terrígenos en las Formaciones Arrayanes y Santa Clara (Stewart y Roldán-Quintana, 1991; Cojan y Potter, 1991), y los abruptos cambios de facies y espesor en la Formación Coyotes sugieren que éste fue depositado en una cuenca flanqueada por regiones de relieve pronunciado y con marcada actividad tectónica que exponían las rocas del basamento (Stewart y Roldán-Quintana, 1991). De acuerdo con estas observaciones y por el hecho de que los afloramientos del Grupo Barranca en el centro de Sonora parecen estar restringidos a una región de forma alargada con orientación este-oeste, de aproximadamente 110 km de largo por 40 km de ancho, permitieron a Stewart y Roldán-Quintana (1991) proponer que el Grupo Barranca fuera depositado en una cuenca de tipo *rift*, aunque, según estos mismos autores, tal interpretación no explica fácilmente la depositación marina y deltaica de la Formación Santa Clara.

Igualmente, Cojan y Potter (1991) propusieron que por la abundancia de capas de carbón, lutita de color oscuro y abundancia de flora fósil en la Formación Santa Clara, el clima, al menos durante el depósito

de esta unidad, fue tropical a subtropical caliente con abundante vegetación. Las capas de grafito que también se presentan intercaladas dentro de la Formación Santa Clara fueron producidas por metamorfismo de las capas de carbón en las zonas donde fueron afectadas por el gradiente térmico de los cuerpos ígneos intrusivos del arco laramídico que afectaron a toda la región durante el Cretácico-Terciario.

OTRAS ROCAS DEL TRIÁSICO Y EL JURÁSICO INFERIOR

Otros afloramientos de rocas triásicas de carácter ígneo y metamórfico se presentan en dos áreas localizadas de Sonora. Asimismo, se tiene una unidad sedimentaria, la Formación Basomari, que aflora en la parte norte central de Sonora y que pertenece al Jurásico Inferior, así como varios afloramientos aislados de rocas meta-sedimentarias asignadas al Mesozoico, tentativamente al Jurásico Inferior.

Los primeros afloramientos corresponden a cuerpos plutónicos milonitizados que afloran en un cinturón alargado de aproximadamente 25 km de longitud, ubicado al suroeste de Sonoyta, y que incluye a la Sierra Los Tanques. Éstos consisten principalmente en cuarzo monzodiorita, cuarzo monzonita, diorita, rocas plutónicas máficas miloníticas y rocas graníticas. Uno de los intrusivos monzodioríticos dio una edad U-Pb de aproximadamente 233 Ma (Campbell y Anderson, 2003). El otro afloramiento de rocas triásicas corresponde al Gneis Francisco (Keppie *et al.*, 2006), que es parte del Complejo Sonobari (de Cserna y Kent, 1961), que se extiende desde el norte de Sinaloa al sur de Sonora. El Gneis Francisco está compuesto por rocas gnéicas máficas y félsicas y por gneises pelíticos cuyo composición química es compatible con un protolito de origen volcánico y vulcanosedimentario que probablemente fue formado en un ambiente distensivo de *rift* continental (Keppie *et al.*, 2006). Una edad geocronológica de una roca toleítica del protolito indica que es de ~206 Ma (Nórico, Triásico Tardío).

La Formación Basomari (González-León *et al.*, 2004) es una sucesión sedimentaria de 760 m de espesor que aflora al poniente de Cucurpe, en la región central del Estado. Consiste en una sucesión terrígena compuesta por limolita, arenisca y conglomerado (Figura

2). Su base no está expuesta ya que está fallada contra rocas de la Formación Cucurpe, del Jurásico Tardío. La sobreyace transicionalmente la Arenisca Cerro Agua Grande, del Jurásico Medio, formada por arenisca de origen eólico. Los 120 m inferiores de la Formación Basomari están formados por limolita con escasas intercalaciones de estratos lenticulares, de hasta 10 m de espesor, de conglomerado de gránulos y guijarros. En este intervalo se tiene también intercalaciones de bloques de caliza de probable edad paleozoica (Stephens, 1988), que alcanzan hasta 30 m de espesor y 200 m de largo. El intervalo comprendido entre los 120 y los 510 m de la Formación Basomari corresponde a una megasecuencia cuyo tamaño de grano se afina hacia su cima y que está compuesta por arenisca y limolita con gránulos e intercalaciones de estratos lenticulares de conglomerado de hasta 10 m de espesor. Los lentes de conglomerado están principalmente soportados por clastos, pero también se tiene algunos soportados por una matriz arenosa, y sus bases pueden ser erosivas. Estos lentes de conglomerado son generalmente masivos pero algunos de ellos pueden presentar afinamiento hacia su cima pasando a arenisca con gránulos y limolita con laminación y bioturbación. Localmente, se observa gradación inversa en la parte inferior de algunos lentes de conglomerado, mientras que otros presentan gradación normal y, con menor frecuencia, se observa alineación e imbricación interna de los clastos. Los clastos están mal clasificados, varían de subangulares a subredondeados, alcanzan un tamaño máximo de 70 cm de diámetro y consisten en fragmentos de granito, gneis, diorita, esquisto, basalto vesicular de color gris o andesita basáltica, andesita de colores rojo, verde y púrpura, y otras rocas volcánicas con bandeamiento de flujo. La edad más joven obtenida del fechamiento (método U-Pb) de circones detríticos separados de una muestra de la matriz arenosa de un nivel de conglomerado de esta megasecuencia, da una edad promedio de 191 Ma (Legget et al. (2007) (n=13 granos), sugiriendo una edad del Sinemuriano o el Pliensbachiano temprano. Provisionalmente, se interpretó que la arenisca graduada y la lutita fueran depositadas por corrientes turbidíticas y el conglomerado por flujos de detríticos subacuosos. La parte superior de esta megasecuencia, los 70 m superiores, está formada por arenisca y limo-

lita con gránulos y escasas intercalaciones de estratos lenticulares de conglomerado de gránulos. La parte superior de la Formación Basomari, de 510 a 760 m, está formada por arenisca, conglomerado de gránulos y limolita masiva con intercalaciones de toba riolítica. Dos tobas diferentes, que fueron fechadas por el método U-Pb, dieron edades de *ca.* 189 Ma (Legget et al., 2007), indicando que la parte superior de la Formación Basomari es de edad Pliensbachiana.

Los afloramientos aislados y pequeños de rocas clásticas, carbonatadas y metasedimentarias (Figura 1) que ocurren cerca de la costa de Sonora, entre Puerto Libertad y Bahía de Kino, pudieran ser equivalentes a las rocas de la Formación Sierra de Santa Rosa (Gastil y Krummenacher, 1977). Estas rocas generalmente están recrystalizadas, ya que ocurren como colgantes de techo asociados a cuerpos intrusivos, y presentan, además, una deformación tectónica expresada por plegamiento (Figura 3M).

CORRELACIÓN REGIONAL E INTERPRETACIÓN PALEOGEOGRÁFICA

El contraste que entre sí muestran las sucesiones litoestratigráficas de los Grupos Barranca y El Antimonio fue claramente distinguido por Alencaster de Cserna (1961a), quien notó la naturaleza más continental y terrígena del primero en comparación con el origen marino del segundo. Por esa razón, dicha autora propuso el primer esquema paleogeográfico para explicar las diferencias litológicas y de edad entre ambos grupos. De acuerdo con dicho modelo, el Grupo Barranca se depositó en la cuenca de San Marcial, en el centro de Sonora, la cual fue de carácter continental transicional y con influencia marina durante la acumulación de la Formación Santa Clara; mientras que la sección de El Antimonio, en el noroeste del Estado, habría sido depositada en la Paleobahía del Antimonio, de naturaleza predominantemente marina. En este modelo, ambas cuencas estarían conectadas a través del centro del Estado y serían parte de una misma paleogeografía.

Posteriormente, Stewart y Roldán Quintana (1991) propusieron que el Grupo Barranca haya sido depositado en una cuenca distensiva de tipo *rift*, que fue interpretada como una depresión alargada que

ocupó gran parte del centro de Sonora. Stewart *et al.* (1997) propusieron, también, que los Grupos Barranca y El Antimonio representen rocas con facies diferentes, principalmente continentales y marinas, respectivamente, que fueron formadas en una misma cuenca sedimentaria, siendo la sección del Triásico Superior y Jurásico Inferior que aflora en la Sierra Santa Teresa la facies intermedia entre ambos grupos y regiones.

Por otra parte, González-León (1989) interpretó las rocas del Grupo El Antimonio y las de la Formación Monos como un terreno alóctono, el terreno Antimonio, que fue cabalgado sobre el basamento del Precámbrico y el Paleozoico de Sonora, el terreno Caborca, durante el Jurásico. Con base en la hipótesis de que la sucesión de El Antimonio se correlacione litológica y faunísticamente con las rocas del Triásico y el Jurásico Inferior del suroeste de Nevada, Stanley y González-León (1995) interpretaron que el terreno Antimonio se depositara en una cuenca marina de antearco, cuya posición original se encontraba en el suroeste de los E.U.A. Siguiendo con la idea de correlacionar a las rocas de los Grupos El Antimonio y Barranca con aquéllas de la misma edad del sur de Nevada y sur de California en los E.U.A., González-León (1997a), González-León *et al.* (2005) y Stewart (2005) notaron similitudes de estas rocas con formaciones del Triásico y el Jurásico Inferior de esa región, como las Formaciones Moenkopi, Silver Lake, Fairview Valley, Union Wash, Luning, Kings Sequence, Sunrise, Gabbs y Dunlap, entre otras (Figura 5). Del mismo modo, Marzolf (2000) y Marzolf y Anderson (2005) también consideraron que las secuencias de El Antimonio y Grupo Barranca son correlacionables con las tectonosecuencias Moenkopi, Holbrook, Chinle y Dinosaur Canyon, del sur y suroeste de Nevada y sur de California. Con base en esta correlación, dichas hipótesis consideran que el lugar original de depósito de los grupos El Antimonio y Barranca estuviera en una posición adyacente al suroeste de E.U.A. y que, posteriormente, durante el Jurásico, esos grupos hayan sido trasladados, junto con el terreno Caborca, hasta su posición actual por la megacizalla Mojave-Sonora (ver historia sobre el surgimiento y evolución de esta idea en Molina-Garza e Iriando [2005], Anderson y Silver [2005] y Anderson *et al.* [2005]).

En apoyo de estas ideas, varios autores han encontrado similitudes entre las rocas triásicas y jurásicas de Sonora y las de la región suroeste de los E.U.A. Por ejemplo, según Lucas *et al.* (1997b), las secuencias 2 y 3 de la Formación Antimonio son comparables en su contenido faunístico y sucesión litoestratigráfica a rocas del Smithiano y Spathiano del suroeste de los E.U.A. De acuerdo con Steiner *et al.* (2005), la magnetoestratigrafía de la secuencia 2 de la Formación Antimonio presenta una magnetización remanente que sugiere una paleolatitud de magnetización de $21^\circ (\pm 4^\circ)$ N, en cuyo caso indicaría que estas rocas fueron depositadas en una posición adyacente a la parte noroeste de E.U.A. Blodgett y Frýda (2001) y Blodgett y Stanley (2006) notaron que la fauna de gasterópodos del Triásico Tardío (Nórico medio) de Nevada tiene muchas especies en común con la fauna de gasterópodos nóricos (Erwin *in* Stanley *et al.*, 1994) de la secuencia 7 de la Formación Río Asunción y propusieron que ambas regiones pertenezcan a una misma provincia paleogeográfica, que llamaron la Provincia Nevada-Sonora. También, según Scholz *et al.* (2008), la fauna de bivalvos del Hettangiano y Sinemuriano de la Formación Sierra de Santa Rosa presenta una notable afinidad paleobiogeográfica con la de los terrenos alóctonos Stikinia y Wrangellia, actualmente ubicados en la parte occidental de Canadá.

Asimismo, las rocas triásicas del Grupo El Antimonio han sido correlacionadas con las Formaciones Del Indio y San Hipólito, que afloran en la Península de Baja California (González-León, 1997; González-León *et al.*, 2005). La Formación Del Indio (Philips, 1984), del Triásico Inferior (Smithiano), está formada por conglomerado de clastos de pedernal, arenisca, caliza y lutita que sobreyacen discordantemente a turbidita del Pérmico (Delattre, 1984; Buch, 1984). Esta unidad aflora en la parte oriental de Baja California y a ~250 km al suroeste de la Sierra del Álamo. La Formación San Hipólito (Finch y Abbot, 1977), del Triásico Superior-Jurásico Inferior, alcanza un espesor de 2.4 km aflorando en la Península de Vizcaíno, en Baja California Sur. Está formada, de la base a la cima por: (1) un miembro inferior de pedernal sedimentario de origen marino, que sobreyace a *pillow lavas* con intercalaciones de caliza con fósiles del Triásico Superior; (2) un miembro de caliza con radiolarios de edad nórica

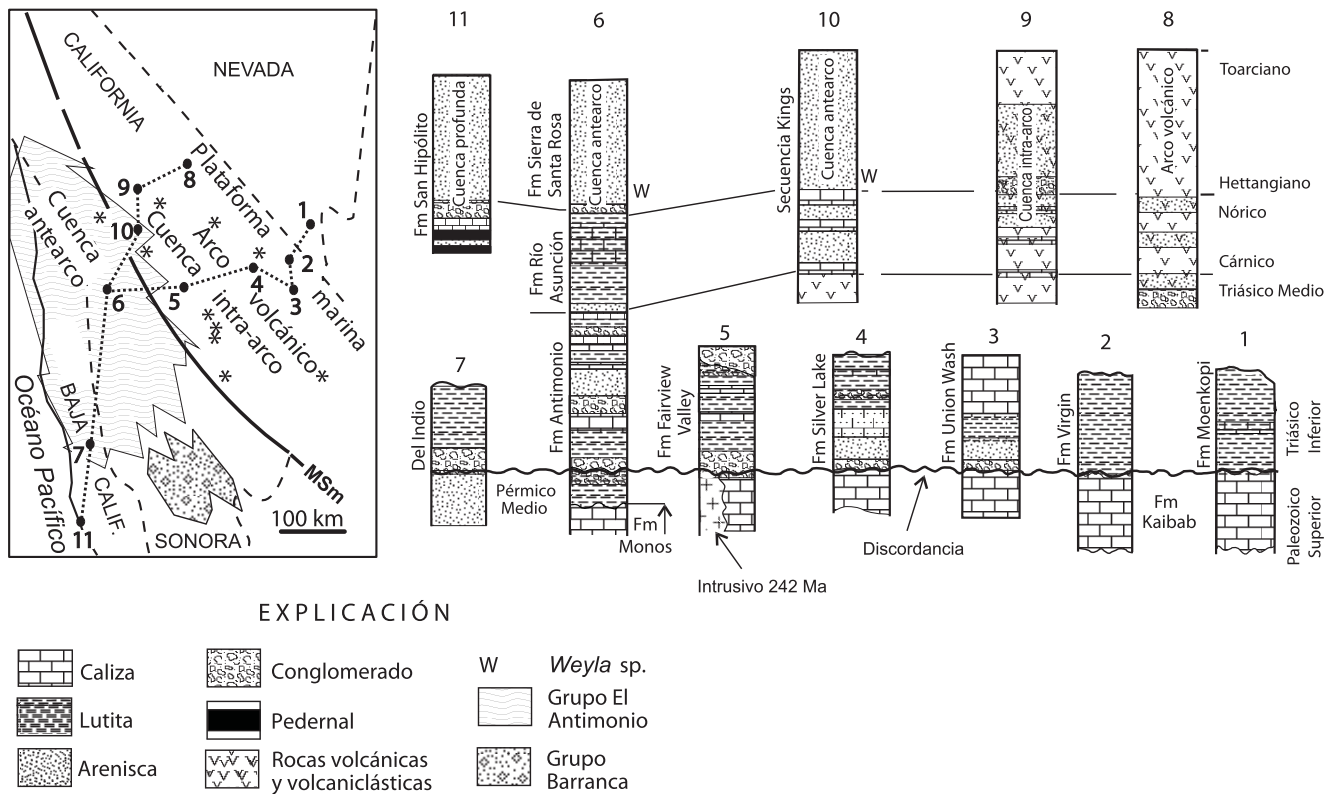


Figura 5. Modelo especulativo de interpretación paleogeográfica que ubica a los Grupos Barranca y El Antimonio en su posición original inferida ubicada adyacente al suroeste de los EUA durante el Jurásico Temprano. Se muestra la traza inferida de la megacizalladura Mojave-Sonora que es una falla hipotética que habría estado activa durante el Jurásico Tardío desplazando a la parte centro y sur de Sonora hasta su posición actual. Se indica también la correlación del Grupo El Antimonio con secuencias del Triásico y el Jurásico Inferior del sur de Nevada, California y Baja California. Columnas 1-5 tomadas de Walker (1987, 1988). Montañas: 1, Spring; 2, Clark; 3, Providence; 4, Soda; y 5, Black. 6, Sierra del Álamo (González-León *et al.*, 2005). 7, El Volcán (Buch, 1984; Delattre, 1984). 8, South Inyo Range; 9, Mineral King; y 10, Southern Sierra (tomados de Saleeby y Busby-Spera, 1992). 11, Vizcaíno (Finch y Abbot, 1977; Whalen y Pessagno, 1984). Las estrellas indican la localización de plutones pérmicos y triásicos, que varían en edad de 230 a 253 Ma en el sur de California (ver González-León *et al.*, 2005, su figura 3, para referencias). Reconstrucción palinspástica de Baja California con respecto a Sonora, antes de la apertura del Golfo de California, de acuerdo a Gastil y Miller (1984, su figura 3).

(Whalen y Pessagno, 1984); (3) un miembro de derrames basálticos con grandes olistolitos de calizas; y (4) un miembro superior de arenisca, lutita y caliza con radiolarios del Jurásico Inferior (Whalen y Pessagno, 1984). Algunos olistolitos de caliza del miembro 3 presentan una asociación fosilífera de corales y esponjas, así como al fósil *Heterastridium conglobatum*, asociación que es similar a la encontrada en la secuencia 7 de la Formación Río Asunción (González-León *et al.*, 2005).

En conclusión, con base en el estado actual del conocimiento de las rocas del Pérmico-Triásico y el Ju-

rásico Inferior de Sonora pertenecientes a los Grupos Barranca y El Antimonio, la hipótesis más desarrollada acerca de su paleogeografía es que ambas sucesiones fueron depositadas en una misma cuenca sedimentaria cuya línea de playa entre ambas estaría ubicada en una posición cercana a la Sierra de Santa Teresa (Stewart, 2005; Marzolf y Anderson, 2005). Es difícil, sin embargo, conciliar el hecho de que los ambientes de depósito inferidos para ellas correspondan a una cuenca de tipo *rift* y a una cuenca de antearco, respectivamente. Así, también se ha propuesto que el depósito original de estas unidades haya ocurrido en una posición adyacente

al suroeste de los E.U.A., dada su probable correlación con rocas de la misma edad que afloran en el oriente de California y sur y oriente de Nevada, y por las edades de sus circones detríticos que apoyan una proveniencia de las rocas proterozoicas, paleozoicas, triásicas y jurásicas que ocurren en esa región. La posición actual de estas rocas (Grupos El Antimonio y Barranca) en el noroeste de México se explicaría porque durante el Jurásico Tardío fueron desplazadas más de 1,000 km por la falla de desplazamiento lateral izquierdo Mojave-Sonora. Los intrusivos triásicos de la región de Sonoyta pudieran ser parte del arco volcánico triásico que también fue transportado por dicha falla y que, además, fueron deformados durante su movimiento (Campbell y Anderson, 2003). El protolito volcánico y vulcanosedimentario del Gneis Francisco, del Nórico, asociado al Complejo Sonobari en el sur de Sonora fue interpretado por Keppie *et al.* (2006) como formado dentro de la misma cuenca de tipo *rift* del Grupo Barranca. Por otra parte, la Formación Basomari, depositada en un ambiente continental y con una edad de 190 Ma, similar a la edad más joven de la Formación Sierra de Santa Rosa, del Pliensbachiano-Toarciano, pudiera ser parte del arco volcánico jurásico formado sobre la región cratónica autóctona de América del Norte, ubicada al norte de la falla Mojave-Sonora (Figura 5).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abadie, V.H., 1981, Geology of part of the Sierra de Moradillas, Sonora, Mexico: Stanford, Calif., Stanford University, tesis de maestría, 87 p. (inédita).
- Alencáster de Cserna, Gloria, 1961a, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, No. 11, Parte 1, p. 1–18.
- Alencáster de Cserna, Gloria, 1961b, 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.
- Amato, J.M.; Lawton, T.F.; Mauel, D.J.; Leggett, W.J.; González-León, C.M.; Farmer, G.L.; y Wooden, J.L., 2009, Testing the Mojave-Sonora megashear hypothesis—evidence from Paleoproterozoic igneous rocks and deformed Mesozoic strata in Sonora, Mexico: *Geology*, v. 37; núm. 1, p. 75–78.
- Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., Eds., 2005, The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 712 p.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora megashear—field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 1–50.
- Antuna-Ibarra, I., 2002, Estratigrafía del Grupo Barranca en la región de San Marcial, Sonora: Hermosillo, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Unidad Académica Hermosillo, tesis de licenciatura, 58 p. (inédita).
- Beauvais, Louise, y Stump, T.E., 1976, Corals, molluscs, and paleogeography of Late Jurassic strata of the Cerro Pozo Serna, Sonora, Mexico: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 19, p. 257–301.
- Bello-Barradas, Alejandro, 1959, Reconocimiento geológico de la zona carbonífera de San Marcial, Sonora: Consejo de Recursos Minerales (México), Archivo técnico OH-20, Hermosillo, 24 p.
- Blodgett, R.B., y Frýda, Jiří, 2001, Upper Triassic gastropod biogeography of western North America: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 33, núm. 3, p. A-53 (resumen).
- Blodgett, R.B., y Stanley, G.D., 2006, Late Triassic gastropod faunas of western North America—a useful tool in terrane analysis: Geological Society of America Abstract with Programs, v. 38, núm. 5, p. 81 (resumen).
- Brunner, Palmira, 1979, Microfacies y microfósiles permo-triásicos en el área El Antimonio, Sonora, México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 11, núm. 1, p. 6–41.
- Buch, P.I., 1984, Upper Permian(?) and Lower Triassic metasedimentary rocks, northeastern Baja California, Mexico, *in* Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 31–36.
- Burckhardt, Ch., 1930, Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: *Mémoire de la Société Paléontologique Suisse*, v. 49, part 1, 123 p.
- Callaway, J.M., y Massare, J.A., 1989, *Shastasaurus altispinus* (Ichthyosauria, Shastasauridae) from the Upper Triassic of the El Antimonio district, northwestern Sonora, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 63, p. 930–939.
- Calmus, T.; Pérez-Segura, E.; y Stinnesbeck, W., 1997, New Middle and Early Jurassic fauna in the Pozos de Serna sequence (Sonora, Mexico)—consequences for the identity and position of the Caborca terrane: *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, Earth and Planetary Sciences, v. 325, p. 257–263.
- Campbell, P.A., y Anderson, T.H., 2003, Structure and kinematics along a segment of the Mojave-Sonora megashear—a strike-slip fault that truncates the Jurassic continental magmatic arc of southwestern North America: *Tectonics*, v. 22, núm. 6, p. 1077, doi: 10.1029/2002TC001367.
- Cohen, K.K.; Anderson, T.H.; y Schmidt, V.A., 1986, A paleomagnetic test of the proposed Mojave-Sonora megashear in northwest Mexico: *Tectonophysics*, v. 131, p. 23–51.
- Cojan, I., y Potter, P.E., 1991, Depositional environments, petrology, and provenance of the Santa Clara Formation, Upper

- Triassic Barranca Group, eastern Sonora, Mexico, in Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., *Studies in Sonoran geology: Geological Society of America Special Paper 254*, p. 37–50.
- Cooper, G.A., 1953, Permian fauna at El Antimonio, western Sonora: *Smithsonian Miscellaneous Collections*, v. 119, no. 2, p. 1–13.
- Cooper, G.A., y Arellano, A.R.V., 1946, Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 30, p. 606–619.
- Corona, F.V., 1980, Reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico: Pittsburgh, University of Pittsburgh, tesis de maestría, 232 p. (inérita).
- Damborenea, S.E., y González-León, C.M., 1997, Late Triassic and Early Jurassic bivalves from Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 178–201.
- Delattre, M., 1984, Permian miogeoclinal strata at El Volcán, Baja California, Mexico, in Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 39, p. 23–29.
- Dowlen, R.J., y Gastil, R.G., 1981, Reconnaissance geology of Cerro Pozo Serna, western Sonora, Mexico, in Ortlieb, Luc, y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Field Guides and Papers*, p. 431–435.
- Dumble, E.T., 1900, Triassic coal and coke of Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 11, p. 10–14.
- Estep, J.W.; Lucas, S.G.; y González-León, C.M., 1997a, Middle Triassic ammonites from Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 155–159.
- Estep, J.W.; Lucas, S.G.; y González-León, C.M., 1997b, Late Triassic (late Carnian) ammonites at El Antimonio, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, Publicaciones Ocasionales núm. 1, p. 16–18.
- Finch, J.W., y Abbott, P.L., 1977, Petrology of a Triassic marine section, Vizcaíno Peninsula, Baja California, Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 19, p. 253–273.
- Flores, Teodoro, 1929, Reconocimientos geológicos en la región central del estado de Sonora: Instituto Geológico de México, Boletín 49, 267 p.
- Gastil, R.G., y Krummenacher, Daniel, 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 189–198.
- Gastil, R.G., y Miller, R., 1984, Prebatholithic paleogeography of Peninsular California and adjacent Mexico, in Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Special Publication 39*, p. 9–16.
- Gehrels, G.E., y Stewart, J.H., 1998, Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeoclinal strata of Sonora, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 2741–2487.
- González-León, C.M., 1980, La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Álamo, estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 4, p. 13–18.
- González-León, C.M., 1989, Evolución de terrenos mesozoicos en el noroeste de México: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 6, p. 39–54.
- González-León, C.M., 1997a, Sequence stratigraphy and paleogeographic setting of the Antimonio Formation (Late Permian-Early Jurassic), Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 136–148.
- González-León, C.M., 1997b, The Triassic-Jurassic boundary in the Antimonio Formation from new evidences: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, Publicaciones Ocasionales núm. 1, p. 33–36.
- González-León, C.M.; Lawton, T.F.; Mauel, D.; Leggett, W.J.; Amato, J.; Iriondo, Alexander; Villaseñor-Martínez, A.B.; y Gehrels, G., 2004, Estratigrafía, geocronología y tectónica de la cuenca Altar-Cucurpe, centro norte de Sonora: *Sociedad Geológica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, 4, Libro de Resúmenes, p. 215 (resumen).
- González-León, C.M.; Stanley, G.D., Jr.; y Taylor, D.G., 2000, Ammonoid discoveries in the Antimonio Formation, Sonora, Mexico—new constraints on the Triassic-Jurassic boundary: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 491–497.
- González-León, C.M.; Stanley, G.D.; Gehrels, G.E.; y Centeno-García, Elena, 2005, New data on the lithostratigraphy, detrital zircon and Nd isotope provenance, and paleogeographic setting of the El Antimonio Group, Sonora, Mexico, in Anderson, T.H., Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 259–282.
- González-León, C.M.; Taylor, D.G.; y Stanley, G.D., Jr., 1996, The Antimonio Formation in Sonora, Mexico and the Triassic-Jurassic boundary: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 418–428.
- González-León, C.M.; Valencia, V.A.; Lawton, T.F.; Amato, J.; Gehrels, G.E.; Leggett, W.J.; Montijo-Contreras, O.; y Fernández, M.A., 2009, The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, Mexico and its paleogeographic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, núm. 2, p. 301–314.
- Goodwin, D.G., 1999, Paleontology, paleoecology, and depositional environments within the Upper Triassic (Norian) carbonate strata of the Antimonio Formation, northwest Sonora, Mexico: Missoula, University of Montana, tesis de maestría, 209 p. (inérita).
- Goodwin, D.G., y Stanley, G.D., Jr., 1997, Norian sponge and coral biostromes in the Antimonio Formation, northwestern Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, núm. 2, p. 160–166.
- Gross, E.L.; Stewart, J.H.; y Gehrels, G.E., 2000, Detrital zircon geochronology of Neoproterozoic to Middle Cambrian miogeoclinal and platform strata—Northwestern Sonora: *Geofísica Internacional (México)*, v. 39, p. 295–308.

- Guiza, Reinaldo, Jr., y White, D.E., 1949, Los yacimientos antimoniales de la región de El Antimonio, estado de Sonora: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales (México), Boletín 23, 48 p. (también publicado en inglés como White, D.E., y Guiza, Reinaldo, Jr., 1950, Antimony deposits of El Antimonio district, Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 962-B, p. 81–119).
- Gutiérrez-Briones, J.F., 2005, Estudio estratigráfico sedimentológico de la Formación Coyotes (Triásico Superior) y su importancia en el entendimiento de la evolución geológica de Sonora central: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 81 p., (inérita).
- Hardy, L.R., 1981, Geology of the central Sierra de Santa Rosa, Sonora, Mexico, in Ortlieb, Luc, y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Field Guides and Papers, p. 73–98.
- Jacques-Ayala, César, 1993, The Cretaceous in the Caborca-Santa Ana region, northern Sonora, Mexico: Cincinnati, University of Cincinnati, disertación doctoral, 145 p. (inérita).
- Jaworski, E., 1929, Eine Liasfauna aus Nordwest-Mexiko: Abhandlungen der Schweizerischen Palaeontologischen Gesellschaft, v. 48, núm. 4, 12 p.
- Keller, W.T., 1973, Observaciones estratigráficas en Sonora: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 35, núms. 1–3, p. 2–22.
- Keppie, J.D.; Dostal, J.; Miller, B.V.; Ortega-Rivera, A.; Roldán-Quintana, Jaime; y Lee, W.K., 2006, Geochronology and geochemistry of the Francisco Gneiss-Triassic continental rift tholeiites on the Mexican margin of Pangea metamorphosed and exhumed in a Tertiary core complex: International Geology Review, v. 48, p. 1–16.
- King, R.E., 1939, Geologic reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625–1722.
- Legget, W.J.; Lawton, T.F.; Amato, J.M.; y González-León, C.M., 2007, New age constraints and geochemical data on Early to Middle Jurassic strata near Cucurpe, Sonora, Mexico—a record of the Cordilleran-Nazas arc in north-central Sonora, in Ores and Orogenesis, A symposium honoring the career of William R. Dickinson: Arizona Geological Society Program with abstracts, p. 148 (resumen).
- Linares, A.; Olóriz, F.; y Villaseñor, A.B., 1997, Presencia de *Tropidoceras flandrini* (Dumortier) en Pozo de Serna, Sonora (México): Revista Española de Paleontología, v. 12, p. 257–264.
- Longoria, J.F., y Pérez-Venzor, J.A., 1979, Bosquejo geológico de los cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 1, p. 119–144.
- López-Ramos, Ernesto, 1980, Geología de México: México, D. F., edición escolar, t. 2, 2ª ed., 454 p.
- Lucas, S.G., y Estep, J.W., 1997, The Liassic bivalve *Weyla* from Sonora, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, Publicaciones Ocasionales núm. 1, p. 45 (resumen).
- Lucas, S.G., y Estep, J.W., 1999a, Permian, Triassic, and Jurassic stratigraphy, biostratigraphy, and sequence stratigraphy in the Sierra del Álamo Muerto, Sonora, Mexico, in Bartolini, Claudio; Wilson, J.L.; y Lawton, T.F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, p. 271–286.
- Lucas, S.G., y Estep, J.W., 1999b, Triassic-Jurassic boundary in the Sierra del Álamo Muerto, Sonora, Mexico: Albertiana, v. 23, p. 36–41.
- Lucas, S.G.; Estep, J.W.; González-León, C.M.; Paull, R.K.; Silberling, N.J.; Steiner, M.B.; y Marzolf, J.E., 1997b, Early Triassic ammonites and conodonts from Sonora, northwestern Mexico: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, H. 9, p. 56–574.
- Lucas, S.G.; Estep, J.W.; y Molina-Garza, R.S., 1999, Early Jurassic stratigraphy and ammonites at Cerro Pozos de Serna, Sonora, Mexico, and their tectonic significance: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, v. 6, p. 357–371.
- Lucas, S.G., y González-León, C.M., 1994, Marine Upper Triassic strata at Sierra la Flojera, Sonora, Mexico: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, v. 1, p. 34–40.
- Lucas, S.G., y González-León, C.M., 1995, Ichthyosaurs from the Upper Triassic of Sonora and the biochronology of Triassic ichthyosaurs, in Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 17–20.
- Lucas, S.G.; Kues, B.S.; Estep, J.W.; y González-León, C.M., 1997a, Permian-Triassic boundary at El Antimonio, Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 14, núm. 2, p. 149–154.
- Lucas, S.G.; Marzolf, J.E.; Silberling, N.J.; y Steiner, M.B., 1996, Lower Mesozoic strata near El Antimonio, Caborca block, Sonora, Mexico—reevaluation of structure and stratigraphy: Geological Society of America Abstract with Programs, v. 28, núm. 7, p. A-184 (resumen).
- Martínez-Jiménez, R., 1984, Prospección geológica del grafito microcristalino del Triásico del municipio de Álamos, Sonora: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 199 p. (inérita).
- Marzolf, J.E., 2000, Triassic paleogeography of the Panthalassan margin of southwestern North America—a regional synthesis based on sequence stratigraphy: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, v. 11–12, p. 1497–1538.
- Marzolf, J.E., y Anderson, T.H., 2005, Lower Mesozoic facies and crosscutting sequence boundaries—constraints on displacement of the Caborca terrane, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 283–308.
- McRoberts, C.A., 1997, Late Triassic (Norian-Rhaetian) bivalves from the Antimonio Formation, northwestern Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 14, núm. 2, p. 167–177.

- Molina-Garza, R.S., y Geissman, J.W., 1996, Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data: *Geology*, v. 24, p. 1131–1134.
- Molina-Garza, R.S., y Geissman, J.W., 1999, Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico—implications for the Cordilleran tectonics and the Mojave-Sonora megashear hypothesis: *Tectonics*, v. 18, p. 293–325.
- Molina-Garza, R.S., e Iriando, A., 2004, La Megacizalla Mojave-Sonora—la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 57, p. 1–26.
- Morales-Montaño, M.; Cota-Reyna, J.; y López-Soto, R., 1990, Cambrian-Jurassic relations in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, núm. 7, p. A114 (resumen).
- Obregón-Andría, Luis, y Arriaga-Arredondo, F., 1991, Coal in Sonora, in Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., *Studies in Sonoran geology: Geological Society of America Special Paper 254*, p. 121–130.
- Pálffy, J., y González-León, C.M., 2000, Lower Jurassic ammonoid biostratigraphy of the Antimonio terrane, Sonora, northwestern Mexico, in Calmus, Thierry, y Pérez-Segura, Efrén, eds., *Cuarta reunión sobre la geología del Noroeste de México y áreas adyacentes, Libro de Resúmenes: Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México Publicaciones Ocasionales Núm. 2*, p. 87–88.
- Pesquera-Velázquez, Rubén, y Carbonell-Córdoba, Manuel, 1960, Geología y exploración de los depósitos de carbón de la región de San Marcial, estado de Sonora: Consejo de Recursos Minerales no Renovables (México), *Boletín* 59, 52 p.
- Rémond de Corbiveau, A., 1866, Notice of geological explorations in northern Sonora: *California Academy of Science Proceedings*, 1ª. serie, v. 3, p. 250–251.
- Philip, B.I., 1984, Upper Permian (?) and Lower Triassic metasedimentary rocks, northeastern Baja California, Mexico, in Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 39, p. 31–36.
- Poole, F.G.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Page, W.R., 2000, Silurian and Devonian carbonate-shelf rocks and Lower Jurassic sequence near Rancho Placeritos, west-central Sonora: 4th Meeting on the Geology of Northwest Mexico and adjacent areas, *Field Trip 2*, 24 p.
- Poole, F.G.; Perry, W.J.; Madrid, R.J.; y Amaya-Martínez, Ricardo, 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia—stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate tectonic model, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 543–596.
- Saleeby, J.B., y Busby-Spera, C.J., 1992, Early Mesozoic tectonic evolution of the western U.S. Cordillera, in Burchfield, B.C.; Lipman, P.W.; y Zoback, M.L., eds., *The Cordilleran Orogen—conterminous U.S.: Boulder, Colo., Geological Society of America, Decade of North America geology, The geology of North America*, v. G-3, p. 107–168.
- Scholz, A.; Aberhan, M.; y González-León, C.M., 2008, Early Jurassic bivalves of the Antimonio terrane (Sonora, NW Mexico)—taxonomy, biogeography, and paleogeographic implications, in Blodgett, R.B., y Stanley, G.D., eds., *The terrane puzzle—new perspectives on paleontology and stratigraphy from the North American Cordillera: Geological Society of America Special Paper 442*, p. 267–310, doi: 10.1130/2008.442(14).
- Silva Pineda, Alicia, 1961, Flora fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico) del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, núm. 11, p. 19–37.
- Stanley, G.D., Jr., y González-León, C.M., 1995, Paleogeographic and tectonic implications of Triassic fossils and strata from the Antimonio Formation, northwestern Sonora: *Geological Society of America Special Paper 301*, p. 17–20.
- Stanley, G.D., Jr., y González-León, C.M., 1997, New Late Triassic scleractinian corals from the Antimonio Formation, northwestern Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 202–207.
- Stanley, G.D., Jr.; González-León, C.M.; Sandy, M.R.; Senowbari-Daryan, B.; Doyle, P.; Tamura, M.; y Erwin, D.H., 1994, Upper Triassic invertebrates from the Antimonio Formation, Sonora, Mexico: *The Paleontological Society Memoir* 36, 33 p.
- Steiner, M.B.; Pinos, O.; Lucas, S.G.; Marzolf, J.E.; y Estep, J.W., 2005, Posible Early Triassic location of the Caborca block, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 309–328.
- Stephens, W.E., 1988, Reconnaissance geology of the Cucurpe region, north-central Sonora, Mexico: University of Pittsburgh, tesis de maestría, 157 p. (inérita).
- Stewart, J.H., 2005, Evidence for Mojave-Sonora megashear—systematic left-lateral offset of Neoproterozoic to Lower Jurassic strata and facies, western United States and northwestern Mexico, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 210–231.
- Stewart, J.H.; Amaya-Martínez, Ricardo; Stamm, R.G.; Wardlaw, B.R.; Stanley, G.D.; y Stevens, C.H., 1997, Stratigraphy and regional significance of Mississippian to Jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 115–135.
- Stewart, J.H.; Gehrels, G.E.; Barth, A.P.; Link, P.K.; Christie-Blick, N.; y Wrucke, C.T., 2001, Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Cambrian arenites in the western United States and northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1343–1356.
- Stewart, J.H., y Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Upper Triassic Barranca Group; nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico: *Geological Society of America Special Paper 254*, p. 19–36.

- Taylor, D.G.; Guex, J.; y Rakus, M., 2001, Hettangian and Sinemurian ammonoid zonation for the western Cordillera of North America: Bulletin de Géologie Lausanne núm. 350, p. 381–421.
- Weber, Reinhard, 1995, A new species of *Scoresbya* Harris and *Sonoraphyllum* gen. nov. (Plantae *Incertae sedis*) from the Late Triassic of Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 12, p. 68–93.
- Weber, Reinhard, 1996, Review of *Macropterygium* Schimper (“Cycadophyta” presumed Bennettiales) and a new species from the Upper Triassic of Sonora, northwestern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, p. 201–220.
- Weber, Reinhard, 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.
- Weber, Reinhard, 1999, New and poorly known ferns from the Santa Clara Formation, Late Triassic, Sonora, NW Mexico: III Marattiales. *Tranquillia* Herbst—a Panamerican dimorphic genus: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 16, p. 175–182.
- Weber, Reinhard; Zambrano-García, A.; y Amozurrutia-Silva, F., 1980, Nuevas contribuciones al conocimiento de la tafoflora de la Formación Santa Clara (Triásico Tardío) de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 4, p. 125–137.
- Weber, Reinhard, y Zamudio-Varela, G., 1995, *Laurozamites*, a new genus and species of bennettitalean leaves from the Late Triassic of North America: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 12, p. 68–93.
- Whalen, P.A., y Pessagno, E.A., Jr., 1984, Lower Jurassic radiolaria, San Hipólito Formation, Vizcaíno Peninsula, Baja California Sur, in Frizzell, V.A., Jr., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 53–66.
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S., 1946, Los yacimientos de carbón en la región de Santa Clara, municipio de San Javier, estado de Sonora: Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, Boletín 9, 108 p.
-

Rodríguez-Castañeda, J.L., y Anderson, T.H., 2011, El arco magmático jurásico en Sonora, México—Distribución, edades y ambiente tectónico, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 4, p. 81–111, 7 figs.

Capítulo 4

EL ARCO MAGMÁTICO JURÁSICO EN SONORA, MÉXICO— DISTRIBUCIÓN, EDADES Y AMBIENTE TECTÓNICO

*José Luis Rodríguez Castañeda¹
y Thomas H. Anderson²*

RESUMEN

El estado de Sonora contiene un registro excelente de rocas ígneas jurásicas que constituyen un segmento de un arco magmático que se extiende desde Alaska hasta el noroeste de México, y que está constituido por rocas volcánicas, volcanoclásticas y clásticas intrusionadas por plutones. Las variaciones litológicas y de edad sugieren que estas rocas jurásicas formen grupos separados por estructuras como la megacizalla Mojave-Sonora, la falla San Antonio, la falla Los Ajos y el Alto de Cananea.

La megacizalla Mojave-Sonora y las otras estructuras mencionadas constituyen límites entre los distintos conjuntos de rocas jurásicas de diferentes edades. De ahí que se pueda diferenciar distintos dominios de rocas ígneas jurásicas en el norte de Sonora: (1) Cuenca San Antonio, una región en donde las rocas pre-jurásicas son desconocidas. Al norte de la megacizalla Mojave-Sonora, rocas volcánicas, volcanoclásticas y clásticas, intrusionadas por plutones (175-160 Ma), componen parte de la provincia ígnea del Jurásico Medio (*ca.* 175 Ma). (2) Alto de-Cananea, donde las rocas del Jurásico sobreyacen a rocas cristalinas del basamento de 1.7–1.4 Ga. (3) El dominio Mojave-Sonora se caracteriza por rocas jurásicas sedimentarias e ígneas que están comúnmente muy deformadas, como lo indica la presencia de cabalgaduras, foliación milonítica y pliegues recostados. El dominio Mojave-Sonora se extiende por la margen suroeste de la cuenca San Antonio. (4) Al sur de la megacizalla Mojave-Sonora, en el centro y sur de Sonora, las rocas clásticas y volcanoclásticas del Jurásico Inferior distinguen al dominio Caborca. (5) El área que se ubica al este de la falla Los Ajos se denomina Terreno Norteamericano, cuyo basamento está conformado por rocas cristalinas metamórficas e intrusivas, cuya característica principal es la ausencia de rocas jurásicas volcánicas e intrusivas.

La disminución del magmatismo del Jurásico Medio fue seguida por la formación de cuencas de desgarre oceánicas, *ca.* 165 Ma, en la parte oeste del margen de la placa Norteamericana indicando, además, el comienzo de fallamiento transtensional. Casi contemporáneamente (*ca.* 163 Ma), las unidades volcánicas inferiores y las gruesas capas sedimentarias que las cubren comenzaron a acumularse en cuencas continentales *pull-apart* limitadas por fallas como la cuenca San Antonio en el norte de Sonora y otras en el suroeste de Estados Unidos y el norte de México.

Al norte de la megacizalla Mojave-Sonora, las rocas magmáticas del Jurásico afloran cerca de las zonas de relajación y en los pisos de algunas de las cuencas de desgarre.

¹Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México.
E-mail: jltrod@servidor.unam.mx

²Department of Geology and Planetary Sciences, University of Pittsburgh, Pittsburgh, PA, USA. E-mail: taco+@pitt.edu

La distribución sugiere que el magma se haya emplazado a lo largo de las fallas y en las áreas con corteza delgada.

El cese del fallamiento a rumbo comenzó hace aproximadamente 150 Ma, como lo muestran los cuerpos intrusivos sin deformar que cortan rocas deformadas del Jurásico Medio. Las intrusiones, la cubierta volcánica más joven y los múltiples eventos de fallamiento extensional y compresional oscurecen las estructuras del Jurásico en Sonora. Sin embargo, a pesar de estas complicaciones, se puede eliminar los efectos de las estructuras superpuestas y revelar una traza viable para la falla lateral del Jurásico Tardío y vincularla con segmentos de la falla más al norte. La posición de la megacizalla se puede limitar por los dominios tectonoestratigráficos distintivos.

La historia tectónica del Jurásico Medio-Tardío y del Cretácico Temprano incluye: (1) subducción entre los 175–165 Ma; (2) evento de fractura al disminuir la subducción (*ca.* 165 Ma); (3) fractura, transtensión, fallamiento a rumbo, transpresión y compresión (165–145 Ma); y (4) renovación de la subducción (*ca.* 135 Ma) a lo largo de la margen occidental de la placa de Norteamérica.

Palabras clave: Tectónica, Jurásico, megacizalla Mojave-Sonora, falla transformante, México.

ABSTRACT

The state of Sonora has an excellent record of Jurassic igneous rocks. These rocks are a segment of an arc extending from Alaska to northwestern Mexico, which consists of volcanic rocks, clastic and volcanoclastic rocks intruded by plutons. Lithological variations and older Jurassic rocks suggest that these groups are separated by structures such as the Mojave-Sonora megashear, the San Antonio fault, the Los Ajos fault, and the Cananea High.

The Mojave-Sonora megashear and the other structures are boundaries among different sets of Jurassic rocks of diverse ages. Hence it is possible to distinguish different domains of Jurassic igneous rocks in northern Sonora: (1) San Antonio Basin, a region where pre-Jurassic rocks are unknown. North of the Mojave-Sonora megashear, arc-related volcanic, volcanoclastic, and clastic rocks, intruded by plutons (175–160 Ma) compose part of the Middle Jurassic (commonly *ca.* 175 Ma) igneous province. (2) Cananea High, where Jurassic rocks overlie crystalline basement rocks of 1.7–1.4 Ga. (3) Mojave-Sonora domain, where Jurassic rocks along the north side of the Mojave-Sonora megashear are strongly deformed, as recorded by thrust faults, mylonitic foliation, and recumbent folds. The Mojave-Sonora domain extends across the southwestern margins of the San Antonio basin domain. Strong deformation that distinguishes the zone markedly declines within a few tens of kilometers northward. (4) South of the Mojave-Sonora megashear in central and southern Sonora, clastic and volcanoclastic rocks of Jurassic age distinguish the Caborca domain. (5) The area which lies east of the Los Ajos fault is known as the North American craton, comprised by crystalline metamorphic and intrusive rocks, whose main characteristic is the almost complete absence of Jurassic volcanic and intrusive rocks.

The decrease in Middle Jurassic magmatism was followed by the formation of ocean pull-apart basins approximately 165 Ma ago, on the western margin of the North American plate that signaled the beginning of transtensional faulting. Almost contemporaneously (*ca.* 163 Ma), the lowest volcanic units and overlying coarse sedimentary beds began to

accumulate in fault-bounded continental pull-apart basins such as the San Antonio basin. Other transtensional basins, formed at releasing steps where pull-aparts formed, are well developed within the San Antonio domain and other parts of northern Mexico and southwestern United States.

Inboard of the Mojave-Sonora megashear, Late Jurassic magmatic rocks crop out near faults at some releasing bends and within floors of some pull-apart structures. The distribution suggests that magma rose along faults and into areas of thin crust.

Intrusions, young volcanic cover, transecting strike-slip faults, and multiple generations of low-angle extensional and contractional faults obscure Jurassic structures in Sonora. Despite these complications, removal of the effects of superposed structures reveals a viable trace for an inferred Late Jurassic left-lateral fault linking the Mojave-Sonora megashear and more northerly fault segments. The position of this major inferred fault is constrained by distinctive tectonostratigraphic domains.

The plate tectonic history from the Middle and Late Jurassic to earliest Cretaceous includes: (1) subduction (175–165 Ma); (2) fracturing (*ca.* 165 Ma), when subduction decreases; (3) fracturing, transtension, lateral faulting, transpression, and compression (165–145 Ma); and (4) renewed subduction (*ca.* 135 Ma) along the western margin of the North America plate.

Keywords: Tectonics, Jurassic, Sonora-Mojave megashear, transform fault.

INTRODUCCIÓN

ANTECEDENTES

En este capítulo se describe e interpreta los datos disponibles de un segmento del arco magmático jurásico de Sonora, que se extiende a lo largo de la costa occidental de América del Norte, desde Alaska hasta el noroeste de México, y que está constituido por rocas volcánicas, volcanoclásticas y clásticas intrusiónadas por plutones.

A partir de los trabajos de reconocimiento geológico, estudios geocronológicos, estratigráficos y de geología estructural realizados por Thomas Anderson y Leon Silver en el período de 1968 a 1974 se conoce la distribución de las rocas ígneas del Jurásico. Las edades en dichas rocas varían de 180 a 145 Ma y fueron asignadas con base en los estudios isotópicos U-Pb en circones de 13 muestras (Figura 1; Anderson y Silver, 1978, 1979, 2005) de rocas volcánicas, hipabisales y plutónicas. Esta información es consistente con edades obtenidas en Arizona.

Las variaciones litológicas y de edad sugieren que estas rocas jurásicas formen grupos separados por estructuras como la megacizalla Mojave-Sonora (Ander-

son y Silver, 1979), la falla San Antonio (Rodríguez-Castañeda, 2002; Medina-Salazar, 2006), la falla Los Ajos (Herrera-López y Rodríguez-Castañeda, 2002) y el Alto de Cananea (McKee, 1991; Grijalva-Noriega, 1995) (Figura 2). Entre la megacizalla y la falla San Antonio, las rocas volcánicas, volcanoclásticas y clásticas, intrusiónadas por plutones, forman parte del arco del Jurásico Medio, el cual también está ampliamente distribuido en Arizona y California (Bassett y Busby, 2005). Hacia el sur de la megacizalla, se tiene rocas clásticas y volcanoclásticas fosilíferas del Jurásico Inferior que sobreyacen a rocas paleozoicas, neoproterozoicas y proterozoicas. La megacizalla Mojave-Sonora (Figura 2) forma un límite a lo largo del cual se presenta una zona de rocas deformadas del Jurásico Medio y Superior. Las rocas del Oxfordiano muestran cabalgaduras, foliación y plegamiento, además de bloques que se emplazaron en el mismo período. Silver y Anderson (1983) sugieren que la deformación que produjo las estructuras mencionadas con anterioridad pueda correlacionarse con la orogenia Nevadiana de California.

La megacizalla generó un desplazamiento de más de 800 km hacia el sureste, causando la duplicación de rocas ígneas del Jurásico Medio (Jones *et al.*, 1995);

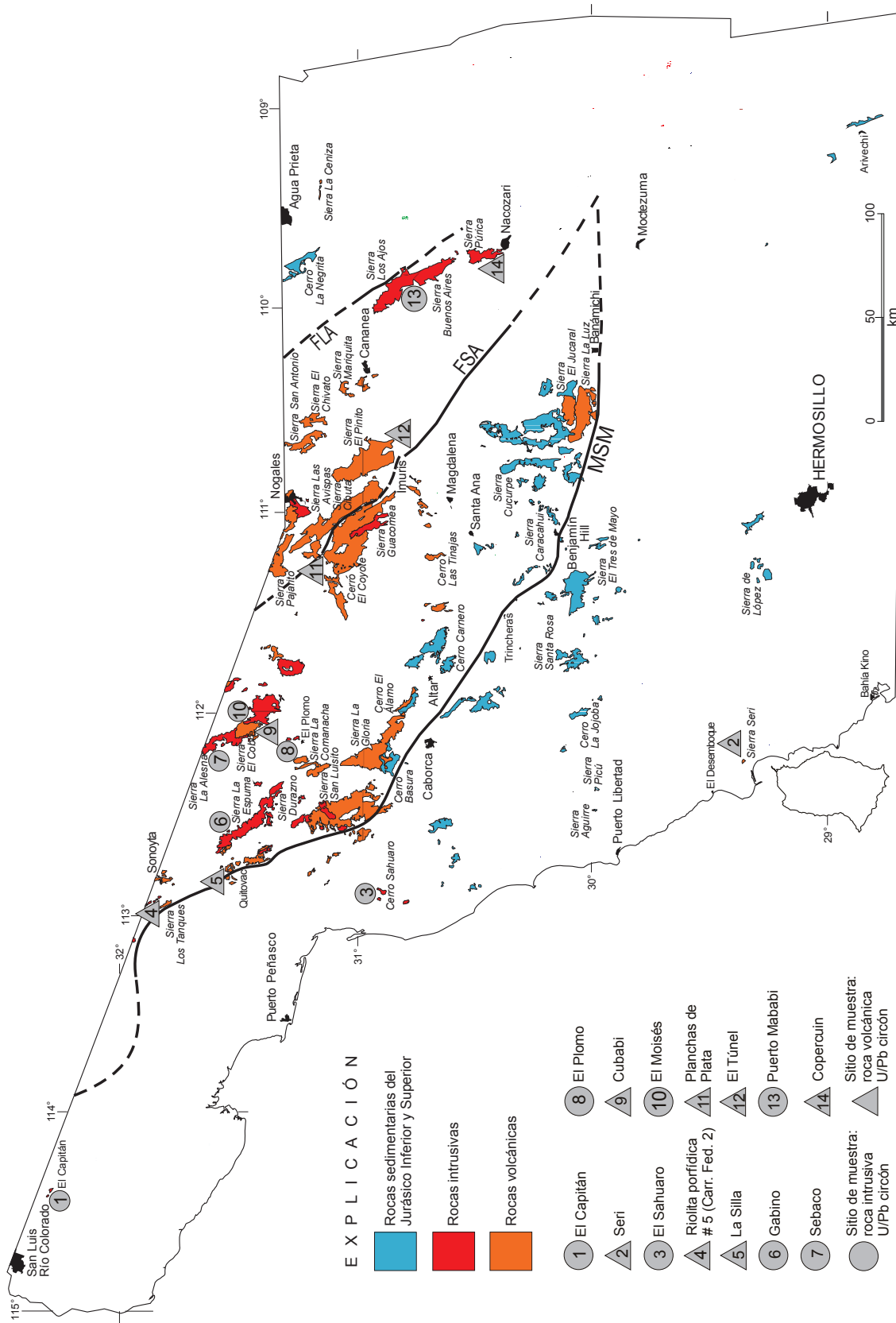


Figura 1. Mapa que muestra la distribución de las rocas del arco magmático jurásico en Sonora, así como las localidades donde se recolectó las muestras para estudios isotópicos. Los círculos corresponden a rocas plutónicas y los triángulos a rocas volcánicas, mientras que los números indican el sitio de muestreo. MSM = Megacizalla Mojave-Sonora, FSA = Falla San Antonio, AC = Alto de Cananea, FLA = Falla Los Ajos. Las localidades de los afloramientos de rocas jurásicas fueron obtenidas del mapa de la geología del estado de Sonora del Servicio Geológico Mexicano (Arriaga-Meléndez, et al., 2008).

no obstante, si se invierte el desplazamiento propuesto, la duplicación de afloramientos desaparecería y se observaría una yuxtaposición de rocas del Jurásico Inferior, del Triásico y más antiguas del bloque Caborca en contra de unidades correlativas similares que afloran en California.

PROPÓSITO

La finalidad de este capítulo es proveer información sobre características, edades y distribución del arco magmático jurásico en Sonora, así como sobre su ubicación en un contexto regional. Este capítulo se divide en los siguientes apartados: (a) Ocurrencia y carácter de las rocas jurásicas (Figuras 1, 2); (b) reportes de las edades obtenidas a partir de análisis isotópicos de las rocas volcánicas y plutónicas; (c) caracterización de las relaciones estructurales y tectónicas de estas rocas, principalmente a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora; (d) la propuesta de que las rocas jurásicas registren dos procesos distintos: un evento magmático producido por subducción durante el Jurásico Medio en la parte suroccidental de la margen continental de América del Norte, y un desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979); (e) discusión de los efectos de transpresión y transtensión en las rocas del Jurásico; y (f) discusión de la prolongación del arco jurásico hacia el centro de México.

ESTUDIOS PREVIOS

Aunque este capítulo se refiere a las rocas ígneas jurásicas, es pertinente mencionar los trabajos pioneros en cuanto al reconocimiento de las rocas del Jurásico en el estado. Keller y Welling (1922), Keller (1928), Jaworski (1929) y Burckhardt (1930) reconocieron y describieron rocas jurásicas sedimentarias en la Sierra de Santa Rosa y áreas aledañas. Esta secuencia de arenisca, lutita y caliza del Jurásico Inferior tiene un espesor de centenas de metros y contienen fósiles entre los que destaca *Weyla mexicana*. Flores (1929) describe rocas similares en la Sierra Caracahui y en los alrededores de San José de Pimas. Los trabajos de Erben (1956) y Ramírez y Acevedo (1957) en la región entre Sierra

Santa Rosa y Sierra Caracahui corroboran el trabajo de Flores (1929). En la Sierra del Álamo, en el noroeste de Sonora, Guiza y White (1949) reportan estratos que contienen fósiles del Jurásico Temprano correlacionables con los descritos hacia el sureste.

Las rocas del Jurásico Superior están reportadas en dos localidades, una al sur de la megacizalla, en Cerros Pozo Serna; y la otra al norte de la megacizalla, en la región de Tuape-Cucurpe-Teguachi, en el área central de Sonora. La secuencia de Pozo Serna está formada por intercalaciones de lutita, arenisca lítica y conglomerado, cuyo espesor sobrepasa los 1,000 metros. Los fósiles encontrados indican una edad del Jurásico Tardío (Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano tardío) (Beauvais y Stump, 1976; Dowlen *et al.*, 1981). Otro estudio (Calmus *et al.*, 1997) indica una edad del Jurásico Temprano-Medio para la misma localidad. Analizando las descripciones del contenido fósil en ambas publicaciones se observa que las faunas encontradas no son las mismas, por lo que se supone que la relación entre las rocas estudiadas pudiera estar interrumpida por alguna estructura. En la secuencia de Tuape-Cucurpe-Teguachi, se ha reportado rocas del Jurásico Superior (Rangin 1977; Rodríguez-Castañeda, 1984, 1991).

Comparativamente, en el sureste de Arizona, Gilluly (1956), Cooper y Silver (1964) y Drewes (1968, 1971a, 1971b, 1971c) describen estratos volcanoclásticos y volcánicos que asignaron al Jurásico. La posición estratigráfica de estas rocas sobre el Paleozoico, pero debajo del Grupo Bisbee del Jurásico y Cretácico Temprano, da lugar a que la edad interpretada por esos autores tenga un amplio intervalo en el Mesozoico temprano.

De los trabajos subsecuentes en el sur y oeste de Arizona, norte de Sonora y sureste de California, que incluyen estudios isotópicos y de campo, destaca el de Tosdal *et al.* (1989), quienes describen una provincia ígnea jurásica compuesta por derrames riódacíticos, tobas, rocas volcanoclásticas y plutones. Trabajos más recientes, que incluyen estudios isotópicos U-Pb de circones obtenidos de rocas volcánicas, indican edades del Jurásico Medio, corroborando la presencia de una provincia ígnea de carácter regional (Asmeron *et al.*, 1990; Riggs *et al.*, 1993; Nourse, 1995; Haxel *et al.*, 2005). Entre las rocas volcánicas hay intercalaciones

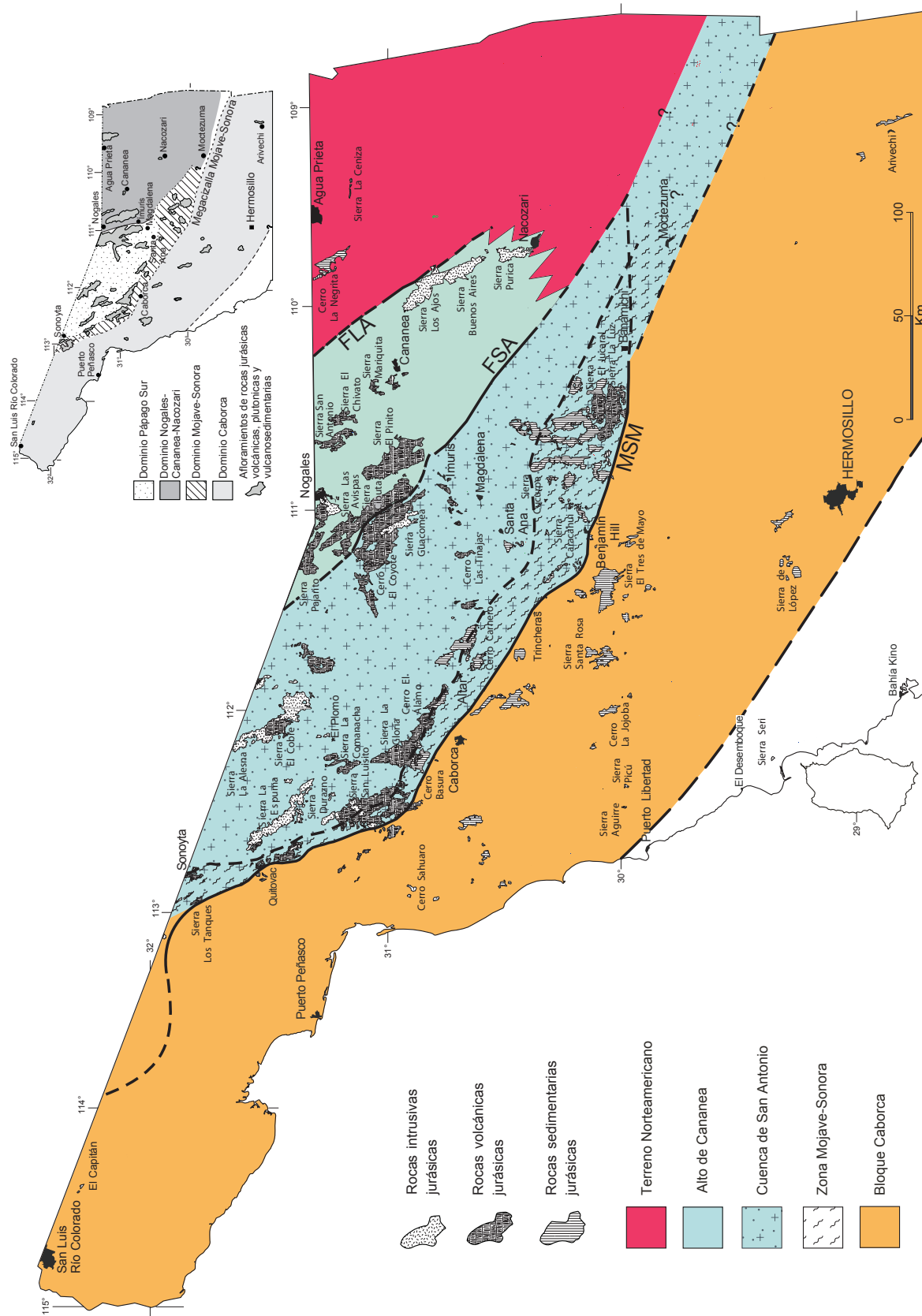


Figura 2. Mapa que muestra los dominios inferidos donde se encuentran involucrados afloramientos de rocas jurásicas en Sonora, así como las sierras donde afloran. MSM = Megacizalla Mojave-Sonora, FSA = Falla San Antonio, AC = Alto de Cananea, FLA = Falla Los Ajos (modificado de Anderson et al., 2005). El recuadro muestra los dominios propuestos por Anderson et al. (2005).

de arenisca de cuarzo, conglomerado y escasa caliza. Las interpretaciones estratigráficas realizadas sugieren que las capas de arenisca tengan cierta similitud o sean equivalentes con unidades jurásicas bien establecidas, ubicadas en la Meseta del Colorado (Drewes, 1971a; Marzolf, 1980, 1982, 1983; Bilodeau y Keith, 1986; Bilodeau *et al.*, 1987; Busby-Spera *et al.*, 1990; Riggs y Haxel, 1990; Riggs *et al.*, 1993).

Las secuencias vulcanosedimentarias son cortadas por intrusivos calcialcalinos del Jurásico Medio y Jurásico Superior bajo, formando entre todas un arco magmático de margen continental (Tosdal *et al.*, 1989). El carácter alcalino de algunas rocas volcánicas y plutónicas dentro de este arco y la intercalación de conglomerado y arenisca eólica en las secuencias volcánicas, han llevado a la interpretación de que el arco magmático se desarrollara en un ambiente tectónico extensional (Busby-Spera, 1988; Riggs y Busby-Spera, 1989; Busby-Spera *et al.*, 1990; Haxel *et al.*, 2005). Otros autores (Davis *et al.*, 1979; Bilodeau *et al.*, 1987) sugieren que las rocas clásticas intercaladas con las rocas volcánicas son rellenos relacionados a calderas del Jurásico Medio (Riggs, 1987; Riggs y Busby-Spera, 1990, 1991; Lipman y Hagstrum, 1992). Otros rasgos litoestratigráficos asociados con calderas se han identificado cerca de la frontera entre Sonora y Arizona, donde rocas volcánicas correlacionables sugieren que dichas estructuras se extienden dentro de Sonora (Seegerstrom, 1986, 1987; Nourse, 1990; Riggs y Haxel, 1990; Riggs y Busby-Spera, 1991).

En el sur de Arizona y en Sonora centro-septentrional se tiene una transición estratigráfica de unidades predominantemente volcánicas y volcanoclásticas en la base a unidades con estratos formados por clásticos gruesos ricos en detritos derivados de las rocas paleozoicas y cristalinas que subyacen a las secuencias jurásicas volcánicas (Briskey *et al.*, 1978; Kluth, 1983; Bilodeau *et al.*, 1987; Lawton y Olmstead, 1995; Rodríguez-Castañeda, 1984, 1986, 1991). Los estudios isotópicos indican que mientras las rocas piroclásticas asociadas a calderas han dado edades U-Pb de alrededor de 170 Ma (Haxel *et al.*, 2005; Asmeron *et al.*, 1990; Riggs *et al.*, 1993), algunos conglomerados ubicados en la parte alta de la secuencia jurásica pudieran ser tan jóvenes como 151 Ma, de acuerdo con estudios iso-

tópicos de roca completa Rb-Sr de muestras de tobas recolectadas en los Cerros Canelo, en Arizona (Kluth *et al.*, 1982). Se considera que las edades obtenidas no sean óptimas, ya que ni las condiciones geoquímicas ni las geológicas lo fueron (las muestras estaban alteradas y fueron recolectadas de muchas unidades). La edad obtenida (151 Ma) claramente difiere de edades más antiguas obtenidas de unidades volcánicas inferiores. Las tobas intercaladas con los conglomerados en la parte sur de los Cerros Canelo dan edades de 147 ± 6 Ma (K-Ar en biotita) y 149 ± 11 Ma (Rb-Sr en roca completa) (Marvin *et al.*, 1978).

Tanto en Sonora como en Arizona, se ha identificado conglomerados correlacionables con el Conglomerado Glance del sur de Arizona. Estratigráficamente, se ubican en la parte alta de las secuencias volcánicas del Jurásico Medio. El Conglomerado Glance es la base de una secuencia sedimentaria conocida como Grupo Bisbee que incluye la Formación Morita, la Caliza Mural y la Formación Cintura del Cretácico Inferior. En la región de Agua Prieta, noreste de Sonora, contiene abundantes clastos de diferentes tamaños del Esquisto Pinal y del granito Cananea del Proterozoico, además de clastos derivados del Paleozoico carbonatado. Estos clastos reflejan que la fuente de estos sedimentos se ubicaba a lo largo de las márgenes de una cuenca, las cuales debieron haber sido controladas por fallas de alto ángulo. El Conglomerado Glance se interpreta como un indicador de cambio en el contexto tectónico; es decir, de un ambiente de arco magmático en el Jurásico Medio se pasó a uno de fallamiento y creación de cuencas durante el Jurásico Tardío (Kluth *et al.*, 1982; Bilodeau *et al.*, 1987; Tosdal *et al.*, 1989). Se ha interpretado que este cambio haya ocurrido debido al establecimiento de un régimen de transtensión regional (Anderson y Nourse, 2005). Existen datos adicionales respecto a la transición del ambiente de arco magmático al de transtensión en el sur de California en la Formación McCoy Mountains, donde las rocas clásticas que se consideran equivalentes a las del Conglomerado Glance, cubren a una toba de 175 ± 8 Ma, fechada por el método U-Pb en circones (Flackler-Adams *et al.*, 1997). Esta edad es consistente con otras fechas U-Pb ya publicadas de rocas volcánicas jurásicas del sur de Arizona (Riggs, 1987). Por otro lado, rocas volcánicas intercaladas con

limolita situadas estratigráficamente en la parte inferior de la Formación McCoy Mountains dan fechas de 155 ± 8 a 162 ± 3 Ma. Flackler-Adams y colaboradores (1997), tomando en cuenta estas fechas, concluyen que los estratos con clásticos gruesos del Jurásico Superior representan una disminución abrupta del vulcanismo jurásico comenzando en el Calloviano.

DOMINIOS DE ROCAS ÍGNEAS JURÁSICAS EN SONORA

Anderson y colaboradores (2005) proponen que la megacizalla Mojave-Sonora separe a dos grandes provincias, cada una con rocas jurásicas pero de características diferentes (Figura 1). De acuerdo con esto, los afloramientos de rocas sedimentarias del Jurásico Inferior se presentan al sur y suroeste de la megacizalla Mojave-Sonora, mientras que al norte de esa falla son comunes las rocas volcánicas, volcanoclásticas, clásticas y plutónicas del Jurásico Medio. Debido a la carencia de información, la relación entre las rocas del arco del Jurásico Medio con las del Jurásico Temprano no es clara (Anderson y Silver, 1979; Rangin, 1982; Stewart *et al.*, 1984; Pubellier *et al.*, 1995). Por otro lado, rocas del Jurásico Superior de carácter sedimentario afloran ampliamente al noreste de la megacizalla (Rodríguez-Castañeda, 1984, 1994), mientras que hacia el sur son raros los afloramientos de rocas del Jurásico Superior. Hasta ahora no se conoce rocas del Jurásico en el sur del estado de Sonora.

Con base en las consideraciones anteriores y en las características geológicas y estructurales de las rocas jurásicas, Anderson y colaboradores (2005) dividen a esas dos provincias ígneas regionales en cuatro dominios (ver recuadro en la Figura 2): (a) el dominio Caborca, que cubre el área al sur de la megacizalla; (b) el dominio Pápago Sur, que se extiende en el noroeste y norte-centro de Sonora; (c) el dominio Nogales-Cañanea-Nacozari; y (d) el dominio Mojave-Sonora, que se sitúa a lo largo de la megacizalla homónima.

Tal división de la región en dominios se apoya en las características geológicas y estructurales de las rocas jurásicas. Al norte de la megacizalla, afloran rocas volcánicas, volcanoclásticas, clásticas y plutónicas del Jurásico Medio y Superior, que se extienden desde Sonoyta hasta Nacozari (Figura 1), tomando en cuenta

principalmente la distribución de las rocas del Jurásico Medio y las rocas sedimentarias asociadas.

El dominio Caborca (bloque Caborca) (Figura 2) está formado por rocas sedimentarias del Jurásico Inferior junto con estratos subyacentes de unidades del Triásico, Paleozoico y Neoproterozoico, las cuales descansan discordantemente sobre un basamento cristalino proterozoico de 1,800–1,700 Ma a 1,400 Ma. Estas rocas que conforman el dominio Caborca son las mismas a las que hacen referencia Campa y Coney (1983) en su descripción del terreno Caborca, dentro del cual queda incluido dicho dominio.

Las diferencias en edad y origen de las rocas jurásicas a ambos lados de la megacizalla, junto con las diferencias en edad del basamento cristalino en el bloque Caborca y las rocas proterozoicas del otro lado de la falla, dieron la pauta para que Silver y Anderson (1974) concluyeran que el contacto entre estas regiones es una estructura mayor, una falla de desplazamiento lateral izquierdo, a la que llamaron *Mojave-Sonora megashear*, la cual atraviesa Sonora de noroeste a sureste. De lo anterior, se interpreta que la traza de la megacizalla va de Sonoyta a Caborca, de donde sigue el cauce del río Asunción hasta Trincheras donde el río cambia de orientación; de aquí se infiere que continúa hacia el este a Estación Llano y después a Tuape (Figura 2) (Rodríguez-Castañeda, 1990).

Con la nueva información recabada por Rodríguez-Castañeda (2002) debe considerarse la posibilidad de que la traza de la megacizalla se encuentre desplazada por fallas con orientación nororiental, como las que afectan a las fallas San Antonio y Los Ajos (Herrera-López y Rodríguez-Castañeda, 2002), entre otras. Estas fallas son comunes, en general, en el norte de Sonora. Su edad posiblemente esté asociada a la evolución de los complejos de núcleo metamórfico.

El dominio Pápago Sur es una provincia caracterizada por rocas ígneas jurásicas. En el norte de Sonora y en el sur de Arizona, Haxel y colaboradores (1984, 1988) proponen que el terreno Pápago esté caracterizado por la ausencia de afloramientos del Proterozoico. La ausencia de afloramientos de rocas del pre-Jurásico Medio dentro del dominio Pápago Sur se ha interpretado como un reflejo del desarrollo del arco jurásico magmático sobre una corteza que fue previamente

extendida (Stewart *et al.*, 1990). Recientemente, Anderson y Nourse (2005) sugirieron que la corteza en la región haya sido sometida a transtensión, a la que asocian abundantes afloramientos de rocas volcánicas, intrusivas e hipabisales de alrededor de 150 Ma, así como el desarrollo de cuencas de desgarre (*pull-apart basins*). Este vulcanismo del Jurásico Superior cubrió las tobas del Jurásico Medio, mientras que la extensión en las zonas de traslape formó las cuencas por desgarre, las cuales fueron llenadas por sedimentos. Dentro del dominio Pápago Sur, se ha encontrado bloques de rocas cristalinas (e.g., Altar, La Lámina, Cerro El Tejano), que se interpreta sean testigos de cabalgaduras originadas por transpresión (Rodríguez-Castañeda, 1984, 2002).

Los trabajos de Riggs (1987), Riggs y Haxel (1990), Riggs y Busby-Spera (1990, 1991), Riggs *et al.* (1993) y Haxel *et al.* (2005) en el dominio Pápago Sur indican una posible correlación entre las intercalaciones de arenisca encontradas en las rocas volcánicas jurásicas del terreno Pápago con formaciones similares o comparables que afloran al norte.

Otro dominio, propuesto por Anderson *et al.* (2005), es el dominio Nogales-Cananea-Nacozari (Figura 2), cuya característica principal son las rocas cristalinas proterozoicas que subyacen a las rocas jurásicas. El basamento cristalino está constituido por el Esquisto Pinal (*ca.* 1,700) y rocas plutónicas de 1,400 Ma (Valentine, 1936; Anderson y Silver, 1977), y de acuerdo con los autores mencionados se ubica al oriente del dominio Pápago Sur, que irónicamente es paralelo a la carretera federal No. 15 en el tramo Santa Ana-Nogales. Los mejores afloramientos de estas rocas cristalinas se ubican en la región de Cananea y en la Sierra Los Ajos.

El dominio Mojave-Sonora (Figura 2) es una zona donde las rocas jurásicas registran una fuerte deformación; se ubica, principalmente, en el lado norte de la megacizalla Mojave-Sonora. El dominio Mojave-Sonora se extiende a lo largo de los límites sur de los dominios Pápago Sur y Nogales-Cananea-Nacozari (desde Sonoyta hasta Tuape en Sonora central) y su descripción se centra en el estilo e intensidad de la deformación contraccional que en algunas localidades presentan estratos del Jurásico Tardío (Oxfordiano y

Kimmeridgiano). Las estructuras típicas en este dominio son pliegues recostados y foliación milonítica. Se desconoce la extensión de este dominio hacia el oriente, pero existen algunos elementos, como la presencia de afloramientos de rocas cristalinas, que sugieren su prolongación en esa dirección. No se observa deformación alguna de intensidad y forma similares en las rocas del Cretácico, aunque la evolución tectónica de las rocas del Jurásico y del Cretácico se da en un ambiente de extensión. Existen otras opiniones, como la que sugiere que la edad de la deformación en la zona Mojave-Sonora sea correlacionable con la deformación Nevadiana, presente en la región de la Sierra Nevada en California y Nevada en Estados Unidos de América (Anderson *et al.*, 2005).

Tomando en cuenta las definiciones anteriores y considerando los nuevos datos que se tienen acerca de la falla San Antonio (Rodríguez-Castañeda, 2002; Medina Salazar, 2006), del Alto de Cananea (McKee, 1991) y de la falla Los Ajos (Herrera-López y Rodríguez-Castañeda, 2002), se propone un cambio en la nomenclatura y límites propuestos por Anderson y colaboradores (2005).

Con el descubrimiento de la falla San Antonio, se sugiere cambiar el nombre de dominio Pápago Sur por el de Cuenca San Antonio (Figura 2) (Rodríguez-Castañeda, 2002), cuyos límites son la megacizalla Mojave-Sonora al sur y la falla San Antonio al norte, extendiéndose esta última desde el centro-este de Sonora hasta la región de Sásabe, en el noroeste del estado (Figura 2). En los límites propuestos, la zona comprendida entre el rancho San Antonio y Opodepe carece de basamento cristalino, por lo que las rocas del Jurásico Superior, que son las más antiguas de dicha región, se consideran su basamento. Esta relación sería similar a la propuesta en el noroeste de Sonora para el terreno Pápago. Aunque existen afloramientos de rocas cristalinas, como los del rancho La Lámina, al sureste de Magdalena, y los del cerro El Tejano, al sur del rancho San Antonio, éstos corresponden a bloques alóctonos que se supone fueron transportados allí por efectos de transpresión a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson *et al.*, 1984; Rodríguez-Castañeda, 2002). Asimismo, en la zona de Altar, aflora un granito foliado, tal vez de edad precámbrica, que pudiera estar asociado al mismo

tipo de evolución que los afloramientos antes mencionados.

La región comprendida entre las fallas San Antonio y Los Ajos se conoce como Alto de Cananea (Figura 2), que sustituye al dominio Nogales-Cananea-Nacoziari. Al norte de la falla San Antonio, el Alto de Cananea se caracteriza por contener unidades proterozoicas, paleozoicas y jurásicas. Estas últimas están constituidas por rocas intrusivas y volcánicas. Una peculiaridad del Alto de Cananea es la ausencia de rocas del Cretácico Inferior; es decir, se desconoce la presencia de afloramientos del Grupo Bisbee.

El área que se ubica al este de la falla Los Ajos se denomina “terreno Norteamericano”, cuyo basamento está formado por rocas cristalinas metamórficas e intrusivas y cuya característica principal es la ausencia de rocas jurásicas volcánicas e intrusivas, aunque se tienen afloramientos de rocas volcánicas atribuidas a esa edad en la Sierra La Ceniza. Las rocas metamórficas muestran facies de esquisto verde con edades de metamorfismo paleoproterozoicas.

Por lo que respecta al bloque Caborca, se mantiene la misma extensión y características (Figura 2).

BLOQUE CABORCA

El bloque Caborca se distingue por su basamento cristalino con edades de 1.8 a 1.7 Ga, el cual está cubierto por rocas proterozoicas y paleozoicas sedimentarias (Anderson y Silver, 1979, 1981, 2005). Se ubica al sur de la megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979), con una orientación del noroeste hacia el sureste, extendiéndose desde la región de El Capitán, al sureste de San Luis Río Colorado, hasta la región de Arivechi en el este de Sonora (Figura 2). Muchas de las rocas aflorantes son sedimentarias y sus fósiles indican edades más antiguas que las de las rocas volcánicas del Jurásico Medio que se encuentran al norte de la megacizalla. Las principales localidades con rocas volcánicas jurásicas en el bloque Caborca son: El Capitán, Cerro El Sahuaro y Sierra Seri (Figura 1). Hay otras localidades donde se reporta la presencia de rocas volcánicas (riolita y andesita) como en la Sierra de Santa Rosa y la Sierra El Tres de Mayo (Figura 1), pero no se tiene un control seguro de la edad de esos afloramientos.

La secuencia jurásica en el bloque Caborca consiste en intercalaciones de rocas sedimentarias y volcánicas. En el Cerro Chino, Longoria y Pérez-Venzor (1979) reportan una sección de probable edad jurásica compuesta por andesita, riolita, brecha y arenisca de aproximadamente 4 km de espesor. Hacia el sur de esta localidad, en el Cerro Rajón, los mismos autores mencionan una columna de aproximadamente 3.5 km de rocas volcánicas y volcanoclásticas que comprende brecha volcánica, toba riolítica, arenisca, conglomerado y caliza. En la Sierra de Santa Rosa, al oeste del rancho San Diego, se tiene rocas volcánicas de probable edad jurásica compuestas principalmente por toba y andesita, las cuales están en contacto tectónico con rocas precámbricas metamórficas.

En la región de Félix Gómez-Los Chinos —hacia el sur de la Sierra de Santa Rosa—, rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de brecha volcánica son asignadas al Jurásico (Vega-Granillo *et al.*, 1991). Las rocas jurásicas forman escamas tectónicas con las rocas del Proterozoico, posiblemente desarrolladas durante la extensión terciaria, como lo indica la relación estructural “joven sobre antiguo”.

Como se mencionó anteriormente, las rocas ígneas con edad jurásica que afloran en el oeste del bloque Caborca se presentan en tres localidades: (1) la granodiorita El Capitán, en la región de San Luis Río Colorado, noroeste de Sonora; (2) la meta-riolita en la Sierra Seri, en la costa de Sonora; y (3) la granodiorita en la localidad Cerro El Sahuaro, situado al noroeste del Cerro del Álamo (Anderson *et al.*, 2005) (Figuras 1, 3). Las rocas de El Sahuaro y de la Sierra Seri dieron edades más jóvenes, por lo que la relación de estas rocas con las del arco jurásico al norte de la megacizalla no es muy clara si se piensa en el ambiente transtensional en el que se desarrollaron las rocas del norte de Sonora (Anderson y Nourse, 2005).

De la muestra de granodiorita sin deformación recolectada en el Cerro El Sahuaro se obtuvieron dos fracciones de circón que permitieron datos concordantes y traslapados con una edad media $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 153 Ma, del Jurásico Tardío (Anderson *et al.*, 2005) (Figura 3).

Las rocas volcánicas de la Sierra Seri afloran en sierras alargadas a lo largo de la costa de Sonora. Algunas de estas sierras contienen colgantes de rocas me-

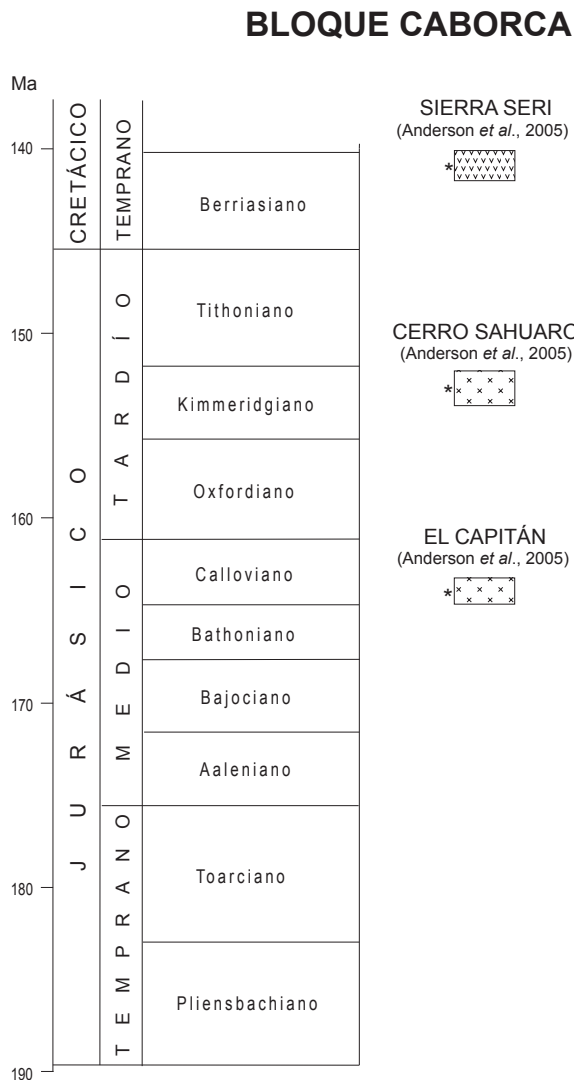


Figura 3. Columnas litoestratigráficas en el Bloque Caborca (escala de tiempo de la International Commission on Stratigraphy, 2009).

tamórficas sobre plutones cretácicos que incluyen andesita, otras rocas volcánicas y capas de caliza y otros sedimentos (Gastil *et al.*, 1976). Dos fracciones de circones obtenidos de la meta-riolita de la Sierra Seri, al este de Punta Tepoca, dan una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 141 Ma, Jurásico Medio-Tardío (Anderson *et al.*, 2005; Figura 3); aunque si ahora utilizamos la Carta Estratigráfica Internacional de 2008 de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS, por sus siglas en inglés) y la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, por sus siglas en inglés) la edad de la meta-riolita se ubicaría en el Cretácico Temprano.

En la localidad de El Capitán, al sureste de San Luis Río Colorado, aflora un intrusivo granodiorítico con una foliación penetrante, sobre el cual descansa una secuencia metasedimentaria compuesta por filita, pizarra, carbonato, cuarcita, esquisto, cuarcita filítica y cuarcita, e intercalaciones de caliza y dolomía. Estudios posteriores (Leveille, 1984) sugieren que las rocas metasedimentarias de El Capitán son correlacionables o equivalentes con el Grupo Supai del Pensilvánico y Pérmico, con la Arenisca Coconino del Pérmico, y la Caliza Kaibab también del Pérmico, depositadas en la plataforma cratónica del suroeste de América del Norte.

Una fracción de circón obtenido de la granodiorita dio una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 164 Ma, lo que la ubica en el Jurásico Medio (Anderson *et al.*, 2005; Figura 3). Por otro lado, la granodiorita, que presenta vetas de cuarzo y diques pegmatíticos, forma una masa que presenta una fuerte foliación que gradúa en algunos horizontes a una milonita. Las rocas foliadas están también fuertemente fracturadas. La deformación registrada en la granodiorita se interpreta que se presente en una masa alóctona que es compatible con relaciones regionales descritas por May (1989), de lo cual se intuye que la fuerte deformación en la granodiorita jurásica se asocia a una falla en ella. Esta falla inferida debió acomodar cabalgamiento invertido (*back thrusting*) hacia el suroeste durante una contracción dirigida hacia el noreste en el Cretácico o en un tiempo más joven (*cf.* Silver, 1982, 1983) y que se puede ligar con las estructuras dúctiles del cinturón de cabalgaduras y pliegues María (Reynolds *et al.*, 1986) y con zonas de milonita tales como la milonita Santa Rosa (Sharp, 1967, 1979; Simpson, 1984) en las Sierras Peninsulares hacia el oeste.

CUENCA SAN ANTONIO

La cuenca San Antonio (Figura 2) es una región delimitada por la megacizalla Mojave-Sonora en el suroeste y por la falla San Antonio en el noreste. En esta región se tiene al menos 21 sierras (Figura 1), donde afloran rocas volcánicas, volcanoclásticas e intrusivas. Algunas de las sierras principales son, de norte a sur: Sierra La Espuma, Sierra La Alesna, Sierra El Cobre, Sierra La Comanacha, Sierra San Luisito, Sierra La Gloria, Cerro Basura, Cerro El Álamo, Cerro El Coyote, Sierra Gua-

comea y Cerro Las Tinajas. En la parte suroeste de la cuenca San Antonio se ubican las siguientes: Sierra de Cucurpe, Sierra El Jucaral, Sierra La Luz y otros como Cerro Huequechi, Sierra El Cobre, Sierra Las Avispas, Sierra La Madera, Sierra Los Hornitos, Cerro La Calera y Cerro Los Bancos.

Corona (1979, 1980) y Corona y Anderson (1981) documentan con detalle las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias que afloran en la parte media de la cuenca San Antonio en las localidades de Cerro Basura y Sierra La Gloria (Figura 4). Las rocas volcánicas están en la placa superior de fallas inversas, lo que complica la estratigrafía del lugar. Las rocas volcánicas consisten principalmente de toba porfídica cuarzo-feldespática con intercalaciones de toba piroconsolidada, brecha volcánica, dacita rica en feldespato y andesita. Las rocas vulcanosedimentarias están constituidas por conglomerado volcanoclástico intercalado con arenisca, limolita y caliza escasa. Estos sedimentos afloran en la mayor parte de la Sierra La Gloria y el Cerro Basura.

Las rocas plutónicas que afloran en la cuenca San Antonio son comparables con la unidad Kitt Peak-Trigo Peaks (Tosdal *et al.*, 1989; Haxel *et al.*, 2005). Una granodiorita con fenocristales característicos de feldespato potásico y cristales milimétricos euedrales de esfena es la roca más sobresaliente de este grupo. Se puede encontrar afloramientos de esta roca en la localidad El Plomo y en la parte norte de la Sierra La Espuma, en las cercanías al oeste del rancho Gabino. Todos estos afloramientos indican la presencia de un batolito afectado por fallas que se extiende por cientos de kilómetros cuadrados entre las dos localidades (Figura 1). De la muestra de una cuarzomonzonita porfídica de la localidad rancho Gabino, se obtuvieron dos fracciones de circón, cuya fracción más antigua tiene una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 170 Ma (Anderson *et al.*, 2005; Figura 4). En lo que respecta al granito porfídico que aflora al norte de El Plomo, se obtuvieron dos fracciones de circón que dan edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 166 Ma (Anderson *et al.*, 2005; Figura 4). Rocas con litología similar afloran en el área de Kitt Peak, Arizona, y dan una edad concordante U-Pb de 165 ± 2 Ma (Haxel *et al.*, 2005).

El análisis por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de dos fracciones de circón de una monzodiorita cercana al rancho Sebaco, en el flanco oriental de la Sierra La Alesna (Figuras 1, 4),

indicó una edad jurásica media. La primera dio una fecha de 164 Ma (Anderson *et al.*, 2005), con una pequeña discordancia en el cociente; y la segunda dio 179 Ma (Anderson *et al.*, 2005), con una concordia con poca precisión. La ocurrencia de plutones de 165 Ma en esta región sugiere que la edad más joven es probablemente la edad de intrusión, mientras que la edad más antigua pudiera reflejar la presencia de circones heredados.

Cerca del rancho Moisés, un análisis de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de circones extraídos de un granito dio un resultado de 149 Ma, lo cual indica una edad del Jurásico Tardío (Anderson *et al.*, 2005; Figuras 1, 4). Esta edad es similar a la que presenta el granito de pertita que forma el pico Baboquivari (146 ± 2 Ma) del sur de Arizona.

Respecto a las rocas volcánicas, en la parte baja del flanco este de la Sierra El Cobre, cerca del rancho Cubabi, aflora una riolita de la que se obtuvo dos fracciones de circón que dieron edades de U-Pb de 176 Ma y 157 Ma, respectivamente (Anderson *et al.*, 2005), considerándose que la edad más joven se debe a la pérdida de plomo (Figuras 1, 4). Esta riolita se correlaciona con aquéllas que afloran en el Cerro Los Coyotes y la Sierra Guacomea y, además, con las que afloran en Arizona.

En la región de Tuape, en Sonora central, en las sierras La Madera, El Jucaral, Los Hornitos, Las Avispas, El Cobre y La Luz (Figura 1), las rocas jurásicas están constituidas por pórfido de feldespato, pórfido de cuarzo, toba y brecha andesítica con intercalaciones de toba bien estratificada y arenisca. El pórfido de feldespato es una de las rocas principales que constituyen las sierras antes mencionadas.

Las rocas ígneas de este dominio son parte de un grupo de rocas alcalinas del Jurásico Superior que aflora en Sonora y están compuestas por rocas volcánicas de la misma edad (secuencia Artesa) y plutones asociados (Ko Vaya) (Tosdal *et al.*, 1989; Haxel *et al.*, 2005). En Arizona, las rocas volcánicas de la secuencia Artesa son derrames de lava, brecha y conglomerado volcánico. También, se tiene clastos de rocas paleozoicas o, quizá, más antiguas, las cuales sobresalen en algunas de las capas de conglomerado. Estos estratos se ubican en la parte alta de la sección jurásica, debajo del Conglomerado Glance, del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

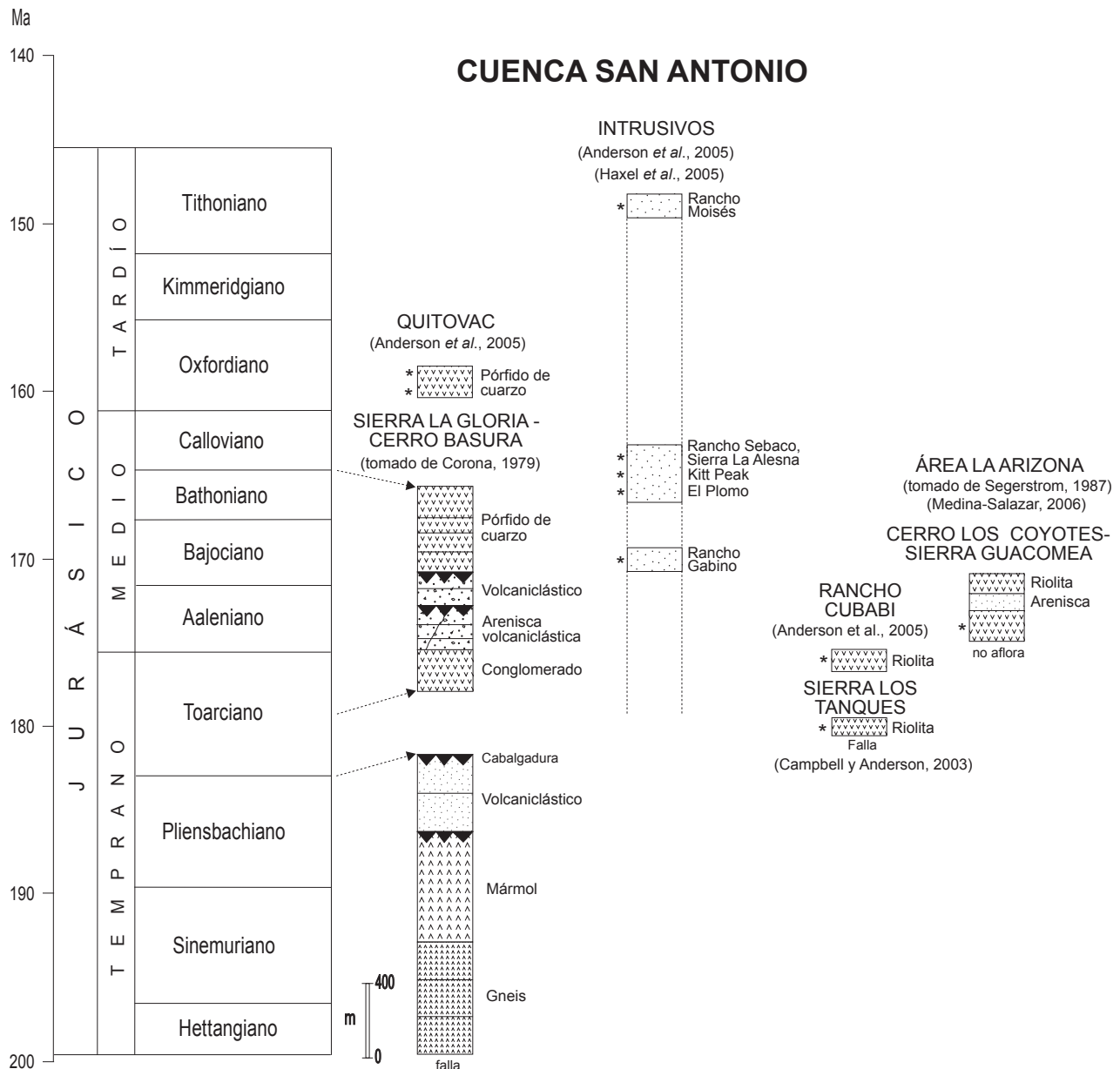


Figura 4. Columnas litoestratigráficas en la Cuenca San Antonio (escala de tiempo de la International Commission on Stratigraphy, 2009).

Las rocas de la secuencia Artesa se extienden desde el sur de Arizona hacia Sonora y aparecen en cerros de bajo relieve en las cercanías del rancho Moisés, y las sierras San Manuel y La Gloria (Anderson, cartografía inédita; Tosdal *et al.*, 1989). Las rocas plutónicas del supergrupo Ko Vaya forman afloramientos de rocas graníticas y sieníticas de color rosado o marrón que típicamente intemperizan a colores rojizo, rosado,

amarillento y anaranjado. Las rocas de la serie Ko Vaya se caracterizan por tener una composición y una textura muy variable. Un ejemplo de estos granitos de la serie Ko Vaya es el granito con textura perítica que forma el picacho Baboquivari, del sur de Arizona. Las rocas plutónicas de esta serie dan edades U-Pb dentro del intervalo 160–145 Ma (Tosdal *et al.*, 1989) y, comúnmente, son moderadamente alcalinas. La presencia de cavida-

des miarolíticas sugiere una fuerte alteración de las rocas plutónicas y su asociación con pórfidos hipabisales sugiere un emplazamiento a profundidad somera.

Se propone separar las rocas ígneas alcalinas que caen dentro del intervalo entre 160 y 145 Ma de aquellas rocas calcialcalinas antiguas con edades de entre 175 y 160 Ma. Se interpreta que la composición, la edad, la escasez de intercalaciones de toba y la asociación común con estratos sedimentarios de las rocas alcalinas estén indicando un ambiente tectónico diferente de aquél asociado con un magmatismo relacionado a subducción y se considera que la secuencia Artesa se correlaciona con la formación de cuencas producto de transtensión que se desarrollaron alrededor de 162 Ma.

ALTO DE CANANEA

El Alto de Cananea (Figura 2), en el NNE de Sonora, se distingue por la presencia de un basamento precámbrico cristalino y estratos paleozoicos que muestran un apuntalamiento cratonal. Las rocas ígneas jurásicas afloran en menor proporción si se comparan con aquellas de la cuenca San Antonio hacia el sur y oeste.

Las rocas jurásicas se presentan principalmente al suroeste y sur de Nogales en las sierras El Pajarito, La Esmeralda, Las Avispas (Medina-Salazar, 2006), Cibuta y El Pinito (Nourse, 1990); mientras que, en menor proporción, hacia la parte central en el área de Cananea, en las sierras San Antonio, El Chivato y Mariquita (Ayala-Fontes, 1992; Meinert, 1980). En el flanco este del Alto de Cananea, se tiene la presencia de afloramientos en Nacozari (McAnulty, 1970), Puerto Mababi (Anderson *et al.*, 2005), Sierra de Los Ajos (Herrera-López, en progreso), en La Valdeza (Sierra Buenos Aires) y la Sierra Púrica, entre otros (Figuras 1, 5).

Los afloramientos más extensos de rocas jurásicas están presentes en la Sierra El Pinito, de cuya parte sur se recolectó una muestra de pórfido de cuarzo (muestra El Túnel, Anderson *et al.*, 2005; Figura 1) que se parece a aquéllos expuestos en el oeste de la cuenca San Antonio y en el sur de Arizona. Una fracción analizada da promedios concordantes con una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 174 Ma (Anderson *et al.*, 2005; Figura 5), indicando una edad del Jurásico Medio, que hace al pórfido correlacionable con aquellas unidades de litología similar,

la Toba Cobre Ridge y el Grupo Topawa en Arizona (Haxel *et al.*, 2005).

Algunas sierras como las de Cibuta, Las Avispas y El Pajarito están formadas por intercalaciones de rocas volcánicas y capas de conglomerado, que probablemente sean equivalentes a la toba Cobre Ridge y al Grupo Topawa, que dan fechas U-Pb de aproximadamente 170 Ma (Knight, 1970; Riggs y Haxel, 1990; Riggs y Busby-Spera, 1990, 1991; Riggs *et al.*, 1993; Haxel *et al.*, 2005). La secuencia que aflora en las inmediaciones del Cañón Planchas de Plata (suroeste de Nogales y que corta a la Sierra Las Avispas) se cartografió como dos unidades jurásicas: Formación Las Avispas y Formación La Jareta (Segerstrom, 1987). La Formación Las Avispas está constituida por tres horizontes de tobas de caída libre separados por capas de arenisca eólica. En conjunto tienen un espesor de al menos 500 m. Análisis de circones de un pórfido riolítico que aflora en el Cañón Planchas de Plata dieron dos edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, siendo la más antigua de 165 Ma (Anderson *et al.*, 2005; Figura 5), que es una buena estimación de la edad de esas rocas. Segerstrom (1987) sugiere la probable correlación de la Formación Las Avispas con la Toba Cobre Ridge.

La Formación La Jareta es una secuencia clásica de más de 1,300 m de espesor que descansa por medio de una discordancia angular sobre rocas volcánicas (Seegerstrom, 1987). Se puede dividir en dos miembros: uno inferior, compuesto predominantemente de conglomerado cuyos clastos están formados de rocas volcánicas similares a las subyacentes, con menos clastos de arenisca y granito; y otro superior, constituido por arenisca y limolita. El espesor de estos miembros es irregular y varía de un lugar a otro. Con la información disponible y por correlación (Medina-Salazar, 2006), se puede asignar la Formación La Jareta al Cretácico Superior, ya que es similar a la Formación El Tuli o a la Formación La Mesa, ambas de dicha edad.

Hacia el sur, en las sierras Cibuta y Las Avispas, se manifiestan los efectos de la deformación extensional del Mioceno, donde foliación, fallas normales y fallas de despegue son más notorias a lo largo del lineamiento Ímuris (Nourse *et al.*, 1994), que pudiera ser la continuación de la falla San Antonio, que se extiende desde Arizpe-Ímuris-Sásabe (Rodríguez-Casta-

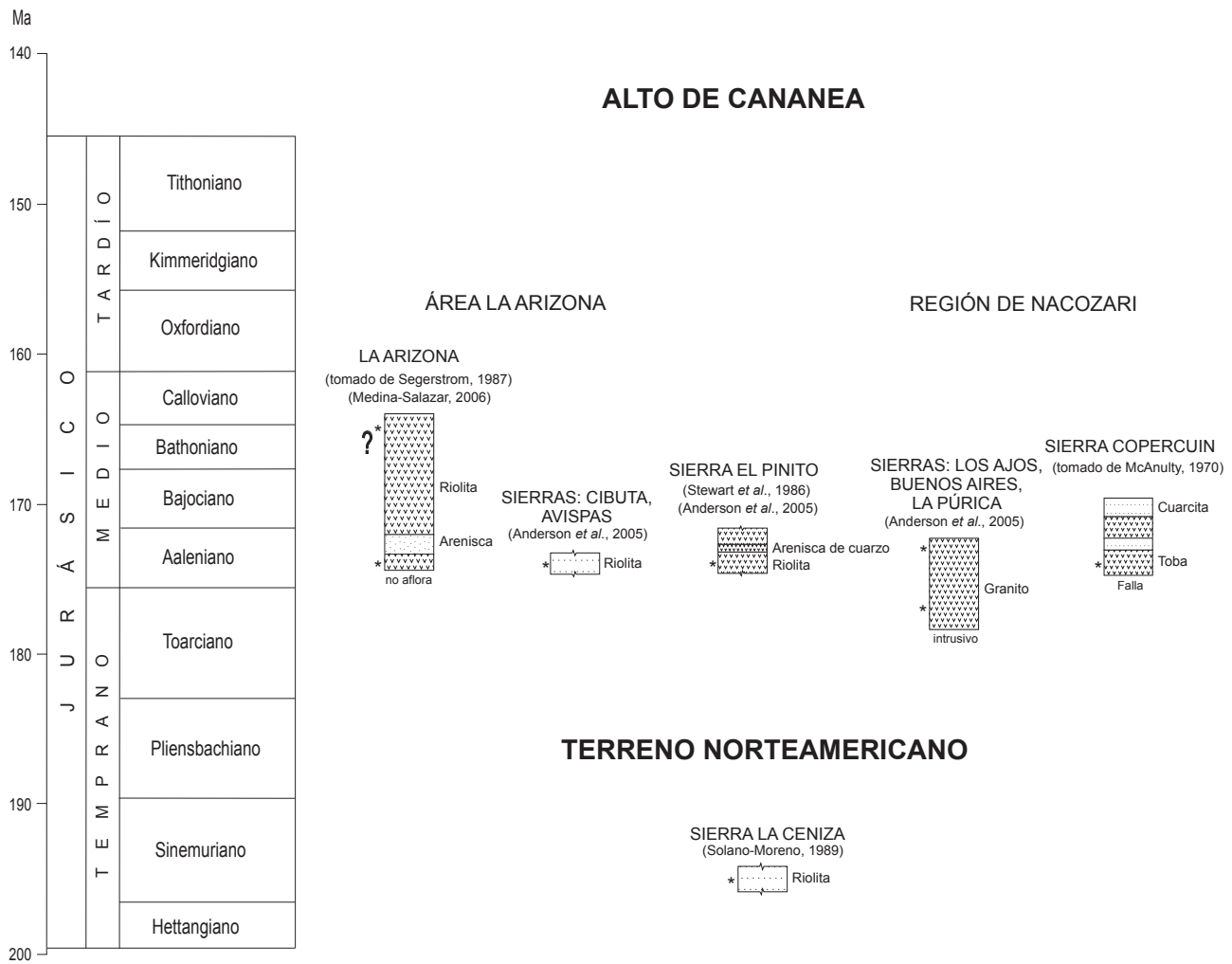


Figura 5. Columnas litoestratigráficas en el Alto de Cananea y el terreno Norteamericano (escala de tiempo de la International Commission on Stratigraphy, 2009).

ñeda, 2002; Medina-Salazar, 2006). A lo largo de esta zona de debilidad se forman los complejos de núcleo metamórfico Magdalena, La Madera, Guacomea, Las Jarillas, El Potrero, Pozo Verde y, ahora, Sierra El Cobre. En estos lugares, es común observar la presencia de rocas jurásicas y pórfidos de cuarzo con intercalaciones de arenisca de cuarzo que gradúan hacia arriba a conglomerado que presenta clastos de pórfido volcánico y cuarcita.

En Cananea, en la parte central del Alto de Cananea, Ayala-Fontes (1992) observa que las rocas descritas por Valentine (1936) son de probable edad jurásica. Esta secuencia está compuesta por riolita y traquita con intercalaciones de cuarcita bien clasificada y grauva-

ca (Formación Elenita); más riolita, dacita y latita intercaladas con lahar, toba y arenisca de la Formación Henrietta. Estas unidades están intrusionadas por la sienita El Torre de posible edad pre-cretácica (Meinert, 1980).

Al oeste de Nacozari, en la Sierra Copercuin, McAnulty (1970) cartografió la Formación Lily, compuesta por intercalaciones de toba, cuarcita, grauvaca y toba piroconsolidada con un espesor aproximado de 500 m, que a su vez están cubiertas por una cuarcita de aspecto masivo de 20 m de espesor, la cual cambia transicionalmente a un conglomerado calcáreo con lentes y capas de caliza impura. De los horizontes tobáceos se recolectó una muestra para su estudio geocronológico.

Una fracción discordante dio una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 174 Ma (Anderson *et al.*, 2005; Figura 5), la cual provee una edad para el límite superior de esta formación. En sus relaciones estratigráficas, la Formación Lily está cubierta por la Formación Copercuin formada por capas ricas en carbonatos, por lo que McNulty (1970) la consideró equivalente con la Caliza Mural del Cretácico Inferior. Estructuralmente, la Sierra de Copercuin se sitúa en la parte sur de un angosto bloque fallado del Terciario, el cual está compuesto por un granito precámbrico y estratos paleozoicos.

Hacia el norte, en la zona del Puerto Mababi, al sur de la Sierra Los Ajos, se recolectó una muestra de un granito de biotita que intrusión a rocas precámbricas. De la muestra se obtuvieron circones que, al ser analizados, dieron promedios discordantes de U-Pb. Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 173 y 177 Ma (Anderson *et al.*, 2005; Figuras 1, 5) ubican a este intrusivo en el Jurásico Medio. Hacia el sur del Puerto Mababi, en la localidad de La Valdeza, aflora el mismo plutón cortando a un granito precámbrico de 1,400 Ma.

En la Sierra Los Ajos, el intrusivo jurásico corta al Esquisto Pinal (1,715 Ma) y al granito Cananea (1,400 Ma).

TERRENO NORTEAMERICANO

Las rocas jurásicas que afloran en el extremo nororiental del estado de Sonora, las cuales se ubican dentro del terreno Norteamericano, son las reportadas en la Sierra La Ceniza (Solano-Moreno, 1989) (Figura 1). Al sur de Agua Prieta, la Sierra La Ceniza está constituida por una secuencia de conglomerado hacia la base, seguida por arenisca con intercalaciones de lentes de conglomerado, la cual es cubierta por riolita de hasta 1.5 m de espesor. Una edad Rb-Sr de 195 Ma (Solano-Moreno, 1989) indica una edad del Jurásico Temprano para esta roca volcánica (Figura 5).

ZONA MOJAVE-SONORA

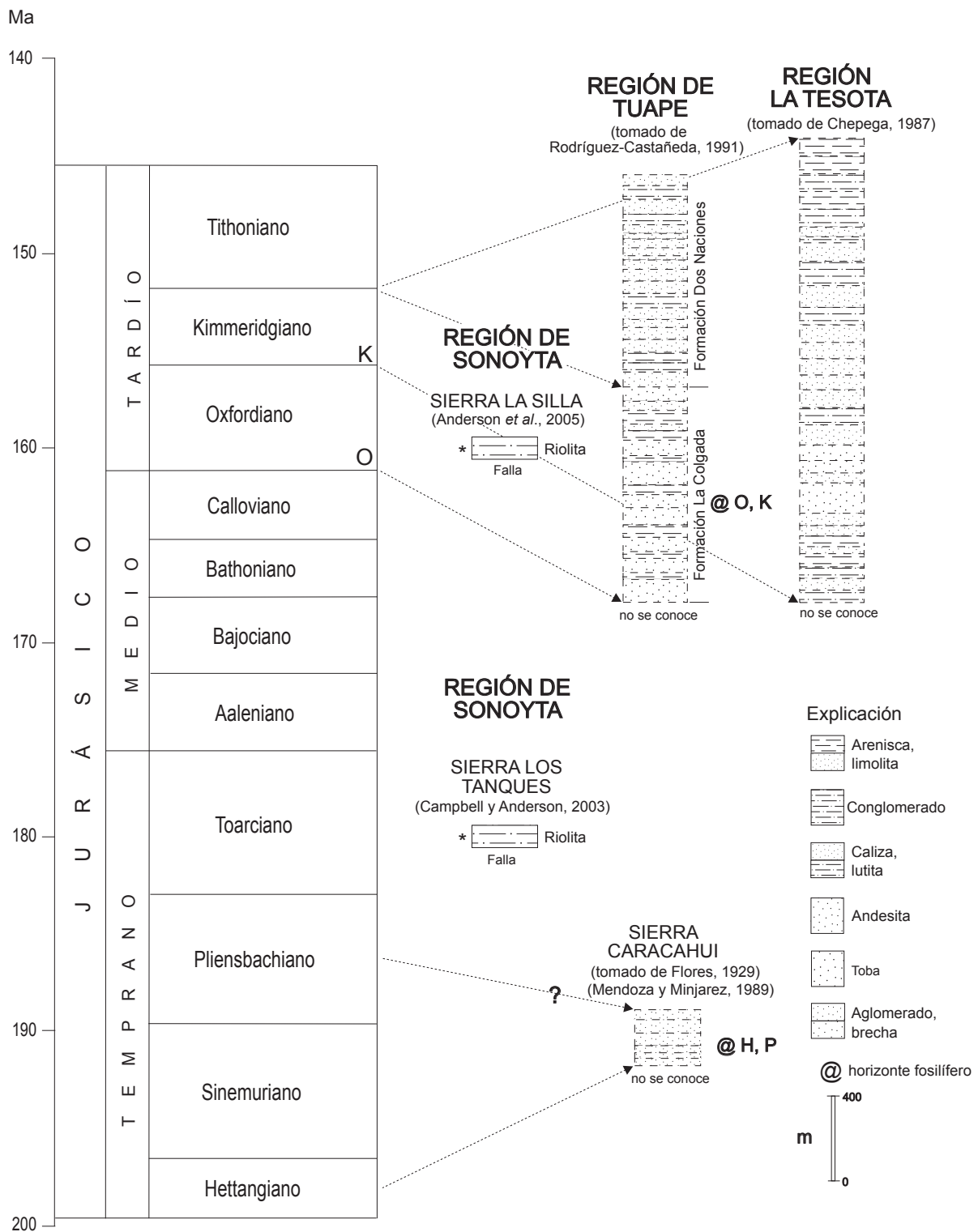
La zona Mojave-Sonora comprende un área de algunas decenas de kilómetros de anchura que se localiza a partir del límite del bloque Caborca y la cuenca San Antonio y que se traslapa al norte dentro de esta cuen-

ca (Figura 2). La zona Mojave-Sonora está constituida por rocas volcánicas del Jurásico Medio, así como por rocas sedimentarias, algunas de ellas del Jurásico Superior, y se extiende desde Sonoyta, al noroeste, hasta Banámichi por lo menos, en el centro de Sonora.

Hacia el suroeste de Sonoyta, en la Sierra Los Tanques, se tienen los afloramientos más septentrionales en la zona Mojave-Sonora. La cartografía en Arizona, en los cerros Quitobaquito, en las Montañas Puerto Blanco y las Montañas Sonoyta muestra que las rocas jurásicas plutónicas y supracorticales forman un grupo de escamas tectónicas. Estas rocas incluyen metapórfido de cuarzo, esquisto, metaconglomerado, filita cuarzo-feldespática, más granito, granodiorita y granito porfídico, los cuales muestran un metamorfismo con diferente intensidad (Haxel *et al.*, 1984; Tosdal y Miller, 1988; Tosdal *et al.*, 1989, 1990). También, entre las rocas que conforman la placa superior se incluye un augengneis que dio una edad U-Pb en circón de $1,749 \pm 23$ Ma (Premo *et al.*, 2003) y que se puede correlacionar con rocas similares en el bloque Caborca.

En la misma región de Sonoyta, entre la megacizalla y la cabalgadura Quitobaquito, aflora un testigo tectónico de granito rojo grisáceo sin deformar, que se asemeja mucho al granito Aibó, de 1.1 Ga (Anderson y Silver, 2005), del cual sólo se conocen afloramientos autóctonos en el bloque Caborca. Anderson y Campbell (1994) sugieren que el granito proterozoico y las rocas metamórficas que sobreyacen a rocas jurásicas deformadas sea un remanente del bloque de techo de la cabalgadura Quitobaquito, el cual se extiende hacia el sur aproximadamente 10 km hasta la Sierra Los Tanques para formar una zona de rocas miloníticas con fuerte inclinación, que contienen microestructuras que indican un desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora (Campbell y Anderson, 2003).

De las rocas involucradas con el testigo granítico se identificó un afloramiento de un metapórfido de cuarzo milonitizado (riolita porfídica Sonora # 5, Anderson *et al.*, 2005) del cual se analizaron dos fracciones de circones que dieron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 180 Ma (Anderson *et al.*, 2005; Figura 6), que probablemente son cercanas a la edad de la roca original. Hacia el sur de estos afloramientos, en la parte norte de la Sierra



ZONA MOJAVE - SONORA

Figura 6. Columnas litoestratigráficas en la Zona Mojave-Sonora (escala de tiempo de la International Commission on Stratigraphy, 2009).

Los Tanques, las rocas del bloque de piso están constituidas por rocas volcánicas, volcanoclásticas, conglomerado y arenisca, todas ellas foliadas y que terminan en contra de rocas miloníticas con fuertes inclinaciones que distinguen a las rocas asociadas con la megacizalla Mojave-Sonora (Campbell y Anderson, 2003).

En el área de Quitovac, las rocas volcánicas jurásicas expuestas son metadacita, metarriodacita, andesita, toba, y diorita, además de filonita, metaconglomerado y metarenisca. Unos kilómetros al norte de Quitovac y al sur del Puerto La Silla aflora un pórfido de cuarzo del cual se analizaron dos fracciones de circones que dieron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 159 y 160 Ma, respectivamente (Anderson *et al.*, 2005; Figura 6), indicando una edad del Jurásico Medio. Debe mencionarse que las relaciones estructurales en esta región muestran que los intrusivos cretácicos cortan a las rocas deformadas jurásicas, lo que es consistente con las observaciones donde los plutones cretácicos no presentan la fuerte deformación dúctil que indica que se encuentran en las inmediaciones de la traza de la megacizalla Mojave-Sonora. Localmente, los intrusivos cretácicos tienen una débil foliación, no milonítica, la cual es contemporánea con el emplazamiento de esos cuerpos o más joven.

En la sierra que se localiza al oeste de la localidad San Luisito afloran rocas jurásicas y precámbricas. Las rocas jurásicas presentes son andesita y toba intrusivadas por un granito también jurásico. El Precámbrico consiste en gneis y esquisto. Las relaciones estratigráficas muestran que el Precámbrico cabalga al Jurásico.

Características de la deformación en la zona Mojave-Sonora

Las rocas del Jurásico Medio y Superior presentan una o más de las siguientes características: (1) Foliación y microestructuras que indican desplazamiento lateral izquierdo en áreas con desarrollo de fallas con inclinaciones altas. (2) Cabalgaduras transpresionales que muestran deformación dúctil y frágil, algunas de ellas con rocas miloníticas y plegamiento en la placa superior. Los pliegues en algunas localidades son recostados. (3) Masas alóctonas de cuarcita, granito y rocas metamórficas y carbonatadas se encuentran arriba de las cabalgaduras u ocurren como masas o bloques encapsulados

por sedimentos, lo que sugiere deslizamientos por gravedad penecontemporáneos con su emplazamiento.

Hacia el suroeste de Sonoyta, donde aflora la megacizalla, se observa una zona de milonitas que separa un pórfido de cuarzo del Jurásico Medio de rocas cristalinas del Triásico y Precámbrico (Campbell y Anderson, 1998, 2003). En ese lugar, se tiene cabalgaduras delineadas por bloques de techo de granito, esquisto, gneis y cuarcita. También los bloques de techo de las cabalgaduras, que no son de mucha extensión, están colocados sobre, o imbricados con, intrusivos y rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas deformadas. Estas cabalgaduras son las estructuras predominantes dentro de la zona Mojave-Sonora, mientras que las rocas involucradas en la deformación son semejantes litológicamente o correlacionables con rocas restringidas al bloque Caborca.

En Quitovac, los elementos estructurales más importantes son cabalgaduras y pliegues asociados, foliación y lineación. Las rocas más antiguas autóctonas son volcánicas y sedimentarias jurásicas, mientras que las rocas cristalinas proterozoicas que afloran en los bloques de techo forman parte del bloque Caborca. Las rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas que forman el bloque de piso están foliadas, plegadas y afectadas por fallas. La dacita presenta una textura milonítica, la riodacita y la arenisca están foliadas, mientras que la toba se observa menos deformada, presentando un aspecto masivo, aunque en los contactos se ve generalmente foliada (Connors *et al.*, 1989; Caudillo-Sosa y Oviedo-Lucero, 1990; Caudillo-Sosa *et al.*, 1991). Las rocas cabalgadas se caracterizan por rocas miloníticas que muestran una fuerte inclinación, como en la Sierra San Antonio, o una inclinación moderada en los contactos con las rocas jurásicas (Connors, 1990; Connors *et al.*, 1989; Caudillo-Sosa y Oviedo-Lucero, 1990; Caudillo-Sosa *et al.*, 1996; Iriondo, 2001).

Entre Quitovac y el Cerro Basura, las rocas volcánicas se encuentran fuertemente falladas y forman una franja de cerros de baja altitud al oeste de la Carretera Federal núm. 2.

Al suroeste de la franja anterior, en Cerro Prieto, Calmus y Sosson (1995) reportan una cabalgadura con poco desplazamiento horizontal que pone a un gneis proterozoico sobre una sección de posible edad jurási-

ca compuesta por arenisca, conglomerado, pórfido de cuarzo y andesita. La cabalgadura muestra dos direcciones de transporte. La primera hacia el sureste, indicada por estructuras tales como pliegues *kink* y lentes asimétricos de cuarzo y feldespatos segregados entre la unidad proterozoica. La segunda dirección de transporte es hacia el noreste, sugerida por estructuras C y S registradas en la secuencia sedimentaria. La edad que estos autores sugieren para la falla es del Cretácico Tardío al Paleoceno, pero en el lugar no se observa rocas del Cretácico o más jóvenes que pudieran estar involucradas en la deformación, por lo que la deformación pudiera ser más antigua.

La zona Mojave-Sonora en el área del Cerro Basura y la Sierra La Gloria (Figura 4) se caracteriza por la presencia de rocas ígneas jurásicas afectadas por cabalgaduras y plegamiento. En las inmediaciones del Cerro Basura, en los cortes de la Carretera Federal núm. 2, se observa la presencia de pliegues recostados en capas volcánicas (Corona, 1979, 1980; Corona y Anderson, 1981), que son interpretados como parte de la deformación del Jurásico Medio. En las partes altas de la Sierra La Gloria, Corona (1980) cartografió cabalgaduras a lo largo de las cuales las rocas volcánicas jurásicas se encuentran imbricadas. Las rocas volcánicas forman cuerpos masivos que, a su vez, constituyen los núcleos de las cabalgaduras.

Otro lugar importante donde se documenta la deformación asociada a la megacizalla es Tuape, en Sonora central (Figura 6). Ahí, la deformación del Jurásico Superior se registra en rocas de la Formación La Colgada, cuyos estratos muestran pliegues recostados y contienen bloques exóticos. Las capas de la Formación La Colgada están cubiertas discordantemente por estratos del Cretácico, los cuales se encuentran menos deformados o no presentan la misma deformación que las rocas jurásicas (Rodríguez-Castañeda, 1984, 1986, 1988). La Formación La Colgada es la clave para entender la deformación; contiene fósiles del Oxfordiano (Rangin, 1977) y del Kimmeridgiano medio (Rodríguez-Castañeda, 1991) y los pliegues y las estructuras intraformacionales son indicativos de una deformación contemporánea. También, otras capas del Jurásico Superior contienen bloques de rocas carbonatadas y cuarcita, algunos de ellos de cientos de metros de longitud

(Stephens, 1988; Chepega, 1987). Al este de Tuape, adyacente a la posible traza de la megacizalla, Rodríguez-Castañeda (1984, 1990) cartografió cabalgaduras donde la cobijadura consiste en granito rojo con la distintiva textura micrográfica o en cuarcita, los cuales han sido desplazados hacia el norte sobre rocas jurásicas. Testigos tectónicos de granito rojo y bloques de cuarcita se encuentran a 40 km al norte de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson *et al.*, 1984; Stephens, 1988; Mendoza-Córdova y Minjarez-Rivera, 1989; Rodríguez-Castañeda y García y Barragán, 1994; Rodríguez-Castañeda, 2002).

Un bloque estructural del granito rojo que aflora cerca del rancho La Lámina en Sonora central, entre Magdalena y Cucurpe, fue cartografiado por Stephens (1988). En ese lugar se observa la cabalgadura La Lámina que muestra una inclinación suave y deformación frágil (Anderson *et al.*, 1984; Sosson y Calmus, 1990) y que está sustentada por la presencia de rocas ígneas y metamórficas, entre las que destaca el granito microográfico de 1.1 Ga, similar al granito Aibó de la región de Caborca, y del cual se conoce que aflora como una roca autóctona al sur de dicha región, donde se le ha denominado granito Santa Margarita (Rodríguez-Castañeda, 1984). Otro testigo estructural del granito microográfico se localiza al este de La Lámina y forma el Cerro El Tejano. En este lugar no se observa la relación con las rocas subyacentes, pero se cree que cabalga sobre rocas jurásicas, puesto que algunos kilómetros al sur se tiene una ventana de rocas jurásicas rodeada de rocas del Cretácico Superior.

En los alrededores de la cabalgadura La Lámina, se puede observar al menos dos períodos de deformación compresional mesozoica; el primero de ellos ocurrió durante el Jurásico Tardío y el segundo después del Aptiano-Albiano. La evidencia sugiere que el granito proterozoico cabalgó a las rocas jurásicas deformadas después o durante la acumulación de las capas del Jurásico Superior, tal y como lo sugiere la presencia de bloques de cuarcita contenidos entre los estratos jurásicos del bloque autóctono. Además, la cabalgadura La Lámina no afecta a rocas del Cretácico. La deformación que presentan las rocas del Cretácico está ligada a movimientos verticales e inversión tectónica (Rodríguez-Castañeda, 2002). Normalmente, las

rocas cretácicas descansan discordantemente sobre las rocas jurásicas.

Se infiere que la deformación de las rocas jurásicas asociada a la megacizalla Mojave-Sonora haya ocurrido durante el Jurásico Tardío, debido a: (1) cabalgaduras a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora ocurrieron entre *ca.* 180 y *ca.* 85 Ma, como lo indican edades U-Pb; y (2) en algunos lugares sedimentos deformados del Oxfordiano están cubiertos discordantemente por capas de arenisca del Cretácico Inferior que no muestran las características de la deformación previa (Rodríguez-Castañeda, 1997). Lo anterior se basa en que trabajos como los de McKee (1991), McKee y Anderson (1999) y Rodríguez-Castañeda (1997, 2002) sugieren que las rocas del Cretácico Inferior fueron deformadas por un deslizamiento por gravedad más que por compresión, considerando también los efectos de la deformación terciaria con fallamiento normal de bajo ángulo.

Se ha observado que las rocas jurásicas y las estructuras que las afectan registran información de deformación contemporánea a los movimientos a rumbo de la megacizalla, con presencia de transpresión en algunos sitios. Las tres cabalgaduras mayores mencionadas, Quitobaquito, La Lámina y Cerro El Tejano, se interpretan como resultado de dicho proceso de transpresión.

DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS DEL JURÁSICO MEDIO EN SONORA: IMPLICACIONES EN LAS RESTAURACIONES PARA EL JURÁSICO TARDÍO Y EL NEÓGENO.

Si se restituyera la península de Baja de California a su posición antes de la apertura del Golfo de California, se traerían cuerpos de ortogneis jurásico que se han preservado como roca encajonante de los intrusivos cretácicos que conforman el batolito de las Sierras Peninsulares en el sur de California y norte de Baja California y que estarían muy cerca de los afloramientos de rocas ígneas jurásicas esparcidas a lo largo de la costa de Sonora en el margen oeste del bloque Caborca (Figura 1). Tomando en cuenta lo anterior, se considera que los afloramientos de las rocas jurásicas en el oeste de Sonora sean parte de una gran provincia magmática que incluye el ortogneis Cuyamaca Reservoir ($161 \pm$

12 Ma, U-Pb en circón, Thomson y Girty, 1994) del sur de California y de la tonalita Agua Caliente (164.3 ± 2.3 Ma, U-Pb en circón, Schmidt y Paterson, 2002) en Baja California. Juntos, los afloramientos de rocas ígneas jurásicas de California y los costeros de Sonora forman una provincia magmática alargada del Jurásico Medio-Tardío que se extiende hasta el oeste del principal cinturón en el norte de Sonora. Schmidt y Paterson (2002) sugieren que el cinturón en Baja California pueda extenderse a lo largo del batolito de las Sierras Peninsulares.

Ni los afloramientos de la costa o los del norte de Sonora forman una secuencia completa de unidades tectonoestratigráficas del Jurásico Medio, que se pudieran comparar a un prisma de acreción, a una cuenca de trasarco o a un arco asociado a una subducción debajo de un margen continental. No obstante, cada serie de rocas ígneas del oeste del bloque Caborca y del norte de Sonora es: (1) comparable a una provincia magmática de tipo Andino, formada durante la convergencia en un margen continental (e.g., Tosdal *et al.*, 1989); y (2) registra el traslape de las rocas magmáticas jurásicas a través del margen continental. Los márgenes continentales, uno en el oeste y otro en el noreste de Sonora, difieren en cuanto a su conjunto de rocas sedimentarias, ya que mientras en el oeste, el bloque Caborca se caracteriza por una secuencia miogeoclinal, en la región del Alto de Cananea, las rocas volcánicas jurásicas sobreyacen a secciones cratonales, tal como se observa en Cananea.

De este modo, los afloramientos de rocas volcánicas y plutónicas jurásicas en la parte más occidental de Sonora están separados de aquéllos en el norte por el bloque Caborca, que forma un gran vacío (*gap*) donde no se han reconocido rocas ígneas ni sedimentarias del Jurásico Medio. Esto significa que los afloramientos de rocas volcánicas y plutónicas del Jurásico Medio en el norte de Sonora terminan abruptamente a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora. Rodríguez-Castañeda (1984) considera el modelo de fallamiento a rumbo, subparalelo a la orientación del arco volcánico, lo que explicaría la duplicación de estos cinturones ígneos jurásicos.

Es probable que zonas de *mélange* (Anderson *et al.*, 2005) y de rocas ígneas jurásicas en el estado de

Zacatecas representen los elementos tectonoestratigráficos perdidos en Sonora, que fueron desplazados por la megacizalla hacia el sureste (Anderson *et al.*, 2005; Jones *et al.*, 1995), al igual que afloramientos de rocas vulcanosedimentarias probablemente jurásicas en Santa María del Oro, Nayarit (en el río Santiago, proyecto El Cajón de la CFE), y en Querétaro, región de Tolimán, en el centro de México (V.M. Dávila-Alcocer, comunicación personal). El modelo anterior es consistente con la distribución de rocas proterozoicas en el norte de Sonora, sur de California y sur de Arizona, como fue interpretado por Silver y Anderson (1974) para registrar una falla de desplazamiento lateral izquierdo de carácter regional. Del mismo modo, capas fosilíferas marinas del Jurásico Inferior restringidas al bloque Caborca (sur de la megacizalla) han sido desplazadas de latitudes como el centro-oeste de Nevada, donde afloran rocas correlativas.

CORRELACIÓN DE EVENTOS JURÁSICOS A LO LARGO DEL MARGEN SUDOCCIDENTAL DE NORTEAMÉRICA: IMPLICACIONES OROGÉNICAS Y TECTÓNICAS

Se plantea una evolución tectónica de las rocas ígneas jurásicas desde un punto de vista regional y su asociación al desarrollo de la megacizalla Mojave-Sonora.

Hacker y colaboradores (1995) puntualizan que las orogénias Nevadiana y Siskiyou se pueden atribuir a colisión relacionada con convergencia o con cambios en el movimiento de las placas. En el norte de Sonora y el sur de Arizona, las rocas ígneas jurásicas se pueden dividir con base en su edad y en su composición en dos grupos principales, los cuales se interpreta que reflejen el cambio de subducción a fallamiento transformante (Tosdal *et al.*, 1989). El grupo antiguo tiene características calcialcalinas y edades en el rango entre 170 y 160 Ma y se asocia comúnmente a un magmatismo relacionado con subducción, mientras que el grupo más joven, de composición alcalina, que incluye traquian-desita, granito y sienita alcalinos, se formó entre 162 y 147 Ma en un ambiente de cuenca transtensional (Anderson y Nourse, 2005).

Las edades y la composición de diferentes grupos de rocas ígneas en Arizona, Sonora, Nayarit, Zacate-

cas y Querétaro, pueden correlacionarse con eventos y procesos en California y Oregon. Se ofrece una visión general de la tectónica de placas para la margen suroeste de Norteamérica, que incorpora una descripción de la deformación en las Montañas Klamath (e.g., Harper y Wright, 1984; Hill, 1985; Wright y Fahan, 1988; Harper *et al.*, 1994; Hacker *et al.*, 1995) con el registro geológico hacia el sureste a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora, que se infiere haya tenido conexión con la evolución tectónica del Atlántico y el Pacífico (Anderson y Schmidt, 1983). La evolución tectónica jurásica incluye subducción seguida por eventos de colisión, fallamiento lateral y extensión y contracción de la corteza y se puede resumir de la manera siguiente:

1. Un evento de compresión (la orogenia Siskiyou), de hace alrededor de 175 Ma, que se reconoce en la Sierra Nevada y más hacia el norte (Renne y Scott, 1988; Wright y Fahan, 1988), es distinto de los siguientes eventos algo más jóvenes de compresión ocurridos en el Jurásico Medio y el tiempo Nevadiano. No se identifica la presencia de estructuras derivadas de la orogenia Siskiyou en el sur de California y en Sonora, lo que indica una distribución limitada de esta deformación antigua.

2. La renovación de la subducción en el intervalo entre alrededor de 175 y 165 Ma da como resultado la formación en el occidente del arco volcánico-plutónico Hayfork (Wright y Fahan, 1988) y sus unidades volcánicas equivalentes hacia el sur a lo largo del eje de la Sierra Nevada, a través del desierto de Mojave y hacia Arizona (toba Cobre Ridge del sur de Arizona; Riggs, 1987; Riggs y Busby-Spera, 1990; Riggs y Haxel, 1990) y norte de Sonora.

3. El cese de la subducción por obstrucción a los 169 Ma, con el consecuente apiñamiento en la zona de subducción y la conexión entre las placas que se subducen y las que cabalgan, conduce a importantes cambios en los límites de las placas.

4. Los cambios en el margen de la placa se manifiestan por la creación de litosfera oceánica, tal como en la Sierra Costera (*Coast Range*) (167-156 Ma, Silleby *et al.*, 1991) y en las ofiolitas Josephine (164-162 Ma, Harper, 1980; Harper *et al.*, 1994), Preston Peak (Snoke, 1977) y Devils Elbow (Wyld y Wright, 1988).

5. Una gran parte del Complejo Smartville, al oeste de las zonas de falla Melones y Mountain Bear, se formó durante este evento. La extensión es especialmente evidente en escalonamientos izquierdos (*left steps*), como en la falla Big Bend, en el norte de California (Dilek, 1989). En la zona del escalonamiento izquierdo, el piso del Complejo Smartville, que se formó hace alrededor de 178 Ma, fue extendido e intrusionado por diques y plutones entre 164 y 160 Ma (Edelman *et al.*, 1989; Saleeby *et al.*, 1989). Por otro lado, alejándose hacia el sur, la ofiolita Great Valley forma el piso de una estructura regional de tipo *pull-apart*.

6. Los plutones formados durante la subducción, que ya se encontraban dentro de la corteza, continúan cristalizando después de los 165 Ma.

7. Las cuencas de desgarre localizadas cerca de la megacizalla Mojave-Sonora a lo largo del oeste de Norteamérica, en particular en el norte de Sonora, sur de Arizona, Nuevo México, Chihuahua y Texas (Anderson y Nourse, 2005), empezaron a formarse durante este tiempo. En el basamento continental del suroeste de América del Norte, la manifestación inicial de la transición de convergencia a transtensión ocurrió a los 162 Ma, registrada por una toba que aflora en las unidades más inferiores de secciones estratigráficas en las cuencas de desgarre, como la cuenca McKoy (Fackler-Adams *et al.*, 1997). En las partes altas de las secciones estratigráficas asociadas con las cuencas de desgarre, las unidades volcánicas son pocas o están ausentes.

8. Un evento compresivo, semejante al que ocurrió a finales del Jurásico Medio en el desierto de Mojave, en California (Walker *et al.*, 1990), y que quedó registrado en el intrusivo Goldhammer (*ca.* 161 Ma) (Howard *et al.*, 1995), ocurrió en Sonora, donde probablemente se asocia a transpresión.

9. La formación de fondo oceánico cerca de la megacizalla Mojave-Sonora cesó alrededor de los 157 Ma (Saleeby *et al.*, 1982).

10. La continuación del fallamiento a rumbo (159-149 Ma), acompañado de contracción regional a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora, se identifica por: (a) plegamiento penecontemporáneo y presencia de olistolitos en la Formación La Colgada, del Oxfordiano y Kimmeridgiano, en la zona Mojave-Sonora de Sonora (Anderson *et al.*, 2005); (b) diques en el oeste

de la Sierra Nevada (Wolf y Salleby, 1992); y (c) cabalgaduras mayores (e.g., Madstone y Orleans; Harper *et al.*, 1990, 1994; Hacker *et al.*, 1995) en las montañas Klamath.

11. Después de que la subducción había cesado, o disminuido, en muchos lugares alrededor de los 165 Ma, plutones, como los granitoides Ko Vaya, que son generalmente alcalinos y con edades que caen en el intervalo de 155 a 145 Ma, se emplazaron localmente a lo largo de fallas que bordean las cuencas de desgarre, dentro de una corteza que había sido adelgazada por extensión.

12. La terminación del fallamiento lateral durante el Jurásico Tardío, al igual que la contracción asociada, están marcadas por la presencia de diques cerca de la megacizalla Mojave-Sonora, derivados de los granitoides Ko Vaya (*ca.* 147 Ma) (Tosdal *et al.*, 1989; Anderson *et al.*, 2005).

El fallamiento lateral, la fractura de las estructuras por separación (transtensión), junto con compresión (transpresión) local en las zonas *restraining bends* y un acortamiento ampliamente distribuido cerca de las fallas laterales mayores, son los procesos tectónicos principales que se asocian al desarrollo de la megacizalla Mojave-Sonora entre los 165 y 145 Ma. Los eventos que ocurren en este intervalo de 20 Ma son compatibles con las descripciones del tectonismo que dan Wright y Fahan (1988) en su amplia explicación de la orogénesis jurásica. La megacizalla Mojave-Sonora se extiende hacia el este a través del norte de México, como lo sugieren segmentos de rocas que se correlacionan con el arco magmático del Jurásico Medio (Jones *et al.*, 1995), además de su relación con la apertura del Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983).

RELACIONES CINEMÁTICAS ENTRE CONVERGENCIA, SUBDUCCIÓN, COLISIÓN, FRACTURA, EXTENSIÓN Y FALLAMIENTO TRANSFORMANTE

El desarrollo del arco magmático del Jurásico Medio (*ca.* 175–165 Ma) a lo largo del margen suroeste de América del Norte se da en un límite de placas convergente (Figura 7A). Estructuras extensionales, como diques y fallas, con un rumbo este-oeste se formaron después de que la subducción cesó alrededor de 165 Ma

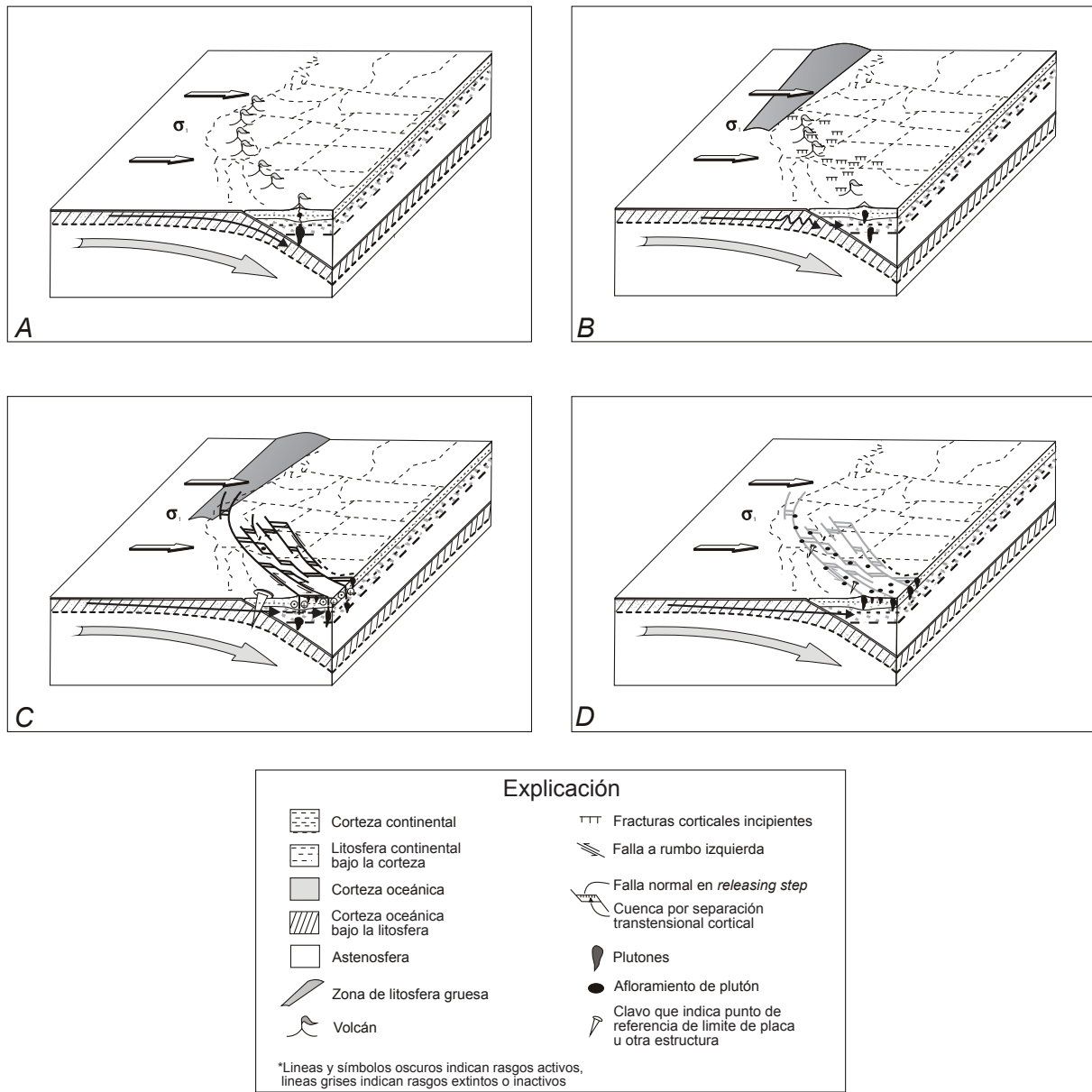


Figura 7. Diagramas que muestran las relaciones cinemáticas interpretadas para convergencia, subducción, colisión, fractura, extensión y fallamiento transformante del Jurásico Medio al Tardío en el margen oeste de América del Norte. (A) 175–165 Ma: Convergencia de placas con subducción libre y vulcanismo consecuente. (B) 165 Ma: La convergencia de placas continúa aunque la subducción es restringida tal vez por la colisión de una litofera gruesa. A medida que la placa gruesa se subduce, ésta se empieza a soldar contra la placa de arriba y el vulcanismo disminuye y la transtensión comienza a ser registrada por: (1) fractura de ambas placas; (2) desarrollo de cuencas transtensionales cerca de la megacizalla Mojave-Sonora. (C) 162–148 Ma: la convergencia de placas continúa, pero las placas comienzan a ser unidas firmemente, por lo que se da una transición de fractura de la corteza a un fallamiento transcurrente. Se establece una fuerte deformación extensional en la corteza dentro de las zonas de falla principales, por lo que se forman grandes cuencas transtensionales. El magma intrusión áreas con corteza delgada y la corteza caliente y engrosada resultante es suficientemente fortalecida, por lo que de manera local algunas zonas con deformación dúctil registrada por pliegues y cabalgaduras acompañan a la extensión de dirección N-S; (D) 148-135 Ma: la convergencia de placas continúa y las intrusiones continúan soldando las fallas, engrosando y fortaleciendo la corteza; la deformación es transmitida a la corteza caliente y engrosada, donde localmente se presenta contracción. Hacia los 135 Ma, el magmatismo relacionado con la subducción continúa (tomada de Anderson et al., 2005).

(Anderson y Nourse, 2005) y marcan la orientación del esfuerzo principal máximo en la placa de Norteamérica (Figura 7B). Si las fallas extensionales en dicha placa cabalgante son paralelas al esfuerzo máximo principal durante el régimen tardío de fallamiento lateral, y si la subducción del Jurásico Medio involucra una convergencia ortogonal, entonces se puede argumentar que la subducción, la fractura, el fallamiento transformante y la transtensión sean manifestaciones tectónicas de procesos profundos asociados a flujo astenosférico orientado al este, que llevó las placas proto-Pacífica y Norteamericana una hacia la otra (Figura 7C).

Durante la convergencia, los esfuerzos pueden ser o no transmitidos a través del límite de placa. Si la subducción es eficiente (Figura 7A, 175–165 Ma) y la placa que se subduce es consumida sin mucha interacción con la placa cabalgante, entonces los esfuerzos que se transmiten de una a otra placa son pocos a través del límite de placa; no obstante, si la placa que se hunde no tiene una subducción eficiente debido a que es gruesa o de baja densidad, o ambas, lo que ocurre entonces es una colisión o un apiñamiento (Figura 7B, *ca.* 170–167 Ma). A medida que la placa gruesa y flotante que se subduce sube y se liga con la base de la placa cabalgante, el margen de la placa superior puede ser arrastrado hacia el interior de la misma placa y, por consiguiente, ésta es engrosada. Si la litosfera superior se engruesa suficientemente, puede llegar a ser lo bastante fuerte como para transmitir los esfuerzos relacionados con un flujo profundo en áreas frágiles de la placa cabalgante. Dentro del interior relativamente frío y rígido de la placa, los esfuerzos pueden causar la rotura de la misma, generando un conjunto de fallas normales y de desplazamiento a rumbo complementarias. Estas fallas acomodan el acortamiento impuesto por el flujo lateral de la astenosfera, que arrastra a la litosfera y a la corteza una contra otra (*ca.* 167–163 Ma).

Pronto se desarrolla fallamiento de desplazamiento lateral a lo largo del plano del esfuerzo de cizalla máximo y se convierte en el medio más eficiente para acomodar la deformación a través del límite de placa con el desarrollo de fallas mayores (Figura 7C, *ca.* 163–148 Ma). La deformación por cizalla en la zona principal de desplazamiento puede causar una segmentación en las rocas con fuerte deformación y la consecuente

intrusión de plutones sintectónicos (*ca.* 155–148 Ma) en regiones de alta atenuación. Estas intrusiones en las zonas de mayor deformación de la corteza pueden soldar las fallas transformantes y endurecer la litosfera con el requerimiento de esfuerzos crecientes para que la deformación proceda. Por otro lado, si la litosfera está suficientemente reforzada, puede comenzar la transmisión de esfuerzos a través del límite de placa transformante anterior (Figura 7D, 148–123 Ma). Si la litosfera que no se está subduciendo es removida por acreción o desplazada a lo largo de fallas a rumbo, la subducción de la litosfera más fría y más densa puede reanudarse. El estilo de deformación en la corteza de la placa cabalgante está en función de la naturaleza de la placa; es decir, delgada *vs.* gruesa, fría *vs.* caliente, rígida *vs.* viscosa.

CONCLUSIONES

Una amplia franja de rocas volcánicas y plutónicas con edades U-Pb del Jurásico Medio se localiza al norte de la megacizalla Mojave-Sonora (cuenca San Antonio) y se extiende desde el norte de Sonora hasta el sur de Arizona. Los afloramientos de estas rocas corresponden a la parte más meridional de un arco volcánico continental que se extiende desde Alaska hasta el norte de México, donde el vulcanismo relacionado con la subducción comienza a los 175 Ma y termina entre los 165 y 160 Ma. Las unidades volcánicas más ampliamente distribuidas tienen edades interpretadas U-Pb de 175 a 170 Ma, mientras que los granitoides Kitt Peak-Trigo Peak, calci-alcálicos y de amplia distribución, tienen edades de alrededor de 165 Ma.

Casi al mismo tiempo (*ca.* 163 Ma), en las cuencas de desgarre, tales como las cuencas McCoy Mountains, en el SE de California, y la cuenca San Antonio, en el norte de Sonora, se inició la acumulación de secuencias volcánicas seguidas por rocas sedimentarias. Otras cuencas de desgarre se formaron en zonas de *releasing steps* en el suroeste de los Estados Unidos y en el norte de México.

Las rocas ígneas del Jurásico Superior afloran cerca de fallas en las zonas de *releasing steps* asociadas a las cuencas de desgarre, así como dentro de las mismas cuencas. Su distribución sugiere que el mag-

ma haya ascendido a lo largo de zonas fracturadas con una corteza delgada. En el sur de Arizona, estas rocas ígneas son parte de la secuencia Artesa y del grupo de plutones Ko Vaya.

El cambio de un régimen de subducción a uno de transtensión regional marca el inicio del desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora, cuya traza es paralela a la antigua margen continental excepto donde se desplaza y corta una protuberancia de basamento proterozoico (el bloque Caborca).

Se sabe que el desplazamiento del bloque Caborca es de aproximadamente 800 a 1,000 km de movimiento lateral izquierdo. Se establece que este desplazamiento tiene lugar al sur de una estructura tipo *releasing step*, lo que genera la formación de una cuenca de desgarre regional con rocas oceánicas en su piso. Esta cuenca de desgarre coincide con el Gran Valle de California. En el norte de Sonora y el suroeste de Arizona, el arco magmático del Jurásico Medio fue cortado o truncado y desplazado hacia el noreste y centro de México.

El fallamiento lateral izquierdo continuó, en algunos lugares, desde los 163 Ma hasta alrededor de 148 Ma, y alrededor de los 155 Ma se desarrollaron estructuras contraccionales cerca de la falla lateral principal y se extendieron a las rocas del arco magmático del Jurásico Medio. En Sonora, esta deformación está registrada por plegamiento e imbricación de rocas volcánicas, volcánicas y clásticas oxfordianas al noreste de la megacizalla Mojave-Sonora (Zona Mojave-Sonora).

La terminación del fallamiento a rumbo comienza alrededor de 150 Ma, como se observa en intrusivos sin deformación que cortan a rocas del Jurásico Medio, previamente deformadas.

La historia tectónica desde el Jurásico Medio-Tardío hasta el comienzo del Cretácico (175–120 Ma) incluye magmatismo, subducción, colisión, transtensión y fractura, fallamiento lateral, transpresión y compresión, y una renovada subducción. Alrededor de los 165 Ma, la subducción comienza a disminuir y el proceso de fractura es lo más importante. Entre alrededor de 163 y 145 Ma ocurre un periodo breve de fractura con orientación este-oeste, el cual es seguido por fallamiento lateral izquierdo al noroeste, al que se asocia fallamiento extensional. Hacia los 135 Ma, la subducción y el magmatismo relacionado se reanuda.

RECONOCIMIENTOS

Este capítulo es una parte de los estudios geológicos que durante muchos años han realizado Thomas H. Anderson y Leon T. Silver sobre la geología de Sonora. Su aporte al conocimiento de la región ha dejado una huella profunda en muchos, lo que ha generado ideas sobresalientes, como las que aquí se presentan, y que ha impulsado a otros a contribuir al conocimiento de la tectonoestratigrafía del noroeste de México. Se agradece a Jaime Roldán-Quintana y a los árbitros por sus sugerencias para el mejoramiento del manuscrito, y a Magdalena Alcayde, de la Unidad Editorial del Instituto de Geología de la UNAM, por revisar la redacción del mismo. La Sociedad Geológica de América gentilmente otorgó el permiso para utilizar la información del artículo *Anderson, T.H.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; y Silver, L.T., 2005, Jurassic rocks in Sonora, Mexico—Relations to the Mojave-Sonora megashear and its inferred northwestward extension, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 51–95, doi: 10.1130/0-8137-2393-0.51.*

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, T.H.; Bajek, D.T.; Chepega, J.R.; Ichikawa, K.M.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; Stevens, W.E.; y Silver, L.T., 1984, Crystalline thrust sheet near the Mojave-Sonora megashear, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 16, p. 430 (resumen).
- Anderson, T.H., y Campbell, P.A., 1994, The role of the Quito-baquito thrust in Mesozoic deformation Cordillera-Chihuahua corridor: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 26, no. 2, p. 35 (resumen).
- Anderson, T.H.; Jones, J.W.; y McKee, J.W., 2005, The Taray Formation—Jurassic(?) mélangé in northern Mexico, *in* Anderson, T.H.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 427–455.
- Anderson, T.H., y Nourse, J.A., 2005, Pull-apart basins at releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora fault system, *in* Anderson, T.H.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 97–122.

- Anderson, T.H.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; y Silver, L.T. 2005, Jurassic rocks in Sonora, Mexico—relations to the Mojave-Sonora megashear and its inferred northwestward extension, *in* Anderson, T.H.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 51–95.
- Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983, A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea Region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 941–966.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea Sonora: Economic Geology, v. 72, p. 827–836.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 10, p. 359 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in* Anderson T.H. y Roldán-Q., J., eds., Geology of northern Sonora: Annual Meeting of the Geological Society of America, Guidebook-Field Trip No. 27, p. 59–68.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, núm. 2, p. 131–139.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 2005, The Sonora-Mojave megashear—field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *in* Anderson, T.H.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 97–122.
- Arriaga-Meléndez, Hilario; López-Escalona, Juan; López-Reyes, J.E.; Terán-Ortega, L.A.; Castro-Escarrega, J.J.; Díaz-Salgado, Ciro; Espinoza-Beltrán, C.C.; y Vázquez-Mendoza, Rigoberto, 2008, Carta geológico-minera estado de Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, mapa de escala 1:500,000 (http://portaljsgm.gob.mx/cartas_impresas/productos/cartas/estados/geologia/pdf/sonora.pdf).
- Asmeron, Y.; Zartman, R.E.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1990, Zircon U-Th-Pb and whole-rock Rb-Sr age patterns of lower Mesozoic igneous rocks in the Santa Rita Mountains, southeast Arizona—implications for Mesozoic magmatism and tectonics in the southern Cordillera: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 961–968.
- Ayala-Fontes, R., 1992, Geology of the Cananea Mining District, *in* Clark, K.F.; Roldán, J.; y Schmidt, R.H., eds., Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental: El Paso Geological Society, 1992 Field Conference Guidebook, p. 407–412.
- Bassett, K.N., y Busby, C.J., 2005, Tectonic setting of the Glance Conglomerate along the Sawmill Canyon fault zone, southern Arizona—a sequence analysis of intra-arc strike-slip basin, *in* Anderson T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 377–400.
- Beauvais, L., y Stump, T.E., 1976, Corals, molluscs and paleogeography of Late Jurassic strata of the Cerro Pozo Serna, Sonora, Mexico: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 19, p. 275–301.
- Bilodeau, W.L., y Keith, S.B., 1986, Lower Jurassic Navajo Aztec-equivalent sandstones in southern Arizona and their paleogeographic significance: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, p. 690–701.
- Bilodeau, W.L.; Kluth, C.F.; y Vedder, L.K., 1987, Regional stratigraphic, sedimentologic, and tectonic relationships of the Glance Conglomerate in southeastern Arizona, *in* Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 229–256.
- Briskey, J.A.; Haxel, G.B.; Peterson, J.A.; y Theodore, T.G., 1978, Reconnaissance geologic map of the Gu Achi 15' Quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-965, escala 1:62,500.
- Burckhardt, C., 1930, Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: Mémoire de la Société Paléontologique Suisse, v. 49–50, 280 p.
- Busby-Spera, C.J., 1988, Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the south-west Cordilleran United States: Geology, v. 16, p. 1121–1125.
- Busby-Spera, C.J.; Mattinson, J.M.; Riggs, N.R.; y Schermer, E.R., 1990, The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran deserts and the Sierra Klamath region—similarities and differences in paleogeographic evolution, *in* Harwood, D., y Miller, M., eds., Late Paleozoic and Mesozoic paleogeographic relations, Klamath-Sierra and adjacent regions: Geological Society of America Special Paper 225, p. 325–337.
- Calmus, T.; Pérez-Segura, E.; y Stinnesbeck, W., 1997, La structuration de la marge pacifique nord-américaine et du “terrane” Caborca—apports de la découverte d’une faune du Jurassique Inférieur et Moyen dans la série de Pozos de Serna (Sonora, Mexique): Comptes rendus de l’Académie des sciences (Paris), Sciences de la terre et des planètes, v. 325, p. 257–263.
- Calmus T., y Sosson, M., 1995, Southwestern extension of the Papago terrane into the Altar Desert region, northwestern Sonora, and its implications, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies of the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 99–109.
- Campbell, P.A., y Anderson, T.H., 1998, Structure and kinematics along a Jurassic plate boundary transform, the Mojave-Sonora megashear, northwestern Sonora, Mexico, *in* Clark, K.F., ed., Gold deposits of Northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists Guidebook Series, núm. 30, p. 177–186.
- Campbell, P.A., y Anderson, T.H., 2003, Structure and kinematics along a segment of the Mojave-Sonora megashear—a strike-slip fault that truncates the Jurassic continental magmatic arc of southwestern North America: Tectonics, v. 22, núm. 6, p. 1077.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040–1051.

- Caudillo-Sosa, Gerardo, y Oviedo-Lucero, L.F., 1990, Geología del área Quitovac, Mpio. de Puerto Peñasco, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Tesis de Licenciatura, 120 p. (inérita)
- Caudillo-Sosa, Gerardo; Oviedo-Lucero, L.F.; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 1996, Falla Quitovac—Resultado de un evento de transpresión del “Mojave-Sonora Megashear”, noroeste de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 13, núm. 2, p. 140–151.
- Chepega, J.R., 1987, Reconnaissance geology of Tuape, north-central Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 139 p. (inérita).
- Connors, C.D., 1990, Geology of the Quitovac-Sierra La Toñita area: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 75 p. (inérita).
- Connors, C.D.; Anderson, T.H.; y Silver, L.T., 1989, Expression and structural analysis of the Mojave-Sonora megashear in northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 21, p. A91.
- Cooper, J.R., y Silver, L.T., 1964, Geology and ore deposits of the Dragoon quadrangle, Cochise County, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 416, 196 p.
- Corona, F.V., 1979, Preliminary reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico, in Anderson T.H., y Roldán-Q., J., eds., Geology of northern Sonora: Annual Meeting of the Geological Society of America, Guidebook-Field Trip núm. 27, p. 32–48.
- Corona, F.V., 1980, Reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 232 p. (inérita)
- Corona, F.V., y Anderson, T.H., 1981, Stratigraphy and structure of a Jurassic (?) sequence at Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 13, p. 50 (resumen).
- Davis, G.H.; Phillips, M.P.; Reynolds, S.J.; y Varga, R.J., 1979, Origin and provenance of some exotic blocks in lower Mesozoic red beds basin deposits, southern Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 376–384.
- Dilek, Yildirim, 1989, Structure and tectonics of an early Mesozoic oceanic basement in the northern Sierra Nevada metamorphic belt, California—evidence for transform faulting and enzymatic arc evolution: Tectonics, v. 8, p. 999–1014.
- Dowlen, R.J., y Gastil, R.G., 1981, Reconnaissance geology of Cerro Pozo Serna, western Sonora, Mexico, in Ortlieb, L., y Roldán-Q., J., eds., Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, Guidebook and Papers, p. 431–435.
- Drewes, Harald, 1968, New and revised stratigraphic names in the Mount Wrihston Formation of southeastern Arizona: U.S. Geological Survey Open-File Report, 6 p. (inérito).
- Drewes, Harald, 1971a, Mesozoic stratigraphy of the Santa Rita Mountains, southeast of Tucson, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 658, 81 p.
- Drewes, Harald, 1971b, Geologic map of the Sahuarita quadrangle, southeast of Tucson, Pima County, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-613, escala 1:48,000.
- Drewes, Harald, 1971c, Geologic map of the Mount Wrihston quadrangle, southeast of Tucson, Santa Cruz and Pima Counties, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-164, escala 1:48,000.
- Edelman, S.H.; Day, H.W.; y Bickford, M.E., 1989, Implications of U-Pb zircon ages for the tectonic settings of the Smartville and Slate creek complexes, northern Sierra Nevada, California: Geology, v. 17, p. 1032–1035.
- Erben, H.K., 1956, El Jurásico temprano de México: Congreso Geológico Internacional 20, México, D.F., Monografía, 393 p.
- Fackler-Adams, B.N.; Busby, C.J.; y Mattinson, J.M., 1997, Jurassic magmatism and sedimentation in the Palen Mountains, southeastern California—implications for regional tectonic controls on the Mesozoic continental arc: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1464–1484.
- Flores, Teodoro, 1929, Reconocimientos geológicos en la región central del estado de Sonora: Instituto de Geológico de México, Boletín 49, 253 p.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, Daniel; y estudiantes, 1976, Reconnaissance geologic map of coastal Sonora between puerto Lobos and Bahía Kino: Geological Society of America Map and Chart Series MC-16, escala 1:150,000.
- Gilluly, James, 1956, General geology of central Cochise County, Arizona, with sections on age and correlation by A.R. Palmer, J.S. Williams, y J.B. Reeside, Jr.: U.S. Geological Survey Professional Paper 281, 169 p.
- Grijalva-Noriega, F.J., 1995, El Alto Cananea—un elemento paleogeográfico del Jurásico Tardío: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 12, núm. 2, p. 1–16.
- Guiza, Reinaldo, Jr., y White, D.E., 1949, Los yacimientos antimoniales de la región de El Antimonio, estado de Sonora: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 23, 48 p. (también publicado en inglés como White, D.E., y Guiza, Reinaldo, Jr., 1950, Antimony deposits of El Antimonio district, Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 962-B, p. 81–119).
- Hacker, B.R.; Donato, M.M.; Barnes, C.G.; McWilliams, M.O.; y Ernst, W.G., 1995, Time scales of orogeny—Jurassic construction of the Klamath Mountains: Tectonics, v. 14, p. 677–703.
- Harper, G.D., 1980, The Josephine ophiolite—remains of a Late Jurassic marginal basin in northwestern California: Geology, v. 8, p. 333–337.
- Harper, G.D., y Wright, J.E., 1984, Middle to Late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains, California-Oregon: Tectonics, v. 3, p. 759–772.
- Harper, G.D.; Grady, K.; y Wakabayashi, A., 1990, A structural study of a metamorphic sole beneath the Josephine ophiolite, western Klamath terrane, California-Oregon, in Harwood, D.S., y Miller, M.M., eds., Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains and related terranes: Geological Society of America Special Paper 255, p. 379–396.
- Harper, G.D.; Saleeby, J.B.; y Heizler, M., 1994, Formation and emplacement of the Josephine ophiolite and the Nevada

- orogeny in the Klamath Mountains, California-Oregon—U/Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, núm. B3, p. 4293–4221.
- Haxel, G.B.; Tosdal, R.M.; May, D.J.; y Wright, J.E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona—thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 631–653.
- Haxel, G.B.; Anderson, T.H.; Riggs, N.R.; y Goodwin, L.B., 1988, The Papago terrane—a crustal anomaly in south-central Arizona and north-central Sonora: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 20, p. 168 (resumen).
- Haxel, G.B.; Wright, J.E.; Riggs, N.R.; Tosdal, R.M.; y 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, *in* Anderson, T.H.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America Special Paper 393, p. 329–357.
- Herrera-López, P., en progreso, Estudio estructural de la porción norte de la Sierra de Los Ajos, noreste de Sonora: Hermosillo, Son., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría en ciencias.
- Herrera-López, P.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; e Iriondo, Alexander, 2005, Preliminary time constraints and geochemistry of the Proterozoic basement from Sierra Los Ajos and Cerro Mesteñas, NE Sonora, Mexico: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, v. 25, núm. 1, p. 17 (resumen).
- Herrera-López, P., y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2002, La zona de falla Cananea—un ejemplo de inversión tectónica y contrafuerte granítico: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, v. 22, núm. 2, p. 167 (resumen).
- Hill, L.B., 1985, Metamorphic, deformational and temporal constraints on terrane assembly, northern Klamath Mountains, California, *in* Howell, D.G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*: Houston, Texas, Earth Science Series, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 173–186.
- Howard, K.A.; McCaffrey, K.J.W.; Wooden, J.L.; Foster, D.A.; y Shaw, S.E., 1995, Jurassic thrusting of Precambrian basement over Paleozoic cover in the Clipper Mountains, southwestern California, *in* Miller, D.M., y Busby, C., eds., *Jurassic magmatism and tectonics of the North American Cordillera*: Geological Society of America Special Paper 299, p. 375–392.
- Imlay, R.W., 1943, Jurassic formations of the Gulf region: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 27, p. 1407–1533.
- International Commission on Stratigraphy, 2009, *International Stratigraphic Chart*: Trondheim, Noruega, International Union of Geological Sciences (<http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf>).
- Iriondo, Alexander, 2001, Proterozoic basement and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico—tectonic constrains on the SW margin of Laurentia: Boulder, CO, University of Colorado, disertación doctoral, 239 p. (inédita).
- Jaworski, E., 1929, Eine Lias-faune aus Nordwest-Mexiko: *Abhandlungen Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft*, Basel, v. 48, 121 p.
- Jones, N.W.; McKee, J.W.; Anderson, T.H.; y Silver L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico—a possible remnant of a Cordilleran magmatic arc, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas*: Geological Society of America Special Paper 301, p. 179–190.
- Keller, W.T., 1928, *Stratigraphische Beobachtungen in Sonora, nordwest Mexico*: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 21, p. 327–335.
- Keller, W.T.; y Wellings, F.E., 1922, Sonora: Compañía Petrolera El Águila, informe geológico núm. 80, 38 p. (inédito).
- Kluth, C.F., 1983, Geology of northern Canelo Hills and implications for the Mesozoic tectonics of southeastern Arizona, *in* Reynolds, M.W., y Dolly, E.D., eds., *Mesozoic paleogeography of the west-central United States*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 159–171.
- Kluth, C.F.; Butler, R.F.; Harding, L.E.; Shafiqullah, M.; y Damon, P.E., 1982, Paleomagnetism of Late Jurassic rocks in the northern Canelo Hills, southeastern Arizona: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 7079–7086.
- Knight, L.H., 1970, Structure and mineralization of the Oro Blanco mining district, Santa Cruz County, Arizona: Tucson, AZ, University of Arizona, disertación doctoral, 172 p.
- Lawton, T.F., y Olmstead, G.A., 1995, Stratigraphy and structure of the lower part of the Bisbee Group, northeastern Chiricahua Mountains, Arizona, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Studies of the Mesozoic of Sonora and adjacent areas*: Geological Society of America, Special Paper 301, 21–39.
- Leveille, G.P., 1984, *Geology of El Capitán, Sonora, Mexico*: San Diego, Calif., San Diego State University, tesis de maestría en ciencias, 122 p.
- Lipman, P.W., y Hagstrum, J.T., 1992, Jurassic ash-flow sheets, calderas, and related intrusions of the Cordilleran volcanic arc in southeastern Arizona—implications for regional tectonics and ore deposits: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 32–39.
- Longoria, J.F., y Pérez-Venzor, J.A., 1979, Bosquejo geológico de los cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora): *Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología*, v. 1, p. 119–144.
- Marvin, R.F.; Naeser, C.W.; y Mehnert, H.H., 1978, Tabulation of radiometric ages—including unpublished K-Ar and fission track ages—for rocks in southeastern Arizona and southwestern New Mexico, *in* Callender, J.F.; Wilt, J.C.; y Clemens, R.E., eds., *Land of Cochise—Southeastern Arizona*: New Mexico Geological Society, Guidebook Twenty-ninth Field Conference, p. 285–290.
- Marzolf, J.E., 1980, The Aztec sandstone and stratigraphically related rocks in the Mojave desert, *in* Fife, D.L., y Brown, G.R., eds., *Geology and mineral wealth of the California desert*: Santa Ana, California, South Coast Geological Society, p. 215–220.

- Marzolf, J.E., 1982, Paleogeographic implications of Early Jurassic (?) Navajo and Aztec sandstones, *in* Frost, E., y Martin, D., eds., Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Colorado River region, California, Arizona, and Nevada: San Diego, Cordilleran Publishers, p. 493–501.
- Marzolf, J.E., 1983, Early Mesozoic eolian transition from cratonal margin to orogenic volcanic arc: Utah Geological Society and Mineral Survey Special Studies 60, p. 39–46.
- May, D.J., 1989, Late Cretaceous intra-arc thrusting in southern California: *Tectonics*, v. 8, núm. 6, p. 1159–1173.
- McAnulty, W.N., 1970, Geology of the northern Nacozari District, Sonora, Mexico: Albuquerque, NM, University of New Mexico, disertación doctoral, 103 p.
- McKee, M.B., 1991, Deformation and stratigraphic relationships of mid-Cretaceous to early Tertiary mass gravity slides in a marine basin in Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, disertación doctoral, 286 p.
- McKee, M.B., y Anderson, T.H., 1999, Mass-gravity deposits and structures in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, núm. 12, p. 1516–1529.
- Medina-Salazar, J.O., 2006, Geología de La Arizona, municipio de Nogales, Sonora: Hermosillo, Sonora, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, tesis de licenciatura, 69 p.
- Meinert, L.D., 1980, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks in the Cananea District, Sonora, Mexico: Stanford, CA, Stanford University, disertación doctoral, 232 p.
- Mendoza-Córdoba, Abraham, y Minjarez-Rivera, V.A., 1989, Cartografía geológica del área Las Peñitas, Sierra Caracahui: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 65 p.
- Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora, *in* Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 155–164.
- Nourse, J.A., 1995, Jurassic-Cretaceous paleogeography of the Magdalena region, northern Sonora, and its influence on the positioning of metamorphic core complexes, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies of the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 59–78.
- Nourse, J.A.; Anderson, T.H.; y Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 13, núm. 5, p. 1162–1184.
- Premo, W.R.; Iriondo, A.; y Nourse, J.A., 2003, U-Pb zircon geochronology of Paleoproterozoic basement in northwestern Sonora, Mexico—evidence for affinity to SW US provinces: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, núm. 5, p. 67 (resumen).
- Pubellier, M.; Rangin, C.; Rascon, B.; Chorowicz, J.; y Bellon, H., 1995, Cenomanian thrust tectonics in the Sahuaripa region, Sonora—implications about northwestern Mexico megashears, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies of the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 111–120.
- Ramírez, J., y Acevedo, F., 1957, Notas sobre la geología de Chihuahua: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 9, p.583–777.
- Rangin, Claude, 1977, Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 44–47.
- Rangin, Claude, 1982, Contributions à l'étude géologique du Système Cordillerain du nordouest du Mexique: Paris, Université Pierre et Marie Curie, tesis de doctorado de estado, 588 p.
- Renne, P.R., y Scott, G.R., 1988, Structural chronology, oroclinal deformation, and tectonic evolution of the southeastern Klamath Mountains, California: *Tectonics*, v. 7, 1223–1242.
- Reynolds, S.J.; Spencer, J.E.; Richard, S.M.; y Laubach, S.E., 1986, Mesozoic structures in west-central Arizona, *in* Beatty, Barbara, y Wilkinson, P.S.K., eds., Frontiers in geology and ore deposits of Arizona and the Southwest: Arizona Geological Society Digest, v. 16, p. 35–51.
- Riggs, N.R., 1987, Stratigraphy, structure and geochemistry of Mesozoic rocks in the Pajarito Mountains, Santa Cruz County, Arizona, *in* Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic geology of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 165–175.
- Riggs, N.R., y Busby-Spera, C.J., 1989, Controls of intra-arc subsidence on volcanic and sedimentary facies—example from the early Mesozoic arc of Arizona and California: 28th International Geologic Congress, Abstracts, 2, p. 699 (resumen).
- Riggs, N.R., y Busby-Spera, C.J., 1990, Evolution of a multi-vent volcanic complex within a subsiding arc graben depression, Mount Wrightson Formation, Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 1114–1135.
- Riggs, N.R., y Busby-Spera, C.J., 1991, Facies analysis of an ancient, dismembered large caldera complex and implications for intra-arc subsidence—Middle Jurassic strata of Cobre Rigde, southern Arizona, U.S., *in* Cas, R.A.F., y Busby-Spera, C.J., eds., Volcaniclastic sedimentation: *Sedimentary Geology*, v. 74, 39–67.
- Riggs, N.R., y Haxel, G.B., 1990, The Early to Middle Jurassic magmatic arc in southern Arizona: Plutons to sand dunes, *in* Gehrels, G.E. y Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 90–103.
- Riggs, N.R.; Mattinson, J.M.; y Busby-Spera, C.J., 1993, Correlation of Jurassic eolian strata between the magmatic arc and the Colorado Plateau: New U-Pb geochronologic data from southern Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1231–1246.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1984, Geology of Tuape region, north-central Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 157 p.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1986, Interpretación del contacto Jurásico-Cretácico en Sonora este-central, *in* Rodríguez-Castañeda, J.L.; Roldán-Quintana, Jaime; y Jacques-Ayala, César, eds., Nuevas Aportaciones a la Geología de Sonora: Hermo-

- sillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 37–48.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1988, Estratigrafía de la región de Tuape, Sonora, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 52–66.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1990, Relaciones estructurales en la parte centro-septentrional del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 51–61.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1991, Mesozoic stratigraphy in north-central Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 8, núm. 1, p. 13–27.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994, Geología de la región del Tegua-chi, estado de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, núm. 1, p. 11–28.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1997, Gravity sliding structures in Cretaceous-early Tertiary rocks in north central Sonora, Mexico—regional significance: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 14, núm. 1, p. 1–12.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 2002, Tectónica cretácica y terciaria en la margen suroeste del Alto de Cananea, Sonora norte-central: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, disertación doctoral, 217 p. (inédita).
- Rodríguez-Castañeda, J.L., y García y Barragán, J.C., 1994, Late Jurassic-Early Cretaceous thrusting in the Altar region: Geological Society of America, Cordilleran Section, Abstracts with Programs, v. 26, núm. 2, p. 85 (resumen).
- Saleeby, J.B.; Busby-Spera, C.; Oldow, J.S.; Dunne, G.C.; Wright, J.E.; Cowan, D.S.; Walker, N.W.; y Allmendinger, R.W., 1991, Early Mesozoic tectonic evolution of the western U.S. cordillera, in Burchfiel, B.C.; Lipman, P.; y Zoback, M.L., eds., The Cordilleran orogen—conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, G-3., 107 p.
- Saleeby, J.B.; Harper, G.D.; Sharp, W.D.; y Snoke, A.W., 1982, Time relations and structural-stratigraphic patterns in ophiolite accretion, west-central Klamath Mountains, California: Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3831–3848.
- Saleeby, J.B.; Shaw, H.F.; Niemeyer, S.; Moores, E.M.; y Edelman, S.H., 1989, U-Pb, Sm/Nd and Rb/Sr geochronological and isotopic study of northern Sierra Nevada ophiolitic assemblages, California: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 102, p. 205–220.
- Schmidt, K.L., y Paterson, S.R., 2002, A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith—transpression or local complex flow around a continental margin buttress?: Tectonics, v. 21, núm. 5, 14-1–14-17.
- Segerstrom, Lawrence, 1986, Geologic setting and silver mineralization in the Planchas de Plata area, northern Sonora, Mexico: Tucson, AZ, University of Arizona, tesis de maestría en ciencias, 167 p.
- Segerstrom, Lawrence, 1987, Geology of the Planchas de Plata ore, northern Sonora, Mexico, in Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic geology of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 153–164.
- Sharp, R.V., 1967, San Jacinto fault zone in the Peninsular Ranges of southern California: Geological Society of America Bulletin, v. 78, p. 705–730.
- Sharp, R.V., 1979, Some characteristics of the eastern Peninsular Ranges mylonite zone, in Speed, R.; Sharp, R.; y Everden, J., eds., Proceedings of Conference VIII—Analysis of actual fault zones in bedrock: U.S. Geological Survey Open File Report 79-1239, p. 258–269.
- Silver, L.T., 1982, Evidence and a model for west-directed early to Middle Cenozoic basement overthrusting in southern California: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 15, p. 483 (resumen).
- Silver, L.T., 1983, Paleogene overthrusting in the tectonic evolution of the Transverse Ranges, Mojave and Salinian regions, California: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 14, p. 617 (resumen).
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, p. 955–956 (resumen).
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1983, Further evidence and analysis of the role of the Mojave-Sonora megashear(s) in Mesozoic Cordillera tectonics: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 15, núm. 5, p. 273 (resumen).
- Simpson, Carol, 1984, Borrego-Santa Rosa mylonite zone—a Late Cretaceous west directed thrust in southern California: Geology, v. 12, p. 8–11.
- Snoke, A.W., 1977, A thrust plate of ophiolitic rocks in the Preston Peak area, Klamath Mountains, California: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1641–1659.
- Solano-Moreno, O., 1989, Estudio geológico de las sierras La Ceniza, El Caloso y Santa Rosa, municipio de Agua Prieta, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 73 p.
- Sosson, M., y Calmus, T., 1990, Early Late Cretaceous overthrusting in northern Sonora (Mexico) responsible for a large scale displacement of the Nevadan belt, in Aubouin, J., y Bourgeois, J., eds., Tectonics of Circum-Pacific Continental Margins: 28th International Geological Congress, Utrecht, the Netherlands, Proceedings, VSP, p. 37–50.
- Stephens, W.E., 1988, Reconnaissance geology of the Cucurpe region, north-central Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 317 p.
- Stewart, J.H.; McMenamin, M.A.S.; y Morales-Ramírez, J.M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico: Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: U.S. Geological Survey Professional Paper 1309, 36 p.
- Stewart, J.H.; Poole, F.G.; Keith, K.B.; Madrid, R.J.; Roldán-Quintana, Jaime; y Amaya-Martínez, Ricardo, 1990, Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Society Special Paper 7, p. 183–202.
- Thomson, C.N.; y Girty, G.H., 1994, Early-Cretaceous intra-arc ductile strain in Triassic-Jurassic and Cretaceous continental

- margin arc rocks, Peninsular Ranges, California: *Tectonics*, v. 13, p. 1108–1119.
- Tosdal, R.M., y Miller, R.J., 1988, Thermo-tectonic terranes of the Ajo and Lukeville 1o by 2o quadrangle: K-Ar geochronology of early Tertiary and older rocks: U.S. Geological Survey Open File Report 88-217, p. 5–8.
- Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; y Wright, J.E., 1989, Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora—construction of a continental-margin magmatic arc, *in* Jenny, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 397–434.
- Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; Anderson, T.H.; Connors, C.D.; May, D.J.; y Wright, J.E., 1990, Highlights of Jurassic, Late Cretaceous to early Tertiary tectonics, southcentral Arizona and north-central Sonora, *in* Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7*, p. 76–88.
- Valentine, W.G., 1936, *Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 53–86.
- Vega-Granillo, R.; Pérez-Soto, F.; y Chaparro-Meza, M., 1991, Mantos de corrimiento y cabalgaduras imbricadas en Sonora central: Universidad de Sonora, *Boletín del Departamento de Geología*, v. 8, p. 37–46.
- Walker, J.D.; Martin, M.W.; Bartley, J.M.; y Coleman, D.S., 1990, Timing and kinematics of deformation in the Cronese hills, California, and implications for Mesozoic structure of the southern Cordillera: *Geology*, v. 18, p. 554–557.
- Wolf, M.B., y Saleeby, J.B., 1992, Jurassic Cordilleran dike swarm/shear zones—implications for the Nevadan orogeny and North American plate motion: *Geology*, v. 20, p. 745–748.
- Wright, J.E., y Fahan, M.R., 1988, An expanded view of Jurassic orogenesis in the western US Cordillera—Middle Jurassic (pre-Nevadan) regional metamorphism and thrust faulting within an active arc environment: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 859–876.
- Wyld, S.J., y Wright, J.E., 1988, The Devils Elbow ophiolite remnant and overlying Galice Formation—new constraints of the Middle to Late Jurassic evolution of the Klamath Mountains, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 29–44.
-

García y Barragán, J.C., y Jacques-Ayala, César, 2011, Estratigrafía del Cretácico de Sonora, México, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 5, p. 113–199, 36 figs., 1 tabla.

Capítulo 5 ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO DE SONORA, MÉXICO

Juan Carlos García y Barragán[#]
y César Jacques-Ayala**

RESUMEN

El Cretácico está ampliamente representado en Sonora, México, por lo que es el período mejor conocido desde el punto de vista estratigráfico. En este trabajo, se hace una compilación de la estratigrafía de las rocas cretácicas y se plantea algunas hipótesis y cuestiones sobre la evolución paleogeográfica y tectónica durante este período en dicho Estado.

La primera descripción de unidades del Cretácico en toda la región, en particular en el extremo noreste de Sonora, fue hecha por don José Guadalupe Aguilera, desde fines del siglo XIX. Este notable geólogo mexicano cartografió un conjunto de calizas fosilíferas al sur y oeste de Agua Prieta que correlacionó con el Grupo Comanche de Texas. La secuencia que describió pertenece a la Caliza Mural, del Grupo Bisbee, del Cretácico Inferior.

El Grupo Bisbee se depositó en el extremo noroeste de la cuenca del mismo nombre, la cual tuvo dimensiones generales de 300 km por 400 km. En el extremo sureste de Arizona y en el extremo suroeste de Nuevo México, el Grupo Bisbee, en el depocentro de la cuenca Bisbee, muestra una estratigrafía que tiene dos elementos clave: (1) un conglomerado basal marcadamente diacrónico, el Conglomerado Glance de Arizona y Sonora, y (2) un intervalo marino de caliza del Aptiano-Albiano (Formación Mural) intercalado entre estratos clásticos no marinos a transicionales.

El Grupo Bisbee está constituido tradicionalmente por las formaciones Conglomerado Glance, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura. Se han agregado otras unidades y se cambió el nombre de Caliza Mural por el de Formación Mural. La interpretación de la litología de estas unidades permite visualizar una cuenca del Cretácico Temprano que se inició como un rift (Conglomerado Glance) y que evolucionó como resultado de subsidencia termotectónica, con una topografía relativamente baja. La Formación Mural representa el período de máxima transgresión, cubriendo gran parte del norte de Sonora, hasta lo que hoy es Caborca. A fines del Albiano se produjo una regresión regional con algunos períodos cortos de transgresiones locales. Esta regresión es producto de un levantamiento tectónico y el inicio de una orogenia cuyas evidencias fueron reportadas en la porción centro-oriental de Sonora.

Por otro lado, las cuencas del Cretácico Tardío se formaron probablemente en el Cenomaniano o, quizá, en el Turoniano, y se cerraron a fines del Maastrichtiano. El Cretácico Superior apenas se está descubriendo y entendiendo. La razón por la que no se ha reportado más unidades de este período es que muchas secuencias volcanoclásticas continentales fueron asignadas al Jurásico, asociándolas a la megacizalla Mojave-Sonora.

El Grupo Cabullona es la secuencia del Cretácico Superior primero reportada y estudiada. Durante muchos años se consideró como la unidad representante del Cretácico

*Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México.

[#]E-mail: jcarlosg@servidor.unam.mx

Superior. También, al inicio del siglo pasado, se había reportado la Formación Tarahumara, pero se asignó al Cretácico Superior por la interpretación errónea de unas calizas estromatolíticas intercaladas con rocas vulcanogénicas.

El conocimiento actual nos permite establecer que el Cretácico Superior está ampliamente representado en Sonora, sobre todo en el norte. En esta parte de Sonora se han descrito diferentes unidades estratigráficas del Cretácico Superior (Grupo Cabullona, Grupo El Chanate, formación El Tuli, formación La Palma) que se depositaron sobre el Grupo Bisbee. Sin embargo, se ha reportado otras secuencias depositadas sobre el Paleozoico, el Triásico o el Jurásico. Esto ocurre en la parte central y noroeste de Sonora, aun cuando ya se han reportado otras en la región de Huépac-Banámichi. Esta diferencia en el basamento de las cuencas del Cretácico Tardío sugiere que aquellas unidades que se depositaron sobre rocas pre-cretácicas lo hayan hecho sobre una placa cabalgante (cuencas piggyback), mientras que las que sobreyacen al Grupo Bisbee pertenezcan a la placa cabalgada. Esta hipótesis de las cuencas piggyback implica la existencia de una deformación que se inició a finales del Albiano.

Existen otras evidencias estructurales, magmáticas y estratigráficas de un incremento significativo en el tectonismo cordillerano durante el Albiano tardío al Cenomaniano temprano en el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos. En este contexto también se ha propuesto un rasgo paleogeográfico generado por tectónica vertical: el Alto Cananea. Este rasgo se ubicaría en la porción norte-central de Sonora y habría consistido en un levantamiento semi-regional que habría involucrado hasta el Grupo Bisbee. La erosión de este grupo y de rocas jurásicas subyacentes en la columna estratigráfica, habrían originado una secuencia clástica y volcanoclástica del Cretácico Superior: la formación El Tuli y otras secuencias correlacionables aún sin estudiar pero ya reconocidas en porciones del norte de Sonora. Sin embargo, todavía quedan cuestiones esenciales estratigráficas, estructurales y geocronométricas por resolver para consolidar esta teoría.

Varios episodios de magmatismo de margen continental convergente tuvieron lugar durante el Cretácico Tardío en Sonora. Estos episodios incluyeron el emplazamiento de batolitos del Cretácico Tardío al Paleógeno temprano, así como la andesita, riolita e ignimbrita asociadas de la Sierra Madre Occidental del Terciario medio. En consecuencia, se originó un ambiente vulcanosedimentario que predominó durante el Cretácico Tardío en partes de Sonora. Uno de los registros más evidentes de este cambio es la Formación Tarahumara.

En el área de Quitovac, al noroeste de Caborca, se han cartografiado y fechado una serie de rocas graníticas cretácicas. Estos intrusivos se encuentran muy deformados y cabalgan unos sobre otros, indicando que hay una deformación del Cretácico Tardío-Paleoceno.

En la sierra de Sonoyta, rocas que forman parte de la estratigrafía del terreno Pápago, muestran una trama que ha sido reorientada y que se encuentran adyacentes a un pequeño plutón de granito peraluminoso, supuestamente del Paleógeno inferior. En una estrecha aureola dínamo-termal en las porciones sur y suroeste de este plutón, el meta-pórfido fue re-metamorfoseado profundamente a un ortoesquistos cuarzo-feldespático.

En el distrito de Cananea, el vulcanismo del Cretácico está representado por la Formación Mesa compuesta de toba andesítica, lahares y flujos; una muestra alterada de esta unidad tiene una edad de 67.4 ± 3.4 Ma (Maastrichtiano). La Formación Mesa descansa discordantemente sobre las Formaciones Elenita y Henrietta, aunque está intrusiva por la Diorita Tinaja y otras intrusiones más tardías. La Diorita Tinaja es textural y composicionalmente similar a la Granodiorita Cuitaca, la cual ha sido fechada en 64 ± 3.4 Ma

(Paleoceno). Como otras intrusiones del Cretácico en Sonora, la Granodiorita Cuitaca está asociada con metamorfismo de contacto y skarns de cobre y tungsteno en Puertecitos y al oeste de Cananea.

El vulcanismo del Cretácico Tardío al Eoceno es común en el oriente de Sonora. Estas rocas volcánicas son predominantemente andesita y rocas félsicas alteradas propiamente y fueron erupcionadas durante el amplio intervalo representado por las rocas plutónicas de Sonora. En las estribaciones de la Sierra Madre Occidental, en el este de Sonora, ocurrieron episodios de actividad magmática desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno, particularmente en el área de Santa Rosa de Yécora.

Por otro lado, la orogenia Sevier (por equivalencia en edad con la orogenia Sevier en el oeste de los Estados Unidos) no se había documentado como tal en Sonora. Sin embargo, algunos trabajos postularon la presencia de una deformación albiano-cenomaniana o mesocretácica en la región central y centro-oriental de Sonora, en donde el Paleozoico se encuentra cabalgando al Cretácico Inferior y, a su vez, éste está cubierto por el Cretácico Superior.

En la región de Caborca se ha documentado la presencia de la orogenia Laramide (por equivalencia en edad con la orogenia del mismo nombre en otras regiones de América del Norte). Entre Caborca y Santa Ana, está muy bien expuesta la secuencia cretácica (Grupos Bisbee y El Chanate y el Complejo Volcánico El Charro). Esta secuencia está plegada y foliada en grados variables, llegando a estar metamorfoseada. Recientemente se determinó, por medio de edades de U-Pb en circones, que la edad del protolito del Esquisto Altar varía del Jurásico al Cretácico Tardío. Con esto se documenta una orogenia que ocurrió a fines del Cretácico. De aquí que las cuencas del Cretácico Tardío en el norte de Sonora sean cuencas de antepaís. La orogenia del Cretácico Tardío se inició en el Cenomaniano y culminó probablemente en el Paleoceno-Eoceno.

En la región de Sahuaripa-Arivechi también se ha identificado una fase tectónica muy importante entre el Albiano tardío y el Santoniano tardío. Ésta fase fue responsable de un cabalgamiento hacia el nor-noreste de unidades mesozoicas de dominio cordillerano con su sustrato paleozoico sobre el Cretácico Inferior de dominio Mesogeano (Tethysiano). Finalmente, durante el Paleógeno ocurrió una fase laramídica oblicua, responsable de pliegues recostados hacia el suroeste. Esta fase incluye el emplazamiento de cuerpos plutónicos del Eoceno inferior.

Cerca del fin del Campaniano, los mares se retiraron, una vez más, hacia el este y una buena parte de Sonora fue el escenario de actividad volcánica extensa, la cual inició las últimas etapas de la fase Pimana de la orogenia Laramide.

Aunque el conocimiento de la estratigrafía del Cretácico ha avanzado con rapidez en los últimos años, aún quedan por resolver algunos problemas tales como la edad y extensión de la deformación cretácica: ¿realmente inició en el Cenomaniano?, ¿en dónde se puede encontrar esta deformación, que podría ser correlativa con la orogenia Sevier?, ¿culminó en el Paleoceno-Eoceno, que es la edad más joven que se ha considerado para la orogenia Laramide? Y una cuestión que sigue sin resolverse y que podría tener implicaciones paleogeográficas importantes: ¿hasta dónde se extendía la cuenca Bisbee? y ¿hasta dónde se extendían las cuencas del Cretácico Tardío?

Palabras clave: Cretácico, Sonora, México, cuenca Bisbee, rift, cuenca Cabullona, orogenia meso-Cretácica, Tarahumara, orogenia Laramide

ABSTRACT

The Cretaceous period is broadly represented in Sonora, and therefore is the best known geologic period from the stratigraphic point of view. In this work we made a compilation of the stratigraphy of Cretaceous rocks and we present some hypotheses and questions about the paleogeographic and tectonic evolution during this period.

The first known description of Cretaceous units in the whole region, and particularly in northeastern Sonora, was made by the outstanding Mexican geologist don José Guadalupe Aguilera, at the end of the XIX century. This remarkable geologist mapped a set of fossiliferous limestones south and west of Agua Prieta, and correlated it with the Comanche Group of Texas. The stratigraphic sequence he described belongs to the Mural Formation of the Lower Cretaceous Bisbee Group.

The Bisbee Group deposited in the northwest corner of the same Bisbee basin, which was about 300 km wide and 400 km long. In the southeastern corner of Arizona and the southwestern corner of New Mexico, the Bisbee Group, that fills the depocenter of the Bisbee basin, shows a stratigraphy with two key elements: (1) a basal conglomerate, clearly diachronic, the Glance Conglomerate of Arizona and Sonora, and (2) a marine interval of Aptian-Albian limestone (Mural Formation) interbedded with clastic, nonmarine to transitional strata.

The Bisbee Group is traditionally composed of the Glance Conglomerate, the Morita Formation, the Mural Limestone and the Cintura Formation. Other units have been added and the name Mural Limestone changed to Mural Formation. Lithologic interpretation of these units allows to consider an Early Cretaceous basin that initiated as a rift (Glance Conglomerate) and evolved by means of thermotectonic subsidence forming a relatively low topography. The Mural Formation represents the transgression peak, covering great part of northern Sonora including the Caborca area. At the end of the Albian, a regional regression occurred with short periods of local transgression. This regression was generated by a tectonic uplift and the first stages of an orogeny whose evidences were identified in east-central Sonora.

On the other hand, Late Cretaceous basins probably originated during Cenomanian or even during Turonian times, and closed at the end of Maastrichtian. Late Cretaceous beds have been recently discovered and we are just beginning to understand their significance. In the past, many of these sequences were confused with Jurassic continental, volcanoclastic strata hypothetically linked to the Mojave-Sonora megashear. This is the reason why many sequences have not been previously reported as truly from the Cretaceous.

The Cabullona Group is the first Upper Cretaceous reported and studied sequence. For many years, it has been considered as the only typical Late Cretaceous unit. Also, at the beginning of the last century, the Tarahumara Formation was described but was wrongly assigned to the Early Cretaceous because of an erroneous interpretation of stromatolitic limestone interbedded with volcanogenic rocks.

Up-to-day knowledge allows to consider that Upper Cretaceous units broadly crop out in Sonora, particularly in the northern region. In this part of Sonora, several Upper Cretaceous units have been described (Cabullona and El Chanate groups, El Tuli and La Palma formations) which deposited above the Bisbee Group. However, there are other units that deposited on Paleozoic, Triassic or Jurassic units. These stratigraphic relationships are known in the central and northwestern parts of Sonora, although this contact has also been reported in the Huépac-Banámichi area. The different nature of the basement of the Late Cretaceous basins suggests that the rocks deposited on pre-Cretaceous sequences

belonged to an overthrusting plate (piggyback basins), and that those rocks deposited above the Bisbee Group belonged to the lower plate. This piggyback basins hypothesis implies the existence of a deformation that began at the end of the Albian age.

Other structural, magmatic and stratigraphic evidences exist and prove that there was an increasing Cordilleran tectonism during late Albian to early Cenomanian in north-western Mexico and southwestern United States.

In this geologic framework, it has also been proposed a paleogeographic feature originated by vertical tectonics: the Cananea High. This feature would be located in the north-central part of Sonora and would consist of a semi-regional uplift that would have involved up to the Bisbee Group. Erosion of this group and of underlying Jurassic rocks in the stratigraphic column, would have originated an Upper Cretaceous clastic and volcanoclastic sequence: El Tuli formation and correlative sequences which have been recognized in parts of northern Sonora, although they have not been studied yet. However, several key questions are still unsolved and have to do with stratigraphy, structure and geochronometry data in order to consolidate this hypothesis.

Several episodes of convergent continental margin magmatism took place during Late Cretaceous in Sonora. These stages included emplacement of batholiths since Late Cretaceous to early Paleocene, as well as the generation of andesites, rhyolites and ignimbrites linked to middle Tertiary Sierra Madre Occidental. Therefore, a volcanosedimentary environment originated and prevailed during Late Cretaceous in parts of Sonora. One of the most evident records of this change is the Tarahumara Formation.

In the Quitovac area, northwest of Caborca, a suite of Cretaceous granitic rocks has been mapped and dated. These intrusive bodies are very deformed and overthrust on themselves, indicating that a Late Cretaceous-Paleocene deformation occurred.

In the Sonoyta range, rocks that are part of the Pápago terrane exhibit a reoriented fabric parallel to the margins of a small, peraluminous granitic stock, supposedly early Paleogene in age. In a narrow, dynamo-thermal aureole in the south and southwest sides of this stock, the meta-porphyritic rock was deeply metamorphosed to a quartzofeldspathic orthoschist.

In the Cananea district, Cretaceous volcanism is represented by the Mesa Formation which is composed of andesitic tuff, lahars, and flows; an altered sample of this unit has an age of 67.4 ± 3.4 Ma (Maastrichtian). The Mesa Formation unconformably rests on the Elenita and Henrietta formations, although it is intruded by the Tinaja Diorite and other later intrusives. The Tinaja Diorite is texturally and compositionally similar to the Cuitaca Granodiorite, which has been dated as 64 ± 3.4 Ma (Paleocene). Similarly to other Cretaceous intrusives in Sonora, the Cuitaca Granodiorite is associated with contact metamorphism and copper and tungsten skarns in Puertecitos and west of Cananea.

Late Cretaceous to Eocene volcanism is very common in eastern Sonora. These volcanic rocks are predominantly andesite and felsic, propylitically altered rocks which were erupted during the broad period represented by the plutonic rocks of Sonora. At the foot of the Sierra Madre Occidental, east of Sonora, several magmatic events took place since the Late Cretaceous to the Miocene, particularly in the Santa Rosa de Yécora area.

On the other hand, the Sevier orogeny (by equivalence in age with the Sevier orogeny in western United States) has not been documented as such in Sonora. However, some researches proposed the presence of an Albian-Cenomanian or meso-Cretaceous deformation in the central and east-central parts of Sonora, where the Paleozoic is overriding the Lower Cretaceous and in turn is covered by the Upper Cretaceous.

In the Caborca region the Laramide orogeny (by equivalence with the orogeny of the same name in other regions of North America) has been identified. Between Caborca and Santa Ana, the Cretaceous sequence is very well exposed (Bisbee and El Chanate groups and El Charro volcanic complex). This sequence has been folded and foliated at various degrees, reaching a medium-grade metamorphism. Recently, the Altar Schist protolith has been dated by means of U-Pb in zircons; the age of it varies from Jurassic to Late Cretaceous. These data prove the existence of an orogeny that took place at the end of the Cretaceous. Therefore, Late Cretaceous basins in northern Sonora are forearc basins. Late Cretaceous orogeny began in the Cenomanian and probably culminated in the Paleocene-Eocene.

In the Sahuaripa-Arivechi region, an important tectonic phase between late Albian and late Santonian has also been identified. This phase is responsible for a north-northeast overthrusting of Mesozoic units of Cordilleran domain with a Paleozoic basement over the Lower Cretaceous of Mesogean (Tethysian) domain. Finally, during the Paleogene an oblique laramidic phase occurred which was responsible for the southwestward recumbent folds. This phase includes emplacement of lower Eocene plutonic rocks.

Near the end of the Campanian, the seas retreated once more, towards the east, and a large part of Sonora was the scenery of a broad volcanic activity, which initiated the last episodes of the Piman phase of the Laramide orogeny.

Although the knowledge of the Cretaceous stratigraphy has had a rapid advance during the last years, still remain questions to be solved such as the age and extension of the Cretaceous deformation: did it really begin during the Cenomanian?, where is it possible to find this deformation that could be correlative with the Sevier orogeny?, did it culminate in the Paleocene-Eocene, which is the younger age that has been considered for the Laramide orogeny? And a question that is still unanswered and that might have important paleogeographic implications: up to where did the Bisbee basin extend?, and up to where did the Late Cretaceous basins?

Keywords: Bisbee basin, rift, Cabullona basin, mid-Cretaceous orogeny, Tarahumara, Laramide orogeny

1. INTRODUCCIÓN

El período Cretácico en Sonora dejó un registro geológico abundante y variado en cuanto a litología, paleontología, paleoecología y estructuras, sólo por mencionar algunos de los aspectos geológicos de mayor interés. Uno de los temas que ha sido motivo de investigaciones recientes cada vez más numerosas se refiere a la historia geológica del Cretácico. Este tópico necesariamente tiene que desarrollarse por medio del estudio de la estratigrafía, petrología, paleontología y la geocronometría de minerales y rocas muy diversos. Este tema, que es sólo uno del amplio espectro de posibilidades de investigación, ha hecho del Cretácico de Sonora uno de los períodos geológicos más estudiados en el noroeste de México, por un gran número de investigadores.

De esta forma, el ejercicio de resumir la historia geológica de este período ha sido abrumador, sabiendo que muchos autores dejarían de ser mencionados, ya sea porque sus trabajos están incluidos en tesis no disponibles, o porque han dejado reportes para compañías privadas o paraestatales. El riesgo que se corrió (conscientemente) al intentar revisar toda la literatura geológica sobre el Cretácico de Sonora, y aun de áreas adyacentes, fue el de dejar fuera algún estudio que pudiera ser relevante. Si éste fuese el caso, damos disculpas a los investigadores por los errores u omisiones que hayan sido cometidos en este intento de ensayo sintético sobre la geología del Cretácico de Sonora. Por otro lado, la limitante fue mantener una cantidad de información razonable para este capítulo, pues sería imposible mencionar todos los estudios que han sido

llevados a cabo sobre este tema. Así, fueron seleccionados objetivamente los estudios más importantes que ilustraran la historia del Cretácico de Sonora.

El lector encontrará un desbalance aparente en cuanto al espacio dedicado a la descripción de las unidades estratigráficas. Esta apariencia se debe a que algunas formaciones o miembros incluyen datos importantes referentes a su contenido fósil o significado estratigráfico o tectónico, y, por lo tanto, han recibido más atención de los investigadores que otras unidades que no revelan tanta información. Otras unidades han sido descritas de manera muy sucinta y no se dispone de mayor información. Esta es la razón por la que el volumen de la información es más abundante en algunas unidades que en otras.

Siendo éste un trabajo de compilación, no podemos dejar de incluir aquellos que ya han sido publicados, pero que han creado polémica porque presentan ideas novedosas o demasiado provocativas; o que todavía carecen de sustentación en datos evidentes o “duros”. Dejamos al tiempo y al avance del conocimiento geológico la comprobación de esas ideas. Por ahora, es nuestra obligación poner a disposición del lector todas las ideas sobre la evolución del Cretácico de Sonora aunque no sean aceptadas por todos.

Por otro lado, el problema de la nomenclatura estratigráfica generó disyuntivas insolubles hasta este momento, aunque ya se ha efectuado intentos para resolver algunos casos (Monreal et al., 1994). Ante tal problemática, hemos optado por apegarnos a los siguientes criterios:

1. Usar el nombre que corresponde a la descripción estratigráfica más completa, que en muchos casos ha sido la primera.
2. Aun cuando algunos nombres no son los más apropiados, hemos seguido las recomendaciones del Código Estratigráfico Norteamericano (Barragán et al., *trads.*, 2010), dejando así el nombre más utilizado o más conocido y eliminando los nombres innecesarios.
3. En otros casos, el criterio decisivo que se ha seguido para nombrar algunas unidades estratigráficas, a pesar de un cambio en la asignación de edad, ha sido el que se ha publicado en revistas arbitradas, el cual casi siempre coincide con la

descripción primera de esa unidad. De esta forma, hemos decidido no utilizar algunos nombres para unidades estratigráficas y evitar así más confusión en la nomenclatura.

CONVENCIONES

Hemos respetado las descripciones originales de litologías, fósiles y léxico estratigráfico, incluyendo tipos de estructuras sedimentarias. Se ha tratado de que no haya discrepancias con el Código de Nomenclatura Estratigráfica, aunque será evidente para el lector que algunos investigadores son más “flexibles” y utilizan términos ya sea inapropiados o, bien, obsoletos. En algunos de estos casos, se introduce entre paréntesis el término apegado al Código, o bien el aceptado por la comunidad geológica en general.

Se ha intentado reducir al máximo los términos en lenguas extranjeras, aunque para muchos de ellos no hay una transcripción apropiada y clara en español. De modo que se ha optado por dejar el término en el idioma original, ya sea porque es una convención internacional, o porque la acepción del término es claramente entendida. Este es el caso de la clasificación para las calizas de Dunham (1962) modificado por Embry y Klovan (1971). En otros casos, se ha incluido la traducción al español junto con la palabra en el idioma original.

Un caso relativamente nuevo es la propuesta de clasificación granulométrica para sedimentos de Blair y McPherson (1999). Aquí encontramos términos ingleses nuevos, cuya traducción rígida al español puede parecer no tener significado o ser completamente extraña a la geología. Excepcionalmente, remitimos al lector al examen cuidadoso del respectivo artículo, pues de otro modo se empezaría a perder el objetivo de este libro, que es la revisión sucinta del avance del conocimiento de la geología de Sonora.

Creemos que muchos miembros de la comunidad de las Ciencias de la Tierra encontrarán útil conocer nuestra propuesta de traducción a los términos extranjeros que así lo permitieron. Sabemos que puede haber traducciones más apropiadas y convenientes: estamos abiertos a cualquier sugerencia que enriquezca la lexicología geológica, que la haga más sencilla y que al mismo tiempo unifique criterios.

II. ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR

II.1 ESTUDIOS GEOLÓGICOS DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR EN SONORA

Las secuencias estratigráficas del Jurásico Superior al Cretácico Inferior en Sonora están incluidas en el Grupo Bisbee (Tabla 1), las cuales reciben diferentes nombres en Arizona, Nuevo México y Texas. La primera descripción de unidades del Grupo Bisbee, en el extremo noreste de Sonora, fue hecha por Aguilera (1888, *in* Suter, 2007), quien cartografió dos afloramientos: uno, al este del valle de San Bernardino, y otro, al oeste del valle de Agua Prieta. En esos lugares, Aguilera (1888, p. 20-21) encontró caliza gris, compacta, fosilífera que muy probablemente pertenecería a la serie Comanche descrita en Texas. Ahora se sabe que esta descripción corresponde a la Formación Mural del Grupo Bisbee.

Existe otra mención de la litología de la Caliza Mural por parte de Dumble (1901b), quien describió afloramientos en los alrededores de Cabullona, noreste de Sonora (Figuras 1 y 2): ahí encontró una sección compuesta por una interestratificación de arenisca y lutita abigarrada, caliza fosilífera masiva que incluye *Gryphaea* y *Trigonia*, caliza marmolizada y cuarcita, arenisca y lutita interestratificadas.

Más tarde, Dumble (1902) describió un conjunto de estratos arenosos y calcáreos cerca de Bisbee, en el sureste de Arizona. Informalmente nombró a esta unidad como “capas Bisbee”, estimando su espesor en 1,000 m. Ransome (1904) propuso el nombre formal de Grupo Bisbee para esta unidad del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y la dividió en cuatro formaciones, de la más antigua a la más joven: Conglomerado Glance, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura. En la localidad tipo, las montañas Mule al norte de Bisbee, este grupo tiene por lo menos 1,580 m de espesor.

En el noreste de Sonora, en la sierra El Tigre (Montaño-Jiménez, 1988) y en el centro de Sonora, al oeste de Benjamín Hill, en la sierra 3 de Mayo, existen rocas del Cretácico, correlacionables con la Formación Morita y con la Formación Mural del Grupo Bisbee.

Otras unidades estratigráficas han sido incorporadas al Grupo Bisbee: (a) la Formación Cerro de Oro, correlacionable con el Conglomerado Glance y/o la parte inferior de la Formación Morita; y (b) la Formación Arroyo Sásabe, correlacionable con la Formación Mural (Tabla 1). El Grupo Bisbee se encuentra distribuido en el sur de Arizona y una buena parte de la mitad norte de Sonora (Grijalva-Noriega, 1991; Escalona-Alcázar y Roldán-Quintana, 1993; Fernández-Aguirre et al., 1993). Ha sido reportado tan lejos como Caborca en el noroeste de Sonora (Jacques-Ayala, 1995) y hasta Cerro de Oro, al suroeste de Rayón, centro de Sonora (Figuras 1 y 2) (Servicio Geológico Mexicano, 2004; González-León et al., 2006). El Grupo Bisbee típico se depositó en ambientes costeros a marinos someros, mientras que en Sonora centro-oriental se ha encontrado facies que corresponden a ambientes marinos profundos.

Una transición concordante entre sedimentos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior ha sido propuesta por Nourse (2001), en la región de Caborca-Altar, noroeste de Sonora. La secuencia estratigráfica de la Formación Altar, atribuida por este autor al Jurásico Superior-Cretácico Inferior, estaría cubierta concordantemente por la Formación Morita del Cretácico Inferior. Esta relación es discutible por la complejidad de las estructuras producidas por eventos tectónicos y de metamorfismo durante el Cretácico Tardío-Paleógeno que impiden una identificación incontrovertible de la Formación Morita en el área de Altar. Además, Barth et al. (2008) demostraron, con fechamientos isotópicos de U-Pb en circones, que la Formación Altar es parcialmente del Cretácico Tardío en los cerros El Amol, área de Altar (Figura 2), lo que pone en duda la relación propuesta por Nourse (*op. cit.*).

En el área de Santa Ana, unidades calcáreas fosilíferas equivalentes a la Formación Mural, han sido reportadas por Jacques-Ayala (1992a), Navarro-Fuentes (1989) y Salas-Pizá (1968).

II.2 GRUPO BISBEE

CONGLOMERADO GLANCE

El Conglomerado Glance se encuentra bien expuesto en el noreste y noroeste de Sonora y sureste de Ari-

Tabla 1. Correlación estratigráfica de las unidades más importantes del Mesozoico superior en Sonora y en los extremos sureste y sur de Arizona.

PERIODO	EPOCA	EDAD	Frontera entre Arizona y sur de California	Noroeste de Sonora	Sur de Arizona	Sonora Norte-Central	Noreste de Sonora	Sonora Central	Sonora Oriental	
CRETÁCICO	Paleoceno	Priaboniano	Sierra El Chantale Harding y Concy (1985)	Sierra El Chantale Jacques-Ayala (1993)	Montañas Sta. Rita Hayes (1970a)	Cerro Azul McKee y Anderson (1998)	Cuenca Cabullona Tallero (1933) González-L. (1994)	Area El Teguachi Rodríguez-C. (1994)	Camino Op González-Lob y Jacques-Ayala (1988)	Rección Ho. Yagui Avarca-Martínez y González-Carros (1993)
		Barboniano								
		Luteciano								
		Ypresiano								
		Thanetiano								
		Selandiano								
		Daniano								
		Mastrichtiano								
		Campaniano								
		Santoniano								
CRETÁCICO	Tardío	Albano	Formación McCoy Mts.	Formación El Chantale Escalante F. Anita F. Pozo Duro	Formación Salero Fog. Chigüelguen	Santa Cerrutis Rodríguez-C. (2002)	Grupo Cabullona	Andesita Porfídica Granito	Rocas volcánicas y porfídicas	Formación Los Precayos Formación Espinazo del Diablo Form. Langizos Form. Morita Form. Cerro de Oro
		Aptiano								
		Barremiano								
		Hauteriviense								
		Valanginiano								
		Berriasiense								
		Tithoniano								
		Kimberliense								
		Oxfordiano								
		Calloviano								
JURÁSICO	Tardío	Bathoniano								
		Balociano								
		Aaleniano								
		Toarciense								
		Pleensbachiano								
		Sinemuriense								
		Hettangiano								

* Esta unidad puede ser parte del Complejo Estructural El Batamote que probablemente se extiende desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Tardío. La Formación El Anol no tiene rango estratigráfico definido pero incluye circones de 74 Ma.

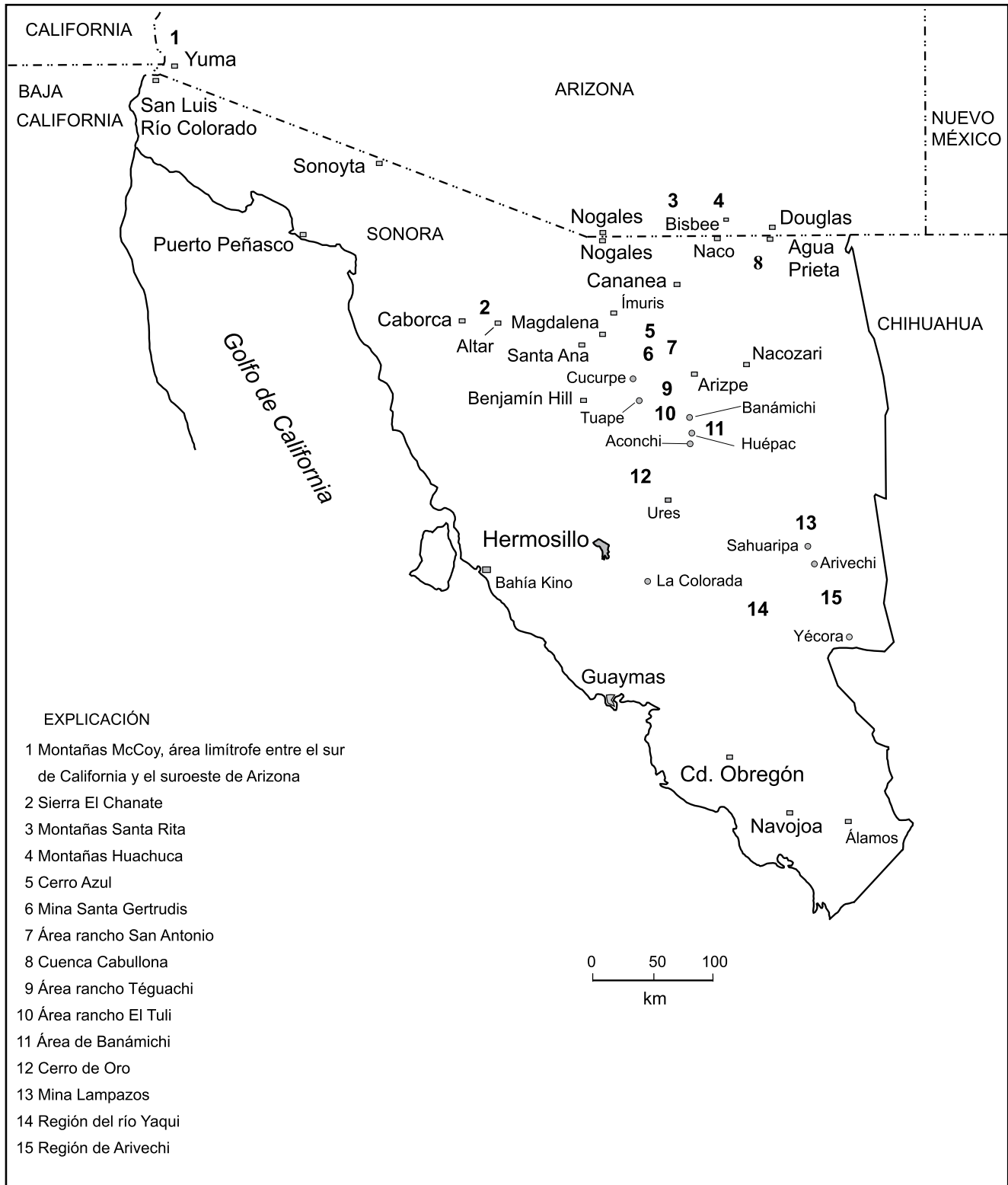


Figura 1. Mapa de Sonora donde se indica las localidades de columnas estratigráficas del Cretácico mostradas en la Tabla 1 y en la Figura 2, así como tres sitios con rocas del Jurásico y del Cretácico en el suroeste y sur de Arizona.

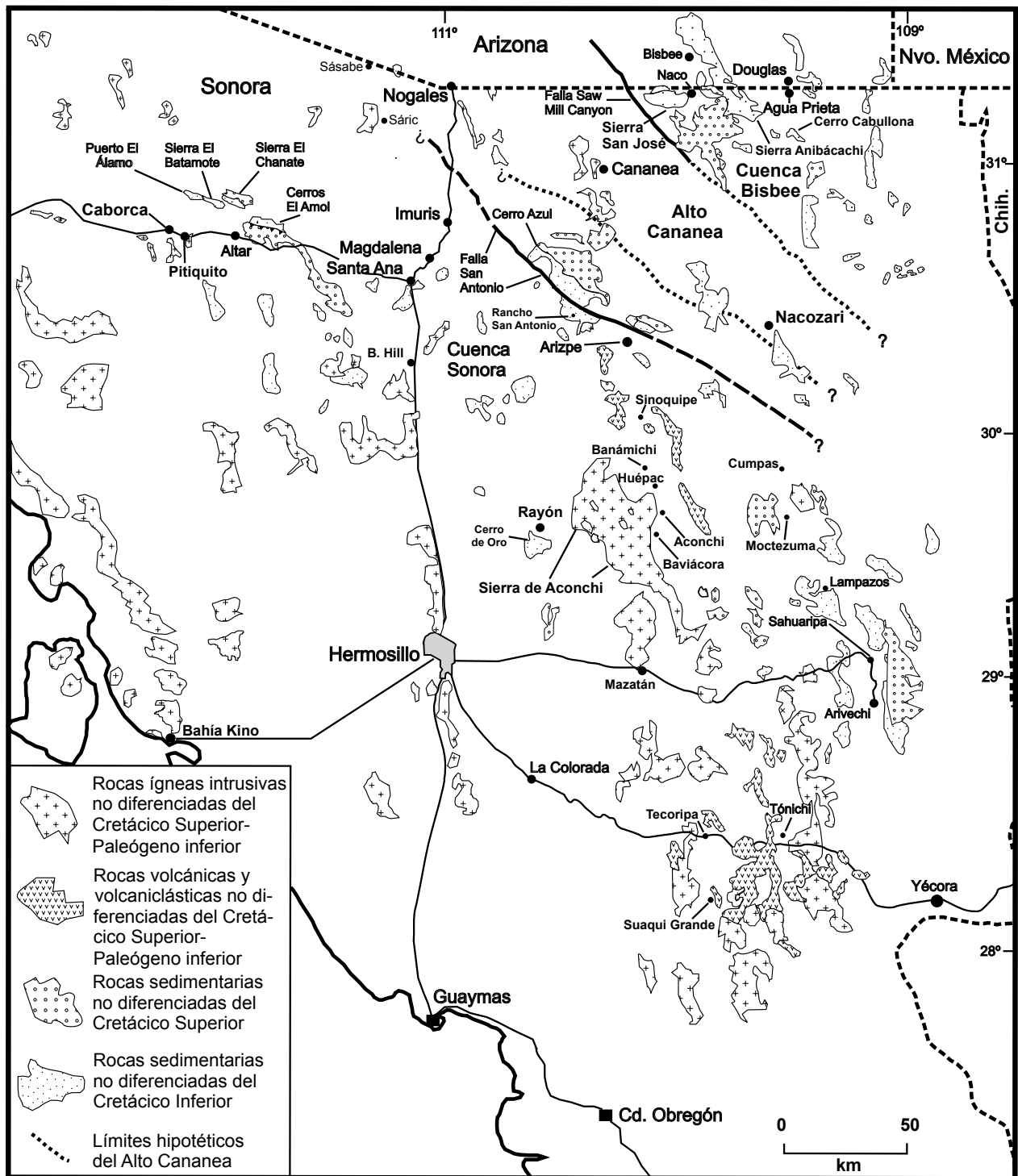


Figura 2. Mapa de afloramientos de rocas no diferenciadas del Cretácico Inferior y del Cretácico Superior. Se incluye tanto rocas volcánicas como intrusivas que pueden abarcar desde el Cretácico Superior hasta el Paleoceno inferior, a las que algunos autores también llaman “rocas del arco magmático laramídico” (McDowell et al., 2001). Muchos afloramientos no fueron incluidos por ser demasiado chicos para la escala de este mapa o que no se ha confirmado su edad isotópica. Compilación con datos principalmente de McKee (1991), Fernández-Aguirre et al. (1993), Rodríguez-Castañeda y García y Barragán (1999), McDowell et al. (2001), Servicio Geológico Mexicano (2004) y González-León et al. (2006).

zona, donde consiste en clastos derivados del Esquisto Pinal del Proterozoico y de granito de 1.1 Ga, así como también de arenitas de cuarzo y calizas del Paleozoico. En el noreste de Sonora, en la sierra Anibácachi y cerro Cabullona (Figura 2), el Conglomerado Glance está expuesto a lo largo de los flancos suroeste y sur, respectivamente. Esta unidad consiste en guijas y cantos angulares a subangulares, pobremente clasificados, de rocas volcánicas probablemente del Jurásico, y, en menor proporción, de clastos del Esquisto Pinal y fragmentos de caliza y cuarcita del Paleozoico (González-León, 1994a; 1994b) (Figura 3). Taliaferro (1933) reportó un espesor de 1,000 m para el Conglomerado Glance.

En el noroeste de Sonora, esta unidad consiste principalmente en clastos de riolita. En Cerro de Oro, el Conglomerado Glance tiene un espesor menor a 10 m y cubre a una arenisca de cuarzo del Cámbrico.

En el área de Caborca, el Conglomerado Glance aflora al norte de la sierra El Chanate (Figura 2) (Jacques-Ayala, 1992a, 1993). Esta unidad es verde, masiva, con estratos delgados de arenisca verde de grano grueso a mediano. Localmente, su espesor es relativa-

mente delgado, pues no pasa de 21 m. Los clastos son redondeados a angulares y consisten principalmente en fragmentos silicificados de grano fino de diferentes colores: verde, rojo, negro y blanco. La matriz es una arenita lítica. Al microscopio, los fragmentos son, en su mayor parte, de rocas volcánicas afáníticas, principalmente riolita. En menor proporción, también se presentan fragmentos de andesita y de rocas sedimentarias. Unas cuantas mediciones de paleocorrientes en estratificaciones cruzadas sugieren que la fuente de estos conglomerados haya sido un arco volcánico riolítico que probablemente se encontraba hacia el sur (Jacques-Ayala, 1993).

En el puerto El Álamo, 20 km al norte de Caborca, Willard (1988) identificó el Miembro Chupurate de la Formación Sásabe, compuesto principalmente de conglomerado. Más tarde, Jacques-Ayala (1993) consideró que este miembro era en realidad el Conglomerado Glance. En este lugar, esta formación tiene 485 m de espesor y consiste en conglomerado pardo rojizo a pardo amarillento, en forma de lentes, desde menos de 1 m hasta más de 5 m de espesor. Este conglomerado



Figura 3. Conglomerado Glance parcialmente brechoide, soportado por clastos, mal clasificado, compuesto predominantemente por fragmentos de caliza del Paleozoico y, en menor proporción, cuarcita y pedernal rojo. Porción suroeste del cerro Cabullona, 22 km al sur de Agua Prieta, Sonora.

está soportado por clastos y forma la base de ciclos de rocas que cambian a grano fino hacia arriba. Los clastos se derivan principalmente de rocas ígneas. Tanto en el puerto El Álamo como en la Sierra El Chanate, se encuentran algunos clastos de arenisca de cuarzo y arenisca lítica. La arenisca intercalada es de grano mediano a grueso, de regular a bien clasificada e inmadura. Su composición varía de arenita lítica a grauvaca lítica. En el tercio inferior de la sección, se encuentra una arenisca de grano muy fino con algunas intercalaciones de lutita de 50 m de espesor. Nourse (1989, 1995) reporta la presencia de un conglomerado de riolita en los alrededores de Magdalena; ahí el Conglomerado Glance podría estar fuertemente cizallado.

La edad del Conglomerado Glance no ha sido bien definida; sin embargo, en las montañas Chiricahua, en el extremo sureste de Arizona, se ha determinado como del Calloviano. De igual forma, en las colinas Canelo, en el extremo sureste de Arizona, edades isotópicas lo sitúan en el Jurásico Tardío. Bilodeau y Lindberg (1983) mencionan que la edad del Conglomerado Glance no ha quedado bien definida en el sur de Arizona, pues bien pudiera ser tan antigua como del Jurásico Tardío en ciertas áreas, o bien tan joven como del Albiano en otras. Localmente, el Conglomerado Glance descansa discordantemente sobre granito del Jurásico Medio (Hayes, 1970b; Hayes y Drewes, 1978), y en las montañas Empire se interdigita lateralmente con las Formaciones Willow Canyon y Apache Canyon (Finell, 1970).

El Conglomerado Glance se depositó en abanicos aluviales, así como en sistemas fluviales trenzados y meándricos. Se encuentran depósitos marinos correlacionables con el Conglomerado Glance en el área de Cucurpe. La escasez y distribución de estos depósitos sugieren incursiones marinas a lo largo de bloques afallados e invadidos por aguas marinas.

Rosales-Domínguez et al. (1995) encontraron que en el rancho Culantrillo, 40 km al sur de Agua Prieta, la parte superior del Conglomerado Glance incluye lentes delgados de caliza con ostrácodos que, aunque no fueron útiles como fósiles índice, es decir, para señalar una edad, sí resultaron indicativos de un ambiente lacustre.

En la sierra El Chanate, también se determinó que el Conglomerado Glance se depositara en un ambiente

fluvial (Jacques-Ayala, 1993). El predominio de arenisca sobre el conglomerado sugiere una distancia media desde la fuente. Las rocas volcánicas que aparecen intercaladas en el Conglomerado Glance sugieren la presencia de actividad volcánica de frecuencia moderada. En Puerto El Álamo, al norte de Caborca, el Glance también se depositó en un ambiente fluvial, probablemente cerca de abanicos aluviales, como lo sugieren los conglomerados gruesos.

FORMACIÓN CERRO DE ORO

Esta unidad fue descrita en el área de Cerro de Oro (Figuras 1 y 2) por González-León (1989) y González-León y Jacques-Ayala (1988). Estos autores propusieron una nueva unidad estratigráfica como parte del Grupo Bisbee: la Formación Cerro de Oro del Barremiano-Aptiano. En la localidad de la cañada de Los Tubos, la Formación Cerro de Oro tiene un espesor de 147 m. Su contacto inferior se encuentra cubierto y sólo se observa cantos y guijarros subredondeados a subangulosos de arenita de cuarzo y dolomía de un conglomerado. En otros sitios, como el cerro El Cobrizo, este conglomerado está bien expuesto, con estratificación masiva a gruesa y con paleocanales. Algunos estratos tienen estratificación gradual y la matriz es arenosa. Hacia arriba, la secuencia está dominada por lutita pardo rojizo a amarillento y verde, en estratos de entre 3 y 6 m de espesor, con limolita y arenisca de grano muy fino y escasos estratos de caliza arcillosa interestratificados. La lutita contiene equinodermos mal conservados, y la caliza incluye ostreas, moldes internos de *Trigonia* y gasterópodos. Los 50 m superiores de esta formación consisten en caliza arcillosa de color pardo amarillento, con abundantes restos de ostreas y gasterópodos mal conservados, así como fósiles traza. La cima de esta formación es una caliza arrecifal tipo *framestone*, de 5 a 10 m de espesor, que incluye corales coloniales, estromatopóridos y abundantes braquiópodos; lateralmente y hacia la parte más superior, pasa a una caliza estratificada con abundantes orbitolinas, otros foraminíferos y gasterópodos.

En la sierra El Chanate, la Formación Cerro de Oro es una secuencia de lutita en estratos delgados, con intercalaciones de caliza y arenisca, que yacen debajo

de la Formación Morita (Jacques-Ayala, 1993). La lutita es de color amarillo ante; la caliza es gris claro, también en estratos delgados y, localmente, laminar, con algunos fósiles no identificados. La arenisca es de color pardo amarillento, en estratos delgados y sin rasgos internos. Esta unidad se erosiona fácilmente, en comparación con la Formación Morita, formando un área con relieve bajo. Localmente se encuentra una lutita de color amarillo parduzco claro sin las intercalaciones de caliza. Ésta se encuentra dentro de la zona de falla El Chanate, y está plegada, fracturada e hidrotermalmente alterada.

La presencia del amonite *Dufrenoyia* cf. *rebeccae* y el foraminífero *Palorbitolina lenticularis* en la localidad tipo, indica un rango en edad del Barremiano-Aptiano temprano (González-León y Lucas, 1995). La Formación Cerro de Oro es cronocorrelacionable con la Formación El Aliso del área de Lampazos, así como con la parte superior del Conglomerado Glance y la parte inferior de la Formación Morita del norte de Sonora (González-León y Jacques-Ayala, 1988; González-León y Lucas, 1995). En la parte sur de la sierra El Chanate, la Formación Cerro de Oro está pobremente expuesta (Jacques-Ayala, 1993).

Los sedimentos de esta formación son de naturaleza marina, indicando una primera transgresión del mar del Cretácico, en la porción central de Sonora. La litología y la fauna fósil sugieren un ambiente somero, tal vez lagunar. Sin embargo, las estructuras arrecifales indican un ambiente de plataforma externa, aun de mar abierto, donde probablemente existieron condiciones de fuerte oleaje, aguas claras y bien oxigenadas, que permitieron el desarrollo de corales con facies laterales lagunares, con lodos calcáreos con foraminíferos, gasterópodos y fragmentos derivados del arrecife (Monreal, 1994).

FORMACIÓN MORITA

Esta formación consiste en una interestratificación de limolita de color rojo oscuro y lodolita en estratos masivos a gruesos, y arenisca gris púrpura o gris. La lodolita localmente exhibe laminación con estratificación cruzada. La arenisca, de grano fino a mediano, se presenta en estratos de menos de 1 m de espesor; en la base de algunas de éstas, se encuentra un conglomerado de

clastos de arranque (*rip-up clasts*) (Figura 4). Cerca de la base de la unidad, se hallan lentes de conglomerado de menos de 2 m de espesor. Los clastos son principalmente de rocas ígneas y raramente de arenisca de cuarzo. Cerca de la cima, se encuentran algunos estratos de caliza del tipo *floatstone* y *rudstone* con detritos de moluscos (Figura 4).

En la sierra El Chanate, la Formación Morita tiene estratificación cruzada bimodal, indicando una línea de costa de dirección noroeste que influyó en el depósito de los sedimentos de esta unidad; la fuente probable se encontraba al noreste o suroeste de la sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1992b, 1993) (Figura 5).

En el puerto El Álamo, Willard (1988) describió que la Formación Morita tiene un espesor de 440 m. En ese lugar, la lodolita es masiva y localmente incluye nódulos calcáreos. También se presentan intercalaciones menos importantes de arenisca de grano fino, gris a gris púrpura, en estratos medianos a gruesos y un conglomerado rojo, en lentes de menos de 5 m de espesor.

La parte superior consiste en limolita púrpura gris rojizo, arenisca parda de grano mediano a grueso, en estratos medianos con algunas intercalaciones de caliza, en estratos delgados a gruesos, la cual constituye localmente una transición en la base de la Formación Mural. En algunos sitios, se ha logrado identificar estratos de ceniza interestratificados. El depósito de la Formación Morita tuvo lugar en planicies de marea, deltas y corrientes meándricas.

En los cerros Cabeza Colgada, alrededor de 5 km al sur de El Ocuca, la Formación Morita forma cerros relativamente altos y redondeados. Jacques-Ayala (1993) estimó un espesor de 800 m para esta formación, en esta área, la cual consiste en lodolita rojo a rojo púrpura, en estratos gruesos a masivos; localmente muestra estratificación muy delgada. En algunos sitios, se encuentra interestratificada una arenisca gris rosado a púrpura grisáceo o púrpura claro o azul claro, en estratos medianos a gruesos. Algunos estratos tienen estratificación cruzada plana o bien tangencial. El tamaño del grano varía de grueso a localmente muy grueso, hasta el tamaño de guijarros. Las areniscas con tonos púrpuras son principalmente arenita lítica, mientras que las rosadas son más cuarzosas. En la parte centroseptentrional de estos cerros, los conglomerados son más abundan-



Figura 4. Aspecto general de la Formación Morita en el centro-norte de Sonora. En segundo plano: arenisca y limolita en estratos finos a medianos. El rumbo de los estratos es N15°E. En primer plano: cerros arredondados de la Formación Mural. El contacto entre estas dos unidades se encuentra detrás de las colinas en el centro y a la derecha de la imagen. Vista hacia el norte-noroeste, a 8.5 km del rancho San Antonio, Arizpe, Son.

tes, con forma de lente y no más gruesos que 4 m y compuestos de rocas volcánicas. Cerca de la base de esta formación, se encuentra una toba riolítica de color crema de 2 a 3 m de espesor, la cual se extiende alrededor de 2 a 3 km al este de los cerros Cabeza Colgada.

En el área del rancho Culantrillo, Rosales-Domínguez et al. (1995) mencionan que la Formación Morita incluye tapetes de algas, bivalvos y gasterópodos que no proporcionan una edad precisa. En la parte media, se encontró *Trigonia ornata* en un horizonte de tobas híbridas, que implican un vulcanismo cercano durante el Aptiano, probablemente relacionado con el magmatismo de arco reportado en la sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1989). En la cima de la unidad, se hallan carofitas, *Microcalamoides ornatus* y abundantes ostrácodos. El nanoplancton en esta formación incluye coccolitofóridos no clasificados.

Se interpreta que el ambiente de depósito de la Formación Morita haya sido una planicie fluvial o de mareas. Los colores rojizos y algunas grietas de desecación sugieren un ambiente subaéreo. Los conglome-

rados con clastos de arranque (*rip-up clasts*) probablemente indiquen erosión en ríos o canales de marea, y la ciclicidad de la reducción del tamaño del grano hacia arriba de la arenisca, y la lodolita con el predominio de la fracción de grano más fino, sugiere un sistema fluvial meándrico. La estratificación cruzada en la arenisca muestra una orientación suroeste-noreste bimodal, sugiriendo que la línea de costa tenía una orientación noroeste-sureste, con la fuente de sedimentos hacia el noreste. La presencia de caliza con ostras sugiere una incursión marina en alguna época durante el Aptiano.

FORMACIÓN (CALIZA) MURAL

La Formación Mural ha sido la formación más estudiada del Grupo Bisbee en los últimos años. Investigaciones recientes tienen que ver con el estudio de micro- y macrofósiles, muchos de los cuales son fósiles-guía (Löser, 2006; Löser y González-León, 2005; Löser et al., 2006). De la misma forma, los conjuntos bióticos identificados han determinado los ambientes de depó-



Figura 5. Arenisca de grano fino, en estratos delgados, cubierta por arenisca de grano fino a mediano, en estratos medianos de la Formación Morita (Cretácico Inferior). Esta formación yace en contacto transicional sobre el Conglomerado Glance, unidad que forma la base del Grupo Bisbee. Localización: Arroyo Sásabe, al norte de la sierra El Chanate. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

sito de la Formación Mural. Algunos investigadores han propuesto que unidades carbonatadas en el centro y oriente de Sonora que son correlacionables con el Grupo Bisbee, no tienen necesariamente el mismo origen, sino que tienen más afinidad con secuencias de Chihuahua, Coahuila y Nuevo León (Monreal y Longoria, 2000b).

Lawton et al. (2004) realizaron un trabajo bioestratigráfico detallado de la Formación Mural en el norte-centro de Sonora. Aunque algunas de las localidades reportadas por ellos ya habían sido estudiadas por otros investigadores, en ese trabajo propusieron nuevos miembros para la Formación Mural con base en la identificación de micro- y microfósiles, además de dar otra interpretación de los ambientes de depósito para esta formación.

La Formación Mural del Cretácico Inferior en Sonora norte-central es similar en sucesión estratigráfica y litofacies a estratos correlacionables del Grupo Bisbee en el suroeste de los Estados Unidos. Consiste

en caliza marina somera y lutita que abarcan en edad desde el Aptiano tardío hasta el Albiano medio-tardío. Las litologías carbonatadas consisten en general de *packestone* con ostras y *bafflestone* de rudistas, ésta última formando biohermas discontinuos y en forma de pequeños montículos. Los intervalos siliciclásticos están dominados por arenisca y lutita gris oscuro a negra con amonoides y trigonias.

La Formación Mural en el norte-centro de Sonora, de acuerdo a Lawton et al. (2004), consiste en seis miembros formales. En orden ascendente estos miembros son Cerro La Ceja, Lutita Tuape, Los Coyotes, Cerro La Puerta, Cerro La Espina y Mesa Quemada. De acuerdo con amonoides, trigonoideos y foraminíferos bentónicos, los dos miembros inferiores son del Aptiano superior y los cuatro miembros superiores abarcan desde el Aptiano más superior hasta el Albiano medio-superior. Espesores gruesos, poco comunes, de lutitas del Aptiano de la Formación Mural probablemente se acumularon durante el hundimiento tectónico posterior a un evento

de extensión de tipo *rift*, lo cual engrosó el espesor de estos depósitos marinos de plataforma. Los estratos marinos de la Formación Mural son un horizonte marcador en la sección del Cretácico Inferior de Sonora.

González-León et al. (2008) nombran a esta unidad como Formación Mural y le añaden los Miembros Fronteras y Rancho Búfalo. Estos dos miembros únicamente se encuentran en las inmediaciones del rancho Búfalo, alrededor de 40 km al sur-sureste de Agua Prieta, Son. (Figura 6). Según Lawton et al. (2004), las sucesiones estratigráficas de la Formación Mural son correlacionables con sucesiones similares en el suroeste de los Estados Unidos y el noreste de México, más allá de los límites de la Cuenca Bisbee.

Miembro Fronteras

Este miembro cubre discordantemente a una limolita rojiza de la Formación Morita. Tiene un espesor de 134 m y en su parte inferior consiste en *grainstone* oolítica con estratificación cruzada, estratos gruesos a me-

dianos de *packstone* bioclástica y oolítica con ostreas, *wackestone* bioturbada y lutita calcárea. Los estratos de caliza incluyen algas dasicladeas y de incrustación, miliólidos, bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y espinas de equinodermos. También se encuentra una caliza dolomítica con estromatolitos laminados, localmente estratos de arena, limolita, lutita calcárea e intercalaciones menos abundantes de arenisca de grano fino y lutita tobácea. En las porciones media y superior predominan estratos gruesos de caliza oolítica con estratificación cruzada plana y, localmente, en espiga (*herringbone*), que gradúan hacia arriba a *wackestone-packstone* bioclásticas, estratos de coquina, caliza arenosa a arcillosa bioturbada, estratos de estromatolitos y caliza dolomítica bioturbada. Este conjunto está cubierto por lutita gris oscuro y limolita. Esta parte del miembro incluye ostreas articuladas y desarticuladas, trigonoideos, pectínidos, foraminíferos bentónicos y algas. La parte superior del miembro consiste en un estrato de 1 m de espesor de una toba blanquecina de caída y una limolita calcárea con bivalvos.

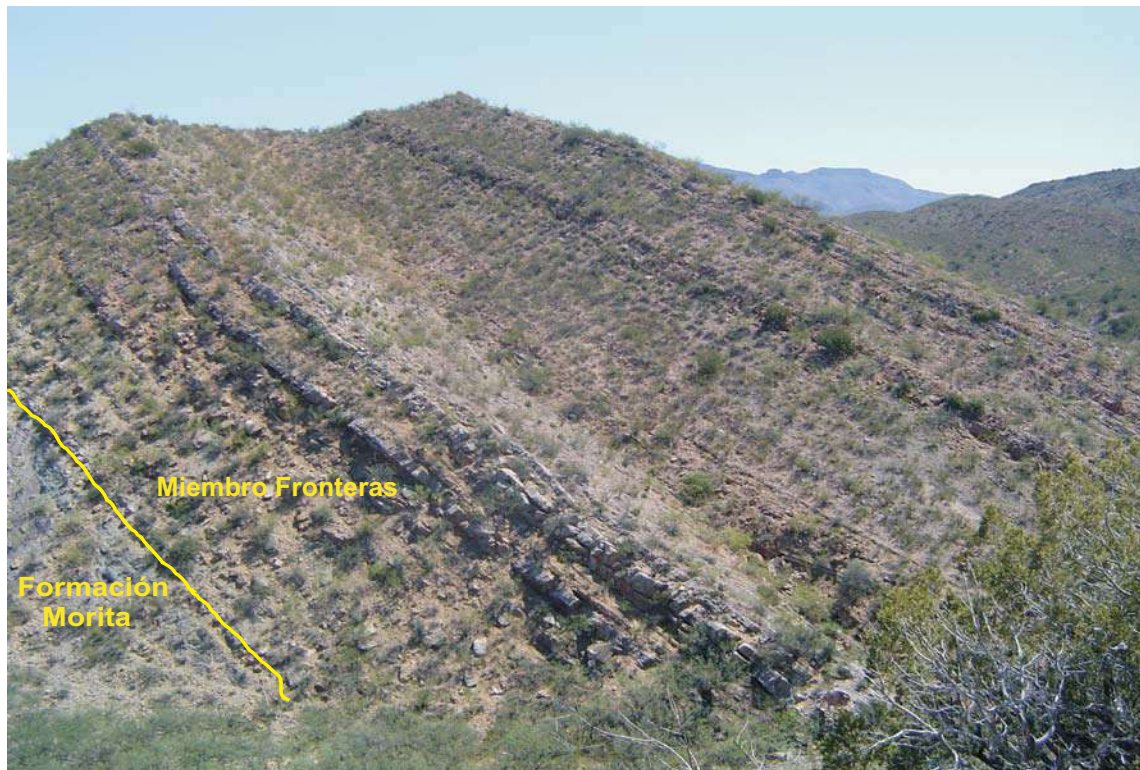


Figura 6. Base del Miembro Fronteras, Formación Mural, en contacto discordante sobre la Formación Morita, ambas del Grupo Bisbee (Cretácico Inferior). Localidad: Rancho Búfalo, 40 km al sur de Agua Prieta, Son. Imagen proporcionada por Carlos M. González León.

Miembro Rancho Búfalo

Este miembro tiene 86 m de espesor y está compuesto de arenisca rojiza con estratificación cruzada plana, lutita rojiza a púrpura y limolita con bioturbación local, estructuras de raíces, nódulos calcáreos e interestratificaciones de arenisca de grano mediano a grueso, en estratos medianos a gruesos, lenticular y con estratificación cruzada (Figura 7).

A diferencia de los dos miembros antes descritos, los seis miembros propuestos por Lawton et al. (2004) se encuentran en la porción norte-central de Sonora. Cerca de Tuape, el Grupo Bisbee se encuentra bien expuesto al este del río San Miguel, aunque está cortado por fallas normales de orientación noroeste. La Formación Mural buza homoclinalmente 35-40° al este-sureste. Lawton et al. (2004) designan a la sección al noreste de Tuape como la sección principal de referencia para la Formación Mural en el norte de Sonora (Figura 8).

Miembro Cerro La Ceja

Este miembro tiene entre 160 y 189 m de espesor. Consiste en caliza bioclástica gris, pardo y amarillo pardo oscuro, muy gruesa, bioturbada, con ostreas, pectínidos, trigonoideos, tubos de serpúlidos, interestratificada con estratos de limolita gris, verde y rojo pardo, de 10 m de espesor o en estratos delgados y con algunos amonites y estratos menores de arenisca calcárea de grano fino. En la parte baja de este miembro, en la limolita masiva, se hallan huesos probablemente de dinosaurio. El estrato basal de este miembro, en la cañada Los Coyotes, cubre en contacto abrupto a una limolita roja de la Formación Morita y consiste en *wackestone* a *packstone* arenosa con valvas de ostreas y guijarros aislados.

Miembro Lutita Tuape

Éste tiene entre 40 y 130 m de espesor y está compuesto principalmente por lodolita gris oscuro a negro y lutita,

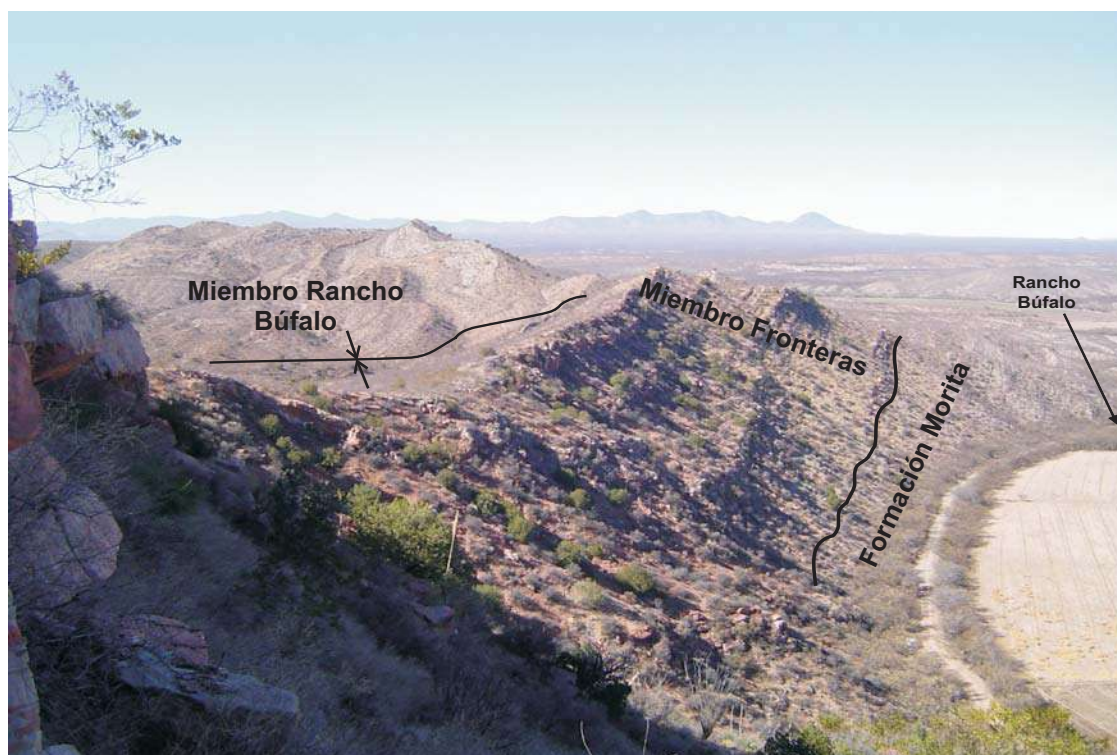


Figura 7. Aspecto general de los Miembros Fronteras y Rancho Búfalo de la Formación Mural al sur de Agua Prieta. El Miembro Fronteras descansa discordantemente sobre la Formación Morita. La estructura general de las unidades del Grupo Bisbee en esta área es un sinclinal abierto. Imagen viendo hacia el oeste. Localidad: Rancho Búfalo, 40 km al sur de Agua Prieta, Son. Fotografía proporcionada por Carlos M. González León.

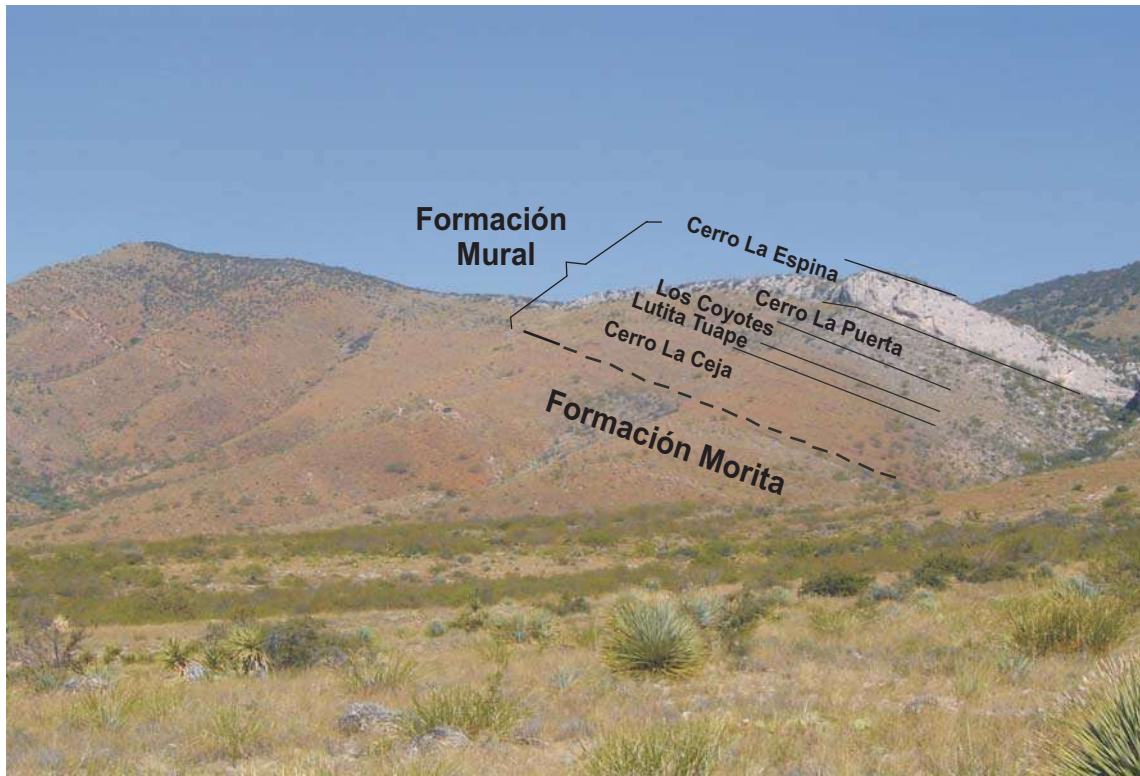


Figura 8. Miembros reconocidos de la Formación Mural en la sierra de San José, Naco, Sonora. La sección tipo está en el área de Tuape, centro-norte de Sonora y fueron descritos por Lawton et al. (2004). Imagen proporcionada por Carlos M. González León.

caliza arcillosa y estratos menores de limolita y arenisca de grano fino. Una lodolita negra forma estratos de hasta 15 m de espesor, localmente con nódulos calcáreos de 1 m de diámetro. La caliza se encuentra en estratos delgados con ostreas. En la parte inferior del miembro, en la cañada Los Coyotes, las amonites son abundantes (*Hypacanthoplites* sp.) en estratos de caliza arcillosa.

Miembro Los Coyotes

El espesor de este miembro varía entre 30 y 171 m. La parte inferior consiste en estratos delgados de lodolita de colores gris claro y pardo rojizo con nódulos septarios, limolita calcárea y caliza arcillosa con ostreas. La parte media consiste en limolita parda masiva y lodolita con interestratificaciones delgadas de arenisca de grano fino y caliza bioclástica. La parte superior consiste en una caliza arcillosa amarillenta, en estratos medianos a gruesos y rica en ostreas. Otros fósiles en este miembro incluyen trigonoideos no identificados, gasterópodos, bivalvos y equinodermos.

Miembro Cerro La Puerta

Este miembro presenta un espesor que varía entre 112 y 165 m. Su litología consiste en lutita negra lajeada con nódulos calcáreos. En la cañada Los Coyotes y el cerro La Puerta, este miembro consiste en su parte superior en estratos delgados de arenisca parda de grano muy fino. En el cerro La Ceja, los dos tercios superiores de este miembro contienen estratos gruesos de *wackestone* fosilífera con contenido de pectínidos, ostreas y gasterópodos.

En el cerro La Espina, los 60 m superiores de este miembro están representados por *wackestone* de color pardo amarillento, fosilífera, en estratos medianos con interestratificación de intervalos de lodolita calcárea y limolita. Los fósiles consisten principalmente en corales, rudistas y *Orbitolina* sp. Una trigonia, *Steinmanella mearnsi*, fue recolectada de la facies lutítica en la parte inferior del miembro en la cañada Los Coyotes, y los microfósiles son abundantes en las calizas del cerro La Ceja.

Miembro Cerro La Espina

Tiene entre 5 y 30 m de espesor y está bien expuesto en el cerro La Espina, 15 km al noreste de Tuape. Consiste en caliza masiva en estratos de 4 m con intercalaciones de estratos delgados a gruesos de limolita y lodolita, arenisca de grano muy fino y caliza arcillosa rica en ostras. Los estratos de caliza son característicamente lenticulares en todas las localidades, acuñándose lateralmente por distancias de cientos de metros, e incluyen *Orbitolina* sp., gasterópodos, rudistas y otros bivalvos. En el cerro La Espina, el miembro gradúa sección arriba a diferentes tipos de caliza con fósiles diversos: *wackestone-packstone* con orbitolinas; *packstone* dolomítica con orbitolinas; *packstone* dolomítica con la orbitolina *Lithocodium*; *boundstone* de coral, rudista, *Lithocodium* y *grainstone* peloidal bioclástica.

Miembro Mesa Quemada

Tiene entre 161 y 400 m de espesor. Este nombre fue originalmente aplicado a la interestratificación de limolita rojo y caliza fosilífera inferida como equivalente a la Formación Cintura al noroeste del cerro La Ceja. El miembro consiste en una interestratificación masiva de lodolita verde y limolita gris claro o rojo con nódulos pedogénicos, estratos delgados de arenisca de grano muy fino con laminaciones paralelas y diversos tipos de calizas que incluyen ostras, fragmentos de conchas y tubos de serpúlidos.

En el cerro La Ceja, los 150 m superiores del miembro consisten en una interestratificación de *wackestone* con ostras y limolita de color verde oliva o rojo, cubierta por *wackestone* característica en estratos gruesos con *Orbitolina* y ostras.

Espesor y contactos

La Formación Mural varía entre 600 y 900 m de espesor, cubre abruptamente a la Formación Morita y gradualmente subyace a la Formación Cintura. La parte más superior de la Formación Morita consiste en limolita rojo masivo con estratos delgados de arenisca de grano fino y escasas estratos delgados de caliza micrítica que posiblemente registran depósito de intermarea. La base

de la suprayacente Formación Cintura se coloca en la limolita nodular roja más inferior que carece de caliza fosilífera interestratificada.

En el área del rancho El Pilar y rancho San Antonio, Sonora norte-central, la Formación Mural sobreyace a la Formación Morita en forma gradual; los estratos terrígenos de ésta última incluyen estratos delgados de caliza, hasta que la litología cambia predominantemente a rocas carbonatadas. El contacto con la Formación Cintura también es transicional: gruesos estratos de caliza rojo pálido con abundantes rudistas subyacen concordantemente a estratos medianos a delgados de arenisca pardo amarillento oscuro y limolita de la Formación Cintura. El espesor total de la Formación Mural en el rancho El Pilar es de 572 m (Figura 9).

Fósiles y Edad

Los fósiles de la Formación Mural indican que esta unidad abarca del Aptiano inferior al Albiano medio, por lo que es equivalente a las Formaciones Mural y U-Bar de Arizona y Nuevo México, respectivamente. Los amonites indican que los dos miembros inferiores de la Formación Mural son del Aptiano superior. Cerca de Tuape, el Miembro Cerro La Ceja incluye los géneros de amonites *Dufrenoyia* y *Burckhardites* del Aptiano temprano a medio e *Hypacanthoplites inmunitum* (Stoyanow) del Aptiano tardío.

La parte inferior del Miembro Cerro La Puerta en la cañada Los Coyotes incluye al trigonoideo *Steinmanella mearnsi* (Stoyanow), una especie del Aptiano más tardío al Albiano temprano.

El Miembro Cerro La Puerta incluye al foraminífero bentónico *Voloshinoides* sp. aff. *murgensis* Luperto Sinni y Masse (1993), especie que es nueva en el norte del continente americano, ocurre en el Albiano inferior de Italia y cuyo género abarca hasta el Maastrichtiano.

El Miembro Cerro La Espina contiene *Mesorbitolina texana* (Roemer), *Parascoskinolina sunnilandensis* (Maync) y el morfotipo más pequeño de *Charenta* sp. cf. *C. cuvillieri* Neumann del Hauteriviano-Cenomaniaco. Este conjunto de foraminíferos del Tethys caribeño abarca desde la parte más tardía del Aptiano hasta el Albiano temprano (Figura 10).

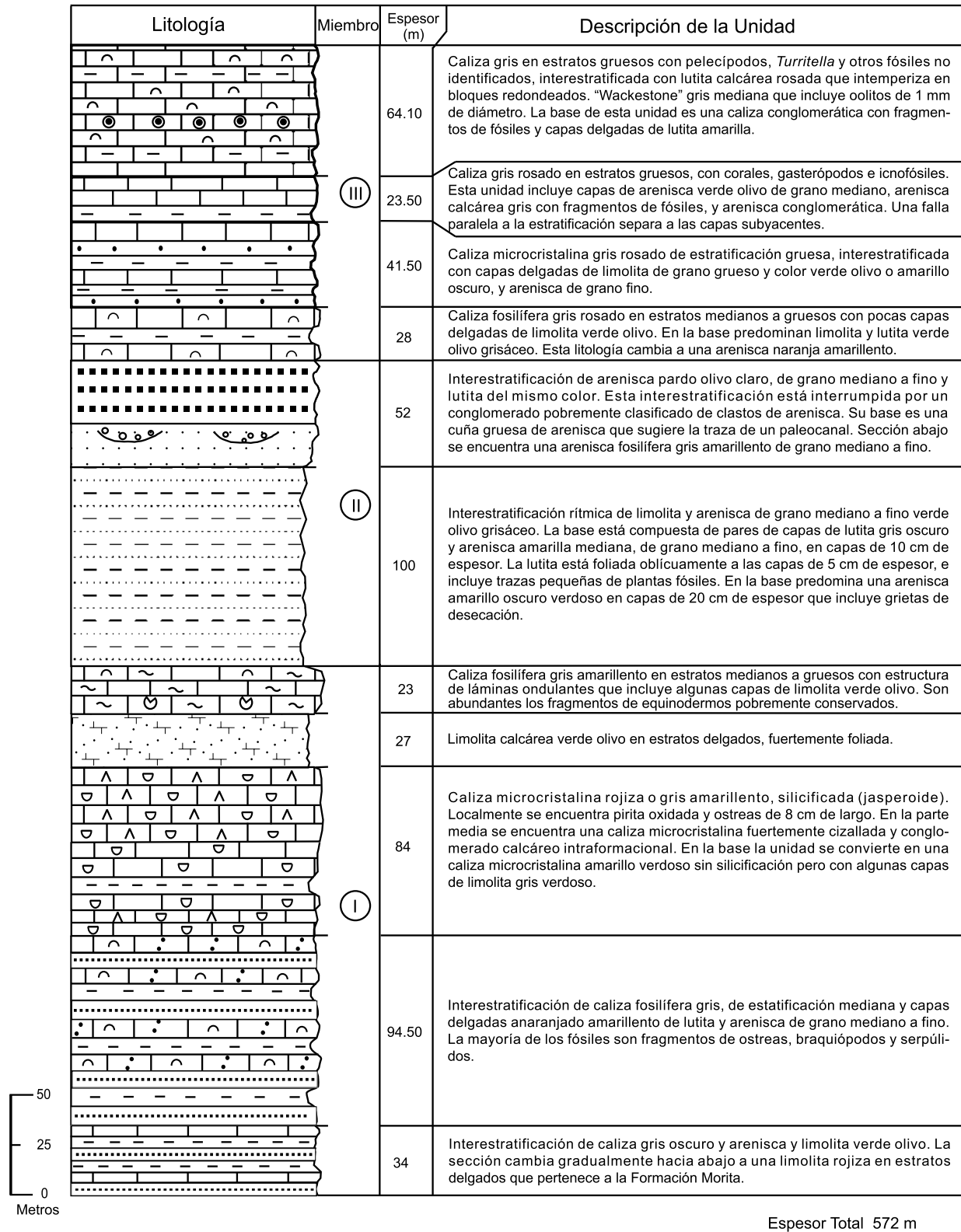


Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación Mural, Grupo Bisbee (Cretácico Inferior). Rancho El Pilar, sierra San Antonio, Arizpe, Sonora. Modificado de García y Barragán (2003).

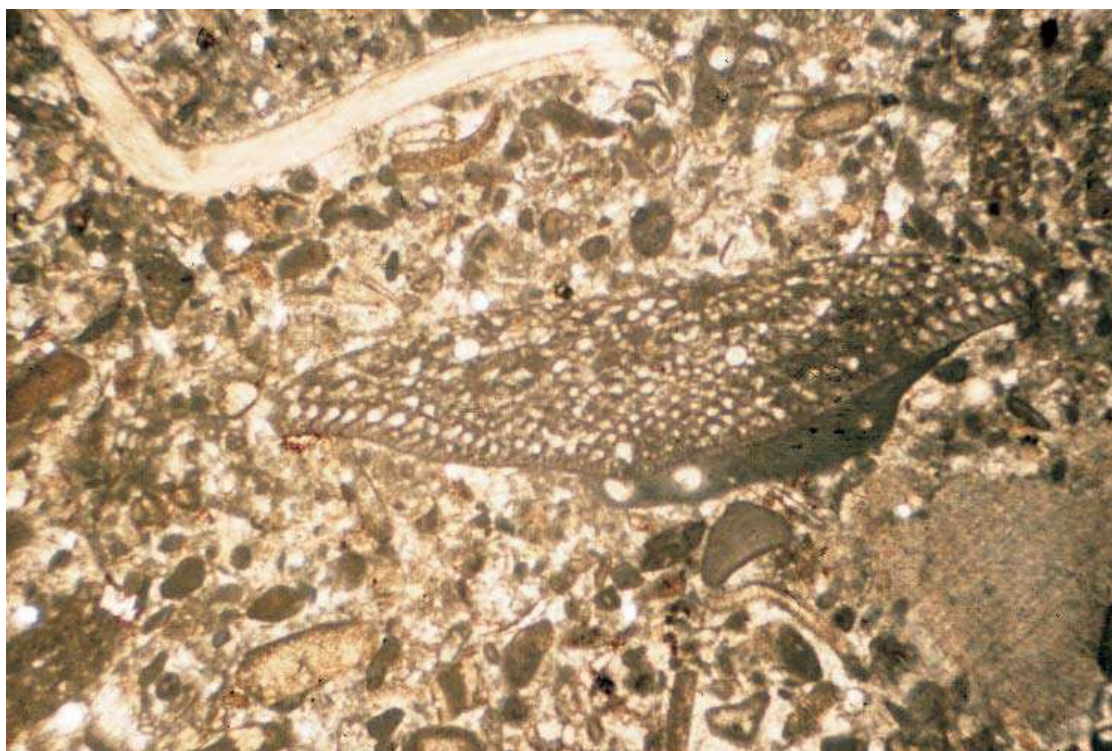


Figura 10. Fotomicrografía de una caliza tipo grainstone de la parte superior de la Formación Mural. Se encuentra un foraminífero del género *Orbitolina* en el centro de la imagen. En la esquina inferior derecha se puede identificar un fragmento de equinodermo. En la esquina superior izquierda, un molusco no identificado también forma parte del marco de granos. Rancho El Pilar, aproximadamente a 15 km al este de la mina Santa Gertrudis, Arizpe, Sonora.

La Formación Mural, tal como la definieron Lawton et al. (2004), incluye una variedad de formaciones locales previamente nombradas, cuyos nombres y definiciones deben ser abandonados. La Formación Mural en la sección de la cañada Los Coyotes, cerca de Tuape, es burdamente correlacionable con la Formación Los Tanques (Rodríguez-Castañeda, 1991), considerada del Aptiano superior y del Albiano inferior sobre la base del trigonoideo *Trigonia kleinpelli* y otros bivalvos. En el cerro La Ceja, la Formación Mural incluye parte de las Formaciones Temporales, El Macho y Mesa Quemada de González-León (1978). La Formación Temporales incluye estratos que Lawton et al. (2004) consideran parte de la Formación Morita, mientras que la Formación Mesa Quemada incluye estratos que estos autores consideran como parte de la Formación Cintura. Estratos de la Formación Mural de la sección en el cerro La Puerta, cerca de cerro Azul, incluyen las unidades informales 2–5 de McKee y Anderson (1998).

Abundantes granos cerrados de polen fueron encontrados en la parte inferior de la Formación Mural al sur de Agua Prieta (Rosales-Domínguez et al., 1995), los cuales incluyen *Hoegisporis* cf. *uniforma*, *H.* cf. *lenticuiifera*, entre otros; así como los cistos de los dinoflagelados de *Apteodinium maculatum*. Nanoplankton calcáreo abundante y relativamente bien conservado también se encuentra en este intervalo; la asociación está caracterizada por una variedad de especies, incluyendo *Lithastrinus floralis*, la cual tiene un rango estratigráfico del Aptiano tardío al Santoniano. Se encontró, además, abundantes fragmentos que podrían ser asignados a *Octocyclus reinhardii* y *Parhabdolithus infinitus*, por lo que éstos estrecharían el intervalo al Albiano. La parte superior de la Formación Mural tiene una microfauca planctónica caracterizada por la presencia de foraminíferos tales como *Hedbergella* sp., *Favusella* sp. y *Ticinella* sp. y los tintínidos *Colomiella mexicana* y *C. recta*; esta asociación corresponde al Albiano temprano.

Ambientes de depósito

La Formación Mural se depositó en ambientes que variaban desde planicies costeras hasta plataforma abierta. La mayor parte de los sedimentos se depositó en ambientes marinos de plataforma. El contacto abrupto del miembro basal Cerro La Ceja con la Formación Morita indica que la transgresión marina estuvo acompañada de erosión de la línea de costa. Las litologías y faunas fósiles asociadas sugieren que La Ceja se depositó en ambientes de planicie costera, margen marino y marino somero, donde eventos de tormenta depositaron estratos coquinoides arriba de las superficies de erosión por oleaje.

El contacto abrupto con el miembro suprayacente Lutita Tuape indica una profundización abrupta de la cuenca en todas las localidades estudiadas. Las aguas profundas y el depósito euxínico están registrados por gruesos intervalos de lutita negra con fauna de amonites pelágicas. Las condiciones con poco oxígeno fueron creadas probablemente por restricción geográfica de circulación marina más que un ambiente profundo batial (Lawton et al., 2004).

Sin embargo, otra posibilidad es que el contacto abrupto no necesariamente indique profundización de la cuenca; es factible, y podría esperarse, un contacto gradual. Las lutitas negras no son exclusivas de ambientes profundos, ya que también pueden sedimentarse en lagunas. Sin embargo, quedaría el problema de explicar la presencia de amonites en un ambiente no propicio para su desarrollo. Lawton et al. (2004) ofrecen una explicación posible sugiriendo que aunque los amonites vivieron normalmente en mar abierto, éstos son flotadores, de modo que podrían haber sido arrastrados por corrientes a mares más someros.

El Miembro Los Coyotes sugiere una progresión de facies y disminución de profundidad que resultó en depósitos terrígenos de grano fino y rocas carbonatadas impuras con fauna bentónica mixta: estratos de caliza con bioclastos re TRABAJADOS que indican depósito por encima de la base del oleaje (Figura 11).

El Miembro Cerro La Puerta registra una profundización posterior de la cuenca para formar lutita negra similar a la del Miembro Lutita Tuape. Debido a que los Miembros Tuape, Los Coyotes y Cerro La Puerta

engrosan y adelgazan dentro de un intervalo estratigráfico que no cambia de forma importante en el espesor estratigráfico general, se ha interpretado que estos miembros se interdigitan como facies laterales.

El Miembro Cerro La Espina indica una disminución en la profundidad del mar y un amplio crecimiento de biohermas en toda la cuenca. Forma un importante horizonte guía y parece aflorar ampliamente en el norte de Sonora. En el cerro La Espina, este miembro registra una transición de plataforma abierta a ambientes de biostromas o biohermas, donde organismos que construyen armazones, tales como los corales escleractínicos y rudistas, eran abundantes.

El Miembro Mesa Quemada señala una interacción de ambientes marino somero, de estuario y de planicie costera asociados con regresión que marca las fases terminales del depósito de la Formación Mural. Observaciones locales de estratos con registros de canales y estratificación cruzada de tipo espiga (*herringbone*) sugieren que este miembro incluye depósitos influenciados por mareas.

FORMACIÓN ARROYO SÁSABE

Esta formación fue formalmente definida por Jacques-Ayala (1989) en la sierra El Chanate, Altar, noroeste de Sonora. En esta localidad, la Formación Arroyo Sásabe fue dividida en dos miembros. El miembro inferior aflora en ambos flancos de la sierra, así como en los cerros El Puerto. El miembro superior ocurre en el puerto El Álamo y en la parte sureste de la sierra El Chanate. El rasgo distintivo es la ausencia de caliza en el miembro superior. Es correlacionable en tiempo con la Formación Mural. Ambas formaciones tienen gruesas intercalaciones de lutita y arenisca de grano fino; la principal diferencia es la cantidad y tipo de caliza presente. Mientras que la Formación Mural se caracteriza por cuerpos masivos de decenas de metros, la Formación Arroyo Sásabe consiste en estratos de caliza no mayores a 5 m de espesor.

En el flanco sur de la sierra El Chanate, esta formación tiene un espesor máximo de 96 m, aunque se acuña hasta 0 m, mientras que en el flanco norte tiene un espesor de 45 m (Figura 12). En el puerto El Álamo, la Formación Arroyo Sásabe puede ser tan gruesa como de 235

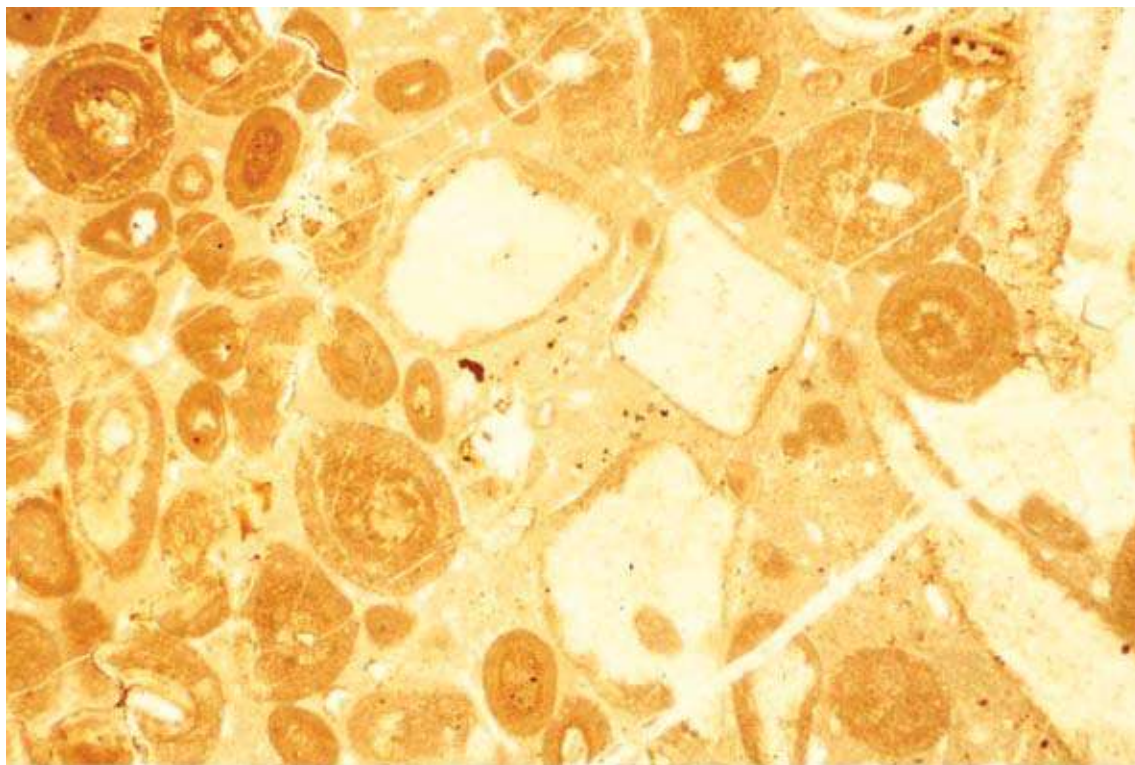


Figura 11. Fotomicrografía de una caliza tipo *packstone* de la parte superior de la Formación Mural en el rancho El Pilar (Aptiano inferior-Albiano medio). La mayoría de los granos son ooides cuyo núcleo está compuesto de pequeños cristales de calcita y están “micritizados” por inversión. Otra parte importante de los granos son conchas de moluscos y fragmentos de equinodermos. La matriz está compuesta por limo carbonatado. El ooide más grande, cerca del borde izquierdo de la imagen, tiene menos de 1 mm de largo. Aproximadamente a 15 km al este de la mina Santa Gertrudis, Arizpe, Sonora.

m, aunque Willard (1988) solo midió el miembro inferior de 125 m; en los cerros El Puerto, tiene casi 90 m de espesor. y en los cerros Cabeza Colgada, tiene menos de 600 m. García y Barragán (1992) reporta 100 m de esta formación en la porción norte de los cerros El Amol.

La Formación Arroyo Sásabe consiste en lutita, arenisca, estratos de caliza y tobas delgadas. En general, está pobremente expuesta, excepto los estratos de caliza que forman pequeñas salientes. La lutita es verde a gris o rojo, en estratos medianos a gruesos, localmente bioturbada con pequeños nódulos calcáreos. La arenisca es verde a rojo o rosa, en estratos medianos a gruesos y de grano fino a grueso. Un rasgo común es la estratificación cruzada; también se encuentra la estratificación de tipo *flaser* y rizaduras simétricas. Algunos estratos de arenisca incluyen un conglomerado de clastos de arranque, y otros contienen abundantes turrítelidos de 1 a 3 cm de longitud.

Al sur de Santa Ana, se encuentra un conglomerado en lentes delgados de menos de 1 m de espesor, soportado por clastos, bien clasificado y sin arreglo interno. Los clastos son redondeados a subangulares, de fragmentos de rocas volcánicas (algunas de toba riolítica blanquecina), vetas de cuarzo y, en menor cantidad, arenisca. Estos sedimentos forman ciclos que se vuelven de grano más fino hacia arriba. En algunos lugares se presentan tobas de caída; éstas son de color verde, en estratos medianos, vítricas a afaníticas y probablemente de composición andesítica.

Los estratos de caliza son de color pardo a pardo grisáceo, delgados a medianos que se acuñan en distancias muy cortas. Localmente, se hallan biohermas de 3 a 4 m de espesor y aproximadamente de 15 a 20 m de largo. Texturalmente, las calizas son microcristalinas arcillosas (*mudstone*), *wackestone* con detritos de moluscos y *floatstone* o *boundstone* de moluscos. Local-

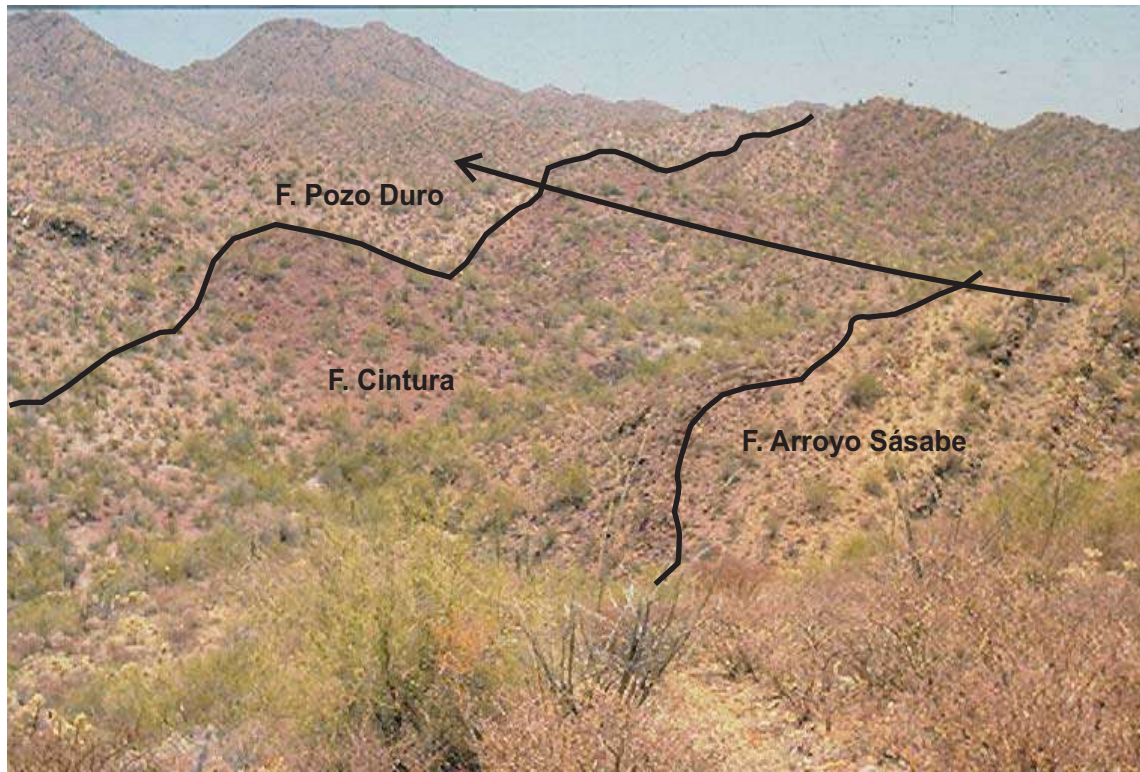


Figura 12. Panorámica que muestra parcialmente el aspecto de formaciones del Grupo Bisbee y del Grupo El Chanate. En primer plano aflora, estratificada, la Formación Arroyo Sásabe, del Grupo Bisbee (Cretácico Inferior). En segundo plano, la Formación Cintura, la unidad más superior del Grupo Bisbee, aparece en color rojo ocre en contacto con la Formación Pozo Duro, del Grupo El Chanate (Cretácico Superior), en tonos blanquecinos. En la parte más alta de la sierra, aflora el Complejo Volcánico El Charro (Cretácico Superior). La flecha indica la polaridad estratigráfica hacia la unidad más joven. Vista hacia el oriente en la falda sur de la sierra El Chanate. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

mente existen estratos de 0.5 m de espesor, totalmente compuestos de ostrácodos con abundantes serpúlidos. En los cerros Cabeza Colgada, la madera fósil silicificada es abundante, especialmente en la parte superior de la formación.

Edad y ambiente de depósito

La fase transgresiva más importante en la cuenca Bisbee tuvo lugar entre el Aptiano tardío y el Albiano medio. Justamente durante este intervalo, se depositaron la Formación Arroyo Sásabe y la Formación Mural. La Formación Arroyo Sásabe ocurre al oeste de los cerros Pima y al sur de Santa Ana. También se encuentra al oeste de Benjamín Hill, en los cerros Mayo. Esta distribución sugiere una franja de depósitos lagunares con una orientación que va desde el norte de Caborca a Trin-

cheras, y desde El Claro, suroeste de Santa Ana, hasta cerca de Benjamín Hill. La tierra positiva se encontraría hacia el oeste, probablemente con volcanes activos. La Formación Arroyo Sásabe se depositó en ambientes lagunares con marismas y estuarios locales. Al mismo tiempo, se depositó la Formación Mural en un ambiente marino abierto, de aguas cálidas y limpias.

FORMACIÓN CINTURA

La Formación Cintura es el resultado de una etapa regresiva en la evolución geológica de la cuenca Bisbee. Durante el Albiano medio, el mar de Bisbee experimentó una regresión importante y la Formación Cintura se depositó en un mar somero, en ambientes deltaicos y en planicies aluviales (Hayes, 1970a; Klute, 1991; Jacques-Ayala, 1992c; Jacques-Ayala, 1993; Grijalva-

Noriega, 1996). Sin embargo, tuvo lugar una invasión marina relativamente menor, a la mitad del depósito de la Formación Cintura, como lo han reportado González-León (1994a), en el área de Arizpe, y García y Barragán (2003), al norte de la sierra de San Antonio, Sonora norte-central.

En el noreste de Sonora, alrededor de 20 km al sureste de Agua Prieta, Grijalva-Noriega (1996) llevó a cabo un estudio detallado de la Formación Cintura. Este autor dividió a esta formación en tres miembros: en la base, el Miembro Marquechi, en la parte media, el Miembro San Marcos, y en la cima, el Miembro San Juan. El espesor total de la formación fue de 1,146 m.

El contacto entre la Formación Cintura y la subyacente Formación Mural es transicional: algunos estratos de limolita de color rojo mediano o limolita calcárea dentro de la Formación Mural anuncian la base de la Formación Cintura. La base de la secuencia continúa hacia arriba, con una interstratificación de arenisca de color púrpura grisáceo, de grano fino en estratos medianos y limolita gris verdoso fuertemente foliada. Localmente existen estratos aislados de caliza fosilífera tipo *floatstone*, de color naranja y gris mediano.

Miembro Marquechi

Este miembro tiene 396 m de espesor y consiste en una interstratificación de lodolita y arenisca con intercalaciones de caliza fosilífera y limolita en la base. Esta secuencia cubre transicionalmente a los depósitos marinos de la Formación Mural. Los atributos sedimentológicos más prominentes de este miembro son paleocorrientes unidireccionales, disminución de la fracción fina, gradación invertida del tamaño del grano, fósiles traza, como *Cruziana* y *Skolithus*, y continuidad lateral relativamente persistente. Este miembro pudo haberse depositado en planicies de submarea, en ambientes marinos someros de alta energía o en barras de desembocadura.

Miembro San Marcos

Este miembro tiene 498 m de espesor y está compuesto por arenisca con marcas de excavación, conglomerado de guijarros, interstratificaciones de lodolita, limolita,

arenisca y algo de caliza, formando ciclos bien desarrollados de gradación de grano fino hacia arriba con colores que varían de rojo-púrpura grisáceo a gris verdoso (Figura 13). Se interpreta que los conglomerados se hayan depositado en canales distributarios, mientras que los sedimentos de grano más fino, con marcas de excavación, sugieren un ambiente fluvial de depósito. Sin embargo, la parte inferior pueden ser sedimentos de inundación por rompimiento de dique (*crevasse splay deposits*), y la parte superior, depósitos de planicie de marea en un sistema deltaico. La intercalación de estratos de mediano espesor de caliza sugiere un ambiente de estuarios.



Figura 13. Estratos delgados verticales de limolita y arenisca de grano fino de la parte media de la Formación Cintura (Albiano medio). Una falla inversa de bajo ángulo corta a la secuencia en la parte superior de la imagen. Arroyo Los Difuntos, 2.5 km al sureste del rancho San Antonio, Arizpe, Sonora.

Miembro San Juan

El espesor de este miembro es de 253 m y está compuesto por cuerpos tabulares de arenisca gris verdoso, de grano mediano a grueso, y localmente conglomerática; lodolita y arenisca con una interstratificación menos importante de limolita, formando secuencias que gradúan a grano grueso hacia arriba, en espesores promedio de 6 m. Los rasgos distintivos en esta facies son bivalvos de agua dulce pobremente conservados en la lodolita y la arenisca, impresiones de plantas fósiles sobre los planos de los estratos de lodolita y limolita de color verde oliva grisáceo. En la arenisca fosilífera también se encuentran algunos fósiles traza, probablemente bivalvos (*Pelecypodichnus*).

No menos importante es la interstratificación de estratos de carbón y lodolita carbonosa con restos de plantas carbonizadas, abundantes troncos fosilizados en la arenisca (Figura 14) y concreciones arenosas de 15 cm de diámetro.

Las secuencias que gradúan a grano fino hacia arriba y las estructuras sedimentarias primarias, como los moldes cónicos de carga (Figura 15) y la estratificación cruzada, sugieren que se depositaron en ciclos clásicos de ambientes fluviales. Se interpreta que estos sedimentos se hayan depositado en barras de punta y planicies de inundación en un sistema fluvial de meandros.

Ambiente de depósito

La distribución vertical de las facies de la Formación Cintura muestra que es característica de un sistema deltaico. La sedimentación del Miembro Marquechi estuvo controlada por procesos marinos. Las lodolitas, limolitas y areniscas de grano fino de crecimiento longitudinal en un delta gradúan hacia arriba a areniscas de grano más grueso y limolitas de barras distantes y barras de desembocadura. Los depósitos más gruesos del frente deltaico crecieron longitudinal y verticalmente sobre depósitos prodeltaicos.



Figura 14. Madera fósil silicificada de la parte superior de la Formación Cintura. Este tronco tiene 1.10 m de longitud y 25 cm de diámetro. Localización: 2 km al norte de la falda norte de la sierra San Antonio, Arizpe, Sonora.



Figura 15. Moldes cónicos de carga en la base de un estrato de arenisca de grano mediano en la Formación Cintura, Grupo Bisbee. Estas estructuras sedimentarias primarias sugieren una corriente fluvial de izquierda a derecha. Localidad a 1.3 km al noreste del rancho San Antonio, Arizpe, Sonora.

El Miembro San Marcos se depositó en un ambiente marino-marginal a fluvial, que se supone fue más bien de tipo regresivo. La ciclicidad de las interestratificaciones de lodolita, limolita y arenisca sugiere depósito en una planicie costera marginal marina. Los ambientes identificados son pequeñas radas, planicies de marea, planicies de inundación por rompimiento de dique y estuarios.

Una parte del Miembro San Juan se depositó en canales, barras de punta y planicies de inundación que pertenecían a un sistema fluvial meándrico y a una planicie aluvial. Otras facies de este miembro se depositaron en lagos y pantanos interdistributarios desarrollados en una planicie aluvial. Este intervalo caracteriza una planicie deltaica superior dominada por procesos fluviales.

En síntesis, después del depósito de la Formación Mural, entre el Aptiano medio y el Albiano tardío, en el noreste de Sonora se depositó la Formación Cintura en un delta dominado por procesos fluviales, con influencia menor de mareas o de oleaje. Estos eventos reflejan

una regresión que originó un sistema deltaico. Algunos vectores de paleocorrientes indican que las fuentes de aporte se encontraban al norte de la cuenca, y que el delta crecía longitudinalmente hacia el sur.

EDAD Y CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO BISBEE

En la localidad tipo del Grupo Bisbee, en el distrito minero Bisbee, extremo sureste de Arizona (Figura 1), la base de este grupo, el Conglomerado Glance, está constituido por rocas sedimentarias, principalmente conglomerado y arenisca y, en menor proporción, por flujos volcánicos y tobas. Esta secuencia se depositó en cuencas estructurales estrechas (cuencas “dedos de guante” según Jacques-Ayala, 1993), orientadas N-NW al S-SE y ubicadas a lo largo de la frontera, entre el sureste de Arizona y el norte de Sonora (Lawton et al., 2004). En las montañas Santa Rita (Figura 1), las rocas volcánicas han resultado en edades isócronas de Rb/Sr de 151 Ma (Kluth et al., 1982; Asmeron et al., 1990).

En el noroeste de Sonora, la base del Grupo Bisbee es la parte inferior de la Formación Altar, la cual es correlacionable con el Conglomerado Glance. La base de esta formación está constituida por un conglomerado de clastos de cuarcita y rocas volcánicas que Nourse (2001) asignó tentativamente al Jurásico Superior.

En la región de Cucurpe-Tuape, el Grupo Bisbee descansa sobre una gruesa sección de la Formación Cucurpe (Lawton et al., 2004). Esta unidad consiste en una interstratificación de lutita, arenisca, flujos volcánicos y tobas, que incluye amonites del Oxfordiano-Tithoniano (Rangin, 1977; Araujo-Mendieta et al., 1984; Araujo-Mendieta y Estavillo-González, 1987; Villaseñor et al., 2003).

En resumen, la edad del Conglomerado Glance carece de evidencia directa en Sonora y, por correlación, se le asigna al Jurásico Tardío o bien al Neocomiano. Sin embargo, la edad del Grupo Bisbee tiene como punto de referencia a la Formación Mural. Esta formación incluye *Orbitolina texana* (Roemer), un foraminífero distintivo cuya rango de edad se extiende desde el Aptiano tardío hasta el Albiano medio. Pérez-Ramos (1986) describió *Coalcomana ramosa* (Boehm), un rudista considerado como fósil índice del Albiano temprano en la Formación Mural, en la región de Santa Ana, norte de Sonora. Este rudista se encontró en caliza en estratos gruesos, junto a corales y braquiópodos, por encima de la caliza conglomerática que incluye *Orbitolina texana* (Roemer).

En la cuenca de Cabullona, Warzeski (1987) encontró, en la Formación Mural, abundantes especímenes de calpionélidos, caprínidos, gasterópodos, equinodermos, *Orbitolina*, miliólidos y diversos tipos de algas y corales. *Coalcomana* y otros rudistas también han sido encontrados en la región de Caborca-Santa Ana (Jacques-Ayala, 1993; Navarro-Fuentes, 1989).

La Formación Cintura, la más joven del Grupo Bisbee, no tiene fósiles índice. Sin embargo, unidades correlacionables en el este de Sonora incluyen fósiles que dan edades aproximadas. Jacques-Ayala (1993, p. 43) cita a Araujo-Mendieta y Estavillo-González (1987, p. 21) y a Pubellier y Rangin (1988), quienes reportan fósiles del Albiano tardío en una secuencia equivalente a la parte alta del Grupo Bisbee en Nácori Chico y Sahuaripa, en el oriente de Sonora. Por lo tanto, se pue-

de decir que la edad de depósito de la Formación Cintura, y en consecuencia del Grupo Bisbee, no es más joven que el Albiano tardío.

AMBIENTES DE DEPÓSITO DEL GRUPO BISBEE

Las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior, en el norte de Sonora, se acumularon en el extremo noroeste de la cuenca Bisbee, durante eventos sucesivos de regresión-transgresión-regresión. Algunas estructuras distintivas de la Formación Morita y Cintura, como son las gruesas interstratificaciones de arenisca roja de grano fino y limolita, marcas de carga, moldes cónicos (*flute casts*), estratificación cruzada, grietas de desecación y la ausencia de fósiles marinos, sugieren un depósito en un medio aluvial-fluvial. El arreglo alternado de lentes conglomeráticos delgados y estratos de arenisca, la presencia común de paleocanales de dimensiones métricas y la gradación normal de los sedimentos, confirma un depósito en medios fluviales. La sedimentación en planicies de inundación está indicada por la interstratificación de estratos muy delgados de lutita y limolita rojas, con intensa bioturbación y algunas trazas pequeñas de plantas fósiles pobremente preservadas. Algunos nódulos calcáreos y estratos muy delgados de caliza sin fósiles sugieren una transición de un ambiente fluvial a uno lacustre o tal vez, mixto.

En la parte superior de la Formación Morita, la arenisca es más calcárea y los estratos de caliza cada vez se encuentran más intercalados con estratos siliciclásticos. Esta transición gradual marca el cambio a condiciones marinas que culminaron durante la transgresión del Aptiano-Albiano con el depósito de la Formación Mural.

En el rancho El Culantrillo, la relación entre las facies del Grupo Bisbee indica que ésta es una secuencia transgresiva que varía, desde depósitos cercanos de un abanico aluvial (Conglomerado Glance), hasta una planicie deltaica con inundaciones marinas esporádicas (Formación Morita), alcanzando su máximo avance marino con la sedimentación marina somera carbonatada de la Formación Mural (Rosales-Domínguez et al., 1995).

En el norte-centro de Sonora, se infiere la existencia de dos ambientes de depósito principales en la Formación Mural. El margen de una plataforma some-

ra queda registrado por caliza en estratos medianos a gruesos, con abundantes fósiles que incluyen equinodermos, gasterópodos, corales, serpúlidos y foraminíferos, entre otros organismos. En particular, el foraminífero *Orbitolina* es indicativo de ambientes un poco más profundos de lo que generalmente se reconoce (Bloxsom *in* Warzeski, 1987, p. 345). Los patrones de distribución de determinados fósiles en la Formación Mural, especialmente los miliólidos que son de un espectro semi-restringido de aguas marinas someras, por un lado, y los foraminíferos pelágicos de aguas someras a moderadamente profundas de circulación abierta, en el otro extremo, sugieren que la Formación Mural pudo haber tenido un rango de ambientes marinos de depósito que va desde unos cuantos metros hasta los 60 m de profundidad.

Otro ambiente de depósito lo sugiere la litología distintiva en la parte media de la Formación Mural: limolita calcárea gris oscuro y lutita de color negro grisáceo, en estratos delgados con plantas fósiles y estructuras de desecación. El color de los sedimentos, el tipo de fósiles y las estructuras sedimentarias, sugieren una transición de ambientes de perimarea a condiciones pantanosas marginales a un mar muy somero. Por otro lado, la presencia local de conglomerado de bloques de caliza y cuñas de arenisca sugiere la cercanía del cambio de gradiente entre la plataforma y la pendiente continental. Sin embargo, no se descarta un origen periarrecifal para los conglomerados.

En la parte inferior de la Formación Cintura, la presencia de arenisca de grano fino a mediano, con estratificación cruzada y limolita con numerosos moldes cónicos, sugieren un depósito discreto por corrientes fluviales. La presencia local de caliza del tipo *floatstone*, con fósiles invertebrados marinos, sugiere una facies de condiciones mixtas restringidas en extensión; por ejemplo, un estuario con un solo canal hacia mar abierto.

La parte superior de la Formación Cintura se caracteriza por el predominio de limolita laminada, con estratificación cruzada y arenisca de grano fino, con grietas de desecación. Estos rasgos pueden registrar sedimentación en un sistema fluvial meándrico y en planicies de inundación que formaban parte de un delta. Las cuñas de conglomerados con lentes intercalados de

arenisca de grano grueso, con estructuras de corrientes paralelas a la estratificación, se depositaron en canales de tamaño mediano. Troncos fosilizados en estos estratos indican un ambiente subaéreo.

Todas estas estructuras sugieren que, a fines del Cretácico Temprano, el mar o cuenca Bisbee (Figura 2), se encontraba en una etapa de regresión hacia el este, dejando detrás ambientes aluviales-fluviales cubiertos con sedimentos finos, depositados en planicies de inundación por corrientes pequeñas y medianas. Escasos estratos de caliza con ostreas de extensión limitada que se interdigitan, sugieren una regresión gradual que configuró una línea de costa aserrada en el margen suroeste del mar de Bisbee.

II.3 SECUENCIA DE SAHUARIPA-ARIVECHI

Las primeras descripciones del Cretácico Inferior al oeste de la Sierra Madre Occidental fueron hechas por Rémond (1866) al oriente de Arivechi, este de Sonora, en un estudio esencialmente paleontológico. A éste siguieron otros estudios geológicos, como los de Gabb (1869), Dumble (1900), Burckhardt (1930), King (1935, 1939), Imlay (1939) y Palafox y Martínez (1985).

Al oriente de Arivechi, en el cerro de las Conchas, King (1939) describió por primera vez una secuencia sedimentaria del Cretácico Inferior. Este autor definió dos unidades estratigráficas: en la parte inferior, la Formación Palmar y, en la parte superior, la Formación Potrero. King (1939) hizo notar que Dumble (1901b) describió una unidad muy similar al suroeste de San Marcial, centro de Sonora, llamada Formación Lista Blanca. Esta formación se correlacionó con secuencias sedimentarias descritas en la región de Sahuaripa, y por lo tanto se asignó al Cretácico.

Pubellier (1987) realizó un estudio geológico en el valle de Sahuaripa, que tuvo dos enfoques: el primero, estratigráfico; y el segundo, el de la evolución tectónica de la región. Él definió, entre otras secuencias, una plataforma carbonatada, que tuvo como base un conglomerado del Neocomiano, seguida de una serie carbonatada de cuenca del Aptiano-Albiano superior. Las dos secuencias se encuentran cubiertas discordantemente por una gruesa serie volcánicla del Santoniano superior

al Paleógeno que, a su vez, está cubierta discordantemente por ignimbritas del Eoceno-Oligoceno.

FORMACIÓN PALMAR

King (1939) describió originalmente esta formación en el cerro Palmar, al este del poblado de Bámore. La base de esta formación no se conoce debido a una cabalgadura. La parte inferior de esta unidad es una arenisca limosa sin fósiles; estos estratos inferiores afloran por encima de una falla de cabalgadura. Su alta deformación sugiere que estos estratos forman parte de esa cabalgadura. Encima se encuentra un conglomerado masivo, con matriz arenosa en la parte inferior y matriz calcárea en la superior. Las gravas de los conglomerados son calizas bien redondeadas del Pérmico con abundantes fusulínidos y tallos de crinoides. El conglomerado gradúa lateralmente a una caliza azulosa masiva que incluye lentes de conglomerado.

Cubriendo a esta caliza, se encuentra una interestratificación de lutita, arenisca y caliza en estratos delgados. Localmente, la lutita incluye concreciones grandes de caliza bituminosa y de caliza de color gris claro. Las concreciones bituminosas incluyen *Phylloceras* sp. del Albiano, y las concreciones de caliza gris claro muestran fragmentos de braquiópodos, pelecípodos y corales. Estos horizontes son los únicos que tienen fósiles. La parte superior de la formación consiste en lutita, ortocuarcita en estratos delgados y caliza. La sección tiene un espesor aproximado de 1,560 m. Los fósiles de la Formación Palmar indican una edad albiana. Probablemente, la Formación Palmar sea equivalente a una parte de la Formación Morita, y a la parte que incluye fósiles del Albiano temprano de la Formación Mural.

Al este de Arivechi, la Formación Palmar consiste en lutita negra con lentes de arenisca pardo amarillento, que cambia transicionalmente a una alternancia de lutita gris oscuro y arenisca amarillenta de grano grueso. Hacia arriba, la secuencia cambia a caliza en estratos delgados, localmente con estructura nodular de color gris claro e intercalaciones delgadas de lutita. En la cima de la secuencia, se encuentra caliza en estratos delgados a medianos, de color gris claro que incluye orbitolinas, entre numerosos tipos de invertebrados. El espesor de esta secuencia es de aproximadamente 850 m.

Almazán y Palafox (1985) describieron, en el área de Arivechi, diferentes especies de rizópodos, lamelibranchios, gasterópodos, cefalópodos, equinodermos y celenterados. Se identifica por primera vez al foraminífero *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* Roemer; pelecípodos de las especies *Pinna equivillana* Anderson, *Pecten (Neithea) texanus* Roemer y *Caprinuloidea* sp. cf. *C. lenki* (Böhm); gasterópodos de la especie *Casiope zebra* (Gabb); belemnites de la especie *Hipobolites* sp. cf. *H. aptensis* y amonites del género *Engonoceras*. Este conjunto faunístico les permitió definir un rango en edad Aptiano-Albiano. Por lo tanto, esta formación es correlacionable con la Formación Mural del norte de Sonora y sureste de Arizona.

FORMACIÓN POTRERO

Esta formación fue descrita por King (1939) al este del cerro Palmar, sureste de Arivechi, donde aflora en las partes bajas del valle. El espesor total de esta unidad es similar al de la Formación Palmar, alrededor de 1,500 m. La base de esta unidad consiste en un conglomerado andesítico, cubierto por un conglomerado de ortocuarcita y aglomerado. La parte media es una caliza con lutita, flujos de andesita y caliza en estratos delgados. La parte superior está compuesta de lutita arcillosa y lutita arenosa. Los estratos superiores de esta sección están cubiertos discordantemente por flujos de lava del Paleógeno. Además, no se encontró fósil alguno.

En el cerro de Las Conchas, al este de Arivechi, se encuentra un testigo de erosión de esta formación que consiste en marga fosilífera, caliza, conglomerado de ortocuarcita y algunos flujos andesíticos o estratos de toba. En su pendiente oeste, los estratos son abundantemente fosilíferos. Tal como las describió King (1939), probablemente sea la unidad del Cretácico más rica en fósiles de todo Sonora. Este lugar fue descubierto por Rémond (1866). La Formación Potrero puede ser equivalente a la parte superior de la Formación Mural (Monreal-Saavedra, 1997).

II.4 SECUENCIA DE LAMPAZOS

Scott y González-León (1991) y Valencia-Gómez (1994) describieron estratos marinos del Cretácico Inferior de

2,500 m de espesor en el área de Lampazos, Sonora este-central. Esta secuencia se dividió en seis unidades. Los autores mencionados describieron algas calcáreas, foraminíferos bentónicos, corales y rudistas, además de un conjunto de moluscos que fueron reportados anteriormente. *Orbitolina texana* y seis especies adicionales de foraminíferos permitieron el reconocimiento de las edades Barremiano-Aptiano temprano, Albiano temprano y Albiano medio-tardío. Un estudio más detallado de corales de esta área, por Baron-Szabo y González-León (1999), confirmó la edad de esta secuencia, desde el Barremiano tardío hasta el Albiano tardío.

La secuencia de Lampazos se compone de las siguientes formaciones: El Aliso, Agua Salada, Lampazos, Espinazo del Diablo, Nogal, y su equivalente Los Picachos. Herrera y Bartolini (1983) y Bartolini y Herrera (1986) describieron la estratigrafía de esta área y definieron las Formaciones Agua Salada y Espinazo del Diablo. Posteriormente, González-León (1988) cartografió el área de Lampazos y definió nuevas unidades litoestratigráficas. Cano-Corona (2001) definió detalladamente la estratigrafía y las microfacies de la Formación Lampazos.

FORMACIÓN EL ALISO

Esta unidad tiene 200 m de espesor y consiste en *wackestone* de color gris claro, con miliólidos, calciesferas, algas, fragmentos de bivalvos, gasterópodos y *wackestone* arcillosa en estratos delgados. Una caliza microcristalina arcillosa bioturbada se encuentra interestratificada en la parte inferior. En la parte media, predomina una *wackestone* en estratos finos a gruesos y una *packstone* con orbitolínidos. Los 40 m superiores de la formación consisten en pares de caliza microcristalina-*wackestone* amarillo claro, arcillosas en estratos delgados con intervalos más gruesos de lutita verde claro con ostreas.

FORMACIÓN AGUA SALADA

Esta unidad cubre transicionalmente a la Formación El Aliso en la porción central del área de la mina Lampazos. Tiene un espesor de 350 m; los 100 m inferiores consisten en pedernal negro, en estratos de 5 a 30 cm

de espesor, con lutita negra intercalada en estratos de menos de 10 cm de espesor. Hacia arriba, la formación continúa con una secuencia de 30 m de espesor de lutita verde parduzco, masiva con cantidades menores de arenisca de grano fino en estratos delgados. Una caliza de tipo *wackestone-packstone* masiva, con ostreas, de 10 a 15 m de espesor, cubre a la lutita, la que, a su vez, está cubierta por una secuencia de 55 m de espesor de pedernal negro con radiolarios en estratos ondulantes, delgados a medianos, con *Parahoplites* sp., y algunos estratos delgados de caliza microcristalina, *wackestone* con nódulos de pedernal y lutita negra.

La parte superior de la Formación Agua Salada es una secuencia de 150 m de espesor de lutita negra masiva, con pedernal nodular en menor cantidad en la mitad superior, y que gradúa hacia arriba a la Formación Lampazos. La lutita negra incluye estratos fosilíferos con amonites del Aptiano: *Dufrenoyia justinae*, *Hypacanthoplites* sp., *Hysteroceeras* sp. La Formación Agua Salada gradúa a facies más terrígenas en la parte central del área de Lampazos, donde alcanza 250 m de espesor.

La Formación Agua Salada, en la sierra Los Chinos, norte de Sahuaripa, es muy similar a la descrita en Lampazos, distante 15 km únicamente. En esta sierra, la formación consiste en una interestratificación de arenisca negra de grano fino en estratos delgados a medianos, lutita calcárea negra en estratos delgados a gruesos, y caliza arenosa nodular gris oscuro en estratos delgados. Cerca de la cima de la formación, se encuentra un intervalo de olistostromas compuestos de caliza con ostreas en estratos gruesos. La formación tiene 330 m de espesor y está cubierta transicionalmente por la Formación Lampazos.

FORMACIÓN LAMPAZOS

Esta unidad, con espesores que varían entre 500 y 600 m, está formada por secuencias de 10 a 100 m de espesor de pares de caliza microcristalina-*wackestone* gris claro a amarillento, arcillosas y bioturbadas en estratos delgados a medianos con interestratificaciones de 1 a 60 m de espesor de lutita amarillenta, verde y oscura, respectivamente, e intercalaciones menos abundantes de arenisca de grano fino y limolita oscura en estratos delgados. Estratos gruesos de *packstone* y *grainstone*

oolíticas y arenosas, con algas codiáceas y miliólidos ocurren localmente en las partes superiores de la formación y en las secuencias de calizas, así como escasas *Toucasia* y biostromas de orbitolínidos. Se encuentran muy escasos bivalvos, gasterópodos y equinodermos pobremente conservados. La Formación Lampazos está cubierta transicionalmente por la Formación Espinazo del Diablo.

La Formación Lampazos, en la sierra Los Chinos, consiste en caliza gris oscuro, nodular o en estratos delgados a medianos, lutita gris oscuro y algunos estratos delgados de lutita gris oscuro y arenisca. La microfauna, compuesta de foraminíferos planctónicos, calpionélidos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y radiolarios calcificados, es típica de ambientes neríticos exteriores a pelágicos. Monreal y Longoria (1999) le asignan un rango del Aptiano superior al Albiano medio.

FORMACIÓN ESPINAZO DEL DIABLO

Ésta es una unidad característica y bien expuesta en el área de Lampazos. Alcanza su máximo espesor, de 400 m, en la sierra Espinazo del Diablo, y su mínimo espesor, de 115 m, en la sierra Los Azules. En la primera sierra, la parte basal consiste en caliza de color gris claro de 15 m de espesor, con caprínidos, requiéndidos y corales coloniales, la cual lateralmente gradúa a *wackestone-packstone* con orbitolínidos-miliólidos; encima de esta caliza, se encuentra una lutita calcárea de 25 m de espesor con interestratificaciones de caliza microcristalina-*wackestone* con los corales *Montlivaltia* sp., *Cladophyllia furcifera* Roemer, *Myriophylla* sp. y bivalvos, gasterópodos y equinodermos bien conservados. Encima de esta secuencia, están presentes pares de *wackestone-packstone* en estratos delgados a medianos de 50 a 80 m de espesor, interestratificados con espesores similares de lutita verde masiva y limolita y arenisca de grano fino, en estratos de 30 cm de espesor. La parte más alta de la formación consiste en caliza masiva de 30 m de espesor, con una facies similar a la caliza basal. Incluye corales masivos como *Columncoenia* sp.

En la parte norte-central del área de Lampazos, en el cerro Encinal, la Formación Espinazo del Diablo tiene 150 m de espesor y consiste en una estructura

biohermal de 120 m de espesor que contiene rudistas, corales coloniales (*Stylosmilia* sp., *Thamnasteria* sp.), briozoarios, gasterópodos (*Nerinea* sp., *Actaeonella* sp.) algas y foraminíferos. La parte superior de la formación consiste en caliza arcillosa en estratos delgados a medianos con espesores máximos de 30 m.

FORMACIÓN NOGAL

Ésta es la unidad más superior de la secuencia de Lampazos, la cual gradúa lateralmente a la Formación Los Picachos. La Formación Nogal se divide en tres miembros de abajo hacia arriba:

Miembro 1

Esta unidad consiste en una interestratificación de lutita gris oscuro, masiva; arenisca de grano fino, de color pardo oscuro en estratos delgados y, en menor cantidad, caliza arenosa y arcillosa de ostreas, rojo parduzco, en estratos delgados. Tiene 190 m de espesor, y presenta una fauna bien conservada de gasterópodos y bivalvos.

Miembro 2

Este miembro está compuesto de caliza biohermal de rudistas-algas-orbitolínidos que varía en espesor desde 10 hasta 70 m. Está cubierto por una *wackestone* gris claro, en estratos delgados a medianos; lutita gris oscuro, masiva, interestratificada con arenisca de grano fino en estratos gruesos y lentes de *wackestone-packstone* arcillosas de ostreas y gasterópodos. La cima del miembro 2 está constituida por un estrato de 3 a 5 m de espesor de *wackestone-packstone* de rudistas y corales con *Texicaprina vivari* (Palmer) y *Caprinuloidea* sp.

Miembro 3

Este miembro tiene un espesor de 230 m y está compuesto de secuencias interestratificadas de lutita masiva de color pardo rojo oscuro a amarillento, arenisca de grano muy fino en estratos delgados y caliza arcillosa azul claro a amarillento, en estratos delgados, que contiene una fauna bien conservada y abundante de amonites, bivalvos, equinodermos y gasterópodos.

FORMACIÓN LOS PICACHOS

Esta unidad alcanza 950 m de espesor y está bien expuesta en la parte sudoriental del área de Lampazos. Consiste en 150 a 200 m de una interestratificación continua de caliza microcristalina arcillosa de peloides-miliólidos en estratos delgados, caliza microcristalina-wackestone azul claro de calciesferas-gasterópodos en estratos delgados y lutita masiva gris a amarillenta.

En la sierra Los Chinos, 30 km al noreste de Sahuaripa, Monreal et al. (2001) dividieron esta formación en tres unidades: en la base, un conglomerado compuesto por fragmentos de caliza de tamaño muy diverso, hasta más de 25 cm de diámetro, clastos de areniscas y pedernal en una matriz arenosa, intercalados con areniscas y estratos de lutitas. Algunos fragmentos de caliza incluyen rudistas, gasterópodos y moluscos.

La parte media de la formación consiste en calizas con rudistas y orbitolinas, lutita, conglomerado y arenisca. La parte superior está compuesta de caliza masiva con rudistas, gasterópodos y moluscos, calizas delgadas y areniscas. El espesor de esta secuencia es de 300 m. Los foraminíferos planctónicos (*Hedbergella* y *Favusella*) y calpionélidos (*Colomiella* sp.) indican que esta formación pertenece al Albiano medio-Albiano superior.

FORMACIÓN LA MESA

En la porción sudoriental del área de Lampazos, aflora una secuencia de 145 m de espesor que consiste en caliza de ostreas de color pardo amarillento masiva o en estratos gruesos, arenisca de grano fino y lutita masiva gris a pardo amarillento. Esta unidad se encuentra en contacto estructural con las Formaciones Los Picachos y Nogal y, según Scott y González-León (1991), no está relacionada, paleontológica ni litológicamente, con alguna otra formación en el área.

BIOESTRATIGRAFÍA Y CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA SECUENCIA DE LAMPAZOS

Los microfósiles y megafósiles reportados por Scott y González-León (1991), junto con los moluscos reportados por González-León y Buitrón (1984) y Herrera

et al. (1984), permiten el reconocimiento del Aptiano. La secuencia de Lampazos puede correlacionarse con otras secciones de la depresión de Chihuahua (Monreal, 1995; Monreal y Longoria, 2000b).

La zona de *Dufrenoyia justinae* (Hill), que marca el techo del Aptiano temprano (Barragán y Maurrasse, 2008), se reconoció en la Formación Agua Salada. También, se encontró *Chelonicerias* sp. que es índice del Aptiano medio e *Hypacanthoplites* sp., que es marcador del Aptiano tardío. Esta zona de conjunto es característica y se encuentra ampliamente distribuida (Young, 1974; Scott y Kidson, 1977). Se encuentra en la Formación La Peña (Barragán y Maurrasse, 2008), el Miembro Otates de la Formación Tamaulipas, la Formación Pearsall, la Caliza Cow Creek y en la parte inferior de la Formación Mural en Arizona.

Los foraminíferos bentónicos identificados también conforman taxa diagnósticos de edad en el área de Lampazos. *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) en la Formación El Aliso identifica la zona de *P. lenticularis* de Moullade et al. (1985) del Barremiano superior-Aptiano inferior. Aunque este es el primer reporte de *P. lenticularis* en la provincia Caribe, también se encuentra presente en la Formación Sligo en Texas, sugiriendo una posible correlación de la Formación Los Alisos con esa unidad y sus correlativas.

González-León y Buitrón (1984) reportan *Orbitolina texana* (Roemer) en la Formación Lampazos; sin embargo los especímenes colectados por Scott y González-León (1991) no revelaron el aparato embrionario diagnóstico. De cualquier forma, el reporte de los autores primeramente mencionados es bastante consistente con el rango de estas especies en otros lugares de la costa del Golfo de México. *O. texana* es característica de la Formación Glen Rose del Albiano inferior y sus equivalentes como la Formación Mural (Scott, 1987; Scott y Kidson, 1977).

AMBIENTES DE DEPÓSITO DE LA SECUENCIA DE LAMPAZOS

Dos rasgos sedimentológicos interesantes del Cretácico Inferior en el área de Lampazos son: Primero, la presencia de lutita negra combinada con pedernal, radiolarios y amonites, que sugiere un depósito en una cuenca profunda. Un rasgo muy distintivo es la sedimentación

rítmica en estratos uniformemente delgados y alternados, y el color negruzco que sugiere una composición carbonosa, probablemente producto de un ambiente anóxico, propio de un medio relativamente profundo. La sección expuesta en el arroyo Chipajora de la sierra Los Chinos que Monreal y Longoria (2000b) describen como una secuencia de arenisca y lutita, presenta características que sugieren un depósito de turbiditas. Y segundo, la identificación inequívoca de olistolitos que definitivamente involucran sedimentación de flujos por gravedad a una profundidad importante dentro de la misma cuenca.

GEOLÓGIA ESTRUCTURAL

El Cretácico Inferior en la región de Lampazos-Sahuaripa-Arivechi forma pliegues volcados y fallas de cabalgadura kilométricas, además de fallas normales que ocurrieron, por lo menos, en dos episodios. Se puede observar diferentes facies dentro de las Formaciones Agua Salada, Nogal y Los Picachos donde sus afloramientos están separados por las fallas El Aliso y Encinal. La falla normal El Aliso tuvo desplazamiento lateral durante la deformación Laramide, y la falla Encinal es una falla de cabalgadura. La yuxtaposición de diferentes secuencias es probablemente el resultado de desplazamientos a lo largo de estas fallas.

Monreal et al. (2001) señalan que la Formación Los Picachos descansa en discordancia sobre la Formación Lampazos, ya que la Formación Espinazo del Diablo no se observa. Los clastos calcáreos del conglomerado de la Formación Los Picachos presentan una gran similitud con las calizas de la Formación Espinazo del Diablo. Ellos concluyen que al final del Albiano el depósito en ambientes marinos someros se ve interrumpido por un evento tectónico que produjo la erosión de sedimentos carbonatados de la Formación Espinazo del Diablo. Los clastos resultantes de esta erosión fueron transportados a corta distancia dentro del mismo ambiente marino somero. Este evento puede representar reactivación de fallas de desplazamiento horizontal al final del Albiano, relacionada con transpresión tectónica. Las estructuras de compresión en Los Chinos es muy similar a la deformación de la misma edad en Chihuahua, Coahuila y Nuevo León.

Según Monreal (1995), Monreal y Longoria (2000b) y Monreal et al. (2001) la secuencia estratigráfica de Lampazos está relacionada paleogeográfica y paleotectónicamente con la franja tectónica de Chihuahua, y la consideran como la extensión más occidental del antiguo Golfo de México. De igual forma, las rocas del Cretácico Inferior de la sierra Los Chinos, al noreste de Sahuaripa, están relacionadas con las rocas del área de Lampazos, este de Sonora, y por lo tanto con la estratigrafía de Chihuahua (Monreal y Longoria, 2000a).

III. EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRAFÍA DE SONORA DURANTE EL CRETÁCICO TEMPRANO

Durante el Jurásico Medio, la placa Farallón se hundía por debajo del margen suroeste de la placa Norteamericana. Esta subducción originó un arco magmático con orientación noroeste, a lo largo del margen continental de Norteamérica (Tosdal et al., 1989; Dickinson, 1989).

En el período comprendido entre el Jurásico Medio más tardío y el Jurásico Tardío, el vulcanismo se intensificó, principalmente en el sur de Arizona y el norte de Sonora. Algunas rocas volcánicas fueron retrabajadas para formar sedimentos clásticos inmaduros. Algunos *stocks* subvolcánicos e hipabisales comagmáticos y diques y plutones epizonales intrusieron sus rocas volcánicas contemporáneas (secuencia Artesa de Tosdal et al., 1989).

La mayor parte del movimiento sinistral de la hipotética megacizalla Mojave-Sonora ocurriría durante el Jurásico Tardío, entre 156 y 146 Ma (Silver y Anderson, 1983; Anderson y Silver, 1979). Los efectos de este supuesto gran fallamiento a rumbo en la estratigrafía precedente aún quedan por demostrarse.

En el extremo meridional de Arizona, prácticamente colindante con la parte septentrional de Sonora, durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano ocurrió actividad volcánica discreta, indicada por la presencia de clastos volcánicos en las areniscas del cerro Whitcomb en las montañas Sierrita, en la Formación Temporal y en la Formación Bathub, y en el Conglomerado Glance en las montañas Huachuca (Hayes, 1970a).

En el Cretácico Temprano, la subducción por debajo del noroeste de México se evidencia por vulcanismo y plutonismo contemporáneos (Silver et al., 1975; Clark et al., 1978; Gastil et al., 1978; Gastil, 1985; Clark, 1987) empezando en la Baja California actual, hace alrededor de 130 Ma, y progresando hacia el este de Sonora hace 60 Ma (Meinert, 1980). Este vulcanismo era más máfico que el vulcanismo del Jurásico más temprano y consistió principalmente de tobas y flujos andesíticos intrusionados por grandes plutones singenéticos de diorita a monzonita de cuarzo. Estos plutones son abundantes en Sonora (Anderson y Silver, 1974) y en numerosas localidades están asociados con metamorfismo de contacto y *skarns* de cobre o tungsteno.

III.1 RELACIONES ENTRE LA DEPRESIÓN DE CHIHUAHUA Y LA CUENCA BISBEE

En el aspecto de la geología sedimentaria, la evolución del norte de México durante el Mesozoico tardío está íntimamente ligada a la apertura del Golfo de México (Hayes, 1970b; Rangin y Córdoba, 1976; Dickinson y Coney, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; González-León y Jacques-Ayala, 1990). Durante el Jurásico Medio, una cuenca marina se formó cuando la porción suroeste del cratón Norteamericano se fragmentó debido a *rifting* (Bilodeau, 1979, 1982; Mack, 1987). Esta cuenca avanzó desde el actual Golfo de México hacia el noroeste de México sobre corteza continental (Lawton y Dickinson, 1999). Este brazo marino recibe diferentes nombres de acuerdo a su posición geográfica: cuenca Sabinas, depresión de Chihuahua, mar o cuenca Bisbee y cuenca McCoy, esta última en el suroeste de Arizona y sureste de California (Dickinson, 1989; Dickinson y Lawton, 2001b). Diferentes autores infieren que la deformación extensional, la cual penetró en el bloque continental por una distancia de aproximadamente 1,750 km desde la bahía del río Grande en el margen del Golfo de México, se generó por el *roll-back* de una placa que se hundía en el manto por debajo del arco continental cordillerano (Lawton y McMillan, 1999; Dickinson y Lawton, 1999, 2001a). Esta explicación para el evento de *rifting* es especulativa pero la existencia de una franja de *rift* incluyendo la cuenca

Bisbee es un hecho incontrovertible. El Grupo Bisbee se depositó en el extremo noroeste de la depresión de Chihuahua.

La cuenca Bisbee, con dimensiones generales de 300 km por 400 km, ocupa el segmento central de la conexión de *paleorift* resultante entre las provincias Cordillerana y del Caribe (Rangin, 1982; Dickinson et al., 1986). El paleoalto Mogollon del centro de Arizona y su extensión sudoriental a lo largo del levantamiento tectónico Burro de Nuevo México, formó un margen de *rift* prominente que flanqueaba la cuenca Bisbee en su lado norte. El margen del *rift* yacía a lo largo de la dirección tectónica del Cretácico Inferior con las plataformas Diablo y Burro al noreste de la depresión Chihuahua y de la cuenca Sabinas, respectivamente.

III. 2 INTERPRETACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y TECTÓNICAS PARA EL CRETÁCICO INFERIOR

En el extremo sureste de Arizona y en el extremo suroccidental de Nuevo México, el Grupo Bisbee en el núcleo de la cuenca Bisbee, muestra una estratigrafía que tiene dos elementos clave: (1) un conglomerado basal marcadamente diacrónico, el Conglomerado Glance de Arizona y Sonora y (2) un intervalo marino de caliza del Aptiano-Albiano intercalado a la mitad del relleno de la cuenca que está compuesto de estratos clásticos no marinos a marginalmente marinos, la Formación Mural.

El Conglomerado Glance basal es un depósito sintectónico que localmente varía en espesor en órdenes de magnitud (desde 10 hasta 2,000 m). El conglomerado más grueso está conservado dentro de *grabens* y semi-*grabens* remanentes, con secciones más delgadas cubriendo *horsts* y bloques inclinados adyacentes. Las secciones más antiguas del Glance subyacen a estratos fosilíferos del Jurásico Superior, aunque intervalos más jóvenes del Glance están separados de calizas del Aptiano-Albiano del Grupo Bisbee por breves secciones de estratos ricos en lutita del Cretácico Inferior que localmente apenas alcanzan de 10 a 20 m de espesor.

Las rocas volcánicas de un conjunto ígneo bimodal asociadas con el *rifting* de arco localmente subyacen y, en determinados sitios, están intercaladas con

el Conglomerado Glance o cubren estratos marinos del Jurásico Superior. El intervalo del Conglomerado Glance que localmente se interdigita con estratos suprayacentes del Grupo Bisbee, se infiere que varía en edad del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano.

González-León y Lucas (1995) propusieron que la Formación Cerro de Oro sea el primer depósito transgresivo de los tres eventos de transgresión-regresión registrados en la porción sonorense de la cuenca Bisbee. Sin embargo, la transgresión marina máxima en la cuenca Bisbee está registrada por la Formación Mural y la Formación U-Bar en Nuevo México (Hayes, 1970b). Esta transgresión ocurrió durante el Aptiano-Albiano; las porciones marinas del Grupo Bisbee y rocas correlacionables se acumularon en un mar epicontinental marino (Nations, 1989). Parches arrecifales localizados de corales, algas y rudistas de la parte superior de la Formación Mural se desarrollaron sobre paleoaltos estructurales residuales sumergidos durante los niveles máximos del mar (Hayes, 1970b; Monreal, 1989).

Durante el Cretácico Temprano más tardío, la mayor parte de la cuenca Bisbee estuvo ocupada por una planicie aluvial que drenaba hacia la depresión de Chihuahua (Dickinson et al., 1989). Un basculamiento general hacia el noreste sucedió durante el Albiano tardío y el Cenomaniano temprano, tal como está representado por rocas equivalentes al Grupo Washita de Texas (Hayes y Drewes, 1978). Durante ese tiempo, la sedimentación aparentemente cesó tanto en el extremo sur de Arizona como en Sonora (Rangin, 1982), y los mares se extendieron por la mayor parte de Nuevo México y en el oriente de Arizona (Hayes, 1970b). La sedimentación marina se reanudó breve y parcialmente durante ese tiempo en el suroeste de Nuevo México, como está registrado por los fósiles marinos de edad Washita en la parte superior de la Formación Mojado de Zeller (1965) en el área de las montañas Big Hatchet (Hayes, 1970a).

Durante casi todo el Turoniano, las condiciones permanecieron supuestamente igual que durante el Albiano tardío y el Cenomaniano, cuando los mares cubrieron una buena parte de Nuevo México y el noreste de Arizona mientras que el sureste de Arizona y Sonora permanecieron emergentes (Hayes, 1970b).

Es probable que el mar de Bisbee tuviera conexión con el océano Pacífico a través del sur de Arizona y norte de Sonora como lo atestiguan los fósiles marinos de afinidad Pacífica identificados por Stoyanow (1949) en la montañas Mule, Arizona, y en la región de Carborca-Santa Ana (Popenoe et al., 1960; Jacques-Ayala, 1993). Dos especímenes de *Trigonia mearnsi* fueron colectados en los cerros Pima, 15 km al oeste de Santa Ana, noroeste de Sonora, donde la Formación Mural aflora con un rumbo general este-oeste.

Una nueva perspectiva de la evolución geológica del norte de Sonora fue presentada por McKee (1991), McKee et al. (1991) y McKee y Anderson (1998) quienes postularon la cuenca Sonora (Fig. 2), un depocentro diferente de la Cuenca Bisbee, la cual ocupaba el noreste de Sonora durante el Cretácico Temprano más tardío. Las secuencias sedimentarias depositadas en la cuenca Sonora son correlacionables con el Grupo Bisbee y las interpretaron como alóctonas, de origen pelágico y resedimentadas por deslizamiento de masas por flujos por gravedad. El límite norte de la cuenca Sonora definiría el margen de plataforma Bisbee.

III. 3 HIPÓTESIS DEL ALTO CANANEA

La resedimentación antes mencionada, así como el origen de un plegamiento volcado y con vergencia hacia el suroeste, se atribuye a un levantamiento tectónico hipotético llamado Alto Cananea (McKee y Anderson, 1998; Rodríguez-Castañeda, 2002), anteriormente llamado Isla Cananea por McKee et al. (1991). Este alto estaría localizado entre la parte continental de Norteamérica y la hipotética traza NW-SE de la megacizalladura Mojave-Sonora.

Bergmann et al. (1993) estudiaron tres deslizamientos de masas compuestos de rocas correlacionables con el Grupo Bisbee del sur de Arizona, al este de Naco, Sonora. El mismo marco de resedimentación fue documentado por McKee et al. (1993) en la Sierra Anibácachi y los Montes Cánova, al suroeste de Agua Prieta. En esos lugares las Formaciones Morita, Mural y Cintura fueron resedimentadas por debajo de la base del oleaje de tormenta y fueron estructuralmente duplicadas por deslizamiento por gravedad sobre una pendiente submarina hacia el noreste. Son comunes las

fallas de bajo ángulo con desplazamiento inverso reducido, similares a las que se encuentran en las montañas Mule, Arizona. Estos investigadores advirtieron que las estructuras de deslizamiento por gravedad podrían conducir a interpretaciones erróneas sobre la geología estructural en áreas cercanas.

McKee et al. (1994) encontraron en la franja entre Bisbee, Arizona y Nacozari, Sonora, plegamiento, duplicación de unidades estratigráficas, clivaje y deformación que parecía relacionada con regímenes de compresión y extensión. Sin embargo, esta relación no es real puesto que la cartografía demostró que estos rasgos correspondían a un levantamiento tectónico limitado por fallamiento de alto ángulo y estructuras de bajo ángulo dominadas por gravedad e inversión tectónica que originó plegamiento y fallamiento local inverso.

Otro argumento presentado por estos autores, para sustentar la hipótesis del Alto Cananea, es la aparente ausencia de rocas del Grupo Bisbee en una región alargada en sentido noroeste-sureste. La margen sur de este corredor estaría localizada al norte de Arizpe y Nacori Chico, y la margen norte iría desde el este de Nogales hasta la sierra de Anibáachi en el sureste. En cambio, Jacques-Ayala (1993) argumenta que esta región está caracterizada por batolitos del Terciario, rocas volcánicas y fallamiento de gran escala con abanicos aluviales gruesos, y que por lo tanto la aparente ausencia del Cretácico Inferior se relaciona con estos fenómenos o a la erosión durante el Cretácico Tardío, más que debido a un alto paleogeográfico.

Por otro lado, Rodríguez-Castañeda (1999) propuso un régimen de tectónica de extensión que originó el deslizamiento por gravedad del bloque estructural del cerro El Vigía, al noreste de Banámichi. Este bloque deslizado incluye rocas del Precámbrico, Paleozoico y Cretácico Inferior con un espesor estimado de 10 a 15 km. El transporte tectónico fue estimado en 40 km, por lo menos, basado en el desplazamiento de litologías de facies del Paleozoico que ocurre en el batolito de Aconchi en el centro de Sonora. La validez de un desplazamiento tan grande es cuestionable tomando en cuenta el ligero basculamiento actual de la secuencia del Cretácico Superior. Igualmente, no hay evidencia directa de la edad de este deslizamiento.

III.4 PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DURANTE EL CRETÁCICO TEMPRANO EN EL ORIENTE DE SONORA

En cuanto a la parte oriental de Sonora, Monreal y Longoria (2000b) describieron en detalle la estratigrafía del Cretácico Inferior del área de Lampazos. Ellos propusieron un mecanismo de transporte para la secuencia carbonatada de Lampazos desde el centro de Chihuahua hasta su posición actual en el este de Sonora, por medio de un modelo hipotético de transpresión; el mecanismo pudo haber sido fallamiento a rumbo. Este estudio consideró el origen de las rocas carbonatadas del Cretácico Inferior y secuencias correlacionables en Sonora como aquéllas de la plataforma de Chihuahua, así como en Banco Lucero y Aldama. Ellos propusieron que el estilo de deformación en Lampazos es muy similar al estilo de transpresión tectónica de Chihuahua.

En la región de Arivechi se ha propuesto un régimen tectónico compresivo hacia el final del Cretácico Temprano o inicios del Cretácico Tardío. En esa región Minjárez-Sosa (1991) propuso el cabalgamiento de una secuencia andesítica del Jurásico Superior sobre rocas siliciclásticas con amonites del Jurásico Tardío y sobre conglomerado polimíctico, arenisca, lutita y lodolita del Cretácico Inferior. A su vez, todas estas secuencias estarían cabalgadas por unidades calcáreas y siliciclásticas del Paleozoico superior.

IV. ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO

IV.1 ESTUDIOS GEOLÓGICOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO EN SONORA

Las rocas sedimentarias del Cretácico Superior en la parte nororiental de Sonora han sido estudiadas intermitentemente a lo largo de varias décadas. Taliaferro (1933) describió al Grupo Cabullona del Cretácico Superior (Tabla 1) y lo dividió en cinco formaciones: Snake Ridge, Areniscas Camas, Lutita Packard, Capas Rojas Superiores y Toba Riolítica. Estas unidades consisten en arenisca, lutita, conglomerado, lodolita carbonatada y toba riolítica depositadas en ambientes fluviales, lacustres y continentales. En ellas, se identificó gasterópodos, pelecípodos, foraminíferos y huesos de dinosaurio del Cretácico Tardío. Almeida y Martí-

nez (1982) llevaron a cabo un estudio palinológico en la cuenca Cabullona, al suroeste de Agua Prieta, que mostró que el Grupo Cabullona tuvo un origen lacustre y que de acuerdo a los palinomorfos encontrados en la Formación Corral de Enmedio, su edad era Campaniano-Maastrichtiano. Estudios estratigráficos más detallados con objetivos de exploración por carbón fueron realizados por la Comisión Federal de Electricidad (1983) en el noreste de Sonora, principalmente en la cuenca Cabullona.

González-León (1994a) renombró a tres unidades del Grupo Cabullona, quedando la secuencia de abajo arriba de la siguiente manera: Formación Corral de Enmedio, Areniscas Camas, Lutita Packard, Formación Lomas Coloradas (Figura 16) y una unidad equivalente lateral de las dos últimas formaciones, el Conglomerado El Cemento.

Lucas y González-León (1990), González-León et al. (1993), González-León (1994a), Lucas et al. (1995) y González-León y Lawton (1995) también realizaron estudios concernientes a la estratigrafía, paleontología y sedimentología del Grupo Cabullona. Los ambientes de depósito interpretados para el Grupo Cabullona incluyen depósitos lacustres someros con una fauna rica en invertebrados y vertebrados y flora fósil, ríos meándricos y trezados, un sistema deltaico y abanicos aluviales.

Lucas et al. (1995) llevaron a cabo un estudio paleontológico del Grupo Cabullona, descubriendo nuevas especies de gasterópodos y pelecípodos, y describieron otros fósiles no reportados antes, tal como los dinosaurios *Albertosaurus*, Hadrosauridae y Ceratopsidae. Ellos refinaron la edad de esta unidad como del Campaniano tardío-Maastrichtiano, y más importante, concluyeron que todos los fósiles vivieron en ambientes terrestres o de agua dulce.

Valentine (1936) hizo un estudio geológico del área de Cananea, que por primera vez pone énfasis en la estratigrafía y petrología como marco para la mineralización por metamorfismo de contacto y de tipo cobre porfídico. Wodzicki (1995) estudió el magmatismo larámico y la mineralización en el distrito de Cananea. Mulchay y Velasco (1954) mencionaron afloramientos de lutitas del Cretácico cubiertas por rocas volcánicas en el norte-centro de Sonora, en el área de la sierra San Antonio.

Por medio de la interpretación de imágenes de satélite, Bennett (1993) describió de manera general la estratigrafía del distrito aurífero Santa Teresa, ubicado a 40 km al suroeste de Cananea. Este estudio incluyó la descripción, entre otras unidades, de una interestratificación de conglomerados y areniscas que atribuyó al Conglomerado Glance pero que ahora sabemos corresponden a la formación El Tuli del Cretácico Superior. Su investigación tuvo como principal propósito encontrar guías estratigráficas y estructurales para la mineralización de oro en la región.

La formación El Tuli fue descrita sucintamente por Calmus y Radelli (1987) cerca del rancho Téguachi, al noroeste de Sinoquipe, aunque todavía sin darle un nombre a esta unidad. Rodríguez-Castañeda (1994) la describió con más detalle y le asignó informalmente su nombre, en un sitio ubicado al oeste del rancho El Tuli, en el municipio de Banámichi, aproximadamente a 150 km al noreste de Hermosillo. Otros sitios donde se ha identificado esta formación son a lo largo de los arroyos Zatecona y Motepori, al noroeste de Banámichi, y alrededor del rancho Téguachi en el cerro La Cuchilla, a 25 km al noroeste del poblado de Sinoquipe. Esta unidad consiste en conglomerado, toba riolítica, toba arenosa, arenisca, andesita, ignimbrita y caliza con bandas de pedernal, el cual incluye restos fósiles de plantas.

González-León et al. (2000) llevaron a cabo un estudio estratigráfico, petrológico y tectónico entre Arizpe y Bacanuchi, centro-norte de Sonora. Su investigación estuvo apoyada por análisis geoquímicos y geocronométricos en rocas del Cretácico Superior y Paleógeno superior. Tres unidades abarcan los periodos mencionados: el conglomerado Picacho (Cenomaniano-Coniaciano), rocas andesíticas Alcaparros (Campaniano-Maastrichtiano) y rocas volcánicas Las Jarillas (Paleógeno superior). Estas unidades son equivalentes en edad y de litología similar a la formación El Tuli, e incluyen conglomerado, arenisca, flujos andesíticos, brecha volcánica, rocas volcánicas, toba riolítica y flujos de dacita. El ambiente tectónico que prevaleció durante el depósito de estas unidades fue interpretado como un régimen de compresión, el cual corresponde muy probablemente a la deformación regional Laramide durante el Paleógeno.

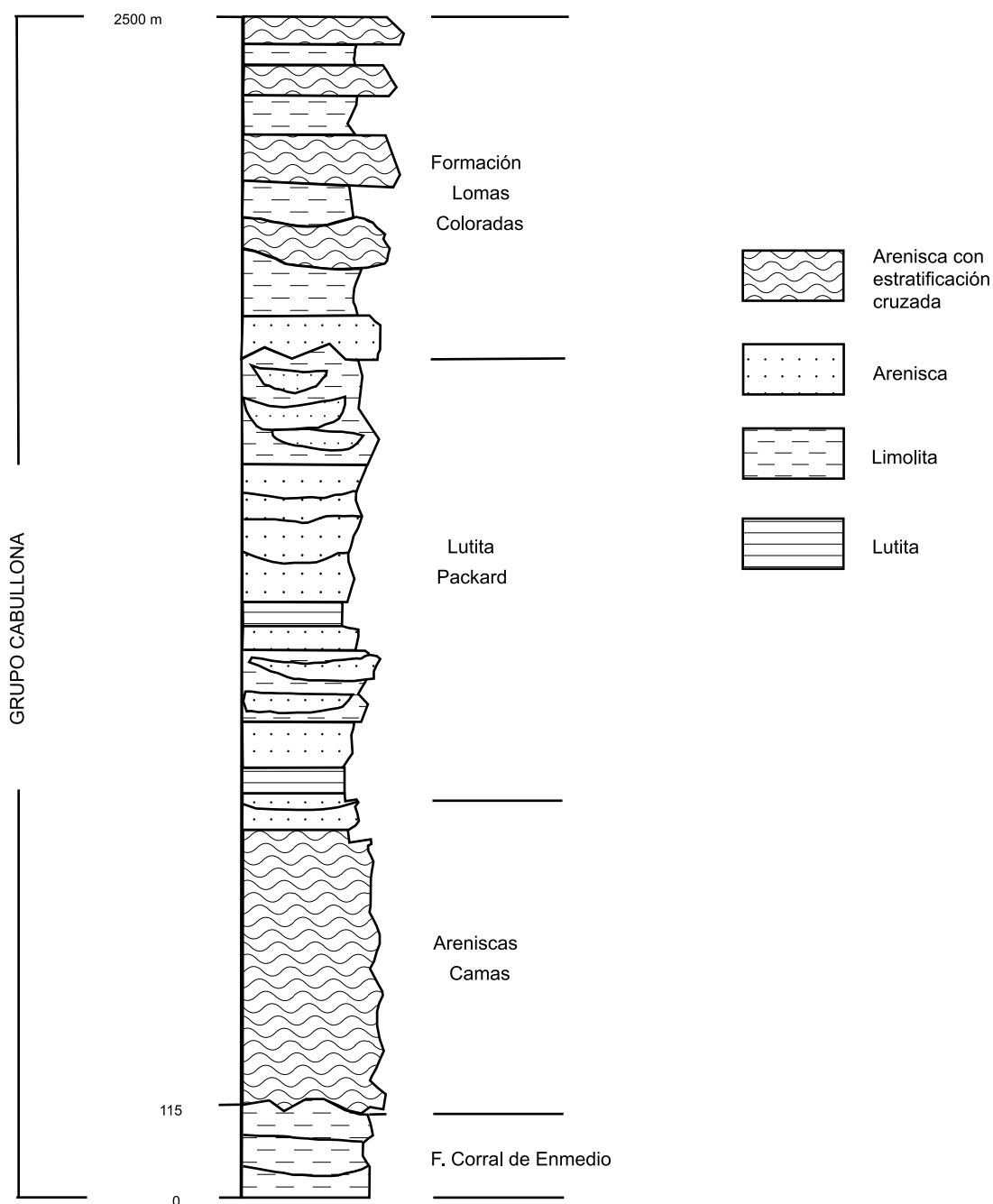


Figura 16. Columna litoestratigráfica compuesta del Grupo Cabullona, noreste de Sonora. Modificada de González-León (1994a).

Bojórquez-Ochoa y Rosas-Haro (1988) describieron la estratigrafía y litología al oriente de Huépac, dentro del cuadrángulo Aconchi. Su principal contribución fue la descripción de la unidad Salto del Álamo, la cual consideraron como del Cretácico Inferior, y que consiste en caliza interestratificada con pedernal en estratos del-

gados, conglomerado, arenisca con lentes de pedernal y andesita afanítica. Posteriormente Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz (1993) y Ricalde-Moreno (1994) reasignaron la unidad al Cretácico Superior al identificar restos de raíces y tallos de palmas en los estratos de pedernal, los cuales se desarrollaron en ambientes lacustres.

Beraldi-Campesi (2000), Chacón-Baca et al. (2002), Beraldi-Campesi et al. (2004) y Beraldi-Campesi y Cevallos-Ferriz (2005) profundizaron el estudio de microfósiles permineralizados en la misma localidad de Huépac, confirmando la edad de Cretácico Tardío para los estratos de pedernal asignados a la Formación Tarahumara. Entre la gran variedad de fósiles encontrados en esta formación, estos autores describieron microalgas, polen, esporas, conidiosporas, acritarcos y fragmentos de plantas y de artrópodos. El conjunto biótico apoya la interpretación original de un ambiente de depósito lacustre.

Martínez-García y Soots-López (1994) hicieron el estudio estratigráfico y estructural de la hoja Banámichi. En la misma región, al norte de la sierra San Antonio, 40 km al sur de Cananea, García y Barragán (2003) realizó un estudio estratigráfico y sedimentológico de la formación El Tuli del Cretácico Superior. Los conglomerados y areniscas de esta unidad fueron caracterizados petrográficamente, definiéndose una procedencia de arco volcánico disecado y mixto para esta secuencia. Se sugiere la posibilidad de que el origen de la parte clástica de esta formación haya estado ligado a la hipotética existencia del Alto Cananea (García y Barragán y Rodríguez-Castañeda, 1996).

En el área de Cerro de Oro, González-León y Jacques-Ayala (1988) y González-León (1989) describieron la formación La Palma, del Cretácico Superior, como una secuencia sedimentaria que yace discordantemente sobre el Grupo Bisbee. Esta unidad consiste en conglomerado polimíctico en la base; el resto de la unidad es una serie de limolita y arenisca interestratificada con escaso conglomerado polimíctico que hacia arriba se convierte a grano fino. El espesor total es desconocido, aunque se estima en aproximadamente 2,000 m.

En la sierra El Chanate, al noreste de Caborca, Jacques-Ayala (1993; 2000) y Nourse (2001) documentan el plegamiento de estratos del Cretácico. En esa sierra se encuentra una secuencia del Cretácico Superior de casi 3,000 m de espesor, la cual fue plegada formando un sinclinal asimétrico con su plano axial orientado NW-SE con evidencias de haber sido afectado por: (1) cabalgaduras con el bloque de techo moviéndose hacia el noreste; (2) fallamiento normal de bajo ángulo con el bloque de techo moviéndose hacia el suroeste, y (3) una

falla normal de alto ángulo en donde el bloque hundido es la misma sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1993).

En la sierra La Víbora, al sur de Pitiquito, DeJong et al. (1988) describen la secuencia paleozoica (placa superior) en contacto por falla de cabalgadura sobre unas areniscas verdes que asignan al Mesozoico (placa inferior). En las cercanías de esas areniscas, y todavía en la placa inferior, se encuentra una pequeña prominencia en donde afloran rocas muy parecidas al Grupo Bisbee. Hacia el sur, sobre la misma porción topográficamente baja, Keller (1928) reportó la presencia de rocas del Cretácico Inferior.

Más hacia el oriente, al norte de Trincheras, se encuentra una secuencia paleozoica plegada, casi vertical, formando el cerro Arituaba, medida por Stewart y Jacques-Ayala (no publicado). Al norte de ésta, forman una topografía baja, afloran areniscas y conglomerados de cuarcita y volcánicos muy foliados y ligeramente metamorfoseados del Mesozoico. La distribución de ambas unidades, la paleozoica y la mesozoica, indican, sin lugar a dudas, que la primera cabalga sobre la segunda, formando un "klippe". La secuencia sedimentaria foliada no ha sido fechada. Se asigna al Cretácico Tardío porque está al sur y en aparente continuidad estratigráfica con una secuencia no deformada que sobreyace al Grupo Bisbee del Cretácico Inferior.

En otras localidades, como en la sierra de Santa Rosa y en la sierra El Álamo, noroeste de Sonora, aunque el Cretácico Inferior está ausente, el Cretácico Superior sí aflora cubriendo a unidades del Triásico y del Jurásico (Hardy, 1973). En la sierra El Álamo, el Triásico-Jurásico se encuentra cubierto en discordancia angular por una secuencia de brechas volcánicas probablemente del Cretácico Superior. En la sierra Lista Blanca, también en el noroeste de Sonora, la Formación Tren del Paleozoico, está cubierta por un conglomerado de caliza y cuarcita, que a su vez está cubierto por un conglomerado de rocas volcánicas andesíticas, muy semejante a la Formación Anita de la sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 2000).

IV.2 GRUPO CABULLONA

Como ya se ha mencionado, la primera descripción formal de este grupo fue hecha por Taliaferro (1933).

González-León (1994a) reagrupó a las unidades, de más antigua a más joven, de la siguiente forma: Formación Corral de Enmedio, Arenisca Camas, Lutita Packard y Lomas Coloradas. Un equivalente lateral de las dos últimas unidades es el Conglomerado El Cemento. El espesor de la sección medida fue de 2,500 m, aunque ni la base ni la cima de la secuencia afloran (Figura 16).

FORMACIÓN CORRAL DE ENMEDIO

Esta formación consiste en lodolita y limolita abigarradas, arenisca y caliza lenticulares. La lodolita y la limolita ocurren en forma masiva, lateralmente continuas que varían de negro grisáceo a rojo moderado. Localmente, la estratificación no está claramente definida aunque está marcada por intervalos de colores verdes, amarillos, pardos y grises. La bioturbación intensa es común en la secuencia. La base de esta unidad no está expuesta y en consecuencia tiene un espesor incompleto de 115 m.

Las estructuras sedimentarias más comunes en la arenisca son estratificación cruzada a gran y pequeña escala y, menos comúnmente, estratificación cruzada de cuenca (*trough cross-stratification*), superficies de acreción lateral y laminación convoluta. Localmente, los estratos de arenisca están fuertemente bioturbados.

La caliza es abundante en forma de estratos lenticulares incluidos entre la lodolita y la limolita, y raramente se encuentra con estructuras estromatolíticas laminadas u oncolitos en la parte superior de la formación. Interestratificadas en la sección se encuentran intervalos de hasta 7 m de espesor de lodolita y limolita de color rojo, rojo negruzco y púrpura con cantidades menores de lentes delgadas a gruesas de arenisca rojiza. Abundantes nódulos calcáreos y rizolitos están incluidos en la secuencia de lodolita y lutita.

Esta formación es muy fosilífera: ejemplares bien conservados de gasterópodos, pelecípodos, vértebras de peces, huesos de tortuga y ostrácodos son abundantes en los estratos de lodolita y limolita de color gris claro, así como en los nódulos calcáreos y los estratos lenticulares de caliza. Huesos de grandes dinosaurios, particularmente vértebras, se encuentran en todas las litologías, aunque son especialmente abundantes en la lodolita y limolita de colores más oscuros. La madera fósil también es abundante en esta unidad.

Se ha interpretado que la Formación Corral de Enmedio se haya depositado en lagos someros. El clima durante la sedimentación parece haber sido cálido con suficiente lluvia para apoyar la existencia de lagos por períodos largos y sostener una rica variedad de fauna y vegetación. Sin embargo, la superficie del lago o lagos se redujo de vez en cuando, permitiendo la formación de horizontes de suelo con acumulaciones de nódulos calcáreos en los intervalos rojizos a púrpuras de la lodolita y la limolita, cuyo origen se considera como depósitos aluviales. También se interpreta un ambiente deltaico para la interestratificación de limolita, arenisca y caliza en la parte más alta de la formación.

ARENISCA CAMAS

Esta unidad forma dos anticlinales abiertos los cuales están disecados longitudinalmente por los arroyos El Nogalar y El Cemento. La base de la Arenisca Camas cubre en discordancia erosional a sedimentos de grano fino de la Formación Corral de Enmedio, mientras que su parte superior cambia gradualmente al miembro inferior de la Lutita Packard. La sección tipo, al sur del rancho Corral de Enmedio, tiene 620 m de espesor.

Esta formación consiste en arenisca, limolita y lodolita, todas de color gris oscuro a gris claro, con lentes locales de conglomerado, en secuencias que se vuelven de grano fino hacia arriba, de 3 a 18 m de espesor. Estratos de 2 m de espesor de toba blanca a amarilla se encuentran localmente interestratificados con arenisca y limolita. Con base en el tamaño del grano, los conjuntos de estructuras sedimentarias y relaciones geométricas, esta unidad forma tres tipos de facies.

Facies A

Esta facies consiste en conglomerado de grano grueso o de guijarros, lentes de arenisca de 1 a 10 m de espesor en la parte baja de la formación, y hasta de 6 m de espesor en la parte alta de la misma. Clastos de arranque de limolita y lodolita, y nódulos de caliche son abundantes localmente como depósitos remanentes en estructuras de erosión en paleoarroyos. En la parte superior de la formación se encuentran superficies de acreción lateral.

En esta facies es común encontrar fragmentos de fósiles vertebrados y troncos fosilizados de 3 m de largo y 30 cm de diámetro. La superficie inferior de muchos cuerpos de arenisca muestran abundantes icnofósiles de forma cilíndrica en la parte alta de la formación.

Facies B

Esta facies consiste en arenisca de grano fino a grueso y limolita en estratos que varían de muy delgados a gruesos. Son comunes la laminación paralela, estratificación cruzada a pequeña escala y estratificación cruzada de cuenca. Menos abundantes son las laminaciones cruzadas con rizaduras y pequeños lentes calcáreos en arenisca laminada de grano fino.

Facies C

Esta facies consiste en secuencias de 12 m de espesor de lodolita masiva con limolita masiva interestratificadas con estratos delgados de arenisca de grano fino más escasos. Esta facies es muy abigarrada: gris oscuro, gris azulado, rojo grisáceo, verde grisáceo azulado, verde oliva, amarillo verdoso y naranja amarillento. Son comunes los nódulos calcáreos de 5 cm de diámetro de origen pedogénico en la parte inferior de la formación, donde también son abundantes las horadaciones calcáreas y rizolitos. En la parte superior de la formación, esta facies se encuentra fuertemente bioturbada, y localmente con abundantes gasterópodos de concha delgada y pelecípodos.

En la parte inferior de la formación, la geometría interna de la Facies A y su relación con otras facies, indica que estos cuerpos de arenisca de estructura de manto fueron depositados por ríos trenzados, de baja sinuosidad, que transportaban sedimento suspendido y como carga de fondo. La parte superior de la formación se interpreta como depósitos fluviales de ríos del tipo de meandros, indicado por las superficies de acreción lateral dentro de los cuerpos de arenisca y el arreglo de grano fino hacia arriba. Una facies de conglomerado en la parte superior de la Arenisca Camas a lo largo del arroyo El Cemento se interpreta como depósitos cercanos de un sistema trenzado relacionado con el cercano levantamiento de la sierra Anibácachi.

LUTITA PACKARD

Esta formación consiste principalmente de lodolita, limolita y arenisca; su espesor es de 1,070 m, y se dividió en ocho miembros.

Miembro 1

Este miembro consiste en arenisca que varía de pardo claro a pardo rojizo, de grano fino a mediano, fuertemente bioturbada, en estratos delgados a gruesos, transicionalmente cubierta por limolita y lodolita. La arenisca ocurre como lentes de hasta 3.5 m de espesor, con estratificación cruzada de cuenca y laminación paralela. La parte superior de este miembro consiste en una interestratificación en estratos gruesos a masivos de limolita y lodolita, y estratos delgados a gruesos de arenisca de grano fino. Todas las litologías muestran fuerte bioturbación en forma de cilindros de 10 cm de largo y 2 cm de diámetro que cortan a los sedimentos en todas direcciones.

La cima de este miembro incluye gasterópodos, restos de plantas, pelecípodos y ostrácodos en una limolita verde amarillento. Los huesos de dinosaurios son abundantes. El espesor de este miembro varía entre 10 y 40 m. Se interpreta que la base de la formación represente depósitos en la margen de un lago los cuales son transicionales entre los depósitos fluviales de la Arenisca Camas y los depósitos de lago abierto del miembro 2 de la Lutita Packard (Figura 17).

Miembro 2

Este miembro está compuesto de lodolita negro grisáceo laminada, toba volcánica gris amarillento muy delgada, limolita en estratos delgados y una arenisca de grano muy fino, interestratificadas con lodolita laminada. Esta lodolita es rica en fragmentos de plantas fósiles, está bioturbada y se presenta masiva o en estratos de 4 m de espesor. La arenisca se vuelve más abundante hacia arriba de la sección, sus estratos son más gruesos y su grano es de mediano a grueso. Esta arenisca incluye restos pequeños de plantas fósiles, tiene abundantes marcas de surcos y de arrastre y una gran variedad de marcas cónicas. El espesor de este miembro es de 92 m.



Figura 17. Base de un estrato de limolita con polígonos de desecación del miembro 1 de la Lutita Packard, Grupo Cabullona (Cretácico Superior). Localización: a 3 km al norte-noreste del Pico de Magallanes, Cuenca de Cabullona, noreste de Sonora.

Se interpreta que la lodolita laminada represente depósitos lacustres formados por debajo del nivel base del oleaje, posiblemente en ambientes anóxicos. Estos depósitos de lago abierto gradúan hacia arriba a una secuencia de frente deltaico distante de turbiditas de grano fino hacia arriba, en estratos delgados, lateralmente continuos, de lodolita y limolita. En la parte superior, los estratos de turbiditas gradúan a grano grueso hacia arriba, a secuencias turbidíticas más cercanas, relacionadas a un sistema deltaico representado por el miembro 3.

Miembro 3

Este miembro consiste, en su parte inferior, de una interestratificación de lodolita, limolita y arenisca. La lodolita varía de muy delgada a gruesa, masiva o laminada, gris oscuro con interestratificaciones de limolita laminada. Se presentan fragmentos de plantas fósiles en la lodolita y la limolita, con estratificación lenticular y de tipo *flaser*. La arenisca es lenticular, varía de estratos delgados a gruesos con fragmentos de plantas

fósiles, clastos de lodolita, deformación convoluta, rizaduras pequeñas y abundantes marcas de fondo (*sole marks*) (Figura 18). En la parte superior de este miembro se encuentran estratos de arenisca con forma de canales de hasta 4 m de espesor que gradúan hacia arriba a grano fino, a limolita. Los depósitos de fondo de ríos en la base de los cuerpos de arenisca están compuestos por arenisca de guijarros de intra- y extracuenca. Las estructuras sedimentarias más comunes son estratificación cruzada plana, de cuenca, laminación cruzada de rizadura, estratos con rizaduras (Figura 19) y deformación convoluta. La anchura de los cuerpos de arenisca alcanza los 200 m. El espesor de este miembro es de 103 m.

Este miembro se interpreta como un sistema complejo dominado fluvialmente y con depósitos de un frente deltaico que crecieron longitudinalmente hacia el interior de un lago. Se interpreta que los cuerpos de arenisca con gradación de grano fino hacia arriba, abundantes clastos de lodolita y contactos abruptos o planos sean barras de bocas distributarias. Los depó-



Figura 18. Estrato de arenisca de grano fino que muestra en su base huellas de corriente. González-León (1994a) interpreta que esta litología es parte de una secuencia de turbiditas que se depositaron en un frente deltaico. Miembro 3 de la Lutita Packard del Grupo Cabullona (Cretácico Superior). Localización: 4 km al noreste del Pico de Magallanes, Cuenca de Cabullona, noreste de Sonora.

sitos de canales distributarios son reconocidos por la presencia de areniscas muy gruesas canalizadas con gradación normal.

Miembro 4

Está integrado por intercalaciones de arenisca parda o pardo amarillento, limolita, lodolita y caliza arenosa. La arenisca se presenta como lentes de 5 a 50 m de ancho y hasta 1.5 m de espesor, con estratificación cruzada plana y de cuenca. Está cubierta por secuencias de 6 a 7 m de espesor de limolita laminada masiva con estructuras de bola-y-almohada, estratos de caliza arenosa con gasterópodos y lodolita masiva gris oscuro con

abundantes ostrácodos y fragmentos de plantas fósiles. La parte superior de este miembro incluye cuerpos de hasta 6 m de espesor de arenisca con conjuntos de estratificación cruzada plana de gran escala, superficies de acreción lateral y deformación convoluta. Sus cimas terminan abruptamente y están cubiertos por secuencias de hasta 27 m de espesor de limolita masiva gris oscuro a gris oliva, fuertemente bioturbada y con interestratificaciones de arenisca de color pardo rojizo, lenticular y también bioturbada. Algunos estratos de 2 m de espesor y pequeños lentes delgados de caliza con gasterópodos y carofitas ocurren en menor proporción. Los gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos son localmente abundantes en la limolita. Este miembro tiene 160 m de espesor.

Se interpreta los depósitos del miembro 4 como de un ambiente de planicie deltaica. Los canales distributarios meándricos con una gran proporción de avulsión fueron sepultados por sedimentos formados en ambientes de cuenca de inundación, donde también se depositaron areniscas de planicie de inundación por rompimiento del dique natural (*crevasse splay deposits*).

Miembro 5

Este miembro consiste en limolita de color pardo oliva o gris oliva, fuertemente bioturbada con lodolita laminada en menor proporción. También hay lentes delgados de caliza con gasterópodos y pelecípodos, y escasa arenisca de grano fino fuertemente bioturbada. Hay abundantes restos de plantas fósiles en la limolita. En la parte superior de este miembro se encuentran gruesos intervalos de lodolita gris masiva con pelecípodos y ostrácodos, y limolita en estratos delgados a laminados con restos de plantas fósiles. El espesor de este miembro es de 68 m. Los sedimentos de este miembro representan depósitos de abandono de un delta y de transgresión en una cuenca en la que la subsidencia continua resultó en el crecimiento de depósitos lacustres en el delta.

Miembro 6

La parte inferior de este miembro está compuesta de lodolita laminada gris oscuro con intercalaciones de



Figura 19. Arenisca de grano muy fino con rizaduras asimétricas del miembro 3 de la Lutita Packard, Grupo Cabullona (Cretácico Superior). Ubicación: 1.5 km al oeste del cerro San Isidro, Cuenca Cabullona, noreste de Sonora.

una toba gris amarillento de menos de 3 cm de espesor. En la parte media de este miembro la lodolita contiene intercalaciones de limolita y arenisca. La limolita varía en color de gris verdoso oscuro a verde amarillento, es masiva y varía de laminar a estratos de 2 m de espesor. Incluye abundantes restos de plantas fósiles. La arenisca es de grano fino, en estratos delgados a medianos y lateralmente continua. Localmente incluye estructuras de carga como las de bola-y-almohada, marcas cónicas, clastos de lodolita y estructuras de deslizamiento de pequeña y gran escala. Este miembro tiene 65 m de espesor.

La litología y estructuras de este miembro son muy similares a las del miembro 2. interpreta que los sedimentos más inferiores correspondan a un ambiente de lago abierto, y que la falta de continuidad lateral de la lodolita laminada indica que el lago fue más somero que el lago precedente del miembro 2. La parte superior de la secuencia representa un ambiente deltaico en el que se depositaron areniscas turbidíticas de distantes a cercanas.

Miembro 7

La base está constituida por cuerpos de arenisca en estratos gruesos, de grano mediano a grueso, lenticulares a lateralmente continuos y ricos en clastos de lodolita, que están interestratificados con lodolita laminada a masiva, limolita en estratos delgados a gruesos con abundantes restos de plantas fósiles y arenisca de grano fino a mediano. En la parte media, la arenisca se vuelve más gruesa y se encuentra intercalada con lodolita, limolita y arenisca de grano fino. Las laminaciones cruzadas de rizadura y la estratificación cruzada de tipo cuenca son localmente abundantes. Las bases de los cuerpos de arenisca son ligera a fuertemente erosivas, y deslizamientos de gran escala están presentes.

En los 100 m superiores de este miembro predominan estratos de 20 m de espesor de limolita masiva a laminar, arenisca de grano fino en estratos delgados y arenisca de grano grueso a mediano en estratos delgados a gruesos. La limolita es de color verde amarillento, verde oliva grisáceo, pardo grisáceo y verde oscuro. Abun-

dantes fragmentos de plantas fósiles forman láminas paralelas en la limolita y la arenisca, y localmente ocurre estratificación tipo *flaser* en la limolita. Localmente se encuentran deslizamientos de gran escala (Figura 20).

Se interpreta que el miembro 7 sea depósitos de un frente deltaico. Las secuencias alternadas de limolita, lodolita y arenisca de grano fino son depósitos distantes de barra, y los cuerpos gruesos de arenisca intraclástica con bases relativamente planas o erosionadas y estratificación cruzada de cuenca, se interpreta que sean canales distributarios. Los intervalos de arenisca son considerados como depósitos deltaicos frontales. La deformación sinsedimentaria que genera estructuras como deslizamientos, son muy comunes en los procesos en el frente de un delta.

Miembro 8

La base está compuesta de arenisca, limolita, lodolita y caliza. La arenisca forma cuerpos lenticulares de hasta 2 m de espesor, en estratos delgados a medianos, con

estratificación cruzada plana y superficies de erosión en sus bases. Estos cuerpos cambian abruptamente hacia arriba a lodolita masiva, localmente carbonosa, y limolita en estratos de hasta 1 m de espesor, o a limolita intensamente bioturbada con arenisca lenticular. En la limolita es común encontrar caliza nodular o lenticular con abundantes gasterópodos.

La parte superior del miembro consiste en limolita de color gris verdoso a pardo amarillento en intervalos de hasta 15 m de espesor con cuerpos intercalados de arenisca de 8 m de espesor. Los gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos son localmente abundantes. La arenisca se caracteriza por tener estratificación cruzada de cuenca, lentes de conglomerado con clastos de lodolita de extracuenca, estratificación cruzada plana y convoluta, laminación paralela y cruzada y estratificación cruzada de rizadura. La anchura de estos cuerpos es de 15 a 100 m. El miembro 8 tiene 253 m de espesor.

Los lentes gruesos de arenisca con bases erosionadas, que localmente gradúan a grano fino hacia arriba, caracterizan a rellenos de canales distributarios.



Figura 20. Estratificación convoluta en una interestratificación de limolita y lodolita del miembro 7 de la Lutita Packard, Grupo Cabullona (Cretácico Superior). Cuenca Cabullona, arroyo Corral de Enmedio, aproximadamente a 9 km al noroeste del rancho del mismo nombre. Fotografía proporcionada por Carlos M. González-León.

Estos canales cruzaban una planicie de inundación que albergaba gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos de agua dulce, así como dinosaurios. Ocasionalmente se depositaron sedimentos típicos de inundación por el rompimiento de los diques de los canales distributarios. En suma, se interpreta que los sedimentos de este miembro se hayan depositado en un ambiente de planicie deltaica.

FORMACIÓN LOMAS COLORADAS

El espesor total de esta unidad es de 700 m. Aparentemente esta formación tiene un contacto gradual con el miembro 8 de la Lutita Packard. Esta unidad se dividió en tres facies.

Facies A

Consiste en cuerpos lenticulares de arenisca conglomerática de grano grueso, con espesores que varían de 1 a 15 m y anchuras entre 30 y 250 m. Estas areniscas gradúan a grano fino hacia arriba, y de grano muy grueso (guijarros) a grano mediano en la parte más superior. Los guijarros son principalmente de extracuenca, de hasta 3 cm de diámetro. Las estructuras sedimentarias más comunes incluyen estratificación cruzada de cuenca y plana tabular. Los guijarros están generalmente alineados sobre las superficies frontales de la estratificación cruzada de gran escala. Están presentes superficies de erosión interna, así como deformación convoluta. Huesos fósiles de grandes vertebrados y troncos fósiles se encuentran en estas facies.

Facies B.

Ésta representa menos del 5 % del volumen de esta sección. Consiste en una sucesión de 2 m de espesor de arenisca roja de grano fino, en estratos muy delgados a delgados con bioturbación local e intercalaciones de estratos muy delgados de limolita.

Facies C

Esta facies consiste en una secuencia de 20 m de espesor de limolita de color rojo grisáceo, pardo rojizo y

naranja amarillento, masiva con interestratificaciones locales de estratos muy delgados de arenisca de grano fino. La parte inferior de la sección está integrada por estratos de 4 m de espesor de lodolita rojiza, localmente bioturbada con gasterópodos y ostrácodos. Característico de esta facies son los abundantes nódulos calcáreos de hasta 3 cm de diámetro que aparecen como concentraciones en la limolita de espesores delgados a gruesos. Hay huesos fósiles de vertebrados en toda esta facies. En la parte superior se observa sucesiones de hasta 2 m de espesor de toba de color amarillento grisáceo, de grano fino, en estratos delgados con estratos locales muy delgados de limolita micácea.

Los arreglos graduales continuos de grano fino hacia arriba y de adelgazamiento de estratos hacia arriba son típicos de los sistemas fluviales. La facies A se interpreta como depósitos de relleno de canal de ríos meándricos. El incremento en el tamaño del grano en la parte superior de la formación indica un cambio eventual de ríos meándricos distantes a más cercanos. La facies B se interpreta como depósitos de dique cuando gradualmente cubren a la facies A, o depósitos de planicie de inundación por ruptura de dique cuando se intercalan con los depósitos de cuenca de inundación representados por la facies C.

CONGLOMERADO EL CEMENTO

Esta formación está compuesta predominantemente de ciclos de conglomerados soportados por clastos que gradúan hacia arriba a grano fino, de 20 m de espesor, cubiertos gradualmente o en contacto abrupto por limolita. También se encuentra en la parte inferior y en algunos intervalos de la parte más superior de la unidad, un conglomerado soportado por matriz de guijarros y guijas, en estratos de hasta 2 m de espesor. Los clastos son polimícticos, pobremente clasificados y varían de subangulares a muy bien redondeados, en una matriz de arenisca de grano grueso.

Los estratos de conglomerado son masivos o burdamente estratificados, aunque se observa estratificación cruzada de cuenca y plana. Algunos estratos con estratificación cruzada plana de bajo ángulo se presentan localmente como lentes en los conglomerados. El conglomerado está cubierto gradual o abrupto

tamente por arenisca de grano fino a grueso y/o por limolita arenosa de color gris claro a gris verdoso con restos de plantas fósiles, raíces, gasterópodos y pecicípodos. Una sección incompleta midió 790 m de espesor.

Esta formación se depositó en las porciones cercanas o medias de un abanico aluvial con numerosos ríos o arroyos relacionados con el levantamiento de la sierra Anibácachi. Las evidencias de los procesos de flujo de arroyos incluyen la tendencia a graduar a grano fino hacia arriba, la geometría lenticular, las superficies de reactivación, los conglomerados soportados por clastos, su imbricación y la estratificación cruzada de cuenca y plana. El abanico aluvial húmedo se infiere de la cantidad importante de litologías de grano fino y los restos de fósiles.

Los conglomerados soportados por clastos son considerados como depósitos de crecimiento longitudinal corriente abajo y de acreción vertical de capas de carga en ríos trenzados y dominados por gravas. Los conglomerados masivos a burdamente estratificados son depósitos formados por barras longitudinales de relieve bajo en canales; los estratos con estratificación cruzada plana y de cuenca son depósitos formados en barras transversales y rellenos de canales. Se considera que los conglomerados soportados por matriz sean depósitos formados por procesos subaéreos de flujo de detritos. Los sedimentos de grano más fino, como la limolita arenosa, son considerados como depósitos que cubren a los bancos en planicies de inundación, donde se desarrollaron pequeños estanques en las áreas más bajas.

EDAD DEL GRUPO CABULLONA

De acuerdo con los fósiles incluidos en este grupo, la edad del Grupo Cabullona se considera del Cretácico Tardío, entre el Coniaciano y el Maastrichtiano. Los palinomorfos estudiados por Almeida y Martínez (1982) varían en edad entre el Jurásico y el Paleógeno, aunque algunos taxa se restringen al Campaniano-Maastrichtiano. La identificación de *Chara* (un tipo de alga verde) indica una edad Coniaciano-Campaniano, lo que sugiere que la Arenisca Camas no es más joven que el Campaniano (Kietzke et al., 1993).

La Formación Corral de Enmedio y la Arenisca Camas incluyen al palinomorfo *Aequitriradites ornatus*, que tiene un rango en edad desde el Albiano hasta el Santoniano medio. Igualmente, en la Formación Corral de Enmedio y en la Lutita Packard se encontró el palinomorfo *Proteacidites retusus*, que comprende un intervalo desde el Coniaciano tardío hasta el Maastrichtiano tardío.

Las faunas fósiles de invertebrados y vertebrados indican una edad comprendida entre el Campaniano y el Maastrichtiano, de acuerdo a las correlaciones bioestratigráficas con faunas similares, principalmente de moluscos, del Cretácico Tardío en el sur de los Estados Unidos.

IV.3 FORMACIÓN MESA

La primera descripción de esta formación fue hecha por Valentine (1936) en el distrito minero de Cananea. Aunque no tuvo datos para asignarle una edad precisa, las relaciones estratigráficas y estructurales en ese distrito le sugirieron asignar esta formación al Cretácico Superior. Meinert (1982) reportó que una muestra alterada dio una fecha de 67.4 ± 3.4 Ma, utilizando el método K-Ar en roca total. Este autor no señala en qué nivel estratigráfico de la formación se tomó la muestra.

La Formación Mesa cubre en discordancia erosional a la Formación Mariquita. Esta unidad es la roca volcánica más antigua en el distrito, tal vez del Cretácico Inferior, o aun del Jurásico. La Formación Mesa también cubre a la Formación Henrietta, sólo que en este caso es en discordancia angular. La Formación Mesa consiste en tobas y aglomerados estratificados, con lentes de derrames de lava interestratificados cerca de la base. En horizontes más superiores se encuentra un derrame de lava grueso llamado Andesita San Pedro. Un espesor medido por Valentine (*op. cit.*) alcanzó 1,500 m, aunque este autor señala que puede ser más grande debido a que la formación desaparece por debajo de aluviación reciente. En los flancos norte y sur del cerro de Cobre, el estrato basal de la Formación Mesa es un aglomerado grueso que mostró continuidad de un lado a otro del cerro. Este autor dividió informalmente a la Formación Mesa en tres miembros:

TOBAS Y AGLOMERADOS

Los componentes de las rocas volcanoclásticas varían en tamaño desde la arena y limo hasta cantos de varias decenas de centímetros de diámetro. En general, la secuencia gradúa a grano fino hacia arriba, aunque los estratos de textura gruesa y fina se alternan en la secuencia. La estratificación es burda pero todavía identificable; sin embargo, en la fracción gruesa es difícil reconocerla. Se encuentra toda clase de rocas volcánicas aunque predominan la andesita y la traquita.

FLUJOS BASALES

Muchos derrames de lava lenticulares se encuentran cerca de la base de la formación. La composición predominante de estos derrames es de andesita y traquita con una composición similar a la de los fragmentos más abundantes en las tobas; localmente se identifica flujos de riolita. Sin embargo, muchos de estos flujos constituyen una pequeña parte del espesor total de la Formación Mesa.

ANDESITA SAN PEDRO

Este miembro de la Formación Mesa se encuentra al oriente del distrito Cananea. Se presenta como flujos intercalados con el material clástico. Algunos estratos son extremadamente densos y se componen de plagioclasa rectangular en una matriz oxidada teñida con hematita. Otros estratos tienen textura más gruesa y contienen fenocristales de plagioclasa eudral. Los minerales ferromagnesianos son escasos, y las variedades porfiríticas gradúan a latitas con una matriz constituida en gran parte por ortoclasa y cuarzo.

IV.4 FORMACIÓN EL TULI

La formación El Tuli es una secuencia vulcano-sedimentaria que varía en espesor entre 750 m y 2 km, que se localiza en la región norte-central de Sonora. Esta secuencia fue descrita por primera vez por Calmus y Radelli (1987) e informalmente nombrada como formación El Tuli por Rodríguez-Castañeda (1994) en las cercanías de Banámichi, Sonora central. En esta área

la base de El Tuli está compuesta de un conglomerado rojo, pobremente clasificado y soportado por matriz con clastos angulosos a bien redondeados de cuarcita (Figura 21). Este conglomerado también incluye, en menor proporción, clastos de *gneiss*, esquisto, granito y toba. El resto de la parte inferior es una sucesión concordante de toba lítica de color gris claro, conglomerado y arenisca interestratificados, aglomerado andesítico, caliza gris y toba lítica. La parte superior de El Tuli consiste en toba de color rojo claro, ignimbrita púrpura y, en menor cantidad, arenisca y conglomerado. Típicamente, los estratos de caliza incluyen horizontes delgados de pedernal con fósiles de raíces de palmas que abarcan en edad del Cretácico Tardío al Paleógeno (Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz, 1993; Ricalde-Moreno, 1994). El espesor de la formación El Tuli en la localidad de Banámichi promedia 900 m.

En el área del rancho Téguachi, en el cerro La Cuchilla, afloran 750 m de una secuencia compuesta de conglomerado gris parduzco de clastos de cuarcita, toba lítica rojo intermedio, aglomerado andesítico púrpura rojizo pálido, caliza gris oscuro, toba rojo claro e ignimbrita (Rodríguez-Castañeda, 1994). La caliza se presenta en estratos medianos e incluye horizontes de pedernal irregularmente distribuidos. El pedernal conserva raíces y tallos de *Palmae*, una planta de la familia Aracaceae (Ricalde-Moreno, 1994).

Bojórquez-Ochoa y Rosas-Haro (1988) describieron una sección volcanoclástica 14.5 km al noreste de Huépac, en el arroyo Salto del Álamo. Esta sección está compuesta de caliza, arenita arcósica, caliza estromatolítica, andesita porfídica y conglomerado. Tres estratos de pedernal contienen plantas fósiles: un estrato se presenta en el horizonte andesítico y los otros dos en la caliza estromatolítica. Las plantas fósiles son ejes vegetativos de palmas, dos tipos de raíces, un tipo de tallo y restos de flores, frutos y hojas. Ambas localidades han sido estudiadas por el grupo paleontológico encabezado por Cevallos-Ferriz (Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz, 1993; Ricalde-Moreno, 1994; Cevallos-Ferriz y Ricalde-Moreno, 1995; Hernández-Castillo, 1998; Hernández-Castillo y Cevallos-Ferriz, 1999; Beraldi-Campesi, 2000; Chacón-Baca, 2002; Chacón-Baca et al., 2002; Beraldi-Campesi et al., 2004; Beraldi-Campesi y Cevallos-Ferriz, 2005).



Figura 21. Discordancia angular entre estratos con echado pronunciado de limolita y arenisca de la Formación Dos Naciones del Jurásico Superior y una secuencia con echado bajo de conglomerado de clastos de cuarcita de la formación El Tuli, del Cretácico Superior. Localización: arroyo Zatecona, rancho El Tuli, 18 km al noroeste de Banámichi, Sonora.

Estos trabajos se refieren, en su mayoría, a la Formación Tarahumara como la unidad estratigráfica que incluye a los microfósiles y plantas fósiles arriba mencionados. Sin embargo, otros autores se refieren a esta unidad como formación El Tuli (Martínez-García y Soots-López, 1994; Rodríguez-Castañeda, 1999; 2002; Rodríguez-Castañeda y García y Barragán, 1999; García y Barragán, 2003). Como se explica en el apartado “Edad y nomenclatura de la formación El Tuli” existen argumentos para separar estas dos formaciones.

Al norte y noroeste de la sierra San Antonio, 40 km al sur de Cananea, la formación El Tuli consiste en conglomerado y brecha polimícticos pobremente clasificados, arenisca, limolita y andesita porfídica y afanítica. Notablemente, la parte inferior de esta unidad está compuesta por conglomerado y brecha que incluyen bloques, megabloques y monolitos de caliza del Cretácico Inferior. El rumbo de esta formación en el área estudiada cambia entre NW 45° y NW 80° con echados entre 25° y 65° hacia el SW.

El espesor total de la formación en esta área no se pudo precisar puesto que ni la base ni la cima están expuestas debido a fallamiento y a enmascaramiento por rocas y sedimentos más recientes. El espesor parcial para la formación El Tuli en el área de la sierra San Antonio es de 1,994 m. La formación El Tuli se dividió informalmente en tres miembros: inferior, medio y superior.

MIEMBRO INFERIOR

Éste se compone de arenisca conglomerática cubierta abrupta pero concordantemente por una interestratificación de arenisca rojo grisáceo y limolita rojo oscuro. Aunque el plegamiento y fallamiento son intensos, éstos no parecen haber desplazado en forma importante estas litologías. El resto del miembro inferior está compuesto de conglomerado polimíctico, rojo grisáceo, pobremente clasificado y soportado por matriz. El contacto entre el miembro inferior y el miembro medio es una zona de fallamiento y plegamiento a escala moderada.

MIEMBRO MEDIO

La base de este miembro es una limolita rojo grisáceo en estratos de 6 m de espesor medio. Localmente, una arenisca amarillo claro de grano mediano, forma lentes de 3 m de espesor que se acuña hasta los 10 cm.

El resto de este miembro es una gruesa interestratificación de limolita de color rojo oscuro y arenisca amarillo verdoso a rojo claro, de grano mediano. Esta secuencia tiene variaciones laterales consistentes en cambios de color a tonos grisáceos u oliva, cambios en el tamaño del grano de las areniscas, de fino a muy grueso, y aun a estratos conglomeráticos. En la parte media del miembro medio, se encuentra por primera vez una brecha de pórfido andesítico verde oscuro, con menos de 10 m de espesor. La mayoría de las estructuras sedimentarias de El Tuli se encuentran en este miembro: estratificación cruzada tabular, clastos de arranque de limolita, estratificación gradual normal y estratificación convoluta. Un cambio drástico en el tamaño del grano marca el contacto concordante con la unidad basal del miembro superior.

MIEMBRO SUPERIOR

La mayor parte de este miembro consiste en conglomerado rojo oscuro pobremente clasificado y brecha escasa. Los cuerpos sedimentarios en este miembro varían de masivos a muy gruesos sin estratificación o arreglo interno. Localmente, tales cuerpos muestran estratificación gradual invertida (Figura 22). Los clastos de los conglomerados tienen comúnmente más de 1 m de largo (Figura 23). La mayoría de los bloques deslizados de caliza se halla en este miembro superior. Se identificó 46 de estos cuerpos; un gran número de losas y bloques (*sensu* Blair y McPherson, 1999) se encuentra aleatoriamente distribuido entre los cuerpos conglomeráticos.

En la parte alta del miembro superior hay cuerpos de pórfido andesítico pardo amarillento claro que incluyen cristales de hornblenda verde oscuro de 8 mm de largo en promedio en una matriz afanítica gris oliva. Estos cuerpos están intercalados en la sección sedimentaria. Los espesores de estos cuerpos ígneos pueden tener más de 80 m de espesor.



Figura 22. Clasto de caliza con rudistas de la Formación Mural (Aptiano-Albiano). Este clasto está incluido en el miembro superior de la formación El Tuli (Cretácico Superior). La estratificación gradual invertida está bien ilustrada por la posición de este clasto de caliza en el conglomerado. Este rasgo es típico de flujos de detritos. Localización: arroyo Los Alisos, 5 km al sureste del cerro Azul, Ímuris, Sonora.



Figura 23. Interestratificación de conglomerado pobremente clasificado y arenisca conglomerática con limolita en estratos delgados en la parte alta del miembro superior de la formación El Tuli (Cretácico Superior). En la esquina inferior derecha, un canto de caliza de la Formación Mural (Cretácico Inferior) ejemplifica la pobre clasificación en los conglomerados de esta formación. Localización: 4 km al noreste del rancho San Antonio sobre el camino al rancho La Virgen, Arizpe, Sonora.

En la cima del miembro superior de la formación El Tuli se encuentra un conglomerado polimíctico de color rojo oscuro soportado por clastos. En las inmediaciones del rancho San Antonio, en dicho conglomerado predominan los clastos de caliza fosilífera y arenisca de diferentes tipos sobre los de andesita porfídica; en contraste, hacia el poniente, en las cercanías de la mina Santa Gertrudis, predominan los clastos de diferentes tipos de arenisca y disminuyen los clastos de caliza y de rocas volcánicas (Figura 24). Este conglomerado se encuentra en contacto por falla con la Formación Morita, del Grupo Bisbee. Esta falla constituye un rasgo prominente que presenta un rumbo N65°W y que se extiende por más de 90 km. Esta estructura, la falla San Antonio (Rodríguez-Castañeda et al., 2000), cruza en dirección oeste-noroeste, al norte de Arizpe, hasta las inmediaciones del cerro Azul, en la parte norte-central de Sonora.

INTERPRETACIÓN DEL TRANSPORTE DE LOS SEDIMENTOS DE EL TULI

Las características sedimentológicas de la formación El Tuli sugieren que el mecanismo principal de transporte hayan sido flujos subaéreos de detritos y, en forma secundaria, flujos en canales fluviales que varían en tamaño de pequeños a medianos. Algunos de los rasgos típicos se enumera a continuación: estratificación gruesa o pobremente desarrollada, muy pobre clasificación, estratificación gradual inversa y sedimentos de grano muy grueso en una matriz de arena y limo. Los clastos no tienen una geometría uniforme ni tienen una imbricación preferencial. Los flujos de detritos de la formación El Tuli consisten en una mezcla de arena, losas y monolitos, cuyas dimensiones pueden alcanzar varias decenas de metros, tanto de longitud como de espesor.

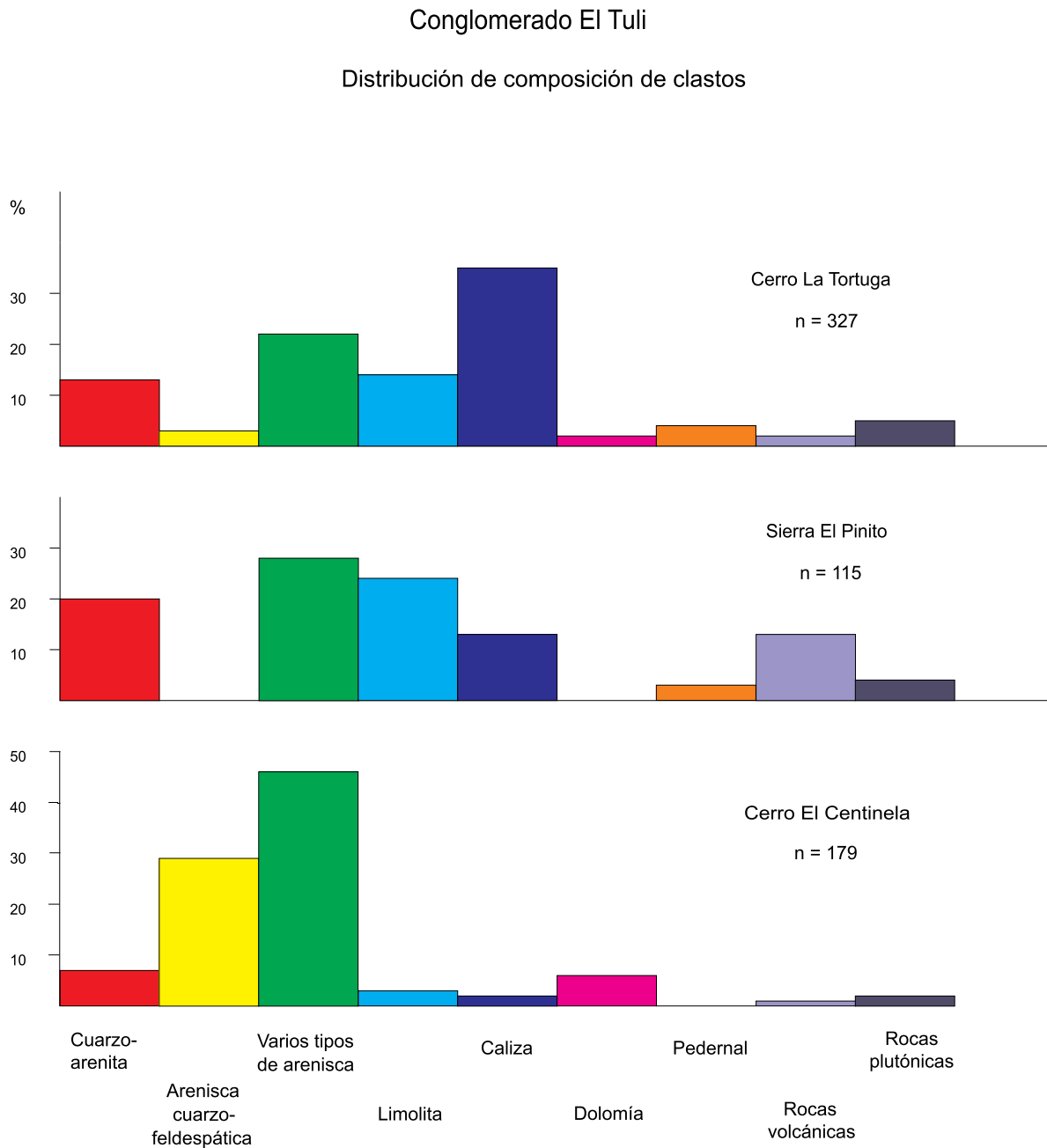


Figura 24. Histograma de la composición de clastos de conglomerados del miembro superior de la formación El Tuli (Cretácico Superior) en tres localidades al noroeste de la sierra San Antonio, Sonora.

AMBIENTE DE DEPÓSITO

La pobre clasificación de los sedimentos, los muy escasos indicadores de paleocorrientes, los relativamente abruptos cambios laterales de espesor de la estratificación y la presencia de un amplio rango de tamaños de clastos en toda el área al norte de la sierra San Antonio,

sugieren que la formación El Tuli se depositó como abanicos aluviales de pie de monte en las faldas de un rasgo topográfico probablemente alto y de gran extensión (Rodríguez-Castañeda, 2002; García y Barragán, 2003).

La interestratificación local, rítmica, laminada de arenisca y limolita con estratificación cruzada de pe-

queña escala sugieren depósito en la porción distante de un sistema aluvial-fluvial. Los pares rítmicos delgados con estratificación cruzada de arenisca y limolita son comunes en depósitos fluviales de inundación.

Las siguientes evidencias no sostienen la interpretación de un ambiente marino:

- El color de los sedimentos es similar al de los lechos rojos: rojo moderado a oscuro, café moderado o café rojizo pálido y, en menor proporción, oliva grisáceo.
- Los sedimentos con estratificación gradual normal están ausentes; se esperaría encontrar este tipo de estratificación si el ambiente de depósito fuera marino, como una pendiente continental.
- No se encontró estructuras sedimentarias primarias, como rizaduras de oleaje, asociadas con ambientes marinos someros.
- Tampoco hay evidencias de turbiditas, como secuencias Bouma ni sedimentos pelágicos que sean indicativos de ambientes marinos.
- No se encontró fósiles de organismos marinos.

En resumen, las asociaciones litológicas, las características físicas y texturales, y el aspecto general de la columna sedimentaria de El Tuli sugieren un ambiente subaéreo de depósito. Por otro lado, las unidades correlacionables en la porción norte-central de Sonora sugieren un evento volcano-sedimentario que cubrió aproximadamente 900 km² cuando menos. Es probable que intensas descargas pluviales de corta duración hayan provocado mecanismos de flujos de detritos durante períodos intermitentes. Los productos de estos flujos fueron depositados sobre las pendientes y al pie de un sistema montañoso prominente, en forma de abanicos aluviales con componentes fluviales menos desarrollados.

Ubicadas en las cercanías de las márgenes del río Sonora, están presentes unidades vulcanosedimentarias correlacionables que incluyen plantas fósiles. Estas plantas son típicas de ambientes continentales y mixtos tales como planicies de inundación, pequeños lagos o lagunas costeras, los cuales formaron el paisaje típico durante el Cretácico Tardío en el norte-centro de Sonora.

NOMENCLATURA Y EDAD DE LA FORMACIÓN EL TULI

La aparente semejanza en litología y edad de la Formación Tarahumara y la formación El Tuli ha creado una confusión que requiere de las debidas aclaraciones y de la recomendación que se conserve los nombres para cada formación por las siguientes razones:

La litología y arreglo estratigráfico de la formación El Tuli y de la Formación Tarahumara son diferentes (Figura 25). La formación El Tuli, que se ha descrito en la porción norte-central de Sonora (Rodríguez-Castañeda, 1994) es una secuencia de conglomerados, areniscas, areniscas volcánicas, brecha y aglomerado andesíticos que en el área del rancho San Antonio no incluye fósiles de ningún tipo (García y Barragán, 2003). Sin embargo, en el área del rancho El Teguachi se encontraron estratos de caliza con capas delgadas de pedernal, el cual incluye restos de plantas fósiles, como raíces de palmeras y hojas de una planta de agua dulce, ambas del Cretácico Tardío (Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz, 1993; Ricalde-Moreno, 1994).

La Formación Tarahumara se describió originalmente en el arroyo El Obispo y en el arroyo Tarahumara, en las cercanías del río Yaqui, sureste de Sonora (Dumble, 1901a). Esta unidad, que es parte de un arco volcánico, está constituida predominantemente de lava andesítica a dacítica alterada propilíticamente, aglomerado y brecha volcánica, todos de procedencia local, junto con componentes subordinados félsicos piroclásticos (Wilson y Rocha, 1949; Amaya-Martínez y González-Carlos, 1993; McDowell et al., 2001). Un rasgo singular que se encuentra dentro del tercio superior de esta formación es la aparición de intervalos volcánicos delgados con intercalaciones de caliza de agua dulce que incluye plantas fósiles del Cretácico Tardío, que pueden representar pequeñas cuencas de intra-arco en un ambiente continental.

Los estratos fosilíferos de la formación El Tuli y la Formación Tarahumara permiten una correlación tentativa en edad. Inclusive estudios geocronométricos en las dos formaciones resultan en diferencias de edad que pueden ser discutibles. La edad isotópica del tercio inferior de la formación El Tuli es de aproximadamente 76 Ma con base en un fechamiento realizado en una toba riolítica ubicada en la localidad del rancho

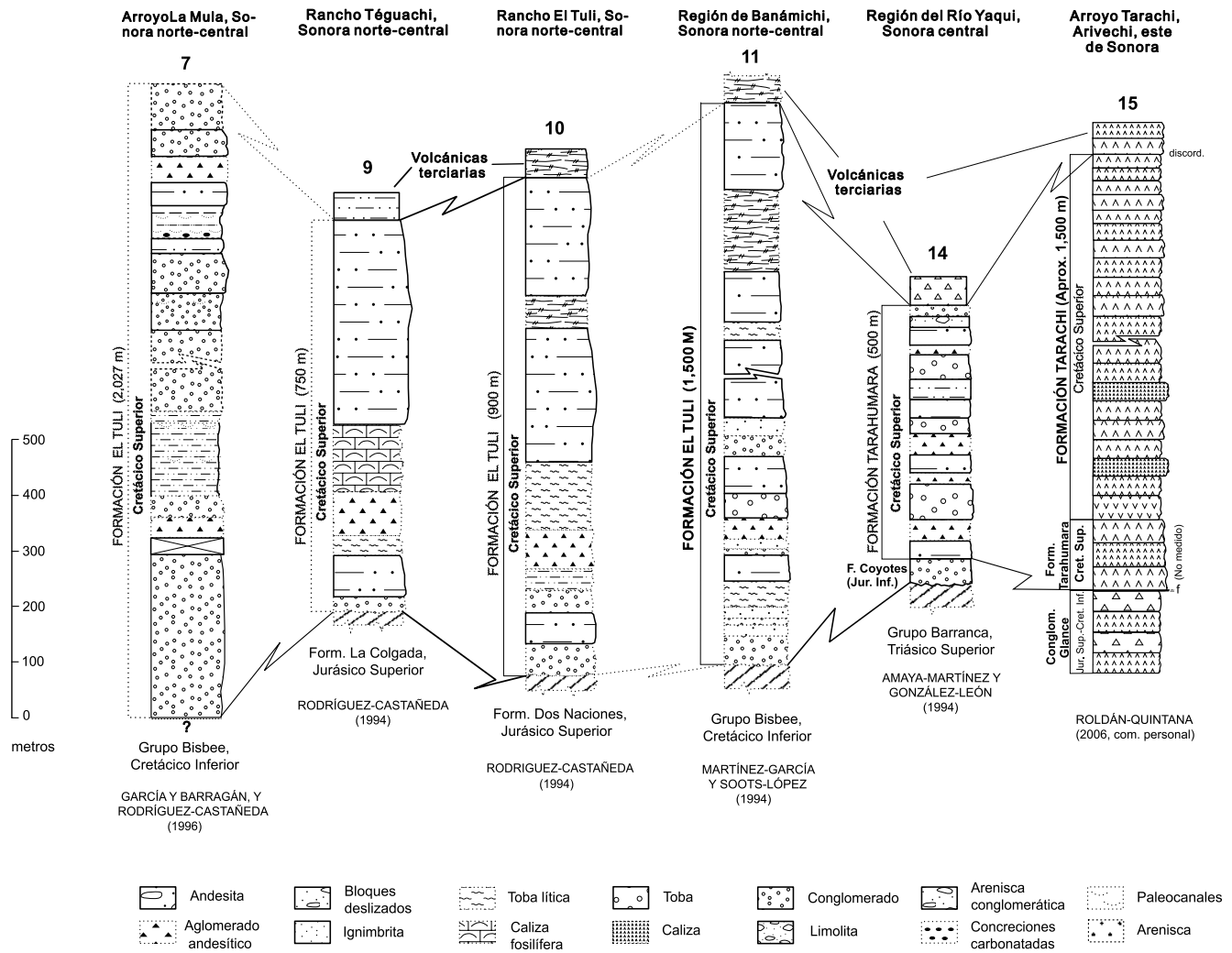


Figura 25. Correlación estratigráfica de la formación El Tuli y la Formación Tarahumara del Cretácico Superior en el norte-centro y este de Sonora. Los números en la parte superior de cada columna indican la localización correspondiente en la Figura 1 y en la Tabla 1. Modificado de Rodríguez-Castañeda y García y Barragán (1999).

El Téguachi (Rodríguez-Castañeda, 2002). La edad de la parte inferior de la Formación Tarahumara en una toba lítica riolítica es de 72.5 ± 0.5 Ma (McDowell et al., 2001) en el arroyo El Obispo, a 9.5 km al oeste de Onavas, en las márgenes del río Yaqui.

Inclusive con estos rangos cercanos en edad, no existe una razón sólida para unificar la nomenclatura de ambas formaciones. Por el contrario, es posible que se origine mayor confusión al utilizar un solo nombre para unidades de litología diferente que representan ambientes de transporte y depósito tan contrastantes. De esta forma, sugerimos que por ahora se mantenga la nomenclatura para cada formación.

IV.5 GRUPO EL CHANATE

Este grupo es una secuencia continental con rocas volcánicas intercaladas. La localidad tipo se encuentra en la sierra El Chanate, al noroeste de Altar (Jacques-Ayala y Potter, 1987; Jacques-Ayala, 1993, 2000). Se divide en tres Formaciones: Pozo Duro (la más antigua), Anita y Escalante (la más joven) (Figura 26). La secuencia, en el lado norte de esta sierra, tiene más de 2,800 m de espesor, mientras que en lado sur solo tiene 700 m de espesor. A pesar de esta reducción importante en el espesor, esta vertiente de la sierra incluye las tres formaciones y no hay evidencia de que parte de la sierra

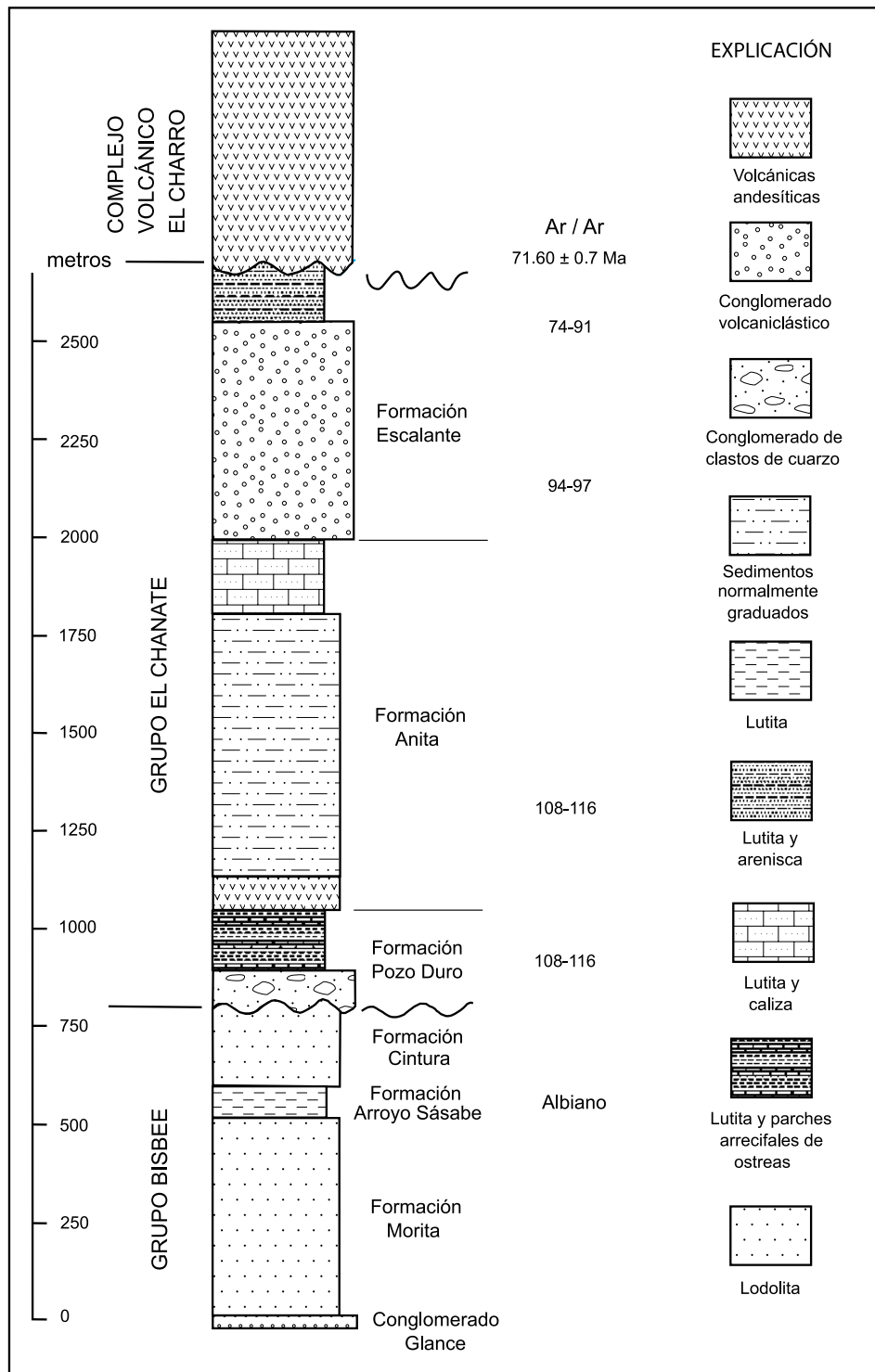


Figura 26. Columna estratigráfica esquemática de las formaciones de los grupos Bisbee (Cretácico Inferior) y El Chanate (Cretácico Superior) en la sierra El Chanate, Altar, Sonora. Los números en rectángulos, a un lado de la columna, representan edades de poblaciones de circones en las Formaciones Pozo Duro, Anita y Escalante. La edad más antigua para la Formación Pozo Duro, la base del Grupo El Chanate, es de alrededor de 108 Ma, por lo que el depósito de este grupo se inició desde el Albiano (Cretácico Temprano). Modificado de Jacques-Ayala et al. (2009).

haya sido cortada por fallamiento u otra causa. Las unidades que limitan abajo y arriba al Grupo El Chanate (el Grupo Bisbee y el Complejo Volcánico El Charro) se encuentran en ambos lados de la sierra, de manera que la diferencia en espesores parece ser de origen sinsedimentario y no de origen estructural. Al parecer una parte de El Chanate se hundía más rápidamente que otra, aunque la sedimentación siempre ocurrió durante la subsidencia.

FORMACIÓN POZO DURO

Esta unidad debe su nombre al rancho Pozo Duro, el cual cubre la mayor parte de la sierra El Chanate. Esta formación consiste en lodolita roja y lutita con intercalaciones de arenisca y conglomerado. La mayor parte de la unidad consiste en lodolita de color rojo o rojo púrpura y pardo, masivamente estratificada. La arenisca también es roja o rojo púrpura, en estratos medianos a gruesos (Figura 12). Localmente hay intercalaciones de arenisca crema, especialmente en la mitad inferior de la unidad. Los estratos tienen estratificación plana paralela y cruzada. El tamaño del grano varía de fino a grueso. Las areniscas de grano grueso predominan en la base, y las de grano fino en la cima. Las areniscas de color gris a rojo púrpura son principalmente arenitas líticas, mientras que las de color crema son ricas en cuarzo, de grano más grueso y conglomeráticas. Los conglomerados son de color crema, en forma de lente y, en general, de menos de 2 m de espesor. Los guijarros y los gránulos son redondeados o subredondeados y consisten principalmente de arenisca de cuarzo y pequeñas cantidades de rocas volcánicas y vetas de cuarzo. Hacia la cima de la sección el conglomerado se vuelve de color pardo y los guijarros de andesita son abundantes (Figura 27).

En la vertiente norte de la sierra El Chanate, en los 200 m inferiores de la Formación Pozo Duro, los conglomerados son más gruesos y más numerosos cerca de la base. La cantidad de arenisca también disminuye hacia arriba adquiriendo colores gris a rojo y verde. Cerca de la cima, la secuencia consiste principalmente de lodolita.

En la vertiente sur los conglomerados son más gruesos y los clastos son más grandes que los del lado

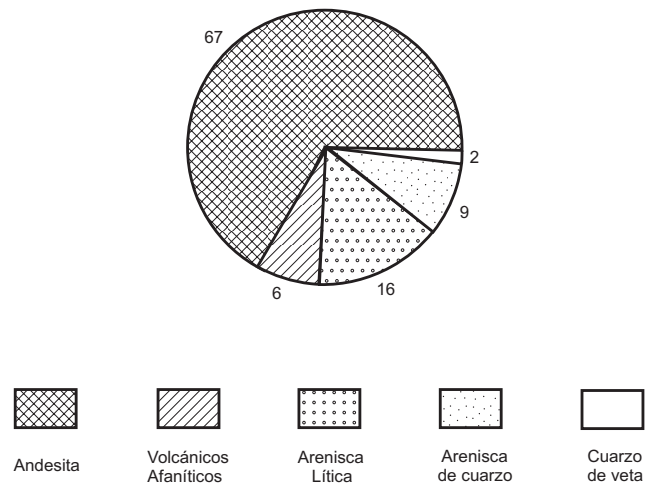


Figura 27. Distribución en porcentajes de la composición de clastos de un conglomerado de la Formación Pozo Duro, del Grupo El Chanate, en la falda norte de la sierra El Chanate. Predominan los clastos de rocas ígneas sobre cantidades menores de clastos de arenisca de cuarzo y arenisca lítica. Jacques-Ayala (1993) ha sugerido que entre el Turoniano y el Coniaciano (Cretácico Tardío), la fuente principal de los detritos fue de composición intermedia a félsica. Modificada de Jacques-Ayala (1993).

norte. La secuencia en esta parte de la sierra también se vuelve de grano más fino hacia arriba. Cerca de la cima, en la porción central de la sierra, ocurren varios lentes conglomeráticos de guijarros volcánicos. Localmente, se encuentran fragmentos de madera negra silicificada. En un sitio se encontró un tronco de 50 cm de diámetro.

Ambiente de depósito

El ambiente de depósito de la Formación Pozo Duro se interpreta tanto fluvial como aluvial. La presencia de ciclos de grano fino hacia arriba en los cuales depósitos de acreción vertical predominan, sugiere la presencia de planicies aluviales de inundación con depósitos de canal relativamente estrechos. Sección arriba, los conglomerados desaparecen y la cantidad de arenisca disminuye, sugiriendo que el área estuvo dominada por planicies aluviales de inundación. La fuente de estos sedimentos estuvo localizada en el sur, como está indicado por la presencia de los clastos más grandes en los conglomerados del flanco sur de la sierra El Chanate. La subsidencia fue mucho más importante hacia el norte como lo sugiere la diferencia en espesores de ambos lados de la sierra El Chanate.

FORMACIÓN ANITA

Esta formación toma su nombre del rancho Anita, el cual se localiza en el extremo oriental de la sierra El Chanate, cruzando el arroyo Sásabe al sur del rancho Aurora. Esta unidad aflora en el flanco septentrional de la sierra El Chanate donde tiene un espesor de 1,130 m, y en el lado sur donde apenas alcanza 140 m de espesor como máximo. Se acuña completamente hacia el oeste.

La Formación Anita se divide en tres miembros: el inferior, medio y superior. En el lado norte de la sierra El Chanate afloran los tres miembros, mientras que en el lado sur solo están presentes localmente los miembros inferior y medio.

Miembro inferior

Este miembro consiste en derrames de lava y brechas volcánicas, ambas de composición andesítica, con intercalaciones escasas de conglomerado volcánico. En

la parte sureste del flanco norte de la sierra, este miembro tiene alrededor de 300 m de espesor, y en la porción noroeste solo tiene 30 m de espesor. En la parte sureste afloran pobremente flujos masivos, afaníticos a porfiríticos de andesita fuertemente alterada. Las brechas volcánicas consisten en fragmentos angulosos a subredondeados incluidos en una matriz volcánica de la misma composición (Figura 28). El conglomerado está compuesto principalmente de fragmentos de andesita en una matriz arenosa a tobácea. El contacto con el miembro medio está cubierto aunque parece ser transicional ya que las brechas angulosas gradúan hacia arriba a conglomerados con fragmentos redondeados, y la matriz, de origen volcánico, se convierte en arenosa.

En la parte sureste del flanco sur de la sierra, una sección de 50 m de espesor de la Formación Anita, consiste en conglomerados volcánicos, tobas y brechas volcánicas gruesas cubiertas por el miembro medio. La estratificación masiva está indicada por las diferencias en el tamaño y redondeamiento de los clastos.



Figura 28. Brecha andesítica en la base de la Formación Anita, Grupo El Chanate (Cretácico Superior). La edad para esta unidad resultó en un rango de 108–116 Ma en circones por el método U-Pb. Esta brecha aflora en la parte norte de la sierra El Chanate. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

Tres muestras del miembro inferior fueron analizadas geoquímicamente por Grajales-Nishimura et al. (1989). Estas rocas pueden ser clasificadas como traquiandesita y basalto. En el diagrama $2\text{Nb}-\text{Y}-\text{Zr}/4$ de Menschede (1986), las muestras caen en el campo de los basaltos de intraplaca alcalinos y toleíticos. En un diagrama $\text{Ti}-\text{Zr}-\text{Sr}$, las muestras se ubican dentro del campo de los basaltos calci-alcalinos. Estos dos diagramas sugieren que las rocas volcánicas de la Formación Anita se emplazaron en corteza continental.

Miembro medio

En el flanco norte de la sierra El Chanate, este miembro tiene 815 m de espesor, y consiste en lutitas y areniscas gruesas, y lodolita, arenisca y conglomerado en ciclos que gradúan a grano fino hacia arriba (Figura 29). En contraste con los conglomerados de la Formación Pozo Duro, los clastos de los conglomerados de la Formación Anita consisten principalmente en andesita y menores cantidades de riolita. El promedio del tamaño de los

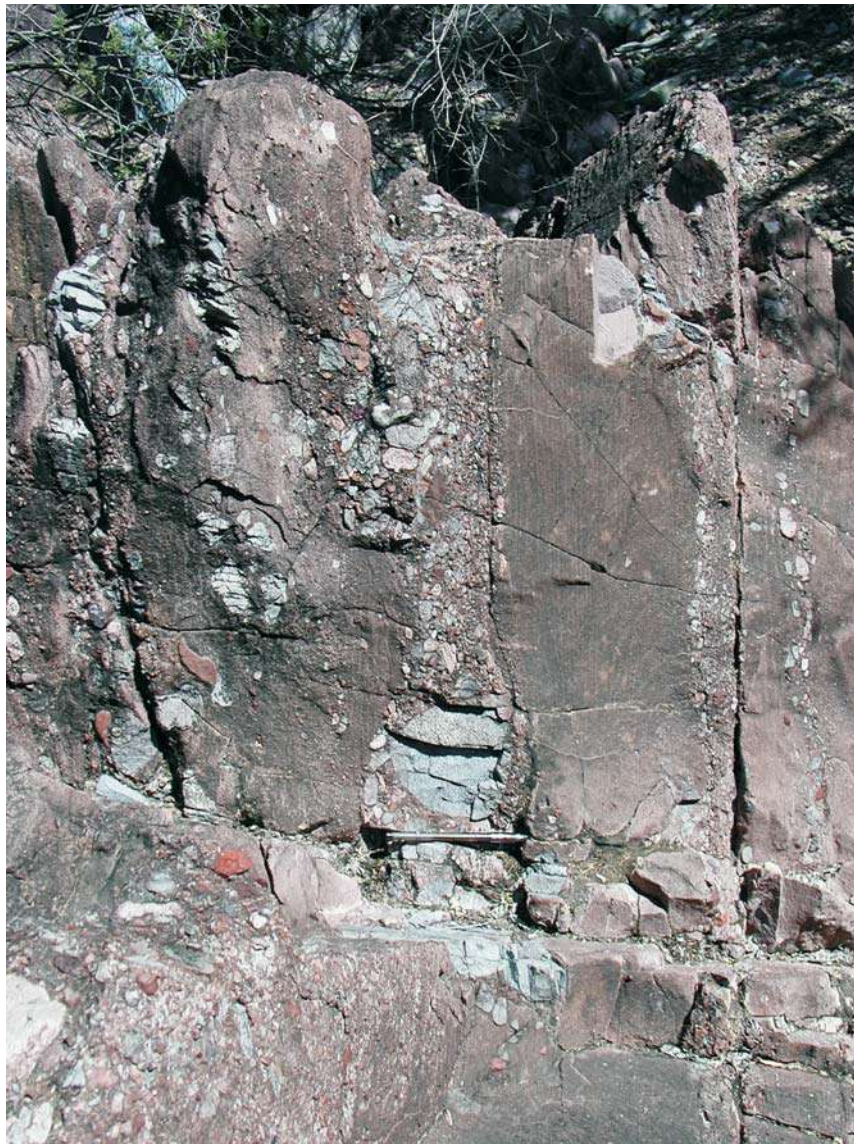


Figura 29. Estratos verticales de arenisca y conglomerado de clastos de andesita del miembro medio de la Formación Anita, Grupo El Chanate (Cretácico Superior). La base de la secuencia se encuentra en el lado izquierdo de la fotografía. Localización: flanco norte de la sierra El Chanate. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

clastos es mucho más grande en el flanco norte que en el sur, donde el miembro medio de la Formación Anita está prácticamente ausente. La media del diámetro de los clastos se incrementa sección arriba.

La Formación Anita presenta clastos derivados de centros volcánicos locales. Es la única formación del Cretácico en el noroeste de Sonora en la que la edad de la fuente se conoce con certeza, por lo que el miembro medio de la Formación Anita se hace merecedor de una descripción detallada. Éste miembro se ha dividido en cinco unidades:

Unidad 1: Esta unidad basal, de 150 m de espesor, consiste en conglomerado masivo o en estratos gruesos, con intercalaciones de arenisca. El conglomerado está soportado por clastos, está moteado de rojo a rojo grisáceo. La matriz es arenosa a limosa; los clastos son redondeados a subangulosos, pobremente clasificados, compuestos de andesita. La arenisca es roja, de grano grueso a muy grueso, en estratos medianos. La arenisca se vuelve más abundante, de grano más fino y con estratificación plana-paralela hacia la cima. Localmente se vuelve de grano más grueso. El contacto con la unidad sobreyacente es nítido.

Unidad 2: Esta unidad tiene 65 m de espesor y consiste en lutita con intercalaciones de arenisca y escaso conglomerado. La lutita tiene un color que varía de rojo a gris o gris oscuro, masiva y con nódulos calcáreos. La arenisca es roja, de grano mediano a fino, en estratos medianos a gruesos. El contacto superior de la arenisca con la lutita es gradual.

Unidad 3: El espesor de esta unidad es de 100 m y consiste en conglomerado, arenisca y lutita en ciclos de sedimentación normal (de grano fino hacia arriba). El conglomerado es masivo, soportado por clastos, pobremente clasificado con guijarros de hasta 30 cm de largo. Los clastos son principalmente de andesita, aunque también los hay de arenisca de cuarzo, arenisca lítica y de cuarzo de veta. La arenisca es roja, de grano mediano a muy grueso y en estratos medianos a gruesos (Figura 30). La estratificación plana-paralela y cruzada son comunes, así como estructuras de bioturbación. La lutita es roja, masiva o en estratos gruesos, con nódulos

calcáreos e intercalaciones de arenisca roja de grano fino y limolita.

Unidad 4: Esta unidad tiene 150 m de espesor y está compuesta de lutita con algunas intercalaciones de arenisca y conglomerado. Es similar a la unidad 2 aunque la fracción más gruesa es más abundante.

Unidad 5: Esta unidad es la más gruesa del miembro medio pues tiene 350 m de espesor y consiste en conglomerado, arenisca y lutita, formando ciclos de sedimentación normal. El conglomerado es rojo a gris y moteado, en estratos medianos a gruesos y lenticular. Está soportado por clastos, está pobremente clasificado y compuesto, en su mayor parte, por guijas. La composición de los clastos es principalmente de andesita con escasa arenisca de cuarzo y pedernal. Localmente los conglomerados pueden consistir completamente de clastos de arenisca de cuarzo. La arenisca es de grano muy grueso a mediano, se presenta en estratos medianos a gruesos y tiene estratificación plano-paralela y cruzada. La lutita es roja, en estratos gruesos con delgadas intercalaciones de limolita roja. También contiene pequeños nódulos calcáreos.

Miembro superior

Este miembro tiene 270 m de espesor y consiste en lutita con algunas intercalaciones de arenisca y escasa caliza. La lutita tiene un color que varía de rojo a verde y pardo púrpura, aunque intemperiza en tonos marrón y ocre. Se presenta en estratos gruesos e incluye nódulos calcáreos diseminados. Alrededor de 30 m arriba de la base se encuentra una zona de 12 m de espesor de una lutita de color gris oscuro que intemperiza a verde oliva y ocre con delgadas intercalaciones de caliza gris oscuro a negruzca y lutita calcárea. La caliza es microcristalina y arcillosa y contiene al pelecípodo *Crassatella (Pachythaerus)* sp. Conrad y a los gasterópodos *Rissoa dupiniana* d'Orbigny y *Tellina bogotina* d'Orbigny (Jacques et al., 1990a). La arenisca es marrón a gris púrpura y verde ocre, de grano fino a mediano y en estratos delgados a medianos. En la parte superior del miembro se presenta estratificación invertida (de grano más grueso hacia la cima).



Figura 30. Interestratificación de arenisca de grano mediano a grueso, localmente conglomerática, y conglomerado con clastos de andesita y cuarcita. Esta secuencia probablemente es equivalente a la Formación Anita, Grupo El Chanate (Cretácico Superior). Localización: cerro Lista Blanca, 10 km al suroeste de Caborca, Sonora.

Ambiente de depósito

La base de la Formación Anita representa el inicio de vulcanismo andesítico. Los centros volcánicos estuvieron localizados al este de la sierra El Chanate, ya que los flujos de lava y las brechas volcánicas son más abundantes en esa dirección. La unidad 1 del miembro medio probablemente se depositó como abanicos aluviales como resultado del incremento en el relieve debido a la actividad volcánica. Las unidades 2-5 que consisten principalmente de ciclos de grano fino hacia arriba se depositaron en ríos meándricos. En la mayoría de estos ciclos de grano fino, la cantidad de lodolita es mayor que la de conglomerado y arenisca, sugiriendo que predominaron los depósitos por inundación.

El miembro superior de esta formación se interpreta que se haya depositado en su mayoría en ambientes lacustres. Estos depósitos incluyen lutita gris oscuro y caliza con pelecípodos y gasterópodos de agua dulce. Un ambiente similar se ha documentado para el Grupo Cabullona en el noreste de Sonora y para la Formación Fort Crittenden en el sureste de Arizona.

FORMACIÓN ESCALANTE

Esta unidad es así nombrada por el rancho Escalante que se ubica en el extremo este de la sierra El Chanate, cruzando el arroyo Sásabe. Esta formación tiene 730 m de espesor en el flanco norte de la sierra El Chanate y se divide en dos miembros. El miembro inferior incluye gruesos conglomerados, arenisca y lodolita. El miembro superior consiste en pares de arenisca y lutita. La Formación Escalante contiene pequeños fragmentos de madera negra fósil silicificada. La formación está bien expuesta en ambos flancos de la sierra El Chanate aunque es mucho más delgada en el lado sur.

Miembro inferior

Este miembro tiene 510 m de espesor en el flanco norte de la sierra, mientras que en el flanco sur alcanza los 250 m de espesor. Esta unidad consiste en gruesas cuñas de conglomerado con arenisca y lodolita intercaladas en ciclos de grano fino hacia arriba. El conglomerado es gris a gris púrpura y amarillo rojizo, en estratos

gruesos, soportado por clastos con matriz arenosa. Las cuñas de conglomerado alcanzan 30 m de espesor. Los clastos consisten en pórfido de cuarzo y areniscas líticas; están bien redondeados a angulosos y el promedio en tamaño está entre 10 y 15 cm, aunque algunos clastos pueden alcanzar 40 cm de largo. Los clastos más grandes se encuentran en el flanco norte.

La arenisca es gris a gris púrpura y verde, de grano muy grueso a mediano, y en estratos medianos a gruesos. Tiene estratificación gradual, plana-paralela y cruzada. Su contacto inferior, con el conglomerado, normalmente es transicional. Si es una lutita, el contacto muestra erosión acanalada. Algunos estratos de arenisca tienen una base conglomerática.

La lodolita es común, formando la parte superior de los ciclos de grano fino hacia arriba. La lodolita es verde a roja y púrpura, en estratos medianos a gruesos. Los nódulos calcáreos presentes tienen no más de 10 cm de diámetro y localmente se concentran en los planos de estratificación. Son comunes las intercalaciones de limolita roja y arenisca de grano fino en estratos medianos a delgados. En la parte sureste del flanco norte de la sierra, la lodolita es roja, masiva y resistente a la erosión. Se parece a la lodolita de las Formaciones Morita y Cintura.

Miembro superior

Este miembro consiste en arenisca de color verde parduzco a rojizo y púrpura rojizo. Los estratos son persistentes lateralmente con espesores que varían desde unos cuantos centímetros hasta casi un metro; el promedio es 50 cm. La arenisca es de grano grueso a mediano y, localmente, de grano muy grueso. Algunos estratos incluyen un conglomerado en su base. Los estratos son gruesos en la base y se adelgazan sección arriba. Cerca del contacto con el Complejo Volcánico El Charro, las areniscas se vuelven de grano grueso. La lutita es parduzca a verde oliva y púrpura, en estratos lateralmente persistentes de 50 cm de espesor con algunos de ellos alcanzando algunos metros de espesor. Los estratos más gruesos de lutita toman una forma de lápiz. En la parte oriental del flanco sur de la sierra se encuentran lentes de caliza estromatolítica de menos de 50 cm de espesor y no más de 2 m de ancho. En la parte superior de la sección se encuentra una toba riolítica de color

blanco grisáceo, generalmente de menos de 10 cm de espesor. Ésta es similar a la toba gris ubicada en la base del Complejo Volcánico El Charro.

Ambiente de depósito

Se interpreta que los gruesos conglomerados del miembro inferior de esta formación se depositaron en una cuenca con abanicos aluviales y arroyos trenzados. El tamaño de los clastos en los conglomerados disminuye hacia arriba y la cantidad de lodolita aumenta, sugiriendo que el sistema fluvial cambió de trenzado a meándrico. La estratificación cruzada tiene una orientación bimodal, indicando que la línea de echado de depósito tenía una orientación noreste-suroeste. La distribución del tamaño de los guijarros sugiere que la fuente se encontraba hacia el norte. Los conglomerados en la base de la Formación Escalante sugieren un período renovado de levantamiento.

Un análisis químico de clastos de la Formación Escalante (*en* Grajales-Nishimura et al., 1989) sugiere que éstos se derivaron tanto de una riolita del Jurásico del área de Planchas de Plata, Nogales, como de otra riolita de 108 Ma de edad de la sierra la Comanacha, ubicada a 10 km al noroeste de la sierra La Gloria (Jacques-Ayala et al., 1990c).

La litología y la extensión geográfica del miembro superior de esta formación sugiere que se depositó en deltas de lagos, lo suficientemente grandes para acomodar 200 m de sección. Al final del tiempo en que predominó el ambiente lacustre, la actividad volcánica ocurrió probablemente a una distancia relativamente grande, ya que los estratos de toba son delgados.

EDAD Y CORRELACIÓN DEL GRUPO EL CHANATE

Jacques-Ayala (1993) encontró varios fósiles en la Formación Anita. El gasterópodo *Rissoa dupiniana* d'Orbigny tiene una edad del Albiano. También se encontró *Tellina bogotina* d'Orbigny del Cretácico y *Crasatella (Pachythaerus)* sp. Conrad que abarca desde el Cretácico Temprano más tardío hasta el Eoceno Medio. Además, la edad del Grupo El Chanate se apoya en su posición estratigráfica, ya que descansa sobre el Grupo Bisbee del Cretácico Inferior y a su vez, está cubierta

por la Formación Tarahumara de 71 Ma (Jacques-Ayala et al., 1993). También, la determinación de la edad del Complejo Volcánico El Charro (descrito más adelante) coloca a la cima del Grupo El Chanate en el Maastrichtiano. Por lo tanto, la edad de este grupo se encuentra entre el Albiano y el Maastrichtiano.

Este grupo aflora en la sierra El Batamote, puerto El Álamo, cerros El Amol y cerros Lista Blanca, región de Caborca-Altar, donde se encuentra cizallada y metamorfoseada localmente (Figura 31). Este grupo también se encuentra en cerros El Puerto, cerro Los Alejos y cerros Cabeza Colgada, en una franja de rumbo aproximado WNW-ESE. Es probable que se corre-



Figura 31. Brecha basal con clastos de caliza y pedernal, atribuida al Cretácico Superior, que cubre discordantemente a dolomías negras y cuarcita del Paleozoico. La brecha probablemente es parte del Grupo Chanate, aunque sin especificar la formación. Por otro lado, la secuencia de dolomía y cuarcita puede ser asignada a la Formación Tren, del Cámbrico medio, con base en su similitud litológica en sitios al sur de Caborca aunque con reservas por la falta de datos paleontológicos o geocronométricos. Localización: cerro Lista Blanca, 10 km al suroeste de Caborca, Sonora.

lacione con los Grupos El Chino y El Rajón o partes de ellos (Longoria y Pérez-Venzor, 1978).

IV.6 FORMACIÓN ALTAR

La primera descripción litológica de esta formación sin asignarle un nombre específico, fue por Cooper y Arellano (1946), quienes describieron una secuencia metamorfoseada en porciones de la sierra El Chanate y del cerro Carnero al noroeste y este, respectivamente, del poblado de Altar, noroeste de Sonora (Figura 1). En esos sitios, ellos describieron esquistos de grano fino y cuarcitas de grano grueso, con algunas lentes interestratificadas de calizas que descansan encima de una masa intrusiva de granito gnéisico.

Esta secuencia metamórfica fue nombrada Esquisto Altar por Damon et al. (1962) quienes encontraron en el flanco occidental del cerro Carnero metarriolita, meta-arcosa y metacaliza. Este conjunto se clasificó dentro de un metamorfismo regional de facies esquistos verdes. También describieron tactita de diópsida e idocrasa y deformación cataclástica que evidenció metamorfismo de contacto atribuido al granito gnéisico descrito por Cooper y Arellano (1946, p. 608). Las rocas metamorfoseadas por contacto fueron clasificadas entre las facies de *hornfels* de hornblenda y *hornfels* de albita y epidota.

Otro estudio realizado por Hayama et al. (1984) se centró en las rocas metamórficas que afloran en el cerro Carnero y su falda norte. La litología que describieron incluyó rocas metamórficas de la facies esquistos verdes derivados de arenisca con pequeñas cantidades de conglomerado, arenisca calcárea, caliza, roca volcánica básica y filita negra. Ellos encontraron que la caliza siempre ocurría como pequeños parches en la arenisca. También identificaron dos intrusivos: en la parte principal del cerro Carnero, una granodiorita intrusiva arenisca y arenisca calcárea; en la parte noroeste del mismo cerro, encontraron pequeños cuerpos de pórfido de diorita de cuarzo.

Asimismo, Hayama et al. (1984) subdividieron al Esquisto Altar en cuatro miembros según la asociación característica de la arenisca con otras facies sedimentarias: el miembro más inferior consiste en arenisca calcárea y es ahora un esquisto de epidota y mica.

El miembro inferior está compuesto por arenisca con un estrato de 2 m de espesor de epidota y anfibolita, transformado en un esquistos de biotita y muscovita. El miembro medio está compuesto de arenisca y conglomerado, siendo los clastos del último, exclusivamente de cuarcita. En la parte baja de este miembro los clastos del conglomerado están fuertemente deformados aunque el conglomerado mismo no muestra esquistosidad, a diferencia de la arenisca que tiene una textura fuertemente esquistosa. El miembro superior consiste en arenisca con intercalación de estratos delgados de arenisca calcárea, conglomerado y caliza. Este miembro incluye estratos de filita negra que se presentan únicamente en este miembro y que afloran en la falda noroeste del cerro Carnero.

Además Hayama et al. (*Op. cit.*) propusieron cuatro zonas de metamorfismo de acuerdo a su asociación mineralógica: Zonas de hornblenda, de biotita, de transición y de clorita. Las facies metamórficas en el cerro Carnero fueron consideradas como esquistos verdes en las zonas de clorita y transicional, y de las facies epidota-anfibolita en la zona de biotita.

Un reconocimiento efectuado por Jacques-Ayala (1986) en los cerros El Amol, al noreste de Altar, resultó en la identificación de tres unidades estratigráficas no descritas con anterioridad. Estas fueron llamadas Unidad San Pascual, Unidad La Tinaja y el Complejo Ígneo Oquitoa. El Esquisto Altar también fue identificado hasta la parte sur de los cerros El Amol y por primera vez se le asigna informalmente el nombre de Formación Altar. Este trabajo fue preliminar y dio pie a estudios subsecuentes más detallados.

Tres de esos estudios (Jacques-Ayala et al., 1990b; García y Barragán, 1992; García y Barragán et al., 1998) propusieron una estratigrafía de aproximadamente 3,200 m de espesor para la Formación Altar dividida en cinco miembros: La Tinaja, El Recodo, El Amol, Los Corrales y la Bateyera. Esta división es cuestionable debido a la falta de datos geocronométricos o paleontológicos para cada miembro y por la complejidad estructural del área de Altar que incluye fallas inversas de bajo ángulo con distancias de transporte de bloques aún desconocidas, fallamiento normal y plegamiento muy intensos, además del metamorfismo penetrativo que ha borrado las relaciones estratigráfi-

cas originales. A pesar de la incertidumbre planteada para el orden de los miembros de la Formación Altar, a continuación se presenta la subdivisión propuesta por los autores arriba mencionados, porque esta es la descripción más completa de la geología de los cerros El Amol. Es de esperarse que a futuro se defina el orden estratigráfico correcto de estas unidades, como ya lo adelantó parcialmente Nourse (2001).

MIEMBRO LA TINAJA

Este miembro tiene un espesor aproximado de 600 m y su parte inferior está compuesta de un conglomerado de cantos de cuarcita principalmente, y en menor cantidad de clastos de arenisca, pórfido riolítico, andesita porfídica, pedernal y roca volcánica afanítica. Cubriendo concordantemente a este conglomerado se encontró una limolita verde con interestratificaciones delgadas de arenisca púrpura. En la parte superior de este miembro, la secuencia se repite con un conglomerado semejante al de la base, el cual a su vez está cubierto por una arenisca verde de grano mediano con estratos delgados de un conglomerado polimíctico. Esta secuencia gradúa a una arenisca verde parduzca con estratificación cruzada, con algunos nódulos calcáreos y estratos delgados de limolita verde. Localmente, se encuentra una arenisca tobácea de grano fino. La cima de este miembro es una interestratificación de arenisca de grano fino y lodolita. El Miembro El Recodo cubre abrupta pero concordantemente a este miembro.

MIEMBRO EL RECODO

Este miembro tiene 400 m de espesor y se caracteriza por un conglomerado cubierto por una gruesa interestratificación de arenisca y limolita. El conglomerado basal está compuesto por guijas de riolita porfídica, es gris rojizo a gris oscuro, polimíctico y está soportado por matriz de arena de grano grueso. Distintivamente los clastos son angulosos a subangulosos. En menor proporción aparecen clastos de cuarcita, pedernal, cuarzo monocristalino, feldespato, fragmentos de roca no identificados y arenisca.

El resto del miembro es una interestratificación de arenisca de color gris verdoso, de grano mediano a

fino que localmente incluye limolita gris blanquecino o crema. Hacia arriba, la arenisca cambia a color rojo, de grano mediano, intercalada con una limolita verde intensamente foliada. Aquí se encuentra abundante madera fósil silicificada. La cima está compuesta por una arenisca gris oscuro, de grano mediano, conglomerado con clastos de caliza en una matriz de calcita microcristalina y una interstratificación de arenisca de color verde grisáceo y rojo. Este miembro está cubierto abrupto y concordantemente por el Miembro El Amol.

MIEMBRO EL AMOL

Para este miembro, se estimó un espesor de 1,800 m, aunque estudios más recientes (Nourse, 2001) proponen que este miembro ha experimentado fallamiento, por lo que el espesor mencionado probablemente sea menor. Este miembro se caracteriza por gruesas cuñas conglomeráticas interdigitadas con arenisca. En promedio, las cuñas de conglomerado tienen 100 m de espesor; los clastos son del tamaño de guijarros, aunque excepcionalmente se pueda encontrar cantos. La composición de los guijarros, en general, es de andesita porfídica, pedernal, cuarcita, arenisca y riolita. La matriz es de arena fina de color gris. El conglomerado está interstratificado con arenisca conglomerática con estratificación cruzada.

La porción superior de este miembro es similar a su base: arenisca y gruesas cuñas de conglomerado. La arenisca es de color gris verdoso a parduzco, de grano mediano. Localmente es de color rojo, de grano grueso o de guijarros, con gradación normal e incluye numerosos fragmentos de madera fósil silicificada. El conglomerado forma cuñas de hasta 95 m de espesor en su parte más gruesa, soportado por matriz, compuesto por guijas y cantos de cuarcita, andesita porfídica, pedernal y arenisca.

Localmente el conglomerado incluye cantos de cuarcita intensamente deformados en una matriz rica en muscovita que lateralmente pasa a meta-arenisca. Esta parte del miembro incluye estratos de caliza recristalizada de color gris parduzco o gris negruzco, de hasta 3 m de espesor, interstratificada con arenisca. En algunos sitios se clasificó como una brecha intraclástica de caliza microcristalina (*micstone*).

En las cercanías de la falda norte del cerro Carnero, el Miembro El Amol es una interstratificación de meta-arenisca, metaconglomerado, esquisto verde de grano fino y algunos lentes de caliza recristalizada. El esquisto verde se encuentra en los 300 m superiores de este miembro. Esta litología está en contacto abrupto y concordante con filita negra del Miembro Los Corrales.

MIEMBRO LOS CORRALES

Este miembro tiene apenas 100 m de espesor y es una secuencia claramente metamórfica compuesta de esquisto, meta-arenisca, filita, esquisto de grafito y lentes escasos de caliza recristalizada. En la base del miembro, el esquisto es gris negruzco y de grano muy fino. El protolito pudo haber sido una limolita de micas, arcillas, plagioclasa y cuarzo. Este esquisto está cubierto por una interstratificación de meta-arenisca y esquisto de micas. La meta-arenisca tiene una textura bandeada compuesta de láminas claras de plagioclasa y cuarzo y láminas oscuras de micas y algo de pedernal. El esquisto de micas tiene una esquistosidad muy bien marcada por el alineamiento paralelo de biotita de color pardo oscuro en una matriz de grano muy fino de sericita, muscovita y algo de cuarzo y calcita.

La parte media de este miembro es una filita negruzca o gris negruzca cubierta por un esquisto de grafito. Estas litologías se encuentran en los cortes de la carretera estatal no. 2, justamente entre la falda norte del cerro Carnero y las estribaciones sudoccidentales de los cerros El Amol (Figura 2). El tono oscuro, la foliación bien desarrollada, el grano muy fino y la friabilidad distinguen claramente a este miembro.

La parte superior está compuesta por meta-arenisca gris de grano fino a muy fino. La foliación no está tan bien desarrollada como en las litologías subyacentes probablemente por la textura equigranular de los granos de plagioclasa y cuarzo de la arenisca. Un contenido moderado de micas marca líneas muy finas de foliación.

Algunos lentes de caliza recristalizada se reparten por todo el miembro. Estos lentes no pasan de 5 m de largo, son grises oscuros, equigranulares y con una laminación irregular apenas perceptible. Este miembro se caracteriza por no incluir conglomerado, como en el

resto de todos los otros miembros. Está cubierto abruptamente por el Miembro La Bateyera.

MIEMBRO LA BATEYERA

Para este miembro se estimó un espesor de 300 m, aunque la incertidumbre es alta por un posible fallamiento importante que se localiza en el extremo norte-noroeste del cerro Carnero (Jacques-Ayala et al., 1990b). Este miembro está compuesto por meta-arenisca, metapelita, esquisto, metaconglomerado y caliza recristalizada.

La litología de la base es una meta-arenisca de grano fino a mediano con interestratificaciones de metapelita y esquisto. La biotita, sericita y clorita han sido introducidas por metamorfismo produciendo líneas tenues de foliación. La metapelita es de color gris verdoso, con foliación bien desarrollada, en estratos de 25 cm de espesor que consisten en cuarzo, plagioclasa y sericita. El esquisto verde es de grano muy fino, compuesto por láminas alternadas de clorita, epidota y biotita, y de plagioclasa.

La parte media de este miembro es una secuencia de meta-arenisca calcárea, esquisto y estratos irregulares de caliza recristalizada. Localmente, las rocas tienen una apariencia satinada por la presencia de mica y sericita de grano fino en los planos de foliación y crenulación.

La parte superior de este miembro está compuesta por metaconglomerado, meta-arenisca y lentes de caliza recristalizada. El metaconglomerado está compuesto por guijarros de cuarcita y riolita porfídica en una matriz de arenisca de cuarzo. La cima del miembro termina en una meta-arenisca de grano grueso o conglomerática que consiste en granos de cuarzo anguloso, plagioclasa y escaso pedernal. La matriz está compuesta de biotita y clorita. Este miembro está cubierto por aluvión y depósitos de talud.

EDAD Y CORRELACIÓN DE LA FORMACIÓN ALTAR

Los datos geocronométricos aportados por Damon et al. (1962) dieron los siguientes resultados: para una biotita del Esquisto Altar, 57.3 ± 3 Ma por el método K-Ar, y para una muscovita en una pegmatita del Esquisto Altar, 75 ± 75 Ma por el método Rb-Sr. Estas

dos fechas son edades aparentes y corresponden a los últimos eventos de metamorfismo. De acuerdo a estos autores, estos datos señalan que el esquisto participó en un evento intrusivo de edad "laramídica", aunque para ellos esto no significaba que los sedimentos originales no hubieran sido generados durante el Precámbrico y posteriormente metamorfoseados a esquistos.

Hayama et al. (1984) realizaron fechamientos K-Ar en biotita y muscovita de los esquistos, en hornblenda de la anfibolita y en biotita de la granodiorita. En tres muestras de esquisto obtuvieron edades que promediaron 16 Ma. En contraste, la edad de la anfibolita resultó de 54.7 ± 3.1 Ma, y la granodiorita de biotita de 14.8 ± 0.5 Ma.

La edad tan joven de las micas, de 16.1 a 16.9 Ma, fue atribuida a recalentamiento debido a la intrusión de la granodiorita. En cambio, la edad de 55 Ma de la hornblenda puede representar la edad de metamorfismo regional del Esquisto Altar.

Una versión interesante que estos autores presentan para la edad de las micas de 15 a 17 Ma es la que se refiere a un fallamiento de bajo ángulo, que aunque ellos no identificaron en campo, está sugerido por la textura gneisosa en la granodiorita transformada a textura milonítica.

Los datos más recientes sobre la edad de la Formación Altar señalan que se originó durante el Jurásico Temprano y cuando menos abarca hasta el Cretácico Tardío (Barth et al., 2008; Jacques-Ayala et al., 2009). Muestras de meta-arenisca del área de Altar incluyen circones detríticos tan jóvenes como 74 Ma, documentando que el protolito, tanto de areniscas como de conglomerados de esta formación, es al menos parcialmente del Campaniano (Cretácico Tardío).

Al noroeste de los cerros El Amol, en la sierra La Gloria y en el puerto El Álamo, respectivamente, Corona (1980) y Willard (1988) describieron conglomerados con clastos muy deformados que probablemente son del Jurásico. Igualmente McComb (1987) en la sierra El Batamote, Hardy (1981) en la sierra Santa Rosa y Nourse (1990) en la sierra de Magdalena reportaron formaciones similares, supuestamente del Jurásico. Sin embargo, ninguno de los autores mencionados aportó datos geocronométricos para estas unidades. Como se mencionó anteriormente, cabe la posibilidad de que la

Formación Altar haya abarcado en edad desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Tardío, como ocurre con la Formación McCoy Mountains, del sureste de California y suroeste de Arizona (Harding y Coney, 1985).

Igualmente, el estilo de sedimentación y deformación característico de la Formación Altar sugiere una correlación con el llamado Complejo Estructural Batamote y con el Grupo El Chanate. Una relación con el Esquisto Orocopia del sur de Arizona es posible aunque no es sólida por falta de más datos geocronométricos y/o geoquímicos.

IV.7 COMPLEJO VOLCÁNICO EL CHARRO

Este complejo fue originalmente descrito y nombrado por Jacques-Ayala (1983) por el arroyo El Charro que corre entre la sierra El Chanate y la sierra El Batamote, 5 km al noroeste de Altar. En ese sitio el complejo tiene un espesor de 600 m y consiste en brecha y flujos andesíticos, tobas riolítica y andesítica, conglomerado y arenisca.

En la base consiste en brecha andesítica gris, toba riolítica de color crema o blanco verdoso y arenisca de guijarros. La gruesas brechas consisten en *lapilli* de andesita en una matriz de la misma composición. Localmente, se encuentran algunos estratos delgados de toba de ceniza. La toba riolítica consiste en ceniza de líticos y cristales o de *lapilli*. Algunos estratos muestran estratificación gradual invertida. Existen intercalaciones de arenisca roja, en estratos medianos, pobremente clasificada, arenisca de guijarros y conglomerado. Hacia arriba de la sección, predominan la brecha y flujos andesíticos púrpuras o grises púrpuras.

En la parte oriental de la sierra El Chanate la toba se acuña, siendo reemplazada por un conglomerado de 20 m de espesor con clastos volcánicos y algunas intercalaciones de arenisca roja. El conglomerado es lenticular y pobremente clasificado. Se encuentra cubierto por brecha andesítica de, por lo menos, 300 m de espesor. La brecha andesítica es gris a gris púrpura, roja y masiva. En la parte más alta de la sección se encuentra toba andesítica gris en estratos gruesos. Las partes topográficamente más altas de la sierra El Chanate consisten en conglomerado y arenisca cafés.

Ligeras variantes de esta litología y espesores se presentan en la sierra El Batamote y en áreas vecinas como puerto El Álamo y cerros El Puerto. Un rasgo que se observó localmente en la sierra El Batamote son lentes delgados de caliza estromatolítica. En el puerto El Álamo el complejo consiste en riolita de color gris claro a amarillo y andesita y dacita gris verdoso claro a gris púrpura, además de una brecha riolítica masiva que se acuña tanto hacia el este como hacia el oeste.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En la sierra El Chanate, el Complejo Volcánico El Charro está separado de la Formación Escalante por una discordancia. El hiatus entre las dos unidades parece corto: en la parte superior de la Formación Escalante una toba riolítica es notablemente parecida a la gruesa toba riolítica de la base de El Charro. El Complejo Volcánico El Charro fue plegado y erosionado antes de que la andesita San Jacinto (Eoceno inferior) se depositara.

EDAD Y CORRELACIÓN

Se obtuvo una edad de 71.6 ± 0.7 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíboles de una muestra cercana a la base de El Charro, lo que la sitúa en el Campaniano. En el poblado Cerro de Oro, centro de Sonora (Castro-Morfin y Morfin, 1988) y en el área de Moctezuma (Rol-dán-Quintana, comunicación personal, 2007), se ha reportado rocas vulcanosedimentarias de edad similar. En esas dos localidades, estas rocas cubren a una secuencia del Cretácico Inferior que, a su vez, es intrusivada por batolitos laramídicos. Pubellier (1987) fechó rocas volcánicas en el rango entre 74.6 ± 3.7 y 52.9 ± 2.6 Ma en el área de Sahuaripa, región centro-oriental de Sonora. Otras formaciones que pudieran ser correlacionables tanto por su edad como por su litología son El Tuli (alrededor de 76 Ma) y Tarahumara (entre 90 y 73 Ma).

IV. 8 COMPLEJO ESTRUCTURAL EL BATAMOTE

Se da el nombre de Complejo Estructural El Batamote a una serie de rocas sedimentarias y volcánicas defor-

madras y foliadas, localmente metamorfoseadas, y generalmente de edad desconocida o controvertida. Este complejo ocurre en el noroeste de Sonora, desde las inmediaciones de Estación Llano-Santa Ana, hasta la región de Caborca-Altar (Figura 32), y su origen se ha atribuido tentativamente a la megacizalladura Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979; Corona, 1979; Anderson et al., 1992).

LITOLOGÍA

En la parte sur del cerro Álamo, al sur de la sierra El Batamote, en los cerros El Amol y en el cerro Carnero, conglomerados lenticulares que varían en espesor desde 2 m hasta 100 m, forman las crestas y partes supe-

riores de las montañas. El tamaño de los clastos puede llegar a tener más de 1 m de largo. Los clastos más abundantes son de andesita, riolita, ignimbrita y pórfido de cuarzo. Los clastos de granito y rocas metamórficas y carbonatadas son más escasos.

Estos conglomerados presentan diferentes grados de deformación. En la sierra El Batamote, los clastos pueden estar sin deformación (Harrar, 1989) o ser tan alargados hasta tomar formas discoidales (McComb, 1987) (Figura 33). En los cerros El Amol (García y Barragán, 1992) y en el puerto El Álamo (Willard, 1988) la deformación de los conglomerados fue tan intensa que los clastos no han sido solo aplastados, sino también plegados. Justo al este del poblado de Altar y en la parte superior del miembro El Amol de la Forma-



Figura 32. Vista de la falda noreste de la sierra El Batamote desde la parte sur de la sierra El Chanate. Aspecto parcial de las rocas metamórficas del Complejo Estructural El Batamote (CEEB). En el último plano de esta imagen, se observa la parte noreste de la sierra El Batamote. En la parte más baja de su falda y parte del valle aflora la Formación Escalante, del Grupo El Chanate (Cretácico Superior). En el cuerpo principal de la sierra, el CEEB está compuesto por metaconglomerado y meta-arenisca, con echados de moderados a fuertes hacia la izquierda de la fotografía, esto es, hacia el sur. Jacques-Ayala et al. (2009) reportaron que el protolito comprende un rango de edad desde el Jurásico hasta el Cretácico Tardío. En el primer plano, en la esquina inferior derecha, afloran arenisca y limolita de la Formación Pozo Duro (Grupo El Chanate) en estratos casi verticales. A la izquierda de la fotografía, se hallan terreros del tajo a cielo abierto de la mina San Francisco. Localización: 15 km al noroeste de Altar, Sonora.



Figura 33. Conglomerado foliado de clastos volcánicos que aflora en el arroyo El Charro, al noroeste de Altar. Forma parte del Complejo Estructural El Batamote (Jacques-Ayala, 1993.) El protolito tiene una edad cretácica, determinada por medio de U-Pb en circones (Jacques-Ayala et al., 2009). Posiblemente es equivalente a alguna unidad del Grupo Bisbee. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

ción Altar (García y Barragán, 1992), esta secuencia ha sido metamorfoseada a esquistos verdes (Esquisto Altar de Damon et al., 1962). Estas rocas metamórficas se extienden al sur hasta el cerro Carnero (Hayama et al. 1984).

La arenisca es abundante en toda la unidad. Los colores varían desde pardo, rojo, verde, gris y púrpura, y el grano también varía desde grueso hasta muy fino. La estratificación es igualmente variable, entre gruesa y delgada, y generalmente no presenta estructuras sedimentarias, excepto alguna estratificación cruzada local. Intercalados con la arenisca se encuentran estratos de limolita y lutita, de color verde a gris y púrpura, con una fuerte foliación y brillo satinado por la intensa sericitización.

Algunos lentes de caliza incluidos en la arenisca son grises o grises oscuros que intemperizan a tonos pardos o pardo amarillentos. Las calizas son arenosas, se presentan en láminas y están desprovistas de fósiles; probablemente son calizas estromatolíticas. El espesor de estos lentes es desde unos cuantos decímetros hasta 1 o 2 m. Son más abundantes en la parte sur de los

cerros El Amol, en el cerro Carnero y en el puerto El Álamo; también han sido observados en el área de Estación Llano. Como parte del Complejo Estructural El Batamote (Jacques-Ayala, 1993), también ha sido considerado el Mármol Basura de Corona (1979; 1980), una caliza negruzca, metamorfoseada y finamente laminada de varios metros de espesor que se localiza en la parte oeste de la sierra La Gloria, 24 km al nortenoeste de Caborca. Por otro lado, en este complejo son comunes los fragmentos negruzcos silicificados de madera fósil.

Las rocas ígneas en el Complejo Estructural El Batamote son comunes en el flanco sur de la sierra El Batamote aunque prácticamente están ausentes en el puerto El Álamo y los cerros El Amol. El núcleo de la sierra El Batamote está formado por brecha y flujos andesíticos, toba riolítica y andesítica del Complejo Volcánico El Charro. Al sur de este núcleo, la roca intrusiva es un pórfido diorítico, similar a un *stock* descrito por Harrar (1989).

El límite entre El Batamote y El Charro y otras rocas del Cretácico, es transicional en una zona muy



Figura 34. Afloramiento de la Formación Tarahumara en la sierra El Oso. La mayor parte de esta sierra consiste en arenisca, limolita, toba, conglomerado, ignimbrita, derrames andesíticos, aglomerado y volcanosedimentos. Plascencia-Corrales (2008) atribuyó esta unidad a la Formación Tarahumara. Esta localidad se encuentra a 14 km al noreste de Banámichi, en la margen oriental del río Sonora. Fotografía tomada por Carlos M. González-León.

amplia. La foliación disminuye hacia el norte, de modo que el límite se sitúa donde la foliación es menos común. El límite ha sido cartografiado como una falla de cabalgadura (Jacques-Ayala, 1993; Willard, 1988; Harrar, 1989), aunque el plano principal probablemente está cubierto por el relleno del valle hacia el sur de la sierra El Batamote.

Hayama et al. (1984) estudiaron las facies metamórficas del Esquisto Altar en el cerro Carnero y en los cerros La Bateyera, al este de Altar. El grado metamórfico más alto se encuentra en el suroeste del cerro Carnero, donde alcanza las facies de esquistos verdes y disminuye hacia el norte y noreste.

EDAD Y CORRELACIÓN

Una parte de las unidades litológicas del Complejo Estructural El Batamote fueron consideradas como perte-

necientes al Grupo El Chanate del Cretácico Superior (Jacques-Ayala, 1993) debido a sus similitudes litológicas: conglomerados con clastos de rocas volcánicas variadas, así como de cuarcita, lentes delgadas de calizas estromatolíticas y madera fósil. Sin embargo, los datos más recientes se apoyan en muestras de areniscas metamorfoseadas colectadas en la base del Complejo Estructural El Batamote y de la Formación Altar, cerca del poblado de Altar, las cuales incluyen circones detríticos tan jóvenes como de 74 Ma (Barth et al., 2008; Jacques-Ayala et al., 2009), documentando así que el protolito de arenisca de estas unidades es, al menos parcialmente, del Cretácico Tardío.

El Complejo Estructural El Batamote y la Formación Altar fueron deformados durante una compresión con dirección al noreste previa a la intrusión de la granodiorita Pitiquito de 74 Ma. La edad y el estilo de sedimentación y deformación que caracterizan a El

Batamote, a la Formación Altar y al Grupo El Chante sugieren eventos similares como el de la Formación McCoy Mountains y unidades relacionadas en el suroeste de California y suroeste de Arizona (Barth et al., 2008).

IV.9 FORMACIÓN TARAHUMARA

Esta formación fue descrita detalladamente por Wilson y Rocha (1949) en el área de San Javier, Sonora central, llamándole “Volcánicas Tarahumara” ya que los mejores afloramientos de esta unidad fueron encontrados en el arroyo Tarahumara, cerca del río Yaqui. En esta localidad, el Grupo Barranca (Triásico-Jurásico) está cubierto discordantemente por un espesor considerable de rocas volcánicas, principalmente derrames, aglomerados y brechas andesíticos, y en algunos lugares con sedimentos siliciclásticos intercalados de la Formación Tarahumara.

Los afloramientos de la Formación Tarahumara forman una gran masa de rocas volcánicas que yacen al sur de la sierra de San Javier, interrumpida localmente por cuerpos intrusivos de diorita y otros cuerpos plutónicos. Las rocas volcánicas se encuentran bastante bien expuestas en arroyo del Obispo, el cual era parte del antiguo camino de Hermosillo a Tónichi, formando una franja de lomas bajas arredondadas, en contraste con los picos aserrados de la Sierra de San Javier compuestos por el Grupo Barranca. El espesor incompleto de las rocas volcánicas Tarahumara que afloran en el distrito de Santa Clara, es de por lo menos 200 m, aunque el espesor total es probablemente mucho más grande en la región circundante.

La Formación Tarahumara consiste principalmente de rocas volcánicas afáníticas fuertemente alteradas, que varían en composición de andesita a latita. La mayoría de las rocas son púrpuras o grises a rojizas y producen un suelo pardo rojizo. Las rocas han sido extensamente afectadas por piritización y alteración hidrotermal. Las brechas y los aglomerados son bastante comunes en esta formación. Contienen fragmentos angulares de roca afánítica similar a aquella de los derrames. La estratificación y las estructuras de flujo son raras en la formación, aunque el diaclasamiento es prominente.

EDAD Y CORRELACIÓN

Las volcánicas de Tarahumara fueron consideradas por Dumble (1900) como parte de la “división Lista Blanca”, que para este autor era del Triásico, aunque él mismo mencionó la posibilidad de que fueran más jóvenes que el Triásico. King (1939), sin embargo, consideró que las rocas volcánicas al sur de San Javier son de edad cretácica.

No parece posible que las volcánicas Tarahumara sean de edad triásica, como creyó Dumble (*op. cit.*), porque descansan discordantemente sobre la formación Barranca (sic), la cual en la sierra de Moradillas contiene fósiles del Jurásico Temprano en su parte superior. La impresión de Dumble (*op. cit.*) de que las rocas volcánicas y el subyacente Grupo Barranca eran parte de un solo sistema no fue compartida por Wilson y Rocha (1949); parece, más bien, que existe una fuerte discordancia angular entre los dos grupos de rocas. King (1939) consideró a estas rocas volcánicas como de probable edad cretácica, por su parecido con rocas volcánicas interestratificadas con rocas fosilíferas del Cretácico cerca de Sahuaripa, al noreste del distrito de Santa Clara.

Dumble (*op. cit.*) encontró fósiles en un estrato de caliza de 25 m de ancho en el Arroyo del Obispo, al sur del distrito de Santa Clara. Estos fósiles, la mayoría de ellos pobremente conservados, incluían muchas ostreas, algunos gasterópodos como *Cypremaria*, placas de un equinoideo grande de la clase Cidaridae y el pelecípodo *Gryphaea*, el cual fue considerado por este autor como prueba suficiente de la edad cretácica de estos estratos. Aunque Dumble (*op. cit.*) consideró a la caliza como la división entre dos complejos volcánicos, el inferior del Triásico y el superior del Paleógeno, King (1935), por otro lado, consideró a la caliza como interestratificada en una solo complejo volcánico del Cretácico, una interpretación que parece más plausible. En otro artículo, Dumble (1901b) reportó haber encontrado una concha grande no identificada de una ostrea en un aglomerado andesítico asignado a la Lista Blanca, cerca del poblado La Barranca.

McDowell et al. (2001) y Roldán-Quintana et al. (2002) fecharon rocas volcánicas de la Formación Tarahumara en Sonora este-central. Se obtuvo edades

radiométricas por el método U/Pb en circones; estos resultados varían entre 90 y 73 Ma, y sugieren que el magmatismo en Sonora inició desde los 90 Ma.

Plascencia-Corrales (2008) describió una secuencia volcánica y sedimentaria asignada a la Formación Tarahumara, al noreste de Banámichi, en la porción oriental del valle del río Sonora (Figura 34). Se midió una columna estratigráfica de 1,850 m de espesor de esta unidad, la cual descansa discordantemente sobre la Formación El Álamo del Grupo Las Víboras del Mesoproterozoico (Stewart et al., 2002). La litología de la Formación Tarahumara en esa localidad consiste en arenisca, limolita, toba, conglomerado, ignimbrita, derrames andesíticos, aglomerado y rocas vulcanosedimentarias. En la base de esta secuencia se fechó circones en una toba ignimbrítica por el método U-Pb, resultando una edad promedio de 74.01 ± 0.7 Ma (Campaniano).

Otras unidades similares tanto en edad como en litología que también han sido asignadas a la Forma-

ción Tarahumara, se ubican al norte de Arizpe, Sonora (González-León, comunicación personal, 2009) (Figura 35). En un estudio anterior, González-León et al. (2000) identificaron a parte de esta formación con el nombre rocas andesíticas Arroyo Alcaparros.

Las secuencias vulcanosedimentarias, tanto de Banámichi como de Arizpe, fueron nombradas previamente como formación El Tuli por Martínez-García y Soots-López (1994) y por Rodríguez-Castañeda (1999; 2002).

En la sierra El Chanate, en la región de Altar, el llamado Complejo Volcánico El Charro (Jacques-Ayala, 1993) es posiblemente equivalente a la Formación Tarahumara. El Charro cubre en aparente discordancia a la Formación Escalante. Tiene más de 600 m de espesor y consiste en brecha andesítica y derrames de lava y tobas riolíticas. Un conglomerado cubre la secuencia y es probable que sea parte de la misma (Jacques-Ayala y Clark, 1998). La edad de El Charro fue determinada en 71 Ma por el método Ar/Ar (Jacques-Ayala, 1993).



Figura 35. Aspecto general de la parte inferior de la Formación Tarahumara. En primer plano, se observa una interstratificación de limolita y arenisca volcánicla cubierta por una secuencia de toba riolítica, en segundo plano, de 72 Ma (C.M. González-León, 2009, comunicación personal). Este afloramiento se encuentra aproximadamente a 10 km al noreste de Arizpe, Sonora. Fotografía proporcionada por Carlos M. González-León.

IV.10 CONGLOMERADO ZARAPUCHI

A 8 km al este de Arivechi se encuentra una secuencia conglomerática en el cerro Zarapuchi, con un espesor aproximado de 1,500 m. Almazán-Vázquez y Fernández-Aguirre (1988) la dividieron en dos partes: La parte inferior, cuya base no se observa, está constituida por una matriz de grauvacas o arcosas que incluyen clastos arredondados de rocas ígneas, y en menor proporción de cuarcita roja y pedernal negro. La estratificación es pobre y la roca está mal clasificada.

La secuencia superior consiste en un conglomerado grueso, en estratos masivos. Este conglomerado es polimíctico, bien clasificado con trazas de paleocanales. La matriz puede ser rojo grisáceo, rosada o amarilla. Los granos de cuarzo se encuentran en un cementante silíceo fuertemente oxidado y con restos de materia orgánica. Se encuentran clastos escasos de andesita y diabasa. Más raros son los fragmentos de cuarcita roja y blanca, pedernal negro, lodolita pardo oscuro y caliza microesparítica con granos de cuarzo, restos de lamelibranquios, braquiópodos, *pellets*, corales y fusulínidos.

La edad de este conglomerado es tentativa, en vista de que no incluye fósiles de ningún tipo. Una parte de los clastos de caliza incluyen fósiles del Leonardiano, mientras que otro tipo de calizas incluyen rudistas posteriores al Neocomiano, por lo que este conglomerado debe de ser, cuando menos, del Aptiano tardío o más joven. En cuanto a su medio de depósito, parece una secuencia deltaica, debido a su volumen y la inclusión de material carbonoso.

Almazán-Vázquez y Fernández-Aguirre (1988) nombraron a esta unidad como Conglomerado Zorapuchi (*sic*) y la asignaron al Jurásico por una aparente posición stratigráfica, ya que no incluía fósiles de ningún tipo. La describieron como una brecha sedimentaria polimíctica rojiza con fragmentos predominantes de caliza, además de cuarcita, pedernal, arenisca, limolita y andesita. El espesor de esta brecha varía entre 30 y 800 m.

La litología y la inclusión de fósiles post-Neocomiano en los clastos de los conglomerados permiten correlacionar al Conglomerado Zarapuchi con la formación El Tuli. Es notable la mezcla de clastos de ca-

liza paleozoica y cretácica, parecida a la Formación La Palma, en Cerro de Oro, descrita por González-León y Jacques-Ayala (1988).

En la región de la presa El Novillo, sobre el río Yaqui, Pubellier (1987) describe una secuencia volcánicla y andesítica. Esta secuencia está cubierta en discordancia angular por una serie volcánica silícica de la Sierra Madre Occidental. Una muestra analizada por el método K/Ar resultó en una edad de 65.83 ± 3.29 Ma; esto es, Maastrichtiano.

En el área del rancho Potrero-Cerro Colorado, la parte inferior de esta secuencia descansa en discordancia angular sobre un conglomerado asignado al Cretácico Inferior (?) o bien sobre lutita y arenisca del Jurásico o sobre una serie volcánica del Jurásico fechada por Damon et al. (1983). La base de la secuencia es un conglomerado de matriz arenosa con fragmentos de rudistas, que hacia arriba pasa a grauvaca, toba y andesita. Esta última se fechó en 77.57 ± 3.88 Ma por el método K/Ar. El miembro superior tiene aproximadamente 1,500 m de espesor y consiste en una alternancia de arenisca volcánicla o grauvaca de color amarillo y lutita negra cortadas por diques dacíticos. La cima de la secuencia es una toba silícica de color azul claro y blanco, conteniendo perlita en estratos gruesos y riolita. Esta última parte tiene un espesor aproximado de 400 m.

IV.11 OTRAS LOCALIDADES CON ROCAS DEL CRETÁCICO EN SONORA

Gans (1997) estudió varias secciones en Santa Rosa de Yécora, sur de Sonora, las cuales incluyeron arenisca volcánicla y limolita con flujos de andesita interestratificados en menor abundancia. Estas rocas andesíticas están cubiertas por flujos de andesita y dacita con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 60 Ma.

En la región de los ríos Mayo y Cedros, en el extremo sur-sureste de Sonora, afloran secuencias tanto de caliza como de arenisca y lutita que se cree sean del Cretácico. Localmente algunos afloramientos consisten en flujos andesíticos y aglomerado con algunos estratos de arenisca ortocuarcítica.

En la zona limítrofe entre Sonora, Chihuahua y Sinaloa existe una secuencia de arenisca, limolita

y lutita de color crema amarillento con polígonos de desecación. En la región de El Fuerte-Choix, Sinaloa, limítrofe con Sonora, existen bancos gruesos de caliza con abundantes rudistas, aunque no se observa fósiles indicativos de edad.

V. EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRAFÍA DE SONORA DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO TEMPRANO

V.1 TRANSICIÓN ENTRE EL CRETÁCICO TEMPRANO Y EL CRETÁCICO TARDÍO

Existen evidencias estructurales, magmáticas y estratigráficas de un incremento significativo en el tectonismo cordillerano durante el Albiano tardío al Cenomaniano temprano en el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos (Figura 36). Es probable que la causa de este incremento haya sido un cambio importante en los movimientos entre las placas Farallón y Norteamericana. Durante casi todo el Aptiano y el Albiano,

estas placas convergían oblicuamente a una tasa moderada. Durante el Albiano tardío y continuando hasta el Campaniano temprano, la tasa de convergencia era casi normal, comparable a la que ocurrió durante la deformación Laramide (125-150 km/Ma entre 100 y 83 Ma) (Engebretson et al., 1985). Alrededor de los 100 Ma se incrementó la convergencia, originando cabalgamiento mesocortical en el arco magmático. El cabalgamiento coincidió con un levantamiento regional y una inclinación del arco hacia el oeste, la cual produjo subsidencia en la cuenca de antearco en el Albiano tardío y Cenomaniano temprano (George, 1995).

El cabalgamiento fue seguido de un extenso emplazamiento de magmas tonalíticos y granodioríticos alrededor de 95 a 90 Ma en Baja California (Kimbrough et al., 2001). En la franja cordillerana de cabalgaduras y pliegues, el cabalgamiento dirigido hacia el este, acompañado de levantamiento regional y erosión, produjo discordancias y aportó sedimentos a las cuencas de antearco que se desarrollaban en Baja California (George, 1995; Kimbrough et al., 2001).



Figura 36. Plegamiento de estratos muy gruesos de caliza de la Formación Mural, cuya edad máxima es del Albiano medio. Cubriendo concordantemente a esta unidad, se encuentra la Formación Cintura, la cual cierra el depósito del Grupo Bisbee aproximadamente a fines del Albiano. Se estima que la deformación que se muestra en esta fotografía pudo iniciarse desde el Cenomaniano más temprano (Cretácico Tardío). Localización: cerro La Eme, mina Roca Roja, municipio de Ímuris, Sonora. Fotografía viendo hacia el oeste-suroeste.

Sosson y Calmus (1990) propusieron que rocas volcanogénicas y metamórficas alóctonas del Jurásico que se encontraban en el norte de Sonora, fueron transportadas hacia el noreste por corrimientos de cabalgadura durante el Cretácico Temprano-Cretácico Tardío. El alóctono habría formado el límite oriental de la franja orogénica Nevadiana, la cual fue parcialmente contemporánea y similar en estilo de deformación a la franja orogénica Sevier. De acuerdo con este modelo, uno esperaría encontrar una secuencia de grano grueso en el frente del alóctono. Sin embargo, esta secuencia no ha sido identificada ni existe registro de un conjunto de rocas similares o correlacionables en la región.

V.2 EVENTOS TECTÓNICOS DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO TEMPRANO

En el noroeste de Sonora, en la sierra El Chanate, al noreste de Caborca, Jacques-Ayala (1993; 2000) y Nourse et al. (2000) documentan el plegamiento en la secuencia del Cretácico. En esa sierra se presenta una secuencia de 3,500 m de espesor, y se encuentra plegada formando un sinclinal asimétrico orientado NW-SE con evidencias de haber sido afectado por: 1) cabalgaduras con el bloque de techo moviéndose hacia el NE; 2) fallamiento normal de bajo ángulo con el bloque de techo moviéndose hacia el SW y 3) una falla normal de alto ángulo en donde el bloque hundido es la misma sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1993).

Durante el Cretácico Tardío, las rocas del Grupo Bisbee y los depósitos volcánicos suprayacentes fueron canibalizados a su vez, para ser redepositados más lejanamente hacia el este en cuencas continentales más pequeñas como es el caso de la Formación Ringbone y los conglomerados del Paleógeno temprano de la Formación Lobo, en el extremo suroeste de Nuevo México (Drewes, 1991).

Cerca del fin del Campaniano, los mares se retiraron, una vez más, hacia el este y una buena parte de Sonora fue el escenario de actividad volcánica extensa la cual conformó las últimas etapas de la fase Pimana de la orogenia Laramide (Hayes, 1970b).

Haxel et al. (1984; 1988) definieron una región “anómala” en el extremo suroeste de Arizona y centro-noroeste de Sonora, a la que llamaron terreno Pápago.

Esta región se caracteriza, entre otros rasgos geológicos, por el predominio de cabalgamiento, metamorfismo regional y plutonismo de granito peraluminoso durante el Cretácico Tardío y Paleógeno temprano.

Tosdal et al. (1990) definieron la estratigrafía y geología estructural del terreno Pápago en las colinas Quitobaquito, al noroeste de Lukeville, Arizona, colindante con Sonoita, Sonora. Estos autores encontraron un granito del Cretácico (*Aguajita Spring* en Arizona) emplazado por encima de un *gneiss* del Proterozoico. También, al sureste de Sonoita, en las colinas Cipriano, se encuentran plutones de dos micas del Cretácico con una trama pobremente definida con granos de cuarzo ligeramente aplastados. Estos rasgos demostrarían la existencia de, cuando menos, un evento de deformación durante el Cretácico Tardío en el extremo noroeste de Sonora.

Para la región de Sahuaripa-Arivechi, Pubellier (1987) interpretó tres diferentes fases o eventos tectónicos principales. La primera fase de deformación ocurrió a fines del Jurásico, identificable en los conglomerados del Cretácico más inferior; una segunda fase y muy importante, sucedió entre el Albiano tardío y el Santoniano tardío. Ésta fase fue responsable de un cabalgamiento hacia el nor-noreste de unidades mesozoicas de dominio Cordillerano con su sustrato paleozoico sobre el Cretácico Inferior de dominio Mesógeno (Tethysiano). Finalmente, durante el Paleógeno ocurrió una fase laramídica oblicua, responsable de pliegues recostados hacia el suroeste. Esta fase incluye cuerpos plutónicos del Eoceno inferior.

Cabe señalar que rocas del Cretácico Superior se encuentran en algunos lugares sobre estratos del Grupo Bisbee, pero en otros, están directamente sobre secuencias del Paleozoico. Esto ha sido interpretado como evidencia de un cabalgamiento de dimensiones muy importantes, durante la orogenia Laramide (Jacques-Ayala, 2003).

V.3 ACTIVIDAD ÍGNEA DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO TEMPRANO EN SONORA

Después de un marco principalmente sedimentario durante el Cretácico Temprano, un régimen volcánico, vulcanosedimentario y de importantes intrusiones pre-

dominó durante el Cretácico Tardío en partes de Sonora (Valencia-Moreno et al., 2001; 2003; 2006). Uno de los registros más evidentes de este cambio es la Formación Tarahumara, que se localiza cerca de Tónichi, en el este de Sonora. Esta unidad consiste en andesita a dacita alterada propilíticamente, aglomerado y brecha volcánica. En el tercio superior de la formación se encuentran intervalos delgados volcanoclásticos con interestratificación de caliza de agua dulce que contienen plantas fósiles del Cretácico Tardío. El inicio del magmatismo en el oriente de Sonora, alrededor de los 90 Ma (Turoniano), es mucho más temprano de lo que se esperaba, de acuerdo a las tendencias regionales (McDowell et al., 2001).

Varios episodios de magmatismo de margen continental convergente tuvieron lugar desde el Cretácico en el noroeste de México, particularmente en Sonora y en Chihuahua. Estos episodios incluyeron el emplazamiento de batolitos del Cretácico Tardío al Paleógeno temprano, así como las andesitas, riolitas e ignimbritas asociadas de la Sierra Madre Occidental del Terciario medio.

En Sonora los batolitos son granodioritas y tonalitas calci-alcálicas, aunque localmente también se encuentran granitos de dos micas (Anderson et al., 1980; Roldán-Quintana, 1991). Las edades de los batolitos en Sonora varían entre 91 y 43 Ma.

El batolito El Jaralito de la sierra de Aconchi (Fig. 2), estudiado por Roldán-Quintana (1989, 1991), es un granito de tipo "I" o cordillerano, el cual varía litológicamente de un verdadero granito a monzonita de cuarzo, diorita de cuarzo y granodiorita. Una edad K/Ar fue determinada entre 69.6 y 51.8 Ma (Maastrichtiano-Eoceno). La geoquímica, la petrografía y los estudios isotópicos muestran que el intrusivo El Jaralito es parte de una tectónica vertical regional que probablemente se inició en el Cretácico Temprano o aún antes (Roldán-Quintana, 1991).

En la costa de Sonora, entre Bahía Kino y Punta Tepopa, se encuentra un batolito con un rango de edades de emplazamiento entre 90.1 ± 1.1 y 69.4 ± 1.2 Ma (Ramos-Velázquez et al. (2008). Estas edades y las del batolito más oriental de la península de Baja California son consideradas como porciones de un mismo arco magmático cretácico. El batolito costero de Sono-

ra podría ser la parte más occidental del magmatismo Laramide.

En el área de Quitovac, al noroeste de Caborca, Iriando (2001) cartografió una serie de rocas graníticas cretácicas que fueron fechadas usando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Estos intrusivos se encuentran muy deformados y cabalgan unos sobre otros, indicando que hay una deformación del Cretácico Tardío–Paleoceno.

En la sierra de Sonoyta, la fábrica de las rocas de La Abra que forman parte de la estratigrafía del terreno Pápago (Haxel et al., 1984, 1988), fueron reorientadas en el área adyacente a un pequeño plutón de granito peraluminoso, supuestamente del Paleógeno inferior. En una estrecha aureola dínamo-termal en las porciones sur y suroeste de este plutón, el meta-pórfito fue re-metamorfoseado profundamente a un ortoesquistos cuarzofeldespático.

En el distrito de Cananea, el vulcanismo del Cretácico está representado por la Formación Mesa compuesta de toba andesítica, lahares y derrames; una muestra alterada de esta unidad tiene una edad de 67.4 ± 3.4 Ma (Maastrichtiano). La Formación Mesa descansa discordantemente sobre las Formaciones Elenita y Henrietta, aunque está intrusionada por la Diorita Tinaja y otras intrusiones más tardías. El batolito Diorita Tinaja es textural y composicionalmente similar a la Granodiorita Cuitaca la cual ha sido fechada por Anderson y Silver (1977) en 64 ± 3.4 Ma (Paleoceno) por el método U-Pb en circón. Como otras intrusiones del Cretácico en Sonora, la Granodiorita Cuitaca generó metamorfismo de contacto y *skarns* de cobre y tungsteno en Puertecitos y al oeste de Cananea.

Después de la intrusión de los batolitos de Cuitaca y Tinaja, un enjambre de diques y pequeñas intrusiones o apófisis de pórfido de monzonita de cuarzo se emplazaron en el distrito cuprífero de Cananea a lo largo de dos zonas estructurales importantes: una con orientación NE 40° y la otra NW $60-80^\circ$. Los afloramientos originados por el extenso minado en Cananea han mostrado que muchas de las apófisis no alcanzaron la superficie (Perry, 1961). Sin embargo, varios pórfidos de monzonita de cuarzo al norte de la "cuenca Capote" incluyen cantidades apreciables de vidrio devitrificado y fragmentos curvos, alargados de vidrio volcánico (*shards*), indicando que algunos pórfidos alcanzaron la

superficie o bien estuvieron muy cerca de ella (Valentine, 1936; Meinert, 1980).

Íntimamente asociados con las apófisis de pórfidos de monzonita de cuarzo entre las llamadas localmente “colina Sonora” y la “cuenca Capote” en el distrito minero de Cananea, se encuentran numerosas zonas y chimeneas de brechamiento características, algunas de las cuales contienen los cuerpos mineralizados de ley más alta en el distrito. La intensa alteración sericitica asociada con estos pórfidos impide su fechamiento aunque es posible fechar el último evento de alteración: una muestra alterada sericiticamente del pórfido de cuarzo Teocalli dió una fecha de 52.8 ± 2.3 Ma (Eoceno), mientras que la alteración de cuarzo-flogopita en la chimenea brechada La Colorada ha sido fechada en 58.5 ± 2.1 Ma (Paleoceno) por el método K-Ar en flogopita (Varela, 1972). La mayor parte de los estudios de los ambientes de pórfidos cupríferos indican que la alteración-mineralización inicia al mismo tiempo del emplazamiento de los plutones y continúa por un período de 2 a 3 Ma. Usando el límite superior de 3 Ma, resulta en edades de emplazamiento de 61 a 56 Ma (Paleoceno) para los pórfidos de Cananea. Estas edades K-Ar de muestras alteradas indican un intervalo posible de 5 a 11 Ma entre el emplazamiento del batolito Cuitaca de 64 Ma (Paleoceno) y la alteración de los pórfidos de monzonita de cuarzo (Wodzicki, 1995).

El vulcanismo del Cretácico Tardío al Eoceno es común en el oriente de Sonora. Estas rocas volcánicas son predominantemente andesitas y rocas félsicas alteradas propiliticamente y fueron eruptadas durante el amplio intervalo representado por las rocas plutónicas de Sonora (McDowell et al., 1997).

En las estribaciones de la Sierra Madre Occidental, en el este de Sonora, ocurrieron episodios de actividad magmática desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno, particularmente en el área de Santa Rosa de Yécora (Gans, 1997). Esta actividad está registrada en una sección estratigráfica de 3 a 4 km de espesor que comprende un batolito granodiorítico laramídico y sus rocas encajonantes andesíticas, ignimbritas riolíticas y domos silícicos del Paleógeno inferior a medio y lavas máficas interestratificadas del Oligoceno superior al Mioceno medio con sedimentos tobáceos y conglomerado de abanico. La sedimentación y el vulcanismo han

sido relacionados con un régimen de extensión durante el Terciario (McDowell et al., 1997).

En Lampazos, la secuencia del Cretácico fue intensamente plegada y cabalgada a causa del evento Laramide del Cretácico Tardío, intrusión por plutones silícicos, cubierta por rocas volcánicas terciarias y afectada por fallamiento normal del Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer las revisiones precisas y acuciosas, tanto del Dr. Ricardo Barragán Manzo como de Magdalena Alcayde, que le dieron mayor claridad a este capítulo. Igualmente, sus valiosas observaciones nos pusieron al tanto acerca de las nuevas recomendaciones del Código Estratigráfico Norteamericano, las cuales se siguieron puntualmente en este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilera, J.G., 1888, Estudio de los fenómenos sísmicos del 3 de mayo de 1887: Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana, v. 10, p. 5–56.
- Almazán-Vázquez, Emilio, y Fernández-Aguirre, M.A., 1988, Estratigrafía de la Hoja Arivechi (H12D56), *in* Almazán-Vázquez, Emilio, y Fernández-Aguirre, M.A., eds., Segundo simposio sobre geología y minería de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste; Universidad de Sonora, Departamento de Geología; Dirección General de Fomento Minero del Estado de Sonora; y Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Resúmenes, p. 2–3 (resumen).
- Almazán-Vázquez, Emilio, y Palafox, J.J., 1985, Bioestratigrafía del Cretácico Temprano del Cerro de las Conchas al oriente de Arivechi, Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 2, núms. 1–2, p. 25–29.
- Almeida, Lucía, y Martínez, Enrique, 1982, Estudio palinológico preliminar del Cretácico Superior de la cuenca de Cabullona, Sonora, México: Instituto Nacional de Antropología e Historia, Congreso de Paleobotánica y Palinología, 3, México, D. F., Memoria, p. 213–227.
- Amaya-Martínez, Ricardo, y González-León, C.M., 1993, Las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara y su relación con las secuencias volcanosedimentarias en la porción centro-oriental del estado de Sonora, *in* González-León, C.M., y Vega-Granillo, E.L., eds.: Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes, 3, Libro de Resúmenes, p. 1–2 (resumen).
- Anderson, T.H.; Campbell, P.; y Silver, L.T., 1992, Mylonite at the Mojave-Sonora megashear, northwestern Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 24, p. 147 (resumen).

- Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941–966.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to circum-Pacific magmatism: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 6, p. 484 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Economic Geology*, v. 72, p. 827–836.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, in Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Geology of northern Sonora Guidebook*, Annual Meeting of the Geological Society of America: Pittsburgh, Penn., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste; y the University of Pittsburgh, p. 59–68.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, in Crittenden, M.D., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir* 153, p. 269–283.
- Araujo-Mendieta, Juan, y Estavillo-González, C.F., 1987, Evolución tectónica sedimentaria del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el NE de Sonora, México: *Instituto Mexicano del Petróleo, Revista*, v.19, p. 4–37.
- Araujo-Mendieta, Juan; Estavillo-González, C.F.; y Rodríguez-Benítez, J.L., 1984, Estudio estratigráfico-sedimentológico del Jurásico-Cretácico: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Prospecto Cucurpe, Proyecto C-1151, Informe interno (inédito).
- Asmeron, Y.; Zartman, R.E.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1990, Zircon U-Th-Pb and whole-rock Rb-Sr patterns of lower Mesozoic igneous rocks in the Santa Rita Mountains, southeast Arizona—implications for Mesozoic magmatism and tectonics in the southern Cordillera: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 961–968.
- Baron-Szabo, R.C.; y González-León, C.M., 1999, Lower Cretaceous corals and stratigraphy of the Bisbee Group (Cerro de Oro and Lampazos areas), Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, v. 20, p. 465–497.
- Barragán, Ricardo; Campos-Madrigal, Emiliano; Ferrusquía-Villafraña, Ismael; López-Palomino, Isabel; y Tolson, Gustavo, traductores, 2010, Código estratigráfico norteamericano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 117, xvi + 48 p.
- Barragán, Ricardo, y Maurrasse, F.J.-M.R., 2008, Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, northeast Mexico—biostratigraphic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 1, p. 145–157.
- Barth, A.P.; Jacobson, C.E.; Jacques-Ayala, César; Roldán-Quintana, Jaime; y Pedrick, J.N., 2008, Age of the Altar Schist and Cretaceous deformation in the Caborca-Altar region of northwestern Sonora: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 33, p. 167 (resumen).
- Bartolini, C., y Herrera, S., 1986, Estratigrafía y estructura de la región de Lampazos, Sonora, México: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 3, núm. 2, 13–22.
- Bennett, 1993, Santa Teresa District, Sonora, Mexico—a gold exploration study aided by lithologic mapping, remote sensing analysis, and geographic information system compilation: Boulder, Colorado, University of Colorado, tesis de maestría, 272 p.
- Beraldi-Campesi, Hugo, 2000, Microfósiles permineralizados asociados a estromatolitos cretácicos de Sonora: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 80 p. (inédita).
- Beraldi-Campesi, Hugo; Cevallos-Ferriz, S.R.S.; y Chacón-Baca, Elizabeth, 2004, Microfossil algae associated with Cretaceous stromatolites in the Tarahumara Formation, Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, v. 25, núm. 2, p. 237–253.
- Beraldi-Campesi, Hugo, y Cevallos-Ferriz, S.R.S., 2005, Diversidad de microfósiles en la Formación Tarahumara, Sonora: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 2, p. 261–271.
- Bergmann, B.J.; McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 1993, Mass-gravity sedimentation and sliding in the Cretaceous Bisbee Group at 91 Hills, southern Arizona: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 25, núm. 6, A-68 (resumen).
- Bilodeau, W.L., 1979, Early Cretaceous tectonics and deposition of the Glance Conglomerate, southeastern Arizona: Stanford, California, Stanford University, disertación doctoral, 145 p. (inédita).
- Bilodeau, W.L., 1982, Tectonic models for Early Cretaceous rifting in southeastern Arizona: *Geology*, v. 10, p. 466–470.
- Bilodeau, W.L., y Lindberg, F.A., 1983, Early Cretaceous tectonics and sedimentation in southern Arizona, southwestern New Mexico, and northern Sonora, in Reynolds, M.W., y Dolly, E.D., eds., *Mesozoic paleogeography of the west-central United States*: Denver, Colo., Rocky Mountain Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Symposium 2, p. 173–188.
- Blair, T.C., y McPherson, J.G., 1999, Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 6–19.
- Bojórquez-Ochoa, J.A., y Rosas-Haro, J.A., 1988, Geología de la Hoja de Aconchi H12D13, Municipio de Aconchi, Sonora, México: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 92 p. (inédita).
- Burckhardt, Carl, 1930, Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, v. 49–50, 250 p.
- Calmus, Thierry, y Radelli, Luigi, 1987, Mid-Cretaceous orogeny and Laramide event of Sonora and northern Baja California: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 4, núms. 1–2, p. 51–56.
- Cano-Corona, I., 2001, Estratigrafía y microfacies de la Formación Lampazos, área de Lampazos, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 65 p. (inédita).

- Castro-Morfin, A.A., y Morfin, V.S., 1988, Contribución a la geología del área Cerro de Oro: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 8, p. 19–36.
- Cevallos-Ferriz, S.R.S., y Ricalde-Moreno, Olga, 1995, Palmeras fósiles del norte de México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Anales del Instituto de Biología, Serie Botánica, v. 66, p. 97–106.
- Chacón-Baca, Elizabeth, 2002, Estudio biogeoquímico de los estromatolitos de la Formación Tarahumara: México. D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, disertación doctoral, 138 p. (inédita).
- Chacón-Baca, Elizabeth; Beraldi-Campesi, Hugo; Cevallos-Ferriz, S.R.S.; Knoll, A.; y Golubic, S., 2002, 70 Ma nonmarine diatoms from northern Mexico: *Geology*, v. 30, núm. 3, p. 279–281.
- Clark, K.F., 1987, Summary of the lithology, tectonic framework and metallic deposits in Sierra Madre Occidental, northwestern Mexico: Institute of Mining and Metallurgy, Extract from *Geology in the real world*, the Kingsley Dunham volume, K.C. Dunham, p. 31–50.
- Clark, K.F.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1978, Continuity of magmatism in northern Mexico, 130 m.y.b.p. to present: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 10, p. 381 (resumen).
- Comisión Federal de Electricidad, 1983, Informe geológico final del proyecto Cabullona: Hermosillo, Sonora, Residencia de Estudios Carboníferos de Sonora, informe interno, 81 p. (inédito).
- Cooper, G.A., y Arellano, A.R.V., 1946, Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 30, p. 606–611.
- Corona, F., 1979, Preliminary reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, in Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Geology of northern Sonora: Geological Society of America Annual Meeting Guidebook, Field Trip 27*, p. 32–48.
- Corona, F., 1980, Reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Mexico: Pittsburgh, Pennsylvania, University of Pittsburgh, tesis de maestría, 232 p. (inédita).
- Damon, P.E.; Livingston, D.E.; Mauger, R.L.; Giletti, B.J.; y Pantoja-Alor, Jerjes, 1962, Edad del Precámbrico “Anterior” y de otras rocas del zócalo de la región Caborca-Altar de la parte noroccidental del estado de Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 64, p. 11–44.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; y Clark, K.F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052–1071.
- DeJong, K.A.; Escárcega-Escárcega, A.; y Damon, P.E., 1988, Eastward thrusting, southwestward folding and westward backsliding in the Sierra La Víbora, Sonora, Mexico: *Geology*, v.16, p. 904–907.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 1–16.
- Dickinson, W.R., y Coney, P.J., 1980, Plate tectonics constraints on the origin of the Gulf of Mexico, in Pilger, R.H., ed., *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean: Baton Rouge, La., Louisiana State University*, p. 27–36.
- Dickinson, W.R.; Fiorillo, A.R.; Hall, D.L.; Monreal, R.; Potochnik, A.R.; y Swift, P.N., 1989, Cretaceous stratigraphy of southeastern Arizona, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 447–461.
- Dickinson, W.R.; Klute, M.A.; y Swift, P.A., 1986, The Bisbee basin and its bearing on late Mesozoic paleogeographic and paleotectonic relations between the Cordilleran and Caribbean regions, in Abbott, P.L., ed., *Cretaceous stratigraphy, Western North America: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, v. 46, p. 51–62.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 1999, Post-mid-Paleozoic tectonic assembly of Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 31, núm. 7, A-293 (resumen).
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001a, Tectonic setting and sandstone petrofacies of the Bisbee Basin (USA-Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 475–504.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001b, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, núm. 9, p. 1142–1160.
- Drewes, Harald, 1991, Description and development of the Cordilleran orogenic belt in the southwestern United States and Mexico: *United States Geological Survey Professional Paper* 1572, 92 p.
- Dumble, E.T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: *American Institute of Mining Engineers, Transactions*, v. 29, p. 122–152.
- Dumble, E.T., 1901a, Cretaceous of Obispo Canyon, Sonora, Mexico: *Texas Academy of Sciences Transactions*, v. 4, p. 81.
- Dumble, E.T., 1901b, Occurrence of oyster shells in volcanic deposits in Sonora, Mexico: *Texas Academy of Sciences Transactions*, v. 4, p. 82.
- Dumble, E.T., 1902, Notes on the geology of southeastern Arizona: *American Institute of Mining Engineering, Transactions*, v. 31, p. 676–715.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E., ed., *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 1, p. 108–121.
- Embry, A.F., y Klovan, J.E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, v. 19, p. 730–781.
- Engelbretson, D.C.; Cox, A.; y Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic plates of the Pacific Basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 10291–10310.
- Escalona-Alcázar, F., y Roldán-Quintana, Jaime, 1993, Geología del Cretácico Inferior en el norte de Sonora: *Ciencia*, v. 44, p. 92–93.
- Fernández-Aguirre, M.A.; Monreal-Saavedra, Rogelio; y Grijalva-Haro, A.S., 1993, Carta geológica Sonora, escala 1:500,000: Hermosillo, Sonora, Gobierno del Estado de Sonora, Direc-

- ción General de Fomento Minero; y Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, 1 mapa.
- Finnell, T.L., 1970, Formations of the Bisbee Group, Empire Mountains Quadrangle, Pima County, Arizona, *in* Changes in stratigraphic nomenclature by the United States Geological Survey, 1968: United States Geological Survey Bulletin 1294-A, p. 28–35.
- Gabb, W.M., 1869, Cretaceous and Tertiary fossils of California and northern Mexico: Geological Survey of California, Paleontology, 2, 280 p.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude of Oligocene-Miocene extension in southern Sonora—implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388–408.
- García y Barragán, J.C., 1992, Geology of the western Cerros El Amol, Altar, Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 80 p. (inédita).
- García y Barragán, J.C., 2003, Stratigraphy, sedimentology and tectonic interpretation for the origin of the Late Cretaceous El Tuli Formation in northern Sonora, Mexico: El Paso, Texas, University of Texas at El Paso, disertación doctoral, 194 p. (inédita).
- García y Barragán, J.C.; Jacques-Ayala, César; y DeJong, K.A., 1998, Stratigraphy of the Cerros El Amol, Altar, Sonora, México, *in* Clark, K.F. ed., Gold deposits of northern Sonora, Mexico, Society of Economic Geologists Guidebook Series, núm. 30, p. 101–116.
- García y Barragán, J.C., y Rodríguez-Castañeda, J.L., 1996, Tectonic significance of Late Cretaceous conglomerates in north-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 28, A-115 (resumen).
- Gastil, R.G., 1985, Terranes of peninsular California and adjacent Sonora, *in* Howell, D.G., ed., Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, núm. 1, p. 273–283.
- Gastil, R.G.; Morgan, G.J.; y Krummenacher, D., 1978, Mesozoic history of peninsular California and related areas east of the Gulf of California, *in* Stewart, J.H.; Stevens, C.H.; y Fristche, A.E., eds., Paleozoic paleogeography of the western United States: Los Angeles, California, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, p. 107–115.
- George, P.G., 1995, Structural and stratigraphic evidence for a significant late Albian-early Cenomanian increase in Cordilleran tectonism: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 27, p. A-388 (resumen).
- González-León, C.M., 1978, Geología del área de Arizpe, Sonora centro-septentrional: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 80 p. (inédita).
- González-León, C.M., 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, núm. 2, p. 148–162.
- González-León, C.M., 1989, Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico del área de Cerro de Oro, Sonora: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 109 p. (inédita).
- González-León, C.M., 1994a, Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico: Tucson, Arizona, University of Arizona, disertación doctoral, 144 p. (inédita).
- González-León, C.M., 1994b, Early Cretaceous tectono-sedimentary evolution of the southwestern margin of the Sonora basin: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, p. 139–146.
- González-León, C.M., y Buitrón, B.E., 1984, Bioestratigrafía del Cretácico Inferior del área de Lampazos, Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Congreso Latinoamericano de Paleontología, 3, Memoria, p. 371–377.
- González-León, C.M., y Jacques-Ayala, César, 1988, Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora central: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 5, p. 1–23.
- González-León, C.M., y Jacques-Ayala, César, 1990, Paleogeografía del Cretácico Temprano en Sonora: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Actas, v. 4, p. 125–152.
- González-León, C.M., y Lawton, T., 1995, Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 121–142.
- González-León, C.M., y Lucas, S.G., 1995, Stratigraphy and paleontology of the Early Cretaceous Cerro de Oro Formation, central Sonora, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 41–47.
- González-León, C.M.; Lucas, S.G.; y Kues, B.S., 1993, Stratigraphy and paleontology of the Late Cretaceous Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico, *in* González-León, C.M., y Vega-Granillo, E.L., eds.: Simposio sobre la Geología de Sonora y Áreas Adyacentes, 3, Libro de Resúmenes, p. 37–41.
- González-León, C.M.; McIntosh, W.C.; Lozano-Santacruz, Rufino; Valencia-Moreno, Martín; Amaya-Martínez, Ricardo; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi quadrangles), northwest Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 112, núm. 4, p. 600–610.
- González-León, C.M.; Scott, R.W.; Löser, Hannes; Lawton, T.F.; Robert, E.; y Valencia, V.A., 2008, Upper Aptian-Lower Albian Mural Formation—stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on the Sonoran shelf, northern Mexico: Cretaceous Research, v. 29, núm. 2, p. 249–266.
- González-León, C.M.; Valencia-Moreno, M.A.; Noguez-Alcántara, Benito; y Salvatierra-Domínguez, E., 2006, Mapa geológico de Sonora: Hermosillo, Sonora, <<http://digitalgeosciences.unam.mx>>, acceso libre, consulta: 11 de mayo de 2009.
- Grajales-Nishimura, J.M.; Torres-Vargas, R.; y Terrel, D.J., 1989, Los arcos magmáticos del norte de México, estado de Sono-

- ra, Parte I (Apéndice): Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-2018, 144 p. (Informe inédito).
- Grijalva-Noriega, F.J., 1991, Sobre el Cretácico Temprano en Sonora y áreas adyacentes: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 8, núm. 2, p. 1–18.
- Grijalva-Noriega, F.J., 1996, Cintura Formation—an Early Cretaceous deltaic system in northeastern Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, p. 129–139.
- Harding, L.E., y Coney, P.J., 1985, The geology of the McCoy Mountains Formation, southeastern California and southwestern Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 755–769.
- Hardy, L.R., 1973, The geology of an allochthonous Jurassic sequence in the Sierra de Santa Rosa, northwest Sonora, Mexico: San Diego, California, San Diego State University, tesis de maestría, 92 p. (inédita).
- Hardy, L.R., 1981, Geology of the central Sierra de Santa Rosa, Sonora, Mexico, *in* Ortlieb, Luc, y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Geological Society of America Cordilleran Section Meeting Guidebook, p. 73–98.
- Harrar, W.G., 1989, Geology and paleomagnetism of the central sierra El Batamote, northwestern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 134 p. (inédita).
- Haxel, G.B.; Tosdal, R.M.; May, D.M.; y Wright, J.E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona—thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 631–653.
- Haxel, G.B.; Anderson, T.H.; Riggs, N.R.; y Goodwin, L.G., 1988, The Pápago terrane—a crustal anomaly in south-central Arizona and north-central Sonora: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 20, p. 168 (resumen).
- Hayama, Y.; Shibata, K.; y Takeda, H., 1984, K-Ar ages of the low-grade metamorphic rocks in the Altar Massif, northwest Sonora, Mexico: Journal of the Geological Society of Japan, v. 90, p. 589–596.
- Hayes, P.T., 1970a, Mesozoic stratigraphy of the Mule and Huachuca Mountains, Arizona: United States Geological Survey Professional Paper, núm. 658A, 28 p.
- Hayes, P.T., 1970b, Cretaceous paleogeography of southeastern Arizona and adjacent areas: United States Geological Survey Professional Paper, núm. 658B, 42 p.
- Hayes, P.T., y Drewes, Harald, 1978, Mesozoic depositional history of southeastern Arizona, *in* Callender, J.F.; Wilt, J.C.; y Clemons, R.E., eds., Land of Cochise: New Mexico Geological Society Guidebook, 29th Field Conference, p. 201–207.
- Hernández-Castillo, G.R., 1998, Plantas fósiles permineralizadas del Cretácico Superior de Sonora, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 48 p. (inédita).
- Hernández-Castillo, G.R., y Cevallos-Ferriz, S.R.S., 1999, Reproductive and vegetative organs with affinities to Haloragaceae from the Upper Cretaceous Huépac chert locality of Sonora, Mexico: American Journal of Botany, v. 86, p. 1717–1734.
- Herrera, S., y Bartolini, C., 1983, Geología del área de Lampazos, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 120 p. (inédita).
- Herrera, S.; Bartolini, C.; Pérez, O.; y Buitrón, B.E., 1984, Paleontología del área de Lampazos, Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 1, p. 50–59.
- Imlay, R.W., 1939, Paleogeographic studies in northeastern Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1723–1744.
- Iriondo, Alexander, 2001, Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico—tectonic constraints on the SW margin of Laurentia: Boulder, Colorado, University of Colorado, disertación doctoral, 222 p. (inédita).
- Jacques-Ayala, César, 1983, Sierra El Chanate, NW Sonora, Mexico—stratigraphy, sedimentology and structure: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 148 p. (inédita).
- Jacques-Ayala, César, 1986, Reconocimiento geológico de los Cerros El Amol, noroeste de Sonora—resultados preliminares: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Informe interno, 15 p. (inédito).
- Jacques-Ayala, César, 1989, Arroyo Sásabe Formation (Aptian-Albian), northwestern Sonora, Mexico—marginal marine sedimentation in the Sonora back-arc basin: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 171–178.
- Jacques-Ayala, César, 1992a, The Lower Cretaceous Bisbee Group in the surroundings of Santa Ana, *in* Clark, K.F.; Roldán-Quintana, Jaime; y Schmitt, H.R., eds., Geology and mineral resources of the Sierra Madre Occidental: El Paso Geological Society Guidebook, p. 349–357.
- Jacques-Ayala, César, 1992b, The Lower Cretaceous Glance Conglomerate and Morita Formation of the Sierra El Chanate, northwestern Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 10, p. 37–46.
- Jacques-Ayala, César, 1992c, Stratigraphy of the Lower Cretaceous Cintura Formation, Sierra El Chanate, northwestern Sonora, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 10, p. 129–136.
- Jacques-Ayala, César, 1993, The Cretaceous in the Caborca-Santa Ana region, northern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, disertación doctoral, 146 p. (inédita).
- Jacques-Ayala, César, 1995, Paleogeography and provenance of the Lower Cretaceous Bisbee Group in Caborca-Santa Ana area, northwestern Sonora, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 79–109.
- Jacques-Ayala, César, 2000, Deletion of the Mojave-Sonora megashear as a terrane boundary—stratigraphic, sedimentologic, and structural evidence, *in* Calmus, Thierry, y Pérez-Segura, Efrén, eds., Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y áreas adyacentes. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Publicaciones Ocasionales, v. 2, p. 46–47.

- Jacques-Ayala, César, 2003, Late Cretaceous piggy-back basins in northern Sonora (NW Mexico)—evidence of a major Laramide thrusting: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, p. 70 (resumen).
- Jacques-Ayala, César, y Potter, P.E., 1987, Stratigraphy and paleogeography of Lower Cretaceous rocks, Sierra El Chanate, northwest Sonora, Mexico, in Dickinson, W.R., y Klute, M., eds., *Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas*: *Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 203–214.
- Jacques-Ayala, César; Alencaster, Gloria; y Buitrón, B.E., 1990a, Macrofauna marina del Aptiano-Albiano de la región de Caborca, Sonora: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 3, p. 73–80.
- Jacques-Ayala, César; García y Barragán, J.C.; y DeJong, K.A., 1990b, Caborca-Altar geology—Cretaceous sedimentation and compression, Tertiary uplift and extension, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Arizona Geological Survey Special Paper 7, Geological excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora*: *Arizona Geological Survey Special Paper 7*, p. 165–182.
- Jacques-Ayala, César; Grajales-Nishimura, J.M.; y Terrel, D.J., 1990c, Early Cretaceous marine sedimentation and volcanism in some localities of northern Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, p. 31 (resumen).
- Jacques-Ayala, César; García y Barragán, J.C.; DeJong, K.A.; López, M.; y Layer, P., 1993, Age constraints for Cretaceous-early Tertiary thrusting and folding, northwest Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Hermosillo, Sonora, Simposio sobre la Geología de Sonora y áreas adyacentes*, 3, Resúmenes, p. 61–63 (resumen).
- Jacques-Ayala, César, y Clark, K.F., 1998, Lithology, structure and gold deposits of northwestern Sonora, Mexico, in Clark, K.F., ed., *Gold deposits of northern Sonora, Mexico*: *Society of Economic Geologists, Guidebook Series*, núm. 30, p. 203–248.
- Jacques-Ayala, César; Barth, A.; Wooden, J.L.; y Jacobson, C.E., 2009, Provenance and U-Pb geochronology of the El Chanate Group (Late Cretaceous), northwestern Sonora, Mexico, and its tectonic significance: *International Geology Review*, v. 51, p. 1051–1077.
- Keller, W.T., 1928, Stratigraphische beobachtungen in Sonora (northwest Mexico): *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 21, p. 327–335.
- Kietzke, K.K.; Lucas, S.G.; y González-León, C.M., 1993, Late Cretaceous charophytes from the Cabullona Group, northeastern Sonora, Mexico, in González-León, C.M., y Vega-Granillo, E.L., eds.: *Simposio de Geología de Sonora*, 3, Libro de Resúmenes, p. 63–65 (resumen).
- Kimbrough, D.L.; Smith, D.P.; Mahoney, J.B.; Grove, M.; Gastil, R.G.; Ortega-Rivera, Amabel; y Fanning, C.M., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California: *Geology*, v. 29, p. 491–494.
- King, R.E., 1935, Geological reconnaissance in central Sonora: *American Journal of Science*, v. 28, p. 81–101.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 50, p. 1625–1722.
- Klute, M.A., 1991, Sedimentology, sandstone petrofacies, and tectonic setting of the late Mesozoic Bisbee basin, southeastern Arizona: Tucson, Arizona, University of Arizona, disertación doctoral, 272 p. (inédita).
- Kluth, C.F.; Butler, R.F.; Harding, L.E.; Shafiqullah, M.; y Damon, P.E., 1982, Paleomagnetism of Late Jurassic rocks in northern Canelo Hills, southeastern Arizona: *Journal of Geophysical Research*, v. 87 (B8), p. 7079–7086.
- Lawton, T.F., y Dickinson, W.R., 1999, Late Paleozoic to Paleogene evolution of the southwest border region (USA-Mexico)—implications for regional tectonics: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 31, núm. 7, p. A-294 (resumen).
- Lawton, T.F., y McMillan, N.J., 1999, Arc abandonment as a cause for passive continental rifting—comparison of the Jurassic borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift: *Geology*, v. 27, p. 779–782.
- Lawton, T.F.; González-León, C.M.; Lucas, S.G.; y Scott, R.W., 2004, Stratigraphy and sedimentology of the upper Aptian-upper Albian Mural Limestone (Bisbee Group) in northern Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, v. 25, p. 43–60.
- Löser, Hannes, 2006, Taxonomy, stratigraphical distribution and paleogeography of the Early Cretaceous coral genus *Holocystis*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, p. 288–301.
- Löser, Hannes, y González-León, C.M., 2005, Biostratigraphy of the Late Aptian-Early Albian Mural Formation in Sonora (Mexico), in Godet, A.; Mort, H.; Linder, P.; y Bodin, S., eds.: *International Symposium on the Cretaceous*, 7, Neuchâtel, Switzerland, Scientific Program and Abstracts, p. 129 (resumen).
- Löser, Hannes; González-León, C.M.; y Scott, R., 2006, Biostratigrafía y paleontología de la Caliza Mural (Cretácico Inferior, Sonora): *Congreso Nacional de Paleontología*, 10, México, D. F., Memoria, p. 52 (resumen).
- Longoria, J.F., y Pérez-Venzor, J.A., 1978, Bosquejo geológico de los Cerros El Chino y Rajón, Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora): *Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín*, v. 1, p. 119–144.
- Lucas, S.G., y González-León, C.M., 1990, Reporte preliminar sobre dinosaurios del Cretácico Tardío de la cuenca de Cabullona, Sonora: *Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín*, v. 7, p. 1–6.
- Lucas, S.; Kues, B.S.; y González-León, C.M., 1995, Paleontology of the Upper Cretaceous Cabullona Group, northeastern Sonora, in Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas*: *Geological Society of America Special Paper 301*, p. 143–165.
- Luperto-Sinni, E., y Masse, J.P., 1993, Specie nuove di foraminiferi bentonici dell'Aptiano inferiore carbonatico delle Murge (Italia meridionale): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 99, p. 214–224.

- Mack, G.H., 1987, Mid-Cretaceous (late Albian) change from rift to retroarc foreland basin in southwestern New Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 507–514.
- Martínez-García, H., y Soots-López, N., 1994, Geología de la hoja Banámichi H12B83, Municipios de Banámichi y Arizpe, Sonora centro-septentrional: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 86 p.
- McComb, T., 1987, Structural geology of southeastern Sierra El Batamote (northwestern Sonora, Mexico): Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 111 p.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; Amaya-Martínez, Ricardo; y González-León, C.M., 1994, The Tarahumara Formation—a neglected component of the Laramide magmatic arc in Sonora: *Eos*, v. 14, núm. 5, p. 76 (resumen).
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Amaya-Martínez, Ricardo, 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 1349–1360.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Conelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 521–531.
- McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 1991, Aptian-Albian history of northern Sonora and southern Arizona: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 23, núm. 5, p. A127.
- McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 1993, Regional slide masses—structural red herrings in Cretaceous rocks, northernmost Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 25, núm. 6, p. A476.
- McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 1994, Mountain-forming megablocks in the Jurassic (?) of northernmost Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 26, p. A386.
- McKee, M.B., 1991, Deformation and stratigraphic relationships of mid-Cretaceous to early Tertiary mass gravity slides in a marine basin in Sonora, Mexico: Pittsburgh, Pennsylvania, University of Pittsburgh, disertación doctoral, 286 p.
- McKee, M.B., y Anderson, T.H., 1998, Mass-gravity deposits in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 1516–1529.
- Meinert, L.D., 1980, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea district Sonora, Mexico: Stanford, California, Stanford University, disertación doctoral, 232 p.
- Meinert, L.D., 1982, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 77, p. 919–949.
- Menschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram: *Chemical Geology*, v. 56, p. 207–218.
- Minjárez-Sosa, Ismael, 1991, La orogenia mesocretácica en Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 8, núm. 2, p. 19–36.
- Monreal, Rogelio, 1989, Regional stratigraphic studies of the Lower Cretaceous in northern Mexico and the southern United States: Richardson, Texas, University of Texas at Dallas, disertación doctoral, 371 p. (inédita).
- Monreal, Rogelio, 1994, Facies changes, unconformities, stratigraphic juxtapositions and their tectonic implications of the Cretaceous of Cerro de Oro, central Sonora, Mexico: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 11, núm. 1, p. 1–30.
- Monreal, Rogelio, 1995, Las facies marinas (Aptiano-Albiano) del Grupo Bisbee y cronocorrelativas en Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 12, núm. 1, p. 65–78.
- Monreal-Saavedra, Rogelio, 1997, Microfacies of a Lower Cretaceous marine succession in Cerro Las Conchas, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, núm. 1, p. 38–49.
- Monreal, Rogelio; Valenzuela, M.; y González-León, C.M., 1994, A revision of the stratigraphic nomenclature for the Cretaceous of northern Sonora, and some paleogeographic implications: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 11, núm. 1, p. 171–190.
- Monreal, Rogelio, y Longoria, J.F., 1999, A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua trough, north-central Mexico—implications for lithocorrelations, *in* Bartolini, Claudio; Wilson, J.; y Lawton, T.F., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Geological Society of America Special Paper 240, p. 69–92.
- Monreal, Rogelio, y Longoria, J.F., 2000a, Lower Cretaceous rocks of Sierra Los Chinos, east-central Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 39, núm. 4, p. 309–322.
- Monreal, Rogelio, y Longoria, J.F., 2000b, Stratigraphy and structure of the Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora (northwest Mexico), and its relationship to the Coast Gulf succession: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, p. 309–322.
- Monreal, Rogelio; Santa María-Díaz, A.; y Monreal de la Cruz, A., 2001, La Formación Los Picachos (Cretácico Inferior) en la Sierra Los Chinos, este-central de Sonora—un conglomerado intraformacional, *in* Corona-Esquivel, Rodolfo, y Gómez-Godoy, Jorge, eds., *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Internacional*, 24, Acapulco, Gro., Acta de Sesiones, p. 99–101.
- Montaño-Jiménez, T.R., 1988, Geología del área de El Tigre, norreste de Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 135 p. (inédita).
- Moullade, M.; Peybernes, B.; Rey, J.; y Saint-Marc, P., 1985, Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and mid-Cretaceous Mesogean Orbitolinids (Foraminifera): *Journal of Foraminiferal Research*, v. 15, p. 149–158.
- Mulchay, R.B., y Velasco, J.R., 1954, Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, Mexico, and tentative correlation with the sections at Bisbee and the Swisshelm Mountains, Arizona: *AIME, Transactions*, p. 628–632.

- Nations, J.D., 1989, Cretaceous history of northeastern and east-central Arizona, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Digest*, v. 17, p. 435–446.
- Navarro-Fuentes, J.C., 1989, *Estratigrafía del Cretácico Inferior en el área de Santa Ana, Sonora, México*: Ensenada, Baja California, Universidad Autónoma de Baja California, tesis de licenciatura, 98 p. (inédita).
- Nourse, J.A., 1989, Geological evolution of two crustal shear zones; part II, The Magdalena metamorphic core complex, north-central Sonora, Mexico: Pasadena, California, California Institute of Technology, disertación doctoral, 65–395 (inédita).
- Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora, Mexico, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7*, p. 155–164.
- Nourse, J.A., 1995, Jurassic-Cretaceous paleogeography of the Magdalena region, northern Sonora, and its influence on the regional distribution of Tertiary metamorphic core complexes, in Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301*, p. 59–78.
- Nourse, J.A.; Stahl, E.; Acosta, R.J.; y Pratt, M.L., 2000, Stratigraphic position and deformation history of the stretched-conglomerate belt north of Altar and Caborca, in Calmus, Thierry, y Pérez-Segura, Efrén, eds.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste; y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Cuarta Reunión sobre la Geología de Sonora y Áreas Adyacentes, p. 72–73 (resumen).
- Nourse, J.A., 2001, Tectonic insights from a stretched Upper Jurassic-Lower Cretaceous conglomerate, Caborca-Altar region, Sonora, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 453–474.
- Palafox, J.J., y Martínez, J.A., 1985, *Estratigrafía del área de Arivechi, Sonora*: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 2, p. 30–56.
- Pérez-Ramos, Olivia, 1986, *Coalcomana ramosa* (Boehm), rudista (molusca-Bivalvia) del Albiano Temprano de la región de Santa Ana, Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 3, p. 11–17.
- Perry, V.D., 1961, The significance of mineralized breccia pipes: *Mining Engineering*, v. 13, p. 367–376.
- Plascencia-Corrales, C.A., 2008, *Caracterización estratigráfica y petrográfica de la Formación Tarahumara en el área de Banámichi, Sonora*: Hermosillo, Sonora, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, tesis de licenciatura, 65 p.
- Popenoe, W.P.; Imlay, R.W.; y Murphy, M.A., 1960, Correlation of the Cretaceous formations of the Pacific coast (United States and northwestern Mexico): *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 1491–1540.
- Pubellier, M., 1987, *Rélations entre domaines Cordillera et Mesogéen au nord du Mexique; étude géologique de la Vallée de Sahuaripa, Sonora central*: París, Francia, Université Paris 6, tesis de doctorado, 219 p. (inédita).
- Pubellier, Manuel, y Rangin, Claude, 1988, *Mise en évidence d'une phase cénomano-turonienne en Sonora central (Mexique)—conséquences sur les relations structurales en domaine cordilléraire et domaine téthysien: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (París)*, serie 2, v. 305, p. 1093–1098.
- Ramos-Velázquez, Ernesto; Calmus, Thierry; Valencia, Víctor; Iriando, Alexander; Valencia-Moreno, Martín; y Bellon, Hervé, 2008, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the coastal Sonora batholith—new insights on Laramide continental arc magmatism: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 2, p. 314–333.
- Rangin, Claude, 1977, *Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 1–4.
- Rangin, Claude, 1982, *Contribution à l'étude géologique du Système Cordilléraire du nord-ouest du Mexique*: París, Francia, Université Pierre et Marie Curie, tesis de doctorado, 588 p. (inédita).
- Rangin, Claude, y Córdoba, D.A., 1976, *Extensión de la cuenca cretácica chihuahuense en Sonora septentrional y sus deformaciones*: Congreso Latinoamericano de Geología, 1, México, Resúmenes, p. 114 (resumen).
- Ransome, F.L., 1904, *The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona*: United States Geological Survey Professional Paper, núm. 21, 168 p.
- Rémond de Corbinau, A., 1866, *Notice of geological exploration in northern Mexico: Proceedings of the California Academy of Sciences*, v. 3, p. 244–247.
- Ricalde-Moreno, O.S., 1994, *Descripción anatómica de ejes vegetativos de palmeras fósiles del norte de México*: México, Distrito Federal, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 113 p. (inédita).
- Ricalde-Moreno, O.S., y Cevallos-Feriz, S.R.S., 1993, *Plantas permineralizadas del estado de Sonora*, in González-León, C.M., y Vega-Granillo, E.L., eds., *Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes*, 3, Libro de Resúmenes, p. 104–106.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1991, *Mesozoic stratigraphy in north-central Sonora, Mexico*: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 8, núm. 1, p. 13–27.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994, *Geología del área El Teguachi, estado de Sonora, México*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 11–28.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1999, *Cretaceous-Tertiary detachment surface—cerro El Vigía, structural block in the Banámichi-San Antonio region, central Sonora, Mexico*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 16, p. 63–72.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 2002, *Tectónica cretácica y terciaria en la margen suroeste del Alto Cananea, Sonora norte-central: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, disertación doctoral*, 217 p. (inédita).
- Rodríguez-Castañeda, J.L., y García y Barragán, J.C., 1999, *Cartografía geológica a detalle en la parte norte-central del estado de Sonora, región rancho San Antonio-Banámichi—herramienta indispensable en la caracterización de la evolución*

- tectónica de la región durante el Cretácico Tardío: *GEOS*, v. 19, p. 218 (resumen).
- Rodríguez-Castañeda, J.L.; Rodríguez-Torres, Rafael; y García y Barragán, J.C., 2000, Interpretación tectono-estructural de información geofísica en la región del rancho San Antonio, Sonora norte-central—su ubicación en un contexto local y regional, *in* Calmus, Thierry, y Pérez-Segura, Efrén, eds.: Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y áreas adyacentes, Hermosillo, Sonora, Libro de Resúmenes, p. 102 (resumen).
- Roldán-Quintana, Jaime, 1989, Geología de la Hoja Baviácora, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 1–14.
- Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, *in* Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254*, p. 69–80.
- Roldán-Quintana, Jaime; McDowell, F.W.; y Valencia-Moreno, Martín, 2002, Datos geoquímicos e isotópicos de las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara en el sur de Sonora: *GEOS*, v. 22, núm. 2, p. 239.
- Rosales-Domínguez, M.C.; Grajales-Nishimura, J.M.; Sánchez-Ríos, M.A.; Gómez-Luna, M.E.; y Dueñas, M.A., 1995, Biostratigraphy of the Lower Cretaceous Bisbee Group, Rancho Culantrillo area, northeastern Sonora, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 301*, p. 49–57.
- Salas-Pizá, G.A., 1968, Areal geology and petrology of the igneous rocks of the Santa Ana region, northwest Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 31, núm. 1, p. 11–63.
- Scott, R.W., 1987, Stratigraphy and correlation of the Lower Cretaceous Mural Limestone, Arizona and Sonora: *Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 327–334.
- Scott, R.W., y Kidson, E.J., 1977, Lower Cretaceous depositional systems, West Texas, *in* Bebout, D.G., y Loucks, R.G., eds., *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: Austin, Texas, University of Texas Bureau of Economic Geology Report Investigation*, núm. 89, p. 169–181.
- Scott, R.W., y González-León, C.M., 1991, Paleontology and biostratigraphy of Cretaceous rocks, Lampazos area, Sonora, Mexico, *in* Jacques-Ayala, César, y Pérez-Segura, Efrén, eds., *Geological Society of America Special Paper 254*, p. 51–67.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2004, Carta geológico-minera estado de Sonora, escala 1:500,000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Silver, L.T.; Early, T.O.; y Anderson, T.H., 1975, Petrological, geochemical, and geochronological asymmetries of the Peninsular Ranges batholith: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 7, p. 375 (resumen).
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1983, Further evidence and analysis of the role of the Mojave-Sonora megashear(s) in Mesozoic Cordilleran tectonics: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 15, núm. 5, p. 273 (resumen).
- Sosson, Manuel, y Calmus, Thierry, 1990, Early-Late Cretaceous overthrusting in northern Sonora (Mexico) responsible for a large scale displacement of the Nevadan belt, *in* Aubouin, Jean, y Bourgeois, Jacques, eds., *Tectonics of Circum-Pacific Continental Margins, Proceedings of the 28th International Geological Congress, Washington, D. C., July 1989: Utrecht, The Netherlands, VSP*, p. 37–50.
- Stewart, J.H.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Palmer, A.R., 2002, Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico—Rodinian supercontinent to Laurentian Cordilleran margin, *in* Barth, A., ed., *Contributions to crustal evolution of the Southwestern United States, Geological Society of America Special Paper 365*, p. 5–48.
- Stoyanow, A., 1949, Lower Cretaceous stratigraphy in southeastern Arizona: *Geological Society of America Memoir* 38, 169 p.
- Suter, Max, 2007, The first geologic map of Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59, p. 1–7.
- Taliaferro, N.L., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora, Mexico: *Journal of Geology*, v. 41, p. 12–37.
- Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; y Wright, J.E., 1989, Jurassic geology of the Sonoran desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora—construction of a continental-margin magmatic arc, *in* Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 397–434.
- Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; Anderson, T.H.; Connors, C.D.; May, D.J.; y Wright, J.E., 1990, Highlights of Jurassic, Late Cretaceous to early Tertiary, and middle Tertiary tectonics, south-central Arizona and north-central Sonora, *in* Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7*, p. 76–88.
- Valencia-Gómez, V.A., 1994, Estratigrafía y microfacies del Cretácico Inferior de Lampazos, Sonora, México: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 11, p. 59–86.
- Valencia-Moreno, M.; Ruiz, Joaquín; Barton, M.D.; Patchett, P.J.; Zürcher, Lucas; Hodkinson, D.G.; y Roldán-Quintana, Jaime, 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico—identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, núm. 11, p. 1409–1422.
- Valencia-Moreno, Martín; Ruiz, Joaquín; Ochoa-Landín, Lucas; Martínez-Serrano, Raymundo; y Vargas-Navarro, P., 2003, Geochemistry of the coastal Sonora batholith, Northwestern Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, núm. 6, p. 819–831.
- Valencia-Moreno, Martín; Iriondo, Alexander; y González-León, C.M., 2006, Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous-Early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende geochronology of granitic rocks: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, núms. 1–2, p. 22–38.
- Valentine, W.G., 1936, Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 53–86.

- Varela, F.E., 1972, Tourmaline in the Cananea mining district, Sonora, Mexico: Berkeley, California, University of California, tesis de maestría, 79 p. (inédita).
- Villaseñor, A.B.; González-León, C.M.; y Lawton, T.F., 2003, A new Upper Jurassic ammonoid fauna from the Cucurpe Formation, Sonora: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 35, núm. 4, p. 31 (resumen).
- Warzeski, E.R., 1987, Revised stratigraphy of the Mural Limestone—a Lower Cretaceous carbonate shelf in Arizona and Sonora, in Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 335–363.
- Willard, J.D., 1988, Geology, sandstone petrography, and provenance of the Jurassic (?)–Cretaceous rocks of the Puerto El Álamo area, northwestern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 250 p. (inédita).
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tónichi, Sonora, Mexico: United States Geological Survey Bulletin 962-A, p. 1–80.
- Wodzicki, W.A., 1995, The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico: Tucson, Arizona, University of Arizona, tesis de maestría, 181 p. (inédita).
- Young, K.P., 1974, Lower Albian and Aptian (Cretaceous) ammonites of Texas, in Perkins, B.F., ed., Aspects of Trinity Geology: Baton Rouge, Louisiana State University, Geoscience and Man v. 8, p. 175–228.
- Zeller, R.A., Jr., 1965, Stratigraphy of the Big Hatchet Mountains area, New Mexico: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir 16, 128 p.
-

Valencia-Moreno, Martín, y Ortega-Rivera, Amabel, 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.

Capítulo 6

CRETÁCICO TARDÍO-EOCENO MEDIO EN EL NOROESTE DE MÉXICO—EVOLUCIÓN DEL ARCO MAGMÁTICO CONTINENTAL Y SU CONTEXTO GEODINÁMICO (OROGENIA LARAMIDE)

Martín Valencia-Moreno[#]
y Amabel Ortega-Rivera*[&]*

RESUMEN

La actividad orogénica asociada a la subducción sostenida de la placa oceánica Farallón, debajo del borde occidental de América del Norte, dejó marcadas evidencias de su paso por el noroeste de México, especialmente durante el Cretácico y el Paleógeno. Entre éstas, destaca el emplazamiento de la porción sur del Batolito de las Sierras Peninsulares a través de Baja California y la porción occidental de Sinaloa, y del cinturón volcánico-plutónico laramídico en Sonora y Sinaloa.

Comúnmente, se acepta la idea de que la orogenia Laramide se dio en respuesta a ajustes en la geometría de la subducción, como resultado de cambios importantes en la relación de convergencia de las placas. Dichos ajustes forzaron al eje del magmatismo asociado a moverse tierra adentro, en respuesta a la reducción progresiva del ángulo de subducción. A escala regional, la compresión de la orogenia Laramide deformó la corteza en dos estilos distintivos: uno que está caracterizado por deformación de piel delgada del cinturón de pliegues y cabalgaduras del suroeste de los Estados Unidos y la Sierra Madre Oriental en México; y el otro, el cual es comúnmente referido como “la tectónica Laramide típica”, está ejemplificado por el levantamiento de grandes bloques corticales del suroeste y centro de los E. U. A.

En Sonora, la deformación compresiva es mucho menos conspicua; sin embargo, la abundancia y continuidad de los afloramientos de rocas ígneas laramídicas, convierten a esta región en un sitio interesante para evaluar la evolución magmática de un arco continental de larga duración. De acuerdo con los datos geocronológicos disponibles, se estima que la actividad magmática arribó a la parte occidental de Sonora aproximadamente a los 90 Ma. Luego, a los ~77 Ma, el foco de la actividad ígnea migró más rápidamente hacia el interior del continente, alcanzando el extremo oriental de Sonora a los ~59 Ma. Como se mencionó arriba, la migración magmática se interpreta como el resultado de la reducción gradual del ángulo de la placa Farallón. Sin embargo, las edades entre 95 y 89 Ma, reportadas para el oriente de Sonora, complican la aparente simplicidad de este escenario tectónico basado en la existencia de un solo arco volcánico migratorio. En este sentido, se necesita un mayor soporte geocronológico y geoquímico que permita dilucidar un modelo alternativo del marco tectónico de Sonora que reconcilie la distribución de las edades durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno.

Los afloramientos de las rocas ígneas laramídicas siguen un alineamiento NW-SE, y comprenden numerosos plutones de dimensiones variables, cuya composición varía entre cuarzodiorita y granito. Estos plutones están, a su vez, cortados por enjambres de diques de aplita, pegmatita, granófono y lamprófono.

*Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México.

[#]E-mail: valencia@geologia.unam.mx

[&]E-mail: amabel@servidor.unam.mx

Las rocas volcánicas laramídicas se caracterizan por aglomerados y derrames de lava de composición intermedia, seguidas por tobas andesíticas intercaladas localmente con depósitos lacustres fosilíferos en algunos lugares, los cuales están, a su vez, sobreyacidos por derrames y tobas riolíticas y riodacíticas. Debido a su relativa mayor resistencia a la erosión, las rocas volcánicas están mejor preservadas en la porción oriental del cinturón, mientras que al oeste el cinturón está dominado por granitoides intensamente erosionados.

En Sonora, los estudios basados en la composición química de los granitoides han dado evidencias importantes acerca de la naturaleza del basamento subyacente, particularmente donde éste no aflora. En esta región del país, el cinturón magmático laramídico se emplazó a través de diferentes tipos de basamento. En la parte septentrional, las rocas plutónicas intrusieron un dominio cortical de afinidad norteamericana, caracterizado por rocas cristalinas proterozoicas, cubiertas por estratos de plataforma del Neoproterozoico y Paleozoico. La porción central del cinturón magmático intrusionó rocas sedimentarias de cuenca marina marginal a profunda del Paleozoico. Hacia el sur, el cinturón magmático intrusionó una corteza caracterizada por rocas de arco insular del Mesozoico medio y tardío del terreno Guerrero.

Esta variación del basamento intrusionado no se observa muy claramente en la composición de los elementos mayores y traza, aunque en la costa de Sonora los batolitos son más tonalíticos ($<K_2O/SiO_2$). Sin embargo, los elementos de las tierras raras (REE) parecen ser trazadores más eficientes. La parte norte del cinturón muestra patrones de REE normalizados a condrita, estando las curvas de las gráficas más enriquecidas en REE ligeras, comúnmente con intensas anomalías negativas de Eu. En contraste, los patrones de REE en la porción sur más planos, con anomalías de Eu muy poco desarrolladas, las cuales pueden, incluso, volverse positivas. En la porción central del cinturón, los patrones de REE muestran características intermedias. Las relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd son indicadores aún más sensitivos de las variaciones en el basamento. Las firmas iniciales en la parte norte dieron los valores más altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7064 a 0.7089), acoplados con los valores de ϵNd más negativos (típicamente entre -4.2 y -5.4). Por el contrario, en la parte sur del cinturón magmático, las relaciones de Sr son más bajas (0.7026 a 0.7062), y los valores de ϵNd son más positivos (entre +4.2 y -0.9). De nuevo, en la porción central las firmas son intermedias, aunque más cercanas a las de la parte norte del cinturón. Considerando el mismo criterio de la línea de Sr 0.706, que se considera como el límite o el borde del basamento norteamericano en el suroeste de los Estados Unidos, los datos disponibles sugieren que este límite se extiende por la región costera de Sonora y se dobla en dirección ~E-W en el sur de Sonora, cerca del límite con Sinaloa, presumiblemente siguiendo en esa dirección por debajo de la Sierra Madre Occidental.

De acuerdo a lo anterior, las firmas isotópicas sugieren que el magma inicial se produjo por la fusión parcial de la cuña de manto, pero que su composición fue modificada posteriormente por la asimilación de rocas provenientes de distintas fuentes corticales. Otra posible explicación que ha sido propuesta para las partes norte y central del cinturón, es por fusión pura de la corteza inferior granulítica, con poca o nada de participación de magma derivado del manto.

La orogenia Laramide en Sonora tuvo, además, una gran relevancia en la generación y emplazamiento de numerosos yacimientos minerales, incluyendo la extensión sur del cinturón de pórfidos de cobre del suroeste de América del Norte. Los sistemas de pórfido de cobre se formaron durante el enfriamiento de algunos centros intrusivos, y de manera similar a éstos, la mineralización tuvo también un significativo control por parte del tipo de basamento intrusionado, lo cual dio lugar a la formación de sistemas de Cu-Mo-W en

la parte del cinturón donde el basamento está subyacido por rocas norteamericanas, y de Cu-Au donde los plutones laramídicos fueron emplazados en una corteza más primitiva asociada a terrenos de acreción tectónica.

Palabras clave: Tectónica, orogenia Laramide, Sonora, México

ABSTRACT

The orogenic activity associated with the sustained subduction of the Farallon oceanic plate, beneath the western edge of North America, imprinted notable features in northwestern Mexico, particularly during the Cretaceous and Paleogene. They include the emplacement of the southern portion of the Peninsular Ranges batholith of Baja California and western Sinaloa, and the broad Laramide magmatic belt of Sonora and Sinaloa.

It is currently accepted that the Laramide orogeny resulted from adjustments in the geometry of the subduction, as a result of important changes in the rate of plate convergence. These adjustments forced the locus of associated magmatism to move inland, as a response of a progressively shallower subduction angle. At a regional scale, the Laramide orogenic compression deformed the crust in two distinctive styles: one that is characterized by the thin-skinned fold-and-thrust belt of southwestern United States and the Sierra Madre Oriental in Mexico, and the other one, which is commonly referred to as the “typical Laramide tectonics”, is portrayed by the uplifting of large crustal blocks of southwestern and central U.S.

In Sonora, the compressive deformation is by far less conspicuous; however, the abundance and continuity of outcrops of Laramide igneous rocks make this region of interest to evaluate the magmatic evolution of a long-lived continental arc. According to the available geochronological data, it is estimated that the magmatic activity reached western Sonora at about 90 Ma. Then, at ~77 Ma the focus of the igneous activity started to move faster into the continent, reaching the eastern edge of Sonora ~59 Ma. As mentioned above, the eastward arc migration is interpreted as a result of a gradual decrease in the subduction angle. However, isotopic ages between 95–89 Ma reported for eastern Sonora complicate the apparently simplicity of this tectonic scenario based on a single migrating volcanic arc. In this sense, more geochemical and geochronological data are needed to elucidate an alternative tectonic model that reconciles this age distribution in Sonora during the Late Cretaceous and Paleogene times.

Laramide igneous rock outcrops follow a NW-SE trend, and comprise numerous variable-size plutons whose composition ranges from quartz diorite to granite. Swarms of aplite, pegmatite, granophyre and lamprophyre dikes crosscut these plutons.

The Laramide volcanic rocks are characterized by a sequence of agglomerates and lava flows of intermediate composition, followed by andesitic tuffs interbedded with locally fossiliferous lacustrine deposits, which are in turn overlain by rhyolite and rhyodacite lava flows and tuffs. Because of its relatively high resistance to erosion, the Laramide volcanic rocks are best preserved in the eastern part of the belt, whereas in the western part, the belt is dominated by intensely eroded granitoids.

In Sonora, studies based on the chemical composition of the granitoids have yielded important evidence regarding the nature of the underlying basement, particularly where it is concealed. In this part of the country, the Laramide magmatic belt was emplaced

across rocks of different basement types. In the northern part, the plutonic rocks intruded a crustal domain of North American affinity, characterized by Proterozoic crystalline rocks, covered by Neoproterozoic and Paleozoic platform strata. The central part of the magmatic belt intruded marginal- to deep-basin marine sedimentary Paleozoic rocks. In the southern part, the magmatic belt intruded a crust characterized by mid- to late Mesozoic island-arc rocks of the Guerrero terrane.

This variation in the nature of the intruded basement is not clearly revealed in the major and trace element compositions of the studied rocks, although the coastal Sonora granitoids are more tonalitic ($<K_2O/SiO_2$). However, the rare earth elements (REE) appear to be more efficient tracers. In the north part of the belt, the chondrite-normalized REE curves of the graphs are more enriched in the light REE, commonly displaying deep negative Eu anomalies. In contrast, the REE patterns in the southern part are flatter, with poorly developed Eu anomalies, which even may turn positive. In the central part of the belt, the REE patterns show somehow intermediate REE characteristics. The Rb-Sr and Sm-Nd isotopic ratios are even more sensitive tracers of the variations in the basement. The isotopic signatures in the north part yielded the highest $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios (0.7064 to 0.7089), coupled with the most negative ϵNd values (typically between -4.2 and -5.4). On the contrary, in the south part of the belt, the Sr isotopic ratios are lower (0.7026 to 0.7062), and the ϵNd values are more positive (between +4.2 and -0.9). Again, in the central portion of the belt the isotopic signatures are intermediate, although closer to those observed in the north part. Considering the criteria that the Sr line 0.7026 is the limit or edge of the North American craton in the southwestern United States, available data suggest that this limit extends through the coastal region of Sonora and turns into ~E-W direction in the south of Sonora, near the border with Sinaloa, presumably following in that direction under the Sierra Madre Occidental.

Based on the aforementioned, the isotopic signatures suggest that the initial magma formed by partial melting of the mantle wedge, its composition being later modified by assimilation of rocks coming from different crustal sources. Other likely explanation that has been proposed for the isotopic composition observed in the northern and central parts of the belt is by pure melting of the granulitic lower crust, with little or no participation of mantle-derived melts.

The Laramide orogenic event in Sonora was also of great relevance in the generation and emplacement of numerous ore deposits, including the southward extension of the great porphyry copper belt of southwestern North America. The porphyry copper deposits formed during the cooling of some intrusive centers and, similarly, the mineralization was also significantly controlled by the type of the intruded basement, which gave place to the formation of Cu-Mo-W ore deposits where the basement is made of North American rocks, and Cu-Au ore deposits where the Laramide plutons were emplaced in a more primitive crust associated with accreted tectonic terranes.

Keywords: Tectonics, Laramide orogeny, Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

De acuerdo con las ideas más aceptadas, la subducción del piso oceánico debajo del margen occidental de América del Norte empezó en el Triásico Medio-Tardío, como consecuencia de la extensión intracontinental asociada al rompimiento de Pangea (Figura 1) (e. g., Dickinson y Lawton, 2001; Dickinson, 2006). Este escenario estaba representado por la subducción de las grandes placas oceánicas Farallón y Kula por debajo del continente norteamericano (Figura 2), dominado por las rocas cristalinas del cratón proterozoico (e. g., Engebretson et al., 1985; Hamilton, 1988a,b). Este régimen tectónico perduró durante todo el Mesozoico y gran parte del Cenozoico, a medida que el piso oceánico era consumido. Ambas placas, Kula y Farallón, formaban un punto triple con la placa Pacífico (Figura 2). La placa Kula se encontraba al norte de Farallón y tenía un movimiento relativo hacia el norte-noreste, con respecto a América del Norte. Este proceso de subducción se extinguió aproximadamente a los 40 Ma debajo de de Alaska, el oeste de Canadá y el noroeste de Estados Unidos (e. g., Bunge y Grand, 2000). La placa Farallón se deslizaba debajo del oeste de los Es-



Figura 2. Mapa tectónico simplificado del noreste del Pacífico entre 74 y 64 Ma. Las flechas indican el movimiento relativo de las placas (modificado de Bunge y Grand, 2000).

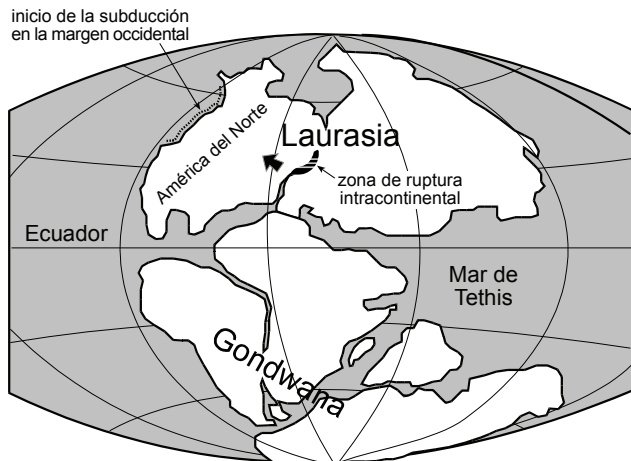


Figura 1. Mapa de la distribución de las masas continentales al inicio de la ruptura de la Pangea en el Triásico Tardío. La separación y deriva progresiva de América del Norte del resto de Laurasia dio como resultado la subducción del piso oceánico bajo la margen occidental de América del Norte, con la consecuente aparición de los primeros rasgos orogénicos a lo largo de la cordillera (modificado de Kious y Tilling, 1996).

tados Unidos y el oeste de México, fragmentándose y reduciéndose progresivamente en las placas menores de Juan de Fuca, Rivera y Cocos (Figura 3), a medida que la dorsal Pacífico-Farallón se aproximaba de manera oblicua a la trinchera. Debido a esto, el régimen tectónico en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos cambió de uno tipo Andino, relacionado a la convergencia de placas, a uno de tipo extensional-transcurrente a lo largo del sistema de falla de San Andrés y Golfo de California (e. g., Atwater, 1970). Durante la mayor parte del Mesozoico y el Terciario, el magmatismo asociado a la subducción fue relativamente móvil en esta región, particularmente debido a cambios en la geometría y las condiciones de convergencia de las placas (e. g., Coney y Reynolds, 1977). Nueva corteza continental fue progresivamente añadida a la margen occidental de América del Norte en forma de numerosos plutones, que fueron emplazados de manera individual o como grandes complejos volcánico-plutónicos. En buena parte, las raíces de estos batolitos se hallan ahora expuestas debido al constante levantamiento tectónico y erosión, definiendo lo que se conoce como “el gran cinturón de batolitos cordillera-

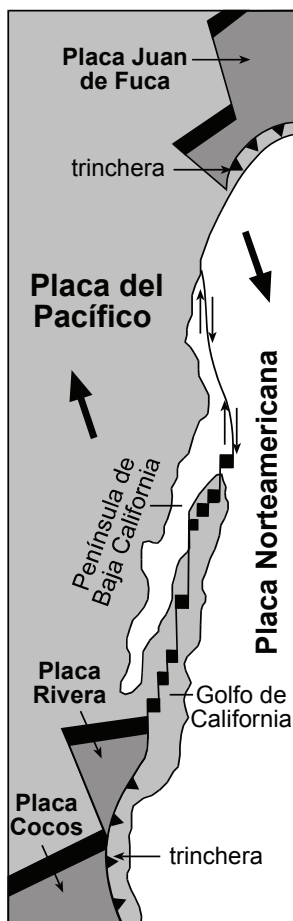


Figura 3. Movimiento relativo actual de las placas del Pacífico y Norteamericana (flechas mayores), mostrando los restos de la placa Farallón representados por las placas Juan de Fuca, Rivera y Cocos, así como el movimiento de traslación de la península de Baja California a lo largo del margen transformante dejado después de que la placa Farallón fue consumida totalmente (modificada de Kious y Tilling, 1996).

nos” (Figura 4) (e. g., Dickinson, 1981; Engebretson et al., 1985; Hamilton, 1988a,b). En el noroeste de México, se ha observado que la composición de estos batolitos varía lateralmente haciéndose más alcalinos hacia el oriente (Figura 5), a medida que la actividad ígnea se alejaba de la trinchera (e. g., Gastil et al., 1974, 1975; Gastil, 1983; Damon et al., 1983a,b). De acuerdo con Coney y Reynolds (1977), la migración hacia el oriente del foco de la actividad ígnea, y su tasa de migración relativa en el suroeste de América del Norte, está evidenciada por datos geocronológicos (Figura 6) que sugieren que entre el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío (~140–80 Ma), la actividad magmática fue

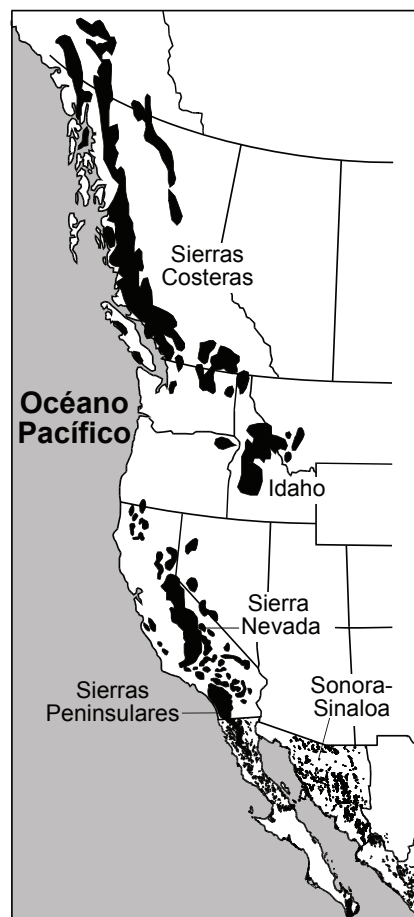


Figura 4. Principales batolitos mesozoicos y cenozoicos a lo largo de la cordillera occidental de América del Norte (adaptado de Anderson, 1990).

relativamente estática y cercana a la paleotrinchera. Posteriormente, el magmatismo migró de forma más acelerada entre los ~80 y los 40 Ma, penetrando por más de 1,000 km hacia el interior del continente, para después regresar más rápidamente hacia la paleotrinchera en el Mioceno Temprano y Medio (Coney y Reynolds, 1977; Damon et al., 1983a,b).

Aparte del profuso emplazamiento de rocas plutónicas y volcánicas, el evento orogénico Laramide dejó otras marcadas evidencias de su paso por el occidente de América del Norte, incluyendo el cinturón de pliegues y cabalgaduras (*foreland fold and thrust belt*), que se extiende a lo largo de gran parte del oeste de América del Norte, y el levantamiento tectónico de grandes bloques corticales en la región suroeste-central de los Estados Unidos (Figura 7), como la Meseta del Colorado (e. g., Saleeby, 2003; English et al., 2003). Además, una

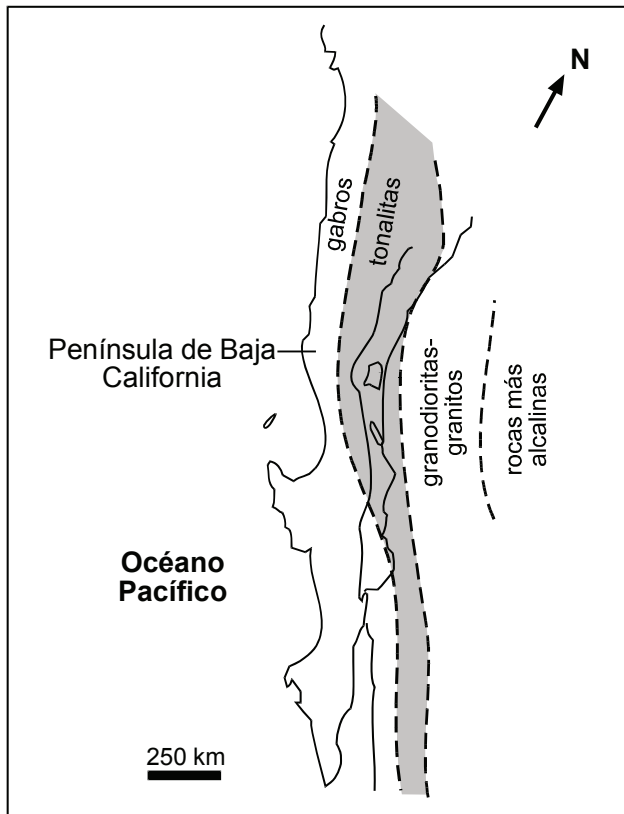


Figura 5. Variación lateral en la composición de los batolitos del Cretácico y el Paleógeno en el noroeste de México (modificada de Gastil, 1975).

serie de cuencas sedimentarias se desarrollaron durante la deformación del basamento durante la Orogenia Laramide en la región central de las Montañas Rocallosas, desde Montana hasta Nuevo México (Dickinson et al., 1988). Secuencias clásticas sinorogénicas que rellenan cuencas intermontanas asociadas al levantamiento laramídico se han estudiado en el sureste de Arizona (Dickinson, 1989) y el noreste de Sonora (González-León et al., 1992; Jacques-Ayala, 2004). En el noroeste de México, sin embargo, las rocas ígneas asociadas dominan el escenario laramídico, y forman gran parte de los afloramientos rocosos a lo largo de Baja California, Sonora y Sinaloa (Figura 8). En general, estas rocas presentan una clara regularidad longitudinal, pero muestran una asimetría transversal, tanto en edad, como en composición. La variación espacial oeste-este en la composición geoquímica, y petrológica, así como en los atributos geocronológicos e isotópicos, es una característica peculiar de los batolitos cordilleranos, cuyo origen, aún después de

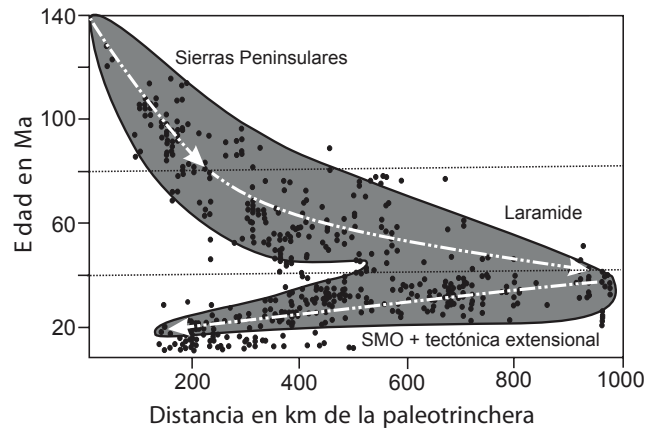


Figura 6. Distribución de las edades de las rocas magmáticas del suroeste de América del Norte graficadas a partir de 140 Ma, en función a la distancia de emplazamiento a partir de la paleotrinchera. El espectro gris incluye el 95% de las muestras. La flexión de la flecha entre ~80-40 Ma indica una aceleración relativa de la migración oriental del magmatismo; la flecha en sentido inverso muestra el regreso aún más acelerado de la actividad magmática hacia la paleotrinchera. Las edades más jóvenes debajo del espectro corresponden principalmente a basaltos alcalinos asociados a la extensión cenozoica (adaptada de Damon et al., 1993a).

muchos estudios, no ha podido ser completamente entendido (e. g., Anderson, 1990; Ortega-Rivera, 1997, 2003). Algunos de los batolitos de la cordillera oeste norteamericana, en especial los batolitos de la Sierra Nevada y las Sierras Peninsulares de California y Baja California (Figura 4), han sido más exhaustivamente estudiados (e. g., Evernden y Kistler, 1970; Gastil, 1975; Gastil et al., 1975; Krummenacher et al., 1975; Silver et al., 1979; Walawender y Smith, 1980; Baird y Miesch, 1984; Silver y Chappell, 1988; Todd et al., 1988; Walawender et al., 1990, 1991; Bateman, 1992; Ortega-Rivera, 1997; Ortega-Rivera et al., 1997; Johnson, Tate y Fanning, 1999; Johnson, Paterson y Tate, 1999; Tate et al., 1999; Kimbrough et al., 2001; Ortega-Rivera, 2003). En contraste, existen relativamente pocos trabajos sobre los batolitos localizados más hacia el interior del territorio mexicano (e. g., Anderson y Silver, 1974; Damon et al., 1983a, b; McDowell et al., 2001; Valencia-Moreno et al., 2001, 2003, 2006; Henry et al., 2003). En general, los estudios realizados sobre los batolitos cordilleranos han ayudado a entender mejor de los procesos de subducción en esta parte del mundo; sin embargo, todavía falta mucho trabajo por hacer.

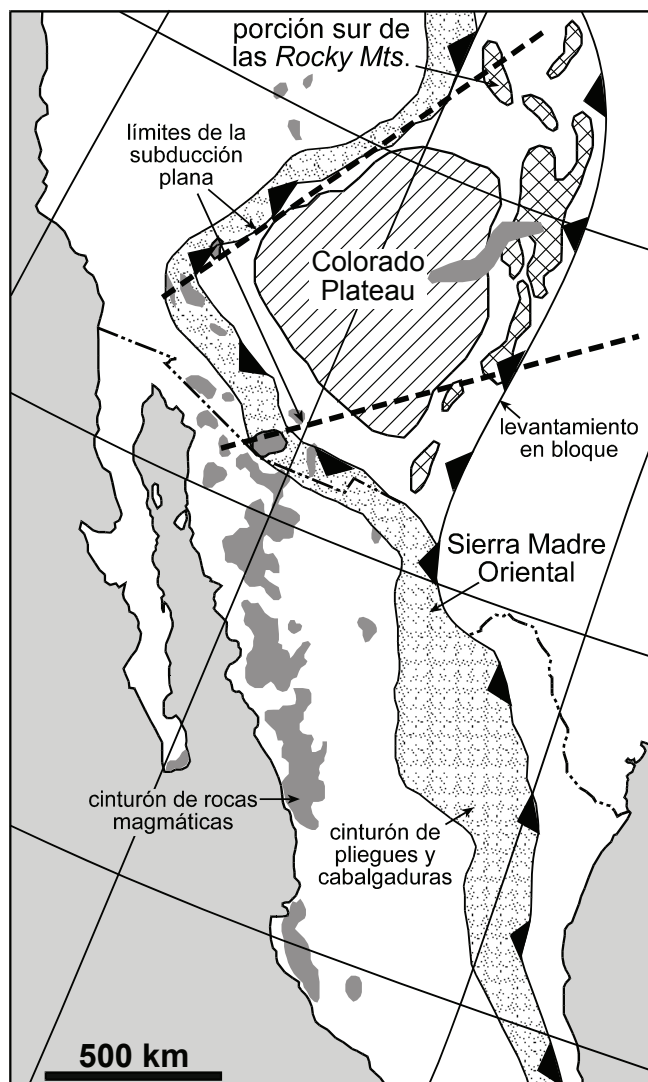


Figura 7. Mapa de los principales rasgos orogénicos asociados al evento Laramide en el suroeste de América del Norte (modificado de English et al., 2003).

En el occidente de México, el cinturón de rocas laramílicas se extiende en dirección NW-SE, haciéndose más angosto hacia el sur (Figura 8). En Sonora, estas rocas forman la parte más amplia del cinturón y están representadas por batolitos formados por complejos de granitoides cortados por diques de diversa composición. Las rocas volcánicas asociadas están solo localmente preservadas debido a los efectos de la exhumación y la erosión ocurridos, particularmente durante el Mioceno. Estas rocas están representadas por un miembro basal de lavas, aglomerados y tobas andesíticas, y un miembro superior de flujos dacíticos y riolíticos, con

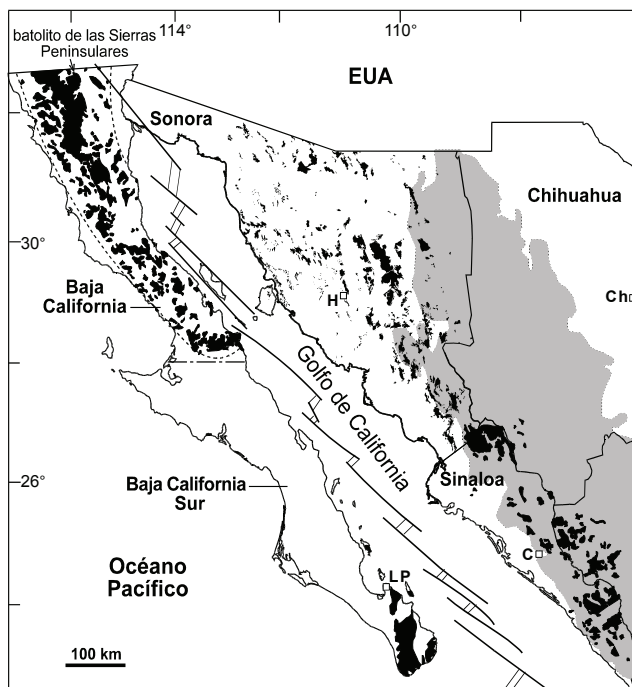


Figura 8. Mapa de la distribución de los afloramientos de rocas ígneas del Cretácico Temprano-Paleógeno en el noroeste de México (áreas en negro) y la provincia volcánica del Neógeno de la Sierra Madre Occidental (patrón achurado). H: Hermosillo, C: Culiacán, LP: La Paz y Ch: Chihuahua. Modificado de Valencia-Moreno et al., 2006a.

horizontes de sedimentos lacustres localmente fosilíferos (McDowell et al., 2001). Debido a la naturaleza y abundancia de los afloramientos (Figura 9), las rocas laramílicas de Sonora brindan una excelente oportunidad para estudiar y evaluar el origen, características de emplazamiento y la evolución de un arco continental. Desde principios de los 80's se ha intentado evaluar la evolución temporal del arco Laramide en Sonora (e. g., Damon et al., 1983b); sin embargo, aún hay grandes incógnitas respecto a la distribución espacial y al significado de las edades obtenidas (Valencia-Moreno et al., 2006). La mayoría de los fechamientos realizados corresponden a edades K-Ar obtenidas de diversos separados minerales y rocas, cuyo objetivo fue tratar de entender los procesos metalogénicos asociados con este evento magmático, en especial, la generación y emplazamiento del cinturón de pórfidos de cobre. Estos depósitos están distribuidos a lo largo de toda la cordillera oeste norteamericana, pero tienen su mayor importancia económica en el noreste de Sonora y las

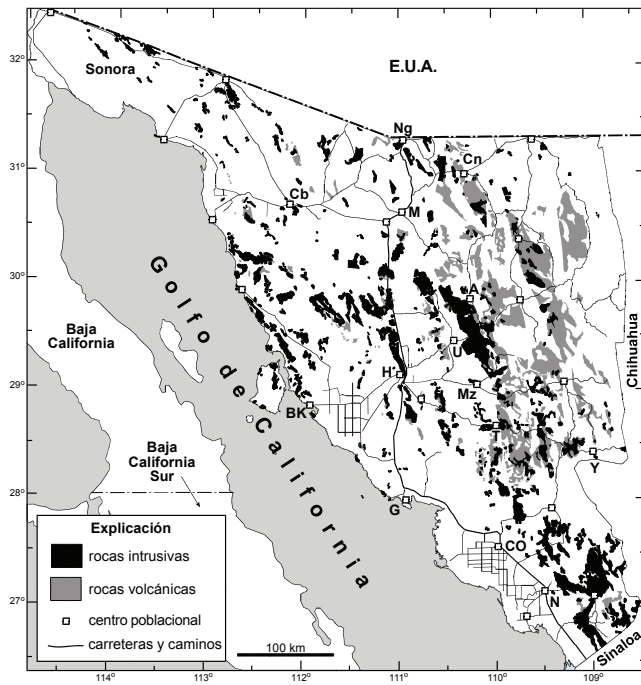


Figura 9. Mapa de la distribución de rocas plutónicas (en negro) y volcánicas (en gris) laramídicas de Sonora. A: Acónchi, BK: Bahía Kino, Cb: Caborca, CO: Ciudad Obregón, Cn: Cananea, G: Guaymas, H: Hermosillo, M: Magdalena, Mz: Mazatán, N: Navojoa, T: Tecoripa, U: Ures, Y: Yécora. Modificado de González-León et al. (2006).

áreas adyacentes del sur de Arizona y el oeste de Nuevo México (Figura 10), en la región comúnmente denominada “el gran cluster de los pórfidos de cobre de Norteamérica” (Valencia-Moreno et al., 2006b). Recientemente se ha estudiado la composición geoquímica e isotópica de estas rocas para investigar la distribución y naturaleza del basamento, a fin de localizar los límites tectónicos entre los diferentes bloques de basamento, y principalmente, la posición del borde suroeste del basamento norteamericano proterozoico (Valencia-Moreno et al., 2001; Valencia-Moreno et al., 2003).

En este estudio, se resume el avance logrado en el estudio de las rocas magmáticas laramídicas en México, y se presenta una discusión crítica de los datos geoquímicos, isotópicos y geocronológicos disponibles, con lo cual se propone un modelo para explicar la evolución de la actividad magmática durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno en del noroeste de México y, en particular, en el estado de Sonora.

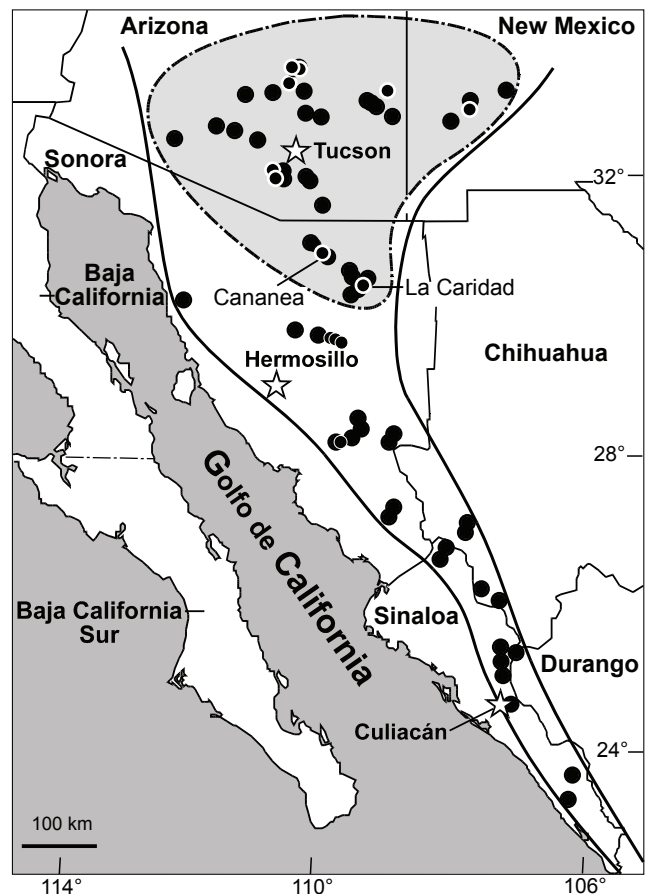


Figura 10. Distribución de los principales yacimientos minerales y prospectos del cinturón de pórfidos de cobre y depósitos asociados del noroeste de México. El patrón achurado muestra la zona del llamado “gran cluster” de los pórfidos cupríferos de Arizona-New Mexico y Sonora. Modificada de Valencia-Moreno et al., 2006b.

MARCO TECTONOMAGMÁTICO

MAGMATISMO CORDILLERANO PRE-LARAMIDE EN EL NOROESTE DE MÉXICO

Triásico-Jurásico

Durante el Pérmico-Triásico, previo a la ruptura de la Pangea, un arco magmático estuvo activo en la región oriental de México (Torres-Vargas et al., 1999). Al parecer, la actividad magmática del arco continuó durante el Triásico-Jurásico (Grajales-Nishimura et al., 1992), de manera simultánea a la extensión intracontinental asociada a la ruptura de este supercontinente. Esto produjo un cinturón de rocas magmáticas que actualmen-

te se extiende desde el suroeste de los Estados Unidos hasta la porción norte, central y este de México en la cercanía con Guatemala (Figura 11a). De acuerdo con Dickinson y Lawton (2001), debido a que estos arcos se originaron por la subducción hacia el oriente de la corteza oceánica debajo del continente, es posible observar localmente fases magmáticas transicionales entre ambos en el noreste de México.

En el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México, las rocas ígneas asociadas con este cinturón son especialmente escasas. En Sonora, sólo se ha reportado una edad U-Pb en circones de 225 Ma, obtenida de un pequeño plutón expuesto en el extremo noroeste del Estado (Stewart et al., 1986). Por el contrario, las rocas

ígneas asociadas al arco del Jurásico Temprano-Medio son más comunes, y describen un cinturón más coherente desde el sur de la Cordillera en Nevada, hasta la porción sur de México (Damon et al., 1981). Sin embargo, los afloramientos terminan de manera abrupta en la región norte-central de Sonora, la cual ha sido considerada como resultado de un importante desplazamiento lateral izquierdo ocurrido en el Jurásico Tardío, a lo largo de la llamada megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979) (Figura 11a). Más hacia el oeste, en Baja California, se han reportado rocas con edades similares, asociadas a un ambiente de arco y cuenca tras-arco intraoceánico que fueron amalgamadas posteriormente al continente (Busby, 2004).

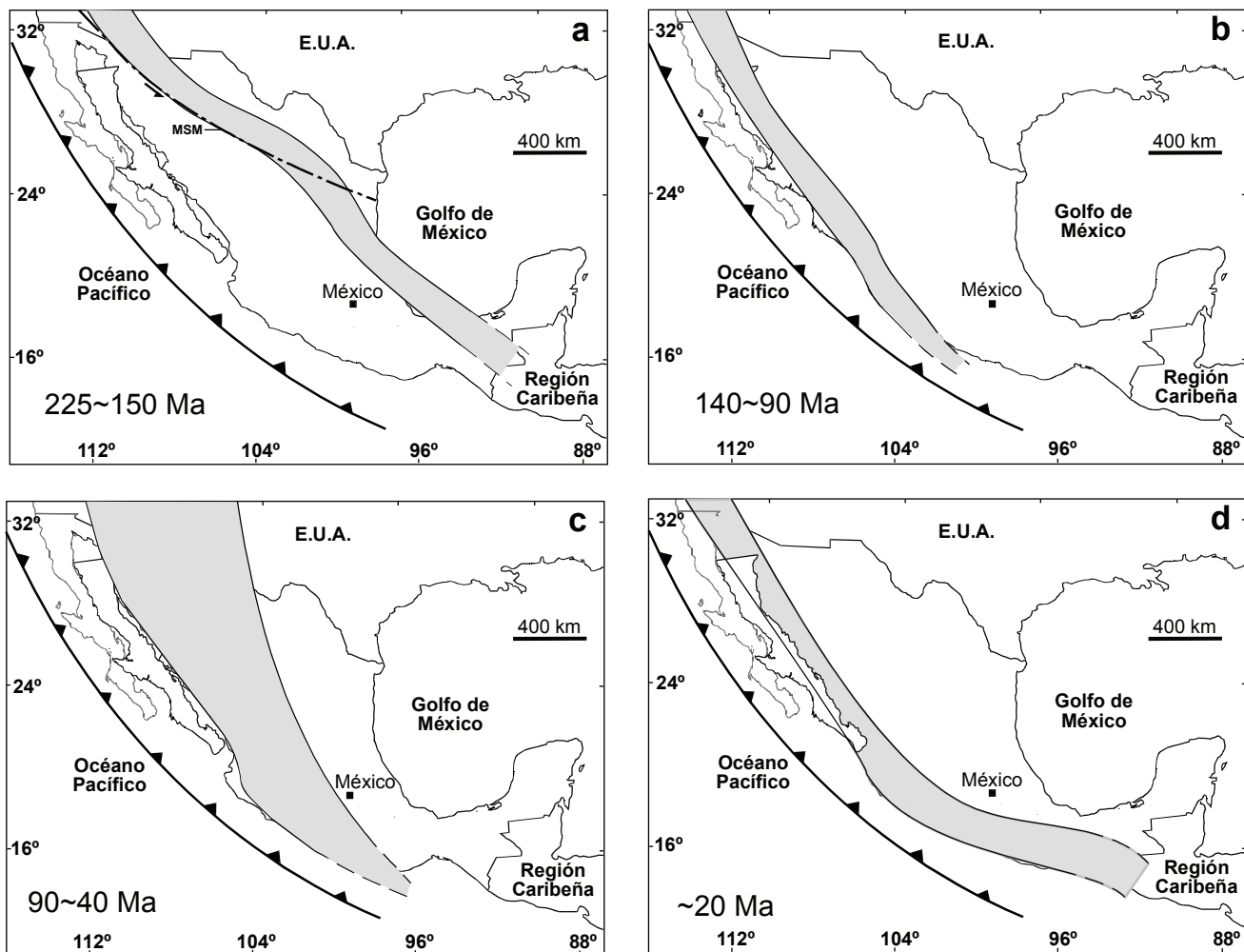


Figura 11. Reconstrucción de la evolución de los arcos magmáticos en México entre el Triásico Tardío y el Mioceno Temprano, mostrando la península de Baja California restituida a su posición pre-apertura del Golfo de California: (a) arco triásico-jurásico; (b) arco cretácico; (c) arco Laramide; y (d) arco miocénico. MSM: megacizalla Mojave-Sonora. Modificada de Valencia-Moreno, 1998.

Cretácico Temprano

Durante el Cretácico Temprano, una gran cantidad de rocas magmáticas fueron emplazadas en la parte norte de la península de Baja California. Estas rocas conforman la mayor parte del terreno Alisitos (Campa y Coney, 1983), el cual, a su vez, es considerado como una extensión del terreno Guerrero (Dickinson y Lawton, 2001). El arco volcánico Alisitos tiene una clara continuidad a través del estado de Sinaloa, donde las edades existentes indican un rango entre ~139 y 101 Ma (Henry et al., 2003). Esto es particularmente claro si se restituye la península de Baja California a su posición previa a la apertura del Golfo de California (Figura 11b). A pesar de la cercanía relativa de los afloramientos conocidos en Baja California y Sinaloa, rocas ígneas en este rango de edades no han sido reportadas en Sonora. El basamento pre-batolítico incluye además secuencias de rocas del borde continental Triásico-Jurásico, que incluye una asociación clástica del Triásico (?) al Cretácico medio, un flysh volcánico y una secuencia clástica de talud de cuenca del Ordovícico-Pérmico; y en menor escala, una secuencia de rocas de plataforma carbonatada y siliciclástica del Neoproterozoico al Pérmico (Gastil, 1993).

A diferencia de otros batolitos mesozoicos expuestos alrededor de la cuenca del Pacífico, el Batolito de las Sierras Peninsulares de California y Baja California se caracteriza por ser más cálcico que calcialcalino (e. g., Gastil, 1975; Silver et al., 1979; Todd y Shaw, 1979; Gromet y Silver, 1987). Los plutones de las Sierras Peninsulares fueron emplazados de oeste a este entre ~140 a 90 Ma, aunque existen algunos plutones con edades más jóvenes, cercanas a los 80 Ma (Silver y Chappell, 1983). De manera paralela, estos plutones muestran edades de meseta $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 118 a 83 Ma en hornblenda y de 116 a 80 Ma en biotita, y edades K-Ar tan jóvenes como 65 Ma (Ortega-Rivera, 1997, 2003). En general, las edades a través del batolito decrecen en dirección noreste, lo cual concuerda con la idea de una migración al noreste del foco de magmatismo mesozoico-cenozoico (e. g., Krummenacher et al., 1975; Coney y Reynolds, 1977; Ortega-Rivera, 1997, 2003). Los pares minerales hornblenda-biotita tienen principalmente edades concordantes, que se interpretan como edades

de enfriamiento, las cuales decrecen sistemáticamente del suroeste al noreste. Un enfriamiento rápido de los plutones es inferido a partir de las pequeñas diferencias en las edades U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, lo cual sugiere que el levantamiento y erosión del batolito ocurrió poco después de la intrusión de los plutones individuales (Ortega-Rivera et al., 1997; Ortega-Rivera, 1997, 2003). Los datos geocronológicos basados en relaciones isotópicas U-Pb en circones, sugerían que el arco fue relativamente estático en la porción occidental del batolito en el noroeste de Baja California, particularmente entre los ~140 y 105 Ma, haciéndose más móvil hacia el oriente después de los ~105 (Silver y Chappell, 1988). Posteriormente, la actividad magmática migró por la porción oriental de las Sierras Peninsulares, alcanzando la región de la actual costa de Sonora aproximadamente a los 90 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977; Damon et al., 1983b). Más recientemente, Ortega-Rivera (1997, 2003) observó que el inventario de edades U-Pb en circones muestran que el arco magmático tuvo una migración aparentemente continua de SW a NE desde los ~140 Ma a los 80 Ma.

Cretácico Tardío-(Laramide)

Después del cambio de las condiciones tectónicas que operaban en la región de Baja California en el Cretácico medio, de un marco extensivo a uno compresivo, el arco intraoceánico y el arco de margen continental descritos arriba, se amalgamaron debido al cierre de la cuenca Alisitos localizada entre ambos arcos (Busby et al., 1988; Johnson et al., 1999; Busby, 2004). En general, se considera que la acreción de terrenos tectónicos a lo largo de la cordillera oeste de América del Norte culminó al fin del Cretácico Temprano (Dickinson y Snyder, 1978). De esta manera, el cinturón orogénico Laramide desarrollado durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno se emplazó netamente en corteza continental (e. g., English y Johnston, 2004). Posteriormente, la actividad ígnea migró aparentemente de manera más rápida hacia el interior del continente, desarrollando un arco magmático mucho más amplio (Figura 11c). Presumiblemente, dicha migración se debió al decrecimiento progresivo en la edad del segmento de la placa subducida, lo que ocasionó la reducción gradual del

ángulo de subducción, y un consecuente mayor acoplamiento entre las placas convergentes (Busby, 2004). De acuerdo con la definición de Coney y Reynolds (1977), la orogenia Laramide ocurrió en el suroeste de los Estados Unidos y el norte de México entre los ~75 y 45 Ma; sin embargo, el proceso magmático pudo haber tenido una duración mayor en Sonora entre 90 y 40 Ma (Damon et al., 1983b). Los datos geocronológicos más recientes sugieren que la actividad magmática permaneció en la región costera de Sonora hasta los ~77 Ma y continuó su migración al oriente a partir de esta fecha, alcanzando la región oriental del Estado a los ~59 Ma (Valencia-Moreno et al., 2006).

La edad de 77 Ma es una edad de enfriamiento basada en el fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda; sin embargo, es muy similar a la edad U-Pb en circones de 78 Ma reportada por Mora-Álvarez y McDowell (2000) en la región de la sierra de Santa Úrsula, al oriente de Guaymas (Figura 9). Las edades más jóvenes reportadas para el evento laramídico en Sonora son edades de enfriamiento K-Ar cercanas a los 40 Ma, obtenidas a partir de separados de biotita y sericita, por lo que la edad real de cristalización es anterior, y probablemente más coincidente con el límite de 45 Ma estimado por Henry et al. (2003) para este evento en el norte de Sinaloa. Con esto, la duración de del magmatismo Laramide en Sonora pudiera constreñirse de manera razonable entre los ~78 y 45 Ma.

Tectonismo post-Laramide

Después del cese del magmatismo Laramide, la actividad ígnea resurgió aproximadamente a los 34 Ma con una gran explosión ignimbrítica asociada con la formación de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979). Esto fue seguido por un aparente rápido regreso de la actividad volcánica hacia la paleotrinchera, la cual llegó a la región costera a los *c.a.* 20 Ma (Figura 11d). La gruesa secuencia de rocas volcánicas que fueron extruidas durante este evento cubrió parcialmente las estructuras volcánicas superiores del arco Laramide, particularmente en su porción oriental (Figura 8), protegiéndolas de la erosión cenozoica (Figura 9). La configuración original del cinturón Laramide en Sonora

fue grandemente modificada la por los efectos de la extensión cortical a lo largo de de la provincia *Basin and Range*, lo cuales fueron más notables en la porción norte del cinturón (e. g., Gans, 1997), disminuyendo hacia al sur, en Sinaloa (Henry et al., 2003). La extensión generó la exhumación de grandes batolitos graníticos, especialmente en la región norte-central del Estado, en las sierras de Mazatán, El Jaralito y Aconchi, al oriente del poblado de Ures (Figura 9). En estos lugares, el proceso extensivo inició con una denudación de la corteza superior frágil controlada por importantes fallas de despegue, como la falla El Amol (Calmus et al., 1996; Valenzuela-Navarro et al., 2005), y la exhumación de rocas de niveles más profundos con deformación dúctil, incluyendo las rocas del basamento cristalino proterozoico (e. g., Nourse et al., 1994; Anderson et al., 1980; Vega-Granillo y Calmus, 2003). En esta región, la erosión de la secuencia volcánica laramídica fue casi completa, lo cual sugiere un levantamiento relativamente más intenso, en comparación a las zonas aledañas.

ANÁLISIS DEL MODELO TECTONO-MAGMÁTICO REGIONAL

La subducción que operó a fines del Cretácico y el Paleógeno a lo largo de la cordillera oeste norteamericana, generó importantes rasgos tectónicos que caracterizan el cinturón orogénico Laramide (Figura 7). De acuerdo con los modelos resumidos por English y Johnston (2004), se estima que en la porción norte y sur de la cordillera la deformación compresiva asociada penetró por más de 1000 km tierra adentro, dando lugar a la formación de las Montañas Rocallosas y la Sierra Madre Oriental, respectivamente. Sin embargo, en el sector central de la cordillera entre los estados de Arizona, Nuevo México, Colorado y Utah, el régimen de subducción favoreció una relativa ausencia de actividad magmática y el levantamiento de grandes bloques corticales con núcleos de rocas proterozoicas, y cuyo mejor ejemplo es la Meseta del Colorado. De acuerdo con Saleeby (2003), la remoción del manto litosférico sub-continental debido al empuje del *slab* de la placa Farallón, pudo haber propiciado condiciones tectónicas particulares debajo de esta región. Entre ellas, un notable aplanamiento de la estructura de subducción y un

mayor acoplamiento de las placas, el cual pudo haberse extendido por más de 700 km al oriente de la trinchera (English y Johnston, 2004). La deformación laramídica en Sonora es mucho menos evidente que en la región suroeste de los Estados Unidos, y la región oriental de México; sin embargo, grandes zonas de cizalla y levantamiento en bloque han sido documentados y referidos a este fenómeno orogénico (Iriondo et al., 2003, 2004; Jaques-Ayala, 2004). Existen además varias cuencas con rellenos clásticos desarrolladas al frente de grandes bloques levantados durante la orogenia Laramide en Chihuahua y Coahuila (e. g., Dickinson, 1989). Ciertamente existen problemas de interpretación debido a la falta de conocimiento sobre la deformación diferencial que existe entre zonas fuertemente plegadas y cuencas sin-tectónicas como las de Parras, La Popa y quizás Sabinas hacia el oriente del cinturón Laramide (McBride et al., 1974; Ye, 1997; Lawton et al., 2001), especialmente en Coahuila y Nuevo León, y zonas que exhiben poca o nada de deformación hacia la parte central del mismo, como el propio bloque de Coahuila (Padilla y Sánchez, 1982).

En Sonora, y el suroeste de América del Norte en general, la evolución del magmatismo ha sido considerada como resultado de la migración oriental de un solo arco. Sin embargo, las evidencias geocronológicas hacen pensar que el modelo puede ser mucho más complejo, y constituye un problema que debe ser investigado con mayor detenimiento. Por ejemplo, McDowell et al. (2001), reportaron edades U-Pb en circones de 90 y 89 Ma en rocas volcánicas laramídicas expuestas en la parte centro-oriental del Estado. Recientemente, edades entre ~95 y 88 Ma han sido reportadas también en rocas graníticas expuestas a unos 100 km al N-NE en la región de Bacanora (Pérez-Segura et al., 2004; Pérez-Segura, 2006), lo cual confirma la existencia de rocas magmáticas inesperadamente antiguas para esta latitud. Por otro lado, edades U-Pb en circones de ~60 Ma en rocas graníticas en el centro de Chihuahua (McDowell y Mauger, 1994), y una edad Rb-Sr de 83 Ma reportada en Batopilas, en el suroeste de Chihuahua (Bagby et al., 1981), parecen ser igualmente anómalas, lo cual sugiere que esto no es un problema localizado en el oriente de Sonora, sino un algo de carácter más regional (Figura 12).

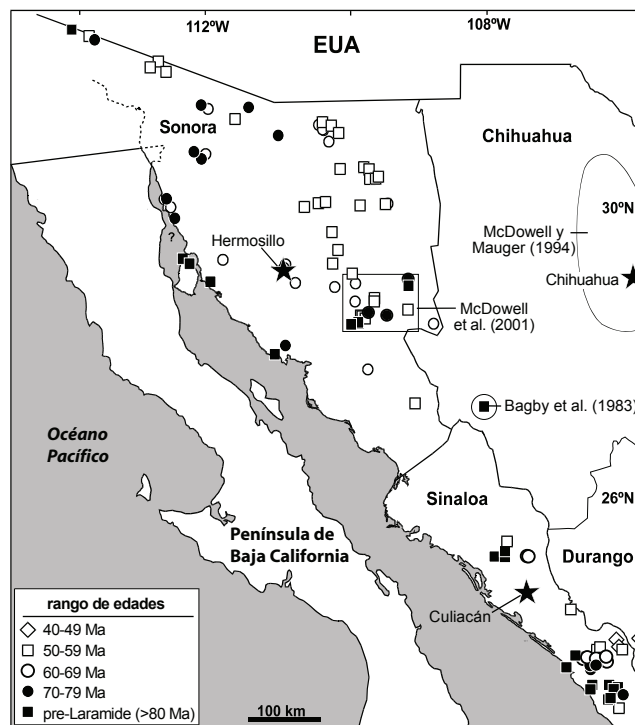


Figura 12. Mapa de la distribución de las edades radiométricas disponibles en el noroeste de México, agrupadas en rangos de edad. Las zonas con patrón achurado muestran los sitios donde se han reportado edades consideradas anómalamente antiguas de acuerdo a su posición geográfica. Modificada de Valencia-Moreno et al., 2006a.

LITOLOGÍA

Las rocas ígneas asociadas al evento magmático Laramide comprenden una serie de complejos volcánico-plutónicos que incluyen derrames de lavas, aglomerados y flujos piroclásticos mayormente de composición intermedia; grandes plutones graníticos que intrusonan localmente a las rocas volcánicas consanguíneas; y finalmente, una serie de cuerpos intrusivos tardíos emplazados a diferentes profundidades, que incluyen una variedad de diques de lamprófidos, aplitas y pegmatitas, así como troncos sub-volcánicos, algunos de los cuales funcionaron como centros de mineralización importante a escala regional (Figura 10; ver también análisis en Ochoa-Landín et al., este volumen). Las rocas intrusivas exhiben texturas de grano medio a grueso y su composición varía de cuarzdioritas hasta granitos, aunque predominan las granodioritas de biotita-hornblenda (Figura 13). Aparentemente, no existe

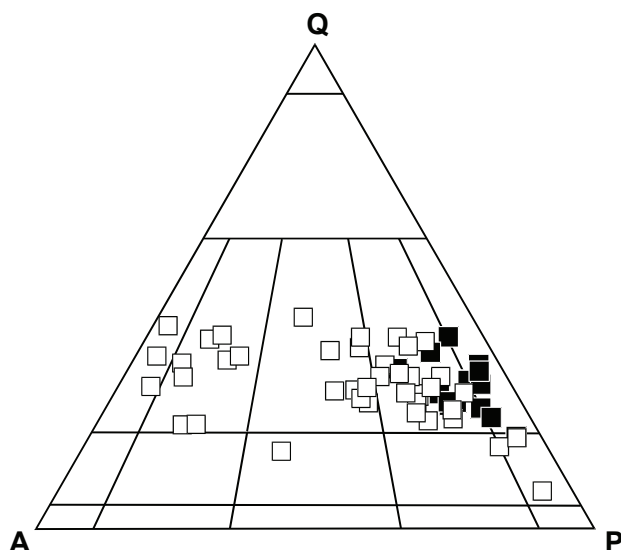


Figura 13. Diagrama QAP (cuadro-feldespató alcalino-plagioclasa) mostrando la composición modal de muestras del batolito costero de Sonora (cuadros negros), comparados con granitos laramídicos ubicados en el centro y este del Estado (cuadros blancos). Tomado de Valencia-Moreno et al., 2003.

una distribución geográfica preferencial en la composición de estas rocas; sin embargo, en la región costera de Sonora se observa una mayor ocurrencia de rocas tonalíticas (Figura 5), localmente con abundantes inclusiones de gabros (Gastil y Krummenacher, 1977; Valencia-Moreno et al., 2003), al parecer arrancados de las raíces de los batolitos. En contraste, hacia el oriente los intrusivos son relativamente más félsicos y con una mayor proporción de granito (*sensu stricto*), especialmente en la parte norte-central del Estado (Rolán-Quintana, 1991). De acuerdo con datos de Valencia-Moreno et al. (2001, 2003), la mineralogía incluye proporciones modales variables de cuarzo (~15–37%), feldespató potásico (4–31%), plagioclasa de composición An_{28–40} (~33–65%), biotita (~2–15%) y hornblenda (~0.5–10%). Comúnmente se pueden apreciar además contenidos menores de clinopiroxeno, esfena, circón, apatito, epidota y magnetita.

Los intrusivos sub-volcánicos, algunos de los cuales funcionaron como importantes centros productores de mineralización de Cu-Mo (e. g., Valencia-Moreno et al., 2006b), se caracterizan por una textura fuertemente porfídica con fenocristales de feldespató, plagioclasa y cuarzo, y al igual que los plutones equigranulares, pre-

sentan composiciones entre cuarzodioritas y granitos. El origen de los cuerpos porfídicos ha sido discutido antes (e. g., Damon et al., 1983, Damon 1986; Valencia-Moreno et al., 2006b); sin embargo, de acuerdo con un análisis de las edades existentes, parece claro que éstos se formaron durante al enfriamiento de los plutones principales (Damon, 1986).

Las rocas volcánicas laramídicas están ampliamente distribuidas en la parte central y oriental de Sonora, pero debido al relativo mayor levantamiento tectónico y erosión, éstas han sido casi totalmente borradas en la parte occidental del Estado. Por el contrario, en la porción centro-oriental, al oriente de Tecoripa (Figura 9), estas rocas afloran de manera extensa. En general, se trata de una secuencia alterada, dominada por flujos de andesita y latita con horizontes de brechas y aglomerados y diques de cuarzo-latita, la cual fue denominada por Wilson y Rocha (1949) como la Formación Tarahumara. Un poco más al sur-sureste de Tecoripa, McDowell et al. (2001) estimaron un espesor de más de 2,500 m para esta unidad. De acuerdo con dichos autores, la base de la secuencia volcánica está constituida por un miembro de flujos de dacita, ignimbrita y riolita, seguidas por un horizonte de toba y aglomerados andesíticos y dacíticos, con lentes de arenisca, caliza y pedernal negro, ocasionalmente con restos de plantas fósiles. La cima de la secuencia está constituida por un paquete de tobas félsicas ricas en cristales. En algunos lugares se ha podido observar que la base de esta secuencia volcánica está cortada por las rocas intrusivas contemporáneas (e. g., McDowell et al., 2001; Gans, 1997).

GEOQUÍMICA

A la fecha, en la literatura existe un número relativamente importante de datos geoquímicos que incluyen óxidos de elementos mayores y algunos elementos traza determinados principalmente por espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF) y espectrometría de masas por inducción acoplada de plasma de argón (ICP-MS). En su mayoría, los datos provienen de análisis de rocas intrusivas, y por esta razón, los comentarios presentados en esta síntesis están referidos mayormente al comportamiento geoquímico observado en estas rocas.

ELEMENTOS MAYORES

El rango en la concentración de sílice en las rocas analizadas fluctúa entre 56% y 75% SiO₂, con un promedio de 66% SiO₂. De acuerdo al índice de alcalinidad (A/CNK), los datos indican una composición metaluminosa (A/CNK<1) a ligeramente peraluminosa (1<A/CNK<1.1) (Figura 14).

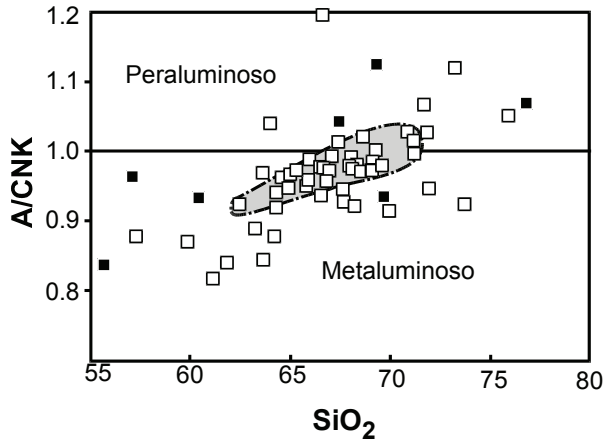


Figura 14. Diagrama del índice de alcalinidad (A/CNK) contra SiO₂ para muestras de rocas laramídicas volcánicas (cuadros negros) y plutónicas (cuadros blancos) de Sonora, el límite entre los campos metaluminoso y peraluminoso es el de Shand (1927). El área en gris incluye muestras del batolito costero de Sonora. A/CNK es la relación molar de Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O). (Datos tomados de: Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2000; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Valencia-Moreno et al., 2001 y 2003; Wodzicki, 2001).

En la mayoría de los casos, la concentración de óxidos de elementos mayores describe una tendencia decreciente con el contenido de sílice, a excepción del K₂O y el Na₂O que muestran una pendiente positiva y una distribución más errática, respectivamente. De acuerdo con los límites propuestos por Le Maitre (1989) para el diagrama K₂O/SiO₂, la composición de las rocas se ubica mayormente en las regiones de K-medio y K-alto (Figura 15), mientras que el diagrama de AFM indica una tendencia calcialcalina típica (Figura 16). Aunque la concentración de elementos mayores no muestra una variación sistemática con el tipo de corteza intrusionada (Valencia-Moreno et al., 2001), existe un claro enriquecimiento en FeO, CaO y MgO, acoplado a una disminución de K₂O en los plutones expuestos en la región costera de Sonora, en comparación

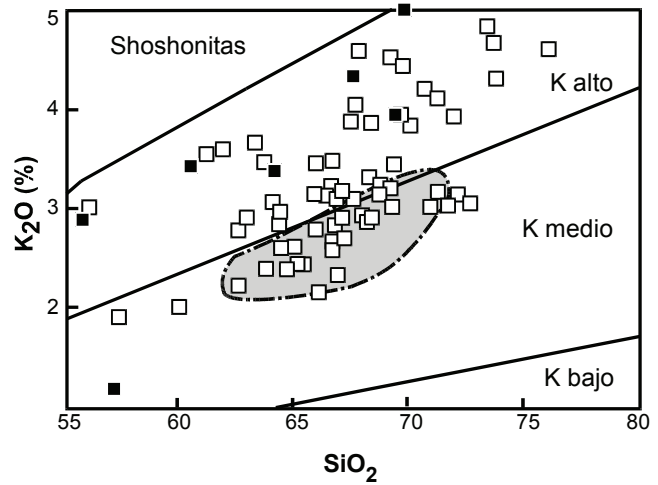


Figura 15. Diagrama de variación de K₂O contra SiO₂ para muestras de rocas laramídicas volcánicas (cuadros negros) y plutónicas (cuadros blancos) de Sonora, mostrando los límites de Le Maitre et al. (1989). El límite entre los campos de alto K y las shoshonitas es de acuerdo a Rickwood (1989). El campo gris representa las muestras del batolito costero de Sonora. (Datos tomados de: Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2000; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Valencia-Moreno et al., 2001 y 2003; Wodzicki, 2001).

con el resto del cinturón magmático (Valencia-Moreno et al., 2003).

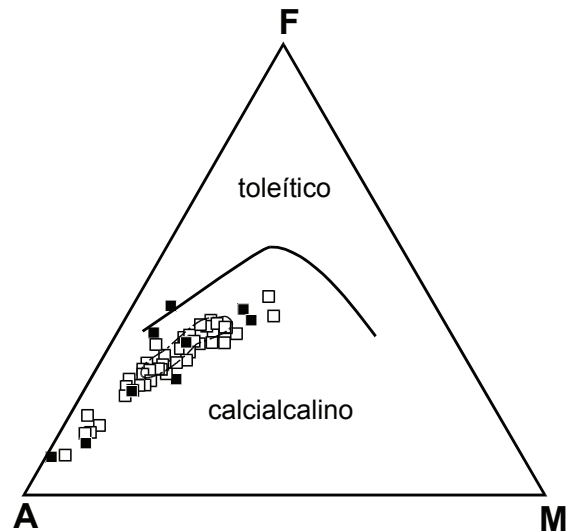


Figura 16. Diagrama de AFM (Al₂O₃-FeO-MgO) mostrando el límite entre los campos toleítico y calcialcalino de acuerdo con Irvine y Baragar (1971), para muestras de rocas laramídicas volcánicas (cuadros negros) y plutónicas (cuadros blancos) de Sonora. El espectro gris representa el campo de las muestras del batolito costero de Sonora. (Datos tomados de: Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2000; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Valencia-Moreno et al., 2001 y 2003; Wodzicki, 2001).

ELEMENTOS TRAZA

Al igual que los elementos mayores, la concentración de algunos elementos traza no muestra una variación significativa con el tipo de basamento en el que se emplazaron los magmas laramídicos. Sin embargo, el grupo de las tierras raras (REE, por sus iniciales en inglés) parece ser más sensible a las variaciones en el basamento. Por ejemplo, la Figura 17 muestra como los granitoides emplazados en el basamento subyacente por las rocas proterozoicas del cratón norteamericano, tienen composiciones en general más enriquecidas en REE ($>\Sigma\text{REE}$). Por otro lado, los patrones normalizados de REE son claramente más fraccionados, con pendientes más enriquecidas hacia las REE ligeras (La/Yb_N entre 7 y 24), y profundas anomalías negativas de europio, definidas por relaciones de $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N \sim 0.56$ en promedio. Los patrones de los granitoides que fueron emplazados en basamentos alóctonos a América del Norte hacia el sur y hacia el oeste, muestran en general un menor contenido de REE. Los patrones normalizados son más planos, caracterizados por relaciones de La/Yb_N más bajas entre ~ 2 y 12, y presentan anomalías de europio menores ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_N \sim 0.87$), y ocasionalmente positivas.

De acuerdo con Valencia-Moreno et al. (2003), el resto de los elementos traza no muestran un claro control por parte del basamento emplazado; sin embargo, el Nb, Rb y U tienden a ser relativamente más empobrecidos en los granitoides del batolito costero, mientras que el Sr exhibe un comportamiento inverso. En un diagrama de discriminación tectónica basado en los valores de $\text{Rb}/(\text{Y}+\text{Nb})$, los granitoides laramídicos, al igual que las rocas del Batolito de las Sierras Peninsulares de Baja California, se ubican en la región definida para los granitoides asociados a un ambiente de arco volcánico (Figura 18).

ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Las relaciones isotópicas basadas en los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd muestran, de manera aún más clara, el control ejercido por el basamento en la composición final del magma en las intrusiones laramídicas. Las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son relativamente altas en la región subyacente por las rocas proterozoicas, con valores

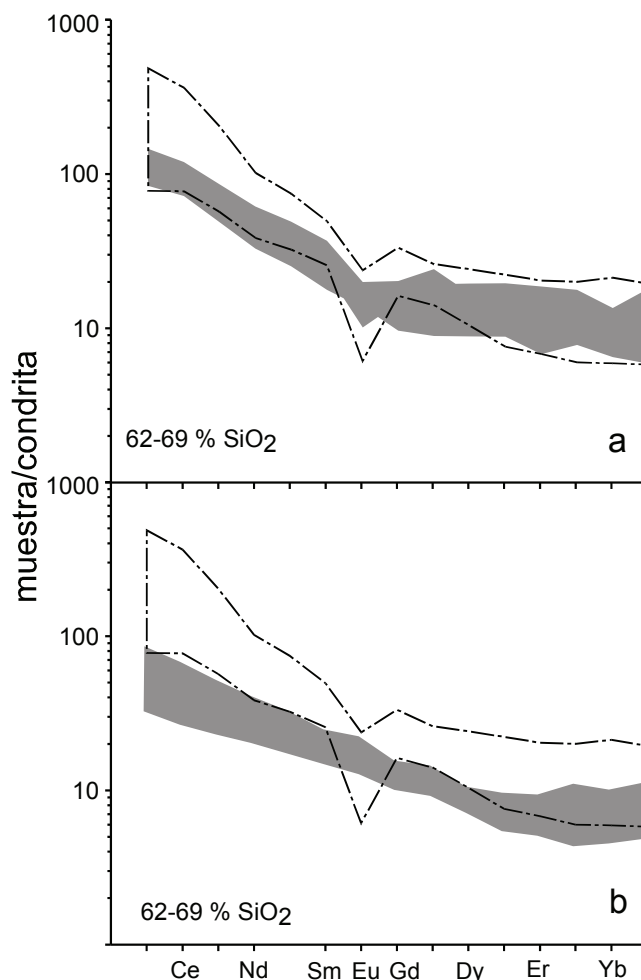


Figura 17. Espectros de los diagramas de tierras raras normalizadas a condrita de granitoides laramídicos en Sonora y el norte de Sinaloa. Se puede apreciar una variación sistemática N-S en la forma de los espectros. En (a), el espectro achurado representa un grupo de muestras de la parte norte del cinturón Laramide emplazado en un basamento con rocas cristalinas proterozoicas del cratón norteamericano. El espectro gris representa un grupo de rocas de la porción central del cinturón emplazado en rocas paleozoicas de cuenca marina marginal a profunda, pero subyacentes también por el borde suroeste del basamento proterozoico norteamericano. En (b), el espectro gris representa un grupo de muestras de granitoides en la porción sur del cinturón Laramide, emplazados en rocas del Terreno Guerrero, el cual es también comparado con el espectro de la parte norte del cinturón. Modificada de Valencia-Moreno et al. (2001).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7064 y 0.7092. Más al norte, en Arizona, algunas de estas rocas indican relaciones de Sr aún mayores (e. g., Farmer y DePaolo, 1984; Lang y Tittley, 1998). Por el contrario, hacia el sur y hacia el oeste, en

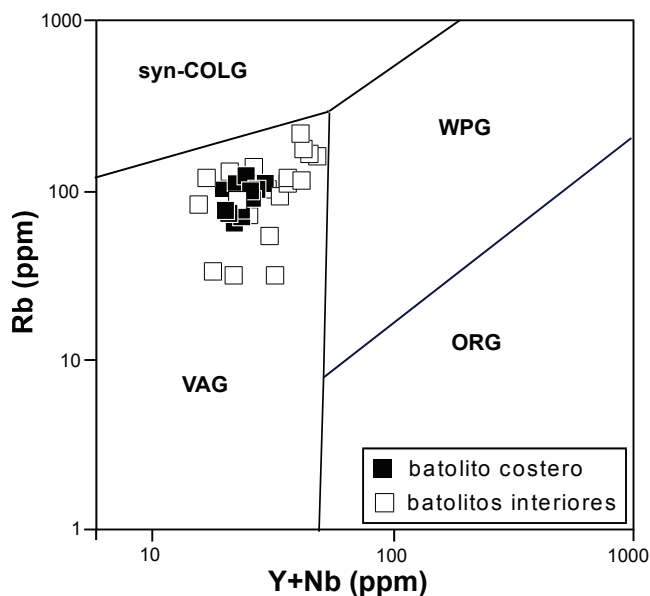


Figura 18. Diagrama (Y + Nb) contra Rb con los límites de discriminación tectónica propuestos por Pearce et al. (1984), para granitoides laramídicos en Sonora. Se puede ver una clara afinidad con los granitos de arco volcánico (VAG). Syn-COLG: granitos en zonas de colisión; WPG: granitos intraplaca; ORG: granitos asociados a zonas de dorsal oceánica. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2003).

la región dominada por las secuencias oceánicas que fueron acrecionadas a América del Norte, las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son mucho menos radiogénicas, con un rango entre 0.7026 y 0.7062 (Figura 19).

En el caso del neodimio, las relaciones iniciales muestran un crecimiento inverso al estroncio, con valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menos radiogénicos en la región dominada por el basamento proterozoico norteamericano y más radiogénicos hacia la región subyacente por basamento oceánico acrecionado. Estas relaciones, son menores en la parte norte del cinturón (ϵNd entre -8.7 y -3.7), haciéndose aún más negativas en Arizona, con valores de ϵNd entre -6 y -12 (Farmer y DePaolo, 1984; Lang y Titley, 1998). Por el contrario, las firmas de neodimio son menos negativas a bastante positivas hacia la parte sur y oeste del cinturón magmático, con valores de ϵNd entre -0.9 y +4.2 (Figura 20).

GEOCRONOLOGÍA

De acuerdo con las observaciones presentadas por Valencia-Moreno et al. (2006a), la evolución temporal del

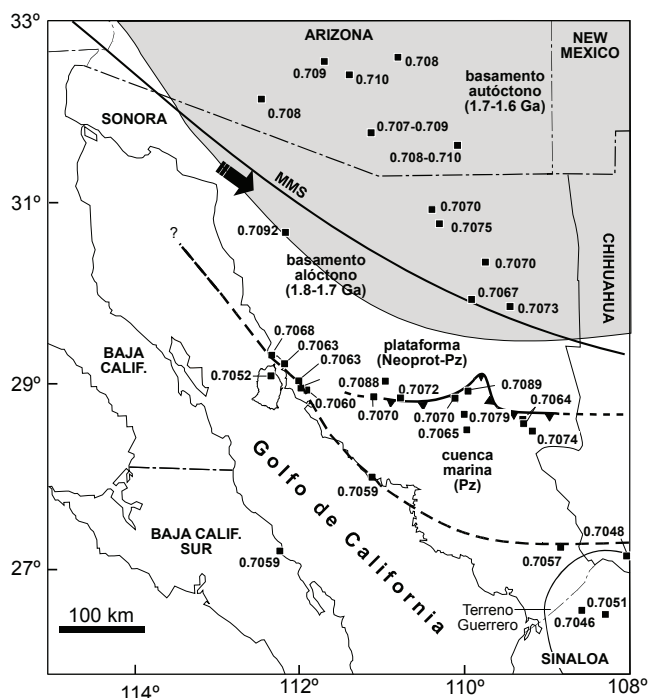


Figura 19. Mapa de los principales dominios de basamento en Sonora mostrando las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Se puede apreciar que las firmas de Sr se reducen sistemáticamente hacia el sur, a medida que el basamento proterozoico norteamericano desaparece en el sur del Estado, y cuyo límite está definido por la línea punteada. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2003).

magmatismo laramídico en Sonora es difícil de evaluar en términos de las edades isotópicas disponibles (Figura 21). Sin considerar las implicaciones del uso indiscriminado de las edades de enfriamiento obtenidas mediante distintas técnicas analíticas, los primeros datos sugerían que las edades más antiguas (~90-80 Ma) se localizaban cercanas a la costa de Sonora (e. g., Gastil y Krummenacher, 1977; Damon et al, 1983), y se hacían más jóvenes hacia el oriente. Las edades <60 Ma son abundantes en la parte oriental de Sonora, y aparentemente se extienden al oriente debajo de la cubierta volcánica de la Sierra Madre Occidental. En general, los datos muestran un claro traslape, que quizás es refleja la heterogeneidad de las técnicas geocronológicas y los materiales fechados. A pesar de ello, el modelo de un arco magmático simple migrando hacia el oriente, alejándose progresivamente de la paleotrinchera (Figura 6), como el propuesto por Coney y Reynolds (1977) y Damon et al. (1983), parecía ser la explicación más razonable. Recientemente, estudios en rocas volcáni-

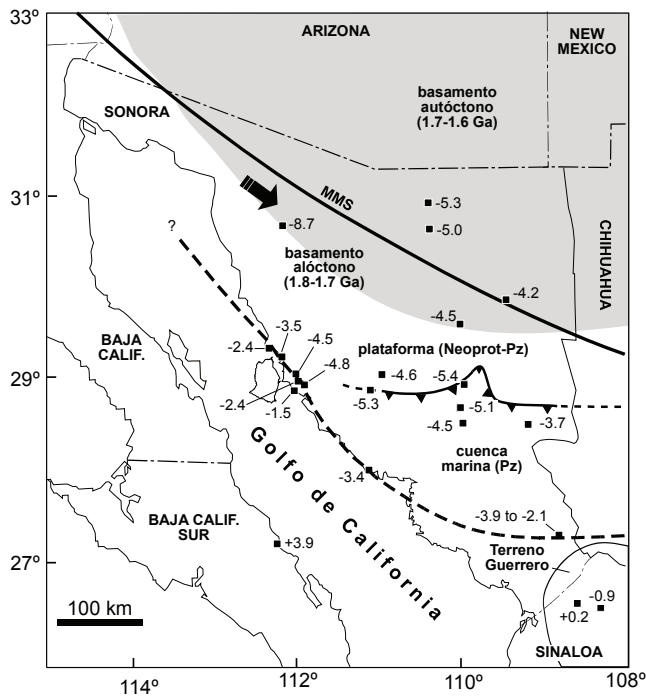


Figura 20. Mapa de los principales dominios de basamento en Sonora mostrando la distribución de datos de las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, indicadas en forma de valores de ϵNd . En la figura se puede apreciar como las firmas de Nd crecen de manera sistemática hacia el sur, a medida que el basamento proterozoico norteamericano desaparece en el sur del estado, y cuyo límite está definido por la línea punteada. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2003).

cas de la Formación Tarahumara expuestas en la región centro-oriental de Sonora y reportadas por McDowell y colaboradores (2001), indicaron edades U-Pb en circones anormalmente antiguas para esta latitud (90-89 Ma). Esto fue confirmado posteriormente con análisis de U-Pb en circones en rocas plutónicas en esta misma región, que indicaron edades de hasta 95 Ma (Pérez-Segura, 2006). El descubrimiento de estas edades relativamente antiguas cerca del límite oriental de Sonora muestra que el modelo tectonomagmático para el evento Laramide en Sonora puede ser más complejo que el tradicionalmente aceptado. Para McDowell y colaboradores (2001), estas edades sugieren la presencia de una serie de arcos traslapados en lugar de un solo arco magmático. Sin embargo, el mecanismo tectónico involucrado en la generación y emplazamiento de estos pulsos magmáticos sincrónicos en ambas regiones es aún desconocido, y requiere de estudios geológicos más detallados.

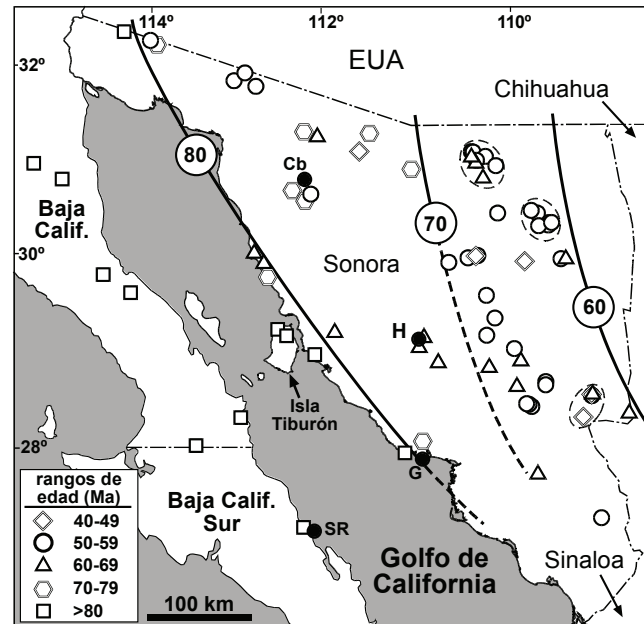


Figura 21. Mapa de las edades radiométricas disponibles en el noroeste de México, agrupadas por rangos y sin considerar las edades anómalamente antiguas indicadas en la Figura 12. Aunque existe un claro traslape en la distribución de las edades, principalmente debido a que éstas fueron calculadas mediante distintos métodos analíticos, las líneas (punteadas donde existe mayor incertidumbre) definen burdamente límites temporales sub-paralelos a la orientación general del cinturón magmático Laramide. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2006a).

DISCUSIÓN

NATURALEZA DE LA FUENTE DEL MAGMA

La composición de la fuente primaria del magmatismo Laramide en Sonora puede ser dilucidada a partir de los datos geoquímicos existentes y de la composición isotópica Rb-Sr y Sm-Nd; sin embargo, estos datos no son del todo concluyentes. La variación isotópica N-S observada a lo largo del cinturón en el noroeste de México, así como la variación sistemática en la concentración de ciertos elementos traza, particularmente las REE, sugiere que la composición del basamento intrusionado modificó de manera importante la composición del magma emplazado. De acuerdo con Valencia-Moreno et al. (2001), estas variaciones pudieran ser explicadas mediante dos mecanismos. El primero se basa en el modelo tradicionalmente aceptado para el magmatismo cordillerano, el cual inicia con la genera-

ción de magma basáltico debido al metasomatismo y fusión parcial del manto astenosférico atrapado arriba de la zona de subducción, y la posterior formación de magmas híbridos de composición intermedia, debido a la reacción con la base de la corteza continental (Figura 22). La composición final del magma emplazado en los niveles mesozonales y epizonales de la corteza, estaría controlada mayormente por la proporción de manto/corteza involucrada en la mezcla, de manera similar al modelo utilizado por DePaolo (1981a), DePaolo y Farmer (1983) y Farmer y DePaolo (1984) para el magmatismo cordillerano en el suroeste de los Estados Unidos. En el caso de los granitoides laramídicos del noroeste de México, el espectro isotópico completo de Sr-Nd se puede reproducir de acuerdo al modelo clásico de cristalización fraccionada con asimilación cortical de DePaolo (1981c), asumiendo la presencia de un magma inicial de origen mantélico de tipo arco de islas oceánicas, modificado por la asimilación de cantidades variables de materiales provenientes de la corteza proterozoica norteamericana (Figura 23).

De manera análoga al modelo propuesto por Ruiz et al. (1988) para explicar el origen del volcanismo silícico de la Sierra Madre Occidental, el magmatismo laramídico podría haber resultado de la fusión parcial de la corteza inferior, cuya composición ha sido inferida a partir del estudio de abundantes xenolitos de granulitas máficas e intermedias, que fueron traídos a la superficie

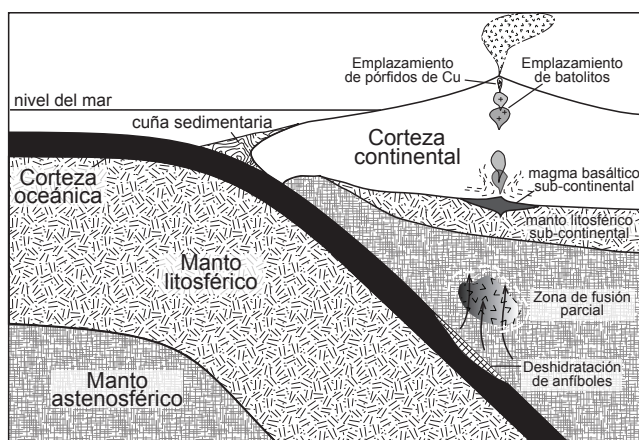


Figura 22. Esquema tectónico de una zona de subducción en un margen de tipo andino mostrando su origen inicial en la cuña de manto astenosférico, hasta el emplazamiento del magma en un ambiente volcánico. Modificado de Richards (2003) y Valencia-Moreno et al. (2006b).

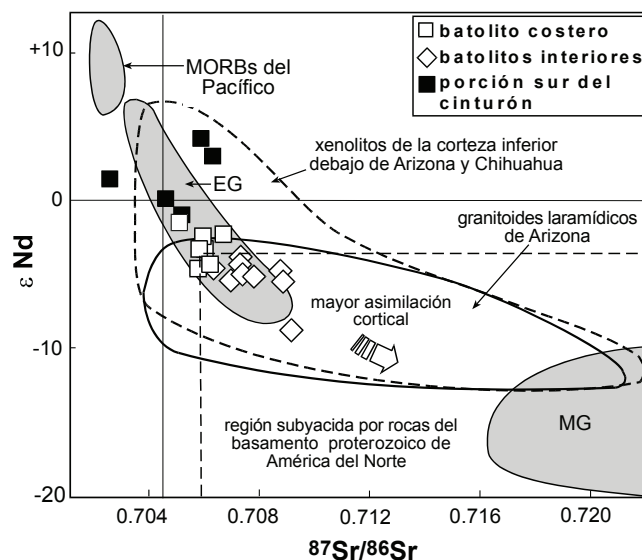


Figura 23. Diagrama de correlación isotópica de Nd-Sr para las rocas graníticas de Sonora y el norte de Sinaloa. El recuadro achurado corresponde a la región donde se infiere una participación importante de la corteza proterozoica de América del Norte en la fuente del magma (el vértice se define por los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd de 0.706 y -3.4, respectivamente). Las zonas indicadas como EG y MG representan los campos composicionales de los granitoides del Cretácico y el Paleógeno de Nevada y California, de acuerdo al tipo de corteza intrusada, de tipo “eugeoclinal” o “miogeoclinal”, respectivamente, de acuerdo a DePaolo (1981a) y Farmer y DePaolo (1983). Modificado de Valencia-Moreno et al. (2001 y 2003).

por flujos recientes de lavas basálticas alcalinas expuestas en el sur de Arizona y en Chihuahua (e. g., Ruiz et al., 1988; Esperanza et al., 1988; Kempton et al., 1990; Rudnick y Cameron, 1991; y Cameron et al., 1992). La composición isotópica de los xenolitos cubre el rango de valores de las relaciones Sr-Nd observadas en las rocas laramídicas de Arizona y el noroeste de México (Figura 23), por lo que la pura fusión de la corteza inferior norteamericana podría reproducir las firmas isotópicas encontradas. A su vez, esto implicaría que la participación del líquido basáltico proveniente del manto astenosférico en el magma granítico final fue relativamente modesta.

CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DEL BASAMENTO DEL NOROESTE DE MÉXICO

En un marco regional basado en la correlación isotópica Sr-Nd mostrada en la Figura 23, los granitoides lara-

mídicos de Sonora y el noroeste de México en general, se ubican en sitios con una afinidad tectónica distintiva. Los granitoides de la parte sur del cinturón se localizan cerca de la composición isotópica promedio de la Tierra, aunque se extienden hacia la región dominada por las firmas que caracterizan al manto ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7045$ y $\epsilon\text{Nd} > 0$), representadas en esta figura por los basaltos tipo MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt). En contraste, los granitoides de las partes norte y central del cinturón tienen firmas altas en Sr y bajas en Nd, las cuales son características de las rocas corticales antiguas, representadas aquí por el basamento proterozoico norteamericano.

Recientemente, la composición isotópica de las rocas graníticas en el noroeste de México se ha utilizado para tratar de configurar los distintos bloques de basamento conocidos, y cuyos límites no están expuestos. En el noroeste de Sonora, los granitoides laramídicos se emplazaron en rocas plutónicas, gneises y esquistos de edad proterozoica, mejor expuestas en el área de Caborca (Figura 9). La región contigua hacia el noreste de Sonora, muestra que el cinturón magmático se emplazó en una secuencia distinta de rocas volcánicas y sedimentarias proterozoicas bastante deformadas. Trabajos pioneros sugieren que los basamentos en ambas regiones son de distinta afinidad, y que corresponden a provincias temporales distintas, con edades de cristalización de 1,700–1,800 Ma y 1,600–1,700 Ma, respectivamente (Anderson y Silver, 1979). Esta diferencia en las edades, aunque relativamente pequeña, fue utilizada por Anderson y Silver para postular un modelo basado en un importante desplazamiento lateral izquierdo, que rompió parte del basamento del suroeste de América del Norte en el Jurásico, y lo transportó ~800 km al suroeste a lo largo de la denominada Megacizalla Mojave-Sonora (Figura 19). Un poco más al sur, aproximadamente a la latitud de Hermosillo, los afloramientos de rocas proterozoicas son escasos. Estas rocas están cubiertas por secuencias sedimentarias de plataforma marina durante el fin del Proterozoico y el Paleozoico, las cuales afloran muy bien en la región central de Sonora. Posteriormente, las rocas de plataforma fueron cabalgadas por una secuencia sedimentaria marina profunda, transportada compresivamente hacia el N-NW (Poole et al., 1991), durante la transición Pérmico-Triásico

(Figura 19). Los afloramientos de rocas paleozoicas en general, terminan de manera abrupta un poco más al sur, y en su lugar aparecen importantes acumulaciones de sedimentos clástico-continuales del Triásico Tardío, definidos como el Grupo Barranca (Alencaster, 1961). Estos sedimentos forman estructuras alargadas en dirección E-W, las cuales fueron interpretadas como cuencas de tipo *pull-apart*, asociadas con la ruptura de la corteza debido al empuje lateral de fallas regionales (Stewart y Roldán-Quintana, 1991). Sin embargo, las rocas paleozoicas de cuenca marina afloran debajo de las rocas triásicas en esta región a manera de ventanas del basamento. Secuencias de rocas paleozoicas de afinidad similar se conocen también en el sur de Sonora, aunque la relación entre ambas no es muy clara. Más al sur, el basamento está dominado por secuencias de arco de islas del Jurásico Tardío-Cretácico medio, asociadas al terreno Guerrero (Figura 19). Estas rocas subyacen la mayor parte del occidente de México, y se considera que fueron acrecionadas al borde suroeste de América del Norte en el Cretácico Tardío (Campa y Coney, 1983).

De acuerdo con lo anterior, el cinturón magmático Laramide en Sonora se emplazó aproximadamente de manera transversal a través de basamentos de distinta afinidad tectónica. Sin embargo, debido a que los afloramientos diagnósticos son relativamente puntuales, los límites entre los distintos bloques de basamento no están expuestos. Siguiendo los criterios utilizados para el suroeste de los Estados Unidos, donde se dedujo que el borde del basamento proterozoico de América del Norte se caracteriza por una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ~0.7060 en las rocas graníticas cordilleranas (Kistler y Peterman, 1973), Valencia-Moreno et al. (2001 y 2003) encontraron que este límite se extiende en dirección NW-SE a través de la región costera de Sonora, curvándose hacia el este en la región de Guaymas, para seguir una dirección aproximadamente E-W por el subsuelo de Chihuahua (Figura 19). Al parecer, este importante límite cortical puede, a su vez, trazarse de manera similar asumiendo un valor inicial de ϵNd de -3.4 (Figura 20).

De acuerdo con los resultados isotópicos, la región central del cinturón, caracterizada por las secuencias paleozoicas de cuenca marina, está también subya-

cida por rocas del basamento proterozoico de América del Norte; sin embargo, debido a que las firmas en los granitoides en esta región tienen valores intermedios, lo cual sugiere que el basamento norteamericano se adelgaza progresivamente hacia el sur (Valencia-Moreno et al., (2001). Por el contrario, el basamento norteamericano parece tener un límite mucho más abrupto hacia la región costera de Sonora (Valencia-Moreno et al., 2003), lo cual quizás sugiere una importante remoción tectónica del basamento, previa al evento Laramide.

En general, el comportamiento geoquímico e isotópico de las rocas graníticas laramídicas del noroeste de México es similar al observado en las rocas contemporáneas del suroeste de los Estados Unidos, en particular en el sur de Arizona, California y Nevada. En California y Nevada se distinguen dos tipos de granitoides de acuerdo al carácter “eugeoclinal” o “miogeoclinal” del basamento intrusionado (Figura 23). Los primeros son análogos a los granitoides emplazados en el sur del cinturón magmático en rocas de afinidad oceánica, mientras que los segundos se asemejan más a los granitoides de la región norte, e involucran básicamente la fusión de corteza continental antigua. Es interesante notar que esta situación está también reflejada en las edades modelo basadas de evolución del manto superior (DePaolo, 1981b), las cuales indican un tiempo de residencia para el neodimio relativamente más antiguo entre 1,100 y 900 Ma en las rocas de la parte norte y central del cinturón, y más joven (~500 Ma) en la región sur (Figura 24). Sin embargo, uno de los datos en la porción sur del cinturón indica una edad modelo de ~800 Ma, lo cual pudiera sugerir la posible presencia de restos de una corteza proterozoica exótica en el sur de México (Valencia-Moreno et al., 2001).

ANÁLISIS DE LA MIGRACIÓN ORIENTAL

Recientemente, Valencia-Moreno et al. (2006) analizaron el problema de la migración del magmatismo en Sonora con base en las edades K-Ar y ⁴⁰Ar/³⁹Ar en hornblenda, y U-Pb en circon disponibles en la literatura (Figura 25). Con esto se trató de reducir la ventana entre las edades de cristalización y las de enfriamiento. De acuerdo con los resultados, la actividad ígnea cordillerana migró a través de la parte

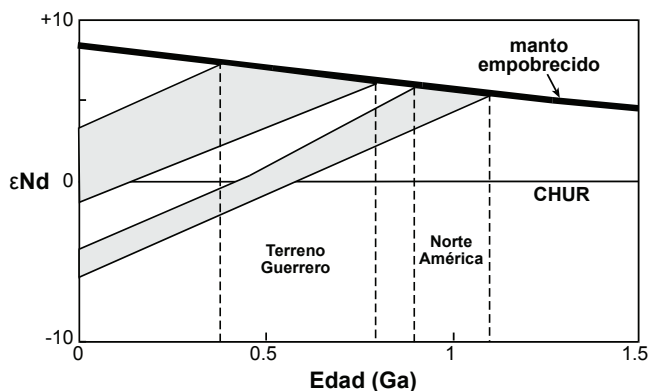


Figura 24. Diagrama de las edades modelo para muestras de granitoides laramídicos en Sonora y Sinaloa, basado en la intersección con la evolución del Nd en el manto empobrecido (DePaolo, 1981b). Las áreas achuradas muestran los rangos de separación del Nd del manto empobrecido entre 0.8–0.4 Ga para los granitoides emplazados en la parte sur del cinturón magmático, y entre 1.1–0.9 Ga para los granitoides emplazados al norte, en rocas del basamento proterozoico norteamericano. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2001).

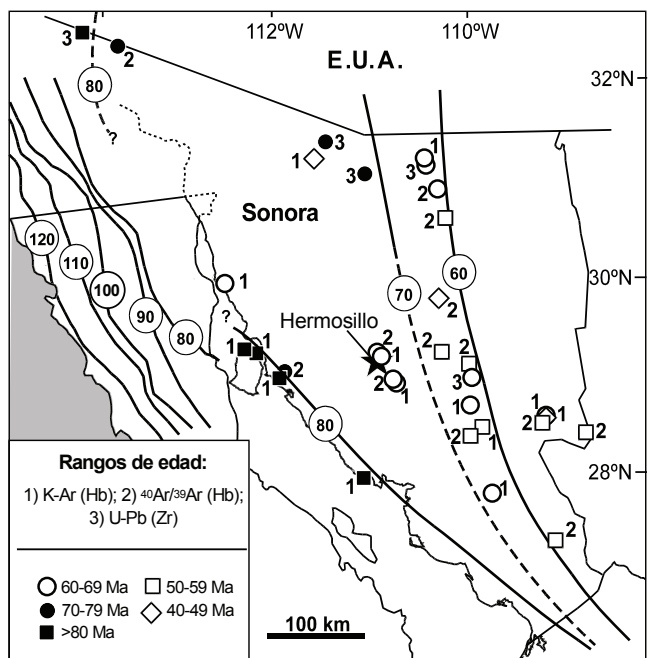


Figura 25. Mapa del NW de México, donde se ilustra la migración espaciotemporal, de suroeste a noreste, del magmatismo originado por la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana. La distribución de las líneas isócronas corresponde a un intervalo de clase de 10 millones de años. En las localidades de muestreo se indica el rango de la edad obtenida, así como el método analítico empleado y la especie mineral analizada. Hb: hornblenda o biotita; Zr: circon.

oriental de las Sierras Peninsulares hasta la actual costa de Sonora a una velocidad estimada de 10.9 km/Ma. La actividad magmática se mantuvo en esta región hasta ~77 Ma, para después migrar a una velocidad de 8.5 km/Ma, alcanzando el límite este de Sonora a los ~59 Ma. Sin embargo, las edades entre 95 y 89 Ma reportadas para la región centro-oriental de Sonora, sugieren que el magmatismo requirió de al menos dos zonas de emplazamiento de magma en lugar de una sola. Esto complica el contexto geodinámico concebido hasta ahora para Sonora durante el Cretácico Tardío-Paleógeno, y sugiere la necesidad de hacer una re-evaluación del mismo con base en la generación de nuevos datos geocronológicos.

CONCLUSIONES

Las variaciones geoquímicas e isotópicas N-S de los granitoides a lo largo del cinturón magmático Laramide del noroeste de México pueden ser explicadas en términos de las variaciones regionales en la naturaleza del basamento de emplazamiento. En la parte norte y, en menor proporción, en la parte central, las firmas geoquímicas caracterizadas por bajos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, acoplados con patrones de tierras raras enriquecidos en los elementos ligeros (La-Sm) y fuertes anomalías negativas de europio, sugieren una importante participación del basamento proterozoico norteamericano en la fuente del magma. Por otro lado, los valores más primitivos de los isótopos de estroncio y de neodimio, en conjunto con patrones de tierras raras más planos observados en los granitoides de la parte sur, sugieren una mayor participación del magma derivado de la fusión de la cuña de manto astenosférico arriba del segmento subducido de la placa Farallón. Los magmas originales debieron de asimilar parte de la corteza que forma el sustrato del terreno Guerrero, de carácter juvenil y relativamente más antigua (neoproterozoica), de acuerdo con las edades modelo. El límite isotópico entre estos dos dominios mayores del basamento se extiende por la región costera de Sonora y cruza en dirección ~E-W por el sur de Sonora, cerca de los límites con Sinaloa. La influencia de estos dos tipos de basamento se observa, además de en la composición geoquímica e isotópica de los gra-

nitoides, en la distribución de metales asociados a yacimientos minerales importantes, particularmente asociados a los depósitos de pórfido de cobre, generando una asociación preferencial de Cu-Mo-W en la región subyacente por el basamento norteamericano, y de Cu-Au hacia el sur, en la región subyacente por el terreno Guerrero.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alencaster, Gloria, 1961, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte norte central del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana 11, p. 1–18.
- Anderson, J.L., 1990, The nature and origin of Cordilleran magmatism: Geological Society of America Memoir 174, p. vii–x.
- Anderson, J.L., y Cullers, R.L., 1990, Middle to upper crustal plutonic construction of a magmatic arc—an example from a metamorphic core complex, *in* Anderson, J.L., ed., The nature and origin of Cordilleran magmatism: Geological Society of America Memoir 174, p. 47–69.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico and its relationship to circum-Pacific magmatism: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, p. 484 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora: Guidebook-Field Trip #27, Geological Society of America, annual meeting, p. 59–68.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico: Geological Society of America Memoir 153, p. 269–283.
- Atwater, Tanya, 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: Geological Society of America Bulletin, v. 8, p. 3513–3535.
- Bagby, W.C.; Cameron, K.L.; y Cameron, M., 1981, Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico: Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 10402–10410.
- Baird, A.K., y Meisch, A.T., 1984, Batholithic rocks of southern California—a model for the petrogenesis of their source materials: U.S. Geological Survey Professional Paper 1284, 42 p.
- Bateman, P.C., 1992, Plutonism in the central part of the Sierra Nevada batholiths, California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1483, 186 p.
- Bunge, H.-P., y Grand, S.P., 2000, Mesozoic plate-motion history below the northeast Pacific Ocean from seismic images of the subducted Farallon slab: Nature, v. 405, p. 337–340.
- Busby, C., 2004, Continental growth at convergent margins facing large ocean basins—a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico: Tectonophysics, v. 392, p. 241–277.

- Busby-Spera, C.J., 1988, Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States: *Geology*, v. 16, p. 1121–1125.
- Calmus, Thierry; Pérez-Segura, Efrén; y Roldán-Quintana, Jaime, 1996, The Pb-Zn deposits of San Felipe, Sonora, Mexico: “Detached” mineralization in the Basin and Range Province: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 115–124.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Coney, P.J., y Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403–406.
- Damon, P.E., 1986, Batholith-volcano coupling in the metallogeny of porphyry copper deposits, *in* Friedrich, G.H.; Genkin, A.D.; Naldrett, A.J.; Ridge, J.D.; Sillitoe, R.H.; y Vokes, F.M., eds., *Geology and metallogeny of copper deposits*: Berlín, Springer-Verlag, p. 216–234.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; y Clark, K.F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 5, p. 223–238.
- Damon, P.E.; Clark, K.F.; y Shafiqullah, M., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052–1071.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Roldán-Quintana, Jaime; y Cochémé, J.J., 1983b, El batolito Laramide (90–40 Ma) de Sonora: *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional*, 15, Guadalajara, Jalisco, Memoria, p. 63–95.
- DePaolo, D.J., 1981a, A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10470–10488.
- DePaolo, D.J., 1981b, Nd in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic: *Nature*, v. 291, p. 193–196.
- DePaolo, D.J., y Farmer, G.L., 1984, Isotopic data bearing on the origin of Mesozoic and Tertiary granitic rocks in the western United States: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 310, p. 743–753.
- Dickinson, W.R., 1981, Plate tectonics and the continental margin of California, *in* Ernst, W.G., ed., *The geotectonic development of California—Rubey volume 1*: Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, p. 1–28.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time, *in* Jenny, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona*: *Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 1–16.
- Dickinson, W.R., 2006, Anatomy and global setting of the North American Cordillera—backbone of the Americas-Patagonia to Alaska, Mendoza, Argentina, Paper No. 1-1.
- Dickinson, W.R.; Klute, M.A.; Hayes, M.J.; Janecke, S.U.; Lundin, E. R.; McKittrick, M.A.; y Olivares, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region?: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1023–1039.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, 1142–1160.
- Dickinson, W.R., y Snyder, W.S., 1978, Plate tectonics of the Laramide Orogeny: *Geological Society of America Memoir* 151, p. 355–366.
- Engebretson, D.C.; Cox, A.; y Gordon, R.G.I., 1985, Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin: *Geological Society of America Special Paper* 206, 59 p.
- English, J.; Johnston, S.T.; y Wang, K., 2003, Thermal modeling of Laramide magmatism—testing of the flat-subduction hypothesis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, p. 619–632.
- Evernden, J.F., y Kistler, R.W., 1970, Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and western Nevada: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 623, 42 p.
- Farmer, G.L., y DePaolo, D.J., 1983, Origin of Mesozoic and Tertiary granites in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure; 1, Nd and Sr isotopic studies in the geocline of northern Great Basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 3379–3401.
- Farmer, G.L., y DePaolo, D.J., 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary granites in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure; 2. Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granites in the Precambrian craton: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 10141–10160.
- Ferrari, L.; Valencia-Moreno, M.; y Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, *in* Nieto-Samaniego, Á.F., y Alanís-Álvarez, S.A., eds., *Temas selectos de la geología mexicana: Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario*, v. 57, núm. 3, p. 343–378.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora—implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388–408.
- Gastil, R.G., 1975, Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California: *Geology*, v. 3, p. 361–363.
- Gastil, G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico, *in* Roddick, J.A., ed., *Circum-Pacific plutonic terranes*: *Geological Society of America Memoir* 159, p. 265–291.
- Gastil, R.G., 1993, Prebatholithic history of Peninsular California, *in* Gastil, R.G., y Miller, R.H., eds., *The prebatholithic stratigraphy of Peninsular California*: *Geological Society of America Special Paper* 279, p. 145–158.
- Gastil, R.G., y Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía de Kino: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 189–198.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, D.; Dupont, J.; y Bushee, J., 1974, The batholith belt of Southern California and Western Mexico: *Pacific Geology*, v. 8, p. 73–78.
- Gastil, R.G.; Phillips, R.P.; y Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.

- González-León, C.M.; McIntosh, W.C.; Lozano-Santacruz, Rufino; Valencia-Moreno, M.A.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora, NW Mexico: Geological Society of America Bulletin, 112, 600–610.
- González-León, C.M.; Roldán-Quintana, Jaime; y Rodríguez-Guerra, E.P., 1992, Deformaciones Sevier y Laramide—su presencia en Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 9, p. 1–18.
- González-León, C.M.; Valencia-Moreno, Martín; Noguez-Alcántara, Benito; y Salvatierra-Domínguez, E., 2006, Mapa geológico del estado de Sonora escala 1:1'000,000: Digital Geoscience, http://satori.geociencias.unam.mx/Digital_Geosciences/Sonora_Glz_img/Viewer.htm.
- Grajales-Nishimura, J.M.; Terrell, J.D.; y Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático Cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 42, p. 1–18.
- Gromet, L.P., y Silver L.T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges Batholith—implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs: Journal of Petrology, v. 28, p. 75–125.
- Hamilton, W., 1988, Tectonic setting and variations with depth of some Cretaceous and Cenozoic structural and magmatic systems of the western United States, in Ernst, W.G., ed., Metamorphism and crustal evolution of the western United States, Rubey Volume VII: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 1–40.
- Henry, C.D.; McDowell, F.W.; y Silver, L.T., 2003, Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico—implications for Cordilleran magmatism and tectonics, in Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; y Martín-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374, p. 237–273.
- Iriondo, Alexander; Martínez-Torres, L.M.; Kunk, M.J.; Atkinson, W.W. Jr.; Premo, W.R.; y McIntosh, W.C., 2003, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 631–669.
- Iriondo, Alexander; Premo, W.R.; Martínez-Torres, L.M.; Budahn, J.R.; Atkinson, W.W., Jr.; Siems, D.F.; y Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: Geological Society of America Bulletin, v. 116, p. 154–170.
- Irvine, T.N., y Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of common igneous rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523–548.
- Jacques-Ayala, César, 2004, The Laramide in northern Sonora—timing and basin evolution: GEOS, v. 24, p. 306.
- Johnson, S.E.; Tate, M.C.; y Fanning, C.M., 1999, New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, Mexico—evidence for a suture?: Geology, v. 27, p. 743–746.
- Johnson, S.E., Paterson, S.R., y Tate, M.C., 1999, Structure and emplacement history of a multiple-center, cone-sheet-bearing ring complex—the Zarza Intrusive Complex, Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 111, p. 607–619.
- Kempton, P.D.; Harmon, R.S.; Hawkesworth, C.J.; y Moorbath, S., 1990, Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 54, p. 3401–3426.
- Kimbrough, D.L.; Smith, D.P.; Mahoney, J.B.; Moore, T.E.; Grove, M.; Gastil, R.G.; Ortega-Rivera, Amabel, y Fanning, C.M., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California: Geology, v. 29, p. 491–494.
- Kious, J.W., y Tilling, R.I., 1996, This dynamic Earth—the story of plate tectonics: U.S. Geological Survey Special Publication, 77 p.
- Kistler, R.W., y Peterman, Z.E., 1973, Variations in Sr, Rb, K, Na, and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in Central California: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 3489–3512.
- Krummenacher, D.; Gastil, R.G.; Bushee, J.; y Dupont, J., 1975, K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges Batholith, southern California and Baja California: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 760–768.
- Lang, J.R., y Titley, S.R., 1998, Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits: Economic Geology, v. 93, p. 138–170.
- Lawton, T.F.; Vega-Vera, F.J.; Giles, K.A.; y Rosales-Domínguez, C., 2001, Stratigraphy and origin of the La Popa basin, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico, in Bartolini, Claudio; Buffler, R.T.; y Cantú-Chapa, Abelardo, eds., The western Gulf of Mexico basin—tectonics, sedimentary basin, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memory 75, p. 219–240.
- Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeis, A.; Woolley, A.R.; y Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms—recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, Blackwell, 193 p.
- McBride, E.F.; Weidie, A.E., Jr.; Wolleben, J.A.; y Laudon, R.C., 1974, Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1603–1622.
- McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, in Chapin, E.C., y Elston, W.E., eds.,

- Ash-flow tuffs: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113–124.
- McDowell, F.W., y Mauger, R.L., 1994, K-Ar and U-Pb zircon geochronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 118–132.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous–early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 521–531.
- Mora-Álvarez, G., y McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Úrsula of western Sonora, Mexico, *in* Stock, Joanne; Delgado-Granados, Hugo; y Aguirre-Díaz, Gerardo, eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper 334, p. 123–141.
- Nourse, J.A.; Iriondo, Alexander; Premo, W.R.; Kunk, M.J.; y Stahl, E.R., 2000, New constraints on the southwest margin of Laurentia from the Pinacate-Cabeza Prieta basement complex, Sonora and Arizona: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 32, p. A318 (resumen).
- Ortega-Rivera, Amabel, 1997, Geochronological constraints on the thermal and tilting history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California—tectonic implications for southwestern North America (Mexico): Ontario, Canada, Queen's University Kingston, Department of Geological Sciences and Engineering, disertación doctoral, 582 p. (inédita).
- Ortega-Rivera, Amabel, 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California—tectonic implications for western Mexico, *in* Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; y Martin-Barajas, Arturo, eds., Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374, p. 297–335.
- Ortega-Rivera, M.A.; Farrar, E.; Hanes, J.A.; Archibald, D.A.; Gastil, R.G.; Kimbrough, D.; Zentilli, M.; López-Martínez, Margarita; Féraud, G.; y Ruffet, G., 1997, Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Mártir Pluton, Baja California, Mexico, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission track geochronology: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 728–745.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico: Austin, University of Texas, disertación doctoral, 217 p. (inédita).
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; y Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, p. 956–983.
- Poole, F.G.; Madrid, R.J.; y Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, *in* Raines, G.L.; Lisle, R.E.; Scafer, R.W.; y Wilkinson, W.H., eds., Geology and ore deposits of the Great Basin, v. 1: Reno, NV, Geological Society of Nevada, p. 517–522.
- Poole, F.G.; Stewart, J.H.; Berry, W.B.N.; Harris A.G.; Repetski, J.E.; Madrid, R.J.; Ketner, K.B.; Carter, C.; y Morales-Ramírez, J.M., 1995, Ordovician ocean-basin rocks of Sonora, Mexico, *in* Cooper, J.D.; Droser, M.L.; y Finney, S.C., eds., Ordovician odyssey—short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System: Fullerton, Calif., Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), book no. 77, p. 277–284.
- Richards, J.P., 2003, Tectono-magmatic recursors for porphyry Cu (Mo-Au) deposit formation: Economic Geology, v. 98, p. 1515–1533.
- Roddick, J.C., 1983, High precision intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 47, p. 887–898.
- Pérez-Segura, Efrén, 2006, Estudio metalogenético de los yacimientos de Ni-Co (Cu-Zn) de La Esperanza, Sonora central: caracterización de los depósitos y relación con el magmatismo Laramídico: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, disertación doctoral, 214 p. (inédita).
- Pérez-Segura, Efrén; Gallardo-Romero, R.; Valencia-Gómez, V.A.; y Padberg, M., 2004, La Esperanza—una nueva mineralización con Ni-Co en Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, p. 260–267.
- Rickwood, P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: Lithos, v. 22, p. 247–263.
- Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Geology and chemical composition of El Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, *in* Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 19–36.
- Rudnick, R.L., y Cameron, K.L., 1991, Age diversity of the deep crust in northern Mexico: Geology, v. 19, p. 1197–1200.
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Arculus, R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 99, p. 36–43.
- Saleeby, J., 2003, Segmentation of the Laramide slab—evidence from the southern Sierra Nevada region: Geological Society of America Bulletin, v. 115, p. 655–668.
- Shand, S.J., 1927, The eruptive rock: Nueva York, John Wiley, 360 p.
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, núm. 7, p. 955–956 (resumen).
- Silver, L.T., y Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith—an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, v. 79, p. 105–121.
- Silver, L.T.; Taylor, H.P.; y Chappell, B.W., 1979, Some petrological, geochemical, and geochronological observations of the Peninsular Ranges Batholith near the international border of the U.S.A. and Mexico, *in* Abbott, P.L., y Todd, V.R., eds., Mesozoic crystalline rocks: San Diego, California, San Diego State University, Department of Geological Sciences, Guidebook for Geological Society of America Annual Meeting, p. 83–110.

- Stewart, J.H.; Anderson, T.H.; Haxel, G.B.; Silver, L.T.; y Wright, J.E., 1986, Late Triassic paleogeography of the southern Cordillera—the problem of a source for voluminous volcanic detritus in the Chinle Formation of the Colorado Plateau region: *Geology*, v. 14, p. 567–570.
- Tate, M.C.; Norman, M.D.; Johnson, S.E.; Fanning, C.M.; y Anderson, J.L., 1999, Generation of tonalite and trondhjemite by subvolcanic fractionation and partial melting in the Zarza Intrusive Complex, western Peninsular Ranges Batholith, northwestern Mexico: *Journal of Petrology*, v. 40, p. 983–1010.
- Todd, V.R.; Erskine, B.G.; y Morton, D.M., 1988, Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges Batholith, southern California, in Ernst, W.G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*, Rubey Volume VII: New Jersey, Englewood Cliffs, Prentice-Hall, p. 894–937.
- Todd, V.R., y Shaw, S.E., 1979, Structural and metamorphic and intrusive framework of the Peninsular Ranges Batholith in southern San Diego County, California, in Abbot, P.L., y Todd, V.R., eds., *Mesozoic crystalline rocks—Peninsular Ranges batholith and pegmatites, Point Sal Ophiolite*: San Diego, California, San Diego State University, Geological Society of America Annual Meeting Guidebook, p. 178–231.
- Torres-Vargas, R.; Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Grajales-Nishimura, J.M., 1999, A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico—tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, Claudio; Wilson, J.; y Lawton, T., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Geological Society of America Special Paper 340, p. 191–196.
- Valencia-Moreno, Martín, 1998, *Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico*: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 164 p. (inédita).
- Valencia-Moreno, Martín; Ruiz, Joaquín; Barton, M.D.; Patchett, P.J.; Zürcher, Lukas; Hodkinson, D.; y Roldán-Quintana, Jaime, 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico—identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1409–1422.
- Valencia-Moreno, Martín; Ruiz, Joaquín; Ochoa-Landín, Lucas; Martínez-Serrano, Raymundo; y Vargas-Navarro, P., 2003, Geology and geochemistry of the Coastal Sonora Batholith, northwestern Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 819–831.
- Valencia-Moreno, Martín; Iriondo, Alexander; y González-León, C.M., 2006a, New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende dates of granitic rocks from central Sonora, NW Mexico—a systematic study of crystallization age during east migration of the Late Cretaceous-early Tertiary magmatic activity: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 22–38.
- Valencia-Moreno, Martín; Ochoa-Landín, Lucas; Noguez-Alcántara, Benito; Ruiz, Joaquín; y Pérez-Segura, Efrén, 2006b, Características de los depósitos de pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial: in Nieto-Samaniego, Á.F., y Alanís-Álvarez, S.A., eds., *Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México*: Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario, v. 58, núm. 1, p. 1–26.
- Valenzuela-Navarro, L.C.; Valencia-Moreno, Martín; Calmus, Thierry; Ochoa-Landín, Lucas; y González-León, C.M., 2005, Marco geológico del pórfido de molibdeno El Crestón, Sonora central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 345–357.
- Vega-Granillo, Ricardo, y Calmus, Thierry, 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico)—structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 193–204.
- Walawender, M.J.; Gastil, R.G.; Clinkenbeard, J.P.; McCormick, W.V.; Eastman, B.G.; Wardlaw, R.S.; Gunn, S.H.; y Smith, B.M., 1990, Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges Batholith, southern and Baja California, in Anderson, J.L., ed., *The nature and origin of Cordilleran magmatism*: Geological Society of America Memoir 174, p. 1–18.
- Walawender, M.J.; Girty, G.H.; Lombardi, M.R.; Kimbrough, D.; Girty, M.S.; y Anderson, C., 1991, A synthesis of recent work in the Peninsular Ranges Batholith, in Walawender, M.J., y Hanan, B.B., eds., *Geological excursions in southern California and Mexico*: San Diego, California, San Diego State University, Department of Geological Sciences, p. 297–312.
- Walawender, M.J., y Smith, T.E., 1980, Geochemical and petrologic evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges Batholith, southern California: *Journal of Geology*, v. 88, p. 233–242.
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico: *U.S. Geological Survey Bulletin* 962A, 80 p.
- Wodzicki, W.A., 2001, *The evolution of magmatism and mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico*: Society of Economic Geologists Special Publication 8, p. 243–263.
- Ye, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North America continental margin, in Soegaard, K.; Giles, K.; Vega, F.J.; y Lawton, T., eds., *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico*: American Association of Petroleum Geologists Field Trip 10, p. 85–115.

Calmus, Thierry, 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, p. 227–266, 13 figs., 1 tabla.

Capítulo 7

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE SONORA DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO Y EL CENOZOICO

*Calmus, Thierry*¹
*Vega-Granillo, Ricardo*²
*Lugo-Zazueta, Raúl*³

RESUMEN

La evolución tectónica y magmática de Sonora fue controlada durante parte del Cretácico Tardío y gran parte del Cenozoico por la subducción de la placa Farallón abajo de la placa de América del Norte. El registro de las anomalías magnéticas en la parte oceánica preservada (ahora incorporada a la placa Pacífico) muestra una aceleración de la acreción oceánica durante el Cretácico Tardío-Paleógeno. La migración del magmatismo calcialcalino hacia el oriente permite correlacionar esta aceleración con un aumento de la velocidad de subducción y una disminución paulatina del ángulo de subducción, lo cual permite un acoplamiento entre la placa subducida y la placa superior que se manifiesta por una compresión moderada en Sonora. La migración del magmatismo hacia el este culmina durante el Oligoceno con la formación de la Sierra Madre Occidental, antes de un retroceso progresivo a través de Sonora hasta alcanzar la posición del arco Comondú.

Simultáneamente, la regresión del arco magmático hacia la trinchera se acompaña de una extensión regional de la placa superior entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Tardío. Es la etapa de *basin and range* que se caracteriza por una morfología conforme a la formación de *horsts* y *grabens* en la parte superior de la corteza, y por la exhumación de niveles más profundos a lo largo del cinturón de complejos de núcleo metamórfico, como el de Mazatán. Las edades de enfriamiento a temperaturas bajas en las zonas miloníticas de las fallas de bajo ángulo y las edades del volcanismo contemporáneo indican que los dos estilos de deformación son expresiones de una misma etapa de extensión que afecta diferentes niveles estructurales.

El cese progresivo de la subducción a partir de 12 Ma y la apertura del golfo de California marcan un cambio cinemático fundamental en la región. Sin embargo, el *rifting* continental reactiva las estructuras de la provincia *Basin and Range*, cuyo límite occidental coincide con el “Escarpe Principal del Golfo”, el cual coincide con el límite occidental de la Provincia Extensional del Golfo de California. El volcanismo post-subducción sigue muy activo en la Península de Baja California, recientemente separada del continente, y

¹Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología UNAM, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México.
 E-mail: tcalmus@servidor.unam.mx

²Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Blvd. Luis Encinas y calle Rosales, Hermosillo, Sonora, México.

³School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Parkville, Victoria 3052, Australia.

en el golfo de California, así como en las áreas aledañas. La variedad geoquímica que lo caracteriza indica una gran diversidad de las fuentes magmáticas probablemente asociadas a la presencia de una ventana astenosférica debida al desgarre de la placa oceánica subducida.

Palabras clave: Cretácico Tardío, Laramide, Cenozoico, Sonora, *basin and range*, complejo de núcleo metamórfico, golfo de California, magmatismo post-subducción.

ABSTRACT

The tectonic and magmatic evolution of Sonora has been controlled during the Late Cretaceous and most part of the Cenozoic time by the subduction of the Farallon plate below the North American plate. Magnetic anomalies recorded within the preserved oceanic plate (Pacific plate at present) display an acceleration of the accretion rate during Late Cretaceous and Paleogene. The migration of the calcalkaline magmatic arc to the east during the Paleogene suggests that this acceleration may be correlated with a progressive decrease of the subduction angle and an increased coupling between the slab and the upper plate, which produced a moderate compression in Sonora. The eastward migration of magmatism culminated during the Oligocene with the flare-up of the Sierra Madre Occidental, before a backward migration to the west of magmatism across Sonora, until reaching the position of the Comondú volcanic arc.

During the Late Oligocene-Miocene westward migration of the arc, the basin and range extension occurred in the upper plate. The basin and range tectonics is characterized by the formation of horsts and grabens in the upper part of the crust and the progressive exhumation of deeper levels of the crust along the metamorphic core complexes belt, of which the Mazatán Sierra is an example. Low-temperature cooling ages obtained from the lower plate or the mylonitic low-angle fault of the Mazatán metamorphic core complex, and ages of volcanic rocks contemporaneous to graben formation suggest that deformation styles are both contemporaneous expressions of the same extensional event.

The progressive decrease of the subduction since 12 Ma and the opening of the Gulf of California correspond to a tectonic and kinematic change in the region. *Basin and range* normal faults are reactivated during continental rifting in the Gulf Extensional Province, limited to the west by the Main Escarpment of the Gulf which coincides with the occidental limit of the Basin and Range Province. The post-subduction almost continuous volcanism which shows an exceptional geochemical diversity in Baja California and Sonora indicates also a great diversity of magmatic sources probably related to an asthenospheric window which was originated by a slab tearing after the end of the subduction.

Key words: Late Cretaceous, Laramide, Cenozoic, Sonora, Basin and Range, Metamorphic Core Complex, Gulf of California, post-subduction magmatism.

INTRODUCCIÓN

La evolución geológica del Cretácico Tardío y del Cenozoico de Sonora se caracteriza por una intensa actividad tectónica y magmática. Un cotejo preliminar muestra que existe una relación directa, pero compleja, entre la distribución geográfica y temporal del magmatismo, la geometría de las estructuras y la evolución de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de América del Norte. La distribución de las anomalías magnéticas en la placa Pacífico y numerosos datos geocronológicos demuestran que la subducción de placas oceánicas pertenecientes al dominio Pacífico es un proceso que existe desde el Triásico y, probablemente, desde el Pérmico Tardío. Durante el proceso de subducción, se produjeron varios eventos compresivos asociados o seguidos por incrementos de la actividad magmática. El último evento compresivo, ocurrido durante el proceso de subducción, corresponde a la orogenia Laramide, definida en el estado de Colorado en los Estados Unidos. En el estado de Sonora, dicho evento continuó activo durante parte del Paleógeno. A partir del Eoceno, y siempre en un marco geodinámico de subducción, se produjo el evento extensional denominado “*basin and range*”. Ambos eventos tectónicos tienen una amplia distribución regional desde la Cordillera Norteamericana hasta el territorio mexicano. La última fase tectónica en la región corresponde a un cambio en la cinemática general, relacionado con el cese progresivo de la subducción durante el Mioceno Medio-Tardío. En una primera etapa, dicho cambio originó un sistema de fallas de deslizamiento lateral derecho a lo largo del margen occidental del continente, la cual fue seguida por la ruptura continental al nivel del actual golfo de California y la consecuente migración hacia el noroeste de la península de Baja California, ya como parte, en primera aproximación, de la placa del Pacífico.

La relación del magmatismo con la subducción se manifiesta mediante dos características principales: en primer lugar, la naturaleza calcálica que lo relaciona con los procesos de deshidratación de la placa oceánica en subducción y la fusión parcial del manto de la placa superior; en segundo lugar, la migración del frente magmático en una dirección aproximadamente perpendicular a la trinchera que, en general, se corre-

laciona con cambios del ángulo de subducción de la placa Farallón, cambios que a su vez se atribuyen a variaciones en la velocidad de subducción o a diferencias en la edad de la placa en subducción.

Las estructuras asociadas a la compresión Laramide y a la extensión cenozoica tienen una amplia distribución a lo largo del flanco occidental de América del Norte, y son, en términos generales, paralelas a la trinchera. Es el caso, por ejemplo, de los cabalgamientos del este de la Cordillera, de las cuencas y sierras alargadas según una dirección N-S a NNW-SSE, así como del cinturón de complejos de núcleo metamórfico. Reconocer la existencia de una relación geométrica y fenomenológica entre la subducción y la evolución geológica del noroeste de México permite entender los procesos que controlan esta evolución. Este capítulo tiene como propósito exponer de manera sintética los grandes rasgos geológicos asociados a la historia cenozoica, desde la orogenia Laramide hasta la apertura del golfo de California, incluyendo los eventos magmáticos pliocénico-cuaternarios.

Se hace la aclaración que, en este capítulo, se presentará solamente los aspectos estructurales de la orogenia Laramide. El magmatismo laramídico es objeto del capítulo 7 del presente volumen.

MARCO TECTÓNICO GLOBAL

Desde la ruptura de la Pangea, el oeste de la placa de América del Norte ha sido un límite de placas convergente, sitio de la subducción sucesiva de las placas oceánicas Kula (o Vancouver) y Farallón, y de las micro-placas formadas a partir de la fragmentación de ambas (Atwater, 1970; Stock y Molnar, 1988). En el oeste de México, la subducción de cuencas oceánicas fue seguida por la colisión de bloques exóticos o marginales que corresponden respectivamente a arcos magmáticos intra-oceánicos o franjas continentales, las cuales provienen del desprendimiento del mismo continente durante la fase de extensión jurásica que fragmentó la margen continental. En el noroeste de México, el arco magmático Alisitos, que pertenece al terreno compuesto Guerrero, colisionó con la parte suroccidental de la placa Norteamericana durante el Cretácico. Posteriormente, la subducción se restringió al margen occidental

de dicho terreno; es decir, al oeste de la actual península de Baja California. A fines del Cretácico Tardío, el arco magmático migró hacia el oriente tanto en el suroeste de Estados Unidos como en el noroeste de México, debido a una disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón, atribuida a un aumento de la velocidad de convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana (Figura 1). Los diferentes modelos cinemáticos globales para este periodo (Engebretson et al., 1985; Jurdy, 1984; Stock y Molnar, 1988) concuerdan en proponer una velocidad más importante de convergencia entre 60 y 40 Ma, y probablemente desde 75 Ma. El desplazamiento hacia el este de la franja magmática alcanza 1,000 km, desde California hasta Colorado, en los Estados Unidos. Acompañando a dicha migración, se produjo una disminución en el volumen de los productos magmáticos (Ward, 1991). En el marco tectónico general de convergencia de placas, el modelo más aceptable para explicar la transición de la fase compresiva Laramide a la fase de extensión *Basin and Range* es un aumento del ángulo de subducción de la placa Farallón, subsecuente al evento Laramide, por lo menos en la parte sur de la provincia *Basin and Range*. El cese de la subducción durante el Mioceno Medio originó un cambio fundamental de la cinemática a lo largo del margen de América del Norte, con el inicio del desplazamiento lateral derecho del dominio oceánico con respecto al margen de América del Norte a lo largo de sistema Tosco-Abrejos-San Benito (Michaud et al., 2004, 2007) y, finalmente, a partir del Plioceno, el desprendimiento progresivo de la península de Baja California a lo largo del sistema de fallas laterales del golfo de California, del valle de Mexicali y del Mar de Salton.

OROGENIA LARAMIDE

Durante el Cretácico Tardío y el Terciario temprano, el norte de México estuvo sujeto a un evento compresivo correspondiente a la orogenia Laramide. Este evento provocó un engrosamiento de la corteza asociado tanto a las cabalgaduras, como al emplazamiento de importantes volúmenes de rocas magmáticas. A la orogenia Laramide se atribuye clásicamente los cinturones de pliegues y de cabalgaduras del noreste de México

(Chihuahua, Coahuila, Nuevo León), el magmatismo del noroeste del país (Sonora, Baja California, Sinaloa) y los depósitos minerales relacionados, así como un metamorfismo regional localizado en el noroeste de Sonora. La presencia de un magmatismo extenso y la superposición de la fase extensional cenozoica dificultan la identificación de las estructuras laramídicas en Sonora. Sin embargo, varias estructuras en el norte del Estado han sido atribuidas a dicha orogenia. De manera general, con base en el análisis de la deformación observada en Sonora y Arizona, incluyendo la meseta de Colorado, la dirección de acortamiento principal durante la orogenia Laramide es NE-SW (Krantz, 1989), con vergencia hacia el NE o el SE, según sea el sector. Más a detalle, Sosson y Bouroz (1989) reconocen, en la meseta de Colorado y en el sureste de Arizona, dos direcciones equivalentes de compresión entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno: la primera N65°E y la segunda N75°W. La segunda fase reactivó fallas jurásicas o más antiguas, orientadas NW-SE, que originalmente tuvieron un desplazamiento lateral izquierdo.

En general, los aspectos estructurales asociados a la orogenia Laramide en Sonora han sido un tema secundario en trabajos de alcance local o regional. Dos razones posibles de la escasez de información son: (i) que las estructuras, si bien existen, no son tan espectaculares como las de la misma edad en la Sierra Madre Oriental; y (ii) que los estudios sobre la orogenia Laramide han sido enfocados principalmente al magmatismo y a los depósitos minerales asociados. Taliaferro (1933) fue el primero en mencionar cabalgamientos que involucran a rocas del Grupo Cabullona del Cretácico Superior en la región nororiental de Sonora. Rangin (1977, 1982) cartografió estas estructuras tangenciales en el Cerro Cabullona y en las sierras de San José, Anibacachi y El Caloso, y concluyó que corresponden a fallas laterales jurásicas reactivadas. Estas estructuras tienen su equivalente en el sureste de Arizona (Davis, 1979; Drewes, 1981); por ejemplo, las fallas Abrigo y Gold Hill (Ransome, 1904), así como la falla Huachuca Peak descrita por Hayes y Raup (1968) y nombrada por McKee et al. (2005). McKee et al. (2005) interpretan que esas estructuras eran fallas normales que limitaban bloques basculados correspondientes a la cuenca Hereford, desarrollada durante el Jurásico

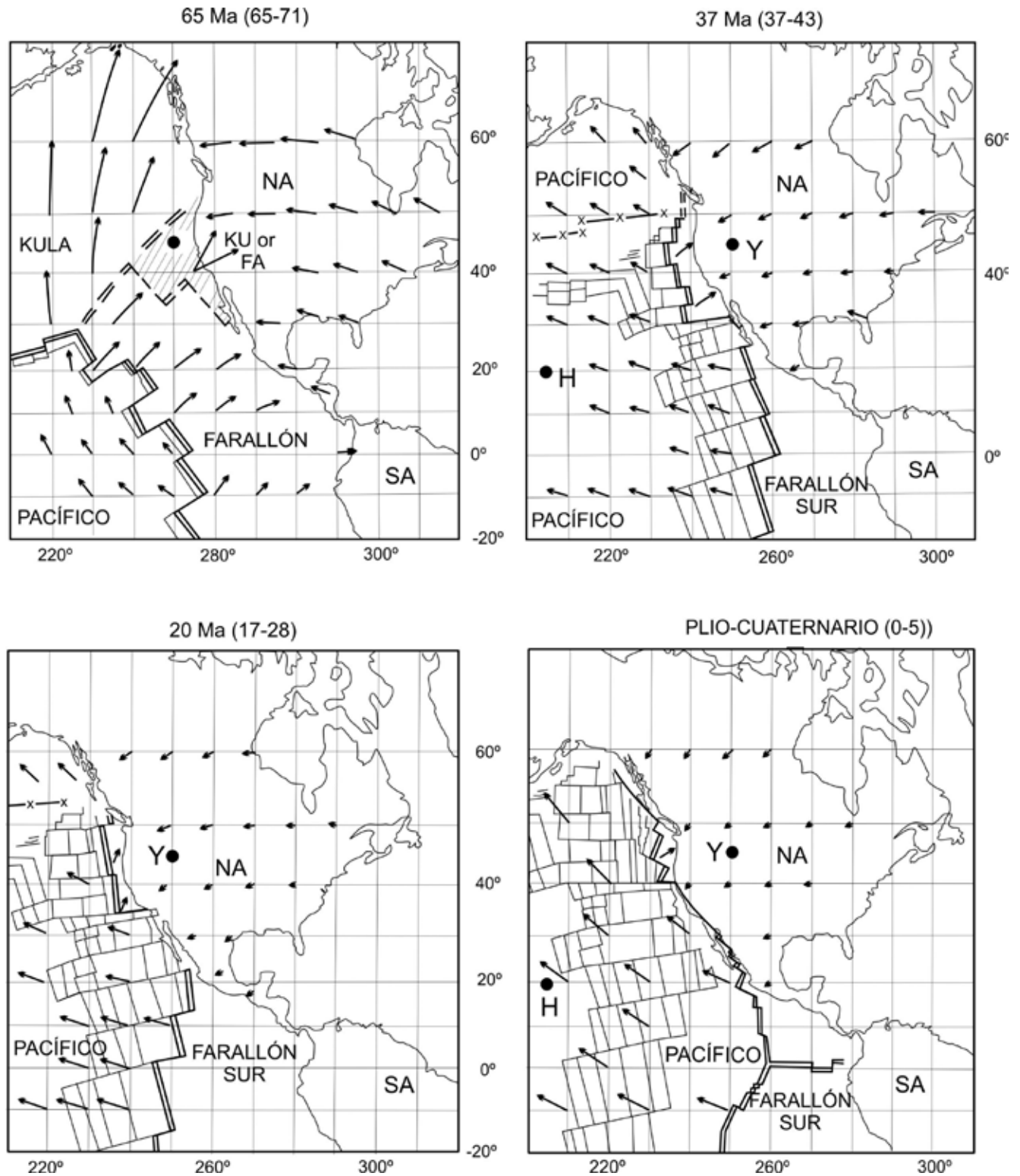


Figura 1. Evolución cinemática en cuatro etapas (65, 37 y 20 Ma y Holoceno) de la región Pacífico-América del Norte. La etapa de 37 Ma corresponde a un cambio cinemático. FA: Placa Farallón; H: Punto caliente de Hawaii; KU: Placa Kula; NA: Placa Norteamericana; SA: Placa Sur América; Y: Punto caliente de Yellowstone (Engelbreton et al., 1985).

Tardío y el Cretácico Temprano, y que fueron reactivadas como fallas inversas por el evento Laramide. En la interpretación de McKee et al. (2005), los cabalgamientos de rocas paleozoicas sobre la Formación Cabullona, cartografiados por Rangin (1982, 1986), corresponden a la base de megaclastos de calizas imbuídos en el Conglomerado Glance. Al oriente de la sierra de Los Ajos, el basamento precámbrico constituido por el Esquistos Pinal cabalga, con una vergencia al este, a una formación volcanosedimentaria del Cretácico Superior equivalente a la Formación Tarahumara, la cual en dicha región ha sido nombrada como Formación El Tuli (Rodríguez-Castañeda, 1994). Si bien los autores son unánimes al reconocer una fase de deformación atribuida a la orogenia Laramide, sus interpretaciones difieren en cuanto a la amplitud o la existencia de los cabalgamientos. McKee et al. (2005) retoman la interpretación de Jones (1966), quien consideraba que el evento Laramide se caracterizó principalmente por levantamientos diferenciales de bloques y que los cabalgamientos son, en realidad, la expresión de fallas normales de bajo ángulo o de deslizamientos gravitacionales. Sin embargo, en el sureste de Arizona y suroeste de Nuevo México, Drewes (1978) distingue un conjunto compuesto por rocas con edades desde el Paleozoico hasta el Cretácico, el cual considera alóctono sobre el basamento proterozoico. Drewes (1978) estima que la unidad alóctona fue transportada desde un mínimo de 18 km hasta un máximo de 200 km hacia el ENE. Dicho autor se basa en la correlación de un granito jurásico de la placa superior localizado al este de Tombstone, con un intrusivo equivalente de la placa inferior en las montañas Santa Rita y Patagonia, para proponer un corrimiento de aproximadamente 100 km hacia el este. Mediante un análisis estructural realizado en el sureste de Arizona, Davis (1979) concluye que las fallas y los pliegues laramídicos se deben a una compresión regional modesta, durante la cual la rigidez del basamento cristalino, la delgadez de la secuencia paleozoica y la herencia estructural no favorecieron la formación de cabalgamientos amplios. La interpretación de Davis (1979) está a favor de una tectónica de bloques levantados a lo largo de fallas inversas de alto ángulo, lo cual se traduce como un acortamiento pequeño de la corteza.

Durante el Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano), se depositaron secuencias detríticas gruesas (ver, por ejemplo, Taliaferro, 1933; Hayes, 1987) en cuencas que se consideran asociadas a fallas de cabalgamiento y a pliegues laramídicos (Dickinson, 1989). Entre dichas secuencias, se encuentran la Formación Fort Crittenden, el Grupo Cabullona y la Formación Mesa de la región de Cananea, esta última de carácter volcano-sedimentario. Estas mismas unidades sedimentarias presentan pliegues de varias escalas (Figura 2), indicando que, en el noreste del Estado, la actividad tectónica perduró hasta fines del Cretácico.

En el noroeste de Sonora, el contexto tectónico es diferente al descrito anteriormente para el noreste del Estado. Haxel et al. (1984) relacionan cabalgamientos, metamorfismo y plutonismo del Cretácico Tardío y del Paleoceno con la orogenia Laramide. El cabalgamiento Baboquivari involucra principalmente rocas intrusivas y metamórficas precámbricas, así como rocas plutónicas del Mesozoico, en el bloque de techo. Edades K-Ar de enfriamiento entre 71 y 58 Ma fueron obtenidas en rocas metamórficas sintectónicas. En la región de Quitovac, situada en el noroeste de Sonora, Iriondo et al. (2005) reportan que el cinturón laramídico se caracteriza por cabalgaduras que colocaron el basamento precámbrico, rocas volcánicas del arco jurásico y granitoides del bloque Caborca, sobre el autóctono relativo correspondiente al Cratón Norteamericano. Iriondo et al. (2005) reconocen en esa región una rotación progresiva de la dirección de acortamiento de N63°W a N23°E. Los espectros de edades Ar/Ar, obtenidos en muscovita asociada al metamorfismo dinámico, indican que la deformación se llevó a cabo entre 61 y 39 Ma, considerando el valor menor como la edad mínima del cabalgamiento.

En la región de Sahuaripa, situada en el centroeste de Sonora, Pubellier (1987) describe pliegues con longitud de onda hectométrica o kilométrica que afectan a los conglomerados del Neocomiano. Dichos pliegues poseen una superficie axial con rumbo N40°W, una vergencia hacia el SW y, localmente, una esquistosidad de plano axial. En dicha región, rocas con edades cercanas al límite entre el Maastrichtiano y el Paleoceno presentan estructuras asociadas a la orogenia Laramide y son cortadas por plutones del Eoceno Temprano.



Figura 2. Pliegue isópaco con una vergencia hacia el SW afectando a la Formación Packard del Grupo Cabullona. La edad de la Formación Packard es del Campaniano-Maastrichtiano. Nótese la esquistosidad en abanico centrífugo y de dirección paralela al plano axial (fotografía de Hannes Löser).

A manera de conclusión sobre la orogenia Laramide en Sonora, se puede mencionar que la deformación laramídica presenta tres estilos tectónicos diferentes, distribuidos en tres dominios, los cuales podrían servir de guía para futuros estudios: (i) un dominio noroccidental donde prevalecen estructuras de tipo dúctil aflorando gracias a la exhumación de rocas del basamento durante el Cenozoico; (ii) un dominio central caracterizado por una deformación de tipo capa gruesa, con bloques levantados a lo largo de fallas inversas con echados fuertes; y (iii) un dominio oriental, transicional desde el punto de vista estructural, entre el domi-

nio central y la Sierra Madre Oriental, región donde la presencia de gruesas secuencias sedimentarias marinas o continentales facilita una deformación tangencial superficial de tipo capa delgada.

En cuanto a la edad de la deformación, los estudios coinciden en proponer que la orogenia Laramide haya perdurado desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno a lo largo del cinturón orogénico. Una edad mínima de la deformación de 39 Ma se determinó en la parte occidental del cinturón laramídico, específicamente en la región de Quitovac, Sonora (Iriondo et al., 2005), mientras que en la parte oriental del cinturón

se ha determinado edades mínimas entre 44 y 41 Ma, específicamente en la región de Monclova, Coahuila (Molina-Garza et al., 2008). La Figura 3 presenta un resumen de las direcciones de transporte asociadas a las principales estructuras compresivas de Sonora. La mayor parte de ellas es compatible con la vergencia general hacia el este o noreste de la deformación laramídica a lo largo de la Cordillera.

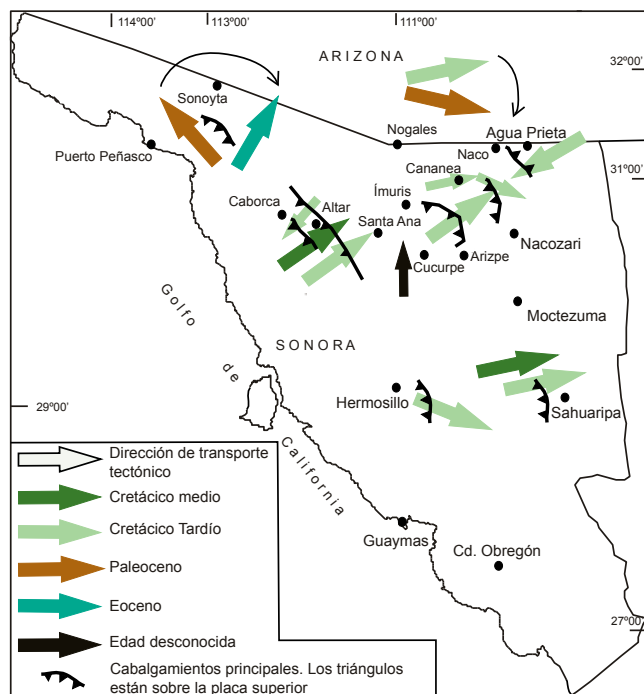


Figura 3. Evolución de la dirección de transporte tectónico o de mayor acortamiento laramídico y su distribución en el estado de Sonora. El tamaño de la flecha es indicativo y burdamente proporcional a la cantidad de desplazamiento. Algunas estructuras del norte de Sonora presentan una vergencia hacia el SW; por ejemplo, los pliegues reportados por DeJong et al. (1984) en las rocas cretácicas de la sierra La Víbora (SE de Caborca) y al NE de Altar, la dirección de transporte hacia el NW en la región de Quitovac (Iriondo et al., 2005), así como los cabalgamientos de rocas paleozoicas sobre las rocas del Grupo Bisbee descritos por Rangin (1982) en el noreste del Estado. Salvo las estructuras mencionadas anteriormente, las direcciones de transporte presentan un patrón relativamente homogéneo hacia el NE y son un reflejo, en la superficie de la corteza, de la dirección de subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana. La variación de dirección se interpreta como una consecuencia de varios factores, como son la litología y el espesor de las secuencias sedimentarias plegadas en el caso de deformación superficial, la morfología del basamento al momento de la deformación o la presencia de estructuras previas en el caso de la deformación del sustrato cristalino.

TRANSICIÓN ENTRE OROGENIA LARAMIDE Y LA EXTENSIÓN *BASIN AND RANGE*

Posteriormente a la orogenia Laramide, tanto en Sonora como en gran parte de la Cordillera, se produjo un evento extensional llamado fase orogénica *Basin and Range*, el cual originó la formación de la provincia fisiográfica llamada en español Sierras y Valles Paralelos. A este evento se atribuye la exhumación de diferentes niveles estructurales de la corteza media a superior. Es el caso, por ejemplo, en el sureste de Arizona, a lo largo del cinturón de complejos de núcleo metamórfico como los de las montañas Santa Catalina o las montañas Dragón, donde afloran zonas de deformación dúctil de edad laramídica (Bykerk-Kauffman y Janecke, 1987; Sosson, 1989), caracterizadas por la presencia de rocas miloníticas más antiguas que las generadas por la propia extensión. Asimismo, en el noroeste de Sonora (regiones de Quitovac y Sonoyta) y el suroeste de Arizona (por ejemplo, montañas Window y Comobabi) existen cabalgaduras con desarrollo de rocas miloníticas, que fueron exhumadas debido a la tasa de extensión importante generada por la fase *Basin and Range*, probablemente acentuada en su parte más occidental, por una extensión posterior relacionada con la apertura del golfo de California. Por el contrario, en el noreste de Sonora, en donde la exhumación asociada a la fase *Basin and Range* fue de menor magnitud, las estructuras laramídicas observadas se generaron en la corteza superior.

La transición entre la orogenia Laramide y la extensión cenozoica es un tema controvertido. Se considera que la orogenia Laramide produjo un acortamiento de la corteza de alrededor del 50% en los cinturones del norte de la Cordillera situados en Canadá, Idaho y Wyoming (Price y Mountjoy, 1970), y del 30% en el suroeste de Arizona, a lo largo de una sección entre las montañas Huachuca y Dragón (Davis, 1979). Este porcentaje de 30% de acortamiento se puede extender razonablemente por lo menos al norte de Sonora, donde las estructuras y el estilo de deformación son comparables con aquéllos del sur de Arizona. Se ha sugerido que estas tasas de acortamiento sean responsables del engrosamiento de la corteza hasta un espesor de 50 a 60 km a lo largo de un cinturón situado en posición

interna con respecto al cinturón principal de las Montañas Rocallosas (Coney y Harms, 1984). El cinturón de complejos de núcleo metamórfico cenozoicos se desarrolló precisamente a lo largo de la franja de mayor espesor cortical, debido a una extensión localizada en la parte media de la corteza, ocurrida durante el Oligoceno y el Mioceno bajo condiciones propicias. Dichas condiciones son, en primer lugar, una inestabilidad gravitacional debida al engrosamiento y la existencia de relieves relativamente importantes; en segundo lugar, la ausencia de esfuerzos compresivos permite que los límites del cinturón puedan extenderse; en tercer lugar, un gradiente geotérmico alto inducido por el magmatismo laramídico y cenozoico que se extiende a lo largo de toda la Cordillera. La superposición de una deformación extensional cenozoica sobre una deformación compresiva laramídica o más antigua ha sido reportada en varios complejos de núcleo metamórfico, desde el núcleo metamórfico de Albión, localizado en el límite entre Utah y Idaho (Malavielle, 1987), hasta las montañas Catalina en el sur de Arizona, donde Davy et al. (1989) distinguen tres fases de deformación: la primera, de tipo compresivo, ocurrió durante el Paleoceno con una vergencia hacia el oeste; la segunda, también de tipo compresivo, ocurrió durante el Eoceno Medio, pero con una vergencia opuesta, hacia el este; y la tercera, de tipo extensional, posterior al Eoceno. Las dos primeras son contemporáneas con las intrusiones de la Cuarzodiorita Leatherwood (~68 Ma) y del Granito Wilderness (~47 Ma), respectivamente (Anderson et al., 1988), y se asocian a la orogenia Laramide, independientemente de que en las montañas Catalina sea difícil reconocer cuál sea la vergencia más representativa de dicha orogenia (Guérin y Brun, 1990).

EXTENSIÓN *BASIN AND RANGE* DEL CENOZOICO MEDIO

La región afectada por el evento de extensión cenozoica de América del Norte, puede dividirse en cuatro grandes dominios (Wernicke, 1992; Sonder y Jones, 1999): (1) el cinturón extensional Omineca, en el norte del estado de Washington y en la Columbia Británica; (2) el *Basin and Range* de la Montañas Rocallosas en los estados de Montana, Idaho y Wyoming; (3) el *Basin and Range* propiamente dicho, que se extiende desde

Nevada hasta México; y (4) el *Rift* del Río Grande. A su vez, la provincia *Basin and Range* ha sido dividida en tres sub-provincias denominadas *Basin and Range* Norte, Centro y Sur (Jones et al., 1992; Wernicke, 1992). En comparación con las otras dos sub-provincias, el *Basin and Range* Sur, donde se ubica Sonora, se caracteriza por la elevación promedio más baja, el flujo de calor más bajo y una actividad tectónica menor. Debido a la extensión, Sonora presenta una morfología caracterizada por sierras y valles paralelos, que corresponden en general a sistemas de *horsts* y *grabens* o a *semi-grabens* escalonados. En los estados de Sinaloa, Chihuahua, Durango y Guanajuato se ha descrito estructuras de extensión similares y contemporáneas (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez y McDowell, 1998), razón por la cual algunos autores han extendido la provincia *Basin and Range* hasta el centro-sur de México (Figura 4).

La extensión en Sonora se considera posterior a la extrusión de grandes volúmenes de rocas volcánicas félsicas que afloran principalmente en la Sierra Madre Occidental y cuyas edades oscilan entre 34 y 27 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979; Cochemé y Demant, 1991), y entre 32 y 27 Ma en Sinaloa (Aranda-Gómez et al., 2000). En el oriente de Sonora y principalmente en Chihuahua y Durango, la extensión *Basin and Range* fue acompañada por un volcanismo máfico de entre aproximadamente 30 y 20 Ma (Swanson y McDowell, 1984; Montigny et al., 1987; Paz-Moreno, 1992; Aranda-Gómez et al., 2000). Dicho volcanismo corresponde principalmente a basaltos y andesitas del sur de la Cordillera denominadas SCORBA por Cameron et al. (1989), los cuales, según dichos autores, forman probablemente la mayor extensión de rocas basálticas cenozoicas de América del Norte. Estas rocas volcánicas, que poseen una afinidad geoquímica e isotópica de arco afectado por un régimen extensional, evidencian un cambio tectónico fundamental aún dentro del proceso de subducción de la placa Farallón. Sin embargo, su posición intra-arco (Cameron et al., 1989) o tras-arco (Eaton, 1984) todavía se discute.

La similitud entre las estructuras y las unidades, tanto volcánicas como clásticas, asociadas al evento extensional de los estados de Arizona (EUA) y de Sonora, permite advertir que ambas regiones compartan

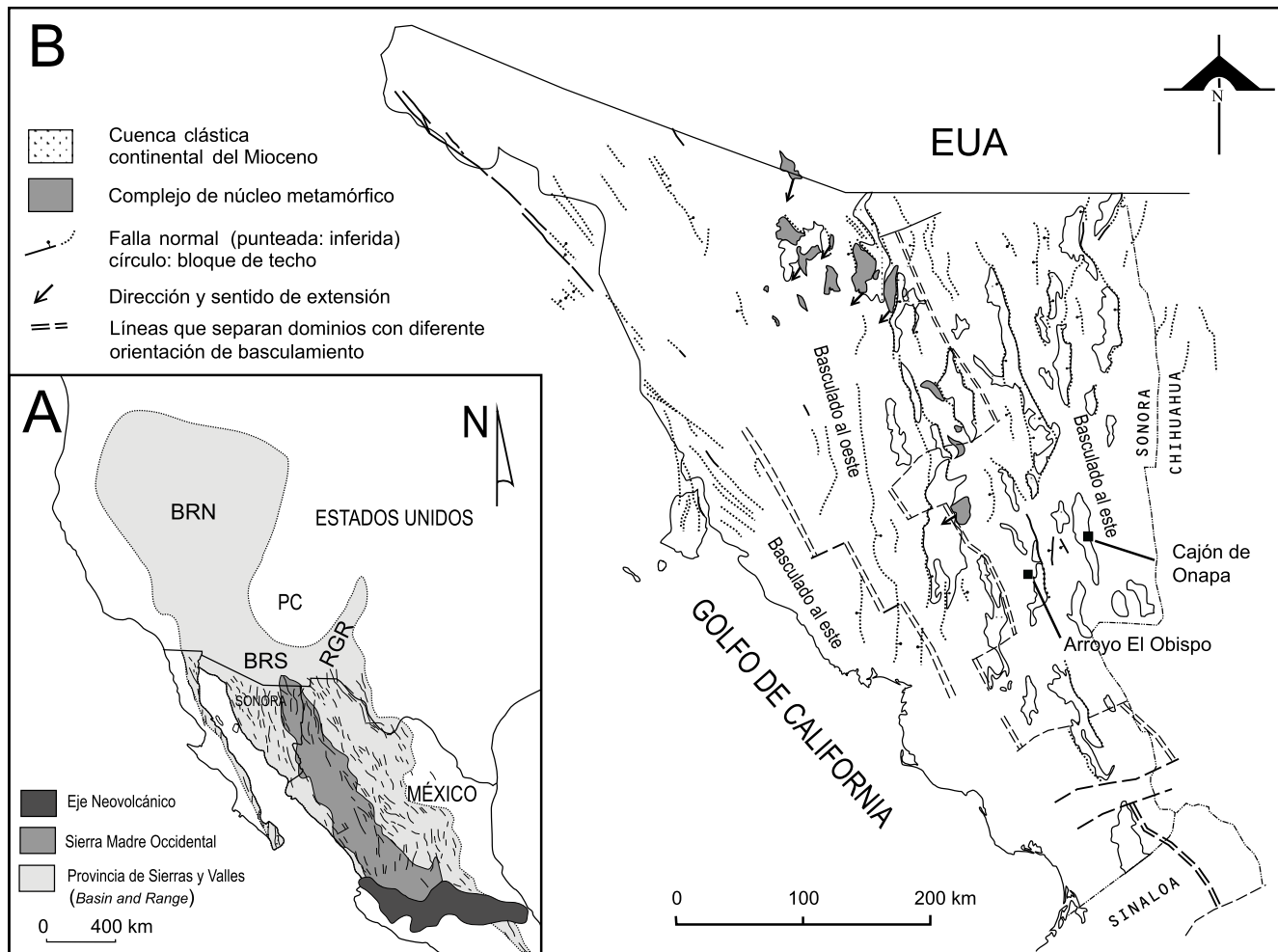


Figura 4. Extensión geográfica de la provincia *Basin and Range* en el Oeste del continente norteamericano. Nótese la franja delgada ubicada en la parte este de la Península de Baja California, que coincide con la parte occidental de la Provincia Extensional del Golfo. Se considera en este esquema que la Sierra Madre Occidental forme parte de la provincia *Basin and Range* porque presenta rasgos morfológicos y estructuras típicas y contemporáneos de dicha provincia. Nótese la distribución de la provincia en tres dominios definidos por el basculamiento general de los bloques durante la extensión *Basin and Range*. Sin embargo, el basculamiento general al oeste del dominio occidental debe ser atribuido al *rifting* que ocurrió en la Provincia Extensional del Golfo. BRN: *Basin and Range* norte; BRS: *Basin and Range* sur; PC: Plateau del Colorado; RGR: Río Grande Rift. B: Esquema estructural simplificado de la provincia *Basin and Range* en Sonora (modificado de Stewart y Roldán-Quintana, 1994). Es notable el paralelismo entre la dirección de la extensión y la de las estructuras de relevo, ambas orientadas N70°E (ver discusión en el texto).

una historia geológica similar durante el Oligoceno y el Mioceno. Sin embargo, los múltiples aspectos estructurales que reviste la extensión, así como los diversos caracteres geológico-petroológicos de las rocas magmáticas contemporáneas, dificultan establecer con precisión tanto la cronología de la deformación como el contexto geodinámico.

Tanto en Sonora como en Arizona, se ha reconocido dos estilos de deformación extensional duran-

te el Cenozoico: uno se caracteriza por tasas altas de deformación, el desarrollo y la exhumación de zonas de cizalla dúctil que corresponden a fallas normales de bajo ángulo y la asociación con un magmatismo félsico; mientras que el otro, se caracteriza por tasas bajas de deformación, fallas de ángulo alto que penetran profundamente en la corteza superior y una asociación con un volcanismo máfico y félsico. El primer estilo de deformación se desarrolló en la parte dúctil de la cor-

teza y del manto superior, facilitado probablemente por el alto flujo de calor subsecuente al evento magmático laramídico y un acercamiento de las isothermas hacia la superficie, asociado al adelgazamiento de la corteza. Se caracteriza por la presencia de fallas normales con desarrollo de rocas miloníticas que afloran en la actualidad a lo largo del cinturón de los *metamorphic core complexes* o complejos de núcleo metamórfico. Al segundo estilo se atribuye el desarrollo de una morfología de sierras y valles paralelos. En la literatura sobre el evento extensional cenozoico de América del Norte, se ha considerado que el estilo de deformación al que se asocian los complejos de núcleo metamórfico haya ocurrido durante el Oligoceno-Mioceno Medio, mientras que el estilo frágil, más superficial, iniciara a partir del Mioceno Tardío. A la primera fase se han atribuido nombres como orogenia *Basin and Range* del Cenozoico medio (Damon y Mauger, 1966), deformación proto-*Basin and Range* (Thompson y Zoback, 1979), deformación pre-*Basin and Range* (Zoback et al., 1981), orogenia del Cenozoico medio (Shafiqullah et al., 1978, 1980; Eberley y Stanley, 1978), orogenia extensional del Cenozoico medio (Elston, 1984) y tafrogenia intermontana del Cenozoico medio (Dickinson, 1991). La segunda fase se ha denominado disturbio *Basin and Range* (Shafiqullah et al., 1978, 1980), deformación principal *Basin and Range* (Thompson y Zoback, 1979) y tafrogenia intermontana sierra-valle (Dickinson, 1991). El término tafrogenia es preferido por Dickinson (1991) en lugar de orogenia, por considerarlo más apropiado para designar un evento tectónico extensional.

En esta síntesis, veremos que en Sonora las estructuras y la cronología del magmatismo asociado indican que los fenómenos extensionales profundos y superficiales ocurrieran de forma sincrónica a partir del Oligoceno. En esta forma, la morfología característica de los complejos de núcleo metamórfico con sus zonas dómicas y exhumación de zonas corticales medias, coexiste con la morfología propia de la provincia fisiográfica denominada Sierras y Valles (*Basin and Range*).

COMPLEJOS DE NÚCLEO METAMÓRFICO

El término “*metamorphic core complex*” fue acuñado por Coney (1979) y Crittenden et al. (1980) para

nombrar a un conjunto de estructuras con una morfología dómica general donde un metamorfismo dinámico, asociado al evento extensional *Basin and Range*, se desarrolla en rocas ígneas y sedimentarias y, eventualmente, se sobrepone a unidades metamórficas con metamorfismo regional preexistentes. Estas estructuras regionales forman un cinturón de sierras relativamente aisladas, que se extiende desde el sur de Canadá hasta Sonora central.

En Sonora, Coney (1980) identificó cuatro complejos de núcleo metamórfico en las sierras de Magdalena, Madera, Mazatán y Pozo Verde. Otros sitios considerados como complejos de núcleo metamórfico son las sierras de El Mezquital, Santa Teresa, La Tortuga, El Potrero y la parte nororiental de la sierra de Aconchi (Nourse et al., 1994; Rodríguez-Castañeda, 1999). Sin embargo, en el caso del NE de la sierra de Aconchi, la falla El Amol, de ángulo bajo, no presenta las características de la zona milonítica típica de un complejo de núcleo metamórfico (Calmus et al., 1996), aun si una estimación del desplazamiento de tipo normal del bloque de techo, en el cual se encuentra el pórfido de San Felipe, alcanza entre 8 y 17 km, según las interpretaciones (Calmus et al., 1996; Lugo-Zazueta, 2006). En Sonora, los complejos de núcleo metamórfico se desarrollaron sobre los terrenos Pápago (Haxel et al., 1980), el cual forma parte de la provincia Mazatzal (Iriondo y Premo, este volumen, capítulo 2) y Caborca (Campa y Coney, 1983), asociado por Iriondo y Premo (este volumen, capítulo 2) a la provincia Yavapai.

Los estudios petrológicos y estructurales más detallados en los complejos de núcleo metamórfico de Sonora se han realizado en la sierra de Magdalena (Nourse, 1990) y en la sierra de Mazatán (Richard, 1991; Vega-Granillo, 1996a, b; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2003, 2008). Una presentación general sintética de los complejos de núcleo metamórfico de Sonora fue realizada por Nourse et al. (1994). En los complejos de núcleo metamórfico ubicados en la provincia Mazatzal, el metamorfismo dinámico cenozoico se sobrepone a un evento de deformación y de metamorfismo de carácter regional, asociado con los eventos compresivos de la orogenia Laramide (Haxel et al., 1984; Iriondo et al., 2005). En los complejos de núcleo metamórfico del centro-sur del Estado (Maza-

tán, Puerta del Sol), el metamorfismo dinámico afecta a rocas ígneas laramídicas o cenozoicas y a rocas metamórficas atribuidas al Paleoproterozoico-Mesoproterozoico (Vega-Granillo y Calmus, 2003).

COMPLEJO DE NÚCLEO METAMÓRFICO DE LA SIERRA DE MAZATÁN

La sierra de Mazatán (o sierra Huérfana) se ubica en la parte central de Sonora, 80 km al este de Hermosillo (Figura 5). Su morfología es cercanamente circular con un diámetro de 15 km y una elevación de 1,000 m sobre las llanuras que la rodean. Desde el punto de vista magmático, se puede considerar como el extremo sur del Batolito de Aconchi, aunque, por su evolución estructural cenozoica, está separada del macizo principal que forma dicho batolito. Las rocas más antiguas que afloran ahí son gneises, anfibolitas, micaesquistos y cuarcitas, las cuales forman bloques de metros a decenas de metros incluidos en un monzogranito. Estas rocas han sido correlacionadas por su litología y metamorfismo de facies anfibolita con el basamento del Paleoproterozoico del terreno Caborca. Una edad de $1,475 \pm 29$ Ma (Vega-Granillo y Calmus, 2003) fue reportada en un granito en la cima de la sierra de Mazatán. El basamento metamórfico de la parte central de Sonora está cubierto en discordancia por secuencias paleozoicas de plataforma (Stewart et al., 1990). En la sierra de Mazatán y regiones aledañas, se ha encontrado fósiles del Cámbrico Medio, el Carbonífero y el Pérmico (Vega-Granillo, 1996a, b; Richard, 1991). Las rocas paleozoicas fueron cubiertas a su vez por rocas volcánicas intermedias a félsicas que han sido correlacionadas por Vega-Granillo (1996a) con las de la Formación Tarahumara del Cretácico Tardío-Paleoceno (McDowell et al., 2001). Una granodiorita porfídica localizada en el piedemonte occidental de la sierra arrojó una edad U-Pb en zircón de 58 ± 3 Ma (Anderson et al., 1980), y es probable que forme la mayor parte de la sierra (Wong y Gans, 2008). Un granito peraluminoso de dos micas se emplazó sobre las rocas cristalinas del Paleoproterozoico-Mesoproterozoico y bajo la cobertura paleozoica. Un dique leucocrático presumiblemente asociado con esta intrusión arrojó una edad K-Ar en muscovita de 33.0 ± 8 Ma (Vega-Granillo y Calmus, 2003).

En la sierra de Mazatán, se puede identificar tres elementos estructurales principales (Figura 6): (1) una zona de cizalla con metamorfismo dinámico de echado moderado a bajo que separa un bloque inferior, compuesto principalmente por rocas ígneas, de un bloque superior constituido principalmente por rocas sedimentarias o volcánicas del Paleozoico hasta el Oligoceno-Mioceno; (2) un abombamiento dómico local; y (3) un fallamiento normal de tipo frágil. El complejo de núcleo metamórfico de la sierra de Mazatán, de manera similar a todos aquéllos de la Cordillera, se caracteriza por el desarrollo de metamorfismo dinámico impuesto en rocas ígneas y en rocas con metamorfismo regional. Este metamorfismo dinámico se produjo a lo largo de una zona de cizalla dúctil y frágil-dúctil. El núcleo de la sierra corresponde a la placa inferior (bloque de piso) de los complejos de núcleo metamórfico (Coney, 1980) y la zona de cizalla a la falla conocida como *detachment* o zona de despegue. Debido al movimiento a lo largo de la zona de cizalla, se desarrollaron una foliación milonítica y una lineación de estiramiento o alargamiento, tanto en rocas metamórficas proterozoicas como en rocas intrusivas del Paleoceno y Oligoceno. La fábrica más común es la de un granito protomilonítico con clivajes en bandas de cizalla tipo S-C' y S-C (Figura 7). Dentro de la zona milonítica, la deformación es relativamente homogénea, excepto por zonas angostas donde el granito protomilonítico pasa gradualmente a gneises laminados formados por capas alternantes de cuarzo y feldespatos, asociadas a recristalización dinámica. Asimismo, aparecen bandas métricas de milonita y ultramilonita, sobre todo en la ladera occidental. Estas bandas, que pueden tener hasta 12 m de espesor, tienen límites generalmente abruptos con el granito protomilonítico a partir del cual se formaron, y se acuñan lateralmente. Las milonitas y ultramilonitas son rocas negras, coherentes, de grano muy fino parecidas a pedernal, a veces con porfidoclastos de feldespatos y muscovita neo-formada. Numerosos pliegues oblicuos y algunos pliegues funda y sin raíz (*oblique, sheath y rootless folds*) pueden apreciarse en las bandas miloníticas, así como boudines a menudo plegados (Figura 7). Se considera que estos pliegues se hayan formado durante la misma fase de deformación que produjo las milonitas. En las rocas con metamorfismo regional, los

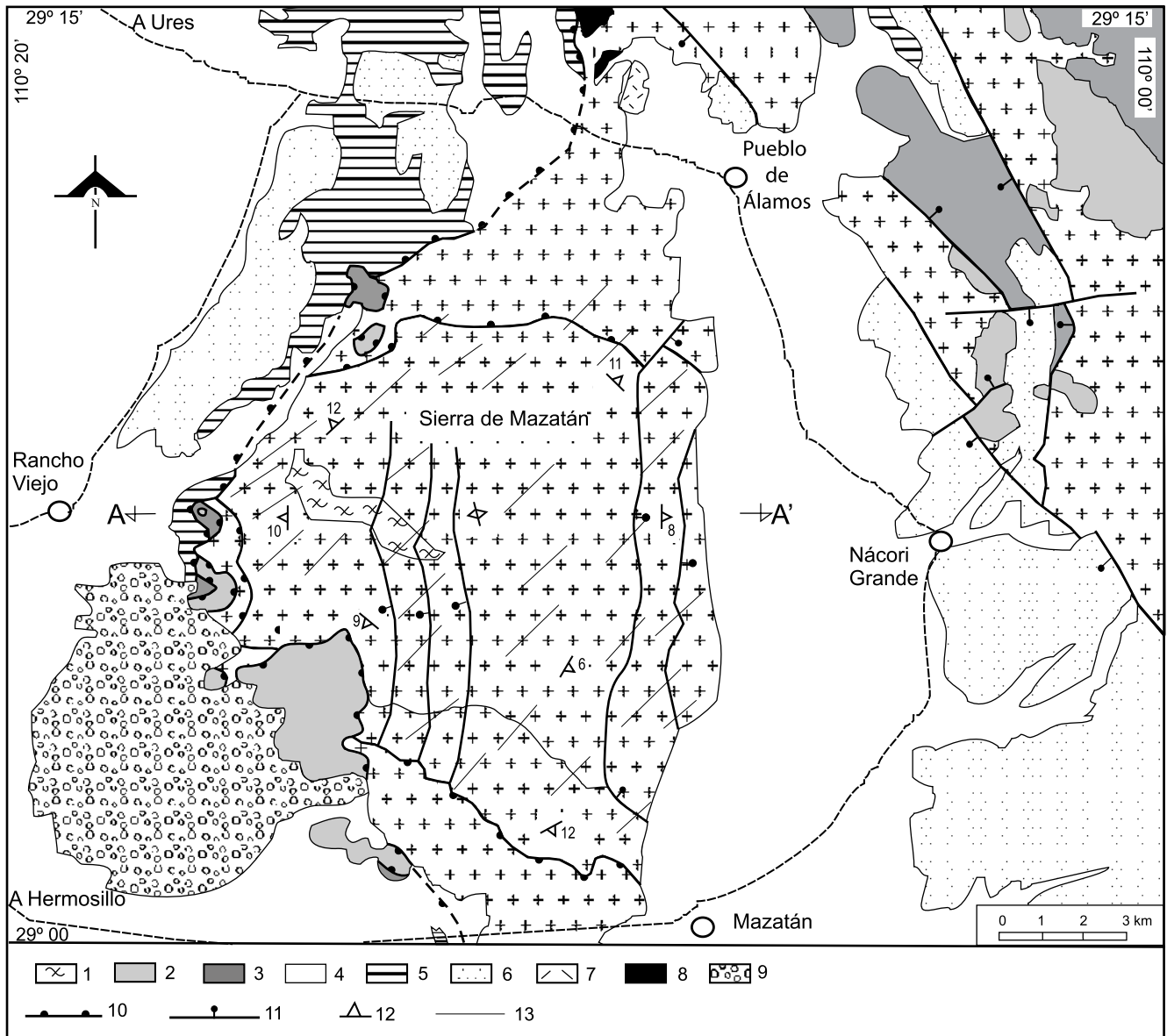


Figura 5: Carta geológica de la Sierra de Mazatán y alrededores. 1: Rocas metamórficas del Paleoproterozoico. 2: Rocas calcáreas del Paleozoico, en parte metamorfoseadas. 3: Rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Superior-Paleógeno (Formación Tarahumara). 4: Rocas graníticas del Cretácico-Paleoceno. 5: formación Belleza detrítica del Mioceno Inferior. 6: Formación Represo, del Mioceno-Plioceno. 7: Ignimbritas del Mioceno Medio. 8: Derrames basálticos y andesíticos del Mioceno Superior. 9: Abanicos aluviales y sedimentos fluviales del Plioceno-Cuaternario. 10: Falla normal de ángulo bajo (parte superior de la zona milonítica). 11: Falla de ángulo alto. 12: Dirección y echado de la foliación milonítica. 13: Área afectada por la deformación dúctil. Modificada de Vega-Granillo y Calmus (2003).

pliegues previos fueron replegados por pliegues isoclinales formados durante la deformación milonítica. En la sierra de Mazatán, la lineación de estiramiento tiene una dirección predominante N60°-80°E, la cual corresponde a la componente horizontal del movimiento, que coincide con aquéllas definidas en otros complejos de

núcleo metamórfico en Sonora (Nourse, 1990; Nourse et al., 1994) y Arizona (por ejemplo, Keith et al., 1980; Spencer y Reynolds, 1991), lo cual indica que la dirección de extensión es coherente a escala regional. La dirección de los ejes de los pliegues oblicuos y funda varía entre N60°E y N70°W, coincidiendo parcialmen-

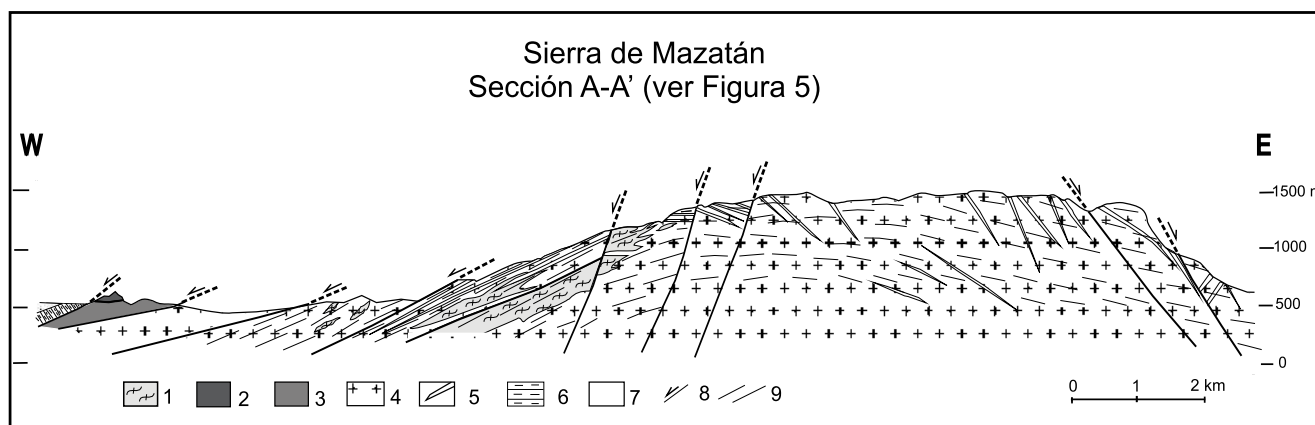


Figura 6. Sección geológica AA' de la sierra de Mazatán (ver localización en la Figura 4). 1: Rocas metamórficas del Paleoproterozoico. 2: Rocas paleozoicas. 3: Rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Superior-Paleoceno (Formación Tarahumara). 4: Rocas intrusivas del Cretácico Superior-Paleoceno. 5: Diques graníticos. 6: formación Belleza, del Mioceno Inferior. 7: Sedimentos fluviales del Plioceno-Cuaternario. 8: Fallas normales. 9: Rocas afectadas por la deformación dúctil, correspondiente al bloque de piso.

te con la dirección de la lineación de estiramiento. El sentido de cizalla se estableció con base en criterios cinemáticos, como clivajes en bandas de cizalla (S-C', S-C), mantos de recrystalización de porfidoclastos, cristales deformados de mica y microplegamiento. Dicho sentido es consistente en todos los sitios analizados alrededor del domo, inclusive en la ladera oriental, e indica un movimiento del bloque de techo hacia el suroeste (Vega-Granillo y Calmus, 2003).

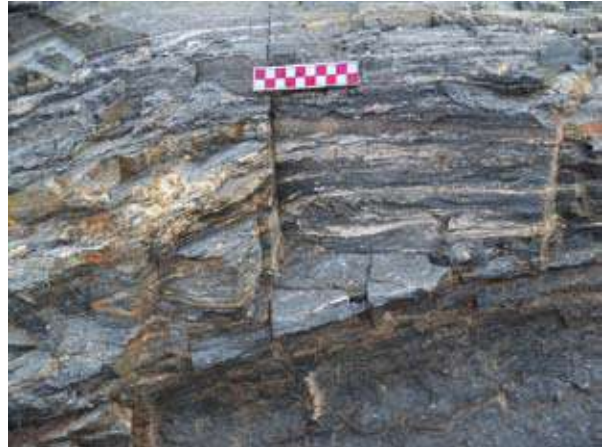
El modelo más aceptado para explicar la formación de los complejos de núcleo metamórfico en la Cordillera norteamericana asocia la deformación dúctil milonítica a una zona de cizalla que corresponde a una falla normal de ángulo bajo (Wernicke, 1981, 1985; Spencer y Reynolds, 1989), la cual se extiende a través de la corteza o, inclusive, de la litosfera. A lo largo de esas fallas mayores, ocurre una variación espacial de

los mecanismos de deformación. En los niveles más profundos, la deformación se produjo a mayor temperatura generando una zona de cizalla más ancha, pero con rocas globalmente menos deformadas, como son los granitos protomiloníticos. En niveles intermedios, la deformación se desarrolla a menor temperatura, y sigue siendo dúctil o milonítica, pero concentrada en zonas de menor espesor, generando zonas estrechas con milonitas y ultramilonitas. En este nivel estructural, los feldespatos potásicos presentan una deformación en general frágil con rotación y basculamiento en dominó. En niveles más someros, la deformación es frágil y produjo zonas de cizalla caracterizadas por una fracturación intensa. A medida que el movimiento a lo largo de la zona de cizalla exhumó la placa inferior del complejo, los estilos de deformación citados arriba se superpusieron; es decir, anchas zonas protomiloníticas

Figura 7. Ejemplos de deformación dúctil en la falla de *detachment* de la sierra de Mazatán. A: Granito milonítico con porfidoclastos tipo sigma de feldespatos potásicos. Se observa una cara paralela a la lineación y el sentido de cizalla es dextral (cima hacia el SW). B: Ultramilonitas de la ladera occidental de la sierra de Mazatán. Se observa bandas y lentes cuarzofeldespáticas de color blanco que permiten apreciar un plegamiento isoclinal. Estos pliegues tienen ejes con dirección similar a la de la lineación de estiramiento por lo que se denominan oblicuos. Vista hacia al E, sentido de cizalla dextral (cima hacia el SW). C: Bandas de ultramilonita (negras) formadas a partir de granito milonítico. Dichas bandas son cortadas por una familia de fallas normales de escala mesoscópica. Vista hacia el NW 60°. D: ultramilonitas "pedernalosas" con bandas cuarzofeldespáticas boudinadas y fuertemente plegadas. Dichos pliegues son denominados oblicuos por la similitud de la orientación de sus ejes con la lineación de estiramiento, y "sin raíz" porque el *boudinage* provoca el despegamiento de los flancos). E: Contacto entre granito milonítico (Laramide?) y gneis cuarzofeldespático bandeado (Mesoproterozoico). La deformación milonítica que afecta al granito se superpone a deformaciones previas en el gneis. La escala métrica mide 10 cm y la pica 30 cm.



A



B



C



D



E

fueron cortadas por zonas delgadas miloníticas y ultramiloníticas, y todas ellas fueron, a su vez, cortadas por zonas de brecha que corresponden a fallas frágiles.

Depósitos sintectónicos asociados al complejo de núcleo metamórfico de Mazatán

El desplazamiento de la placa superior del complejo de núcleo metamórfico de la sierra de Mazatán, a lo largo de una falla normal de ángulo bajo, y la subsidencia asociada crearon una cuenca sintectónica, la cual fue llenada paulatinamente por depósitos clásticos generados por la erosión del bloque levantado y por depósitos fluvio-lacustres. Tales depósitos se agrupan bajo el término informal de formación Belleza (Richard, 1991; Vega-Granillo, 1996a, b) y afloran en las zonas bajas occidentales alrededor de la sierra de Mazatán. Al noroeste del domo, dicha secuencia aflora a lo largo de 12 km medidos perpendicularmente al rumbo de las capas, aunque está cubierta parcialmente por sedimentos más jóvenes. Los echados de la estratificación varían desde 90°, lejos de la falla de *detachment*, hasta 30° hacia el NE, en las cercanías de dicha falla, mostrando una geometría en abanico, típica de los depósitos de cuenca sintectónica en ambiente extensional. La formación Belleza está constituida por rocas sedimentarias con facies tanto fluviales como lacustres e intercalaciones menores de rocas volcánicas. Dicha formación está afectada por fallas normales internas y pliegues de deslizamiento (*slump folds*), lo cual indica su carácter sintectónico. Asimismo, entre las sierras de Mazatán y Puerta del Sol, la formación Belleza presenta grandes pliegues abiertos con ejes de dirección NE-SW.

Correlación con cuencas similares de Sonora

La formación Belleza puede correlacionarse con secuencias continentales con contribuciones menores de rocas volcánicas, estudiadas en otros complejos de núcleo metamórfico o estructuras semejantes de Sonora, como las de Tubutama, Magdalena y Aconchi (Frye, 1975; Nourse, 1989; Miranda-Gasca y De Jong, 1992). Estudios palinológicos en las Formaciones Tubutama y Magdalena indican edades del Oligoceno-Mioceno y del Mioceno-Plioceno, respectivamente (Richard,

1991). En la cuenca de Magdalena (Figura 8), las rocas más antiguas corresponden a la Formación La Ventana, que consiste en latitas alcalinas datadas por el método K-Ar en 27.3 ± 0.6 y 25.9 ± 0.8 Ma (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988). Esta formación está sobreyacida por las Formaciones La Cuesta y Magdalena. La primera corresponde a una brecha derivada de rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas y cretácicas. La Formación Magdalena consiste en sedimentos fluviales y lacustres. En su parte superior, se encuentra un conglomerado formado por fragmentos de todas las unidades presentes en la cuenca, además de fragmentos de granitos y milonitas de la placa inferior (Miranda-Gasca et al., 1998). En las facies lacustres de dicha formación, se intercalan depósitos de yeso, celestita y colemanita. Andesitas basálticas alcalinas intercaladas con los depósitos lacustres tienen edades de 21.6 ± 1.0 a 22.7 ± 0.4 Ma (Miranda-Gasca y De Jong, 1992). La Formación Magdalena está cubierta por el Basalto El Torreón, datado en 19.6 ± 0.9 Ma (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988).

En la región de Tubutama, las rocas sedimentarias de la placa superior, incluidas bajo el término de Formación Tubutama, descansan sobre rocas volcánicas riolíticas datadas en 33.9 ± 0.8 Ma (Arriaga-Meléndez et al., 1985). La Formación Tubutama tiene aproximadamente 750 m de espesor y consiste en areniscas que contienen en su parte media intercalaciones de lutita, yeso y colemanita. Un flujo latítico datado en 22.3 Ma está intercalado en los sedimentos lacustres (Gómez-Caballero et al., 1981). La secuencia lacustre está cubierta en discordancia por un conglomerado rojo de cerca de 250 m de espesor y por una secuencia detrítica que Miranda-Gasca et al. (1998) interpretaron como parte de la Formación Báucarit. A su vez, dicha unidad está cubierta por un basalto con una edad de 7 Ma (Gómez-Caballero et al., 1981). Un flujo de lava dacítico datado en 5.5 Ma cubre en discordancia a los sedimentos lacustres y a las rocas metamórficas de la parte norte del área de Tubutama.

Deformación dómica

La morfología dómica presente en la sierra de Mazatán es característica de los complejos de núcleo metamórfi-

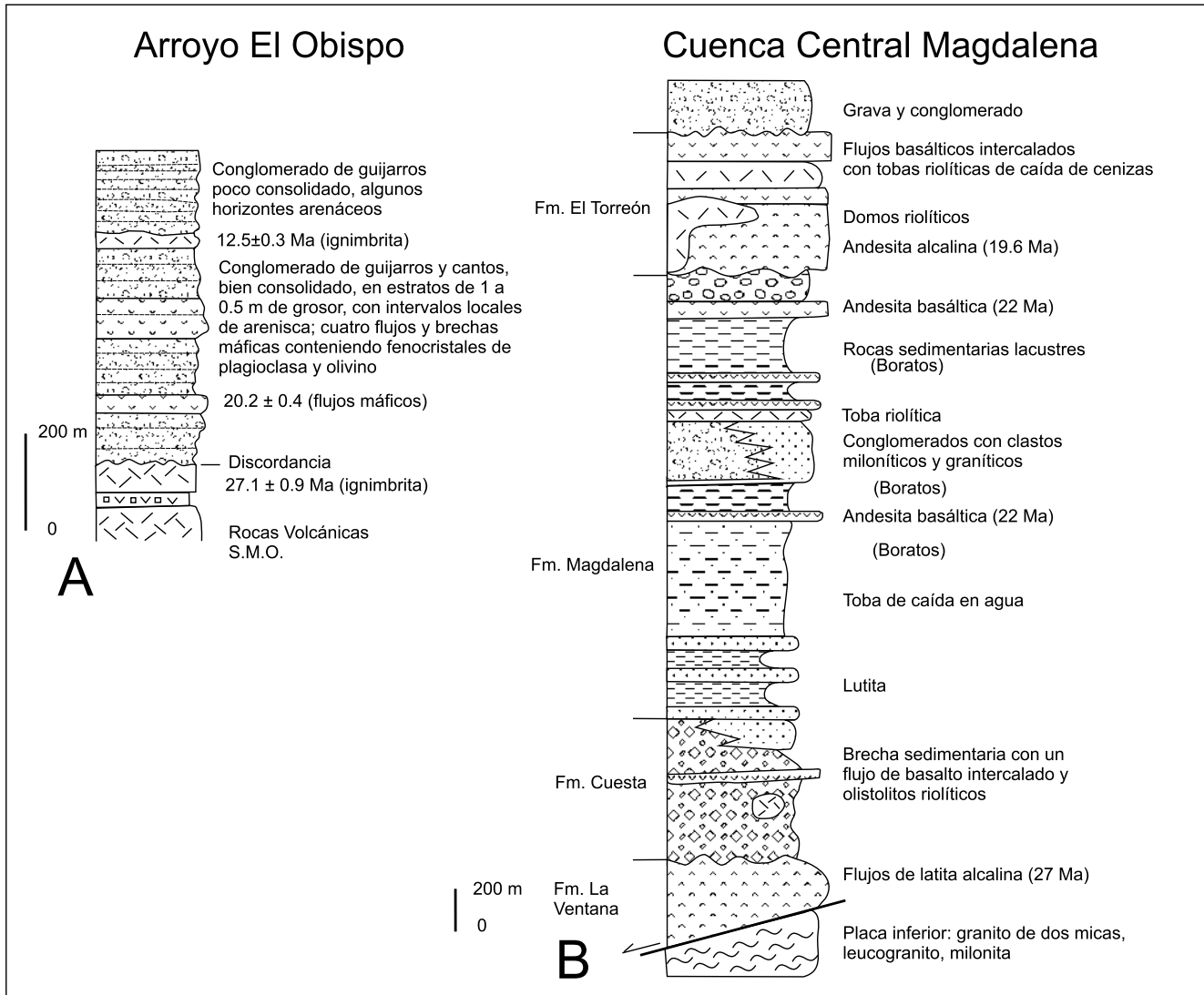


Figura 8. Columnas estratigráficas comparativas entre los depósitos del arroyo El Obispo (río Yaqui) y los de la cuenca asociada al complejo de núcleo metamórfico de Magdalena (basados en McDowell et al., 1997 y Miranda-Gasca y DeJong, 1992, respectivamente). Nótese la diferencia de espesor entre las dos columnas. Ambas secciones se caracterizan por depósitos sintectónicos intercalados con rocas volcánicas.

co, aunque algunos muestran, además, una elongación morfológica paralela a la dirección de estiramiento mayor (Davis, 1980, 1983; Wernicke, 1985; Spencer y Reynolds, 1989). Al norte de la sierra de Mazatán, se encuentra otro domo que corresponde a la sierra Puerta del Sol, el cual está considerado como otro complejo de núcleo metamórfico (Vega-Granillo y Calmus, 2003). Entre ambos domos, la formación Belleza presenta pliegues de gran radio de curvatura que se pueden atribuir a diferentes fenómenos: (1) un acortamiento per-

pendicular a la extensión de dirección N70°E; (2) una compresión pasiva durante la formación y el levantamiento de los dos domos. Wong y Gans (2008) proponen que la traza de la falla de *detachment*, con una amplitud de ondulación de 15 km, corresponda a una ondulación original de la falla dúctil, cuya amplitud fue incrementada por la disminución del echado de la falla durante el basculamiento de ambos bloques. Sin embargo, el aumento de la amplitud no explica por sí solo el plegamiento de la formación Belleza, y la presencia

de ondulaciones en la falla original no justifica la presencia de domos. En la sierra de Mazatán, como en la mayoría de los complejos de núcleo metamórfico, la foliación milonítica buza en todas direcciones, indicando que la deformación dómica afectó y arqueó el plano de cizalla (Vega-Granillo y Calmus, 2003) permitiendo su exhumación. Se puede apreciar que donde la deformación dómica no ha ocurrido, la zona de cizalla milonítica no aflora y, en su lugar, el contacto entre las rocas graníticas y los sedimentos de cuenca se reduce a una falla frágil de carácter más somero. También, la distribución radial de bloques deslizados de rocas paleozoicas alrededor de la sierra de Mazatán se atribuye al proceso de *doming*. Así, la deformación dómica es un fenómeno tardío en la evolución del complejo de núcleo metamórfico, puesto que afecta a la foliación milonítica y produce pliegues de gran radio de curvatura en la formación Belleza.

No hay una explicación definitiva para el origen de la estructura dómica, pero se han presentado varias hipótesis, entre las que destacan: (1) un abombamiento causado por un levantamiento isostático diferencial que responde a la remoción tectónica de la placa superior (Spencer, 1984; Spencer y Reynolds, 1989; Wernicke, 1985); (2) una deformación causada por intrusivos como lacolitos (Drewes, 1981; Miller et al., 1983); (3) una flexura de la zona de cizalla provocada por un basculamiento sobre una falla listrica que subyace al complejo metamórfico (Bartley y Wernicke, 1984; Gans et al., 1985).

EDAD DE LA DEFORMACIÓN DE LOS COMPLEJOS DE NÚCLEO METAMÓRFICO

En la sierra de Mazatán, se ha obtenido edades mediante el método de Ar-Ar que marcan el tiempo de enfriamiento de los minerales bajo las temperaturas respectivas de cierre ($\sim 525 \pm 40^\circ\text{C}$ para hornblenda; $350 \pm 25^\circ\text{C}$ para muscovita y $325 \pm 30^\circ\text{C}$ para biotita [Wong y Gans, 2008]). En la ladera occidental, se ha determinado edades de 21.0 ± 0.1 Ma en muscovita y 20.8 ± 0.1 en biotita; en la parte central, 23.5 ± 0.1 en muscovita y 21.7 ± 0.1 en biotita; en la ladera oriental, 29.7 ± 0.1 en muscovita y 24.0 ± 0.1 en biotita (Wong y Gans, 2007). La deformación afecta a los di-

ques pegmatíticos leucocráticos datados en 33 Ma (K-Ar), mientras que diques andesíticos de 21.1 ± 5 Ma (Vega-Granillo y Calmus, 2003), 22.6 ± 0.4 y 19.2 ± 0.5 Ma (Wong y Gans, 2007) están poco deformados y cortan la foliación milonítica. De acuerdo con esos datos, el metamorfismo dinámico producido a lo largo de la zona de cizalla debió ocurrir principalmente entre el Oligoceno Temprano y el Mioceno Temprano. Este tiempo coincide con las edades sugeridas para otros complejos de núcleo metamórfico de Sonora y Arizona (Dickinson, 1991; Nourse et al., 1994) y con los de las edades de las secuencias detríticas asociadas. Según Wong y Gans (2008), ocurrieron dos pulsos de enfriamiento de 25–23 y 21–16 Ma, a los que asocian con incrementos en el deslizamiento a lo largo de las fallas normales. El último período coincide con la edad de enfriamiento de 18 Ma entre 110° y 60°C , obtenida por trazas de fisión en apatita, cuyas longitudes largas indican un enfriamiento rápido a esa edad (Vega-Granillo y Calmus, 2003). Sin embargo, estas edades no deben considerarse como el tiempo de inicio del metamorfismo dinámico, porque éste debió alcanzar temperaturas superiores a 450°C en las partes más profundas, como lo evidencia la recristalización dinámica del feldespato potásico (Vega-Granillo, 1996). Es probable que este tiempo corresponda al tiempo de la deformación dómica que provocó que la zona de cizalla se levantara más de mil metros, favoreciendo su exhumación. Un estudio sobre la componente autigénica de la illita (politipo $1M_d$), en la zona de salbanda de la falla de *detachment*, arroja una edad mínima de deformación frágil de 14.9 Ma (Haines y van der Pluijm, 2008).

ESTRUCTURAS TIPO HORST Y GRABEN Y SEDIMENTACIÓN ASOCIADA

Fuera de los complejos de núcleo metamórfico, la extensión cenozoica se caracteriza por familias y sistemas de fallas normales que forman elementos de tipo *horst* y *graben* o series de *semi-grabens* escalonados. En las cuencas generadas por el fallamiento normal, fueron depositadas secuencias clásticas con intercalaciones volcánicas (Figura 8) que fueron conocidas primero bajo el término general de División Baucari (*sic*) a partir de Dumble (1900) y posteriormente como Formación

Báucarit (King, 1939). Las rocas arenoso-conglomeráticas de dicha formación, y las tobas volcánicas asociadas, han sido afectadas por un evento metamórfico de grado muy bajo que transformó el vidrio volcánico ácido en zeolitas del grupo de la heulandita, así como en minerales argiláceos, minerales de la familia de la sílice y calcita (Münch, 1993). La alteración del vidrio se produjo en la zona freática muy cercana a la de depósito, a temperaturas comprendidas entre 60° y 125°C (Münch, 1993). El metamorfismo de grado muy bajo de la Formación Báucarit produjo el endurecimiento típico de las rocas que la constituyen.

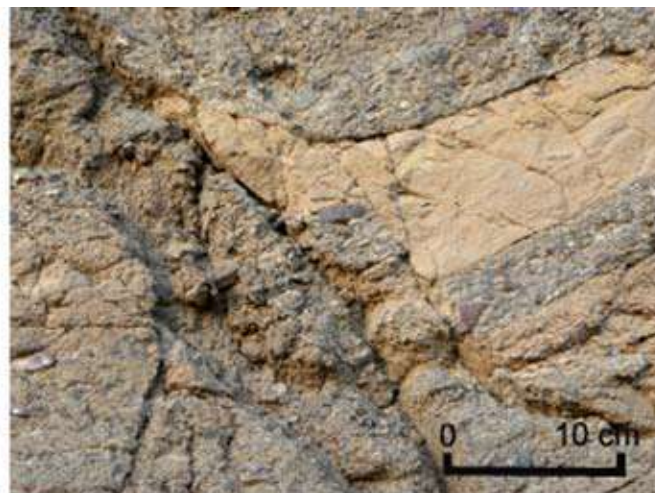
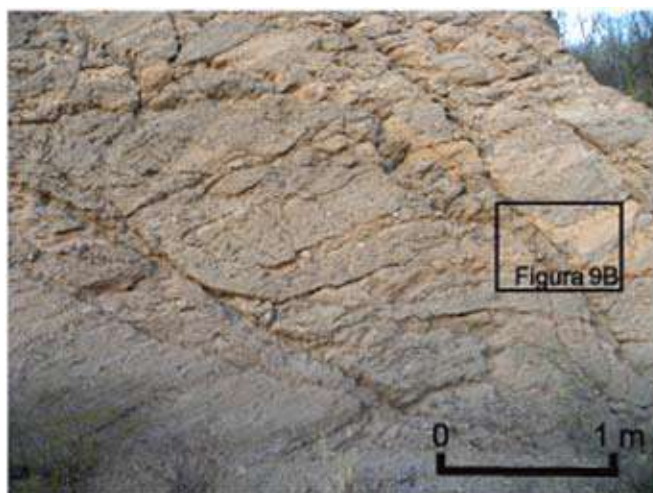
Los conjuntos sedimentarios continentales de tipo Báucarit se restringen a la región central y oriental del estado de Sonora, en una franja que inicia aproximadamente a 100 km de la costa (McDowell et al., 1997). Los depósitos tienen secuencias litológicas distintas, aun dentro de una misma cuenca, e iniciaron y culminaron en tiempos distintos. Donde han sido datadas, las rocas de la base o subyacentes tienen edades del Oligoceno Tardío (McDowell et al., 1997; Gans, 1997), mientras que las rocas volcánicas intercaladas tienen edades típicamente entre 27 y 17 Ma (Demant et al., 1989; McDowell et al., 1997; Gans, 1997; Paz-Moreno et al., 2003; González-León et al., 2000) que corresponden al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Dichas rocas volcánicas son principalmente flujos de andesitas basálticas, aunque también existen derrames riolíticos. En la mayoría de las localidades, esos flujos son concordantes con los sedimentos y se ha sugerido que el magmatismo haya sido favorecido por el fallamiento normal (McDowell et al., 1997). El tiempo de la formación de las cuencas de tipo Báucarit coincide parcialmente con el tiempo de extrusión de la denominada secuencia bimodal en la Sierra Madre Occidental (región de Tepoca-Yepáchic), la cual ocurrió entre 30 y 20 Ma (Demant et al., 1989). La extensión de tipo *horst* y *graben* y la sedimentación clástica asociada pudieron haber iniciado alrededor de 27 Ma en algunas cuencas, mientras que el depósito ya era común en la mayoría de las cuencas alrededor de 24 Ma y en todas las cuencas a los 20 Ma (McDowell et al., 1997).

Según Aranda-Gómez et al. (1997), en los estados de Sinaloa y Durango, la extensión empezó probablemente entre 32 y 30 Ma, aunque reconocen que la edad

exacta no está bien delimitada. Los mismos autores señalan que un fallamiento significativo empezó tan temprano como 29 a 28 Ma en el norte de Durango y que diques con rumbo NNW, relacionados con la extensión, son tan antiguos como 32 Ma en el sur de Sinaloa.

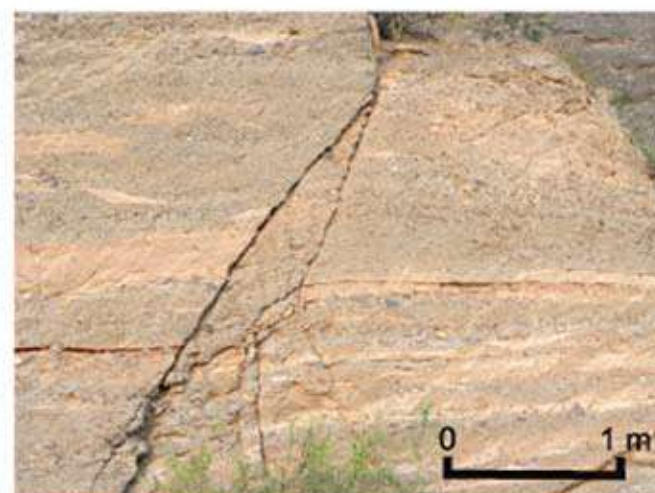
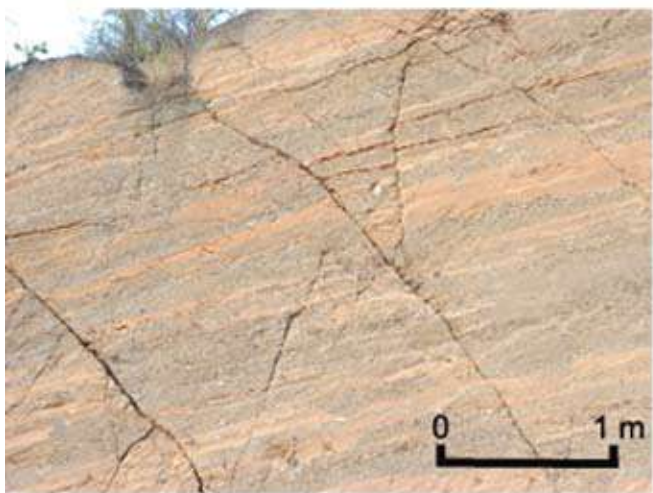
Mientras ocurría el depósito de la Formación Báucarit en la parte central y oriente de Sonora, en la región occidental se producía un volcanismo abundante asociado a la subducción. Till (2005) demostró que ocurrió una migración de la actividad volcánica de oriente a poniente en la parte sur de Sonora durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno. Dicha actividad se caracterizó por un volcanismo máfico a félsico, que pudo alcanzar más de 900 m de espesor (Mora y McDowell, 2000). Rocas volcánicas de esta edad han sido descritas en la región de Bahía Kino (Gastil y Krummenacher, 1977) y en la parte oriental de la península de Baja California (Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991) donde son referidas como Formación Comondú, la cual puede alcanzar un espesor de hasta 2 km. Asociadas a las rocas volcánicas, se ha reconocido calderas, por ejemplo en la región de Guaymas y al norte de San Carlos (Sheridan et al., 1979; Vega et al., 2004), y la presencia de intrusivos someros (Cochemé, 1985; Mora y McDowell, 2000). Intrusivos similares han producido localmente estructuras radiales en Baja California (Zanchi, 1994). Así, la inexistencia de depósitos clásticos del tipo Báucarit en la región costera de Sonora se atribuye a la presencia de este cinturón volcánico. Finalmente, los enjambres de diques de lamprófidio reconocidos en diferentes partes de Sonora central, en particular en la región de Hermosillo, tienen edades del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano (Pérez-Segura et al., 1996; López-Martínez, Margarita, comunicación personal) y un patrón estructural que los asocia a la extensión *Basin and Range*. Numerosos diques presentan una reactivación en falla normal en uno de sus bordes (Figura 9).

A partir de los datos geocronológicos, se concluye que las estructuras que generaron los complejos de núcleo metamórfico y los sistemas de tipo *horst* y *graben* o *semi-grabens* escalonados son, en su mayor parte, contemporáneas, y tienen direcciones de extensión similares que varían entre N50°E y N70°E. Las edades de los depósitos generados en las cuencas aledañas a



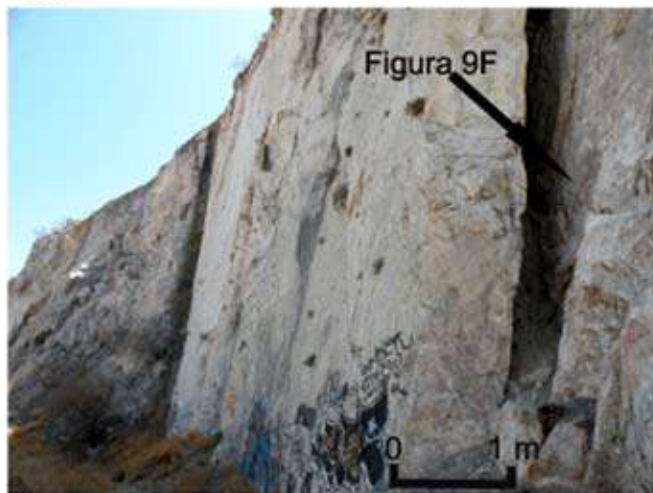
A

B



C

D



E

F

los complejos de núcleo metamórfico (formaciones Tubutama, Magdalena y Belleza), así como la Formación Báucarit, también coinciden. Como se mencionó antes, en la región aledaña al complejo de núcleo metamórfico de Tubutama, se ha denominado Formación Báucarit solamente a los depósitos asociados con la última etapa de fallamiento; es decir, más jóvenes que 12.5 Ma (Miranda-Gasca et al., 1998). Esto crea una confusión debido a que la Formación Báucarit en su área tipo (cuenca del río Yaqui) es más potente y más antigua, al menos hasta 27 Ma (McDowell et al., 1997).

Desde el punto de vista tectónico, se propone que el término fase *Basin and Range* deba restringirse al evento del Oligoceno-Mioceno, caracterizado por fallas de ángulo bajo con desplazamientos mayores y una tasa alta de extensión, a las cuales se debe la exhumación de la placa inferior de los complejos de núcleo metamórfico, así como por un conjunto de fallas normales de ángulo alto y con direcciones de NW-SE a N-S, que produjeron la morfología de sierras y valles paralelos en la parte superior de la corteza.

Las fallas normales escalonadas que forman *semi-grabens* y que son típicas de la fase de extensión *Basin and Range* buzán principalmente hacia el oeste en la parte oriental de Sonora (Stewart y Roldán-Quintana, 1994), produciendo basculamientos de las unidades geológicas desde 30° hasta 60° hacia el este (Gans, 1997). La Figura 9 muestra algunas estructuras típicas de la Formación Báucarit basculada en forma de dominó en el SE de Sonora. En la parte centro-occidental de Sonora, las fallas buzán principalmente hacia el este, mientras que la zona costera se caracteriza por una franja con fallas buzando hacia el oeste (Stewart y Roldán-

Quintana, 1994). Reconstrucciones palinspásticas en áreas afectadas por fallas oligocénico-miocénicas con rumbo NW indican una extensión acumulada cercana al 90% con una dirección de extensión cercana a N50°E (Gans, 1997). Sin embargo, esta tasa corresponde a una cantidad de extensión medida en la parte superficial de la corteza que no puede ser generalizada a toda la corteza, debido a que las fallas normales listricas pueden volverse horizontales y paralelizarse a fallas de despeque que desolidarizan la parte frágil de la parte dúctil de la corteza. Por lo anterior, no se puede siempre extender el valor de la extensión de la parte superficial a la parte profunda de la corteza y, por ende, utilizar este valor, por ejemplo, en la evaluación de los desplazamientos asociados a la apertura del golfo de California.

CONCLUSIÓN

Como lo vimos en el párrafo anterior, la extensión cenozoica no es homogénea a nivel de todo el estado de Sonora respecto a varios parámetros y aspectos como son: la tasa de extensión, la tasa de exhumación, el sentido de desplazamiento de los bloques de techo respecto a los bloques de piso y la rotación de los bloques de techo. En el sureste del Estado, Gans (1997) interpretó que la inversión del sentido de basculamiento de bloques fallados y del sentido del echado de las fallas normales se debe a la presencia de zonas de acomodamiento que tienen una dirección similar a la dirección principal de extensión.

De igual manera, si se observa, por ejemplo, en el centro del Estado el *horst* constituido de norte a sur por las sierras Los Locos, El Jaralito, Puerta del Sol y

Figura 9. Estructuras superficiales asociadas a la extensión *Basin and Range*. A: Fallas normales y estructuras asociadas en la Formación Báucarit (alternancia de conglomerados y areniscas de grano grueso a fino) en el Cajón de Onapa (ver Figura 4). Se observa la estructura en bloques basculados en “dominó”, así como un pliegue de arrastre en un nivel de arenisca, indicador cinemático típico de las rocas sedimentarias que presentan un contraste de competencia mecánica. B: Detalle de la Figura 9A. C: Fallas normales conjugadas. Las fallas con un echado hacia el este son más desarrolladas. D: Falla normal compuesta. La presencia de cuñas que aparecen como zonas de relevo entre dos ramas de una zona de falla es común. La falla de la derecha se desarrolló en primer lugar, pero las irregularidades creadas por los cambios locales de echado de la falla provocaron una nueva distribución de la deformación y la creación de la falla de la derecha más recta. Para más información ver, por ejemplo, Childs et al., 2009. E: Dique-falla de lamprófido rico en anfíbol (roca espesartita) del Mioceno Inferior en el cerro Santa Martha (cerro de La Cementera, Hermosillo). La roca encajonante es un mármol metamorfozido durante el emplazamiento de granitoides laramídicos. F: Acercamiento en el cual se observa escalones de cristalización estriados indicadores de un fallamiento normal con una componente lateral derecha menor.

Mazatán, se confirma que se puede dividir de norte a sur en tres segmentos separados por zonas de acomodamiento: Al norte, la sierra de Los Locos está limitada en su flanco noreste por una falla normal de ángulo bajo (falla El Amol) caracterizada por una deformación cataclástica que afecta principalmente a un granito de dos micas del Eoceno (Calmus et al., 1996). El *stock* de San Felipe se ubica en el bloque de techo, y ha sido desplazado aproximadamente de 8 a 17 km hacia el NE a lo largo de la falla normal (Lugo-Zazueta, 2006). En la parte central, la morfología de la sierra El Jaralito se asemeja a la de un *horst* simétrico. En la parte sur, las sierras Puerta del Sol y Mazatán presentan estructuras de tipo complejo de núcleo metamórfico con una tasa de extensión importante y un desplazamiento general del bloque de techo hacia el SW. Entonces, existe una variación latitudinal de la tasa de extensión con una

exhumación máxima en el segmento sur y una exhumación mínima en el segmento central. Además, los segmentos presentan una inversión del sentido de desplazamiento del bloque de techo, hacia el noreste en el segmento norte y hacia el suroeste en el segmento sur, pero conservando una dirección de extensión NW-SE (Figura 10).

EXTENSIÓN DEL CENOZOICO TARDÍO: FORMACIÓN DEL GOLFO DE CALIFORNIA

A fines del Mioceno Medio, se produjo en Sonora y parcialmente en Baja California un cambio notorio en el volcanismo y la geoquímica de las rocas volcánicas. Dichos cambios, que detallaremos más adelante, se atribuyen al cese de la subducción de la placa Farallón y las placas derivadas como Guadalupe y Magdalena

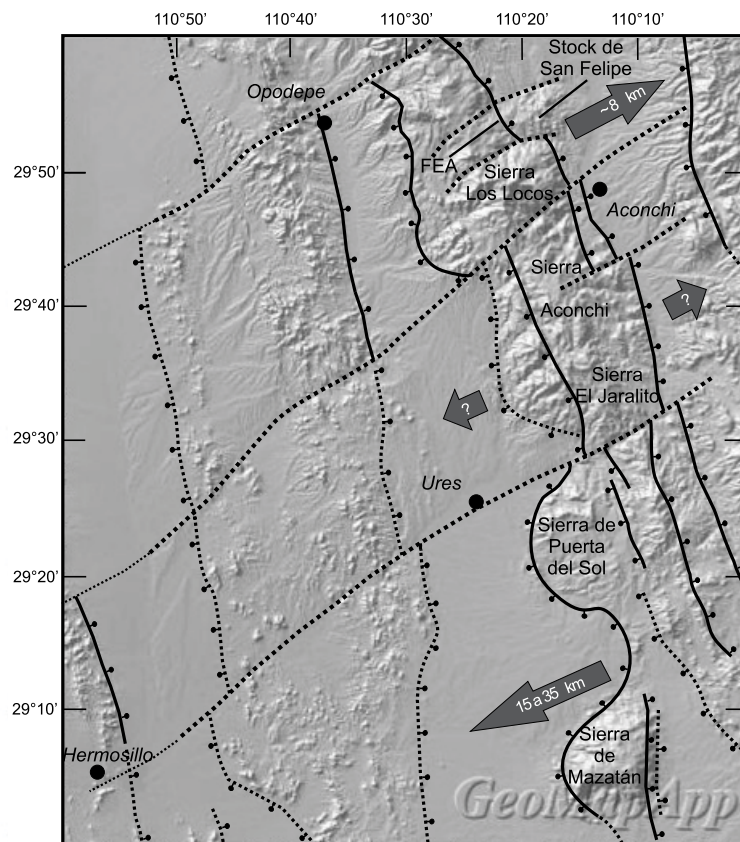


Figura 10: Ilustración de las zonas de acomodamiento que dividen al *horst* principal de Sonora central en tres zonas, cuyas tasas de extensión y sentidos de desplazamiento de la placa superior son distintos. FEA: Falla El Amol. SM: Sierra de Mazatán. SP: Sierra Puerta del Sol. SJ: Sierra del Jaralito. SA: Sierra de Aconchi. La zona sur, donde se encuentran los complejos de núcleo metamórfico de Mazatán y Sierra del Sol, presenta la tasa de extensión más elevada y la exhumación de la parte profunda de la falla de bajo ángulo con los caracteres de la deformación dúctil milonítica.

debajo de la placa Norteamericana. Coincidente con este cambio en la geodinámica, se produjo un proceso extensional que reactivó parcialmente estructuras de la fase *Basin and Range* y que concluyó con la apertura del golfo de California.

ESTRUCTURAS EXTENSIONALES BASIN AND RANGE VS. GOLFO DE CALIFORNIA

Desde fines del Mioceno Medio hasta la actualidad, Sonora y sus zonas aledañas están sometidas a una extensión regional que se manifiesta de maneras diversas: (1) reactivación de las fallas preexistentes formadas durante la fase *Basin and Range*; (2) generación de nuevas fallas normales que cortan a las preexistentes; y (3) apertura del golfo de California. La información existente sugiere que el evento extensional más joven se concentre en la Provincia Extensional del Golfo. Sin embargo, la actividad sísmica histórica demuestra que las fallas ubicadas cerca del límite oriental de Sonora, como la falla Pitaycachi, permanecen aún activas (Suter, 2001).

La fase de extensión del Cenozoico tardío reactivó las fallas formadas durante la fase *Basin and Range*. En efecto, rocas volcánicas de la parte superior del Mioceno Medio y Plioceno a menudo cubren en discordancia a la Formación Báucarit y están intercaladas o cubiertas por rocas detríticas cuyos echados son menores que los de los estratos clásticos más antiguos. Esta discordancia angular fue detectada en la cuenca del río Yaqui por De la O-Villanueva (1992), quien la propone como criterio para separar la Formación Báucarit en dos miembros: inferior y superior. Dicha discordancia también fue reconocida en otras cuencas por McDowell et al. (1997). La Formación Lista Blanca (Bartolini et al., 1993, 1994) es otra unidad volcanosedimentaria del Mioceno Medio-Tardío que cubre en discordancia unidades cenozoicas. Calles-Montijo (1999) describe una discordancia similar al sur de la cuenca de Ures entre una unidad detrítica que denomina “formación Báucarit superior” y formaciones subyacentes como la Formación Báucarit y la formación Belleza. En las cuencas asociadas con los complejos de núcleo metamórfico, las secuencias sedimentarias-volcánicas oligocénico-miocénicas que contienen una componente

lacustre importante están cubiertas en discordancia angular por secuencias detríticas conglomeráticas de facies de abanico aluvial. Así, en la región de Tubutama, las secuencias lacustres de la Formación Tubutama están cubiertas en discordancia por dos unidades nombradas Conglomerado Rojo y “Formación Báucarit”; esta última contiene intercalaciones de basaltos y dacitas datadas en 7.01 y 5.46 Ma (Gómez-Caballero et al., 1981). En la cuenca de Magdalena, también se mencionan depósitos clásticos formados en cuencas limitadas por fallas normales de ángulo alto (Miranda-Gasca et al., 1998). En las zonas aledañas al núcleo metamórfico de la Sierra de Mazatán, Vega-Granillo (1996a, b) reporta conglomerados asociados con rocas volcánicas félsicas y nombrados formación El Parián, que cubren en discordancia angular a las secuencias sedimentarias lacustres de la formación Belleza, y que tienen basculamientos inferiores a 10°. Dichos conglomerados están asociados a fallas normales más jóvenes. Una edad de 12.5 Ma ha sido obtenida en una ignimbrita de la región (Wong et al., 2003), lo cual la hace posiblemente un equivalente de las ignimbritas hipercalinas que afloran en diferentes partes de Sonora central (Vidal-Solano et al., 2007). En este contexto, Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998) proponen los términos de Grupo Río Yaqui para la secuencia del Oligoceno-Mioceno que corresponde básicamente a la Formación Báucarit, y el de Grupo Sonora para abarcar a los sedimentos continentales más jóvenes con edades pliocénico-cuaternarias, estos últimos asociados a una segunda fase tectónica que en su trabajo denominan fase *Basin and Range II*. En este trabajo, consideramos que es conveniente mantener el término de Formación Báucarit para la parte inferior, más potente y consolidada, de las secuencias detrítico-volcánicas que se depositaron en cuencas producidas por fallamiento normal de ángulo alto, y cuyas edades van del Oligoceno al Mioceno Medio (antes de 12.5 Ma), lo cual también es propuesto por McDowell et al. (1997). Consideramos que estas secuencias son contemporáneas, en buena medida, con aquéllas, mucho más potentes, depositadas en cuencas asociadas a fallas normales de ángulo bajo, en los bloques superiores de los complejos de núcleo metamórfico (formaciones Tubutama, Magdalena y Belleza). De esta manera, las unidades que se depositaron en discordancia

angular sobre la Formación Báucarit (como se considera arriba) y sobre las secuencias fluvio-lacustres de los complejos de núcleo metamórfico deberán ser agrupadas bajo un término distinto para evitar las confusiones que actualmente existen.

Los sedimentos aluviales y lacustres del Mioceno Superior y más jóvenes se depositaron a lo largo de los valles existentes y de sus laderas como grandes abanicos aluviales, correspondiendo al Grupo Sonora de Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998). En general, estos estratos más jóvenes también están afectados por una etapa de fallamiento, aunque su basculamiento es, en su mayor parte, menor que 30° (Bartolini et al., 1994; McDowell et al., 1997). Además de la reactivación de fallas normales más antiguas, en algunas regiones, como la de Santa Rosa al sureste del Estado, se han detectado fallas normales con buzamientos mayores que 50° sobrepuestas a fallas más antiguas con echados subhorizontales (Gans, 1997) que, por su geometría, se han vuelto inactivas. Dichas fallas también se atribuyen al evento extensional del Terciario tardío.

MAGMATISMO ASOCIADO AL GOLFO DE CALIFORNIA

Durante el Mioceno Medio, en la península de Baja California, el volcanismo calcialcalino del arco Comondú se extinguió paulatinamente y dejó lugar a un volcanismo generalmente más cercano a la paleotrinchera y más diversificado del punto de vista petrogenético, con la presencia de andesitas ricas en magnesio o bajaítas (Saunders et al., 1987; Rogers et al., 1985; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003), de adakititas y de basaltos toleíticos, así como de basaltos ricos en Nb (Aguillón-Robles et al., 2001) asociados geográficamente con las adakititas.

En Sonora, la transición de un volcanismo de arco volcánico a un volcanismo toleítico está bien caracterizada en la sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez y McDowell, 2000), donde los primeros basaltos toleíticos aparecen alrededor de 10 Ma. En la isla Tiburón, la ruptura continental o *rifting* está evidenciada por un volcanismo bimodal compuesto de derrames basálticos, andesíticos, dacíticos y riolíticos, emplazados entre 12.6 Ma, edad de la Toba San Felipe, y 6.2 Ma, edad de la toba El Canelo (Oskin, 2002). En el suroeste de la isla, una

andesita de esta secuencia, contemporánea del *rifting*, arrojó una edad K-Ar de 9.9 ± 1.3 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977). En el suroeste de la isla Tiburón, la toba Hipat, la riocacita del Cerro Starship y la dacita del Cerro Colorado son las manifestaciones volcánicas más jóvenes de la isla con edades K-Ar de 3.7 ± 0.9 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977) y de 4.16 ± 1.8 Ma (Neuhaus, 1989). Las edades más jóvenes del volcanismo de la isla Tiburón son parecidas a las del volcanismo de la isla San Esteban, que se extienden de 4.19 ± 0.18 Ma (Calmus et al., 2008) a 2.52 ± 0.31 Ma (Desonie, 1992). Algunas lavas de la isla San Esteban representan la manifestación más oriental del magmatismo adakítico del Plioceno, contemporáneo de la apertura del golfo de California (Pallares et al., 2004; Pallares, 2007). Durante el Mioceno, la anomalía térmica asociada a la apertura del golfo de California pudo haber provocado la fusión parcial de remanentes de la placa oceánica subducida y generar el magma adakítico observado en la isla San Esteban (Calmus et al., 2008).

El volcanismo toleítico no es la única firma magmática que caracteriza el inicio de la apertura del golfo de California en Sonora. En la cercanía de Hermosillo y en la franja oriental de El Pinacate, un volcanismo ignimbrítico hiperalkalino de tipo comendítico del Mioceno Medio (~ 12.5 Ma) es interpretado como un producto de la diferenciación de basaltos originados por el ascenso de material astenosférico de tipo transicional y relacionados al inicio de la ruptura continental que dará lugar a la apertura del golfo de California (Vidal-Solano et al., 2005). La asociación de las comenditas con basaltos transicionales y magmas diferenciados de la serie toleítica (islanditas), demuestra claramente el carácter anorogénico del magmatismo (Vidal-Solano et al., 2007, 2008). La presencia de dichas rocas hasta la sierra Lista Blanca en la región de Suaqui Grande (Vidal-Solano et al., 2007) muestra que la influencia magmática de la apertura del Golfo se extiende más al este que la influencia propiamente estructural. Vidal-Solano (2005) hace énfasis sobre la posible relación entre la distribución geográfica de este volcanismo con el límite del cratón norteamericano, a pesar de la contaminación de las rocas volcánicas por la corteza de dicho cratón, contaminación sugerida por las variaciones importantes del contenido en estroncio. Para explicar la

presencia de los magmas transicionales, Vidal-Solano (2005) sugiere la presencia de una ventana astenosférica en la Placa Farallón subducida. La presencia de una o de varias ventanas astenosféricas ha sido propuesta por algunos autores para explicar la coexistencia en el tiempo y en el espacio de varias fuentes magmáticas en el noroeste de México, principalmente en la península de Baja California y la región del golfo de California (Rogers et al., 1985; Aguillón-Robles et al., 2001; Calmus et al., 2008). Bajo este esquema, las adakitas de la isla San Esteban y las rocas hipercalcalinas de la región de Hermosillo y El Pinacate representarían las manifestaciones más orientales del volcanismo del Neógeno al Cuaternario asociadas a dicha ventana astenosférica (Figura 11).

GOLFO DE CALIFORNIA

El golfo de California es un elemento muy reciente en la historia geológica del noroeste de México. Aun si geográficamente el golfo de California no pertenece del todo a Sonora, la historia del Cenozoico del Estado no se concibe sin la última etapa de *rifting* que modifica por completo el ambiente tectónico y magmático de la región. Sin embargo, para no hacer referencia excesiva a la geología de la península de Baja California, donde se concentra la mayor parte de la información geológica sobre el tema, se presenta una figura que combina los dos modelos principales de evolución tectónica del golfo de California (Figura 12) a partir de varias síntesis (Fletcher et al., 2007).

Las rocas más antiguas que se pueden atribuir claramente al inicio de la apertura del Golfo afloran en sus dos márgenes y tienen edades de entre 12 y 13 Ma (Sawlan, 1991; Martín-Barajas et al., 1995; Nagy et al., 1999; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Stock, 2000). La mayor cantidad de desplazamiento entre ambos márgenes del Golfo ocurrió solamente durante los últimos 6 Ma y corresponde a una distancia aproximada de 250 km en la región ubicada al Norte (Oskin et al., 2001). En este nuevo contexto, la parte que actualmente corresponde a la península de Baja California se desplaza conjuntamente con la Placa del Pacífico hacia el noroeste, a lo largo de un sistema de fallas de deslizamiento lateral derecho, separadas por zonas angostas

de subsidencia y de dispersión con o sin acreción de material oceánico.

Después de la propuesta de la hipótesis de un proto-Golfo previo a la apertura efectiva del golfo de California (Karig y Jensky, 1972; Moore, 1973), los modelos de evolución del mismo se han modificado. Sin embargo, la mayor parte de los trabajos concuerdan en reconocer una actividad tectónica asociada a la apertura del Golfo a partir del fin del Mioceno Medio o del Mioceno Tardío (Gastil et al., 1975, 1979; Boehm, 1984; Ortlieb y Colletta, 1984; Stock y Hodges, 1989; Smith, 1991; Angelier et al., 1981). La extensión asociada con la apertura inicial del Golfo fue de aproximadamente 40% (Colletta y Angelier, 1983) y tuvo una dirección predominante NE-SW a lo largo de la costa oriental de Baja California y en la costa de Sonora (Zanchi, 1994), lo cual sugiere alguna continuidad cinemática entre la extensión *Basin and Range* y la extensión inicial del golfo de California. En Sonora, las estructuras asociadas con la fase de extensión del Mioceno Tardío-Plioceno son fallas normales con rumbos aproximados N-S y cuencas distribuidas a lo largo de la margen oriental del Golfo (Aragón-Arreola et al., 2005), así como fallas con movimiento lateral derecho; por ejemplo, al sur de la isla Tiburón (Figura 13). A partir del estudio de las cuencas del norte del golfo de California, Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007) identificaron una migración de la extensión hacia el Oeste. Las cuencas inactivas Adair-Tepoca y Alto Tiburón dejaron lugar a las cuencas activas de Wagner, Consag, Alto y Bajo Delfín (Oskin y Stock, 2003). A las primeras se debe agregar el *graben* de Empalme, el cual corresponde a una cuenca de tipo *pull-apart*, situada en la prolongación de la cuenca de Guaymas. En los bordes del *graben* de Empalme, se observa mesetas basálticas desplazadas por fallas normales (Roldán-Quintana et al., 2004).

Puede resultar difícil distinguir las estructuras asociadas a la fase *Basin and Range* de aquéllas asociadas a la apertura del golfo de California (Dokka y Merriam, 1982), particularmente en el área de influencia de la apertura llamada "Provincia Extensional del Golfo". A nuestro juicio, esta dificultad se ha incrementado por la existencia de una confusión semántica entre el término *Basin and Range* como fase tectónica y *Basin and Range* como provincia fisiográfica resultante de dicha

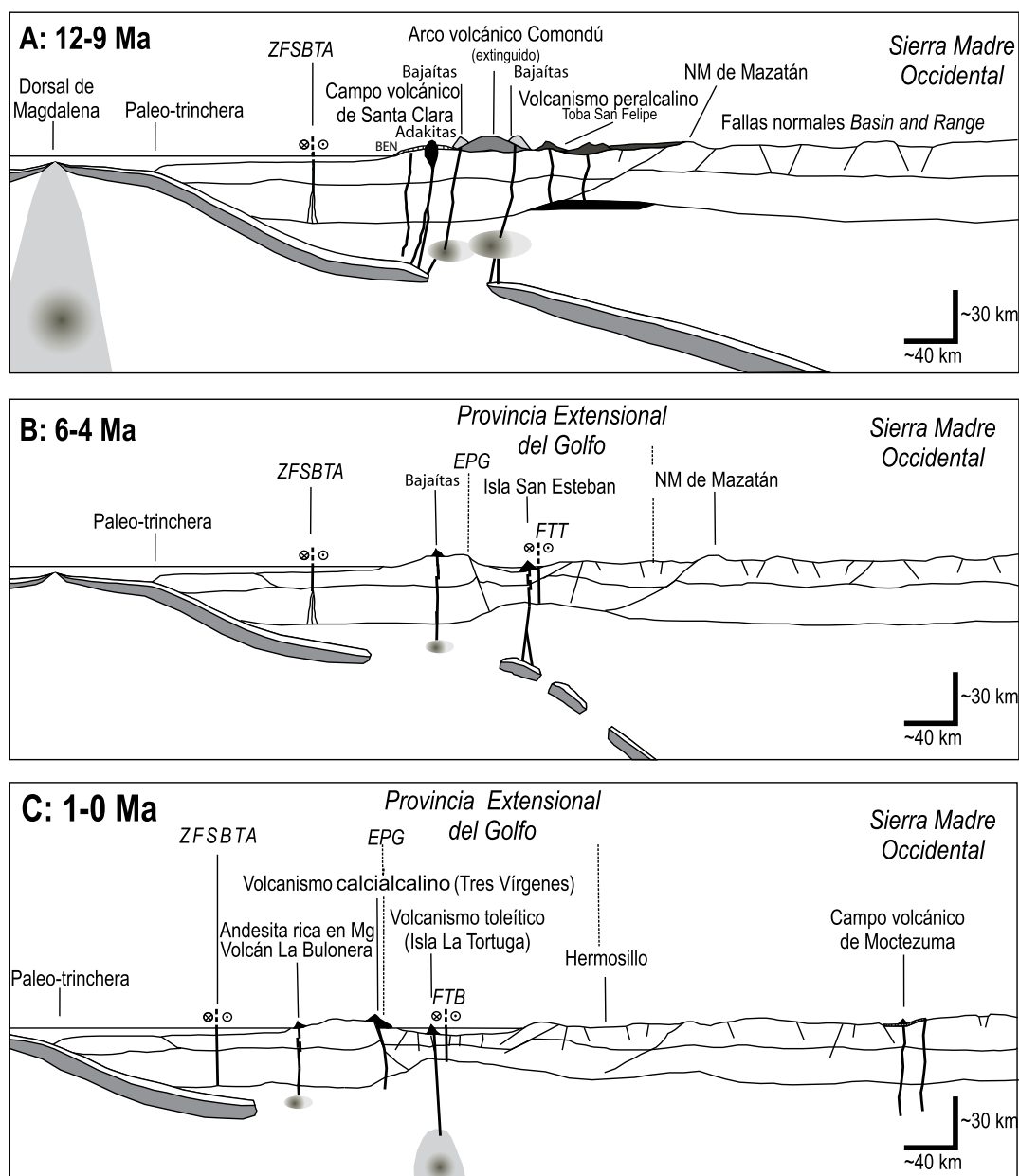


Figura 11. Evolución geodinámica a partir de tres secciones esquemáticas W-E (a la latitud aproximada de 28°N desde la paleo-trinchera, al oeste, hasta la Sierra Madre Occidental, al este, que muestra la relación entre la tectónica y el magmatismo post-subducción entre 12 Ma y el Holoceno. A: Entre *ca.* 12 y 9 Ma, la actividad de los segmentos de la dorsal de Magdalena decrece y el movimiento lateral derecho entre la placa del Pacífico y la placa Norteamericana se efectúa a lo largo de la zona de falla Tosco-Abreojos. Se observa la localización del cinturón de complejos de núcleo metamórfico del Oligoceno-Mioceno Temprano y las estructuras *Basin and Range*. Cabe señalar que no existen estructuras de este tipo en la península de Baja California. B: El movimiento de placas está distribuido entre la zona de fallas de Tosco-Abreojos y el golfo de California. A esta latitud, la falla que se observa es la falla Tiburón. La Provincia Extensional del Golfo se localiza en la parte oeste de la provincia *Basin and Range*. C: Durante el Cuaternario, el desplazamiento lateral derecho entre las placas está principalmente controlado por las fallas transformantes del golfo de California (en la sección, la falla de Ballenas). Nótese la presencia de volcanismo cuaternario toleítico y alcalino en la región de Moctezuma (ver texto). FTB: Falla transformante de Ballenas. ZFSBTA: Zona de falla San Benito-Tosco-Abreojos. NM: Complejo de núcleo metamórfico. EPG: Escarpe Principal del Golfo. FTT: Falla transformante Tiburón. Modificado de Calmus et al., 2010.

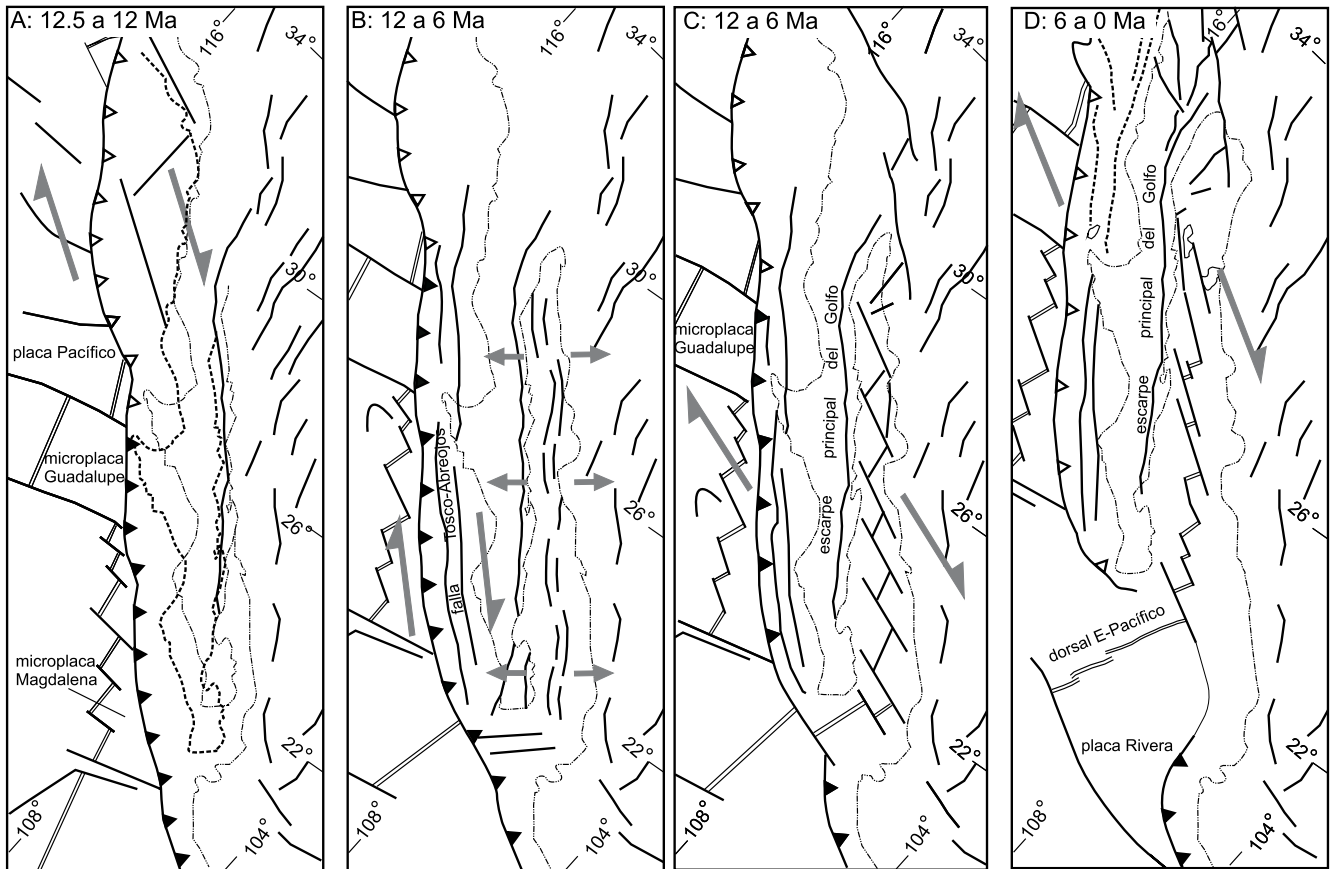


Figura 12. Modelo de evolución geodinámica de la zona del golfo de California durante el Mioceno-Plioceno. A: Etapa 12.5 a 12 Ma. La subducción está activa todavía al sur del actual paralelo 26°N, frente a la mitad sur de la actual península de Baja California. Se presentan las dos hipótesis para la paleo-posición de la península: A: Línea continua: hipótesis de una evolución en dos etapas (Figura 10B); línea punteada: evolución en una etapa (Figura 10C). B: Hipótesis de la formación de un proto-Golfo a partir de un *rifting* perpendicular a la dirección del Golfo. El desplazamiento entre las placas del Pacífico y Norteamericana se concentra a lo largo de la margen oeste de Baja California. Se observa una rotación en el sentido de las manecillas del reloj de los segmentos de dorsal, contemporánea del fin de la subducción. C: Hipótesis de una evolución marcada por un desplazamiento lateral derecho dominante desde 12 Ma (Fletcher et al., 2007). D: Marco tectónico actual donde el desplazamiento lateral entre las placas del Pacífico y Norteamericana se concentra en el golfo de California, aun si existe una componente menor de dicho desplazamiento a lo largo de la margen oeste de Baja California (modificado de Fletcher et al., 2007).

fase tectónica. Esto debido a que la fase extensional del Golfo se sobrepone espacialmente a la provincia *Basin and Range*, pero es temporalmente posterior a la fase tectónica *Basin and Range*. Aparte de la región aledaña al golfo de California, donde las estructuras están claramente relacionadas con la ruptura continental más joven que 12 Ma, en otras regiones existe una incertidumbre sobre la atribución de las estructuras extensionales a la fase tectónica *Basin and Range* o a la apertura del golfo de California. Los sismos históricos ocurridos en el noreste de Sonora y en el noroeste de

Chihuahua, en particular a lo largo de la falla de Pitaycachi al oriente de Agua Prieta (Bull y Pearthree, 1988; Suter, 2001), evidencian que algunas de las fallas normales generadas durante la fase *Basin and Range* en Sonora continúan activas hasta el Holoceno. En el caso de los terremotos del noreste de Sonora, Suter (2001) y Suter y Contreras (2002) proponen que son sismos relacionados con fallas normales del sur de la provincia *Basin and Range* y que no están asociados al sistema del rift del Río Grande, pero sin concluir si pertenecen a la Provincia Extensional del Golfo. Los resultados

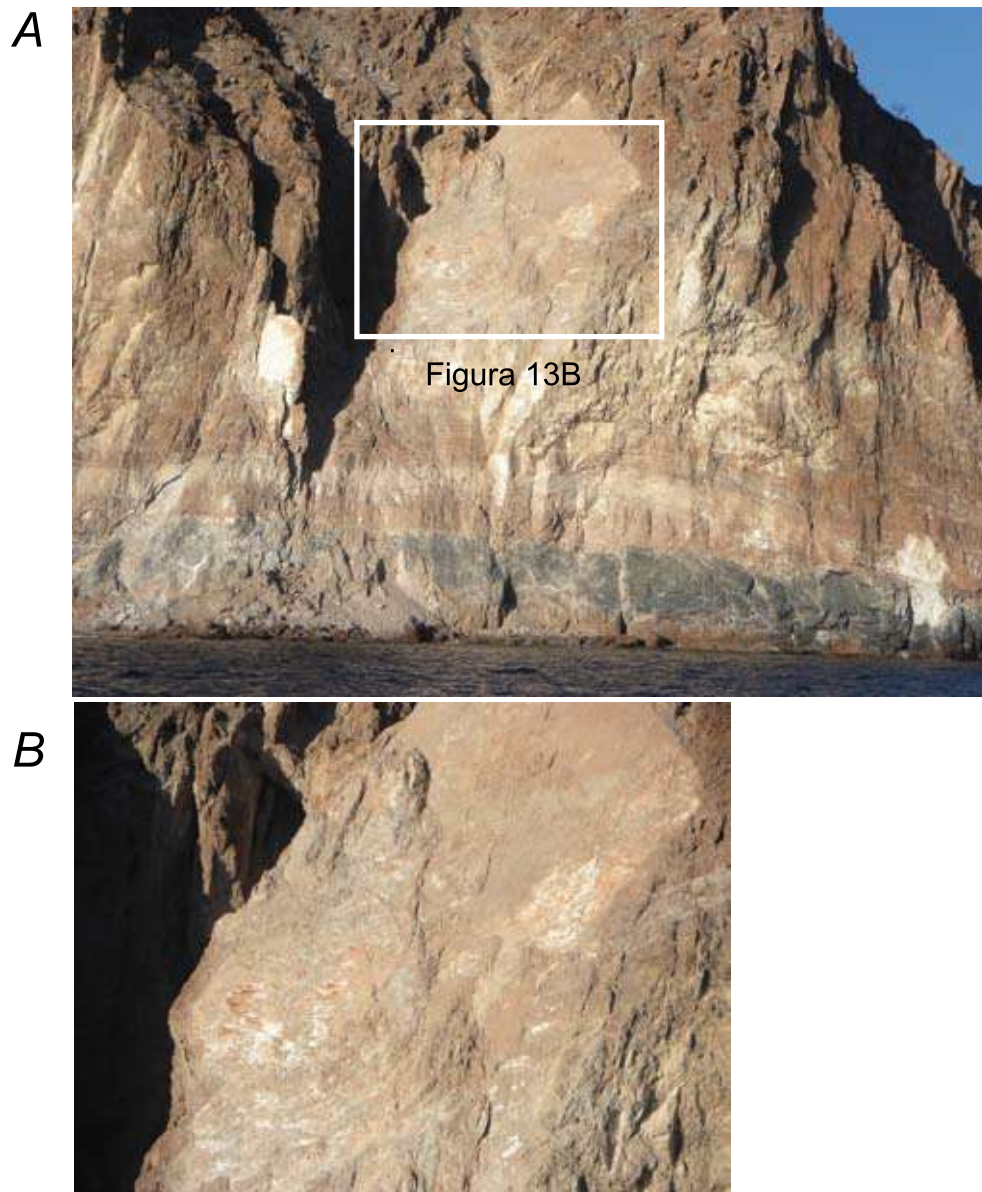


Figura 13. A: Falla lateral derecha de orientación NW-SE perteneciente a la zona de falla transformante Tiburón. B: Acercamiento que permite observar un espejo de falla con estrías horizontales.

obtenidos gracias a la generalización de las mediciones GPS (*Global Positioning System*), así como a estudios de deformación en pozos, demuestran que algunos sectores de la provincia *Basin and Range* se deforman actualmente (Bennett et al., 2003; Suter, 1991). Sin embargo, la dirección del esfuerzo horizontal mínimo varía de una región a otra: en el noreste de Sonora, es aproximadamente E-W (Suter, 1991), mientras que, de manera general, en la provincia costera se registra una extensión NW-SE.

Existe también una controversia sobre la ubicación del límite oriental de la Provincia Extensional del Golfo, a la cual varios autores hacen coincidir con el límite poniente de la Sierra Madre Occidental (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Stock y Hodges, 1989; Wong y Gans, 2003). Calmus et al. (2000) y Roldán-Quintana et al. (2004) consideran que dicho límite corresponde al borde oriental del *graben* de Hermosillo y su prolongación hacia el sur, es decir, el *graben* de Empalme. En este contexto, el *graben* de Empalme y el *graben* de

Hermosillo corresponderían a una cuenca de tipo *pull-apart* abortada, como se ha sugerido anteriormente para el *graben* de Empalme (Lonsdale, 1989; Calmus et al., 2000). Las edades obtenidas en apatita de granitoides del batolito de Hermosillo indican que se enfriaron a temperaturas inferiores al rango de 110-60°C hace unos 15 Ma (Calmus et al., 1998, 2000), lo cual sugiere una exhumación asociada a la fase *Basin and Range*. Sin embargo, una edad de 7.7 Ma obtenida con el mismo método para el intrusivo de La Ermita, localizado al sur de la Sierra Santa Teresa, a 30 km al SE de Hermosillo, indica un enfriamiento a bajas temperaturas durante la fase de extensión relacionada con la apertura del golfo de California. Esta edad sugiere que el *horst* constituido por la sierra Santa Teresa que separa el *graben* de Hermosillo en dos valles, es una estructura joven. Sin embargo, las edades de trazas de fisión son muy preliminares y no permiten concluir de manera definitiva sobre los procesos tectónicos que controlaron el enfriamiento del batolito en esta región.

Por último, cabe decir que la apertura del golfo de California ha modificado profundamente la red de drenaje de los ríos principales de Sonora, los que fluyen hacia el occidente, generando deltas y las planicies costeras de Hermosillo, Caborca, Empalme, Ciudad Obregón y Navojoa, a partir del Mioceno Tardío-Plioceno.

VOLCANISMO CUATERNARIO

Las últimas manifestaciones volcánicas en Sonora se ubican en los campos cuaternarios de El Pinacate en el extremo noroeste del Estado y del valle de Moctezuma en Sonora central. El campo volcánico El Pinacate cubre una superficie de 1,500 km² y cuenta con más de 400 conos cineríticos y numerosos cráteres de tipo *maar* con depósitos asociados de tobas y brechas tobáceas de origen freatomagmático (Gutmann, 2002). El volcán de escudo inicial está constituido por basanita y traquita, mientras que el volcanismo más reciente corresponde esencialmente a basaltos alcalinos con firma OIB (*Ocean Island Basalt*). Con base en las relaciones isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y valores de Nd de varias muestras, Lynch et al. (1994) concluyen que las rocas tienen una fuente astenosférica, comparándolas con rocas equivalentes del suroeste de Estados Unidos. Hay

pocas edades confiables para rocas de El Pinacate; sin embargo, edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar en tres de los aparatos volcánicos más recientes (pico Carnegie, cono Tecolote y cono La Laja) indican erupciones de 38 ± 8 ka, 27 ± 6 ka, y 12 ± 4 ka, respectivamente (Gutmann et al., 2000). Un estudio reciente realizado por Vidal-Solano et al. (2008) sobre la petrografía, geoquímica e isotopía de la secuencia volcánica del Mioceno en el área de El Pinacate, reveló una diversidad de fuentes para rocas magmáticas emplazadas en el lapso entre ~20 y 12 Ma, al que denominan evento pre-Pinacate. Según dichos autores, la diversidad de fuentes evidencia un cambio progresivo, posiblemente inducido por el desarrollo de una ventana astenosférica. La evolución en tiempo y espacio del volcanismo demuestra: (1) que la actividad volcánica está localizada sobre un límite litosférico mayor, como el límite occidental del cratón norteamericano; y (2) que la litosfera fue progresivamente adelgazada durante el Mioceno, lo que favoreció que volúmenes significativos de basaltos alcalinos pudieran acceder a la superficie construyendo el campo volcánico de El Pinacate en el Cuaternario.

El segundo campo volcánico cuaternario se localiza en la cuenca de Moctezuma al pie de la Sierra Madre Occidental. Un primer episodio corresponde a basaltos toleíticos fisurales de 1.7 Ma (Paz-Moreno, 1992), seguido, más de un millón de años después, por un evento de volcanismo alcalino emplazado a través de cinco conos monogénicos localizados en la parte central de la cuenca, de los cuales una muestra del Cerro Blanco arrojó una edad K/Ar de 0.53 ± 0.2 Ma (Paz-Moreno et al., 1986; Montigny et al., 1987).

CONCLUSIONES

1. A manera de conclusión, se presenta la Tabla 1, en la que se intenta resumir de forma sintética los diferentes eventos geológicos que ocurrieron en Sonora durante el Terciario. En dicho período, la evolución geológica de Sonora está estrechamente ligada al régimen tectónico que prevalece a lo largo de la margen activa del continente norteamericano. Las condiciones de la subducción de la placa Farallón controlan la distribución y la migración del arco magmático, así como el régimen tectónico

Tabla 1: Tabla de recapitulación que sintetiza los eventos geológicos registrados en Sonora durante el Terciario.

Ma	Régimen tectónico	Estilo de la deformación	Plutonismo	Volcanismo		Sedimentación	Metamorfismo
				W	E		
0	Tectónica intracontinental: falla Playacachi	Fallas de desplazamiento lateral derecho en la margen de Sonora y en el golfo de California	Primera corteza oceánica en el Golfo de California	GOLFO Pinacate (alcalino)	SONOORA Moctezuma (toleítico y alcalino)	GOLFO Terrazas marinas	Metamorfismo regional de bajo grado en los sedimentos continentales cenozoicos (Formación Baucarit); zeolitización
0.5	Desprendimiento de Baja California	Extensión a lo largo de la margen del Golfo, basculamiento de bloques hacia el este	(magmatismo toleítico de tipo MORB)	Isia San Esteban (calcialcalino y adakítico)		Transgresión marina y depósitos deltaicos	
5.5	Cese de la subducción y ruptura continental: Provincia extensional del Golfo de California	Extensión		Basaltos costeros			Metamorfismo dinámico a lo largo de cabalgamientos fini-laramídicos en el noroeste
12.5		Fragmentación de la placa Farallón					
14			Granófidio de Empalme	Volcanismo calcialcalino costero (sierra Santa Ursula) y arco Comondú en Baja California: (volcanismo circum-Golfo)	Formación Lista Blanca	Depósitos continentales principalmente conglomeráticos en las cuencas asociadas a los núcleos metamórficos: Fms. Belleza, Tubutama, Magdalena	Metamorfismo de contacto y metasomatismo con desarrollo de skarns en la proximidad de los plutones laramídicos
15			Diques riolíticos	Basalto y andesita basáltica asociados a los depósitos continentales		Depósitos continentales conglomeráticos y lacustres en las cuencas asociadas a los núcleos metamórficos: Fms. Belleza, Tubutama, Magdalena	
20			Diques lamprofílicos calcialcalinos y shoshoníticos	Parte superior del Upper Volcanic Supergroup			Metamorfismo dinámico a lo largo de las fallas normales de bajo ángulo: milonitización
25							
27				Volcanismo félsico de la Sierra Madre Occidental			Metamorfismo dinámico a lo largo de cabalgamientos fini-laramídicos en el noroeste
30				principalmente calcialcalino (parte inferior del Upper Volcanic Supergroup)			
35				Grupo Nacoazari			Metamorfismo de contacto y metasomatismo con desarrollo de skarns en la proximidad de los plutones laramídicos
40							
45			Magmatismo granítico peraluminoso (granito de dos micas)				Metamorfismo dinámico a lo largo de cabalgamientos fini-laramídicos en el noroeste
50							
55			Magmatismo calcialcalino granodiorítico (granito, granodiorita, diorita, tonalita, menor gabro)				Metamorfismo de contacto y metasomatismo con desarrollo de skarns en la proximidad de los plutones laramídicos
60							
65							

intracontinental, en compresión durante la orogénea Laramide y en extensión durante la segunda mitad del Terciario. Algunos autores (Bohannon y Parsons, 1995; Dokka y Ross, 1995; Glazner y Bartlet, 1984) sugieren que el cese de la subducción sea un requisito indispensable para el inicio de la extensión *Basin and Range*. Esta interpretación no concuerda con las edades de deformación registradas en Sonora, donde el inicio de la extensión *Basin and Range* ocurrió cuando la subducción de la placa Farallón estaba todavía activa.

2. El adelgazamiento de la corteza durante el Terciario ocurre a todos los niveles estructurales: en la parte superior, se desarrollaron fallas normales conjugadas de alto ángulo que controlan la formación de cuencas y de *horsts* alargados perpendicularmente a la dirección de extensión. En la parte inferior, principalmente a lo largo del límite entre el dominio frágil y el dominio dúctil, la extensión se manifiesta por fallas normales de bajo ángulo (fallas de despegue), cuyo desplazamiento debe ser acomodado a profundidad por un flujo coaxial permitiendo un adelgazamiento homogéneo. El deslizamiento de la placa superior combinado con un reajuste isostático provocó la exhumación, en diferentes áreas, del bloque de piso y de la misma falla de despegue, generando los complejos de núcleo metamórfico.
3. La ausencia de estructuras asociadas a la extensión *Basin and Range* en la mayor parte de la península de Baja California sugiere que el Escarpe Principal del Golfo de California (*Main Gulf Escarpment*) corresponda al límite occidental de la provincia *Basin and Range* reactivado al inicio de la apertura del golfo de California. También, el Escarpe Principal del Golfo coincide con el eje del arco volcánico Comondú, que representa una zona anómala desde el punto de vista térmico, la cual pudo haber influido y controlado en parte la apertura del Golfo.
4. El volcanismo del Cenozoico post-subducción, a pesar de su variabilidad geoquímica, la cual es reflejo de la diversidad de las fuentes magmáticas y la complejidad de los fenómenos de diferenciación, presenta una evolución espacial y temporal

acorde a la historia tectónica, incluyendo la reciente apertura del golfo de California y la probable presencia de una ventana astenosférica asociada al desgarre de la placa subducida posteriormente al cese de la subducción (Pallares et al., 2007).

AGRADECIMIENTOS

Este artículo se ha beneficiado de los trabajos realizados en el marco de los proyectos CONACYT 36225-T, PAPIIT IN104108 y CONACYT G-49528. Agradecemos a Jesús Vidal-Solano cuya revisión y arbitraje permitieron mejorar sustancialmente el contenido del artículo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Benoit, M.; Bellon, H.; Maury, R.C.; Cotten, J.; Bourgois, J.; y Michaud, F., 2001, Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico—Indicators of EPR subduction below southern Baja California?: *Geology*, v. 29, p. 531–534.
- Anderson, J.L.; Barth, A.P.; y Young, E.D., 1988, Mid-crustal Crataceous roots of Cordilleran metamorphic core complexes: *Geology*, v. 16, núm. 4, p. 366–369.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, *in* Crittenden, M.C., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir 153*, p. 269–283.
- Angelier, J.; Colletta, B.; Chorowicz, J.; Ortlieb, L.; y Rangin, C., 1981, Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 347–357.
- Aragón-Arreola, M.; Morandi, M.; Martín-Barajas, A.; Delgado-Argote, L.; y González-Fernández, A., 2005, Structure of the rift basins in the central Gulf of California—Kinematic implications for oblique rifting: *Tectonophysics*, v. 409, p. 19–38.
- Aragón-Arreola, M., y Martín-Barajas, A., 2007, Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico: *Geology*, v. 35, p. 571–574.
- Aranda-Gómez, J.J.; Henry, C.D.; y Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p. 59–71.
- Aranda-Gómez, J.J.; Henry, C.D.; Luhr, J.F.; y McDowell, F.W., 1997, Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico—A transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field

- and observations on extension related magmatism, in Aguirre-Díaz, G.J.; Aranda-Gómez, J.J.; Carrasco-Núñez, G.; y Ferrari, L., eds., *Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico—A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions, the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 11*, p. 41–84.
- Aranda-Gómez, J.J., y McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range Province of Mexico—Syn-depositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, v. 40, p. 116–134.
- Arriaga-Meléndez, Hilario; Peña-Rocha, Leonel y Gómez-Caballero, J.A., 1985, Resultados de la evaluación de depósitos de boratos del área Tubutama, Sonora: *Geomimet*, v. 141, p. 41–60.
- Atwater, Tanya, 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513–3536.
- Bartolini, C.; Morales-Montaño, M.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1993, Tertiary stratigraphy and geochronology (K-Ar) of the San José de Gracia area, central Sonora, Mexico, in González, C., y Vega, L., eds., *III Simposio de la geología de Sonora y áreas adyacentes: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Libro de resúmenes*, p. 13–15 (resumen).
- Bartolini, C.; Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; y Morales-Montaño, M., 1994, Geochronological contributions to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (“Báucarit Formation”) in Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional (México)*, v. 33, p. 67–77.
- Bartley, J.M., y Wernicke, B., 1984, The Snake Range decollement interpreted as a major extensional shear zone: *Tectonics*, v. 3, p. 647–657.
- Bennett, R.A.; Wernicke, B.P.; Niemi, N.A.; Friedrich, A.M.; y Davis, J.L., 2003, Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data: *Tectonics*, v. 22, doi: 10.1029/2001TC001355.
- Benoit, M.; Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Cotten, J.; Bourgois, J.; y Michaud, F., 2002, Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico—Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window: *Journal of Geology*, v. 110, p. 627–648.
- Boehm, M.C., 1984, An overview of the lithostratigraphy, biostratigraphy, and paleoenvironments of the late Neogene San Felipe marine sequence, Baja California, Mexico, in Frizzell, V.A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, v. 39, p. 253–265.
- Bull, W.B., y Pearthree, P.A., 1988, Frequency and size of Quaternary surface ruptures of the Pitaycachi fault, northern Sonora, Mexico: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 78, p. 965–978.
- Bykerk-Kauffman, A., y Janecke, S.U., 1987, Late Cretaceous to Early Tertiary ductile deformation—Catalina-Rincon metamorphic core complex, southeastern Arizona: *Geology*, v. 15, p. 462–465.
- Calles-Montijo, R., 1999, Evolución tectono-sedimentaria de las cuencas terciarias—Porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua, Sonora central, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestría, 67 p. (inérita).
- Calmus, T.; Poupeau, G.; Defaux, J.; y Labrin, E., 2000, Basin and Range and gulf of California tectonics—Contribution of an apatite fission-track study, in Calmus, T., y Pérez-Segura, E., eds., *Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México, Libro de Resúmenes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional de Noroeste; y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Publicaciones Ocasionales, núm. 2*, p. 13–14 (resumen).
- Calmus, T.; Pérez-Segura, E.; y Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb-Zn ore deposits of San Felipe (Sonora, Mexico)—An example of “detached” mineralization in the Basin and Range Province: *Geofísica Internacional (México)*, v. 35, p. 115–124.
- Calmus, T.; Aguillón-Robles, A.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Benoit, M.; Cotten, J.; Bourgois, J.; y Michaud, F., 2003, Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico—Constraints on their tectonic setting and origin: *Lithos*, v. 66, p. 77–105.
- Calmus, T.; Pallares, C.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Pérez-Segura, E.; Aguillón-Robles, A.; Carreño, A.L.; Bourgois, J.; Cotten, J.; y Benoit, M., 2008, Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in Baja California—An example from Isla San Esteban (Gulf of California, Mexico): *Bulletin Société Géologique de France*, v. 179, núm. 5, p. 465–481.
- Calmus, T.; Poupeau, G.; Defaux, J.; y Labrin, E., 1998, Apatite fission track ages in Sonora, Mexico—A recording of Basin and Range events and opening of the Gulf of California: *GEOS*, v. 18, p. 293 (resumen).
- Calmus, T.; Poupeau, G.; Defaux, J.; y Labrin, E., 2000, Apatite fission track method applied to deciphering of Basin and Range extension and opening of the Gulf of California, Mexico: *International Geological Congress, Río de Janeiro, Brasil*, (publicado en CD-ROM).
- Calmus, T.; Pallares, C.; Maury, R.C.; Aguillón-Robles, A.; Bellon, H.; Benoit, M.; y Michaud, F., 2010, Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora—Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California: *Pure and Applied Geophysics*, doi 10.1007/s00024-010-0204-Z.

- Cameron, K.L.; Nimz, G.J.; Kuentz, D.; Niemeyer, S.; y Gunn, S., 1989, Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico—A link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7817–7840.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Childs, C.; Manzocchi, T.; Walsh, J.J.; Bonson, C.G.; Nicol, A.; y Schöpfer, M.P.J., 2009, A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations: *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 117–127.
- Cochemé, J.J., 1985, Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique, cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos—Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif: Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix Marseille, tesis doctoral, 209 p. (inérita).
- Cochemé, J.J., y Demant, Alain, 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, *in* Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper*, núm. 254, p. 81–94.
- Coney, P.J., 1979, Tertiary evolution of Cordilleran metamorphic core complexes, *in* Armentrout, J.M.; Cole, M.R.; y Terbest, H., Jr., eds., *Cenozoic paleogeography of western United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium*, v. 3, p. 15–28.
- Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes—An overview, *in* Crittenden, M.C., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir* 153, p. 7–31.
- Coney, P.J., y Harms, T.A., 1984, Cordilleran metamorphic core complexes—Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression: *Geology*, v. 12, p. 550–554.
- Crittenden, M.D., Jr., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes of the North America Cordillera—Summary: *Geological Society of America Memoir* 153, p. 485–490.
- Damon, P.E., y Mauger, R.L., 1966, Epeirogeny-orogeny viewed from the Basin and Range Province: *Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME)*, v. 235, p. 99–112.
- Davis, G.H., 1979, Laramide folding and faulting in southeastern Arizona: *American Journal of Science*, v. 279, p. 543–569.
- Davis, G.H., 1980, Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona, *in* Crittenden, M.C. Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir* 153, p. 35–77.
- Davis, G.H., 1983, Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes: *Geology*, v. 11, p. 342–347.
- Davy, P.; Guérin, G.; y Brun, J.P., 1989, Thermal constraints on the tectonic evolution of a metamorphic core complex (Santa Catalina Mountains, Arizona): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 94, p. 425–440.
- Dejong, K.A.; Escárcega-Escárcega, J.A.; y Damon, P.E., 1988, Eastward thrusting, southwestward folding, and westward backsliding in the Sierra La Vibora, Sonora, Mexico: *Geology*, v. 16, p. 904–907.
- De la O-Villanueva, M., 1992, Sedimentología y petrografía de la Formación Báucarit (Mioceno) en la cuenca Tónichi-La Dura, Sonora, México: Linares, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 63 p. (inérita).
- Demant, A.; Cochemé, J.J.; Depretti, P.; y Pigué, P., 1989, Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8, p. 737–748.
- Desonie, D.L., 1992, Geologic and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban—Post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 52, p. 123–140.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geological time, *in* Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 1–16.
- Dickinson, W.R., 1991, Tectonic setting of faulted Tertiary strata associated with the Catalina core complex in southeastern Arizona: *Geological Society of America Special Paper* 264, 106 p.
- Dokka, R.K., y Merriam, R.H., 1982, Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 371–378.
- Drewes, Harald, 1978, The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 641–657.
- Drewes, Harald, 1981, Tectonics of southern Arizona: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1144, 96 p.
- Dumble, E.T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: *Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME)*, v. 29, p. 122–152.
- Eaton, G.P., 1984, The Miocene Great Basin of western North America as an extending back-arc region: *Tectonophysics*, v. 102, núms. 1–4, p. 275–295.
- Eberley, L.D., y Stanley, T.B., Jr., 1978, Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 921–940.
- Elston, W.E., 1984, Subduction of young oceanic lithosphere and extensional orogeny in southwestern North America during mid-Tertiary time: *Tectonics*, v. 3, núm. 2, p. 229–250.
- Engelbreton, 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.

- Frye, K.L., 1975, The geology and mineralization of the Tubutama area, Sonora, Mexico: Universidad de Iowa, tesis de maestría, 103 p. (inédita).
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora—Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388–408.
- Gans, P.B.; Miller, E.L.; McArthur, J.; y Ouldcott, M.L., 1985, Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity—New insights from seismic data: *Geology*, v. 13, p. 189–193.
- Gastil, R.G., y Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 189–198.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, D.; y Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 839–857.
- Gastil, R.G.; Phillips, R.P.; y Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.
- Gómez-Caballero, Arturo; Nieto-Obregón, Jorge; Shafiqullah, Muhammad; Arriaga-M., Hilario; Carrillo, P.A.; y Cerecero-Luna, Miguel, 1981, Miocene borax deposit in the Tubutama area, northwest Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 13, p. 58 (resumen).
- González-León, C.M.; McIntosh, W.C.; Lozano-Santacruz, R.; Valencia-Moreno, M.; Amaya-Martínez, R.; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi quadrangles), northwest Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 600–610.
- Grijalva-Noriega, F.J., y Roldán-Quintana, Jaime, 1998, An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, northwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, núm. 2, p. 145–156.
- Guérin, G., y Brun, J.P., 1990, Kinematics of pre-Miocene ductile deformation in the Santa Catalina core complex and adjacent regions: *Tectonics*, v. 9, p. 1305–1326.
- Gutmann, J.T., 2002, Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism—Eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 113, p. 345–356.
- Gutmann, J.T.; Turrin, B.D.; y Dohrenwend, J.C., 2000, Basaltic rocks from the Pinacate volcanic field yield notably young $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages: *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, v. 81, p. 33–37.
- Haines, S.H., y van der Pluijm, B.A., 2008, Clay quantification and Ar-Ar dating of synthetic and natural gouge—Application to the Miocene Sierra Mazatán detachment fault, Sonora, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 525–538.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, *in* Frizzell, V.A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, v. 39, p. 219–236.
- Haxel, G.B.; Tosdal, R.M.; May, D.J.; y Wright, J.E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona—Thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 631–653.
- Haxel, G.B.; Wright, J.E.; May, D.J.; y Tosdal, R.M., 1980, Reconnaissance geology of the Mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago Reservation, Arizona, *in* Jenney, J.P., y Stone, C., eds., *Studies in western Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 12, p. 17–29.
- Hayes, J.M., 1987, Depositional history of the Upper Cretaceous Fort Crittenden Formation in southeastern Arizona: *Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 315–325.
- Hayes, P.T., y Raup, R.B., 1968, Geologic map of the Huachuca and Mustang Mountains, southeastern Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-509, scale 1:48,000.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range—Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701–704.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, v. 318, p. 1–26, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00304-2.
- Iriondo, A.; Martínez-Torres, L.M.; Punk, M.J.; Atkinson, W.W.; Premo, W.R.; y McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper* 393, p. 631–669.
- Jones, R.W., 1966, Differential vertical uplift—A major factor in the structural evolution of southeastern Arizona: *Arizona Geological Society Digest*, v. 8, p. 97–124.
- Jones, C.H.; Wernicke, B.P.; Farmer, G.L.; Walker, J.D.; Coleman, D.S., et al., 1992, Variations across and along a major continental rift—An interdisciplinary study of the Basin and Range Province, western USA: *Tectonophysics*, v. 213, p. 57–96.
- Jurdy, D.M., 1984, The subduction of the Farallon plate beneath North America as derived from relative plate motions: *Tectonics*, v. 3, p. 107–113.
- Karig, D.E., y Jensky, W., 1972, The Proto-Gulf of California: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 169–174.
- Keith, S.B.; Reynolds, S.J.; Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Livingston, D.E.; y Pushkar, P.D., 1980, Evidence for multiple intrusion and deformation within the Santa Catalina-Rincon-

- Tortolina crystalline complex, southeastern Arizona, *in* Crittenden, M.C., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., Geological Society of America Memoir 153, p. 7–31.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in the northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625–1722.
- Krantz, R.W., 1989, Laramide structures of Arizona, *in* Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 17, p. 463–483.
- Lugo-Zazueta, R.E., 2006, Extensión Basin and Range en la Sierra de Aconchi, Sonora, México—Análisis termocronológico basado en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 77 p. (inédita).
- Lynch, D.J.; Musselman, T.E.; Gutmann, J.T.; y Patchett, P.J., 1994, Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico: Lithos, v. 29, núms. 3–4, p. 295–302.
- McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, *in* Chapin, C.E., y Elston, W.E., eds., Ash-flow tuffs: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113–124.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Amaya-Martínez, Ricardo, 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1349–1360.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 521–531.
- McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 2005, Mesozoic basin formation, mass-gravity sedimentation, and inversion in northeastern Sonora and southeastern Arizona, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 481–507, doi: 10.1130/2005.2393(18).
- Malavielle, J., 1987, Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range: Journal of Structural Geology, v. 9, núms. 5–6, p. 541–554.
- Martin-Barajas, A.; Stock, J.M.; Layer, P.; Hausback, B.; Renne, P.; y López-Martínez, M., 1995, Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 407–424.
- Michaud, F.; Sosson, M.; Royer, J.Y.; Chabert, A.; Bourgois, J.; Calmus, T.; Mortera, C.; Bigot-Cormier, F.; Bandy, W.; Dymont, J.; Pontoise, B.; y Sichler, B., 2004, Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate—The Tosco-Abreojos fault revisited: Geophysical Research Letters, v. 31, LO8604, doi: 10.1029/2004GLO19665.
- Michaud, F.; Calmus, T.; Royer, J.Y.; Sosson, M.; Bandy B.; Mortera-Gutiérrez, C.; Dymont, J.; Bigot-Cormier, F.; Chabert, A.; y Bourgois, J., 2007, Right-lateral active faulting between southern Baja California and the Pacific plate—The Tosco-Abreojos fault, *in* Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego A. F., eds., Geology of México—Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper 422, p. 287–300, doi: 10.1130/2007.2422(09).
- Miller, E.L.; Gans, P.B.; y Garing, J., 1983, The Snake Range décollement, an exhumed mid-Tertiary ductile-brittle transition: Tectonics, v. 2, p. 239–263.
- Miranda-Gasca, M.Á., y De Jong, K.A., 1992, The Magdalena mid-Tertiary extensional basin, *in* Clark, K.F.; Roldán-Quintana, Jaime; y Schmidt, R.H., eds., Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental, Mexico: The El Paso Geological Society, Guidebook for the 1992 Field Conference, p. 377–384.
- Miranda-Gasca, M.Á.; Gómez-Caballero, J.A.; e Eastoe, Chris, 1998, Borate deposits of northern Sonora, Mexico—Stratigraphy, tectonics, stable isotopes and fluid inclusions: Economic Geology, v. 93, p. 510–523.
- Miranda-Gasca, M.Á., y Quiroz, F.R., 1988, Vulcanismo alcalino bimodal asociado a la tectónica de cuencas y sierras en la región de Magdalena de Kino, Sonora, México: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 9, México, D.F., p. 35 (resumen).
- Molina-Garza, R.S.; Chávez-Cabello, G.; Iriando, A.; Porras-Vázquez, M.A.; y Terrazas-Calderón, G.D., 2008, Paleomagnetism, structure and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Cerro Mercado pluton, Coahuila—Implications for the timing of the Laramide orogeny in northern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, núm. 2, p. 284–301.
- Montigny, R.; Demant, A.; Delpretti, P.; Pigué, P.; y Cochemé, J.J., 1987, Chronologie K/Ar des séquences volcaniques tertiaires du Nord de la Sierra Madre Occidentale (Mexique): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), v. 304, p. 987–992.
- Moore, D.G., 1973, Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 1383–1906.
- Mora-Alvarez, G., y McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Úrsula of western Sonora, Mexico, *in* Delgado-Granados, Hugo; Aguirre-Díaz, Gerardo; y Stock, J.M., eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334, p. 123–141.

- Münch, P., 1993, Pétrologie et géochimie des tufs et des roches volcano-détritiques des bassins miocènes dans la région du Sonora, Mexique—Contribution à l'étude du métamorphisme de très bas degré en contexte distensif: Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille III, tesis doctoral, 215 p. (inédita).
- Nagy, E.A.; Grove, M.; y Stock, J.M., 1999, Age and stratigraphic relationships of pre- and syn-rift volcanic deposits in the northern Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 93, p. 1–30.
- Neuhaus, J.R., 1989, Volcanic and nonmarine stratigraphy of southwest Isla Tiburón, Gulf of California, Mexico: San Diego, San Diego State University, tesis de maestría, 170 p. (inédita).
- Nourse, J.A., 1989, Geological evolution of two crustal scale shear zones—The Magdalena metamorphic core complex: Pasadena, California Institute of Technology, tesis doctoral, 396 p. (inédita).
- Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora, Mexico, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions through the Sonora Desert region, Arizona and Sonora: Geological Survey of Arizona Special Paper 7*, p. 155–164.
- Nourse, J.A.; Anderson, T.H.; y Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 13, p. 1161–1182.
- Ortlieb, L., y Colletta, B., 1984, Síntesis cronoestratigráfica sobre el Neógeno y el Cuaternario marino de la cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur, México, in Malpica-Cruz, V.; Celis-Gutiérrez, S.; Guerrero-García, J.C.; y Ortlieb, L., eds., *Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, p. 241–268.
- Oskin, M.E., 2002, Tectonic evolution of the northern Gulf of California, Mexico, deduced from conjugate rifted margins of the Upper Delfin Basin: Pasadena, California Institute of Technology, tesis doctoral, Part I, 487 p. (inédita).
- Oskin, M., y Stock, J., 2003, Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin basin, northern Gulf of California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, núm. 10, p. 1173–1190.
- Oskin, M.; Stock, J.; y Martín-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, v. 29, p. 459–462.
- Pallares, C.; Bellon, H.; Calmus, T.; Maury, R.; y Aguilón-Robles, A., 2004, Volcanismo calco-alcalino y adakítico Plioceno de la isla San Esteban, Golfo de California, México, in Frías-Camacho, V.M.; Silva-Corona, J.; y Orozco-Esquível, M.T., eds., *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes*, p. 271–272.
- Pallares, C., 2007, Diversité du volcanisme miocène à quaternaire post-subduction de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie (Mexique)—rôle de la déchirure de la plaque Farallon: Brest, Francia, Université de Bretagne Occidentale, tesis doctoral, 211 p. (inédita).
- Pallares, C.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Royer, J.Y.; Calmus T.; Aguilón-Robles, A.; Cotten, J.; Benoit, M.; Michaud, F.; y Bourgois, J., 2007, Slab tearing following ridge-trench collision—Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 161, p. 95–117.
- Paz-Moreno, F., 1992, Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'État du Sonora (nord-ouest du Mexique)—Évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques: Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille, tesis doctoral, 196 p. (inédita).
- Paz-Moreno, F.; Cochemé, J.J.; Demant, A.; y Pigué, P., 1986, Le champ basaltique quaternaire de Moctezuma, Sonora (Mexique): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, v. 303, p. 701–706.
- Paz-Moreno, F.; Demant, A.; Cochemé, J.J.; Dostal, J.; y Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field—A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, in Johnson, S.E.; Patterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; y Martín-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374*, p. 439–455.
- Pérez-Segura, Efrén; Cheilletz, Alain; Herrera-Urbina, Saúl; y Hanes, Y.H., 1996, Geología, mineralización, alteración hidrotermal y edad del yacimiento de oro de San Francisco, Sonora—Un depósito mesothermal en el noroeste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, núm. 1, p. 66–89.
- Price, R.A., y Mountjoy, E.W., 1970, Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers—A progress report: *Geological Association of Canada Special Paper 6*, p. 7–25.
- Pubellier, M., 1987, Relations entre domaines cordillérais et mésogéen au nord du Mexique; étude géologique de la vallée de Sahuaripa, Sonora central: Paris, Université Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 219 p. (inédita).
- Rangin, C., 1977, Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 1, p. 44–47.
- Rangin, C., 1982, Contribution à l'étude géologique du système cordillérais mésozoïque du nord-ouest du Mexique: Paris, Université Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 588 p. (inédita).
- Rangin, C., 1986, Contribution à l'étude géologique du système cordillérais mésozoïque du nord-ouest du Mexique—une coupe de la Basse Californie centrale à la Sierra Madre Occi-

- dentale en Sonora: Société Géologique de France, Mémoire 148, 136 p.
- Ransome, F.L., 1904, Description of the Bisbee quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 21, 167 p.
- Richard, D., 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale—Plutonisme et gisements de tungstène de l'État de Sonora (Mexique): Universidad Paris-Sud, centre d'Orsay, tesis doctoral, 745 p. (inédita).
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994, Geología del área del Tehuachi, Estado de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, núm. 1, p. 11–28.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1999, Cretaceous-Tertiary detachment surface—Cerro El Vigía structural block in the Banámichi-San Antonio region, central Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 16, p. 63–72.
- Rogers, G.; Saunders, A.D.; Terrell, D.J.; Verma, S.P.; y Marriner, G.F., 1985, Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico: Nature, v. 315, p. 389–392.
- Roldán-Quintana, J.; Mora-Klepeis, G.; Calmus, T.; Valencia-Moreno, M.; y Lozano-Santa Cruz, 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, v. 21, núm. 3, p. 320–334.
- Saunders, A.D.; Rogers, G.; Marriner, G.F.; Terrell, D.J.; y Verma, S.P., 1987, Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico—Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 223–245.
- Sawlan, M.G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California rift, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 301–369.
- Sawlan, M.G., y Smith, J.G., 1984, Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V.A., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 237–251.
- Shafiqullah, M.; Damon, P.E.; Lynch, D.J.; Kuck, P.H.; y Rehrig, W.A., 1978, Mid-Tertiary magmatism in southeastern Arizona, in Callender, J.F.; Wilt, J.C.; y Clemens, R.E., eds., New Mexico Geological Society 29th Field Conference Guidebook: Albuquerque, New Mexico Geological Society, p. 231–242.
- Shafiqullah, Muhammad; Damon, P.E.; Lynch, D.J.; Reynolds, S.J.; Rehrig, W.A.; y Raymond, R.H., 1980, K-Ar geochronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent area, in Jenney, J.P., y Stone, C., eds., Studies in western Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 12, p. 201–260.
- Sheridan, M.; Wilson, T.; y Johnpeer, G.D., 1979, Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, p. 1–15.
- Smith, J.T., 1991, Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, p. 637–666.
- Sonder, L.J., y Jones, C.H., 1999, Western United States extension—How the West was widened: Annual Review of Earth Planetary Sciences, v. 27, p. 417–462.
- Sosson, M., 1989, Déformation ductile crétacé supérieur à paléogène dans le SE de l'Arizona (Dragoon Mountains)—Conséquences sur la genèse des noyaux métamorphiques: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), v. 308(II), p. 871–878.
- Sosson, M., y Bouroz, C., 1989, Sur l'existence de deux directions de compression crétacé supérieur à paléogène dans l'ouest américain (E-U): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), v. 309(II), p. 1231–1238.
- Spencer, J.E., 1984, Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults: Geology, v. 12, p. 95–98.
- Spencer, J.E., y Reynolds, S.J., 1989, Middle Tertiary tectonics of Arizona and adjacent areas, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 17, p. 539–574.
- Spencer, J.E., y Reynolds, S.J., 1991, Tectonics of mid-Tertiary extension along a transect through west-central Arizona: Tectonics, v. 10, p. 1204–1221.
- Stewart, J.H., y Roldán-Quintana, James, 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.
- Stewart, J.H.; Poole, F.G.; Ketner, K.B.; Madrid, R.J.; Roldán-Quintana, Jaime; y Amaya-Martínez, Ricardo, 1990, Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonora Desert region, Arizona and Sonora: Geological Survey of Arizona Special Paper 7, p. 183–202.
- Stock, J.M., 2000, Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California, in Delgado-Granados, Hugo; Aguirre-Díaz, Gerardo; y Stock, J.M., eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 334, p. 143–156.
- Stock, J.M., y Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California, and the transfer of Baja California to the Pacific plate: Tectonics, v. 8, p. 99–116.
- Stock, J.M., y Molnar, P., 1988, Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America

- relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates: *Tectonics*, v. 6, p. 1339-1384.
- Suter, Max, 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, *in* Slemmons, D.B.; Engdahl, E.R.; Zoback, M.D., y Blackwell, D.D., eds., *Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology, Decade Map Vol. 1*, p. 401-421.
- Suter, Max, 2001, The historical seismicity of northeastern Sonora and northwestern Chihuahua, Mexico (28-32°N, 106-11°W): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 521-532.
- Suter, Max, y Contreras, Juan, 2002, Active tectonics of northeastern Sonora, Mexico (southern Basin and Range Province) and the 3 may 1887 M_w 7.4 earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 92, p. 581-589.
- Swanson, E.R., y McDowell, F.W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental Volcanic Field, western Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8787-8799.
- Taliaferro, N., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora: *Journal of Geology*, v. 41, p. 12-37.
- Thompson, G.A., y Zoback, M.L., 1979, Regional geophysics of the Colorado Plateau: *Tectonophysics*, v. 61, p. 149-181.
- 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 petro-tectonic fingerprinting: University of California, Santa Barbara, tesis de maestría, 55 p. (inédita).
- Vega-Granillo, Ricardo, 1996a, La Sierra de Mazatán, Sonora, México—Geología y análisis estructural de un complejo metamórfico en la parte sur de la Provincia “Basin and Range”: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestría, 128 p. (inédita).
- Vega-Granillo, Ricardo, 1996b, Geología de la Sierra de Mazatán: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 13, p. 89-102.
- Vega-Granillo, R.; de la O-Villanueva, M.; Vega-Granillo, L.; y Araux-Sánchez, E., 2004, Geología urbana y riesgos geológicos de la región de Guaymas y San Carlos, Sonora: Hermosillo, Editorial Universidad de Sonora, Colección Textos Académicos, 205 p.
- Vega-Granillo, Ricardo, y Calmus, Thierry, 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico)—Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, núm. 4, p. 193-204.
- Vidal-Solano, J., 2005, Le volcanisme hyperalcalin d'âge miocène moyen du nord-ouest du Mexique (Sonora)—Minéralogie, géochimie, cadre géodynamique: Université Paul Cézanne Aix-Marseille III, tesis doctoral, 256 p. (inédita).
- Vidal-Solano, J.; Paz-Moreno, F.A.; Iriondo, A.; Demant, A.; y Cochemé, J.J., 2005, Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, Mexico): Geodynamic implications: *Comptes Rendus Géoscience*, v. 337, núm. 16, p. 1421-1430.
- Vidal-Solano, J.R.; Demant, A.; Paz-Moreno, F.A.; Lapierre, H.; Ortega-Rivera, M.A.; y Lee, J.K., 2008, Insight into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico—Geochronology and petrochemistry of the Miocene volcanic sequences from the Pinacate area (Sonora): *Geological Society of America Bulletin*, v.120, p. 691-708.
- Vidal-Solano, J.; Paz Moreno, F.A.; Demant, A.; y López-Martínez, M., 2007, Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central—Revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, p. 47-67.
- Ward, P.L., 1991, On plate tectonics and the geological evolution of southwestern North America: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 12479-12496.
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range province—Nappe tectonics in an extended orogen: *Nature*, v. 291, p. 645-648.
- Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 108-125.
- Wernicke, B., 1992, Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera, *in* Burchfiel, B.C.; Lipman, P.W.; y Zoback, M.L., eds., *The Cordilleran Orogen—Conterminous U.S., The Geology of North America G-3: Boulder, Colorado, Geological Society of America*, p. 553-581.
- Wong, M.S., y Gans, P.B., 2003, Tectonic implications of Early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico: *Geology*, v. 31, p. 953-956.
- Wong, M.S., y 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*, v. 27, TC4013, doi: 10.1029/2007TC002173.
- Wong, M.S.; Gans, P.B.; y Roldán-Quintana, Jaime, 2002, Early Miocene large-magnitude extension in the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 34, núm. 6, p. 44 (resumen).
- Zanchi, A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico—From basin and range extension to transtensional tectonics: *Journal of Structural Geology*, v.16, p. 1619-1639.
- Zoback, M.L., Anderson, R.E., y Thompson, G. A., 1981, Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300, núm. 1454, Extensional Tectonics Associated with Convergent Plate Boundaries, p. 407-434.

GLOSARIO

- Detachment.** Separación, despegamiento. Nombre dado a fallas normales de ángulo bajo que separan los bloques superior e inferior en un complejo de núcleo metamórfico. Se considera que dichos bloques se hayan desplazado muchos kilómetros uno con respecto al otro.
- Domo.** Estructura morfológica de dimensión kilométrica, formada a partir de un pliegue levantado o anticlinal con una forma casi simétrica, circular o elíptica.
- Dúctil (carácter).** Se refiere a deformación sin desarrollo de fracturas a la escala de grano. Generalmente el comportamiento dúctil de las rocas ocurre a temperaturas mayores que 350°C. Usualmente, se requiere al menos 10 km de profundidad para alcanzar las condiciones de temperatura donde los minerales comunes, como el cuarzo, se comporten de manera dúctil.
- Estructura *Basin and Range*.** Estructura regional dominada por bloques montañosos limitados por fallas que están separados por cuencas rellenas con sedimentos detríticos fluviolacustres. '*Basin and range*' es un término geológico para un tipo de topografía caracterizada por una serie de relieves montañosos paralelos, separados por amplios valles limitados por fallas. La provincia *Basin and Range* es una gran provincia fisiográfica que incluye partes del suroeste de los Estados Unidos y noroeste de México y que se caracteriza por una topografía de sierras y valles paralelos.
- Frágil (comportamiento).** Se refiere a la deformación que ocurre mediante fracturas a escala de grano o mayor. Este tipo de deformación generalmente ocurre en los 10 km superiores de la corteza.
- Graben.** Bloque de la corteza generalmente con mayor longitud que anchura, limitado por fallas de rumbo similar, que ha descendido en relación con los bloques que lo limitan a cada lado.
- Horst.** Bloque de corteza terrestre limitado por fallas y que permanece más alto que los bloques hundidos (*grabens*) que lo limitan en ambos lados.
- Laramide.** Una época orogénica típicamente desarrollada en el este de las Montañas Rocallosas. Se divide en fases que se extienden desde el Cretácico Tardío hasta el fin del Paleoceno (Dictionary of Geology and Mineralogy).
- Lineación de estiramiento.** Lineación definida por granos de minerales deformados y elongados. También, puede ser definida por objetos deformados, como los clastos de un conglomerado.
- Milonita.** Roca fuertemente deformada en una zona de cizalla dúctil, comúnmente con una foliación bien desarrollada (denominada milonítica) y usualmente con lineación de estiramiento. Las milonitas originalmente se concibieron como una roca de falla frágil, pero ahora el término se restringe a rocas que se forman por procesos de deformación dúctil o cristalplástica (Passchier y Trouw, 1996).
- Protomilonita.** Roca débil a moderadamente deformada en una zona de cizalla, transicional entre una roca encajonante no deformada y una mesomilonita. Milonita con 10 a 50% de matriz (recristalizada).
- Recristalización dinámica.** Es una recristalización que ocurre durante una fase de deformación en condiciones de temperatura mayores que la de la diagénesis. Generalmente conlleva la reducción del tamaño de grano, contrario al efecto causado por la recristalización estática, producida sólo por aumento de temperatura (sin deformación) y que produce un incremento del tamaño de grano.
- Semigraben.** Bloque de corteza limitado por fallas normales donde uno de los bloques en contacto con él desciende, mientras que el otro se eleva.
- Sintectónico.** Se refiere al evento o proceso geológico que ocurre contemporáneamente con la actividad tectónica.
- Tafrogenia.** Tipo de orogenia que forma valles tipo *rift* por tensión (Dictionary of Geological Terms). Los fenómenos de *rift* están caracterizados por fallamiento de bloques y subsidencia asociada. También, se conoce como tafrogénesis (Dictionary of Geology and Mineralogy).

Ultramilonita. Milonita con 90–100% de matriz de grano muy fino, formada por recristalización dinámica.

Zona de cizalla. Zona plana de deformación relativamente intensa. En esta zona se concentra la de-

formación causada por el movimiento relativo de dos bloques rígidos. Una falla es un tipo de zona de cizalla. Esta estructura puede tener desde unos cuantos milímetros hasta más de un kilómetro de espesor.

Vega-Granillo, E.L.; Cirett-Galán, Samantha; De la Parra-Velasco, M.L.; y Zavala-Juárez, Raúl, 2011, Hidrogeología de Sonora, México, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 8, p. 267–298, 12 figs., 2 tablas.

Capítulo 8

HIDROGEOLOGÍA DE SONORA, MÉXICO

*Eva Lourdes Vega-Granillo**,
*Samantha Cirett-Galán**,
*María Luisa de la Parra-Velasco** y
*Raúl Zavala-Juárez**

RESUMEN

El estado de Sonora se ubica en una franja que incluye a los grandes desiertos del mundo, la cual se caracteriza por cambios climáticos extremos, con valores altos de temperatura y evaporación y bajos de precipitación, escurrimiento e infiltración. La precipitación promedio anual en Sonora es de 336 mm, que resulta muy baja comparada con las de Tabasco (2,318 mm), Chiapas (2,093 mm) y Campeche (1,641 mm) en el sureste de México. Adicionalmente, si se compara la lámina anual precipitada con la evaporada de 2,254 mm, se tienen por tanto, escurrimientos mínimos, por lo que la mayoría de los ríos y arroyos permanecen secos durante gran parte del año. El producto de la lámina anual por la superficie del Estado, da un volumen precipitado de 64,894 Mm³ (millones de metros cúbicos), del cual se evaporan 58,095 Mm³ (89.52%), escurren 4,444 Mm³ (6.85%) y se infiltran para recargar los acuíferos 2,355 Mm³ (3.63%).

La escasez de agua superficial en Sonora provoca que el recurso subterráneo sea la principal fuente de suministro. En la actualidad, debido a un manejo no sustentable, los acuíferos ubicados a lo largo de la costa se encuentran en estado de sobreexplotación y con problemas de intrusión salina.

Del balance entre descarga y recarga se concluye que de los 15 acuíferos estudiados por la Comisión Nacional del Agua, 11 de ellos presentan déficit de agua, siendo los más afectados los de la Costa de Hermosillo, Valle del Mayo y Río Sonora. Los acuíferos bajo los ríos Yaqui, Cocoraque, Fronteras y Moctezuma, aun tienen agua subterránea disponible.

Se ha determinado que los contaminantes principales del agua subterránea son desechos industriales, agrícolas, mineros e intrusión salina. Entre los contaminantes detectados se encuentra arsénico, bario, manganeso, compuestos nitrogenados, plaguicidas y sales.

Palabras clave: Hidrogeología, Sonora, México.

* Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Rosales y Blvd. Luis Encinas,
Hermosillo, Sonora 83000.
E-mail: (lvega@geologia.uson.mx)

ABSTRACT

The state of Sonora is located along a strip that includes the great deserts of the world, which is characterized by extreme climate changes, with high values of temperature and evaporation and low rates of rainfall, runoff and infiltration. The average annual precipitation of Sonora is 336 mm, which is very low compared with those in Tabasco (2,318 mm), Chiapas (2,093 mm) and Campeche (1,641 mm) of southeastern Mexico. Considering that in Sonora the annual evaporation amount is about 2,254 mm, the runoff is virtually minimal, therefore the majority of the rivers and streams remain dry most of the year. Based on the surface of Sonora, the precipitation volume is 64,894 Mm³ (millions of cubic meters), from which 58,095 Mm³ (89.52%) evaporate, 4,444 Mm³ (6.85%) drain off and 2,355 Mm³ (3.63%) infiltrate to recharge aquifers

The scarcity of surface water in Sonora causes that the underground resource is the main source of supply. At present, due to unsustainable management, aquifers located along the coast are in a state of overexploitation and present saline invasion problems.

From the groundwater balance between discharge and recharge it can be concluded that from the 15 aquifers studied by the Comisión Nacional del Agua (National Water Commission), 11 have water deficit, being the most affected those of the Costa de Hermosillo, Valle del Mayo and Rio Sonora. The aquifers below the Yaqui, Cocoraque, Fronteras, and Moctezuma rivers, still have groundwater available.

Major pollutants of the groundwater are industrial, agricultural and mining waste, along with saline intrusion. Among the contaminants detected are arsenic, barium, manganese, nitrogen compounds, pesticides and salts.

Keywords: Hydrogeology, Sonora, México.

INTRODUCCIÓN

El estado de Sonora comprende varias zonas hidrogeológicas, que varían desde el desierto al NW hasta las regiones montañosas en la porción oriental del Estado. Los principales ríos, el Yaqui y el Sonora, presentan direcciones de flujo de N a S, modificando su curso en la porción central del Estado, hacia el Golfo de California al poniente. El río más caudaloso, el Yaqui, que con sus tributarios (Aros, Bavispe, Fronteras y Moctezuma) se ubica en la provincia hidrogeológica de la Sierra Madre Occidental, tiene una longitud de 680 km y la cuenca hidrológica donde se ubica, aporta el 82% del escurrimiento en Sonora. Otros ríos de menor caudal son los fronterizos: Colorado, Santa Cruz y San Pedro y los ríos Concepción, Sonora, Mátape y Mayo, que nacen en las provincias hidrogeológicas Cuencas Aluviales del Norte y Sierra Madre Occidental y vierten sus aguas hacia el Golfo de California, siendo la mayoría captadas por presas. Las presas con mayor capacidad

de almacenamiento, que son hidroeléctricas y se usan para riego agrícola, son la Lázaro Cárdenas, Plutarco Elías Calles y Álvaro Obregón, que se localizan sobre el río Yaqui y se utilizan para riego agrícola y generar energía eléctrica (Figura 1).

El clima refleja las condiciones atmosféricas promedio más representativas a lo largo del tiempo y se expresa generalmente en términos de lluvia y temperatura. En Sonora, el clima varía de muy seco (San Luis Río Colorado, Caborca) a seco (Hermosillo, Cd. Obregón) en la zona costera, de seco a semiseco en la región intermontana y fronteriza (Sahuaripa, Nogales) y de subhúmedo a templado en las partes altas montañosas (Yécora) (INEGI, 2000). La época más cálida en Sonora es del 15 de junio al 15 de julio y la más fría del 15 de diciembre al 15 de enero. En un análisis climatológico del Estado (1968-2002), se reporta que 1984 fue el año más lluvioso con 581.5 mm y 1998 el menos lluvioso, con 242.5 mm. Un factor favorable para las precipitaciones, son los ciclones tropicales que ingre-

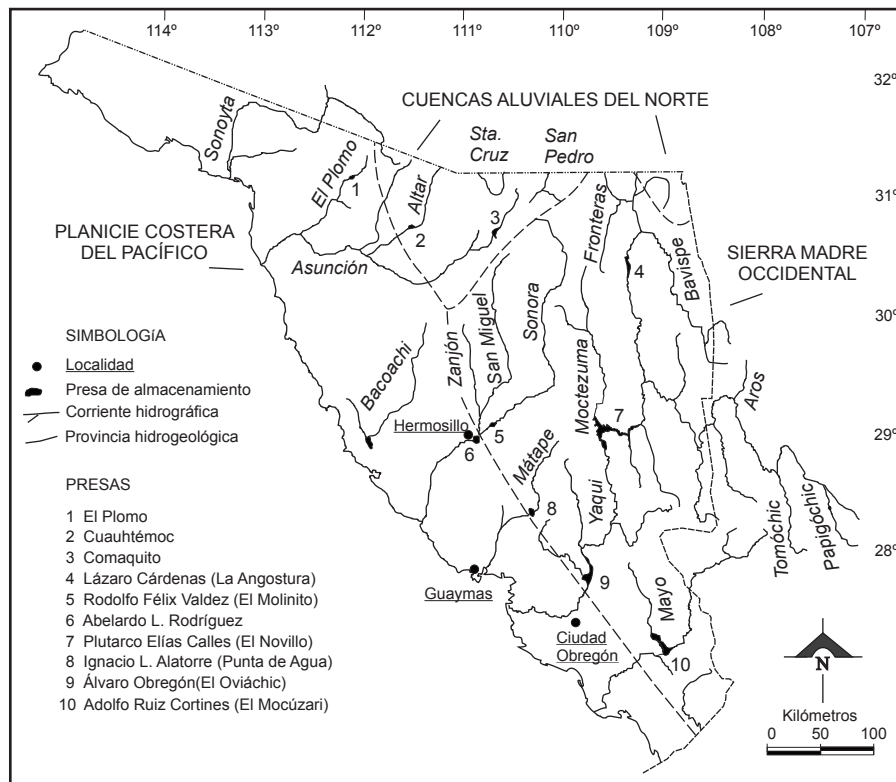


Figura 1. Ríos y provincias hidrogeológicas de Sonora.

san a Sonora provenientes del Pacífico oriental y que se presentan de agosto a octubre. La distribución histórica (1949-2004) señala 24 ciclones, que equivale a 1 ciclón cada 2.33 años. Las temperaturas en el Estado, en ocasiones son extremas, como la máxima registrada en Hermosillo de 48.5°C en julio de 1998, y la mínima de -3.0°C en enero de 1971 (Barrón-Félix, 2005).

La observación, vigilancia y medición constante de las condiciones atmosféricas está a cargo del Servicio Meteorológico Nacional, que en Sonora cuenta con alrededor de 150 estaciones climatológicas, cinco observatorios, una radiosonda y un radar. Para el presente estudio, fueron seleccionadas 11 estaciones climatológicas por su distribución a lo largo del Estado, analizando los datos existentes de los años de 1980 a 2004 (Tabla 1).

La precipitación media anual en Sonora es de 336 mm (1980–2004), en un rango de 70 a 500 mm (Tabla 1). Las lluvias más abundantes ocurren durante el verano, en los meses de julio a septiembre, en tanto que las menos copiosas, generalmente se presentan en mayo (Figura 2). En las estaciones analizadas, la distribución

estacional de las lluvias fue de: EFM = 15%, AMJ = 5%, JAS = 58% y OND = 22%. En el periodo analizado, se reportó una precipitación máxima de 789.9 mm (2000) en la estación Bacanuchi, mientras que la mínima fue de 31.2 mm (2001) en la estación Agua Prieta.

El mapa de isoyetas muestra que los menores volúmenes precipitados ocurren en patrones paralelos a la planicie costera del Golfo de California y se van incrementando hacia la zona montañosa de la Sierra Madre Occidental, en la porción oriental del Estado (Figura 3).

Considerando los datos de las estaciones, se obtuvo una temperatura promedio anual de 21°C en Sonora (Tabla 1). Los extremos históricos (1980–2004) muestran que la temperatura máxima fue de 48.0°C registrada en las estaciones Caborca (junio, 1981) y Palo Verde (junio, 1980) y la mínima de -10.0°C, captada por el termómetro de la estación Nogales (diciembre, 1987). La temperatura es un factor que influye sobre la evaporación y la precipitación. La evaporación potencial en las estaciones analizadas, puede ser hasta seis veces mayor que la precipitación (Tabla 1), calculándose el promedio anual en el Estado en 2,254 mm. El patrón de compor-

Tabla 1. Registro meteorológico de las estaciones.

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	COORDENADAS		AÑOS DE REGISTRO	PRECIPITACIÓN	TEMPERATURA	EVAPORACIÓN
	GEOGRÁFICAS			(PROMEDIO ANUAL)		
	X	Y		(mm)	(°C)	(mm)
Agua Prieta	636366	3467246	80-04	377	18	2165
Bacadéhuachi	665970	3293986	80-04	487	20	1849
Bacanuchi	523958	3388442	80-02	494	18	1791
Caborca	389368	3398524	80-04	310	22	2421
El Carrizal	428612	3218182	80-00	161	22	2678
El Orégano	527535	3233694	80-01	411	23	1763
Navojoa	653684	2996444	80-04	441	24	2536
Nogales	504757	3466360	87-04	486	18	1895
Palo Verde	462916	3185712	82-04	230	23	2599
Pto. Peñasco	257285	3465472	86-04	74	23	2319
Sonoyta	324988	3526962	80-04	220	22	2774
PROMEDIO				336	21	2254

CONAGUA (2006)

tamiento de la evaporación, sin embargo, ocurre en sentido contrario al de la lluvia, evaporándose los mayores volúmenes en la planicie costera del Golfo de California y los menores hacia las partes topográficamente altas del Estado, en la Sierra Madre Occidental (Figura 4).

Los datos de precipitación, temperatura y evaporación muestran que la región está caracterizada por cambios climáticos extremos, típicos de la franja donde se ubican los grandes desiertos del mundo.

El desarrollo del estado de Sonora requiere agua para todas sus actividades. Es evidente que se usarán en primer término, los recursos superficiales que, sin embargo, no se han manejado adecuadamente, ya que existe preocupación porque no llueve, pero cuando sucede, no se toman medidas para retener el recurso, cosechar o reusar el agua.

La escasez de agua superficial y su contaminación hace que el recurso subterráneo cobre gran importancia. Por ello, en este artículo, se describe de manera sucinta los acuíferos, así como su ubicación en las regiones hidrológicas (superficie) y en las provincias hidrogeológicas (subsuelo). Se ha tratado de incluir la

información más reciente de los principales acuíferos de Sonora, dividida por temas que incluyen: hidrología superficial, hidrogeología, parámetros hidrogeológicos, y disponibilidad y calidad de agua.

REGIONES HIDROLÓGICAS Y PROVINCIAS HIDROGEOLÓGICAS

México se ha dividido en 37 regiones hidrológicas que contienen cuencas cuyas aguas drenan hacia las vertientes occidental, oriental e interior. Estas regiones han sido agrupadas por la Comisión Nacional del Agua en 13 regiones hidrológico-administrativas, formadas por agrupaciones de cuencas que respetan los límites municipales, para facilitar la integración de información socioeconómica (CONAGUA, 2010).

Sonora se ubica en la Región II Noroeste, que comprende cinco regiones hidrológicas: RH-7, 8, 9, 10 y 34 (Figura 5), siendo las cuatro primeras cuencas exorreicas de la vertiente occidental que drenan sus aguas hacia el Golfo de California, y la última es una pequeña parte de una cuenca endorreica de la vertiente interior, que drena hacia el estado de Chihuahua.

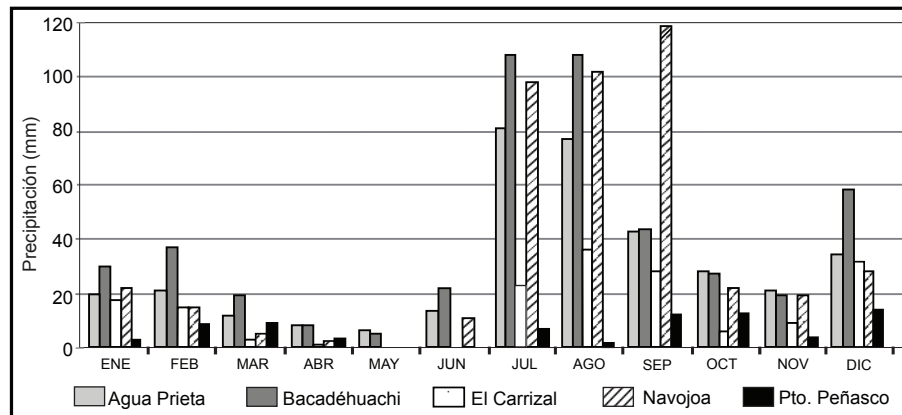


Figura 2. Precipitación promedio mensual (mm).

La región más importante es la RH-9 Sonora Sur, ya que tiene un área de 117,363 km² y aporta el 76% del volumen total precipitado al año, así como el 82% del escurrimiento total registrado en el Estado. Por otra parte, la RH-8 Sonora Norte recibe el 17% de la precipitación anual del Estado; sin embargo, el escurrimiento es mayor en la RH-10 Sinaloa, que representa el 9.6% del total anual (Tabla 2).

A diferencia de las provincias fisiográficas, en cuya formación influyen la tectónica, las estructuras, la litología, la erosión y la sedimentación, la clasificación de provincias hidrogeológicas se debe no sólo a la fisiografía y homogeneidad geológico-estructural, sino a propiedades hidráulicas de los materiales, como la capacidad de transmitir (permeabilidad, conductividad hidráulica, transmisividad) y almacenar (coeficiente de almacenamiento, porosidad, rendimiento específico) un fluido.

Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993-1994) propusieron 11 provincias hidrogeológicas para México, de las cuales tres se ubican en Sonora: Planicie Costera del Pacífico, Sierra Madre Occidental y Cuencas Aluviales del Norte; su límite aproximado se muestra en algunas figuras. A continuación se describe brevemente cada una de ellas.

PLANICIE COSTERA DEL PACÍFICO

Esta provincia tiene un área total de 104,491 km², cubriendo alrededor del 46% del estado de Sonora. Comprende la parte occidental de los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit. Limita al N con los EUA, al S y

W con el Océano Pacífico, y al E con la Sierra Madre Occidental. En Sonora incluye parte de las provincias fisiográficas Llanura Sonorense y Llanura Costera del Pacífico. Las elevaciones topográficas van desde el nivel del mar hasta los 1,190 msnm en la Sierra del Pinacate, en la porción noroeste del Estado.

Esta provincia tiene forma alargada y contiene planicies costeras formadas por sedimentos arenosos que se introducen al continente, los cuales sobreyacen a rocas intrusivas y metamórficas del Mesozoico y a rocas volcánicas del Cenozoico. Los sedimentos provienen de los ríos que bajan de la Sierra Madre Occidental hacia el Golfo de California. Estos ríos formaron deltas en la costa, siendo los más grandes los de los ríos Yaqui y Fuerte hacia el N y el del Río Grande de Santiago hacia el S.

Los acuíferos más importantes de Sonora se asocian precisamente a estos deltas cercanos a los litorales. Los mayores espesores se ubican en sedimentos continentales y marinos, intercalados con derrames basálticos, con buena porosidad y permeabilidad. Subyaciendo a los acuíferos aluviales, se encuentra la Formación Báucarit, constituida por conglomerados de origen continental, con una permeabilidad de media a baja, disminuida por el contenido de arcillas compactas.

La transmisividad de los acuíferos varía de 0.00011574 a 0.0011574 m²/s, su conductividad hidráulica de 5.78 X 10⁻⁵ a 0.0011574 m/s, su lámina de recarga de 5-50 mm/a y su producción o gasto por pozo, de 5-150 L/s. Los niveles estáticos están a más de 100 m de profundidad (Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1991-1994).

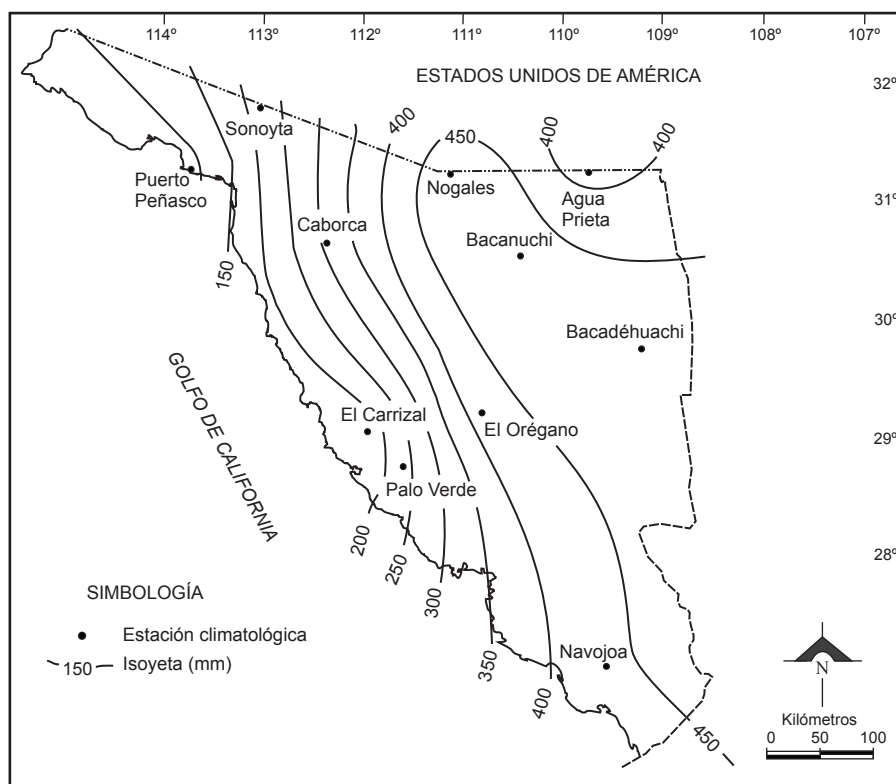


Figura 3. Precipitación promedio anual (mm).

SIERRA MADRE OCCIDENTAL

Esta provincia cubre cerca de 358,845 km² del territorio nacional, ocupando el 45% del Estado; recibe el mismo nombre de la provincia fisiográfica en la cual se halla. La Sierra Madre Occidental se localiza casi enteramente en México, pero comparte una pequeña parte con los EUA. Tiene una orientación general NW-SE y termina en las cercanías del Eje Neovolcánico. Se caracteriza por cañones y elevadas mesetas formadas por la extrusión a gran escala de material volcánico del Paleógeno y parte inferior del Neógeno, con espesores hasta de 1,800 m, que se depositaron sobre rocas sedimentarias más antiguas. Las mayores elevaciones en Sonora llegan hasta los 2,620 msnm y van disminuyendo gradualmente hacia las planicies costeras al poniente.

Los ríos descargan hacia el Golfo de California y son perennes (río Yaqui) o intermitentes (ríos Sonora, Mátape y Mayo). Sus cauces se originan en esta provincia y tienen una orientación general N-S pero, al salir de ella para dirigirse al mar, giran hacia el SW debido a las estructuras tectónicas que han afectado a la región.

Los mayores volúmenes de precipitación en el Estado se registran en esta provincia pero, debido a la baja permeabilidad de las rocas que afloran a lo largo de los cauces y al poco espesor de los acuíferos de la región, un gran volumen escurre hacia las partes bajas, recargando los acuíferos adyacentes de la Provincia Costera del Pacífico, como son los de la Costa de Hermosillo, Guaymas, Yaqui y Mayo. Por tanto, es poca la explotación del agua del subsuelo en la provincia de la Sierra Madre Occidental, utilizándose en pequeños poblados y actividades agrícolas y ganaderas de pequeña escala.

Los más grandes volúmenes de escurrimiento en Sonora también se registran en esta provincia y drenan hacia el Golfo de California. Los principales ríos son el Yaqui, con un volumen de escurrimiento de 2,404 Mm³/a; el Mayo con 863 Mm³/a; y el Sonora con 204 Mm³/a (INEGI, 2000).

Acerca de las características hidráulicas de los principales acuíferos de esta provincia, se tienen transmisividades que varían de 0.0011574 a 0.11574 m²/s, conductividades hidráulicas de 0.00011574 a 0.00578

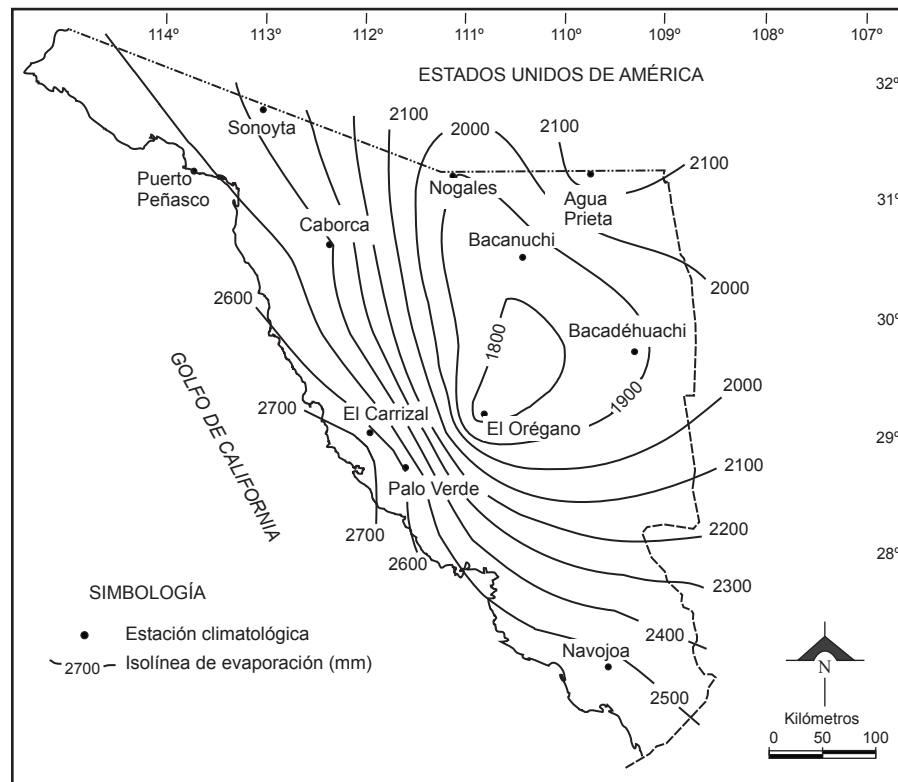


Figura 4. Evaporación promedio anual (mm).

m/s, láminas de recarga de 10–100 mm/a y producción por pozo de 5–50 L/s (Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1993–1994).

CUENCAS ALUVIALES DEL NORTE

Esta provincia hidrogeológica cubre aproximadamente el 9% del territorio sonorense, siendo su área total en el territorio nacional de 205,000 km². La provincia fisiográfica correspondiente es la de Sierras y Llanuras del Norte que también se encuentra en EUA. Esta provincia consiste en extensos valles aluviales (principalmente de conglomerados), relativamente planos, separados por sierras alargadas y discontinuas (rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas y volcánicas cenozoicas). La fisiografía de cuencas con planicies aluviales extensas es producto del rápido hundimiento de las rocas preexistentes durante el Paleógeno tardío y Neógeno. La orientación de las sierras es N-NW y divide el área en varias cuencas, regadas por los ríos Santa Cruz, San Pedro, Fronteras y algunos afluentes del Río Bavispe.

La lluvia en la zona se relaciona con la altitud del terreno. Los volúmenes precipitados son rápidamente infiltrados en el suelo, por lo que no forman corrientes superficiales con gastos importantes, encontrándose el agua sólo cuando llueve y en ciertos tramos de los ríos.

Los acuíferos se encuentran en grabens rellenos de sedimentos del Cenozoico, a veces de tipo libre o confinado por la intercalación de rocas volcánicas, cuyos espesores varían de 300 a 2,000 m. En esta provincia, se han encontrado depósitos evaporíticos (yeso, anhidrita, halita) asociados a cuencas cerradas y a la facies de sedimentos finos.

Los valores de recarga y descarga son pequeños y, al igual que en los acuíferos de la Sierra Madre Occidental, la precipitación tiene una rápida influencia en los acuíferos, que se refleja en el incremento de los niveles de agua en los pozos.

Los valores hidráulicos incluyen transmisividades que van de los 0.0001157 a los 0.023 m²/s, conductividades hidráulicas de 0.00011574 a 0.002314 m/s, láminas de recarga de 5-50 mm/a y producciones por pozo de 10-150 L/s.

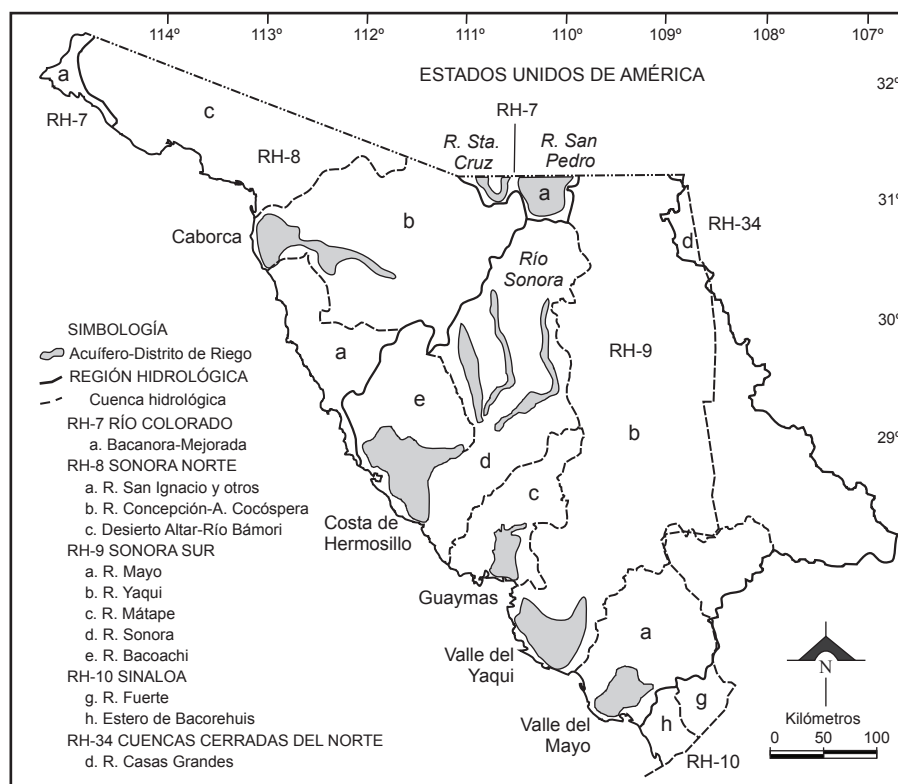


Figura 5. Regiones hidrológicas, cuencas hidrológicas y acuíferos.

ACUÍFEROS DE SONORA

Los acuíferos se clasifican en granulares, de grietas o cársticos, estando la mayoría de las investigaciones hidrogeológicas enfocadas a los primeros, debido a su elevado grado de isotropía y homogeneidad. Los acuíferos granulares (de poros, aluviales, o no consolidados) se forman a partir de material depositado por procesos físicos en el cauce de un río o en una planicie de inundación.

En el estado de Sonora, la CNA (2005a) tiene clasificados 60 acuíferos que, de acuerdo con su localización geográfica, 17 son costeros, 10 fronterizos y el resto intermontanos. Los acuíferos de los valles de San Luis Río Colorado, Los Vidrios y Sonoyta-Puerto Peñasco son, al mismo tiempo, costeros y fronterizos (Figura 6).

Los acuíferos más importantes del Estado, en cuanto a extensión y disponibilidad de agua, están en la Planicie Costera del Pacífico; sin embargo, debido a la gran explotación a que han sido sometidos, se encuentran sobreexplotados y con intrusión salina, como

los de Caborca, Costa de Hermosillo, Valle de Guaymas y San José de Guaymas. Los acuíferos fronterizos ubicados en la provincia Cuencas Aluviales del Norte, aunque no suministran grandes volúmenes de agua, cobran importancia debido a que su uso y manejo debe realizarse de común acuerdo entre México y EUA. Por último, los acuíferos ubicados en la Sierra Madre Occidental, aunque de menor escala, son vitales para el desarrollo pecuario y agrícola de las poblaciones serranas.

CABORCA

Hidrología superficial

El acuífero de Caborca (CA) donde se desarrolla el Distrito de Riego 037 Altar-Pitiquito-Caborca, se ubica al noroeste del estado de Sonora en la cuenca del Río Concepción, en la RH-8 Sonora Norte y tiene un área de 1,932 km² (Figura 5). La precipitación media anual es menor que los 150 mm y la evaporación promedio anual supera los 2,000 mm (Herrera *et al.*, 2002).

Tabla 2. Volúmenes de lluvia y escurrimiento por regiones

REGIÓN HIDROLÓGICA	ÁREA (km ²)	VOLUMEN PRECIPITADO ANUAL (x10 ³ m ³)	VOLUMEN ESCURRIDO ANUAL (x10 ³ m ³)
RH-7	4,767	1,435	103
RH-8	54,857	11,255	227
RH-9	117,363	49,421	3,661
RH-10	4,150	2,385	430
RH-34	915	398	23
TOTAL	182,052	64,894	4,444

INEGI (2000)

Hidrogeología

Las rocas que afloran en la cuenca varían en edad del Mesozoico al Cenozoico. Las rocas mesozoicas tienen una amplia distribución y consisten en rocas ígneas (granodiorita, granito, diorita, monzonita y volcánicas metamorfozadas), sedimentarias (conglomerado, arenisca y brecha) y metamórficas. Las rocas cenozoicas son ígneas extrusivas de composición ácida y básica, que varían del Paleógeno-Neógeno al Cuaternario (derrames basálticos, depósitos aluviales, fluviales y suelos residuales).

Las sierras que rodean al acuífero, están formadas por rocas ígneas intrusivas y sedimentarias impermeables del Mesozoico. Al pie de las sierras, se encuentran depósitos de talud formados por clásticos gruesos (arena cuarzosa procedente de rocas intrusivas) que favorecen la infiltración del agua de lluvia hacia la planicie aluvial o valle.

El aluvión cuaternario constituye el acuífero granular de tipo libre, cuyas fronteras impermeables son las sierras formadas por rocas ígneas y metamórficas. Este aluvión tiene el espesor mayor en el centro del área y el menor en el norte y sur de la cuenca donde, además, contiene un gran porcentaje de arcilla derivada de sedimentos tobáceos que disminuyen su permeabilidad (Ojeda-De la Cruz, 1994).

Parámetros hidrogeológicos

La transmisividad varía de 0.008258 m²/s en la zona poniente a 0.0117 m²/s en la zona central. El coeficien-

te de almacenamiento fue calculado en 0.00378 para el poniente y en 0.0023 para el centro (TMI, 1975 in Ojeda-De la Cruz, 1994).

Disponibilidad de agua

Diversos valores de recarga han sido estimados para este acuífero: 370 Mm³/a (Montgomery Watson, 1997 in Moreno-Vázquez, 2000), 490 Mm³/a (INEGI, 2000) y de 379 Mm³/a, calculados a través del Modflow, cuya procedencia es 87 Mm³ de flujo horizontal, 31 Mm³ de flujo vertical y 261 Mm³ de aguas de retorno agrícola (Herrera *et al.*, 2002).

En el año 1999, el volumen de extracción se realizaba a través de 887 pozos, siendo éste de 660.10 Mm³/a, del cual, 648.70 Mm³ se empleaban para uso agrícola, 9.80 Mm³ para uso público, 1.50 Mm³ para uso doméstico y 0.10 Mm³ para uso industrial (Reyes-Martínez y Quintero-Soto, 2009).

De acuerdo con Herrera *et al.* (2002), un volumen anual promedio de extracción de 500 Mm³ fue usado para regar superficies agrícolas de 65,000 ha (1970) a 30,000 ha (2001), a través de 832 pozos. Debido a que las extracciones han sido mayores que los volúmenes de recarga, la condición del acuífero es de sobreexplotación.

La profundidad promedio de los niveles estáticos ha variado de 43 m en 1970 a 67 m en 2001. Sin embargo, en el año 2001 se registraron profundidades estáticas mayores que 120 m y dinámicas mayores que 140 m (Herrera *et al.*, 2002). El mapa de elevación de niveles estáticos elaborado con datos de CONAGUA



Figura 6. Acuíferos y provincias hidrogeológicas de Sonora.

(2006) muestra un flujo normal hacia el mar, aunque en la línea de costa el gradiente hidráulico está invertido, formándose un cono de abatimiento con valores negativos hasta de -35 mbnm (Figura 7).

Calidad del agua

Celaya (2005) menciona que las aguas de los municipios de Caborca y Pitiquito presentan dureza y salinidad. La Secretaría de Desarrollo Social (SEDESOL, 1994) analizó metales pesados (Fe, Cu, Cd, Mn, Pb, Cr, Zn y As) en dos pozos de la cuenca del río Concepción, encontrando en la estación Caborca agua subterránea de calidad aceptable para consumo humano, excepto

para los valores de plomo que exceden la Norma Oficial Mexicana (NOM, 1994).

Moreno-Vázquez (1995) menciona que, en 1989, Caborca descargaba un volumen de $3.5 \text{ Mm}^3/\text{a}$ de aguas negras, con un volumen de contaminante de $2,566 \text{ kg/d}$ DBO (demanda bioquímica de oxígeno) por $47,520$ habitantes. Este contaminante orgánico es vertido a las tierras agrícolas sin ningún tratamiento, aunque en Caborca existen lagunas de oxidación, pero que no operan de manera eficiente o total (SEDESOL, 1994).

Las aguas residuales producidas por la agricultura del Distrito Caborca no alcanzan a llegar al mar, por lo que se infiltran al subsuelo con su carga de plaguicidas, afectando los acuíferos. La contaminación por agroquí-

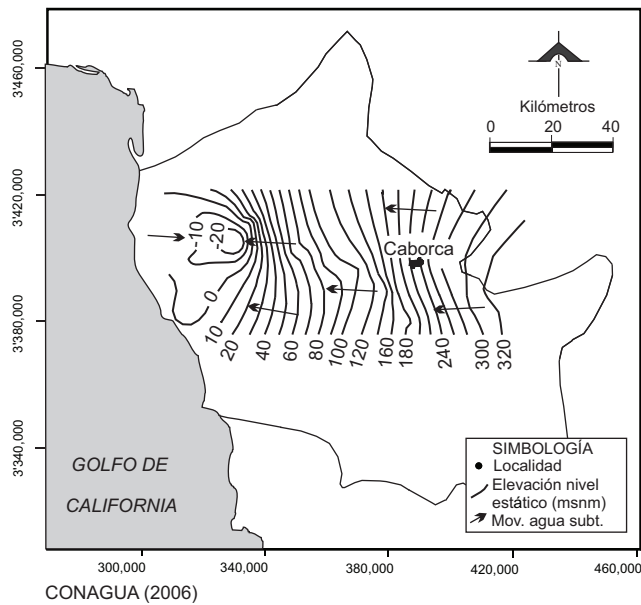


Figura 7. Mapa piezométrico del acuífero de Caborca en el año 2006.

micos (compuestos organofosforados y piretroides en menor escala) fue de 15,218 kg/a en el distrito de riego de Caborca, aunque no se conoce qué cantidad escurre o se infiltra en la cuenca. Otra fuente potencial de aguas residuales es la industria porcícola, produciéndose el 92% de la contaminación del Estado en Hermosillo, Cajeme, Navojoa, Huatabampo, Etchojoa, Bácum y Caborca (Moreno-Vázquez, 1995). En la operación del rastro municipal de Caborca, se descargan aguas residuales de manera directa a la cuenca del río Asunción (SEDESOL, 1994).

Espinoza-Ojeda (2003) tomó muestras de 23 pozos (siete agrícolas y 16 para uso doméstico) con profundidades que varían de 30 a los 372 m, así como muestras de orina de habitantes de la ciudad de Caborca, las cuales analizó por As, Ba, Cd, Cu, Fe, Mn, Mo, Pb, Sr, V, Zn, encontrando concentraciones por debajo de los límites establecidos por la NOM (1994), excepto en ocho pozos, cuatro de los cuales son para uso doméstico y contienen >0.010 mg/L As. La concentración de As es mayor en orina que en el agua de los pozos, siendo los valores promedio de 0.08115 mg/L. El mismo autor concluye que el As no aumenta con la profundidad y que los problemas de salud detectados, como fluorosis, diabetes e hipertensión, no se pueden relacionar con el As, que se presenta de manera incipiente en el agua potable. Advierte que los citados elementos

pueden llegar a la población al consumir cultivos regados con agua contaminada, por lo que recomienda la reubicación de pozos.

Recientemente, Celaya (2005) menciona problemas de dureza y salinidad en los municipios de Caborca y Pitiquito y de flúor en Tubutama. Propone buscar alternativas tecnológicas para mejorar la calidad del agua, capacitar a los organismos operadores, hacer análisis en campo, mejorar las fuentes de abastecimiento, elaborar proyectos para encontrar nuevas fuentes y tratar las aguas residuales.

COSTA DE HERMOSILLO

Hidrología superficial

El Distrito de Riego 071 Costa de Hermosillo (CH) se ubica en la parte central de la costa del Estado, en la porción baja de la cuenca del río Sonora, en la RH-9 Sonora Sur y tiene un área aproximada de 2,833 km² (Figura 5). Su precipitación varía de 75 a 200 mm, y las temperaturas medias anuales se encuentran entre 22 y 24°C (UNISON, 2000).

Hidrogeología

En este acuífero se determinaron cuatro unidades geohidrológicas y el basamento: (1) Unidad superior, con profundidad variable hasta de 340 m, que consiste en sedimentos de ambiente fluvial, no consolidados (arena, grava y arcilla escasa de color café). (2) Unidad media A, con espesor de 200 a 560 m, que consiste en sedimentos no consolidados (limo, arcilla gris y azul, arena con horizontes arcillo-arenosos con fósiles marinos); a esta unidad se le llama "arcilla azul", se le asigna al Mioceno superior y posiblemente corresponda a sedimentos lacustres continentales. (3) Unidad media B, de 200 m de espesor, que consiste en sedimentos no consolidados a semiconsolidados (arena, grava, arcilla), y que se encuentra solamente al E de Siete Cerros. (4) Unidad inferior, con un espesor aproximado de 624 m, que es la unidad estratificada más profunda que se ha encontrado (arena, grava y arcilla semiconsolidadas con algunas intercalaciones de basalto y riolita) habiéndose sólo hallado en un pozo perforado en el área; en el

subsuelo, se halla sobre el basamento granítico, y en la superficie la unidad posiblemente corresponda a partes de unidades vulcanosedimentarias miocénicas y más jóvenes o a la Formación Báucarit. Por su parte, el basamento se ha hallado a diferentes profundidades, hasta de 1,182 m, consistiendo en granito y granodiorita del Cretácico Superior y en toba andesítica, toba riolítica y derrames de riolita del Paleógeno (UNISON, 2001).

Estudios recientes consideran un solo acuífero, de tipo libre, producto de la infiltración de los ríos Bacoachi y Sonora. Éste limita al N con materiales no consolidados, que constituyen la zona de recarga del acuífero; al NE, con los cerros Grande, Siete Cerros y El Mariachi; al E, con los cerros Gorgus, La Puerca y El Tordillo; al SE, con los cerros La Recortada, La Panocha y Oliva; al S, con los cerros La Morada y Cerro Prieto; y al W, con el Golfo de California (UNISON, 2000).

Parámetros hidrogeológicos

La transmisividad varía de 0.005 a 0.42 m²/s, siendo mayor en el centro y el NE del acuífero, y menor hacia la línea de costa y el NW por la presencia de capas arcillosas. Al oriente de Bahía Kino, la transmisividad oscila entre 0.005 y 0.069 m²/s, y al SW del acuífero varía de 0.0025 a 0.035 m²/s.

El coeficiente de almacenamiento calculado a través de pruebas de bombeo, varía de 7.5×10^{-7} a 7.2×10^{-3} . Los valores reportados están entre 0.0002 a 0.00011 al oriente de Bahía Kino, y entre 0.00006 a 0.00019 en el suroeste del distrito de riego. El rendimiento específico estimado va de 0.1 o 10% (UNISON, 2000).

Disponibilidad de agua

Inicialmente, la recarga media anual del acuífero fue calculada en 350 Mm³/a, considerando como las principales fuentes a la precipitación, las aguas de retorno agrícola y el aporte por infiltración de los ríos Sonora y Bacoachi (Matlock *et al.*, 1966; ACSA, 1968 *in* Castro-García, 1998).

Posteriormente, con datos de 1997 a 2001, se calculó la recarga total al acuífero en 250 Mm³/a, de los cuales 152 Mm³/a corresponden a agua dulce y 98 Mm³/a a agua salada. Del agua dulce, 73 Mm³/a pro-

vienen de recarga vertical y 79 Mm³/a de entrada horizontal; el agua salada entra horizontalmente del mar. Se tienen 527 Mm³/a de extracciones por bombeo, lo que da un cambio de almacenamiento de -277 Mm³/a. La condición del acuífero es que está sobreexplotado (UNISON, 2001).

La extracción de agua subterránea se inicia en la Costa de Hermosillo a partir de 1946, habiendo variado en los diferentes ciclos de 100 a 1,150 Mm³/a, propiciando la inversión del gradiente hidráulico, ya que se registran niveles estáticos negativos desde 1956. El mapa, realizado para este trabajo con datos de CONAGUA (2006), muestra curvas equipotenciales concéntricas alrededor de un gran cono de abatimiento en la porción central del acuífero con valores hasta de -64 mbnm (Figura 8).

Calidad del agua

El agua subterránea en la Costa de Hermosillo varía desde dulce hasta agua de mar, de acuerdo con los valores de conductividad eléctrica (CE) en un rango de 200 a 40,500 μ S/cm, predominando el agua dulce y salobre. La principal familia de agua en la línea de costa es la clorurada, variando entre cálcica, sódica y cálcico-sódica. En la zona de recarga, la familia dominante es la bicarbonatada sódica, seguida de bicarbonatada cálcica. De acuerdo con su composición isotópica, el agua del acuífero somero tiene un origen meteórico, pero también existe agua antigua atrapada debajo de este acuífero, cuyas edades varían de 26,000 a 30,000 años (UNISON, 2001).

El problema más grave de contaminación del agua subterránea en el acuífero de la Costa de Hermosillo es la intrusión marina. Usando datos de 1970, Andrews (1981) aplicó un modelo de flujo y transporte para simular este fenómeno con dos alternativas de manejo: (1) reubicar los pozos moviéndolos tierra adentro y (2) reducir la cantidad de agua bombeada mejorando la eficiencia de riego. El mismo autor concluyó que la intrusión salina es esencialmente irreversible debido a la magnitud de los abatimientos y de los gradientes hidráulicos producidos. De acuerdo con Cardona-Benavides *et al.* (2005), la salinidad varía de 360 a 2,800 mg/L, estando asociado el último valor a mezcla con

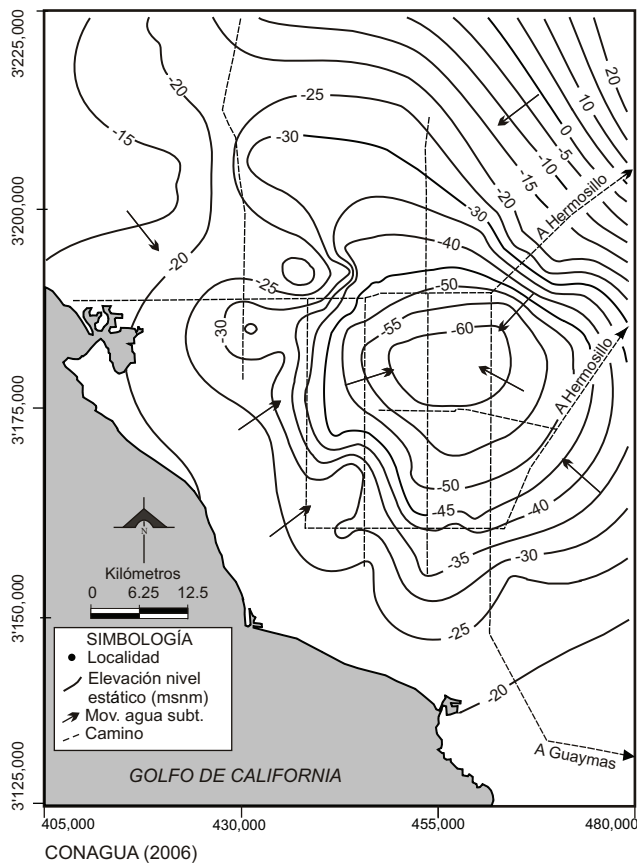


Figura 8. Piezometría de la Costa de Hermosillo en el año 2006.

agua de mar. Estos últimos autores reportan dos tipos de contaminación en el acuífero: fuentes que descargan sustancias producto de la irrigación de cultivos usando aguas residuales, con pesticidas, fertilizantes y residuos de granjas, y fuentes naturales que incluyen la intrusión de agua salina.

GUAYMAS

Hidrología superficial

En el acuífero de Guaymas (VG), se encuentra ubicado el Distrito de Riego 084, en la porción central de la costa de Sonora. El valle de Guaymas constituye la parte baja de la cuenca del río Mátape en la RH-9 Sonora Sur y su área acuífera es de 844 km² (Figura 5). La precipitación media anual es de 320 mm y la evaporación potencial media anual es alrededor de ocho veces mayor. La temperatura media oscila entre 15 y 30°C (TMI, 1975).

Hidrogeología

Se ha identificado dos unidades acuíferas: el acuífero superior, con un espesor promedio de 160 m, constituido de capas interdigitadas de grava, arena y arcilla; y el acuífero inferior, con unos 180 m de espesor, formado por intercalaciones de grava, arena, arcilla y conglomerado. Ambos acuíferos están separados por una capa de arcilla azul con microfósiles, cuyo espesor es de 160 m cerca de la costa, acuñándose hacia la parte alta del valle de Guaymas. Los sedimentos descansan sobre un basamento de rocas ígneas y metamórficas (TMI, 1975). Por su lado, Herrera-Revilla *et al.* (1985) concluyen que no existe un acuífero inferior aprovechable en el valle de Guaymas.

Estudios más recientes de Campos *et al.* (1984) in Roldán-Quintana *et al.* (2004) reportan la presencia de cuatro unidades estratigráficas: (1) cerca de superficie, conglomerado y arena en aluvión y suelo residual (espesor de 30-200 m); (2) unidad arcillosa y areno-arcillosa con horizontes calcáreos (100-500 m de espesor); (3) conglomerado y arena en probable discordancia con el basamento (200 m espesor aproximado); (4) rocas volcánicas (basalto, toba riolítica y granófidio).

El valle de Guaymas forma parte de la cuenca hidrográfica del río Mátape. Tiene forma alargada con orientación N-S, quedando limitada al E por la sierra El Bacatete; al W por las sierras Santa Úrsula, La Pasión, La Ventana y Libre; al N parcialmente por las sierras Libre, Carrizal y Moradillas; y al S por el Golfo de California. Las sierras funcionan como fronteras al flujo del agua subterránea, mientras que el basamento o frontera inferior, consiste en basaltos y granito. El flujo de agua subterránea proviene del N, alimentado por las lluvias y escurrimientos de las sierras y, posiblemente, por entradas subterráneas de la cuenca del río Sonora. Otra parte del flujo procede del E, de las formaciones basálticas fracturadas de la sierra El Bacatete (ACSA, 1968).

Roldán-Quintana *et al.* (2004) llaman “Graben de Empalme” a una estructura formada durante la apertura del Golfo de California, limitada por dos fallas con rumbo N-S: una en la porción oriental de la sierra Santa Úrsula y otra en la occidental de El Bacatete. Estas sierras consisten en rocas volcánicas félsicas a intermedias del Mioceno (11-23 Ma) que cubren discordan-

temente a rocas intrusivas del Cretácico Superior (63 Ma). Derrames de basalto de 8.5 Ma cubren a las rocas anteriores. En el área, fueron identificados dos eventos de extensión: el primero, de entre 24 y 11 Ma, se asocia al evento de Cuencas y Sierras y se caracteriza por fallas N30°-40°W que afectan a las rocas volcánicas; y el segundo se relaciona con la apertura del Golfo de California, con fallas N-S y desplazamiento a rumbo.

Parámetros hidrogeológicos

La transmisividad del acuífero superior varía de 0.001 a 0.071 m²/s y para el inferior se calculó en 0.02 m²/s (TMI, 1975). La simulación numérica realizada por Herrera-Revilla *et al.* (1990), obtuvo valores de transmisividad generados por la calibración, de 0.005 m²/s en una franja paralela a la costa y en los bordes de la sierra Santa Úrsula, los cuales aumentan hasta 0.03 m²/s en la parte alta y en el centro del valle. El valor final del coeficiente de almacenamiento fue de 0.012 y el de la porosidad efectiva de 0.01 en un espesor de 200 m de acuífero.

Disponibilidad de agua

La recarga media anual fue estimada en 100 Mm³, de los cuales 40 provienen de agua de retorno agrícola, 30 del N como entradas horizontales subterráneas, 20 de flujos ascendentes del acuífero inferior y los 10 restantes proceden de infiltración vertical por agua de lluvia (INEGI, 1993; CNA, 2002a).

Diversos modelos matemáticos se han aplicado al acuífero de Guaymas, los que han utilizado valores de recarga distintos, como el de Herrera-Revilla *et al.* (1985) de 100 Mm³/a, el de López-Ibarra (1993) de entre 72 y 86.4 Mm³/a, el de Tapia-Padilla (2000) de 72 Mm³/a y el de Borgo-Valdez (2002) que varía de 40 a 100 Mm³/a.

Respecto a los niveles estáticos de agua, de 1967 a 1975 descendieron de -5 a -25 mbnm provocando un fuerte cono de abatimiento cerca de Maytorena, donde se concentra la mayoría de los pozos. Para el año 2006, se observa que el agua subterránea se mueve perpendicularmente a patrones concéntricos, pero con abatimientos que llegan hasta los -43 mbnm (Figura 9).

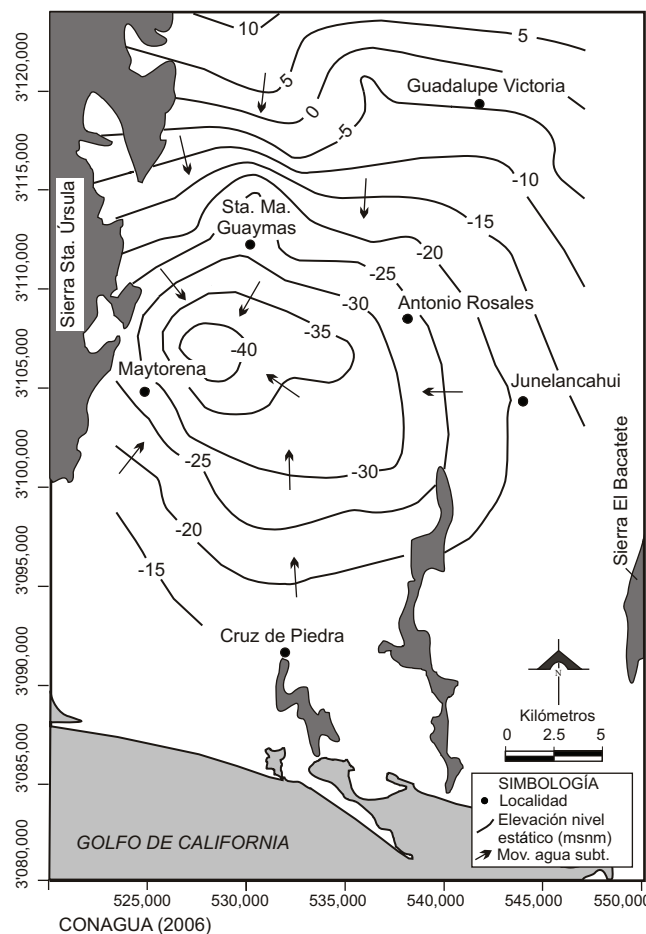


Figura 9. Elevación de niveles estáticos del Valle de Guaymas en el año 2006

Esta excesiva explotación y el abatimiento de los niveles de agua provocaron la inversión del gradiente hidráulico y la consecuente entrada de agua de mar al continente, incrementándose la franja salina de 6 km en 1950 a 20 km en 2002. La condición del acuífero, por tanto, es de sobreexplotación.

Calidad del agua

A lo largo de las costas del estado de Sonora, es un hecho la contaminación del mar por aguas residuales urbanas, agrícolas e industriales vertidas sin tratamiento alguno, como en las inmediaciones de Guaymas, que descarga de 180 a 200 L/s, de los cuales el 65% proviene de drenaje urbano y el 35% de la industria asentada en la bahía. El gobierno del Estado se propuso sanear la bahía, con planes para el 2005 de cero

descargas urbanas y para el 2009 de cero descargas industriales. También, ha invertido en el tratamiento de aguas negras a través de lagunas de oxidación, jornadas sabatinas de limpieza, programa de playas limpias y rehabilitación de infraestructura hidráulica, entre otros (CNA, 2005b).

Respecto al agua subterránea, Rodríguez-Castillo *et al.* (1985) citan tres zonas con anomalías positivas de temperatura: las sierras Santa Úrsula y El Bacate, limitadas por las fallas N-S, y el centro del valle de Guaymas. El gradiente térmico es de 9°C/100 m, alcanzando temperaturas >40°C en algunos pozos. La composición química del agua es producto de la mezcla de agua dulce de origen meteórico con agua salobre de origen marino; su concentración de cloro varía de 20 a 3000 mg/L y ninguna muestra sobrepasa los límites máximos permisibles para As (0.002-0.010 mg/L) y B (0.10-0.30 mg/L).

Otros estudios reportan la presencia de Ba en las aguas subterráneas de Guaymas con valores que varían de 1.9 mg/L (Vega-Granillo, 1992) a 5.6 mg/L (Montes de Oca-Ponce de León, 1989). Los dos autores antes mencionados concluyen que el agua subterránea tiene una ocurrencia natural y que la dirección de su movimiento es de SW a NE (curvas de isovalores de Cl y SO₄ y piezometría); es decir, del Golfo de California hacia el continente.

Castillo-Gurrola *et al.* (2002) aplicaron sondeos eléctricos verticales que les permitieron definir la presencia de dos frentes de intrusión salina: uno localizado en el poblado Las Guásimas, al SE del valle de Guaymas, y el otro a lo largo de la falla Santa Úrsula, al W del valle, con una extensión aproximada de 9 km. Los autores antes citados señalan que es notorio el deterioro de la calidad del agua subterránea y de los suelos agrícolas, en una franja costera de alrededor de 15 km de anchura.

Los análisis físico-químicos en la porción sur de la cuenca del río Mátape, clasifican aguas de la familia sulfatada-clorurada cálcico-magnésica variando a sódica, siendo en general de mala calidad para consumo humano y agrícola. Las aguas de la porción norte de la cuenca varían de bicarbonatada cálcico-magnésica a sódica y son de buena calidad para todos los usos (Vega-Granillo *et al.*, 2004).

VALLE DEL YAQUI

Hidrología superficial

El acuífero del Valle del Yaqui (VY) cuenta con una superficie de 1,966 km², sobre la que se ha desarrollado el Distrito de Riego 041 Río Yaqui, en la parte baja de la cuenca del río Yaqui, la más grande e importante de Sonora (Figura 5). El río Yaqui nace en la provincia hidrogeológica de la Sierra Madre Occidental y su cuenca aporta 2,404 Mm³ de escurrimiento al año, que corresponde al 82% del total estatal (INEGI, 2000). La precipitación media anual es de 352 mm, su temperatura media anual es de 22.6°C, la evaporación potencial es de 2,061.51 mm y la evapotranspiración promedio anual es de 370.4 mm (UNISON, 2003a).

Hidrogeología

En el acuífero del Valle del Yaqui, se distingue tres unidades hidrogeológicas: el basamento rocoso totalmente impermeable, una segunda unidad semipermeable de conglomerado y suelo residual sobre la anterior, y una tercera unidad de material aluvial muy permeable que cubre a la anterior.

El basamento está constituido por rocas calcáreas paleozoicas, granito y rocas volcánicas cretácicas (andesita interestratificada con conglomerado y arenisca) y rocas volcánicas cenozoicas (basalto, andesita y riolita).

La unidad semipermeable está formada por conglomerado, arenisca y conglomerado. Su importancia es secundaria, desde el punto de vista de la recarga.

La unidad hidrogeológica más importante está constituida por depósitos del Cuaternario, que cubren toda la planicie del valle, donde se aloja el acuífero regional, y consta de material aluvial y depósitos de talud de granulometría (grava, arena, limo) y transmisividad variables. Su espesor, calculado mediante cortes litológicos de pozos, es en la parte norte y próxima a la presa Álvaro Obregón del orden de los 25 m, alcanzando los 400 m en el centro-sur del valle. La recarga del acuífero proviene de la infiltración de ríos, presas, red de canales de riego y precipitación. La descarga ocurre verticalmente por bombeo de pozos para uso agrícola y doméstico, flujo subterráneo horizontal hacia la red de

drenaje agrícola, río Yaqui, arroyo Cocoraque y hacia el mar (González-Enríquez, 1999).

Existen dos acuíferos independientes en el valle del Yaqui: uno superior, de tipo libre, y debajo, uno regional, que en partes es libre, semiconfinado y confinado, cuya extensión es amplia y su espesor y composición variables (UNISON, 2003).

Parámetros hidrogeológicos

La transmisividad consignada por González-Enríquez (1999) para las rocas calcáreas del basamento es de baja a nula ($< 0.003 \text{ m}^2/\text{s}$), y para las rocas graníticas varía de media a baja. Por otro lado, en el estudio de la UNISON (2003a), se consideró un valor de rendimiento específico de 0.11 para la capa superior (espesor de 1 a 5 m, acuífero libre en medio poroso) y capas inferiores (espesor de 35 a 50 m, acuífero semiconfinado en sedimentos continentales), y de 0.9 para el resto de los materiales. La transmisividad fue de $0.0259 \text{ m}^2/\text{s}$, calculada como el promedio aritmético de los valores obtenidos en 142 pruebas de bombeo, y la conductividad hidráulica media se calculó en $8.46 \times 10^{-5} \text{ m/s}$.

Disponibilidad de agua

El balance hidrológico superficial del río Yaqui resultó negativo, ya que se calcularon 798.44 Mm^3 de precipitación, $5,283.21 \text{ Mm}^3$ de evaporación potencial, 822.80 Mm^3 de evapotranspiración real y -24.36 Mm^3 de precipitación en exceso o escurrimiento. La recarga vertical (1996-2002) se estimó en $646.73 \text{ Mm}^3/\text{a}$, procedente en su mayoría de infiltración de canales no revestidos y, en menor escala, de infiltración de agua de riego agrícola (UNISON, 2003a).

Con datos de CONAGUA (2006), se elaboró un mapa de elevación de niveles estáticos con valores que van de 0.6 hasta 62 msnm, en el que se observa, en distintos lugares, conos de abatimiento, pero también de recuperación (Figura 10). Los abatimientos son producto de las extracciones por bombeo, cuyo promedio fue de 227.68 Mm^3 de 1969 a 2001 y de 352 Mm^3 de 2000 a 2001 (UNISON, 2003a).

De acuerdo con el INEGI (2000), la condición del acuífero es de equilibrio, consignando una recarga de

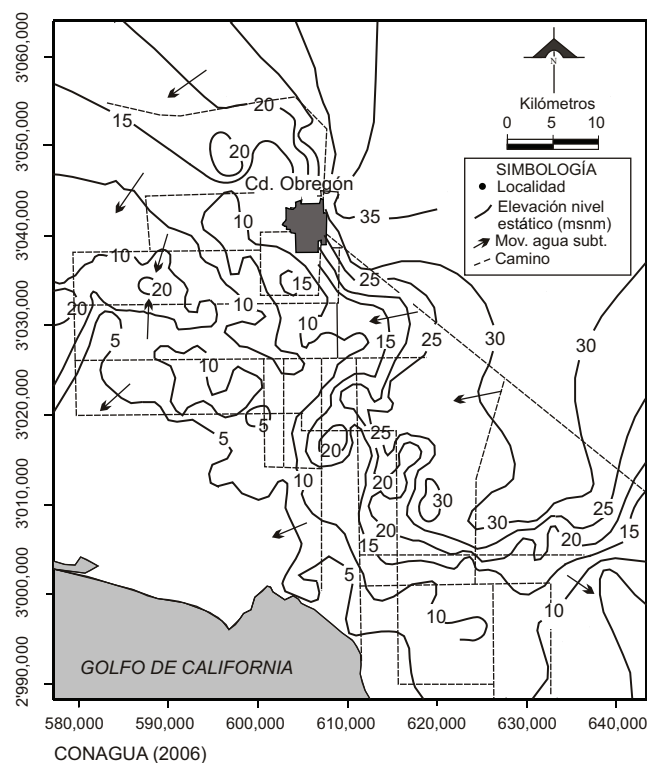


Figura 10. Configuración del nivel estático del Valle del Yaqui en el año 2006.

$415.50 \text{ Mm}^3/\text{a}$ y una descarga por bombeo de $354.00 \text{ Mm}^3/\text{a}$.

Calidad del agua

La calidad del agua superficial del río Yaqui es adecuada para diversos usos, pero la contaminación se concentra en las partes bajas de la cuenca, lo que afecta los desarrollos acuícolas y pesqueros de la costa. Se calcula que los canales que captan las aguas de retorno agrícola drenan $15,474 \text{ L/s}$ hacia las costas de los municipios de Guaymas, Bácum, Cajeme y Etchojoa (Celis-Salgado, 1992).

El agua subterránea está contaminada por agroquímicos y salinidad. Se ha detectado plaguicidas (α , β y γ -HCH, pp' DDT, pp' y op' DDE, endrín y diel-drín) en pozos de algunos ejidos (González-Enríquez y Canales-Elorduy, 1995). La salinidad varía de 2,500 a $5,000 \mu\text{S/cm}$ en 360 de los 900 pozos en operación, la que podría deberse a evapotranspiración, evaporitas o intrusión marina (Rangel-Medina *et al.*, 2005).

Además de lo anterior, se ha encontrado otros contaminantes, como Mn, en pozos del valle aluvial del río Yaqui, que surten agua a las ciudades de Guaymas y Empalme, y compuestos nitrogenados procedentes de actividades pecuarias (97.67%), agrícolas (1.49%), urbanas (0.52%) e industriales (0.32%), sobre todo en zonas con nivel freático somero y lixiviación de residuos sólidos urbanos, abajo del nivel freático (González-Enríquez y Canales-Elorduy, 1997; Arvizu-Núñez y González-Enríquez, 2005).

Rangel-Medina *et al.* (2005) ubican el agua dulce en áreas cercanas al cauce del río Yaqui, del arroyo Cocoraque y en los paleocauces del subsuelo, siendo las principales familias, de mayor a menor: sulfatadas sódicas, bicarbonatadas sódicas, cloruradas magnésicas y cloruradas cálcicas; además, existen aguas mixtas (mezcla de agua superficial y subterránea con fuentes naturales y antropogénicas). Los mismos autores analizaron isótopos estables (^{18}O y deuterio) y radiactivos (tritio y ^{14}C) en agua, identificando cuatro orígenes principales y edades que van desde agua moderna de infiltración reciente hasta de 24,340 años.

VALLE DEL MAYO

Hidrología superficial

En la superficie acuífera de 1,071 km² del Valle del Mayo (VM), se ha desarrollado el Distrito de Riego 038 Río Mayo, el cual se ubica en la parte baja de la cuenca del río Mayo, localizado en la RH-9 Sonora Sur (Figura 5). La precipitación media es de 517 mm/a, lo que da un volumen anual precipitado de 6,122 Mm³, siendo el volumen anual escurrido de 860 Mm³ considerando un coeficiente de escurrimiento del 14%. Este volumen es almacenado en la presa Adolfo Ruiz Cortines o El Mocúzari (INEGI, 1993, 2000; Canales-Elorduy y Robles, 1997; UNISON, 2003b).

Hidrogeología

Las formaciones que alojan al acuífero son de tipo sedimentario con permeabilidad alta y consisten en depósitos deltaicos de material aluvial (grava, arena, limo y arcilla) del Holoceno con derrames de basalto interes-

tratificados. Este relleno aluvial alcanza profundidades hasta de 400 m. También, contiene sedimentos evaporíticos, depositados en lagunas cerradas y pantanos, cerca de la línea de costa. El acuífero es de tipo libre, teniendo partes confinadas. El agua subterránea se mueve en general desde el N y NE hacia el SW (INEGI, 1993).

González-Enríquez (2002) realizó 56 sondeos eléctricos verticales (SEV's) en el valle del Mayo, encontrando que la altitud de la zona varía de 4 a 42 msnm, ubicándose las más bajas hacia la línea de costa. Las resistividades entre 30 y 110 $\Omega\text{-m}$, desde los -25 a -300 mbnm, corresponden a materiales granulares gruesos, posiblemente saturados con agua dulce. Se identifica como basamento del acuífero a rocas ígneas (basalto, andesita, granito) con resistividad mayor que 110 $\Omega\text{-m}$.

En el acuífero de San Bernardo, aguas arriba de la presa Adolfo Ruiz Cortines, existen rocas que van del Jurásico al Cuaternario. Estas últimas consisten en material no consolidado con posibilidades de almacenamiento altas, y en ellas se aloja el acuífero, el que aflora en pequeñas porciones de las márgenes del río. Otras partes del acuífero consisten en rocas sedimentarias, intrusivas y volcánicas, en su mayoría consolidadas y, en general, con baja capacidad de almacenamiento.

El acuífero de Rosario Tesopaco-El Quiriego, al NW de la presa Adolfo Ruiz Cortines, contiene pequeños afloramientos de un intrusivo granítico del Cretácico, rocas del Terciario (conglomerado polimíctico, arenisca, basalto, andesita, ignimbrita y toba riolítica) y afloramientos del Cuaternario en los cauces de los arroyos.

Desde el punto de vista hidrogeológico, las rocas cretácicas son consolidadas con baja posibilidad de almacenamiento, las sedimentarias terciarias son semi-consolidadas con posibilidades medias, las volcánicas terciarias son consolidadas con posibilidad baja de almacenamiento y las cuaternarias forman la unidad de material no consolidado con posibilidades altas (UNISON, 2003b).

Parámetros hidrogeológicos

La transmisividad se halla en un intervalo entre 0.004 y 0.13 m²/s (INEGI, 1993).

Disponibilidad de agua

La recarga media anual del acuífero es de 155 Mm³, proveniente en un 90% del agua de retorno agrícola y de la infiltración de canales, y en el 10% restante de infiltración de agua de lluvia. La descarga anual por bombeo es de 143 Mm³ con alrededor de 344 pozos. Los niveles estáticos han tenido descensos hasta de 15 m (1970-1987), pero también recuperaciones de 10 m. La profundidad del agua es de menos de 5 m en el N, S y SW del valle, y de hasta 60 m al oriente de Navojoa (INEGI, 1993). Los niveles estáticos son someros en la parte sur del valle, por lo que se recomienda realizar obras de drenaje para reducir las inundaciones y drenar las aguas subterráneas (Infante-Reyes, 1997). De acuerdo con estos datos, el acuífero tiene una condición de subexplotación (INEGI, 1993, 2000).

Calidad del agua

Predomina el agua de calidad tolerable, pero también puede hallarse dulce y salada. Los mayores contenidos de STD se ubican en el centro del valle y exceden los 3,000 mg/L (INEGI, 1993). Canales-Elorduy y Robles (1997) encontraron 4,000 mg/L en pozos exploratorios profundos y 90,000 mg/L en pozos de la línea costera, cerca de Yavaros.

Con el fin de tener más agua disponible para regar los campos, es práctica común entre los usuarios mezclar el agua subterránea de los pozos (1,160 mg/L STD en promedio) con agua de los canales que proviene de la presa (200 mg/L STD en promedio), aun a costa del incremento de la salinidad (Infante-Reyes, 1997).

Nueve familias de agua fueron determinadas en 42 muestras de pozos y manantiales, predominando la bicarbonatada mixta (26%), seguida de mixta (14%) y, en la misma proporción la clorurada-nitratada sódica, mixta y sulfatada sódica (12%). El calcio es un catión importante en el agua cercana al río Mayo, y representa agua con poco tiempo de residencia, infiltrada al subsuelo a partir del escurrimiento superficial. Respecto a la calidad del agua, existe contaminación por intrusión marina en los sedimentos lacustres de arcilla y limo expansivo que sobreyacen a arena fina. Se recomienda no generar conos de abatimiento cerca de la costa para

evitar la intrusión marina, así como la perforación de pozos de más de 200 m de profundidad, para tener agua aceptable para el uso agrícola (IMTA, 2004).

RÍOS SONORA, SAN MIGUEL Y ZANJÓN

Hidrología superficial

La cuenca del río Sonora se ubica en la porción centro-occidental del Estado, en la región hidrológica RH-9 Sonora Sur (Figura 5). Su rasgo hidrográfico más notable es el río Sonora, que nace al oriente de Cananea a una altitud de 2,400 msnm, cuyas aguas eran captadas anteriormente por la presa Abelardo L. Rodríguez, siendo en la actualidad la presa Rodolfo Félix Valdez (El Molinito) la que las almacena. Por su margen derecha se le une el río San Miguel, al cual se une, a su vez, el río Zanjón, corriendo ambos de N a S. En la parte alta de la cuenca se ubican las subcuencas y los acuíferos denominados Río Sonora, Río San Miguel y Río Zanjón. En la parte baja se localizan los de la Costa de Hermosillo y el Sahuaral (Figura 5). La ciudad de Hermosillo se localiza en la porción central de la cuenca y los acuíferos aledaños son Mesa del Seri-La Victoria y Santa Rosalía al E y La Poza al S.

La cuenca del río Sonora tiene una extensión de 26,010 km², con una precipitación media anual de 460 mm; el promedio mínimo de 1962 a 2003 fue de 145 mm en la estación El Carrizal y el máximo de 533 mm en Mazocahui. La temperatura media es de 21°C y la evaporación potencial media anual es de 2,031 mm, registrándose el valor más alto, de 2,936 mm, en la estación Presa Abelardo L. Rodríguez, y el más bajo, de 1,151 mm, en la estación Huépac (UNISON, 2005).

Hidrogeología

El modelo hidrogeológico propuesto por Herrera-Salazar y Vega-Granillo (2005), ubica al acuífero Río Sonora en un valle constituido por depósitos aluviales cuaternarios y por la Formación Báucarit (conglomerado, arenisca, limo) del Terciario, considerados como los principales transmisores y productores de agua, funcionando ambas unidades como acuíferos libres. Las montañas que limitan al valle están formadas por

rocas volcánicas terciarias (derrames de basalto y andesita, toba soldada riolítica), con buena permeabilidad debido a la presencia abundantes de fracturas, y rocas ígneas cretácicas (derrames de andesita, toba, brecha, granito, granodiorita), que por su intenso intemperismo y abundancia de fracturas pueden también ser buenas fuentes de recarga.

El amplio y alargado valle del río Zanjón fue producido por una fosa tectónica, limitada por fallas normales, producto de eventos tectónicos que van del Precámbrico al Holoceno. En la porción occidental de la fosa se tiene un frente batolítico (granito, granodiorita) y rocas sedimentarias (caliza), y en la oriental, un frente volcánico extrusivo (derrames de basalto y andesita, ignimbrita). La parte central está compuesta por sedimentos (conglomerado, grava, arena y arcilla). El acuífero es de tipo libre y se aloja en la Formación Báucarit, que consiste en depósitos de talud, conglomerado y depósitos aluviales eólicos, con espesores de 250 a 350 m, donde se emplazan la mayoría de los pozos que extraen el agua en esta cuenca. Los sedimentos se hallan sobreyaciendo a granodiorita, la cual se considera el basamento impermeable. El agua subterránea se mueve de las zonas montañosas o zona de recarga hacia el valle, y en éste el flujo es de N a S hacia la confluencia con el río San Miguel (GEG, 2000).

El río San Miguel fluye a través de un valle angosto y alargado. Afloran rocas metamórficas del Precámbrico y Paleozoico, rocas sedimentarias del Pérmico, Jurásico Superior y Cretácico, rocas ígneas prelaramídicas y terciarias (intrusivo félsico a máfico, riolita, andesita) y rocas intrusivas del Paleógeno (granito, pórfido riolítico) agrupadas en el Batolito Aconchi. El acuífero granular, de tipo libre, se aloja en materiales granulares cuaternarios (guijarro, grava, arena, limo y arcilla) que rellenan el valle. Se considera que el acuífero tiene una condición de equilibrio, ya que los escurrimientos e infiltración del río San Miguel proveen de un gasto constante a los pozos agrícolas, que no presentan problemas de abatimiento en sus niveles de bombeo (CEA, 2004).

Parámetros hidrogeológicos

En la subcuenca del río Sonora, la transmisividad varía entre 0.001 y 0.084 m²/s (CNA, 2002b), en el río Zan-

jón de 0.0002 a 0.02 m²/s (CNA, 2002c), y en el río San Miguel están en el rango de 0.0001 a 0.072 m²/s (CNA, 2002d).

En la subcuenca del río Zanjón, los valores de transmisividad, obtenidos en el medio granular, van de 0.000117 a 0.0213 m²/s. La conductividad hidráulica va de 8.58 X 10⁻⁶ a 4.648 X 10⁻⁴ m/s (GEG, 2000). El coeficiente de almacenamiento calculado es de 0.053 (UNISON, 2005).

En la Mesa del Seri-La Victoria, la transmisividad está en un rango de 0.0018 a 0.083 m²/s en el acuífero superior, libre, y de 0.02 a 0.2 m²/s en el acuífero inferior, semiconfinado (UNISON, 2005).

Disponibilidad de agua

Según los datos de la CNA (2005a) hay déficit de agua en las subcuencas citadas, ya que la recarga media es menor que el volumen de extracción concesionado, siendo respectivamente de 66.60 y 115.43 Mm³/a en el río Sonora, 52.50 y 54.09 Mm³/a en el río San Miguel y 76.80 y 90.04 Mm³/a en el Zanjón.

El balance hidrológico superficial de la parte alta de la subcuenca del río Sonora permite calcular que el volumen de precipitación es de 1,839 Mm³/a, el de evapotranspiración de 1,631 Mm³/a, el de escurrimiento directo de 20 Mm³/a y el de infiltración o recarga natural, obtenido a partir de los anteriores, de 188 Mm³/a. Respecto al agua subterránea, la extracción se hace mayormente a través de norias (88%) y pozos (11%), siendo el resto manantiales, algunos de ellos termales. La profundidad de los niveles estáticos medidos en campo en el año 2004 es somera, ya que varía de 1.66 a 14.86 m. El mapa de UNISON (2005) muestra que el movimiento del agua subterránea es de N a S, siguiendo las cotas topográficas, encontrándose la mayor densidad de pozos a lo largo del cauce del río Sonora (Figura 11).

En la subcuenca del río Zanjón, se elaboró un balance de aguas subterráneas (1987-1999) que resultó negativo, debido a que la extracción por bombeo (104 Mm³) excedía en un 63% el valor de la recarga anual (65 Mm³) por infiltración vertical y flujo horizontal subterráneo. Del volumen extraído, 26 Mm³/a abastecen a la ciudad de Hermosillo ubicada en la parte baja

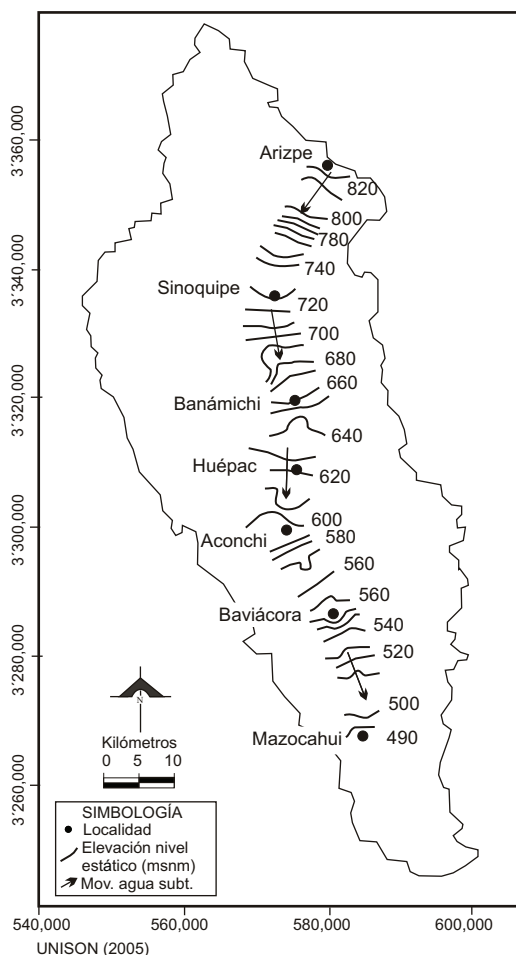


Figura 11. Niveles estáticos de una porción del río Sonora en el año 2004.

de la subcuenca (GEG, 2000). Por su parte, el balance hidrológico efectuado por la UNISON (2005) también resultó negativo, ya que las salidas por bombeo, flujo horizontal y evapotranspiración (121.6 Mm^3) fueron mayores que las entradas por infiltración de agua de lluvia, por ladera, flujo horizontal, recarga por río y retorno agrícola (92.83 Mm^3). La pendiente del agua subterránea es en general de N a S; el agua se extrae con alrededor de 515 aprovechamientos (69% pozos y 39% norias), y la profundidad de los niveles estáticos varía de 2 a 70 m, siendo su promedio de abatimiento anual de 5.5 m.

En la subcuenca del río San Miguel existen 1,301 aprovechamientos subterráneos, 27% de los cuales son pozos someros, 5% profundos y 68% norias. La evolución de los niveles piezométricos (1970-2004) en el

acuífero de Horcasitas, muestra zonas de abatimiento ampliamente distribuidas, con disminuciones anuales de 0.16 m, y se considera en equilibrio (UNISON, 2005).

Calidad del agua

La familia de agua predominante en las partes altas de las subcuencas de los ríos Sonora y San Miguel, es la bicarbonatada cálcica, mientras que en el valle del río Zanjón predomina la bicarbonatada cálcico-sódica (UNISON, 2005).

Se han detectado manifestaciones hidrotermales en las cercanías de la falla normal que pone en contacto una granodiorita cretácica con materiales granulares, desde el ejido La Victoria hasta San Pedro El Saucito. En pozos de más de 150 m de profundidad al N y E del rancho La Colmena fueron medidas temperaturas hasta de 42°C . Otros elementos encontrados en pozos de La Victoria, La Resolana y El Alamito, son F (1.8-3.6 mg/L) y As (0.056-0.084 mg/L), los cuales sobrepasan la norma de calidad para agua potable.

En general, el agua subterránea de las subcuencas es de buena calidad para consumo humano. La concentración de STD en el agua subterránea de la subcuenca del río Zanjón está en un rango de 224 a 2,746 mg/L, y la dureza total varía de 10 a 1,311 mg/L (moderadamente dura a dura), encontrándose el agua de mejor calidad en la zona de Pesqueira. En algunas poblaciones de la subcuenca del río San Miguel, las concentraciones de STD son superiores al límite máximo permisible; por ejemplo, en el área de San Pedro varían de 1,043 a 1,056 mg/L, y en la de Zamora de 1,254 a 1,338 mg/L. La dureza del agua va de blanda (La Victoria, San Pedro) a muy dura.

Se analizó diversos metales en el agua, siendo los valores máximos encontrados (en mg/L): As (0.114), Ba (1.87), Cd (0.024), Cr (0.056), Co (0.028), Cu (0.941), Fe (43.9), Pb (0.0129), Mn (4.97), Mo (0.129), Ni (0.342), Se (0.091), Sr (12.0), Tl (0.043), V (0.113) y Zn (2.0). De acuerdo con la NOM (1994) y la Agencia de Protección al Medio Ambiente (2000), el As, Ba, Cd, Cr, Fe, Pb, Mn, Ni, Se y Tl exceden los límites máximos permisibles para consumo humano (UNISON, 2005).

Río SANTA CRUZ

Hidrología superficial

El acuífero del río Santa Cruz (SC), en la frontera norte del estado de Sonora, se clasifica como parte de la región hidrológica RH-7 Río Colorado (Figura 5). Tiene un área de 872 km², una precipitación media anual de 451 mm, una temperatura media anual de 17.8°C y una evapotranspiración real anual de 419 mm (Cervera-Gómez, 1995).

Hidrogeología

En la cuenca del río Santa Cruz, se presentan afloramientos que van del Precámbrico al Holoceno. La sierra San Antonio se considera frontera impermeable de la cuenca y limita la corriente principal que es el río Santa Cruz. Los valles están formados por conglomerado y aluvión.

Aflora en esta cuenca diorita del Precámbrico cubierta por el conglomerado terciario, estando afectada por cuerpos intrusivos del Cretácico Superior. Se considera que la posibilidad de esta cuenca de contener acuíferos sea baja, pero su permeabilidad puede aumentar por intemperismo.

En las sierras San Antonio y El Pinito, se encuentran cuerpos intrusivos graníticos de dimensiones batolíticas emplazados durante el Cretácico Tardío, que afectan rocas mesozoicas y paleozoicas. Estas rocas impermeables tienen posibilidad de incrementar su permeabilidad por intemperismo o en zonas con mayor número de fracturas.

Después de un largo período de erosión de los intrusivos graníticos, se depositan rocas volcánicas de composición félsica y andesítica que consisten en derrames de lava, toba, brecha volcánica e ignimbrita, de mediana permeabilidad debido a cambios en su textura y densidad de fracturas.

En la sierra El Pinito se localizan depósitos vulcanosedimentarios terciarios (conglomerado y arena con matriz arcillosa), que son considerados impermeables por su alto contenido de arcilla.

Durante el Neógeno, las depresiones de la cuenca producidas por fallas N-S se rellenan con sedimentos

continentales acarreados por los ríos, de gran espesor y correlacionables con la Formación Báucarit (23–6 Ma), que consisten en arena conglomerática y conglomerado poco consolidado, en ocasiones intercalados con derrames de basalto. Se consideran de baja a media permeabilidad por su moderada consolidación (Tapia-Padilla, 2005).

Los depósitos aluviales del Cuaternario se ubican en los valles intermontanos por donde fluye el río Santa Cruz. Tienen poco espesor y son sedimentos no consolidados con buena porosidad granular y permeabilidad. En esta zona se llama “Aluvión Joven” a depósitos superficiales del Holoceno y Pleistoceno, que consisten en grava, arena, limo y arcilla no consolidados a pobremente consolidados, con bloques y caliche ocasionales (ADWR, 2001).

El aluvión del Cuaternario junto con el conglomerado del Neógeno constituyen el acuífero de la zona, que se considera de tipo libre, pero localmente confinado. El agua subterránea se mueve de N a S en la porción oriental de la cuenca y de S a N en la occidental; a semejanza de la corriente superficial, que nace en EUA, se interna a México y luego vuelve a su país de origen (Cervera-Gómez, 1995).

Parámetros hidrogeológicos

La conductividad hidráulica de la formación Aluvión Joven fue calculada en 0.00129 m/s (Cervera-Gómez, 1995); los valores usados en la modelación matemática varían de 1×10^{-7} a 3×10^{-5} m/s y los valores del coeficiente de almacenamiento varían en un rango de 0.086 a 0.144 (Tapia-Padilla, 2005).

Disponibilidad de agua

El río Santa Cruz nace en Arizona, se dirige hacia el S hasta entrar a México, gira al N y regresa a los Estados Unidos. La población de ambos Nogales usan sus aguas para uso urbano, pero en el de Arizona la problemática se centra en mejorar la calidad del agua y la contaminación ambiental, mientras que en el de Sonora se preocupan por aumentar la cantidad de agua disponible y por contar con el servicio (Pineda-Pablos, 1998). La ciudad de Nogales, Sonora, ha obtenido re-

cursos para reparar y expandir su red de agua potable y alcantarillado, ampliando sus servicios. Sin embargo, el futuro no parece muy brillante, ya que si se continúa incrementando el uso del agua, habrá conflictos entre las zonas urbana y rural, así como con el vecino país, por la sobreexplotación de los acuíferos compartidos (Ingram, 1998).

Cervera-Gómez (1995) elaboró un balance hidrológico superficial de la cuenca con resultados positivos, dando un volumen precipitado de 596.26 Mm³/a, de escurrimiento directo de 27.3 Mm³/a, de escurrimiento base de 4.78 Mm³/a y de evapotranspiración real de 553.75 Mm³/a. El potencial de almacenamiento se calculó en 24.22 Mm³/a.

Por su parte, Tapia-Padilla (2005), aplicando el programa Modflow a la porción occidental del acuífero del río Santa Cruz, calculó una recarga vertical por precipitación de 9.69 Mm³/a, aportación vertical superficial del cauce del río de 4.34 Mm³/a, salida lateral subterránea de 1.54 Mm³/a, evapotranspiración de 9.30 Mm³/a y drenado del acuífero hacia el río de 4.35 Mm³/a, valores muy parecidos a los de otros autores (Técnicas Geológicas y Mineras, 1989; Cervera-Gómez, 1995).

La profundidad del nivel estático varió de 3 a 9 m de 1963 a 1989 (Técnicas Geológicas y Mineras, 1989 *in* Tapia-Padilla, 2005) pero, en general, la variación en la cuenca es de 1 a 25 m (INEGI, 1993). La modelación de Tapia-Padilla (2005) muestra que el agua subterránea se dirige hacia el lecho del río, lo que indica que el acuífero está alimentando al río; esto se evidencia por la presencia de agua en ciertos tramos del río, aun en ausencia de lluvias, como en Mascareñas y San Lázaro (Figura 12).

La extracción media anual en la cuenca es de 26 Mm³ y la recarga de 25.6 Mm³, por lo que se considera que el acuífero tiene una condición de equilibrio (INEGI, 1993).

Calidad del agua

La calidad del agua en la cuenca del río Santa Cruz es dulce, con contenidos de STD que rara vez sobrepasan los 350 mg/L (INEGI, 1993). En concordancia, la CNA (2005c) publica que el contenido de STD es menor que 1,000 mg/L.

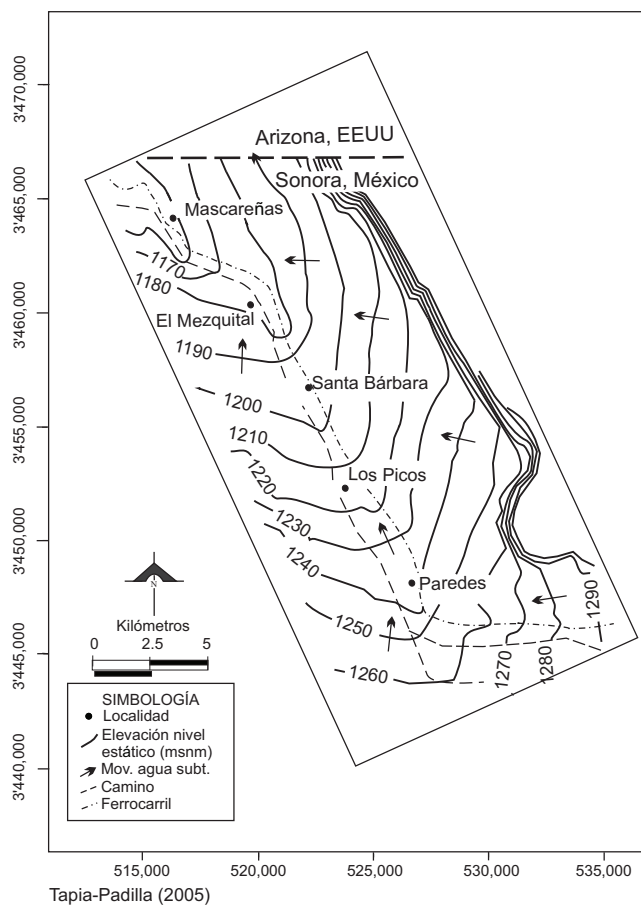


Figura 12. Piezometría de la porción occidental del río Santa Cruz en el año 1989.

Respecto a las descargas industriales, el 43% se localizó en 14 municipios del Estado, correspondiendo 255,000 m³/a a la ciudad de Nogales. Las actividades principales son la industria alimenticia, la manufacturera electrónica y la química. Asimismo, estos residuos industriales han afectado a los acuíferos de la zona (Celis-Salgado, 1992). Un muestreo realizado en 1988 en Nogales puso de manifiesto que tanto las aguas superficiales como los sedimentos contenían concentraciones arriba de la NOM (1994) de As, solventes tóxicos y compuestos químicos, comunes en las maquiladoras. También, se detectó niveles por arriba de la norma de bacterias coliformes fecales en el sistema de abastecimiento de agua municipal. Cabe mencionar que los residuos de la industria maquiladora se almacenan o desechan en acuíferos, drenaje y basureros, lo que amplía su peligrosidad (Moreno-Vázquez, 1995).

*Río SAN PEDRO**Hidrología superficial*

La cuenca del río San Pedro se localiza al NE del estado de Sonora, en la frontera entre México y EUA, formando parte de la RH-7 Río Colorado (Figura 5). El río San Pedro nace en la sierra Los Ajos, fluye hacia EUA uniéndose al río Gila en Winkelman, Arizona. Éste, a su vez, se une al río Colorado en Yuma, Arizona, el que desemboca en el Golfo de California, en el límite entre los estados de Baja California y Sonora.

En México, la cuenca tiene un área de 1,900 km², la precipitación media anual en la estación Cananea es de 553 mm y la temperatura media anual es de 16°C, mientras que en la estación Nogales, cercana a la cuenca, la lluvia media anual es de 486 mm y la temperatura media es de 18°C (Tabla 1). El escurrimiento medio anual calculado es de 30.44 Mm³ (Contreras-Montijo, 1986).

Hidrogeología

De acuerdo con CAS (2000), la recarga natural se efectúa por infiltración a través de fracturas, fallas y diaclasas en las rocas que forman las montañas, y a través de los espacios porosos de los sedimentos del valle. En la zona norte de la cuenca, existen rocas de poca permeabilidad que pueden actuar como una barrera al flujo, con excepción de la salida del río San Pedro hacia EUA, o zona de descarga, tanto superficial como subterránea.

El agua subterránea fluye en dos medios: granular y fracturado. El medio granular contiene sedimentos del Neógeno y Cuaternario, que varían de no consolidados a poco consolidados, rellenando la fosa tectónica del valle del río San Pedro. Este material consiste en conglomerado polimíctico (espesor = 100-500 m) y aluvión relacionado con abanicos aluviales y sedimentos depositados en cauces de ríos (espesor <100 m).

El medio fracturado está formado por rocas sedimentarias marinas (arenisca del Cretácico Superior, caliza y arenisca del Cretácico Inferior) y rocas volcánicas consolidadas (toba ácida y toba ácida vulcanoclástica del Cretácico Superior, toba ácida, andesita y

riodacita del Paleógeno). El acuífero es heterogéneo, isotrópico y muy probablemente de tipo libre.

Parámetros hidrogeológicos

Contreras-Montijo (1986) reporta un valor promedio de transmisividad de 0.00988 m²/s y de 0.0275 para el coeficiente de almacenamiento, a partir del análisis de las pruebas de bombeo mediante los métodos de Theis y Jacob y por recuperación. CAS (2000) calculó valores de transmisividad de 0.023 y 0.0004 m²/s y de 0.029 para el coeficiente de almacenamiento, los cuales son muy parecidos a los anteriores.

Disponibilidad de agua

Pineda-Pablos *et al.* (2007) analizan el manejo del agua en Cananea y mencionan que en 1999 la empresa minera transfirió el servicio urbano de agua al gobierno local, que no tiene suficientes recursos para mantenimiento; la recaudación es baja, la prestación del servicio es irregular y no existe planta de tratamiento de aguas negras. Los mismos autores proponen municipalizar el servicio de agua potable y drenaje y dotarlo de un nuevo marco institucional donde los directivos no sean políticos, sino que su elección esté sujeta a evaluaciones y avances.

Mediante el balance de agua subterránea (1985-1986) se calculó salidas horizontales subterráneas de 14.54 Mm³, una extracción por bombeo de 10.34 Mm³, un cambio de almacenamiento de 2.97 Mm³ y, despejando de la ecuación de balance, una recarga de 27.85 Mm³. Siendo la recarga mayor que la descarga, se consideró al acuífero subexplotado en esa fecha. Las entradas de agua subterránea provienen principalmente del SE y SW del valle, uniéndose en la porción central del mismo, donde también se recibe agua del NW y NE. Todo el flujo subterráneo continúa al N hacia los EUA (Contreras-Montijo, 1986).

Recientemente, Herrera-Carbajal (2005) realiza un balance hídrico (1997-2005) basado en la simulación con Modflow del acuífero, considerando como condiciones iniciales los niveles estáticos del año 1995. Entre las entradas anuales de agua subterránea, este autor obtuvo un volumen infiltrado por agua de lluvia de

35.61 Mm³, por agua de riego de 2.15 Mm³ y por retorno de aguas negras de 2.97 Mm³; como salidas anuales resultó un flujo base del río de 10.85 Mm³, una extracción por bombeo de 22.35 Mm³ y una evapotranspiración de 9.00 Mm³. El resultado del balance arroja cifras negativas de -1.46 Mm³, por lo que se considera que el acuífero se encuentra casi en equilibrio.

En los mapas de líneas equipotenciales de 1980 a 2000, se observa que los niveles estáticos varían de 1,450 msnm en la porción sur cerca de Cananea, disminuyendo hacia el N hasta la curva 1,300 msnm, lo que indica el movimiento del agua subterránea. En los mapas de evolución de niveles estáticos, se puede ver algunos conos de abatimiento hasta de -3 mbnm, sobre todo en la porción centro-oriental del valle del río San Pedro (CAS, 2000).

Calidad del agua

En el río San Pedro se ha reportado contaminación por metales pesados provenientes de la explotación de Cu que se hace en la mina de Cananea. Este río ha recibido constantemente desechos ácidos, así como descargas de aguas negras de origen doméstico e industrial de la ciudad de Cananea. Uno de los factores que propició en el pasado la contaminación del río, fue el desbordamiento de las presas de jales en época de lluvia. Por otra parte, los acuíferos de la cuenca han sido sometidos a sobreexplotación para cubrir los requerimientos de agua de la minera (Moreno-Vázquez, 1995).

Gómez-Álvarez *et al.* (1997) realizaron tres muestreos (1993-1994) en ocho estaciones a lo largo del cauce del río, analizando elementos mayores y metales pesados.

SONOYTA-PUERTO PEÑASCO Y CUCHUJAQUI

Estos acuíferos han cobrado importancia últimamente debido al desarrollo turístico y minero principalmente, por lo que se hace a continuación una breve descripción de ellos.

El acuífero de Sonoyta-Puerto Peñasco cuenta con 205 pozos que extraen un volumen de 32.5 Mm³/a, siendo el volumen concesionado de 36.4 Mm³/a. El 40% del agua extraída se usa en la agricultura, el 37% en uso urbano, hay un 17% de usos múltiples y el res-

tante 6% es de uso pecuario. Por otra parte, existen unidades geohidrológicas con bajas posibilidades de contener agua, constituidas por basalto, andesita y conglomerado del Cenozoico y gneiss y granito del Mesozoico. El aluvión y los depósitos eólicos cuaternarios tienen posibilidades altas de contener agua. La elevación de los niveles estáticos varía de 107 msnm a -3 mbnm cerca de Puerto Peñasco y los abatimientos van de -0.78 a -4.25 mbnm, aunque también hay zonas con recuperación (CEA, 2007).

La cuenca del río Cuchujaqui drena hacia el sur, al estado de Sinaloa, con una pendiente general fuerte. El arroyo principal es el llamado Álamos, que recorre 88 km desde el NE de Álamos a la presa Josefa Ortiz de Domínguez (Sinaloa) y recibe como tributarios a los arroyos Cuchujaqui y Güirocoba (CONAGUA, 2005). El acuífero de Cuchujaqui, de tipo libre, suministra agua a los poblados del municipio de Álamos a través de 234 pozos. La calidad del agua es muy buena en toda la cuenca, presentando valores menores que 600 mg/L de sólidos totales disueltos. Se tiene casos puntuales de contaminación por nitratos. Se identificó cuatro familias de agua: bicarbonatada cálcica, bicarbonatada sódica, bicarbonatada cálcico-sódica y bicarbonatada-clorurada sódica. Asimismo, se reconoció cuatro unidades geohidrológicas: aluvial, conglomerado, terrazas y roca compacta. La unidad aluvial y la terraza fluvial son las más importantes para la acumulación y explotación del agua subterránea. Para el acuífero, se calculó un volumen anual escurrido de 98.6 Mm³ y una evapotranspiración anual de 27.7 Mm³. Cuenta con una disponibilidad media anual de agua subterránea de 22.3 Mm³ como resultado de restar a la recarga total media anual de 49.7 Mm³, una descarga natural comprometida de 19.5 Mm³, y un volumen anual concesionado e inscrito en el REPDA de 2.5 Mm³. La condición del acuífero es de equilibrio o subexplotado (CONAGUA, 2005).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El agua es indispensable para el desarrollo de las actividades del hombre; sin embargo, su uso y manejo no siempre se han dado de una manera sustentable. Al tratar el tema del agua, se debe considerar dos aspectos: su cantidad y su calidad.

De la cantidad de agua superficial y subterránea disponible en México, el 76.8% se usa en actividades agrícolas; el 14.0% en abastecimiento público; el 4.1% en la industria autoabastecida y el 5.1% en termoeléctricas (CONAGUA, 2010).

La disponibilidad de agua depende del volumen que se precipita, del que escurre por los ríos y del que se infiltra al subsuelo para recargar los acuíferos. Como estos volúmenes son bajos en el NW del país, es muy común hablar de escasez de agua y sequía (temporada seca). El estado de Sonora se ubica en una franja que incluye a los grandes desiertos del mundo, caracterizada por cambios climáticos extremos, con valores altos de temperatura y evaporación y bajos de precipitación, escurrimiento e infiltración. La precipitación promedio anual en Sonora es de 336 mm, que resulta muy baja comparada con las de Tabasco (2,318 mm), Chiapas (2,093 mm) y Campeche (1,641 mm) en el SE de México. Adicionalmente, si se compara la lámina anual precipitada con la evaporada de 2,254 mm, se tiene, por tanto, escurrimientos mínimos, por lo que los ríos y arroyos, en su mayoría, permanecen secos durante gran parte del año.

El producto de la lámina anual por la superficie del Estado, da un volumen precipitado de 64,894 Mm³, del cual se evaporan 58,095 Mm³ (89.52%), escurren 4,444 Mm³ (6.85%) y se infiltran para recargar los acuíferos 2,355 Mm³ (3.63%), cantidad que no es suficiente para igualar las extracciones.

La escasez de agua superficial en Sonora, hace que el recurso subterráneo cobre gran importancia, siendo la principal fuente de suministro los acuíferos ubicados a lo largo de la costa que, debido a un manejo no sustentable, se encuentran en estado de sobreexplotación y con problemas de intrusión salina.

La sobreexplotación se produce cuando la extracción de agua de un acuífero se realiza a un ritmo mayor que el de su recarga media. De la información de descarga y recarga de 15 acuíferos publicada por la Comisión Nacional del Agua, 11 de ellos presentan déficit de agua (Los Chirriones, Búsani, Coyotillo, Magdalena, Costa de Hermosillo, Río Sonora, Río San Miguel, Río Zanjón, Valle de Guaymas, San José de Guaymas y Valle del Mayo), siendo los más afectados los de la Costa de Hermosillo, Valle del Mayo y Río Sonora. Los

acuíferos bajo los ríos Yaqui, Cocoraque, Fronteras y Moctezuma aun tienen agua subterránea disponible (INEGI, 2000; CNA, 2005a).

Respecto a la calidad del recurso subterráneo en Sonora, existe contaminación debida principalmente a desechos industriales, agrícolas, mineros e intrusión salina. En Caborca, se ha detectado la presencia de As en al menos cuatro pozos de uso doméstico, así como de plaguicidas usados en la agricultura. En Guaymas, la principal limitante para usar el agua es la salinidad, producto de la intrusión salina que ha afectado una franja costera de 15 km. También se ha detectado Ba en agua potable por arriba de la norma y en algunas manifestaciones termales, favorecidas por fallas profundas. En el valle del Yaqui se reportan dos fuentes principales de contaminación: la presencia de plaguicidas en pozos de agua potable y la salinidad debida a evapotranspiración por niveles freáticos someros, evaporitas o intrusión marina. Se han encontrado otros elementos contaminantes, como Mn, en pozos del valle aluvial del río Yaqui, que surten de agua a las ciudades de Guaymas y Empalme, así como compuestos nitrogenados producidos mayormente por granjas porcícolas.

En el valle del Mayo se ha detectado salinidad alta, perjudicial para los cultivos que, según algunos investigadores, se debe a intrusión marina, lo cual aun no se ha probado.

En la cuenca del río Sonora, se tiene agua de buena calidad en la parte alta (subcuenas de los ríos Sonora, Zanjón y San Miguel), aunque algunos elementos (As, Ba, Cd, Cr, Fe, Pb, Mn, Ni, Se, Tl) distribuidos a lo largo de la misma exceden los límites máximos permisibles para consumo humano. En los acuíferos aledaños a la ciudad de Hermosillo (Mesa del Seri-La Victoria), existen manifestaciones termales y elementos como F y As. En la parte baja de la cuenca, donde se ubica la Costa de Hermosillo, la contaminación más grave es por fuentes naturales (intrusión marina), seguida por las aguas de retorno agrícola que llevan pesticidas, fertilizantes y residuos de granjas, habiéndose detectado bacterias coliformes fecales en el agua subterránea bajo zonas agrícolas regadas con aguas negras sin tratamiento.

En el acuífero del río Santa Cruz, en general, el agua es de buena calidad; sin embargo, en los munic-

pios con gran desarrollo industrial, como Nogales, se evidencia contaminación por As, solventes tóxicos y compuestos químicos procedentes de las maquiladoras, los que se desechan sin tratamiento alguno en acuíferos, el drenaje y basureros.

En las aguas superficiales del río San Pedro, se registran valores altos de CE, SO_4 y metales pesados, en áreas cercanas a las minas de Cu de la región. También se tienen descargas de aguas negras de origen doméstico e industrial hacia el río. El agua subterránea, por su lado, ha sufrido explotación intensiva con el fin de surtir a las minas.

Con el fin de mejorar la cantidad y calidad del agua que se requiere en zonas desérticas, como en Sonora, diversas acciones se han llevado a cabo, tanto por parte de las dependencias oficiales encargadas de su administración, como por parte de los usuarios e investigadores. Las dependencias han realizado estudios de hidráulica, hidrogeología, erosión, etc., los cuales debieran estar disponibles al público. Los usuarios que han sufrido los efectos de la sequía a través de tandeos de agua, disminución de sus dotaciones agrícolas, etc., tienen ahora una mayor conciencia y educación, por lo que hacen un uso más cuidadoso del agua. Por su parte, los investigadores siguen elaborando propuestas, haciendo estudios, impartiendo cursos de actualización, etc., que coadyuvan al conocimiento del recurso hidráulico, del cual dependen todas nuestras actividades vitales. Algunos estudios incluyen modelación matemática de acuíferos, construcción de barreras de pozos de extracción, inyección de agua para detener la intrusión salina, balances hídricos y gestión integral del agua en cuencas.

El Programa de Desarrollo Regional Frontera Norte (CNA-SEGOB, 2001-2006), propone las acciones siguientes para mejorar el uso y manejo del agua: fomentar la eficiencia en la agricultura, lograr un manejo integral y sustentable del agua en cuencas y acuíferos, disminuir los efectos de inundaciones y sequías, ampliar la cobertura y calidad de los servicios de agua potable y alcantarillado, y fomentar el reuso, promoviendo la participación de todos los usuarios del sector hidráulico (agricultores, ganaderos, industriales, ciudadanos, políticos, investigadores, etc.).

Finalmente, lo que proponen Pineda-Pablos *et al.* (2007) para Cananea, es aplicable a todos los organis-

mos que administran el agua, los cuales deberían tener un nuevo marco institucional donde el nombramiento de sus directivos no tenga carácter político, sino que esté sujeto a evaluación y avance de su desempeño. Asimismo, ellos sugieren que las tarifas y cobros del agua no dependan tampoco de decisiones políticas, sino de mecanismos de información, evaluación y vigilancia independientes.

RECONOCIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Dr. José Luis Moreno Vázquez de El Colegio de Sonora por la revisión del presente artículo y sus atinadas sugerencias.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Andrews, R.W., 1981, Salt-water intrusion in the Costa de Hermosillo, Mexico—a numerical analysis of water management proposals: *Ground Water*, v. 19, núm. 6, p. 635–647.
- Ariel Construcciones, S.A. (ACSA), 1968, Estudio hidrogeológico completo de los acuíferos del valle de Guaymas, Sonora: México, D.F., Informe técnico, tomos I y II, anexos I y II (inédito).
- Arizona Department of Water Resources (ADWR), 2001, Santa Cruz Active Management Area 1997-2001 Hydrologic Monitoring Report: Arizona, Hydrology Division, 44 p. (inédito).
- Arvizu-Núñez, Jesús y González-Enríquez, Rodrigo, 2005, Contaminación por lixiviados de un vertedero de residuos sólidos urbanos en una zona del acuífero del valle del Yaqui, Sonora: Asociación Geohidrológica Mexicana, V Congreso Nacional de Aguas Subterráneas, Hermosillo, Son., p. 29. (resumen).
- Barrón-Félix, M.R., 2005, El clima en Sonora, Conferencia impartida en el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora: Hermosillo, Comisión Nacional del Agua, Gerencia Regional Noroeste, Septiembre 8, presentación en PowerPoint, 39 p. (inédita).
- Borgo-Valdez, Guadalupe, 2002, Modelación del avance de la intrusión salina en el acuífero del valle de Guaymas utilizando el programa Sharp: Hermosillo, Universidad de Sonora, División de Ingeniería, tesis de maestría, 75 p. (inédita).
- Canales-Elorduy, A.G., y Robles-Contreras, Fabián, 1997, Acuífero del valle del Mayo: Universidad de Sonora, I Seminario de Acuíferos Costeros de Sonora, Hermosillo, p. 90–92 (resumen).
- Cardona-Benavides, Antonio; González-López, Araceli; Lugo-Silva, Hugo; y Pérez-Morán, Arturo, 2005, Contaminación difusa del agua subterránea en el acuífero Costa de Hermosillo: Asociación Geohidrológica Mexicana, V Congreso Nacional de Aguas Subterráneas, Hermosillo, Son., p. 38.
- Castillo-Gurrola, José; Morales-Montaña, Mariano; Vega-Granillo, E.L.; Ríos-Angulo, M.A.; Muñoz-Caballero, Gloria; Sando-

- val-Inda, Rebeca; Rodríguez, J.C.; Martínez-Retama, Silvia; Ibarra-Córdova, Rubén; y Borgo-Valdez, Guadalupe, 2002, Disponibilidad y planeación del recurso agua en el municipio de Empalme, Sonora: Hermosillo, SIMAC-CONACYT, Clave: 990106512, informe técnico, 102 p. (inédito).
- Castro-García, J.A., 1998, Modelo numérico de intrusión salina en la costa de Hermosillo, Sonora, con base en estudios geofísicos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, tesis de maestría, 95 p. (inédita).
- Celaya, J.L., 2005, Panorama general de la calidad del agua en Sonora, COAPAES: Hermosillo, Foro 1, Agua hoy, agua de una vez por todas, Organizado por el PRI-Sonora, Auditorio del Centro de las Artes, Universidad de Sonora, 2 y 3 de Diciembre 2005, presentación en PowerPoint, 14 diapositivas (inédita).
- Celis-Salgado, Patricia, 1992, Diagnóstico de la contaminación del agua en el estado de Sonora: Hermosillo, Ecología, Recursos Naturales y Medio Ambiente en Sonora, p. 165–187.
- Cervera-Gómez, L.E., 1995, Estudio de balance de agua en la Cuenca Binacional del Río Santa Cruz: Nogales, Sonora: El Colegio de la Frontera Norte, informe técnico, 84 p. (inédito).
- CEA, 2004, Estudios y proyectos para la rehabilitación y mejoramiento de pequeñas áreas hidroagrícolas productivas en la Cuenca del Río San Miguel, dentro del municipio de Rayón, Sonora: Hermosillo, Comisión Estatal del Agua, <http://www.ftpcea.com/docs/estudios/09_rehabilitacion_rayon_informe.pdf>, acceso libre, fecha de consulta 26 de junio de 2007, 26 p. (en línea).
- CEA, 1995, Clasificación de acuíferos y disponibilidad de aguas subterráneas en el estado de Sonora: Hermosillo, Comisión Nacional del Agua, Gerencia Estatal en Sonora, Subgerencia Administración del Agua, informe técnico, 94 p. (inédito).
- CEA, 2007, Disponibilidad de agua del acuífero Sonoyta-Puerto Peñasco: Hermosillo, Comisión Estatal del Agua, Comunicación personal, Junio 2007.
- CNA, 2006, Programa Nacional Hidráulico 2001–2006, El agua—un recurso estratégico y de seguridad nacional: México, D.F., Comisión Nacional del Agua <http://sgh.conagua.gob.mx/site/upload/archivo/Agua_Recurso_3.pdf>, acceso libre, fecha de consulta 6 de noviembre de 2010, p. 45–57 (en línea).
- CNA, 2002a, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Valle de Guaymas, Estado de Sonora: México, D.F., Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica, <http://www.cna.gob.mx/eCNA/Espaniol/Programas/Subdirecciones/HtmlGAS/disp_gas/pdf_docs/Valle%20de%20Guaymas.pdf>, acceso libre, fecha de consulta 14 de septiembre de 2006, 27 p. (en línea).
- CNA, 2002b, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Río Sonora, Estado Sonora: México, D.F., Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica, <http://www.cna.gob.mx/eCNA/Espaniol/Programas/Subdirecciones/Html-GAS/disp_gas/pdf_docs/Rio%20Sonora.pdf>, acceso libre, fecha de consulta 14 de septiembre de 2006, 42 p. (en línea).
- CNA, 2002c, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Río Zanjón, Estado Sonora: México, D.F., Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica, 30 p. <http://www.cna.gob.mx/eCNA/Espaniol/Programas/Subdirecciones/Html-GAS/disp_gas/pdf_docs/Rio%20Zanjón.pdf>, acceso libre, fecha de consulta 14 de septiembre de 2006 (en línea).
- CNA, 2002d, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Río San Miguel, Estado de Sonora: México, D.F., Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica, <http://www.cna.gob.mx/eCNA/Espaniol/Programas/Subdirecciones/Html-GAS/disp_gas/pdf_docs/Rio%20San%20Miguel.pdf>, acceso libre, fecha de consulta 14 de septiembre de 2006, 38 p. (en línea).
- CNA, 2005a, Disponibilidad media anual: México, D.F., Comisión Nacional del Agua, Acuíferos del Estado de Sonora, Menú principal-Disponibilidad-Agua subterránea <<http://www.cna.gob.mx/eCNA/Espaniol/Directorio/Default.aspx>>, acceso libre, fecha de consulta 19 de abril de 2006 (en línea).
- CNA, 2005b, Programa Ambiental 2000-2006, Restauración ambiental de la Bahía de Guaymas: Comisión Nacional del Agua, Hacia el Foro Mundial del Agua, Hermosillo, Sonora, presentación en PowerPoint, 41 p. (inédita).
- CNA, 2005c, Salinidad del agua subterránea de Sonora (Cuenca del Río Santa Cruz): México, D.F., Comisión Nacional del Agua, <<http://www.cna.gob.mx/eCNA/Espaniol/Directorio/Default.aspx>>, Menú principal-Calidad-Red de agua subterránea, acceso libre, fecha de consulta 18 de abril de 2006 (en línea).
- CONAGUA, 2005, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Cuchujaqui (2643), Estado de Sonora: México, D. F., Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica, informe técnico, 25 p. (inédito)
- CONAGUA, 2006, Datos meteorológicos y de paros de bombeo de los acuíferos de Caborca, Costa de Hermosillo, Guaymas y El Yaqui: Hermosillo, Comisión Nacional del Agua, Gerencia Estatal en Sonora, Subgerencia Administración del Agua, archivos digitales (inéditos).
- CONAGUA, 2010, Estadísticas del agua en México: Comisión Nacional del Agua, <http://www.agua.org.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=11169:estadisticas-del-agua-en-mexico-edicion-2010&catid=1128:estadisticas&Itemid=100062>, acceso libre, fecha de consulta 9 de noviembre de 2010, 257 p. (en línea).
- CNA, 2001-2006, Programa Nacional Hidráulico 2001-2006, El agua—un recurso estratégico y de seguridad nacional: México, D.F., Comisión Nacional del Agua <http://sgh.conagua.gob.mx/site/upload/archivo/Agua_Recurso_3.pdf>, acceso libre, fecha de consulta 6 de noviembre de 2010, p. 45–57 (en línea).

- CAS (Consultores en Agua Subterránea), 2000, Actualización del estudio geohidrológico de las cuencas del Río San Pedro y norte del Río Sonora en Cananea, Son.: Grupo México, Mexicana de Cananea, Memoria, 9, 4 p.
- Contreras-Montijo, F.M., 1986, Comportamiento del acuífero del Río San Pedro, Cananea, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 42 p. (inédita).
- Espinoza-Ojeda, Eligio, 2003, Evaluación de riesgo a la salud por exposición a arsénico en agua potable en poblados de la costa agrícola de H. Caborca, Sonora: Hermosillo, México, Universidad de Sonora, División de Ingeniería, tesis de maestría, 79 p. (inédita).
- GEG, 2000, Estudio de actualización geohidrológica del acuífero del Valle del Río Zanjón, Municipios de Carbó, San Miguel de Horcasitas y Hermosillo, Sonora: Geofísica de Exploraciones Guysa, Asociación Cuenca Zanjón, informe técnico, 264 p. (inédito).
- Gómez-Álvarez, Agustín; Villalba-Atondo, A.I.; y Romero-Acosta, A.A., 1997, Estudio de la contaminación por metales pesados en el agua superficial del río San Pedro, Sonora, México: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 14, núm. 2, p. 1–16.
- González-Enríquez, Rodrigo, 1999, Modelo hidrogeológico conceptual del acuífero del Valle del Yaqui, Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Agricultura y Ganadería, III Seminario de Acuíferos Costeros de Sonora, Empalme, Sonora, p. 73–77 (resumen).
- González-Enríquez, Rodrigo, 2002, Geofísica de los acuíferos costeros del sur de Sonora *en*: Universidad de Sonora, Departamento de Agricultura y Ganadería, VI Seminario de Acuíferos Costeros de Sonora, Poblado Morelos (La Atravesada), Sonora, p. 17–19 (resumen).
- González-Enríquez, Rodrigo, y Canales-Elorduy, A.G., 1995, Contaminación por plaguicidas en el acuífero del Valle del Yaqui, *in* Restrepo, I., ed., Agua, salud y derechos humanos: México, D.F., Comisión Nacional de Derechos Humanos, p. 203–219.
- González-Enríquez, Rodrigo, y Canales-Elorduy, A.G., 1997, Alternativas para reducir la presencia de manganeso en el agua potable para Guaymas-Empalme, procedente del acuífero del valle aluvial del Río Yaqui, Sonora, México: Universidad de Sonora, Departamento de Agricultura y Ganadería, I Seminario de Acuíferos Costeros de Sonora, Hermosillo, p. 83 (resumen).
- Herrera-Carbajal, Socorro, 2005, Estudio hidrológico de la Cuenca del Río San Pedro, Sonora, utilizando el Modflow: Hermosillo, Universidad de Sonora, División de Ingeniería, tesis de maestría, 109 p. (inédita).
- Herrera, J.C.; Unland, H.; Pulido, L.; Zavala, M.; Ojeda, W.; y De León, B., 2002, Tecnificación y reconversión productiva del distrito de riego 037 Altar-Pitiquito-Caborca, Sonora <<http://chac.imta.mx/instituto/historial-proyectos/rd/2002/RD3-Tecnificacion.pdf>>, acceso libre, fecha de consulta 8 de noviembre de 2010, p. 55-61 (en línea).
- Herrera-Revilla, Ismael; Cruickshank-Villanueva, Carlos; Yates, Robert; y Munch, D.E., 1985, Ampliación a la modelación matemática de las fuentes de abastecimiento para el suministro de agua en bloque a las ciudades de Guaymas, Empalme y San Carlos, Sonora: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México-Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, informe técnico, 86 p. (inédito).
- Herrera-Revilla, Ismael; Rodríguez-Castillo, Ramiro; Medina-Bañuelos, Rodrigo; y Hernández-García, Guillermo, 1990, Simulación de alternativas de explotación del acuífero del Valle de Guaymas, Sonora: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, informe técnico, 24 p. (inédito).
- Herrera-Salazar, J.E., y Vega-Granillo, E.L., 2005, Modelo conceptual y balance hidrológico superficial de la parte alta de la Subcuenca Río Sonora-Banamichi, *in* Rodríguez-R., R.; López-D., R.; y Castro-L., J.: Actas INAGEQ, v. 11, núm. 1, p. 14 (resumen).
- Infante-Reyes, J.A., 1997, Estudio geohidrológico de los acuíferos en el Valle del Río Mayo, Sonora: Universidad de Sonora, I Seminario de Acuíferos Costeros de Sonora, Hermosillo, p. 85-89. (resumen).
- Ingram, Helen, 1998, El abastecimiento de agua en las ciudades del desierto—conflictos entre la sustentabilidad del medio ambiente, los valores de la comunidad y los imperativos económicos: El Colegio de Sonora, Foro Hermosillo y el Agua—infraestructura hidráulica, servicios urbanos y desarrollo sustentable, Pineda-Pablos, Nicolás (comp.), Hermosillo, 13 de marzo de 1998, 145 p.
- IMTA, 2004, Actualización del estudio geohidrológico del Valle del Mayo, Sonora: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, TH-0417, Martínez-Morales, Manuel, Historial de proyectos <<http://chac.imta.mx/instituto/historial-proyectos/listado-th.php?anio=2004>>, acceso libre, fecha de consulta 8 de noviembre de 2010 (en línea).
- INEGI, 1993, Estudio hidrológico del Estado de Sonora: México, D.F., Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Secretaría de Programación y Presupuesto, 81 p.
- INEGI, 2000, Síntesis de Información Geográfica del Estado de Sonora: Aguascalientes, Ags., Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Secretaría de Programación y Presupuesto, 88 p.
- Leyva-Martínez, J.P., 2005, Determinación de los volúmenes de extracción de agua subterránea con base en el consumo de energía eléctrica en pozos de la Costa de Hermosillo: Asociación Geohidrológica Mexicana, Hermosillo, Sonora, V Congreso Nacional de Aguas Subterráneas, p. 79 (resumen).
- López-Ibarra, J.A., 1993, Aplicación de un modelo numérico al acuífero de Guaymas, Sonora: Ciudad Obregón, Sonora, Instituto Tecnológico de Sonora, Departamento de Ingeniería Civil, tesis profesional, 128 p. (inédita).
- López-Tánori, Alberto, 2002, Construcción de redes de flujo para calcular gastos subterráneos del acuífero del Valle de Guaymas, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Ingeniería Civil, tesis profesional, 69 p. (inédita).
- Montes de Oca-Ponce de León, J.F., 1989, Detección de la presencia de bario en el agua subterránea en la franja costera del Valle de Guaymas, Sonora: Hermosillo, Universidad de So-

- nora, Escuela de Agricultura y Ganadería, tesis profesional, 67 p. (inédita).
- Moreno-Vázquez, J.L., 1995, El agua en Sonora—escasa, mal utilizada y contaminada, *in* Restrepo, I., ed., Agua, salud y derechos humanos: México, D.F., Comisión Nacional de Derechos Humanos, p. 221-257.
- Moreno-Vázquez, J.L., 2000, Apropiación y sobreexplotación del agua subterránea en la Costa de Hermosillo 1945-2000: Guadalajara, Universidad de Guadalajara, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores, tesis doctoral, 393 p. (inédita).
- NOM, 1994, NOM-127-SSA1-1994: Salud ambiental, agua para uso y consumo humano—límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización: Norma Oficial Mexicana <<http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/127ssa14.html>>, acceso libre, fecha de consulta 9 de noviembre de 2010 (en línea).
- Ojeda-De la Cruz, Arturo, 1994, Explotación futura del acuífero del Valle de Caborca, Sonora: Monterrey, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ingeniería Civil, tesis de maestría, 111 p. (inédita).
- Pineda-Pablos, Nicolás, 1998, Comentarios al artículo de Helen Ingram, Nancy K. Laney y David M. Gillilan, 1995, *Divided Waters: Bridging the U.S.-Mexico Border*, The University of Arizona Press, Tucson, Arizona, 262 p.: Región y Sociedad, v. 9, núm. 15, p. 187-193.
- Pineda-Pablos, Nicolás; Browning-Aiken, A.; y Wilder, M., 2007, Equilibrio de bajo nivel y manejo urbano del agua en Cananea, Sonora: Revista Frontera Norte, Enero-Junio, v. 19, 39 p.
- Rangel-Medina, Miguel; Minjárez-Sosa, J.I.; Monreal-Saavedra, Rogelio; Gutiérrez-Heredia, R.E.; y Grijalva-Noriega, F.J., 2005, Geoquímica de la salinidad y origen del agua subterránea en el acuífero del Valle del Yaqui, Sonora, México: Asociación Geohidrológica Mexicana, V Congreso Nacional de Aguas Subterráneas, Hermosillo, p. 113-114 (resumen).
- Reyes-Martínez, Amelia, y Quintero-Soto, M.L., 2009, Problemática del agua en los distritos de riego por bombeo del estado de Sonora: Revista Digital Universitaria, v. 10, núm. 6,, <<http://www.revista.unam.mx/vol.10/num8/art51/art51.pdf>>, acceso libre, fecha de consulta 9 de noviembre de 2010, 19 p (en línea).
- Rodríguez-Castillo, Ramiro; Prol-Ledesma, R.M.; Durazo, Jaime; y Flores-M., Leticia, 1985, Estudio tectónico, geoquímico y geotérmico del acuífero del Valle de Guaymas, Son.: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Departamento de Exploración, informe técnico, 61 p. (inédito).
- Roldán-Quintana, Jaime; Mora-Klepeis, Gabriela; Calmus, Thierry; Valencia-Moreno, Martín; y Lozano-Santa Cruz, Rufino, 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, v. 21, núm. 3, p. 320-334.
- SEDESOL (Secretaría de Desarrollo Social-Delegación Sonora), 1994, Diagnóstico preliminar de la calidad del agua de la cuenca del río Concepción-Arroyo Cocóspera en el municipio de Magdalena de Kino, Sonora: Hermosillo, Estudios Sociales, Revista de Investigación del Noroeste, v. 9, p. 103-139.
- Tapia-Padilla, Gabriela, 2000, Formulación de un modelo preliminar para el estudio de intrusión salina en el acuífero del Valle de Guaymas: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Ingeniería Química y Metalurgia, tesis profesional, 54 p. (inédita).
- Tapia-Padilla, Gabriela, 2005, Aplicación de Modflow para la simulación hidrogeológica estacionaria de una porción de la Cuenca del Río Santa Cruz, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, División de Ingeniería, tesis de maestría, 97 p. (inédita).
- Técnicas Geológicas y Mineras, 1989, Estudio de evaluación de la disponibilidad de agua y definición de explotación en el Valle del Río Santa Cruz con fines de abastecimiento de agua a la ciudad de Nogales, Son.: CNA, Contrato VI-89-313-D, 173 p., *in* Tapia-Padilla, Gabriela, 2005, Aplicación de Modflow para la simulación hidrogeológica estacionaria de una porción de la Cuenca del Río Santa Cruz, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, División de Ingeniería, tesis de maestría, 97 p. (inédita).
- TMI (Técnicas Modernas de Ingeniería), 1975, Interpretación de datos y determinación del potencial actual del acuífero en la Costa de Guaymas, Sonora: México, D. F. Secretaría de Recursos Hidráulicos, Contrato I.C.S. 75-2, Tomos I, II y III, X-7 p.
- UNISON (Universidad de Sonora), 2000, Estudio geohidrológico del comportamiento del acuífero mediante la realización de pruebas de bombeo y conceptualización a detalle de la intrusión salina en el acuífero de la Costa de Hermosillo: México, D. F., Comisión Nacional del Agua, Tomos I y II, V-6 p.
- UNISON (Universidad de Sonora), 2001, Estudio de cuantificación de la recarga del acuífero “Costa de Hermosillo”, Municipio de Hermosillo, Sonora: México, D. F., Comisión Nacional del Agua, Contrato SGT-GRNO-SON-01-026-CE-13, Tomos I y II, XII-7 p.
- UNISON 2003a, Estudio de actualización geohidrológica del acuífero “Valle del Yaqui”, Municipio de Cajeme, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Informe final, Dto. Riego Río Yaqui, 147 p. (inédito).
- UNISON, 2003b, Piezometría y censo de aprovechamientos de los acuíferos ubicados en las partes medias de las cuencas de los ríos Yaqui y Mayo, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Informe final, 65 p. (inédito).
- UNISON (Universidad de Sonora), 2005, Estudio geohidrológico de las Subcuencas de los Ríos Sonora, Zanjón, San Miguel, Mesa del Seri-La Victoria y Cuenca Bacoachito: Hermosillo, Comisión Estatal del Agua, Informe final, 11-9 p. (inédito).
- Vega-Granillo, E.L., 1992, Estudio hidrogeoquímico de la Cuenca del Río Mátape, Sonora con énfasis en la presencia de bario: Ciudad Obregón, Sonora, Instituto Tecnológico de Sonora, Maestría en Ingeniería (Administración de Recursos Hidráulicos), tesis de maestría, 81 p. (inédita).
- Vega-Granillo, E.L.; Canales-Elorduy, A.G.; Varela-Campos, Gabriel; y Quiñonez-Pineda, J.A., 2005, Control de la intrusión salina por medio de barreras de pozos: Universidad de Sono-

ra, Departamento de Geología, 30 Semana Cultural, Hermosillo, p. 3-4 (resumen).

Vega-Granillo, E.L.; Ochoa-Landín, M.E.; Durán-Calles, G.Y.; y Ruiz-Vega, F.L., 2004, Nuevos datos sobre la calidad del agua subterránea de la Cuenca del Río Mátape (2000-2004): Actas INAGEQ, v. 10, núm. 1, p. 2-7 (resumen).

Velázquez-Aguirre, Luis, y Ordaz-Ayala, Anselmo, 1993-1994, Provincias hidrogeológicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 52, núms. 1-2, p. 15-33.

Vega G., E.L., Canales E., A.G., Várela C., G., Quiñonez, J.A., 2005, Control de la intrusión salina por medio de barreras de pozos (resumen), en 30 Semana Cultural Departamento de Geología: Hermosillo, Son., 3-4.

Vega G., E.L., Ochoa L., M.E., Durán C., Y., Ruiz V., F.L., 2004, Nuevos datos sobre la calidad del agua subterránea de la Cuenca del Río Mátape (2000-2004) (resumen) en Actas INAGEQ, 10(1), 2-7.

Velázquez, L. y Ordaz, A., 1993-1994, Provincias hidrogeológicas de México: México, D.F., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo L11, No. 1 y 2, 15-33.

GLOSARIO DE HIDROGEOLOGÍA

Acuífero: Roca o sedimento en una formación, grupo de formaciones, o parte de una formación que está saturada y es suficientemente permeable para transmitir cantidades económicas de agua a pozos y manantiales.

Acuífero libre o no confinado: Acuífero en el cual no hay capas confinantes entre la zona de saturación y la superficie. Debe haber un nivel freático.

Acuífero confinado: Acuífero que está sobreyacido por una capa confinante, la cual tiene una permeabilidad hidráulica significativamente más baja que la del acuífero.

Acuífero semiconfinado: Acuífero confinado por una capa de baja permeabilidad que permite que el agua se mueva lentamente a través de ella. Durante el bombeo del acuífero, la recarga al acuífero puede ocurrir a través de la capa confinante.

Acuitardo: Unidad de baja permeabilidad que puede almacenar agua subterránea y también transmitirla lentamente de un acuífero a otro.

Acuífero sobreexplotado: Embalse subterráneo en el cual la extracción de agua se ha hecho a un ritmo mayor que el de la recarga media del mismo.

Agua residual: Agua de composición variada proveniente de las descargas de usos municipal, industrial, comercial, agrícola, pecuario, doméstico y, en general, de cualquier otro uso.

Caudal o gasto: Es el volumen de líquido que pasa a través de una sección por unidad de tiempo (L^3T^{-1}).

Coefficiente de almacenamiento: Volumen de agua liberado o añadido a un acuífero por unidad de superficie del acuífero y por unidad de variación de carga hidráulica (adimensional).

Conductividad eléctrica: Capacidad de una sustancia de conducir la corriente eléctrica; es la inversa de la resistencia. Se mide en siemens por metro ($S \cdot m^{-1}$).

Conductividad hidráulica: Coeficiente de proporcionalidad que describe la tasa a la cual el agua puede moverse a través de un medio poroso. Para determinarla se debe considerar la densidad y la viscosidad cinemática del agua. También se le conoce como permeabilidad hidráulica.

Contaminación del agua: Acción y efecto de introducir materia o inducir condiciones en el agua que impliquen una alteración de su calidad perjudicial en relación con sus usos posteriores o función ecológica.

Cuenca hidrológica: Área rodeada por un parteaguas dentro de la cual todos los escurrimientos confluyen para formar una sola corriente y que se extiende aguas abajo hasta el punto en que cruza el parteaguas.

Demanda bioquímica de oxígeno (DBO): Mide el oxígeno disuelto utilizado por los microorganismos para degradar biológicamente la materia orgánica (M/T).

- Descarga de un acuífero:** Volumen de agua que en un tiempo dado sale del embalse subterráneo naturalmente (manantial, evapotranspiración, alimentación a ríos o al mar), o artificialmente (norias o pozos).
- Escasez de agua:** Poca cantidad de agua.
- Escurrimiento:** Volumen o caudal de agua que pasa por un punto determinado en un tiempo dado ($L^3 T^{-1}$).
- Evaporación:** Fenómeno físico en el que el agua pasa de líquido a vapor. Se mide a través de tanques de evaporación o evaporímetros (L). La evapotranspiración es la consideración conjunta de evaporación y transpiración (fenómeno biológico por el que las plantas pierden agua a la atmósfera). Se mide con lisímetros (L).
- Infiltración:** Volumen de agua (lluvia, ríos o recarga artificial) que atraviesa la superficie del terreno en un tiempo dado y ocupa los poros del suelo o roca (L).
- Intrusión marina o salina:** Penetración del agua del mar en un acuífero costero. Movimiento de agua salada tierra adentro, desplazando al agua dulce.
- Isótopos del agua:** Los isótopos estables pesados de oxígeno (^{18}O) y deuterio (2H o D) se usan como trazadores del origen del agua subterránea, dado que su contenido se conserva, una vez que el agua entra al acuífero.
- Modelo matemático de un acuífero:** Representación virtual del medio físico en una computadora que, mediante las operaciones adecuadas, calcula la evolución de los niveles de agua y el flujo producido en los incrementos de tiempo solicitados.
- Nivel freático:** Profundidad a la que se halla la cima del agua freática; es decir, el agua acumulada en el subsuelo que se puede aprovechar por medio de pozos (del griego φρέατος [freatos]; pozo).
- Noria:** Aprovechamiento de gran diámetro y poca profundidad que se utiliza para extraer agua subterránea.
- Origen meteórico:** Procedencia de las aguas debido a la acción de meteoros o agentes atmosféricos o climáticos actuales o pasados.
- Parteaguas:** Límite entre cuerpos superficiales de agua. Se representa por un área topográficamente alta.
- Permeabilidad intrínseca:** Propiedad de un medio poroso que permite el movimiento de líquidos y gases bajo la acción combinada de la gravedad y la presión. Se mide en darcies (D) o milidarcies (mD).
- Porosidad:** Relación entre el volumen de intersticios en una muestra dada de un medio poroso (suelo) y el volumen bruto del medio poroso, incluidos los huecos (%).
- Precipitación:** Agua meteórica que se acumula sobre la superficie terrestre, en cualquier estado (lluvia, nieve, granizo, rocío y escarcha). Se registra en pluviómetros o pluviógrafos instalados en estaciones climatológicas (L) y se expresa como precipitación total anual (suma de la precipitación de todos los meses del año) o precipitación media (promedio de la precipitación total).
- Provincia fisiográfica:** Formación, o conjunto de ellas, en la que influyen la tectónica, las estructuras, la litología, la erosión y la sedimentación.
- Provincia hidrogeológica:** Formación o estrato acuífero que se deposita en similares condiciones geológicas y geomorfológicas.
- Recarga natural:** Volumen de agua que entra en un embalse subterráneo (acuífero) durante un período de tiempo, debido a la infiltración de las lluvias o de un curso de agua.

Región hidrológica: Superficie de una cuenca o de un conjunto de ellas con características hidrológicas similares.

Rendimiento específico o porosidad eficaz: Volumen de agua que se puede obtener de un medio poroso saturado; es igual al volumen de agua drenada por gravedad entre el volumen total (%).

Sequía: Reducción temporal notable del agua y la humedad disponibles, por debajo de la cantidad normal o esperada para un período dado. La sequía es temporal y la aridez es una característica climática permanente de regiones con lluvia escasa.

Tipos de río: Intermitente (el que tiene escurrimiento superficial solamente en alguna época del año), perenne o permanente (el que tiene un escurrimiento superficial que no se interrumpe en ninguna época del año, desde donde principia hasta su desembocadura).

Transmisividad o transmisibilidad: Tasa a la cual el agua, de una densidad y viscosidad predominan-

tes, es transmitida a través de un ancho unitario de un acuífero o capa confinante bajo un gradiente hidráulico unitario. Está en función de las propiedades del líquido, del medio poroso y del espesor de este último ($L^2 T^{-1}$).

Unidad geohidrológica: Región con similaridad, tanto en las características físicas de las unidades litológicas que la forman, como en su comportamiento en el subsuelo. Se clasifica por el material que contiene: consolidado (roca), no consolidado (suelo) y por su grado de permeabilidad (baja, moderada, alta).

Uso del agua: Empleo específico que se da al agua; por ejemplo, agrícola (agua del territorio nacional destinada a la actividad de siembra, cultivo y cosecha de productos agrícolas) o doméstico (agua del territorio nacional destinada al uso particular de las personas y del hogar, riego de jardines, árboles y abrevadero de animales domésticos que no constituya una actividad lucrativa).

Ochoa-Landín, Lucas; Pérez-Segura, Efrén; Del Río-Salas, Rafael; y Valencia-Moreno, Martín, 2011, Depósitos minerales de Sonora, México, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 9, p. 299–331, 6 figs., 5 tablas.

Capítulo 9

DEPÓSITOS MINERALES DE SONORA, MÉXICO

Lucas Ochoa-Landín^{1,},
Efrén Pérez-Segura¹,
Rafael Del Río-Salas² y
Martín Valencia-Moreno³*

RESUMEN

Se sabe que el potencial geológico-económico que guarda el estado de Sonora es grande, en particular los depósitos de tipo pórfido de cobre de los distritos mineros de Cananea y Nacozari, catalogados como de clase mundial y que, junto con más de 20 prospectos y proyectos, mantienen un fuerte liderazgo en producción de Cu y Mo. El potencial minero de Sonora no sólo es importante por la presencia de esos grandes depósitos de pórfido de cobre, sino que también por la de algunos depósitos notables de tipo skarn de Zn y Cu, los cuales han sido explorados en las partes norte, centro y sur del Estado, además de otros de tipo skarn con características muy especiales debido a la inusual presencia de minerales de Co y Ni, descritos recientemente en la parte centro-oriental de la entidad. Además, existen depósitos de W, también de tipo skarn, que han sido considerados como los más importantes en México de tal elemento. Regularmente, se encuentran asociadas a estos depósitos concentraciones importantes de B, Mo, U, REE, entre otros, que podrían ser atractivas para su exploración. Existe también mineralización de wollastonita en la mina Pilares, al noroeste de Hermosillo, la cual está relacionada con zonas de metamorfismo de contacto, estando catalogada como la más grande del mundo en esa sustancia.

También se reconoce algunos depósitos mesotermales y epitermales de Au, Ag y metales base de los cuales, sin lugar a duda, los depósitos de oro orogénico han sido recientemente de los más sobresalientes.

Actualmente se cuenta con información bastante confiable sobre la geología de los yacimientos minerales en el Estado, pero sin duda aún queda mucho por hacer. Seguramente el nuevo cúmulo de conocimientos sobre la formación de yacimientos minerales, aunado a la fuerte inversión en exploración que ha existido en los últimos años, motivada por el atractivo precio de los metales, incrementará el éxito de las actividades de exploración minera en el estado de Sonora.

Palabras clave: Depósitos minerales, Sonora, México.

¹Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora 83000, México.

*E-mail: lucaso@geologia.uson.mx

²Department of Geosciences, University of Arizona, 85721 Tucson, AZ, USA.

³Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México.

ABSTRACT

Since long time ago, it has been known that the economic and geological potential of Sonora is very large, outstanding the the large porphyry copper deposits of Cananea and Nacozari, which are classified as world class ore deposits. These deposits, together with more than 20 prospects and projects, have given to Sonora a strong leadership in Cu and Mo production. The mining potential of Sonora is known, not only by the presence of these great Cu-Mo deposits, but also by some major Zn and Cu skarn deposits, which have been explored in its northern, central and southern parts. Skarn deposits with a very special and unusual presence of Co and Ni have been described recently in the east central part of the State. In addition, most of the W deposits in Sonora have been related to skarn, and considered the largest W deposits in Mexico, with significant concentrations of B, Mo, U, and REE, among others, which may be attractive for exploration. There is also wollastonite mineralization in the Pilares mine, northwest of Hermosillo, which is related to contact metamorphic zones, and is considered as the largest deposit of this type in the world.

Besides, there are some areas with mesothermal and epithermal Au, Ag and base metal deposits, the first of which, the recently discovered orogenic gold deposits, have an extraordinary potential.

At present, there is a lot of reliable geological and economic information about the mineral deposits in Sonora. Surely the new data on the genesis of the mineral deposits, together with the current strong investment in exploration motivated by the high price of metals, will increase the success of mining exploration activities in Sonora.

Key words: Mineral deposits, Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Hablar de los depósitos minerales de Sonora es hablar de una larga tradición minera, con un fuerte liderazgo en la producción de Cu, Mo, W y Au. En el caso de los dos primeros, se sabe que su mayor producción proviene de dos grandes depósitos del tipo pórfido de cobre que pueden catalogarse como gigantes, Cananea y La Caridad, localizados en el noroeste del Estado, cuyas reservas conjuntas suman más de 35 Mt de contenido de Cu. Acompañando a estos dos grandes depósitos, existen más de 20 localidades entre prospectos y proyectos del mismo tipo con buenas perspectivas económicas, de los cuales sólo tres de ellos se encuentran en operación actualmente (Milpillitas, Mariquita y Piedras Verdes). Por otro lado, la estrecha relación genética que tiene este tipo de yacimientos minerales con la evolución y cristalización de cuerpos magmáticos de dimensiones batolíticas, como ha sido señalado por Titley y Beane (1981), Titley (1982), Seedorff (2005) y Sillitoe (2010), quienes sugieren una alta posibilidad de encontrar

otros depósitos minerales asociados a este ambiente magmático-hidrotermal, como son cuerpos de brechas magmáticas (*breccia pipes*), skarns de Cu-Zn-Pb, W y Fe, vetas de metales base y depósitos de U y REE relacionados con cuerpos pegmatíticos profundos, o vetas con mineralización de uranio de origen ígneo. El conocimiento más amplio, generado recientemente, sobre la evolución de los cuerpos supergénicos en los depósitos de pórfido de cobre, y la mayor comprensión sobre la evolución tectónico-estructural del noroeste de México, permiten la comprensión del escenario geológico-tectónico que propició la formación de depósitos de cobre, dentro y a lo largo de grandes cuencas tectónicas que generalmente flanquean a estos grandes sistemas.

En el caso de los depósitos de Au, se tiene un claro conocimiento sobre la disposición y distribución de distintos tipos de mineralización: Au (Ag), Au-Ag y Au, como es el caso de Mulatos, El Tigre y Santa Gertrudis, respectivamente. También, se cuenta con algunos depósitos pequeños de Au (Pb-Zn) al sur del poblado de Álamos, en la porción sur-sureste del estado, y con una

serie de depósitos de Au (Cu), distribuidos principalmente en el oeste-noroeste de Sonora, los cuales están asociados a zonas de metamorfismo y zonas de dilatación a partir de esfuerzos compresivos, recientemente catalogados como depósitos de oro en zonas de cizalla u oro orogénico. Sin duda, los de mayor potencial y más conocidos de este último tipo de yacimientos de Au en Sonora son La Herradura, caracterizada por tener más de 4 millones de onzas de oro cubicadas, y La Choya, con alrededor de 2 millones de onzas de oro. En esta misma zona, se tiene una serie de prospectos y proyectos, los cuales están en etapa de exploración (por ejemplo, San Francisco, en Tajitos; Noche Buena; Sierra Pinta) y otros recientemente en operación, como es el caso de El Chanate.

El estado de Sonora tiene los depósitos de Cu-Mo y de Au (Cu) más grandes de México; sin embargo, su geografía es extensa y mantiene una morfología característica que ha evolucionado a través del tiempo y que ha sido moldeada por distintas orogenias, que van desde el Precámbrico hasta el presente, guardando aún una serie de yacimientos minerales, cuya formación y génesis han sido poco entendidas. Hablamos de depósitos como aquéllos de Au de placer localizados en el noroeste y centro de Sonora, de los cuales se ha escrito bastante, pero de una manera netamente descriptiva, sin tocar el lado genético o la fuente proveedora del oro, donde tanto se especula sobre un origen a partir de vetas de cuarzo o depósitos precámbricos. Por otro lado, en la actualidad se conoce una serie de estructuras metamórficas terciarias desarrolladas en una etapa claramente distensiva, acompañada de una fuerte exhumación de rocas jóvenes de la parte superior de la corteza, conocidas como complejos metamórficos (*metamorphic core complexes*), las cuales durante su evolución estuvieron acompañadas por mineralización de Au acomodada a lo largo de estructuras sub-horizontales, como es el caso de Lluvia de Oro y La Jojoba, con el desarrollo de depósitos de oro de placer asociados durante su exhumación.

También, se tiene la presencia de atractivos cuerpos evaporíticos incluidos en cuencas grandes y alargadas con orientación NNW-SSE, con una clara evolución durante gran parte del Cenozoico, algunas de ellas conteniendo minerales como tenardita (NaSO_4), minerali-

zación de boro del tipo colemanita [$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$], y trona [$\text{Na}_3(\text{CO}_3)(\text{HCO}_3) \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$]. En la actualidad, se conoce poco sobre la evolución de las cuencas contenedoras de estas distintas formas de mineralización evaporítica, y el conocimiento de las fuentes y formación de salmueras es casi nulo.

Hacia el centro-sur del Estado, se tiene la presencia de mineralización de bario (barita), hospedada en rocas de ambiente de aguas profundas del Paleozoico (Poole et al., 1991; Sandra et al., 2004), que parece corresponder a un tipo de mineralización exhalativa, asociada a fumarolas hidrotermales, generadoras de depósitos polimetálicos de Pb-Zn que se extienden desde el noroeste de Estados Unidos y se internan en el noroeste de México (Turner y Einaudi, 1986). Esta idea, aunque ha sido retomada por algunos investigadores, no ha podido comprobarse con certeza en la región. Recientemente, bajo este mismo concepto tectónico-estructural para el noroeste de México, se ha especulado sobre la presencia en Sonora de depósitos conocidos como IOCG (*iron oxide-copper-gold deposits*), con muy escasa información acerca de ellos en esta región de México.

La gran diversidad y la distribución de yacimientos minerales en el estado de Sonora impiden hacer una descripción amplia y detallada de cada tipo de depósito, por lo que en el presente escrito se considera sólo aquellos yacimientos minerales de relevancia económica y geológica, como los depósitos de tipo pórfido de cobre, epitermales, skarn y oro orogénico (Figura 1), y sólo se retoma de manera breve otro tipo de yacimientos de menor importancia, pero que son necesarios para lograr un mejor entendimiento de la evolución geológica y metalogénica del Estado.

PÓRFIDOS DE COBRE

Los depósitos de tipo pórfido de cobre son producto de grandes sistemas magmático-hidrotermales relacionados con intrusivos que fueron emplazados a profundidades relativamente someras, con el subsiguiente enfriamiento de plutones porfídicos y la precipitación de sulfuros hipogénicos a partir de fluidos a altas temperaturas (Titley y Beane, 1981; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Sin embargo, los sistemas de tipo pórfi-

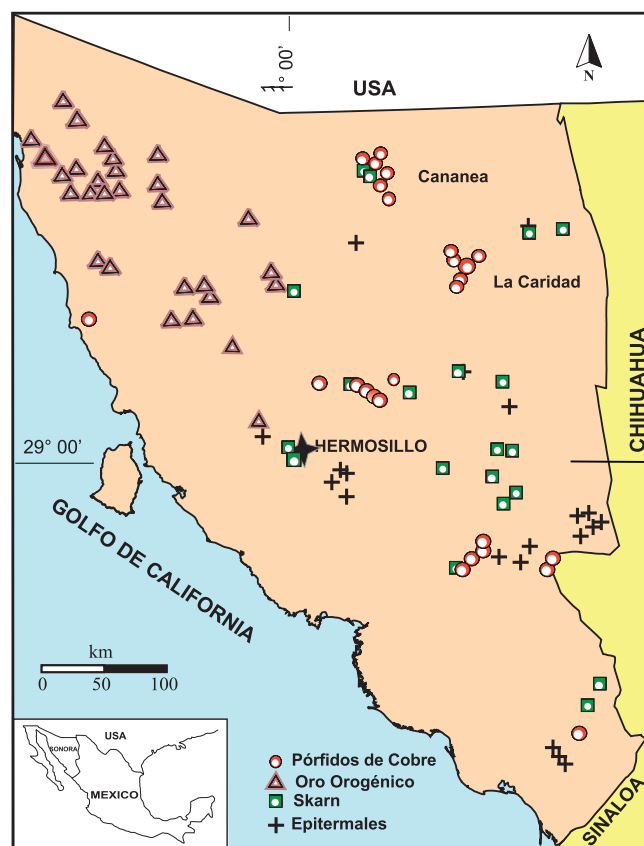


Figura 1. Localización y distribución de los depósitos minerales más importantes de pórfidos de cobre (círculos), epitermales (cruces), skarn (cuadros) y oro orogénico (triángulos) en el estado de Sonora. Los nombres de los distintos depósitos se muestran en las Tablas 1 a la 5.

do de cobre se deben a una serie de procesos ejercidos por fluidos magmático-hidrotermales y meteóricos en diferentes etapas, más que en un solo evento durante la cristalización de un magma, como ha sido sugerido por Gustafson y Hunt (1975), Burnham (1979, 1985) y Seedorff (2005), resultando con ello una extensiva permeabilidad secundaria, la cual prepara la roca para futuros procesos supergénicos.

Generalmente, estos depósitos han sido clasificados como de Cu-Mo, Mo, Cu-Au y hasta de W y Sn (Sillitoe, 1980; Staude y Barton, 2001; Seedorff et al., 2005); no obstante, existen otras formas de clasificación que incluyen, además, el marco tectónico, contenido de metales, tipos de alteración hidrotermal y variación en la composición de los cuerpos ígneos asociados. Estas diferencias han sido señaladas por varios autores en diferentes épocas, entre los que desta-

can Lindgren (1933), Meyer y Hemley (1967), Rose (1970), Lowell y Gilbert (1970), Gustafson y Hunt (1975), Sillitoe (1972, 1973, 1988, 1991, 2000, 2010), Tittley y Beane (1981), Barton et al. (1995) y Staude y Barton (2001), coincidiendo todos ellos en los siguientes puntos: (1) Los pórfidos de cobre se formaron en o cerca de cuerpos intrusivos porfídicos o en la cúpula de grandes intrusivos de los cuales las soluciones mineralizantes fueron derivadas y las cuales se encuentran espacialmente relacionadas; (2) la mineralización se encuentra en forma de vetas y vetillas formando zonas de *stockwork*, con mineralización de Cu, Mo, Fe, Pb y Zn, así como cantidades significativas de Au, W, Bi y Sn, que pueden ser, en algunos casos, importantes subproductos; (3) son sistemas hidrotermales gigantes que presentan una serie de asociaciones mineralógicas o alteración hidrotermal que afectan a miles de kilómetros cúbicos de roca; (4) pueden presentar variaciones en los estilos de mineralización, desde diseminado o en *stockwork*, brechas (*breccia pipes*) y zonas de skarn; (5) el tamaño de los pórfidos de cobre varía, desde pocos millones hasta miles de millones de toneladas, con leyes que van de 0.2 a 2% de Cu y 0.01 a 0.6% de Mo.

A gran escala, este tipo de yacimientos se encuentra en regiones caracterizadas por la presencia de abundante magmatismo de afinidad calciocalina, asociado a zonas de subducción de tipo arco magmático, con una amplia distribución asociada a cinturones orogénicos fanerozoicos fuertemente deformados que ocurren y se distribuyen en diferentes regiones de la placa del Pacífico (Figura 2), como fue señalado por Tittley y Beane (1981) y Seedorff (2005).

En el noroeste de México, este tipo de depósitos relacionados con actividad magmático-hidrotermal representa la continuación hacia el sur de la provincia de pórfidos cupríferos del suroeste de América del Norte, que se prolonga por el estado de Sonora y continúa a lo largo de 3,000 km hasta el estado de Chiapas (Sillitoe, 1976; Barton et al., 1995; Valencia-Moreno et al., 2006). En el noroeste del país, este cinturón está formado por rocas batolíticas y volcánicas con edades que varían desde el Mesozoico hasta el Paleógeno, que se emplazaron en un basamento de rocas precámbricas graníticas y metamórficas, con rocas paleozoicas de facies del miogeosinclinal en los estados de Sono-

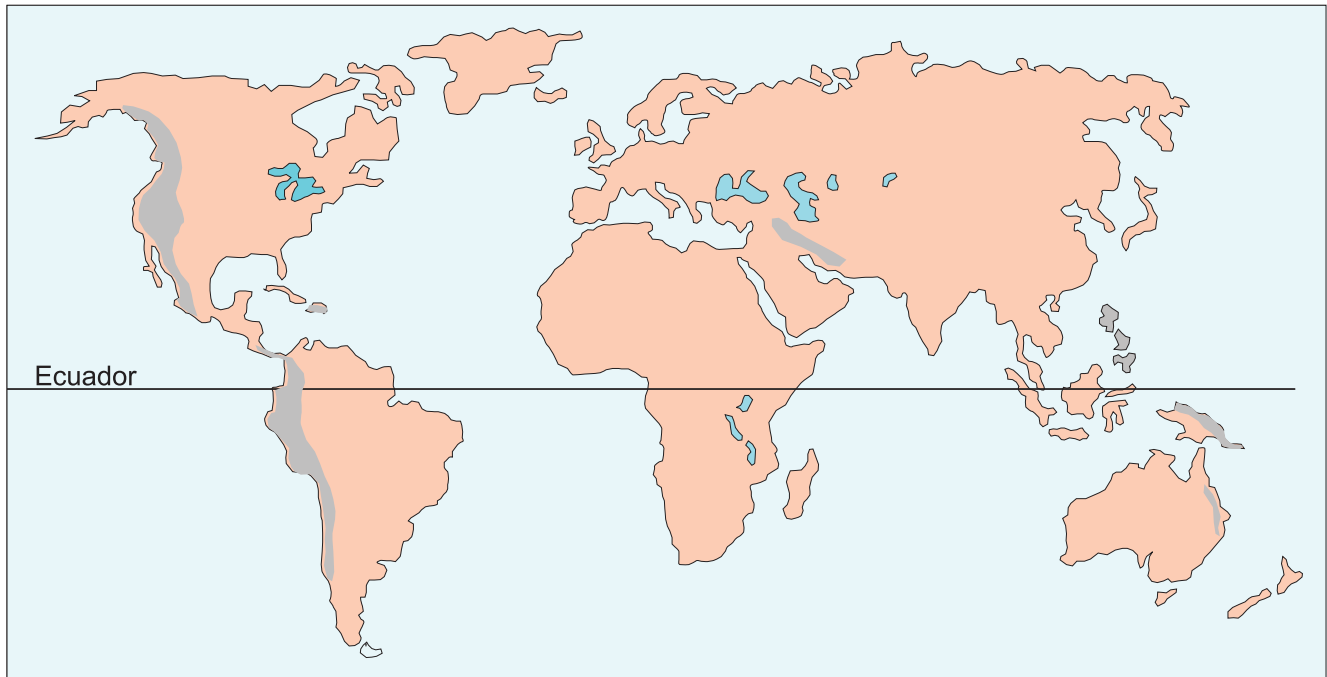


Figura 2. Distribución de las principales zonas con mineralización de tipo pórfido de cobre en el mundo (Adaptado de Titley y Beane, 1981).

ra, Sinaloa y Baja California (Sillitoe, 1976; Stewart, 1988). Estos mismos intrusivos cortan a rocas triásicas marinas y no marinas, rocas jurásicas sedimentarias marinas y volcánicas, y rocas cretácicas volcánicas y sedimentarias distribuidas en estos tres estados.

Los depósitos de tipo pórfido de cobre en esta región del país, con excepción de El Arco, en Baja California, de aproximadamente 160 Ma (Valencia et al., 2007), guardan una clara relación en tiempo y espacio con intrusiones graníticas laramídicas cuyas edades varían entre 80 y 40 Ma. Estos depósitos incluyen grandes áreas (centenares de km²) de alteración hidrotermal (potásica, filica, propilítica y argílica), estando relacionados, en la mayoría de los casos, con cuerpos subvolcánicos o hipabisales que varían en composición desde monzonita a cuarzo-diorita, como es el caso de Cananea (Ochoa-Landín y Echávarri, 1978; Ochoa-Landín y Navarro-Mayer, 1980), o como sucede en Mariquita, al noroeste de la mina Cananea (Del Río-Salas et al., 2006). También pueden estar relacionados con rocas plutónicas de composición que varía desde cuarzo-monzodiorita a granodiorita, como ocurre en La Fortuna del Cobre (Salvatierra-Domínguez, 2000), Cuatro Hermanos (Flores-Vázquez et al., 2004; Flo-

res-Vázquez, 2006), La Caridad (Valencia et al., 2005, 2008) y Piedras Verdes (Espinosa-Perea, 1999). En el estado de Sonora, se tiene cerca de 24 localidades de pórfidos de cobre (Tabla 1, Figura 3).

La mineralización en estos depósitos se encuentra principalmente en zonas de *stockwork* o en forma diseminada, la mayoría de las veces en rocas volcánicas prelaramídicas o comagmáticas, y aun dentro de los mismos cuerpos intrusivos subvolcánicos. Sin embargo, concentraciones significativas de molibdeno, plata, oro, tungsteno y zinc están presentes en estos tipos de depósitos, donde sin lugar a duda el cobre es el metal dominante.

Aunque las leyes de cobre en la mineralización hipogénica fluctúan entre 0.2 y 0.3% de Cu, las altas leyes de cobre y su gran tonelaje provienen de potentes cuerpos horizontales (*blankets*) de enriquecimiento supergénico, compuestos por limonita que contiene hematita, goethita y jarosita mezclada con arcilla supergénica, la cual ha sido desarrollada en las partes superiores de estos sistemas como producto de mezcla de aguas meteóricas y fluidos de origen magmático. En Cananea y La Caridad, las zonas de oxidación logran alcanzar más de 400 m de espesor en la primera y me-

Tabla 1. Características geológicas y mineralógicas de los depósitos de pórfido de cobre en el estado de Sonora.

#	Distrito	Metales	Tipo de miner.	Rocas pre-min.	Rocas intrusivas	Edad (Ma)	Método	Mineralogía	Ton. (Mt)	Contenido metálico	Ref.
1	Cananea	Cu-Mo-Zn	sw, b, sk	gd, mz-di	cz-feld	59.9 ± 2.0	K-Ar (flo)	Py, Cep, Mbd, Cc	7.14	0.42% Cu; 0.008% Mo; 0.58 g/t Ag; 0.012 g/t Au	1, 2, 3
2	María	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-feld	57.4 ± 1.6	Re-Os (Mbd)	Py, Cep, Mbd	8.6	1.7% Cu; 0.1% Mo	1, 5
3	Mariquita	Cu-Mo	sw, b	gd, mz-di	cz-feld	-63	Re-Os (Mbd)	Py, Cep, Cc	100	0.48% Cu	4
4	Lucy	Mo-Cu	sw	gd	gd	-63	Re-Os (Mbd)	Mbd, Cep	-	-	6
5	Milpillas	Cu	sw	gd	cz-feld	63.0-63.1	Re-Os (Mbd)	Cep, óxidos	230	0.85% Cu	
6	El Alacrán	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-lat	56.7 ± 1.2	K-Ar (Bt)	Py, Cep, Cc	2.4	0.35% Cu	4, 1
7	La Caridad	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-mz	53.8-53.6	Re-Os (Mbd)	Py, Cep, Mbd, Cc	1,800	0.452% Cu; 0.0247% Mo	3, 7
8	Pilares	Cu-Mo-W	b	gd	cz-mz	-53	-	Py, Cep, Mbd, Sp	147	1.04% Cu	3
9	Bella Esperanza	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-mz	55.9 ± 1.2	K-Ar (Bt)	Py	-	-	8
10	Los Alisos	Cu	sw, b	gd	dac?	-	-	Py, Cep, Mbd, Cc, Cv	-	0.13% Cu	5, 8
11	Florida-Barrigón	Cu-Mo	sw	gd	gr, micro-di	52.4 ± 1.1	K-Ar (Ser)	Py, Cep, Mbd	85	0.32% Cu; 0.022% Mo; menor W	5, 8
12	El Batamote	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-mz	56.8 ± 1.2	K-Ar (Bt)	Py, Cep, Mbd, Cc	4.4	0.36% Cu	4, 5, 8
13	San Judas	Mo-(Cu-W)	b, sw	mz	-	40.0 ± 0.9	K-Ar (Bt)	Mbd, Py, Cep, Ttr, Sp, Gn	2	0.25% Cu, 0.2% Mo	2, 8, 9
14	Transvaal	Mo-Cu	b	mz	-	-	-	Py, Cep, Mbd	-	0.4% Cu, 0.2% Mo	4, 5
15	Cobre Rico	Cu	b	gd	-	-	-	-	-	2% Cu	4, 5
16	Washington	Cu-Mo-W	b	gd	-	45.7 ± 1	K-Ar (Ser)	Py, Cep, Sch, Mbd	1.2	1.8% Cu; 0.106% Mo; 0.14% W; 0.17 g/t Au; 15.8 g/t Ag	4, 8
17	El Crestón	Mo	sw, b	gd	cz-feld	53.5 ± 1.1	K-Ar (Ser)	Mbd, Cep	100	0.16% Mo; 0.15% Cu	4, 5
18	Suaqui Verde	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-di	56.7 ± 1.1	K-Ar (Ser)	Py, Cep, Mbd, Cc	-	0.1-0.15% Cu	2, 8
19	Cuatro Hermanos	Cu-Mo	sw, b	-	gd, gr	-	-	Py, Cep, Mbd, Cc	233	0.431% Cu, 0.035% Mo	2, 3
20	San Antonio de La Huerta	Cu-Mo	b	-	dac, micro-di	57.4 ± 1.4	K-Ar (matriz)	Mbd, Cc, Py, Cep	14.5	0.73% Cu, 0.42 g/t Au	2, 5, 8
21	Aurora	Cu-Mo	Sw, b	cz-mz	mz-mz	58.8 ± 1.8	K-Ar(Bt)	Py, Cep, Mbd	-	0.1% Cu, 0.015% Mo	4, 8, 10
22	Los Verdes (San Nicolás)	W-(Mo)	sk	gd	gr, peg	49.6 ± 1.2	K-Ar (Bt)	Py, Cep, Sch, Wfr	10	1.3% W, menor Mo	2
23	Tres Piedras	Mo-W-Cu	b	gd	gr, peg	55.7 ± 0.8	Ar/Ar (Ms)	Py, Cep, Bn, Mbd, Sch, Wfr	-	-	1
24	Piedras Verdes	Cu-Mo	sw	gd	gd	-60	Re-Os (Mbd)	Py, Cep, Mbd, Cc	105	0.1 a 0.15 % Cu	12, 13

#: Número de mina en la Figura 3.

Tipo de mineralización. sw: stockwork y vetas; sk: skarn; b: brecha; d: diseminación; lr: reemplazo de calizas; m: mantos.

Rocas intrusivas. cz-feld: pórfido cuarzo-feldespatítico; lat: latita; di: diorita; mz: monzonita; gr: granito; gd: granodiorita; peg: pegmatita; rdc: riolita; tn: tonalita.

Minerales fechados. Bt: biotita; FK: feldespatio potásico; flo: flogopita; Hbl: hornblenda; Ms: muscovita; Mbd: molibdenita; Ser: sericita.

Mineralogía metálica. Arg: argentita; Apy: arsenopirrita; Bn: bornita; Cc: calcocita; Cep: calcopirrita; Cv: covellita; Gn: galena; Mbd: molibdenita; Py: pirita; Pow: powellita; Sch: scheelita; Sp: esfalerita; Ttr: tetraedrita; Wfr: wolframita.

Fuentes. 1: Wodzicki, 2001; 2: Barton et al., 1995; 3: Singer et al., 2005; 4: Pérez-Segura et al., 1985; 5: Cendejas-Cruz et al., 1994; 6: Del Río (no publicado); 7: Valencia et al., 2005; 8: Damon et al., 1983; 9: Scherkenbach et al., 1985; 10: Solano-Rico, 1975; 11: Mead et al., 1988; 12: Dreier y Braun, 1995; 13: Espinosa-Perea, 1999; 14: Wilkerson et al., 1988; 15: Shafiqullah et al., 1983; 16: Clark et al., 1988; 17: Barra et al., 2005; 18: Bustamante-Yañez, 1986; 19: Coolbaugh, 1995; 20: Valencia-Moreno et al., 2005; 21: Cendejas-Cruz et al., 1994; 22: Solano-Rico, 1995; 23: Cendejas-Cruz et al., 1994; 24: Cendejas-Cruz et al., 1994; 25: Cendejas-Cruz et al., 1994.

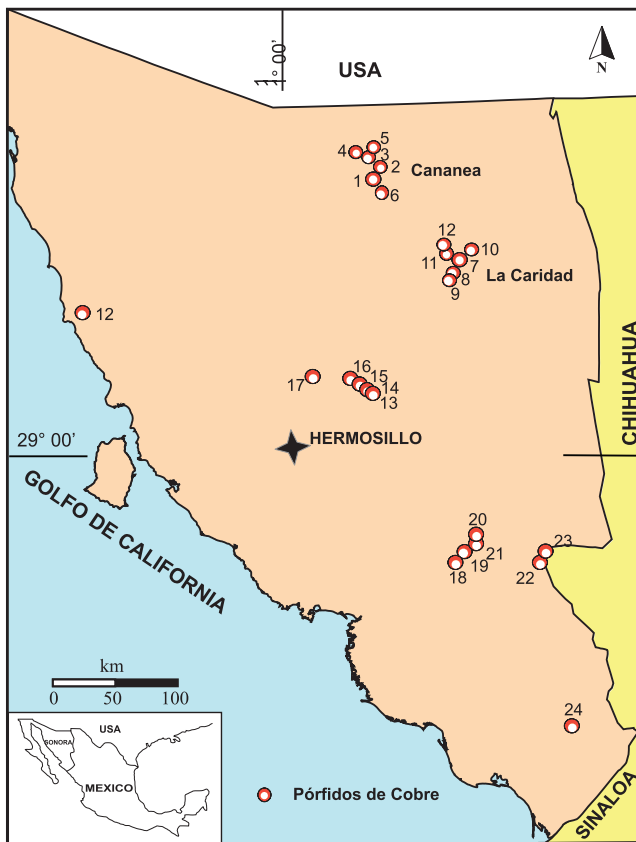


Figura 3. Localización y distribución de los depósitos de tipo pórfido de cobre en el estado de Sonora (modificado de Valencia et al., 2005). Los nombres de los distintos depósitos ilustrados en esta figura se muestran en la Tabla 1.

nos de 200 m en la segunda, con su correspondiente horizonte de enriquecimiento supergénico más o menos de igual espesor, extendiéndose por más de 1 km como es el caso de Cananea. Zonas de oxidación de menores dimensiones se observan en Los Alisos, Mariquita, El Crestón, Cuatro Hermanos, El Batamote y El Alacrán, entre otros (Pérez-Segura, 1985). Por otro lado, se presenta mineralización Shipogénica de alta ley pero de tonelaje moderado en zonas de skarn, como es el caso del distrito de Cananea, con mineralización de Zn-Cu, producto del reemplazo de rocas carbonatadas paleozoicas intercaladas con cuarcitas (Meinert, 1982), donde se tiene más de 30 Mt con leyes del orden de 3% de Cu y 0.8% de Zn. Algunos depósitos de este tipo presentan mineralización dentro de zonas de *breccia-pipe* como producto de zonas de intenso brechamiento en la cúpula de cuerpos intrusivos y posterior relleno de fluidos inmiscibles originados a partir de un

magma a profundidad, como ocurrió en la brecha La Colorada, en Cananea (Bushnell, 1988); María, en el mismo distrito (Wodzicki, 2001); Pilares de Nacozari; El Batamote; El Alacrán (Arellano-Morales, 2004); y Cumobabi (Scherkenbach et al., 1985).

Respecto a la geometría, los patrones de alteración, la mineralización y la tectónica, los depósitos de este tipo en el noroeste de México guardan una gran similitud con aquéllos del suroeste de América del Norte. Sin embargo, en detalle presentan algunas diferencias que aún carecen de una explicación completa. Barton et al. (1995) clasifican los depósitos de pórfido de cobre en México en dos tipos: Cu (Mo) y Cu (Au). Los depósitos de Cu (Mo) contienen valores subordinados de zinc, plata y tungsteno, y son más comunes en el noroeste de México, en distritos como Cananea. En cambio, los depósitos de Cu (Au) son menos comunes y parecen estar distribuidos en los estados de Sinaloa y Baja California. Por mencionar un ejemplo, El Arco, en Baja California, contiene 0.6% de cobre y 0.2 g/t de Au. Recientemente, Valencia-Moreno et al. (2006, 2007), con base en datos de los sistemas isotópicos Sm-Nd y Rb-Sr en granitoides laramídicos en Sonora, Sinaloa y Baja California, sugieren que la variación en mineralización en los depósitos de pórfido de cobre en la parte centroseptentrional del estado de Sonora con respecto a los de Sinaloa y Baja California, se debe al tipo de basamento en el cual fueron emplazados.

El basamento en la porción centroseptentrional de Sonora está formado por rocas cristalinas y sedimentos de facies de miogeoclinal pertenecientes al cratón de América del Norte. En cambio, hacia el sur, el basamento parece estar formado por una serie de bloques o terrenos, algunos de ellos fuertemente deformados y metamorfoseados, con facies de eugeosinclinal y, más hacia el sur, el basamento parece corresponder a arcos volcánicos acrecionados al continente durante el Cretácico (e. g., terreno Guerrero).

La tectónica distensiva durante el Cenozoico en el noroeste de México, especialmente en el estado de Sonora, ha moldeado en gran medida la morfología actual, con sierras alineadas en dirección NNW-SSE, flanqueadas por extensos valles rellenos, en algunos lugares, por más de 1,000 m de sedimentos clásticos depositados a partir de procesos aluviales y fluviales, incluyendo

localmente sedimentos lacustres. Existen evidencias geológicas e isotópicas que indican que estas cuencas estuvieron activas durante, o directamente después de, la formación del enriquecimiento supergénico desarrollado en todos estos depósitos de pórfidos de cobre, estableciéndose que, para los dos distritos más grandes en Sonora, los ciclos de enriquecimientos debieron activarse a los 23 Ma o antes (Ochoa-Landín et al., 2007). Adicionalmente, se conoce que estas cuencas pudieron tener una evolución tectónica más compleja de lo que realmente reflejan, como sucede en las cuencas que rodean a los grandes depósitos de Cananea, La Caridad y algunos depósitos del centro de Sonora, como sucede en Suaqui Verde y Cuatro Hermanos. Esta evolución contemporánea entre el enriquecimiento supergénico y la evolución de las cuencas, aunado al régimen tectónico y a las condiciones climáticas adecuadas, influyen directamente en el movimiento y migración lateral de soluciones enriquecidas en cobre que pueden seguir zonas permeables, como paleocanales, contactos entre unidades litológicas y zonas fuertemente fracturadas, y depositarse en zonas lejanas (por ejemplo, de 6 a 8 km de la fuente) (*blanket* de calcocita), y formar depósitos exóticos de cobre relacionados con los sistemas de pórfido de cobre, como sucede en las partes central y septentrional de Chile y meridional de Perú, en los depósitos de El Salvador, Chuquicamata, El Abra, Ujina y Quebrada Blanca (Münchmeyer, 1996). En Sonora, se tiene el ambiente propicio para este tipo de depósitos, justo en las inmediaciones de los grandes depósitos de esta región, como sucede en Cananea y probablemente en La Caridad, y aun en yacimientos no tan grandes como los de Suaqui Verde y Cuatro Hermanos, en la parte central del Estado. En todos ellos, se tiene evidencia de la migración de soluciones con cobre, pero aún no se ha documentado propiamente e interpretado la dinámica de la formación de este tipo de yacimientos en Sonora (Ochoa-Landín et al., 2007).

DEPÓSITOS EPITERMALES

Los depósitos epitermales pueden definirse como aquéllos formados cerca de la superficie (<1 km de profundidad), a temperaturas de bajas a moderadas, entre aproximadamente 150 y 300°C, a partir de fluidos

hidrotermales predominantemente meteóricos, con salinidades menores que 10% de NaCl equivalente, y considerados tradicionalmente como hospedados dentro de secuencias de rocas volcánicas, regularmente terciarias y relacionadas con la intrusión de cuerpos ígneos subvolcánicos. También, se habla de la similitud que existe en el marco tectónico, roca hospedante, alteración, mineralización, sistema hidrológico y condiciones de formación que se tiene entre los sistemas geotermales activos y los epitermales, aludiendo que los últimos son en realidad sistemas fósiles de los primeros, en donde los fluidos involucrados no consisten solamente en agua meteórica, sino que se tiene una importante participación de fluidos magmáticos, como ha sido sugerido recientemente por Giggenbach (2003) y por White y Hedenquist (1995). También, se conoce que este tipo de depósitos guarda un número de características distintivas, como es la presencia de cuarzo calcedónico, calcita, pseudomorfo de cuarzo en calcita, minerales de alteración, estructuras de relleno, crustificación, brechas multifásicas, estructuras de pastel (*cockade breccias*), estructuras de hidro-fracturamiento, *vuggy*, *stockwork*, vetas, etc., y una serie de elementos específicos relacionados, incluyendo Au, Ag, As, Sb, Hg, Se, Te, Tl, Pb, Zn y U. Todas estas características pueden ocurrir de manera individual o agrupadas, y han sido extensivamente utilizadas para crear modelos del tipo *hot spring* y *open-vein*, ampliamente usados en la exploración y evaluación en distintos distritos a nivel mundial durante los años ochenta y noventa (Buchanan, 1981; Berger, 1985, 1986).

Tradicionalmente, a los depósitos epitermales se ha asignado un marco tectónico relacionado con zonas de subducción (Sawkins, 1972; Sillitoe y Hedenquist, 2003); sin embargo, recientemente Sillitoe y Hedenquist (2003) sugieren que no es tan sencillo hablar sólo del contexto tectónico de subducción, sino que dentro del mismo escenario tectónico se tiene una variedad de ambientes de los tipos intra-, extra- y antearco, así como de rift, donde se tiene tipos de vulcanismo distintivos y característicos, además de variación en los tipos de mineralización y alteración de los depósitos epitermales asociados. Estas diferencias en el estilo tectónico, textural y mineralógico, aunado a las diferencias químicas de los fluidos hidrotermales incluidos

durante la formación de este tipo de depósitos, han permitido separar dos tipos principales de depósitos epitermales (Sillitoe, 1977; Hayba et al., 1985; Bonham, 1988; Heald et al., 1987; Hedenquist, 1987) denominados como de alta y baja sulfuración. No obstante, estudios más recientes donde se consideran variaciones tectónicas, mineralógicas y estilos de mineralización, han llevado a identificar un tercer tipo denominado de sulfuración intermedia (Hedenquist et al., 2000). En la Tabla 2, se muestra la nomenclatura moderna para definir a los depósitos epitermales, como ha sido señalado por Sillitoe (1977), Hayba et al. (1985), Bonham (1988) y Heald et al. (1987).

Los depósitos epitermales de alta sulfuración se pueden reconocer por su contenido de sulfuros (alto estado de sulfuración), presentes en asociaciones mineralógicas como pirita-enargita, pirita-luzonita, pirita-famatinita y pirita-covellita, hospedados dentro de un halo con avanzado estado de argilización (Sillitoe y Hedenquist, 2003). En cambio, los depósitos de baja sulfuración corresponden a un bajo estado de sulfuración en los pares pirita-arsenopirita, en pequeñas cantidades y dentro de vetillas bandeadas con cuarzo, calcedonia, adularia, y menor calcita, con concentraciones de Cu menores que 200 ppm (Sillitoe y Hedenquist, 2003). Recientemente Einaudi et al. (2003) indicaron que los límites entre los grados de sulfuración (alta, intermedia y baja) de diversas especies de sulfuros pueden identificarse considerando la fugacidad de azufre vs. la temperatura de las distintas especies de sulfuros.

Los depósitos de este tipo en el noroeste de México están incluidos dentro de la gran provincia de depósitos epitermales definida por Wisser (1966), Clark et al. (1982), Staude y Barton (2001), Albinson et al. (2001) y Camprubi y Albinson (2006), los cuales generalmente se encuentran hospedados y asociados a las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental.

Staude y Barton (2001) señalan la existencia de mineralización de Au-Ag en vetas durante el Cretácico Tardío-Paleógeno, la cual podría corresponder a la mineralización más antigua de este tipo de depósitos en el noroeste de México, que podría estar representada por La Caridad Vieja, donde se tiene la presencia de enargita-alunita asociada con valores de Au (Cu), encima del depósito de cobre de La Caridad, la cual fue seccionada por una estructura de bajo ángulo (50–60° al este), conocida como El Coloradito, cuyo movimiento, de acuerdo con evidencias de campo, debió ocurrir durante el Terciario medio. Sin embargo, los depósitos epitermales más importantes en el noroeste de México, específicamente en el estado de Sonora, se formaron durante el Eoceno y el Oligoceno, entre los 40 y 28 Ma, desarrollando mineralización del tipo de baja y alta sulfuración de Ag-Au (\pm Pb-Zn-Cu) y Au-($<$ Ag-Cu) respectivamente, predominando los primeros sobre los segundos (Staude y Barton, 2001).

En el estado de Sonora, los depósitos epitermales, en su mayoría, se distribuyen preferentemente en su parte centro-oriental y en las estribaciones de la Sierra Madre Occidental (Figura 4), siguiendo un cinturón

Tabla 2. Nomenclatura moderna de depósitos epitermales (modificada de Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Ácido	Alcalino		Sillitoe (1977)
Epitermal			Buchanan (1981)
Enargita-oro			Ashley (1982)
		Tipo <i>hot-spring</i>	Giles y Nelson (1982)
Alto azufre	Bajo azufre		Bonham (1986, 1988)
Sulfato ácido	Adularia-sericita		Hayba et al. (1985), Heald et al. (1987)
Alta sulfuración	Baja		Hedenquist (1987)
Alunita-caolinita	Adularia-sericita		Berger y Henley (1989)
	Tipo 1 adularia-sericita	Tipo 2 adularia-sericita	Albino y Margolis (1991)
Alta sulfuración	Alto azufre + metales base, baja sulfuración	Bajo azufre + metales base, baja sulfuración	Sillitoe (1989, 1993)
Alta sulfuración	Sulfuración intermedia	Baja sulfuración	Hedenquist et al. (2000)

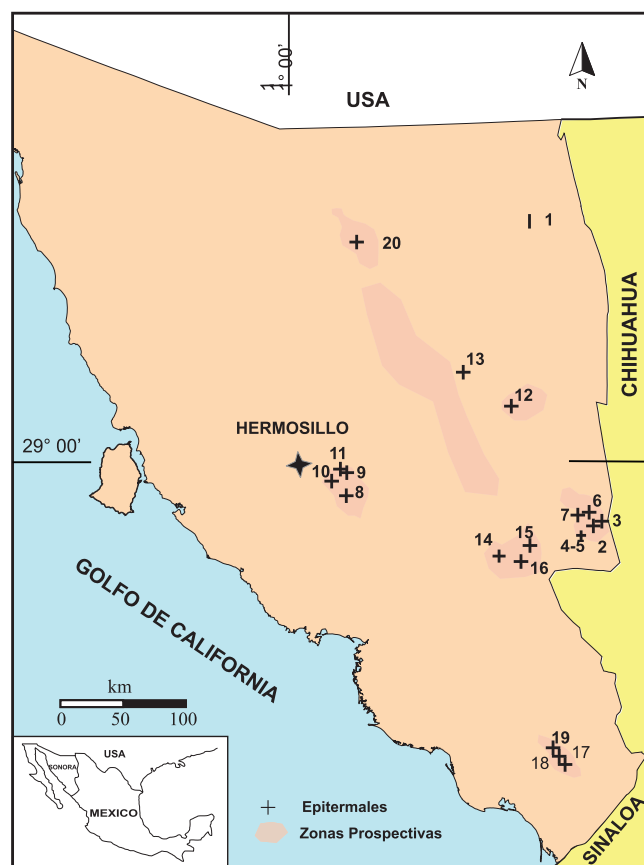


Figura 4. Distribución y localización de los depósitos epitermales más importantes en el estado de Sonora. Los nombres de los distintos depósitos ilustrados en esta figura se consignan en la Tabla 3.

de depósitos de alta y baja sulfuración que se extiende desde el sur de Chihuahua y el norte del Sinaloa, prolongándose por la parte oriental del estado de Sonora. En esta región del país, están localizados alrededor de siete distritos mineros que contienen depósitos epitermales definidos, en su mayoría, como de baja sulfuración (adularia-sericita), de acuerdo con la presencia de vetillas de cuarzo \pm calcita con clorita + adularia + sericita, y sólo dos de ellos como de alta sulfuración (Staude y Barton, 2001).

Son pocos los distritos mineros con buenas expectativas económicas que han sido extensamente explorados y evaluados, entre los que pueden citarse los casos de El Tigre, Mulatos, Álamos, Santa Teresa, Lampazos y La Colorada (Figura 4). En esta misma figura, se muestra una serie de pequeños distritos y prospectos mineros distribuidos en la parte centro-oriental de Sonora, los cuales carecen de información (Tabla

3). La mayoría de los depósitos epitermales en Sonora presenta mineralización de Ag (Au), Au-Ag y metales base, principalmente en depósitos en forma de vetas, zonas de brechas, *stockworks* o diseminados, los cuales están hospedados en ambientes litológicos diversos.

A continuación, se describe brevemente cuatro de los distritos mineros más importantes y con mayor información geológico-económica en el estado de Sonora. En todos ellos, se sabe que estuvieron en producción a principios del siglo pasado e inclusive antes, con una fuerte exploración y evaluación en años recientes, algunos de ellos en preparación o en período de explotación. En la Tabla 3, se presenta un resumen de sus características geológicas y económicas sobresalientes, tratando de rescatar a la vez algunos depósitos o distritos con menor información geológica.

DISTRITO MINERO EL TIGRE

El distrito minero El Tigre se localiza al NNE del Estado, a unos 90 km al sureste de la ciudad de Agua Prieta (Figura 4), y aproximadamente a 198 km en línea recta de la ciudad de Hermosillo. Este distrito está caracterizado por un sistema de estructuras NNW-SSE, casi verticales, con una longitud de más de 1.5 km, y se extienden por más de 300 m de profundidad, con menos de 1 m de espesor. Estas estructuras son reconocidas como las vetas El Tigre, Seitz-Kelly y Sooy, de las cuales se sabe que fueron extraídas más de 1.2 Mt entre 1903 y 1927, con leyes de 7.4 g/t de Au, 1,302 g/t de Ag, 0.40% Cu, 1.1% Pb y 1.5% Zn (Mishler, 1928). Este mismo distrito fue extensamente explorado de 1981 a 1983 por Cobre de Hércules, S.A. de C.V., subsidiaria en México de Anaconda Minerals.

Regularmente, estas vetas se hospedan dentro de una secuencia de rocas volcánicas riolíticas del Eoceno-Oligoceno, y localmente pueden presentar formas lenticulares con estructuras que pueden incluir crustificación, rellenos de cavidades y, en menor grado, reemplazo, con minerales de alteración de cuarzo, calcita y localmente feldespatos potásicos (adularia), anhidrita y arcillas, con una mineralogía en sulfuros compuesta de pirita, calcopirita, galena, esfalerita y tetraedrita. Los estudios de inclusiones fluidas en cuarzo y esfalerita muestran temperaturas de homogenización entre 93

Tabla 3. Características geológicas y mineralógicas de los depósitos epitermales en el estado de Sonora.

#* Distrito	Sustancia	Tipo de mineraliz.	Roca hospedante	Edad roca hospedante	Edad de la mineraliz.	Mineralogía	Ton. (Mt)	Leyes	Ref.
1 El Tigre	Ag-Au (Pb-Zn-Cu)	vetas	riol, dac	Eoceno-Oligoceno	-	Py, Ccp, Sp, Gn, Ttr	~1.2	7.2 g/t Au; 1.032 g/t Ag; 0.4% Cu; 1.1% Pb; 1.5% Zn	1, 2
2 Mulatos	Au (Ag)	vetas, sw	riol, dac,	Oligoceno	31.6-25 Ma		43.5	1.59 g/t Au	3
3 El Víctor	Au (Ag)	vetas, sw	riol, dac,	Oligoceno		Au, Py, Qtz, Hem	12	1.4 g/t Au	4, 3, 6
4 San Carlos	Au (Ag)	vetas, sw	riol, dac,	Oligoceno		Au, Py, Qtz, Hem	5	2.0 g/t Au	4, 3, 6
5 Taunas	Au (Ag)	vetas, sw	riol, dac,	Oligoceno			5	2.0 g/t Au	3, 6
6 La Chiprioma	Ag, Pb, Cu	vetas	and	Oligoceno		Py, Sp, Gn, Ttr, Arg	-	500 g/t Ag; 1% Pb; 1% Cu	4, 3, 6
7 Los Pinos	Ag, Pb, Zn	vetas	and	Oligoceno		Py, Sp, Gn, Ttr, Arg	-	250 g/t Ag; 10% Pb; 8% Zn	4
8 La Colorada	Ag (Au)	vetas, sw, r	lu-lim-ar	Paleozoico		Au, Arg, Py, Qtz	1.79	1.06 g/t Au; ~65 g/t Ag	5, 4, 6
9 La Mazoneña	Au (Ag)	veta	lu-lim-ar	Paleozoico		Au, Arg, Py, Gn pir, Cv, Fam, Qtz	8	g/t Au; 200 g/t Ag; 1.8% Pb	4, 6
10 La Bronzuda	Au (Ag, Pb)	veta	and	Cretácico		Au, Arg, Py, Gn pir, Qtz	0.9	g/t Au; 271 g/t Ag	4, 6
11 El Zubiate	Au (Ag)	veta	lu-lim-ar	Paleozoico		Au, Arg, Py, Gn pir, Cv, Fam, Qtz	1	g/t Au; 320 g/t Ag	4, 6
12 Lampazos	Ag (Au, Pb, Zn)	veta	clz	Cretácico		Arg, Gn, Sp	~1.0	430 g/t Ag	4, 6
13 La Bambolla	Au	veta	riol, dac	Terciario		Au, Hem, Py, Ttr	4	g/t Au; 5 g/t Ag	4, 6
16 Santa Eduwiges									
17 La Quintera	Ag (Au)	veta	and	Cretácico		Au, Arg, Py	1.9	g/t Au; 176 g/t Ag	4, 6
18 Santo Domingo	Ag	veta	and, gr	Cretácico		Gn, Arg, Sp	530	g/t Ag	4, 6
19 La Amalia	Ag-Au (Pb, Zn)	veta	and	Cretácico		Py, Ccp, Gn, Mch, Qtz	2.3	g/t Au; 200 g/t Ag; 3.0 % Pb; 2.2% Zn	4, 6
20 Santa Gertrudis	Au (Ag)	d	clz	Cretácico Sup	~26 Ma	Au, Py, ma, Apy, Brt, sil, Cal	~8.0	~2.3 g/t Au	7, 8

#*: Número de mina en la Figura 4.

Tipo de mineralización. sw: *stockwork* y vetas; r: reemplazo; d: diseminación;

Roca hospedante. riol: riolita; dac: dacita; and: andesita; lu: lutita; lim: limolita; ar: arenisca; clz: caliza; gr: granito.

Mineralogía. Arg: argenita; Apy: arsenopirita; Au: oro; Brt: barrita; Cal: calcita; Ccp: calcopirita; Cv: covellita; Fam: farnatmita; Gn: galena; Hem: hematita; Mch: malaquita; Py: pirita; Qtz: cuarzo; sil: silicificación; Sp: esfalerita; Ttr: tetraedrita.

Fuentes. 1- Montaña-T. (1988); 2- Mishler (1928); 3- Staude (1995); 4- Monografía del estado de Sonora; 5-Zawada et al. (2001); 6-Pérez-Segura (1985); 7- Beltrán-Encinas (2003); 8-Bennett (1993).

y 312°C, con salinidades <10% de NaCl equivalente (Montaño, 1988).

DISTRITO MULATOS

El distrito Mulatos se localiza a 60 km al sureste del poblado de Sahuaripa y aproximadamente a 198 km al este-sureste de la ciudad de Hermosillo (Figura 4). Se tiene registrado que hasta 1903, este distrito había producido más de 300,000 onzas de oro. En 1987, el distrito fue reevaluado por Minera Real de Ángeles y posteriormente fue comprado por Placer Dome en 1993, la cual se asoció con Minera Kennecott en 1994, ubicándose en esos años alrededor de 52 millones de toneladas con 1.5 g/t de Au, utilizando una ley mínima de corte de 0.8 g/t de Au. Para 1999, las reservas fueron reevaluadas en 43.5 millones de toneladas con 1.59 g/t de Au, con recursos globales de 68 millones de toneladas con 1.6 g/t de Au. Otras reservas estimadas en el distrito son las de las minas de El Víctor, con 12 Mt con 1.4 g/t de Au, San Carlos con 5 Mt con 2 g/t de Au y Taunas con 5 Mt con 2 g/t de Au.

Mulatos ha sido definido como un depósito de oro-enargita, con una avanzada alteración argílica y hospedado en rocas volcánicas del Oligoceno Superior (Staude, 1995), por lo que este depósito se puede considerar como uno de los pocos, y el único en producción, de alta sulfuración en Sonora (Staude, 1995; Staude y Barton, 2001). Los controles estructurales de la mineralización son principalmente un sistema temprano N-S y uno posterior N45°-70°E, con un cuerpo mineralizado orientado en una dirección N-S y de 600 m de largo, asociado con un cuerpo intrusivo dómico de composición riodacítica del Oligoceno, el cual está cubierto por una secuencia de derrames volcánicos, brechas y tobas de composición riolítico-dacítica, ligeramente posterior. El cuerpo mineralizado se encuentra rodeado por una alteración argílica avanzada (sílice *vuggy* + pirofilita - caolinita) graduando a una alteración argílica intermedia, mientras que las zonas más distales están caracterizadas por una alteración de clorita-montmorillonita ± epidota. La edad de la mineralización oscila entre 31.6 y 25 Ma, y muestra valores altos de Ag, Au, As, Ba, Cu, Hg, Mo, Sb y Te. (Staude, 1995).

Los datos de inclusiones fluidas, medidas en cuarzo, revelan temperaturas de homogeneización entre 87° y 227°C, con un promedio de 187°C, con salinidades de 2–3% NaCl equivalente, y un pH ácido de los fluidos hidrotermales.

Datos de isótopos estables muestran valores de $\delta^{34}\text{S}$ en piritita y enargita entre -5 y -3‰ y -6 a -4‰, respectivamente (Staude, 1995). La similitud en los valores de $\delta^{34}\text{S}$ sugiere una misma fuente de azufre para estas dos fases minerales. Por otra parte, los isótopos de azufre en barita muestran valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre +17 y +22‰, lo que sugiere que el azufre proviene probablemente de una fuente inorgánica, como las evaporitas. Por otro lado, datos de isótopos de oxígeno muestran valores de $\delta^{18}\text{O}$ en cuarzo y arcillas entre +10 y +16‰, mientras que en pirofilita son de 0 a +8‰. Los isótopos de hidrógeno muestran valores de δD entre -54 y -64‰ para pirofilita y caolinita, sugiriendo probablemente agua magmática involucrada en la formación de esta asociación mineralógica.

DISTRITO LA COLORADA

El distrito La Colorada se localiza en la parte centro-oriental de Sonora, a 46 km al sureste de la ciudad de Hermosillo (Figura 4). Se conoce históricamente que este distrito ha tenido una fuerte actividad minera desde 1740, con períodos de fuerte actividad entre 1880 y 1914 (Monografía geológica del estado de Sonora). Durante los años ochenta, el entonces Consejo de Recursos Minerales ubicó los yales que se incluyen en los alrededores del poblado La Colorada, calculándose en alrededor de 1.5 Mt con leyes de 0.8 g/t de Au y 65 g/t de Ag.

La mina La Colorada fue puesta en operación por Exploraciones El Dorado, S.A. de C.V, iniciando en 1993 y finalizando su explotación en 2003. Se considera que para principios de 1999, los recursos geológicos fueron estimados en 8'130,000 t con 0.94 g/t de Au y 245,000 onzas de Ag.

Las rocas más antiguas en el área de la mina corresponden al Paleozoico y están divididas en secuencias Inferior y Superior. La primera de ellas, con más de 400 m de espesor, está formada por estratos de caliza y lutita; esta secuencia es la que hospeda gran parte de la

mineralización económica. La secuencia superior, con más de 200 m de espesor, está formada principalmente por intercalaciones de areniscas dolomíticas y conglomerados, con limolitas calcáreas en su base, pasando a horizontes de limolitas tobáceas y andesitas en su parte superior (Zawada et al. 2001). Ambas secuencias son correlacionables con rocas del Cambriaco-Silúrico de Sonora central, las cuales han sido intrusionadas por una serie de plutones correspondientes al batolito de Sonora del Cretácico-Paleógeno (Damon et al., 1983).

Los estilos de mineralización en el depósito de La Colorada corresponden a vetas de cuarzo con zonas de *stockwork* en su periferia y zonas de reemplazo en las cercanías entre los contactos del cuerpo intrusivo y la roca encajonante sedimentaria. Las estructuras más importantes son las conocidas como Veta Colorada, dividida en veta Colorada Norte (N70°E, inclinada 40° al NW) y Sur (N85°E, inclinada 45° al NW). Otras estructuras importantes son la veta Gran Central Amarillas con N75°E e inclinada 50°–75° al NW. Por último, la veta El Crestón está dividida en tres vetas: (1) la veta Nueva, orientada N45°E, con inclinación 40–55° al NW; (2) la veta Norte, de rumbo N70°–75°E, y con inclinación 48°–65° al NW; y (3) la veta Sur, de rumbo N75°E, con inclinación de 60° al NW. La extensión de estas estructuras principales alcanza en superficie una longitud de hasta 600 m, con una profundidad de 400 m.

Los valores altos de oro coinciden con vetas que tienen feldespatos potásico y cuarzo microcristalino, con zonas favorables con leyes del orden de 5 g/t de Au, aunque en algunas partes pueden alcanzar hasta 10 g/t de Au, con una relación de Au:Ag de 1:37.

Los estudios de inclusiones fluidas en fenocristales de cuarzo de las rocas intrusivas, muestran inclusiones bifásicas con H₂O líquido-vapor, y polifásicas incluyendo líquido-vapor-halita, con temperaturas de homogeneización en un rango de 263 a 363°C y entre 1.2 a 5.5% de NaCl equivalente. Las inclusiones medidas en cuarzo microcristalino, al parecer más relacionadas con la mineralización del oro, indican temperaturas de 138° a 228°C, con salinidades entre 3.0 y 11.8% de NaCl equivalente (Zawada et al. 2001).

Dentro de este mismo distrito, se tiene la expresión superficial de varias estructuras que han sido medianamente exploradas y explotadas, como aquéllas

reconocidas como La Mazoneña, El Zubiato, La Bronzuda, La Patria, La Dolores y San Judas, con direcciones de N-S, N15°E y N30°–40°E, e inclinación al oeste de 20° a 60°, espesores de 0.50 a 1.60 m y longitudes hasta de 200 m. Su mineralización es principalmente de Au-Ag, con una mineralogía variable de pirita, calcopirita, tetraedrita, galena, esfalerita, famatinita, polibasita y covelita, generalmente con ganga de cuarzo y menor calcita. En la Tabla 3, se muestra las principales características geológicas y económicas de sólo tres vetas presentes en este distrito.

DISTRITO MINERO DE ÁLAMOS

El distrito minero de Álamos se localiza al sureste del poblado de Álamos (Figura 4). Es un distrito con una gran tradición minera y un potencial que puede alcanzar de 15 a 20 Mt (Cárdenas-Vargas, 1994). Se sabe que una parte de este distrito fue explotada en forma intensa a finales del siglo XVIII por los españoles y, de manera intermitente, durante el siglo XIX, parando su producción por completo en los inicios del siglo XX.

Los depósitos minerales en este distrito están representados principalmente por vetas hospedadas a lo largo de un sistema de fallas con direcciones que varían entre N10°–40°E y N10°W, e inclinaciones 60° a 80° hacia ambos lados. Este sistema se prolonga por más de 8 km, con las estructuras en su parte NE encajonadas dentro de rocas graníticas y granodioríticas, que intrusionan y alteran a la secuencia del Cretácico Inferior formada por areniscas y rocas carbonatadas; sin embargo, en la mayoría de los casos, las vetas se encuentran hospedadas dentro de la secuencia volcánica del Cretácico Superior (“complejo volcánico inferior” de McDowell y Clabaugh, 1979).

Las vetas en este distrito regularmente presentan espesores de 1 hasta más de 3 m de ancho, con vetillas de cuarzo (< 2 cm) y estructuras de rellenos de cavidades que en partes le dan un aspecto brechado a la estructura. La mineralización está compuesta por argentita, galena, galena argentífera, esfalerita clara y oscura, calcopirita, tetraedrita, pirita y probables sulfosales de plata, con minerales secundarios, como cerargirita, azurita, malaquita, crisocola y hematita. La alteración hidrotermal se compone de clorita, epidota, pirita, calcita y cuarzo

en las andesitas, con silicificación acompañando a la roca hospedante y, en parte, con una textura destruida hidrotermalmente con zonas cloritizadas a los costados de las estructuras. Se tiene a menudo argilización, principalmente en las plagioclasas y muy cerca de las vetas hay cuarzo y sericita secundaria escasos. En la Tabla 3, se muestra la información de sólo algunas de las minas más importantes de este distrito.

DISTRITO SANTA GERTRUDIS

En la parte centro-septentrional de Sonora, se localiza una serie de depósitos que presentan características geológicas muy particulares, los cuales varios autores han comparado con aquéllos de la Gran Cuenca en el estado de Nevada de América del Norte, conocidos como de tipo Carlin: oro invisible u oro diseminado en rocas carbonatadas. Por su naturaleza, estos depósitos son incluidos en esta revisión, ya que hasta el momento se conoce poco sobre su génesis y su relación con la tectónica establecida en esta región de Sonora. Sin embargo, su importancia económica, su escenario geológico y la posible edad terciaria de la mineralización, obligan a hacer una breve descripción de ellos dentro del contexto de depósitos epitermales.

El distrito de Santa Gertrudis, también conocido como Santa Teresa, se localiza a 250 km al noreste de Hermosillo. Esta región fue inicialmente explotada a pequeña escala a principios de los ochenta por los señores Ernesto Esquer y Agustín Albelais, quienes enviaban mineral a la fundición de Phelps Dodge en Douglas, Arizona, con leyes de 11 g/t de Au, 10 g/t de Ag y 37% de SiO₂. En 1986, el área fue adquirida por Phelps Dodge, iniciando su exploración en 1987 y su explotación en abril de 1990.

Posteriormente, Campbell Resources Inc. adquirió las propiedades a través de Oro de Sotula en 1994, definiendo reservas de 860,000 t minables con 2.21 g/t de Au; 168,000 t probables con 1.86 g/t de Au; y 7'000,000 posibles con 0.84 g/t de Au. En total, hasta 1997 se produjeron 318,281 onzas de oro, considerando una recuperación metalúrgica de ~85%. Para el año 2000, la producción total en Santa Gertrudis se calculó en 552,000 onzas de oro, procedentes de 8 millones de toneladas minadas, con una ley promedio de 2.09 g/t de Au.

La mineralización de oro se encuentra hospedada en rocas del Cretácico Inferior pertenecientes al Grupo Bisbee, el cual incluye las Formaciones Glance, Morita, Mural y Cintura, estando espacialmente relacionada con la Formación Mural. El principal evento de mineralización consiste en piritita, arsenopiritita, marcasita y oro, con una secuencia paragenética general de marcasita con oro - arsenopiritita - marcasita y piritita con alta concentración de oro. La alteración hidrotermal se compone principalmente de silicificación, sericitización, carbonatación y argilización. El oro es libre con tamaño del orden de 4 a 8 µm, variando hasta los 2 µm, con una relación de Au/Ag de 1:1.

La secuencia sedimentaria ha sido afectada por la intrusión de diques lamprofídicos, dioritas y un granito denominado Granito Las Panochas, el cual ha sido fechado en ~36 Ma. Bennet (1993) sugiere una edad de ~26 Ma para la mineralización de Au en el distrito, al indicar una relación entre un dique lamprofídico que corta a la secuencia de rocas sedimentarias mencionadas líneas arriba, y que parece acompañar espacialmente a la mineralización.

Las rocas del Grupo Bisbee presentan una fuerte deformación laramídica, con una constante vergencia de sus pliegues al suroeste, los cuales han sido a la vez seccionados por estructuras generalmente N-S y NW-SE relacionadas con la extensión del Terciario medio, sucedida en gran parte de esta región del noroeste de México.

DEPÓSITOS DE SKARN

Los depósitos de skarn constituyen uno de los tipos de yacimientos más importantes en geología económica, ya que incluyen grandes depósitos de oro y metales base con una amplia distribución en el tiempo y el espacio, pero con una fuerte presencia en rocas fanerozoicas. Los mayores depósitos de este tipo en México corresponden principalmente a yacimientos de cobre, zinc, plomo y, en menor medida, oro.

Los skarns resultan siempre de la acción de un proceso metasomático, en general relacionado con metamorfismo de contacto (metasomatismo), el cual puede ocurrir como un proceso de difusión, o bien por infiltración o percolación. Ambos procesos pueden ocurrir en

diferentes tiempos y traslaparse en el espacio, siendo el segundo el más efectivo en la formación de skarns.

Con frecuencia, en la literatura se habla de skarns según su mineralogía y temporalidad de formación; por ejemplo, skarn “progrado”, o facies “prograda”, para referirse a la facies inicial de mayor temperatura, rica en granate y piroxeno; y skarn “retrógrado”, o facies “retrógrada”, para referirse a las facies tardías, de menor temperatura, ricas en calcita-epidota-clorita. Sin embargo, el término skarn es definido por su mineralogía no metálica, refiriéndose a una roca que contiene minerales calcisilicatados, como granate y piroxeno, como ha sido indicado por Einaudi y Burt (1982) y Meinert (1992). Las rocas silicatadas que componen los skarns son ricas en Ca, Fe, Mg, Al y Mn, se derivan de rocas carbonatadas y comúnmente están en contacto directo con rocas intrusivas ácidas. Existen otras maneras de denominar a los skarns, pero en forma más descriptiva, como hornfels, skarnoide y tactita.

De manera general, las condiciones de formación (presión-temperatura) de los skarns pueden estar dadas por los rangos de estabilidad de los minerales calcisilicatados, con temperaturas de formación en su estado “progrado” del orden de 300 a 550°C; en cambio, para el retrógrado, fluctúan entre 250 y 400°C, y presiones en muchos de ellos <1 kbar, con cambios en las condiciones de P-T variando en función de $X(\text{CO}_2)$ (Newberry, 1998; Meinert et al., 2005). Los estudios de geobarometría indican que los skarn de W se forman a mayor presión (1.5–3 kbar) según Newberry (1998) y Einaudi et al. (1981), mientras que los de Cu son más someros, formados a presiones del orden de 0.5–1 kbar.

Por otro lado, Taylor y O’Neil (1977), basándose en datos de isótopos estables de oxígeno y deuterio, señalan que las etapas tempranas de los fluidos del skarn están formadas por fluidos magmáticos, los cuales se vuelven predominantemente meteóricos en etapas tardías durante la evolución del skarn.

Por lo que se refiere a isótopos de azufre, la mayor parte de los valores $\delta^{34}\text{S}$ varían entre -5 y +8‰, lo cual parece sugerir que el azufre de los skarns, por lo menos en una primera etapa, se relaciona con una fuente magmática. Sin embargo, puede haber variaciones en el tiempo, debido a la interacción de los fluidos con la roca encajonante (Bowman, 1998).

Los depósitos de skarn se encuentran asociados en todo el mundo y, a través de la historia geológica, a numerosos yacimientos que contienen Cu, Pb-Zn, Au, Fe, W y Sn, entre otros, donde casi todos los skarns de Cu contienen de 1 a 10 Mt, con leyes de 0.7–1.5% Cu y <1 g/t Au. Sin embargo, de todos los skarns, los de Fe son los más grandes y pueden contener hasta más de 500 Mt de mena constituida por magnetita \pm hematita. Por otra parte, dentro de los grandes yacimientos de metales base en el mundo, se cuenta numerosos distritos mineros mexicanos con mineralización de tipo skarn, algunos de ellos excediendo los 10 Mt, con leyes de 8–350 g/t Ag y >10% de Pb+Zn (Megaw et al., 1988). Dentro de los más importantes, están los de Naica y Santa Eulalia, en Chihuahua; Velardeña, en Durango; La Encantada, en Coahuila; Concepción del Oro y San Martín, en Zacatecas; Charcas, en San Luis Potosí; y Zimapán, en Hidalgo. Grandes skarns de Zn+Cu se encuentran en Sonora (Meinert, 1980, 1982), así como los depósitos de W más importantes de México (Mead et al., 1988), donde se incluye la mina de wollastonita más grande del mundo, cerca de Hermosillo.

En el estado de Sonora, se tiene distintos tipos de skarn, como aquéllos de W (Wiese, 1945; Mead et al., 1988); algunos grandes de Zn y Cu, explorados en Cananea (Meinert, 1980, 1982; Farfán, 2002); otros muy especiales con paragénesis metálicas complejas con Co y Ni (Pérez-Segura, 2006); de hierro (Pérez-Segura, 1985); y de wollastonita en Pilares, en las cercanías de Hermosillo, relacionada con skarnoides.

En la siguiente sección, se presenta una síntesis de las características generales de los distintos tipos de skarn en Sonora (Figura 5) y, de una manera más detallada, información de los yacimientos tipo más representativos (Tabla 4).

SKARNS DE TUNGSTENO (W)

En el caso de los depósitos de W, se sabe que hasta principios de los años ochenta, México fue un importante productor a nivel mundial. En la actualidad, todas las minas están cerradas y este elemento ya no se recupera ni como subproducto. La mayor parte del tungsteno mexicano provino de yacimientos de skarn ubicados en el estado de Sonora. Todos los depósitos se encuentran

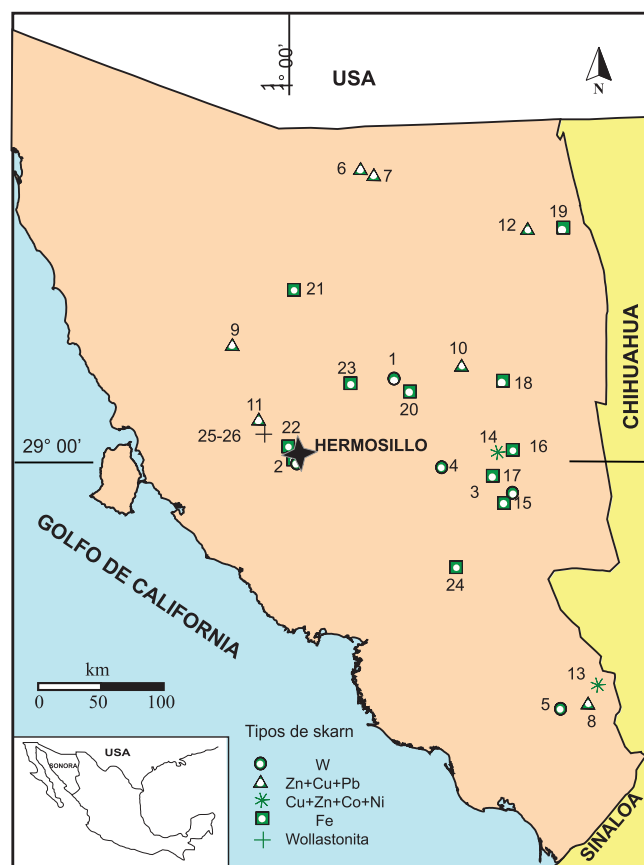


Figura 5. Distribución y localización de los depósitos de tipo skarn más importantes en el estado de Sonora. Los nombres de los distintos depósitos ilustrados en esta figura están consignados en la Tabla 4.

especialmente relacionados con el cratón de América del Norte y temporalmente con la época de magmatismo laramídico, entre 80 y 40 Ma (Coney, 1976). Los yacimientos se localizan en zonas de contacto de facies plutónicas del llamado batolito de Sonora (Damon et al., 1983), con rocas carbonatadas paleozoicas. Los principales skarns en Sonora son los conocidos como El Jaralito, Palo Verde, La Venada, La Norteña y San Alberto (Figura 5, Tabla 4). Casi todos estos depósitos contienen menos de 1 Mt con leyes entre 0.25 y 1% de WO_3 . El más importante de todos, sin duda, es el que se conoce como El Jaralito, ubicado a 90 km al noreste de Hermosillo (Figura 5) y que está caracterizado por una serie de minas, de las cuales las más importantes fueron San Antonio, Santa Elena, Bonanza, Los Moros, El Contrabando, El Batamote y La Mora, que en su tiempo fueron los yacimientos de tungsteno más importantes de México.

La geología en el área se encuentra dominada por un batolito laramídico de composición granítico-granodiorítica, llamado Batolito El Jaralito por Roldán-Quintana (1991), con edades que varían entre 51.8 y 69.6 Ma; sin embargo, Mead et al. (1988) publicaron varias edades por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$, reportando 46.6 ± 3 Ma en hornblenda de una granodiorita, 37.1 ± 0.7 Ma en biotita de la misma roca y 37.8 ± 0.8 Ma en biotita de una pegmatita. Los mismos autores reportan también edades de 35.8 ± 0.7 Ma en biotita metamórfica del skarn y de 35.2 ± 0.8 Ma en paragonita de la misma roca. A primera vista, las edades de biotita y hornblenda guardan una gran diferencia en tiempo, lo cual ha sido interpretado como producto de un enfriamiento lento en un medio batolítico profundo (Mead et al., 1988). En el batolito, flotan colgantes de techo de rocas sedimentarias paleozoicas (probablemente del Pérmico), las cuales fueron afectadas por metamorfismo de contacto durante la intrusión.

El yacimiento El Jaralito fue descubierto en el año de 1953, llamándolo inicialmente San Antonio, abarcando un área mineralizada que cubre una zona de 25 km², aunque la zona principal ocupa 16.5 hectáreas. Las reservas en el área de El Jaralito son del orden de 3 Mt con 0.25% de WO_3 , con una producción total de 1,537 t de concentrados procedentes de más de 40,000 t de mineral con tungsteno.

La mina San Antonio se desarrolla en un bloque que se comporta estructuralmente como una antiforma recostada de 440 m de largo por 110 m de ancho (Mills y Hokuto, 1971). El skarn mineralizado se ubica en el contacto entre el granito y una secuencia de rocas sedimentarias de grano fino compuesta por capas de lutita y limolita metamorfoseadas, intercaladas con mármol, alcanzando un espesor de entre 15 y 20 m. Existe un skarn progrado de granate-diópsido y, en ocasiones, wollastonita y vesuvianita; también, hay uno retrógrado con epidota, biotita y hornblenda. Los granates tienen una composición de $Gr_{75-30}Ad_{25-70}Sp_{0-10}$ y los piroxenos tienen una composición de $Di_{82-65}Hd_{18-35}$ (Peabody, 1979). El mineral de tungsteno principal es scheelita, pero en las minas Santa Elena y Los Moros el mineral es powellitita. La mayor parte de la scheelita producida en San Antonio se asocia al skarn progrado, con menor contenido en el retrógrado pero con leyes más eleva-

das (Dunn, 1980). Las temperaturas de formación en El Jaralito fueron estimadas entre 480 y 600°C para el skarn progrado y de 300 a 440°C para el retrógrado, bajo presiones de 1 a 1.5 kbar (Dunn, 1980).

SKARNS DE METALES BASE

Los skarns de metales base en Sonora, con excepción de los de Buenavista-Chivatera, en Cananea, con más de 30 Mt, son de proporciones mucho más discretas que los grandes depósitos de skarn tradicionales en México, como Naica y Santa Eulalia, en Chihuahua, o Concepción del Oro y San Martín, en Zacatecas, por citar algunos (Prescott, 1926; Megaw, 1998). En su mayor parte, estos depósitos son de menos de 1 Mt, con leyes de $Zn > Cu > Pb$, con valores de Ag importantes, como sucede en Pilares de Teras. Las rocas encajonantes, con frecuencia, corresponden a sedimentos carbonatados del Paleozoico, pero hay casos de mineralización en rocas sedimentarias del Cretácico Inferior como en Gochico (Tabla 4), o en rocas volcánicas de cuencas someras continentales del Paleógeno como en Oposura. La mayoría de las veces, están relacionados con la actividad magmático-hidrotermal de cuerpos hipabisales, comagmáticos con cuerpos batolíticos del Laramide. En el caso de Pilares de Teras, así como de Oposura, no es clara la existencia próxima de un cuerpo intrusivo y parecerían los ejemplos más claros de skarns distales.

En todos los depósitos de este tipo en Sonora, siempre están presentes las fases prograda y retrógrada de los skarns clásicos y el desarrollo se lleva a cabo en zonas de exoskarn. La mineralogía metálica es muy variada, como puede observarse en la Tabla 4, y la edad se considera que puede variar desde 60 hasta 40 Ma.

El yacimiento de Buenavista (Figura 5, Tabla 4), el más grande y representativo de este tipo, se encuentra dentro de la zona mineralizada del distrito de Cananea, conocida como Cuenca Capote, ubicada entre las brechas La Colorada y Demócrata, donde se ha identificado cuatro cuerpos mineralizados: Buenavista, Chivatera, Esperanza y Demócrata. Un total de 82 barrenos de diamante, que fueron efectuados en los últimos años para un total de 30,670 m, han permitido calcular alrededor de 30 Mt con leyes económicas de Zn y Cu, y cantidades menores de Pb y Ag.

La geología general, particularmente en esta parte del distrito de Cananea, se caracteriza por una secuencia de rocas sedimentarias con más de 700 m de espesor, afectadas en mayor o menor proporción por metamorfismo de contacto. Esta zona se conoce en el distrito como la Cuenca Capote, la cual se encuentra limitada al norte y al sur por fallas normales de ángulo alto; se encuentra formada por rocas detríticas y carbonatadas que van del Cámbrico medio al Pensilvánico inferior, constituidas por las Formaciones Bolsa, Abrigo, también conocida como Caliza Esperanza, Martín, Escabrosa y Horquilla. Dentro de las Formaciones Abrigo, Escabrosa y Horquilla, se alojan los cuerpos reconocidos como Esperanza, Chivatera y Buenavista, respectivamente.

Los tres cuerpos mineralizados antes mencionados se encuentran en diferentes niveles de la secuencia sedimentaria, con mineralización de tipo skarn, desarrollados a lo largo de horizontes favorables. El cuerpo más somero es el llamado Buenavista, con tramos mineralizados hasta de 20 m y con mineralización preferencial de zinc y cobre. El cuerpo Chivatera es el más importante en lo que respecta a tonelaje y ley, y consiste en mineral masivo de aspecto brechado, con más mineralización de cobre y valores subordinados de Ag y Pb. Por otro lado, en el cuerpo Esperanza se han cortado algunos horizontes mineralizados, pero no ha sido evaluado en su totalidad.

Petrográficamente, las rocas mineralizadas son skarns de granate + piroxeno + wollastonita \pm epidota \pm anfíbol \pm clorita \pm carbonatos \pm cuarzo. Las zonas de skarn más mineralizadas muestran un fuerte metamorfismo retrógrado a calcita \pm clorita. Visto el yacimiento como un solo conjunto, se puede observar cuatro zonas mineralógicas: (1) de granate \gggg piroxeno, (2) de granate + piroxeno, (3) de wollastonita + piroxeno \pm granate, y (4) de calcita + piroxeno. Los granates más tempranos son cercanos a la grosularita ($Gr_{70}Ad_{30}$), mientras que los tardíos son más andradíticos ($Gr_{5-35}Ad_{65-95}$). Por otra parte, los piroxenos de las etapas tempranas se caracterizan por diópsido ($Di_{85}Hd_6Jo_9$), mientras que los de la etapa tardía tienen un poco más de Fe ($Di_{80}Hd_{15}Jo_5$). La mineralización de sulfuros se encuentra rodeando los minerales de ganga, en los intersticios y atravesando en vetillas, así como relle-

Tabla 4. Características geológicas y mineralógicas de los depósitos de tipo skarn en el estado de Sonora.

#	Nombre	Sust.	Ton. (Mt)	Leyes* (%)	Rocas asociadas	Intrusiones	Endo	Exo	Skarn progrado	Skarn retrógrado	Mineralogía metálica	Edades	Referencias
1	El Jaralito	W	3	0.25 WO ₃	clz y rx pel (Pérmico)	Mzdi-Gdi (P)	X	X	Grs-And, Di-Hd, Wo, Ves	Ep, Bt, Hbl	Sch, Py, Cep-Mbd	46.6 (Hbl-gdi), 37.1 (Bt-gdi), 37.8 (Bt-peg), 35.8 (Bt-sk), 35.2 (Pl-sk), todas Ar-Ar	1, 2, 3, (E)4
2	Palo Verde y Camaval	W	>01	>2.3 WO ₃	clz/clz arcill (Carb-Pérm)	Gdi (P)	X	X	Grt, pirox, Ves, Wo	Ep, Qtz, Cal	Sch, Py, Cep, Pwl	48.1 (Bt-gdi), 64.9 (Bt-gdi) ambas Ar-Ar	5, 3, (E)4
3	La Norteña	W	0.1	0.32 WO ₃	clz/clz (Sil Carb-Pérm inf)	Gdi (P)	X	X	Grs, Di, Wo, Ves	Tr, Ep, Cal, Qtz	Sch, Py, Sp, Cep, Fl	38-45 (FK-mzgr) Ar-Ar carr. Novillo-Bacanora	6, (E)7
4	La Venada	W	>0.01	>1 WO ₃	clz (Miss-Pen)	Gnt (P)	X	X	Grs-And, Di-Hd, Ves	Ep, anf, Cal, Qtz, Chl, Bt	Sch, Py, Cep, Pwl, Mbd, Mag	56.9 (Hbl-gdi), 34.1 (Bt-sk), ambas Ar-Ar	8, 9, (E)4
5	San Alberto	W	1	0.5 WO ₃	Fm Barranca (Tr-Jur)	Gdi-Mz-Di	X	X	Grt, pirox	Act, Qtz	Sch, Py, Cep	56.4 (Hbl-mzdi), 46.5 (Bt-mzdi) ambas Ar-Ar	3, (E)4
6	Puertecitos	Zn-Cu (Ag)	5	3 Zn, 2 Cu, 200 Ag	Clz Puertecitos (Mis-Pen)	Gdi Cuitiaca (P)	X	X	Grs-And, Di-Hd, Wo	Chl, Ep	Sp, Ccp, Tr, Eng, Py	64 (Zrn-Gdi), 69.1 (Zrn-mzdi), 67.1 (zr-Gdi), Mariquita, todas U-Pb	10, 3, (E)11, 12
7	Buнавista	Zn-Cu	>30	>3 Cu, >0.8 Zn	Fms Abrigo, Martín, Escabrosa y Horquilla (Cám-Pen)	Mz-Qtz (ph)	X	X	Grs-And, Di-Hd, Wo	Anf, Chl, Ep, Cal, Qtz	Sp, Ccp, Py, Gn	59.9 (Bt-pipe) K-Ar, 59.3 (Mbd-tajo) Re-Os, 59.2 (Mbd-pipe) Re-Os	13, 14, (E)15, 16
8	Gochico	Zn-Cu-Pb (Ag)	0.5	9.2 Zn, 0.59 Cu, 0.45 Pb, 161 Ag	clz (K Inf)	Gtoide (P)	X	X	Andr, Di (?)	Tr-Act	Po, Sp, Ccp, Gn, Py, Arg (?), Apy, Mag	Laramidico	17
9	El Tecolote	Zn-Cu	0.85	7.6 Zn, 2.0 Cu, 60 Ag	egl, clz y cta (P)	Mz-Qtz (ph)	X	X	Grs-And, Di-Hd, Ves	Cale, Chl, Ep, Qtz	Sp, Py, Ccp, Po, Mrc, Gn, Mbd, Cub, Mck, Bi-nat, Bsn, Sch	Laramidico	18
10	Oposura	Zn-Pb	0.8	6.0 Zn, 3.5 Pb	Volcaniclast y clz (K Sup-T inf)	No hay	X	X	Grs-And, Di-Hd, Bst	Rdn, Chl, Ep, Qtz, Cal	Sp, Gn, Py, Ccp, Tr-Ten, Mag, Hem	Hacia 40 Ma (RT, K-Ar) Toba Candelaria	19
11	La Verde	Cu-Zn (Ag)	0.3	2.1 Cu, 2.5 Zn, 132 Ag	clz y cta (P sup)	Gtoide (P)	X	X	Grt, Wo	Qtz, Cal	Mch, Az, Ccl, Hem	Laramidico	3, 20
12	Pilares de Teras	Ag-Au-Pb	0.375	368 Ag, 0.4 Au, 0.5 Pb	clz y dol (P)	Gtoide (P) y (ph)	X	(?)	Grt, px	Act, Qtz, Cal	Gn, Sp, Py, Clr, Fe-Ox	Laramidico	21
13	Sara Alicia	Au-Co	0.2	3.6 Au, 0.3 Co	clz y ar (K Inf)	Gdi (P)	X	X	Grt, px	Act, Qtz, Cal	Au, Py, Po, Apy, Ccp, Lol, Saf, Mag	Laramidico	3

15	San Marcos	Fe	5	61 Fe	clz (Pérmico?)	Mz (P)	X	Grt, px	Ep, Cal	Hem, Mag	Laramídico	3
16	Chinoverachi	Fe	1,5	41 - 53 Fe	clz y cta (Neoproterozoico)	Sienodi (P)	X	Grt, Di-Hd	Anf, Ep, Chl, Qz, Srp	Hem, Mag	Laramídico	22, 3
17	Cuesta de Fierro	Fe	0,86	56 Fe	clz (P)	Gdi (P)	X	Grt, FK, Pl	Ep, Qz, Cal, Bt	Mag, Hem	55.8 (FK-gdi) Ar-Ar carr. Novillo-Bacanora	3, 7
18	Arroyo Coronado	Fe	0,5	62 Fe	ar y clz (K?)	Dio (P)	X		Czo, Chl, Cal, Ep	Mag, Hem, Py	Laramídico	3
19	Hachita hueca	Fe	0,492	56 Fe	clz (K)	Gto (P)	X	Grt	Calc, Qz, Srp, Ep, Ms	Mag	Laramídico	3
20	Cerro Blanco	Fe	0,32	47 - 61 Fe	clz (P)	Gto (P)	X	Grt	Ep, Srp, Chl	Mag, Hem, Gt, Py	Laramídico	23, 3
21	Caracahui	Fe	0,17	62 Fe	clz (K Inf)	Gdi (P)	X	Grt, px, Ves, Wo	Act, Ep, Qz	Hem, Mag	Laramídico	3
22	El Choro	Fe	0,1	44 - 51 Fe	clz (P)	Andes	X	Grt, FK, Pl	Dol, anf, Qz, Cal, Chl, Ep	Gt, Hem	Laramídico	24, 3
23	Cerro de Oro	Fe	1,83	143 - 47 Fe	clz (Neoprot y K Inf)	Gtoide (P)	X	Grt, Wo	Czo, Ep, Chl, Tur	Hem, Mag, Ccp, Cu-ox	Laramídico	25
24	El Garabato	Fe	>0.1	>45	Fm Tarahumara 89-70 Ma	Gdi (P)	X	Grt, px	Act-Tr, Cal, Chl, Ep, Qz	Mag, Hem	Laramídico	26
25	Pilares	Wo	105	>60 % Wo	clz (Pérmico)	Gtoide (P)	Skd	Wo, Grt, Di	Qz, Cal	Py	Laramídico	26, 7
26	San Martín	Wo	1	>65 % Wo	clz/ped (Pérmico?)	Gdi (P)	Skd					

#: Número de mina en la Figura 5.

Sust.: sustancia; Ton. (Mt): tonelaje en millones de toneladas; *Leyes (%), excepto Au y Ag (g/t); Endo: endoskam; Exo: exoskam.

Intrusiones. (P): plutón; Gtoide: granitoide; Gdi: granodiorita; Mzdi: monzodiorita; Mz: monzonita; Di: diorita; Mz-Qz: monzonita de cuarzo; Sienodi: sienodiorita; Andes: andesita; (ph): pórfido hipabisal.

Rocas asociadas. ar: arenisca; egl: conglomerado; clz: caliza; cta: cuarcita; dol: dolomita; rx: pel: rocas pelíticas.

Skarn progrado. Grt: granate; px: piroxeno; Grs-And: grosularita-andradita; Di-Hd: diópsido-hedenbergita; Wo: wollastonita; Ves: vesuvianita; Bst: bustamita; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Skd: skarn; t: tonalita; Zrn: zircón.

Skarn retrógrado. Ep: epidota; Bt: biotita; Hbl: hornblenda; Qtz: cuarzo; Cal: calcita; Tr: tremolita; anf: anfíbol; Chl: clorita; Act: actinolita; Tr-Act: tremolita-actinolita; Rdn: rodonita; FK-feldespato potásico; Ab-albita; Srp: serpentina; Ms-muscovita; Dol: dolomita.

Mineralogía metálica. Sch: scheelita; Py: pirita; Ccp: calcopirita; Mbd: molibdenita; Pwl: powellita; Sp: esfalerita; Fl: fluorita; Mag: magnetita; Tr: tetradrita; Eng: enargita; Grn: galena; Po: pirrotita; Arg: argentita; Apy: arsenopirita; Mrc: marcasita; Cub: cubanita; Mck: mackinawita; Bi-nat: bismuto nativo; Bsn: bismuinita; Tr-Ten: tetradrita-tenantita; Lol: lolingita; Saf: safflorita; Sgn: siegenita; Mch: malaquita; Az: azurita; Ccl: crisocola; Fe-ox: óxidos de Fe; Gt: goethita; Cu-ox: óxidos de Cu; Clr: clorargita.

Minerales fechados. Bt: biotita; FK: feldespato potásico; gdi: granodiorita; Hbl: hornblenda; Mbd: molibdenita; mztqz: monzodiorita; mzd: monzodiorita; peg: pegmatita; Pl: plagioclasa; RT: roca total; sk: skarn; t: tonalita; Zrn: zircón.

Fuentes. 1, Peabody (1979); 2, Dunn (1980); 3, Pérez-Segura (1985); 4, Mead et al. (1988); 5, Wiese (1945); 6, Araux y Vega (1984); 7, Pérez-Segura (2006); 8, Radelli (1985); 9, Richard (1991); 10, Córdoba (1985); 11, Anderson y Silver (1977); 12, Ochoa-Landín et al. (2007); 13, Meinert (1982); 14, Farfán (2002); 15, Damon y Mauger (1966); 16, Barra et al. (2005); 17, Calienes (1981); 18, Pérez-Segura y Echavarrí-Pérez (1978); 19, Deen y Atkinson (1988); 20, Cendejas et al. (1981); 21, Cendejas y Cercero (1996); 22, Hernández (1981); 23, Carbonell y Bustillos (1964); 24, Carbonell y Bustillos (1963); 25, González y Rodríguez (1991); 26, Robles-Andrade (2007); 27, Poole y Amaya (2000).

no de estructuras brechadas en las rocas huéspedes. La mineralogía primaria es de esfalerita + calcopirita + pirita + galena. Relacionados con la zona de aguas descendentes, hay bornita, calcocita, covellita y óxidos de hierro. Existe una zonificación metálica que se traduce por una relación Cu/Zn de 0.08 a 5, donde las relaciones más elevadas se encuentran longitudinalmente más hacia el contacto por falla con la Formación Mesa.

SKARN DE CO Y NI

Recientemente, en el centro-este y sur de Sonora, se ha detectado un tipo de mineralización inusual de Au-Co y Cu-Zn (Ni-Co) que, por su importancia estratégica y por estar localizada en dos depósitos de skarn, no se puede dejar de mencionar. Se trata de los depósitos de Sara Alicia (Tabla 4), en el sur del Estado, con una paragénesis de Au-Co, y La Esperanza, en Bacanora, con Cu-Zn (Ni-Co) (Figura 5, Tabla 4). En el primero de los casos, las rocas encajonantes son calizas y areniscas del Cretácico Inferior, similares a las existentes en Gochico; en el segundo, son rocas carbonatadas del Pérmico. Estos casos no pueden considerarse como aislados sino, más bien, como la manifestación de una provincia metalogenética poco conocida, puesto que volvemos a encontrar al Co en los depósitos de Batopilas, del Cenozoico, en un tipo de yacimiento como los llamados de “vetas de cinco elementos” [Ag-Ni-Co-As-(Bi,U)], como los descritos por Andrews (1986).

Los yacimientos de La Esperanza se localizan en la estribación norte de la sierra Santo Niño, en Sonora central, a unos 12 km al noroeste de Bacanora (Figura 5). Los depósitos constan de varios cuerpos de skarn pobremente explorados conocidos como Los Rieles, El Barranco, El Tigre, La Reyna y otros. Se calcula un potencial de más de 1 Mt con leyes de 1 g/t Au, 1–2% Cu, 1–2% Zn, 0.1–0.2% Ni y 0.1–0.2% Co.

Estos depósitos se encuentran dentro de la sierra Santo Niño, la cual corresponde a un *horst* entre los *grabens* o *semigrabens* de los ríos Yaqui y Bacanora. El ambiente geológico de la sierra se caracteriza por un paquete detrítico-carbonatado de rocas paleozoicas que van del Carbonífero al Pérmico, el cual flota como colgantes de techo sobre granitoides intrusivos de eda-

des que varían del Cretácico Tardío al Paleógeno. El paquete sedimentario también se encuentra en contacto tectónico cabalgante sobre rocas volcánicas andesíticas de la Formación Tarahumara del Cretácico Superior-Paleógeno. Las fosas tectónicas están rellenas por depósitos de molasas, similares a las del Grupo Báucarit del Neógeno, y rocas volcánicas.

Existen dos grandes conjuntos de rocas intrusivas en la sierra Santo Niño, denominados Batolito Moras-Novillo-Bacanora (BMNB) y Pórfido San Lucas (PSL). El primero de ellos se refiere a un batolito complejo muy probablemente de intrusiones múltiples, compuesto de tonalitas-granodioritas-granitos que pueden tener piroxeno o biotita y hornblenda. En cambio, el segundo corresponde a un cuerpo, de hipabisal a subvolcánico, relacionado con la misma actividad magmática del BMNB, con una composición que varía de monzonita a sienita de cuarzo y relacionado de manera espacial y genética con los skarns de La Esperanza.

La geoquímica de elementos mayores y traza en ambos intrusivos, en conjunto con datos isotópicos de Sr y Nd, con una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7066 y un ϵ_{Nd} de -4.6 para el BMNB y una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7070 y ϵ_{Nd} de -6.1 para el PSL, así como edades modelo con relación al manto empobrecido (TDM) de 1.05 y 0.97 Ga, respectivamente, permite interpretar una contaminación cortical para estos intrusivos, que son similares a otros cuerpos granitoides que afloran en el centro de Sonora.

Datos geocronológicos de U-Pb en zircones y de Ar/Ar en feldespatos sobre rocas representativas del BMNB y del PSL indican un pulso magmático claramente definido hacia 90 Ma, hasta ahora desconocido en Sonora central, y edades aparentes de recalentamiento que pudieran corresponder a otro pulso magmático hacia 62 Ma. El comportamiento de REE y los valores de Y, Sr/Y, Yb_{N} y $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$, permiten ubicar estas rocas en el campo adakítico, originadas a partir de un magma cuya restita contenía granate y hornblenda, con contaminación parcial de la cuña del manto y de corteza continental.

Los yacimientos de skarn de La Esperanza se relacionan regularmente con la zona de contacto entre el cuerpo hipabisal-subvolcánico del PSL y un paquete de

calizas paleozoicas. Existe una zonación que se define desde la intrusión fresca del pórfido hacia la roca encajonante como sigue:

- Zona de intrusión con minerales de skarn retrógrado en mayor proporción que los de skarn progrado.
- Zona de endoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno.
- Zona de exoskarn también con granate en mayor proporción que piroxeno.
- Zona de mármoles con más o menos wollastonita, skarns de reacción, hornfels y cuarcita.

La mineralogía del skarn progrado es de granate con piroxeno, mientras que en el retrógrado es de carbonato, cuarzo, clorita, epidota, feldespato y hematita. La composición de los granates es de $Gr_{0-16} Ad_{99-83} Py_{1-6}$ y de $Gr_{41-78} Ad_{58-16} Py_{1-13}$, y la de los piroxenos es diopsídica con $Di_{90-96} Hd_{10-03} Jo_{<1}$. La mineralogía metálica consta de calcopirita, esfalerita, pirita, magnetita y hematita; los valores de Ni y Co se encuentran en el mineral siegenita, que en este caso tiene una composición de $(Ni_{2.05} Fe_{0.19} Co_{0.75} S_{3.97})$. Los estudios microtermométricos indican temperaturas de 385 a 700°C para la formación del skarn progrado, y de entre 180 y 385°C para el skarn retrógrado, en el que se incluyen los sulfuros y la magnetita; la pirita y la siegenita pudieron haberse depositado entre 250 y 300°C y la esfalerita-calcopirita-magnetita entre 180 y 300°C; finalmente, una fase hidrotermal tardía de hematita, con valores metálicos residuales, debió formarse a menos de 180°C. En el P, se observa que coexisten fluidos bajosaturados y sobresaturados con temperaturas de homogeneización totales de 325 a 348°C, lo cual se interpreta como producto del atrapamiento de un fluido heterogéneo en condiciones de ebullición. Los isótopos de azufre permiten interpretar que el azufre es compatible con una firma magmática, las condiciones de fugacidad de oxígeno ($\log fO_2$) van de -15 a -25 en el skarn progrado y de -30 a -39 para el retrógrado, mientras que el pH siempre es inferior a 7. El factor que causó la precipitación de la mineralización debió ser un decremento en la temperatura y un cambio en las condiciones de oxidación-reducción del fluido, provocado por la ebullición del mismo, a causa de un abatimiento de la presión.

SKARNS DE HIERRO (Fe)

Algunos de los yacimientos de Fe más importantes en México se localizan en los estados de Colima y Michoacán, los cuales han sido clasificados de tipo skarn por Zürcher et al. (2001). Las compilaciones sobre depósitos de Fe en Sonora (Cabrera, 1983; Cendejas-Cruz, 1994) refieren que la mayor parte de las manifestaciones de este metal corresponden al tipo skarn; sin embargo, las dimensiones son modestas y no parece haber yacimientos con potencial superior a 10 Mt. Casi siempre, se trata de exoskarns desarrollados en rocas paleozoicas, vinculados a plutones batolíticos; no obstante, en los depósitos de Caracahui y Cerro de Oro (Tabla 4), las rocas reemplazadas corresponden al Cretácico Inferior, mientras que en el skarn El Garabato (Tabla 4), en el centro de Sonora, los horizontes calcáreos son de la Formación Tarahumara del Cretácico Superior. No existen trabajos a detalle de yacimientos específicos, sino que los informes, en su mayoría, son internos y consisten en evaluaciones económicas preliminares (Carbonell y Bustillos, 1963, 1964; Hernández, 1981; González y Rodríguez, 1991).

El único skarn de Fe estudiado en detalle ha sido El Garabato (Robles-Andrade, 2007), localizado a 11 km al sureste de Suaqui Grande (Figura 5), el cual consiste en varios cuerpos minerales que no han sido evaluados en detalle; sin embargo, se puede estimar reservas mínimas del orden de 100,000 t con leyes superiores a 45% de Fe y, de acuerdo con sus características mineralógicas, es considerado como un depósito típico de skarn de Fe.

El ambiente geológico está dominado por rocas volcánicas y vulcano-sedimentarias de la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949), que han sido intrusionadas por rocas plutónicas pertenecientes al Batolito de Sonora, el cual aflora a 4 km al norte y al sur del área de los depósitos. La Formación Tarahumara, en el área de El Garabato, ha sido descrita en detalle por Robles-Andrade (2007), dividiéndola en tres miembros: Un miembro inferior de 380 m de espesor, que consiste en derrames de andesita y andesita basáltica y, hacia arriba, tobas cristalinas y cristalolíticas con algunos horizontes calcáreos; un miembro medio de 1,000 m de espesor, dividido en tres unidades que se componen

de tobas líticas, tobas cristalinas, derrames andesíticos y dacíticos, tobas soldadas, derrames porfídicos masivos de andesita-dacita, tobas andesíticas y dacíticas y, finalmente, brechas volcánicas; y un miembro superior de 500 m de espesor, que consiste en derrames riódacíticos y riolíticos, con algunas intercalaciones de tobas riolíticas.

Una toba del miembro inferior fue fechada por U-Pb en zircones, arrojando una edad de 89 Ma (McDowell et al., 2001), mientras que otra del miembro superior, fechada por el mismo método, dio una edad de 70.2 Ma (McDowell et al., 2001).

El depósito El Garabato se ubica estratigráficamente entre el miembro inferior y medio antes descritos. Consiste en cuerpos estratiformes de skarn, que se alojan en un horizonte que corresponde a un protolito de calizas impuras, con evidencias de mineralización a lo largo de una distancia de 1,500 m. Sin embargo, la zona más importante aloja cuerpos de Fe a lo largo de unos 400 m, siguiendo una dirección general N10°–20°E, con una inclinación de 30°–60° al SE. El comportamiento en planta es en tres zonas mineralógicas distribuidas siguiendo la dirección de los skarns: (1) granate >> piroxeno y granate > piroxeno en la parte central; (2) piroxeno ≥ granate en la parte sur; y (3) alteración retrógrada con actinolita-tremolita > granate-piroxeno en la parte centroseptentrional, con una zona de silicificación más al norte que es claramente hidrotermal y posterior a la formación del skarn. Esta zonificación mineralógica sugiere la presencia de un cuerpo intrusivo, seguramente batolítico bajo la parte central, el cual no aflora en el área del yacimiento.

El comportamiento en sección de los depósitos se caracteriza por magnetita masiva en la base, cambiando hacia arriba a una asociación mineralógica de tipo skarn progrado y retrógrado, seguida de mármoles y finalmente de una caliza recristalizada. El skarn progrado se caracteriza por granates de la serie grosularita-andradita y por piroxenos de la serie diópsido-hedenbergita. El skarn retrógrado contiene actinolita-tremolita, calcita, clorita, epidota, cuarzo, magnetita y hematita.

Los cuerpos mineralizados son al menos ocho en afloramientos decamétricos con abundante magnetita masiva y, en menor proporción, en vetillas centimétricas. La mineralización predominante es de magnetita

en mayor proporción que hematita, formada ésta por el proceso de martitización. No se conoce la edad de los depósitos, pero deben ser posteriores a 70 Ma, vinculados seguramente a la edad de la granodiorita plutónica.

SKARN DE WOLLASTONITA

No se conoce la presencia de muchos yacimientos minerales no metálicos en zonas de contacto que no sean de grafito. Estos últimos abundan en Sonora en las regiones de San José de Moradillas, Tónichi y Álamos, relacionados con rocas detríticas del Grupo Barranca pero, dada la pobre información sobre su formación y origen, no son considerados en este trabajo. Entre las manifestaciones importantes de minerales no metálicos en ambientes de skarn se tiene depósitos de talco en las inmediaciones de Villa Pesqueira y los yacimientos de wollastonita de Pilares y San Martín al noroeste de Hermosillo. No existe información geológica precisa de estos depósitos, con sólo pobres observaciones de la mina de Pilares, las cuales se resumen a continuación.

El yacimiento de Pilares se localiza a 60 km al NW de Hermosillo y se cataloga como el depósito y la mina de wollastonita más grandes del mundo. Actualmente, se considera que Sonora produce casi la totalidad de este mineral en México; una mínima parte procede de depósitos muy conocidos en Zacatecas (Lefond, 1975). El depósito fue descubierto en 1983 y contiene más de 100 Mt de mineral con más de 60% de wollastonita. Las instalaciones de la mina y la planta de beneficio tienen capacidad para producir 240,000 t de mineral al año. La mina produce, además, calcita como subproducto. En las cercanías, se localiza otro yacimiento similar llamado San Martín, en el cual se tiene cubicado al menos 1 Mt de wollastonita.

La geología del área del depósito se caracteriza por una serie de rocas paleozoicas de posible edad pérmica (Poole et al., 2000), que consisten en caliza gris de estratificación gruesa con pedernal con un rumbo casi E-W, con inclinaciones entre 31° y 70° al norte, las cuales han sido afectadas por una roca intrusiva de composición granodiorítica, de dimensiones batolíticas y de edad laramídica.

El yacimiento mineral está constituido por skarnoides de wollastonita masiva, intercalados con bandas de wollastonita, calcita y pedernal. La wollastonita es de color blanco con variaciones a crema, lustre perlado y granulometría variada. Además, contiene como minerales asociados calcita, diópsido, cuarzo y granate escaso. La ley promedio es superior a 60% de wollastonita. La forma y tamaño de los cristales es (1) acicular, de hasta 1 cm de largo; (2) plumosa; (3) de hojuelas radiales; o (4) en masas finas (cristales menores que 0.5 mm) afieltradas. Además del skarnoides de importancia económica, se observa silicificación y recristalización de las calizas.

DEPÓSITOS DE ORO OROGÉNICO

Comúnmente, los depósitos de oro denominados como “oro mesotermal”, de tipo *mother lode* o del Arqueano, son prácticamente subtipos de un tipo de depósitos de oro epigenéticos, constituidos por sistemas de vetas controladas estructuralmente, con la particularidad de encontrarse estrechamente asociados a terrenos metamórficos deformados, con edades que representan prácticamente toda la escala de tiempo geológico (Bohke, 1982; Colvine et al., 1984; Berger, 1986; Groves y Foster, 1991; Nesbitt, 1991; Hodgson, 1993; Kerrich, 1993; Robert, 1996; Groves et al., 1998). Generalmente, estos depósitos se encuentran asociados a cinturones metamórficos con facies de esquistos verdes del Arqueano (*greenstone belts*). La formación de los depósitos de oro relacionados con cinturones metamórficos ha sido episódica a lo largo de la historia geológica, principalmente antecediendo al Neoproterozoico, con eventos importantes entre 2,800 y 2,550 Ma, y entre 2,100 y 1,800 Ma (Goldfarb et al., 2001). No obstante, en algunos depósitos, el metamorfismo puede presentar variaciones a mayor o menor grado dentro del mismo cinturón metamórfico (McCuaig et al., 1993; Hagemann et al., 1994).

El marco tectónico en que se forman estos depósitos de oro es el de márgenes continentales activos, ya sea en orogenias del tipo acrecional o colisional, en un régimen compresivo a transpresivo. La mineralización de oro se encuentra característicamente en las rocas metamórficas localizadas al frente del arco continental,

comúnmente mostrando un fuerte control estructural en estructuras de segundo y tercer orden. Generalmente, estas estructuras son compresionales, de gran escala y, por lo general, transcorticales, por lo que pueden ser de naturaleza dúctil o frágil. Por ejemplo, las estructuras pueden presentar diferentes variaciones, como: (1) fallas de naturaleza frágil hasta zonas de cizalla (dúctiles), de alto a bajo ángulo, de movimiento inverso a desplazamiento lateral u oblicuo; (2) sistemas de fracturas, zonas de *stockwork* o brechas en rocas competentes; (3) zonas de foliación o a lo largo de ejes de pliegues en secuencias de turbiditas.

Los depósitos mesotermales de oro están caracterizados por sistemas de vetas en las que predomina el cuarzo, generalmente con pocos sulfuros ($\leq 3-5\%$), por lo regular pirita y arsenopirita, con carbonatos ($\leq 5-15\%$), a menudo ferríferos. Los minerales de ganga encontrados comúnmente en vetas relacionadas con rocas de facies de esquistos verdes son: albita, muscovita o fuchcita (mica rica en Cr), clorita, scheelita y turmalina. Las relaciones de Au:Ag oscilan entre 10:1 a 1:1. Comúnmente, estos depósitos exhiben un enriquecimiento en elementos como As, B, Bi, Hg, Sb, Te y W, además de mostrar un ligero enriquecimiento en Cu, Pb, y Zn (Groves et al., 1998).

La naturaleza de los fluidos involucrados en el depósito de la mineralización de oro se caracteriza por tener un pH casi neutro, con baja salinidad, y por contener compuestos de $H_2O-CO_2 \pm CH_4$, los cuales transportaron el oro como un complejo de azufre reducido. Una característica muy notoria de estos fluidos es la concentración elevada de CO_2 ($>5 \text{ mol}\%$). Los análisis de inclusiones fluidas y otros estudios geotermobarométricos generalmente indican condiciones de presión de 1 a 3 kbar y temperaturas de alrededor de $300 \pm 50^\circ C$ (Groves y Foster, 1991; Nesbitt, 1991); no obstante, recientemente los rangos de presión y temperatura han sido extendidos a $<1-5 \text{ kbar}$ y a $180-700^\circ C$, respectivamente (Groves, 1993; Ridley et al., 1996; Groves et al., 1998).

Dadas las características generales mencionadas líneas arriba y el contexto tectónico en el que se forman estos depósitos de oro, y considerando que a lo largo de las últimas décadas han sido utilizados diferentes términos en la literatura para denominar a estos depósitos,

Groves et al. (1998) propusieron la expresión “depósitos orogénicos” de oro. Retomando los prefijos originalmente utilizados por Lindgren (1933), y siguiendo posteriormente lo sugerido por Hagemann et al. (1994) y Ridley et al. (1996), las subdivisiones recomendadas para estos depósitos son: (1) depósitos epizonales, cuyas profundidades de formación varían desde la superficie hasta los 6 km, con temperaturas oscilando entre 150 y 300°C; (2) depósitos mesozonales, que se forman entre 6 y 12 km, con un rango de temperatura de 300 a 475°C; y (3) depósitos hipozonales, que se forman a profundidades mayores a los 12 km, con rangos de temperatura excediendo los 475°C.

La provincia fisiográfica de “Sierras y Llanuras” en el desierto de Sonora, en el noroeste de México, se caracteriza por albergar un cinturón metalogénico con orientación NW-SE, constituido principalmente por depósitos de oro (Silberman et al., 1988; Pérez-Segura et al., 1996). Este cinturón se extiende desde Sonoyta hasta Benjamín Hill, con dimensiones de ~300 km de largo y ~90 km de ancho. Anteriormente, algunos de estos depósitos de oro fueron clasificados como depósitos de oro estructuralmente controlados (Silberman et al., 1988), como depósitos de vetas mesotermales auríferas (Albinson, 1989), y como depósitos de vetas mesotermales y de zona de cizalla en terrenos ígneos metamórficos (Pérez-Segura, 1993). La Figura 6 muestra los depósitos y prospectos más importantes conocidos de este tipo de yacimientos en el noroeste de Sonora, y la Tabla 5 delinea las características geológicas y mineralógicas de sólo algunos de ellos, ya que de una gran parte no se tiene información confiable.

Los depósitos de oro de este cinturón metalogénico se caracterizan principalmente por la asociación constante con rocas metamórficas del Precámbrico, generalmente con metamorfismo de facies de esquistos verdes, aunque algunos depósitos se hospedan en rocas que varían en tipo (volcánicas y vulcano-sedimentarias), y edades que van desde el Proterozoico hasta el Eoceno, con variaciones en su facies metamórfica, pasando de esquistos verdes a granulitas (Araux-Sánchez, 2000; Noriega-Martínez, 2006; Quintanar-Ruiz, 2008). Sin embargo, existen casos en que las vetas con oro se encuentran hospedadas en cuerpos intrusivos, como sucede en rocas leucograníticas en los depósitos de San

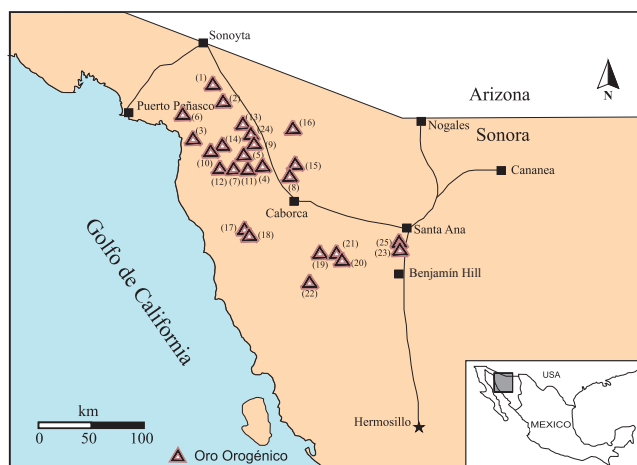


Figura 6. Distribución y localización de los depósitos de tipo oro orogénico más importantes en el estado de Sonora. La explicación de los números correspondientes a los distintos depósitos ilustrados en esta figura se da en la Tabla 5.

Francisco (Pérez-Segura et al., 1996), en Estación Llano, y La Choya (Thoms, 1998) (Figura 6).

Los depósitos de oro del mencionado cinturón metalogénico con orientación NW-SE en Sonora, y otros depósitos de oro del suroeste de Estados Unidos, como los de California (Mezquite, Picacho, Cargo Muchacho, etc.), se caracterizan por estar espacialmente localizados a lo largo de la traza de la postulada estructura regional Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979). La mineralización en la mayoría de los depósitos está estructuralmente controlada principalmente en sistemas NW-SE y NE-SW, producto de la compleja historia de deformación en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos (Staudé y Barton, 2001; Quintanar-Ruiz, 2008). La mineralización comúnmente se encuentra relacionada a vetas de cuarzo, en ocasiones en zonas de cizalla y zonas de *stockwork* asociadas a fallas de bajo ángulo y brechas. Los minerales asociados a las vetas de cuarzo con oro consisten en turmalina, hematita, ankerita, pirita, galena, esfalerita y calcopirita, entre otros (Tabla 5).

Las determinaciones de edades de la mineralización en este tipo de depósitos en Sonora son escasas, y solamente se cuenta con algunos datos geocronológicos utilizando los métodos K-Ar y Ar-Ar, generalmente en muscovita que se encuentra asociada a las vetas, o en muscovita perteneciente a ciertos eventos hidrotermales con el propósito de constreñir indirectamente

Tabla 5. Características geológicas y económicas de los depósitos de oro orogénico en el estado de Sonora.

#*	Nombre depósito	Au (Moz)	Ton. (Mt)	Ley (g/t)	Rumbo de estructura	Roca encajonante	Morfología	Alteración	Mineralogía	Geoquímica	Edad	Ref.
1	Quitovac				NW-SE	Gr y Esq (Pc)	Vetas Qtz, <i>network</i>	Ser, Qtz	Au, Py, Gn, Ccp		1.78–1.69 Ga U-Pb Gr, 65 Ma Ar-Ar Ms	5
2	La Choya	0.35	4.3	1.3	NW-SE	Grd (Jur)	Vetas Qtz, bajo ángulo	Ser, Chl, Qtz, Ank, Sd	Au, Py, Wfr, Ser		Gr 166 Ma, 48–52 Ma Ar-Ar Ms	4, 12
3	La Herradura	>3.0	67.6	1.1	N25W	Gneis qtz-feld (Pc)	Vetas, en <i>échelon</i> , <i>stockwork</i>	Qtz, Ser, Ank, Sd	Au, Py, Gn, Wfr, Sp	H ₂ O-CO ₂ , Th 260–295°C, δ ³⁴ S = +3.1 a +6.1‰, δ ¹⁸ O = +14 a +16‰, 1.6–2.7 Kb Py-Mag	1.7 Ga U-Pb Gr, 167.8–159 Ma meta-and, 61 Ma Re-Os	3, 10
4	Tajitos				N50–60°W	And y Riol (Jur)	Vetas Qtz	Ser, Qtz, Chl, Cal	Au, Gn, Cep, Tr, Py	H ₂ O-CO ₂ , y H ₂ O, Th < 200°C, δ ¹⁸ O = 16‰ Qtz	144 Ma K-Ar Anf, 49.2 Ma K-Ar Ser	6, 7, 11
5	Juárez-San Francisco				N60–70°W N40–60°W	Ar-Riol metamórficas (Jur)	Vetas Qtz			Th 230–370°C, 3.3–3.8 km		6
6	Sierra Pintada			7–23	N22–35°E	Grd (Ks-Ti)	Vetas Qtz	Ser, Qtz, Cal	Au, Py, Sp, Gn	H ₂ O-CO ₂ , Th 280–310 y 130–200°C	54.8 Ma K-Ar Ms, 12.8 y 11.5 Ma TF en apatita	1, 2
24	San Francisco	0.61	22.6	0.84	N60–70°W	Grd (T), Gr y Anf (Pc)	Vetas, <i>network</i>	Qtz, Ser, Tur, Chl, Ab, Cal, Act	Au, tels Au, Au-Ag, Gn, Py, Mbd, Wfn	H ₂ O-CO ₂ , Th 260–300 y H ₂ O Th 150–180°C	>911 Ma Ar-Ar Anf, 41 Ma Ar-Ar Ser, 27 Ma Bt	8, 9
8	El Chanate	0.83	39.5	0.66	WNW-ESE	Ar, Cgl, Lim, (Ks)	Vetas Qtz, <i>stockwork</i>	Qtz, Ser	Au, ele, Sp, Gn, Py, Apy, Bn		Post K Sup	15, 16
14	Carina				N45–60°W	Gr (Pc)	Vetas Qtz	Ser, Qtz	Au, Gn, Cep, Py	H ₂ O-CO ₂ , Th 290°C		13
20	El Tiro				N15°E	Grd (Pc)	Vetas Qtz	Ser	Au, Py	H ₂ O-CO ₂ , Th 279°C		14
17	San Félix				N70°W	Ar, Lim, And (Tr-Jur)	Vetas Qtz, <i>network</i>	Ser	Au, Py, Gn	H ₂ O-CO ₂ , Th 251–277°C, Prof >4 km		17

#*: Número de mina en la Figura 6.

(1) Quitovac; (2) La Choya; (3) La Herradura; (4) Tajitos; (5) Juárez-San Francisco; (6) Sierra Pintada; (7) San Francisco; (8) El Chanate; (9) Cinco Hermanos; (10) Noche Buena; (11) México Nuevo; (12) La Coronela; (13) La Unión; (14) Carina; (15) La Joya; (16) San Miguel; (17) San Félix; (18) Veta Amarilla; (19) El Argonauta; (20) El Tiro; (21) El Boludo; (22) La Ciénega; (23) San Francisco, Estación Llano; (24) Banco de Oro; (25) La Chicharra.

Abreviaciones: Actinolita (Act), Albita (Ab), Biotita (Bt), Calcita (Cal), Calcopirita (Ccp), Clorita (Chl), Cuarzo (Qtz), Esfalerita (Sp), Galena (Gn), Sericita (Ser), Siderita (Sd), Teluros (tels), Tetraedrita (Tr), Turmalina (Tur), Wulfenita (Wfn), Granito (Gr), Granodiorita (Grd), Esquistos (Esq), Anfibolita (Anf), Arenisca (Ar), Limolita (Lim), Conglomerado (Cgl), Andesita (And), Riolita (Riol), TF (trazas de fisión).

Fuentes: (1) Araux-Sánchez, 2000; (2) Consejo de Recursos Minerales, 2000; (3) De la Garza et al., 1998; (4) Durgin y Terán, 1996; (5) Iriando y Atkinson, 2000; (6) Noriega-Martínez, 2006; (7) Pérez-Segura, 1993; (8) Pérez-Segura et al., 1996; (9) Poulsen et al., 2007; (10) Romero-Valle, 2005; (11) Silberman et al., 1988; (12) Summers et al., 1998; (13) Ornelas-Macias y Verdugo-Nortega, 2009; (14) Pérez-Segura, 1985; (15) Pérez-Segura, 2008; (16) Clark et al., 1988; (17) Albinson, 1989.

el evento mineralizante de oro (Pérez-Segura et al., 1996). El rango de edad para los depósitos de oro en Sonora coincide con la orogenia Laramide y a una parte del Terciario medio (Leonard, 1989; Staude y Barton, 2001). Iriando y Atkinson (2000) reportan un rango de edad de 60 a 48 Ma para la mineralización de oro en la región de Quitovac. Araux-Sánchez (2000) presenta una edad de 54.8 ± 1.4 Ma para la mineralización en Sierrita Pinta, mientras que Pérez-Segura (1993) reporta una edad de 49.2 ± 2 Ma en muscovita de vetas en Tajitos. Recientemente, Quintanar-Ruiz (2008), reporta una edad de 61.0 ± 2.1 Ma de Re-Os en piritita y magnetita asociada a la mineralización de oro en el depósito La Herradura. Para el depósito San Francisco, en Estación Llano (Figura 8), Pérez-Segura et al. (1996) utilizaron criterios de campo y datos geocronológicos para constreñir la edad del evento mineralizante de oro entre 41 y 27 Ma.

Dada la estrecha relación espacial de los depósitos de oro con la postulada Megacizalla Mojave-Sonora, cabe la posibilidad de que también exista una relación temporal, lo que favorecería la hipótesis de que esta megaestructura haya desempeñado un papel importante en la formación de estos depósitos. Sin embargo, los datos geocronológicos que se muestran en la Tabla 5 comprenden un rango de edad de mineralización que va desde 60 hasta >27 Ma (Pérez-Segura et al. 1996; Iriando y Atkinson, 2000). Este rango de edad coincide perfectamente con el período de la orogenia Laramide y precede los eventos tectónicos distensivos del Cenozoico (Iriando y Atkinson, 2000). No obstante, se conoce que las zonas de sutura o las estructuras transcorticales, comúnmente están relacionadas con la formación de los depósitos orogénicos de oro. Por lo tanto, estructuras de gran escala como la postulada Megacizalla Mojave-Sonora, parecería no tener relación genética con este tipo de depósitos, pero bien pudo haber condicionado zonas de debilidad en la corteza superior para la formación posterior de este tipo de depósitos de oro.

Recientemente, Noriega-Martínez (2001) muestra evidencias de dos etapas de mineralización en los depósitos Tajitos y Juárez-San Francisco. La primera de ellas se produce a los 49.2 ± 2 Ma (Pérez-Segura, 1993), cuyas vetas presentan evidencia de haber sido afectadas

por un evento de deformación. Tomando en consideración relaciones de campo en los depósitos de Tajitos y Juárez-San Francisco, la segunda etapa mineralizante habría sucedido poco antes de los 27–26 Ma (Noriega-Martínez, 2001). Esto conduce a pensar en la compleja historia tectónica durante la orogenia Laramide, cuando eventos compresivo-transpresivos tuvieron lugar a lo largo de la orogenia, dando como resultado una serie de depósitos orogénicos de oro, formando un cinturón NW-SE en el noroeste de México, los cuales posteriormente fueron afectados por los eventos distensivos del Cenozoico.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Sin duda, el estado de Sonora no sólo cuenta con un mayor número de depósitos minerales que los aquí descritos, sino que tiene una gran diversidad de tipos de yacimientos que varían en edad, roca hospedante y ambiente tectónico, los cuales, por razones de espacio, no fueron incluidos. Sin embargo, muchos de ellos guardan una relación genética con algunos de los depósitos aquí descritos; por ejemplo, la mineralización en el centro de Sonora de Be, Zr, U, REE, W, Mo, etc., asociada a cuerpos pegmatíticos en cúpulas batolíticas de cuerpos graníticos laramídicos profundos, exhumados a partir de la fuerte distensión acaecida durante gran parte del Cenozoico, los cuales podrían corresponder a partes profundas de los sistemas de pórfidos de cobre. En cambio, otros no tienen una explicación clara, como los depósitos de barita sedimentaria hospedada en sedimentos paleozoicos de aguas profundas en el centro de Sonora, pero que bien pudieran tener una relación espacial y genética con cuerpos estratiformes de Pb-Zn (SEDEX), como ha sido sugerido por Turner y Einaudi (1986). Otro ejemplo son los depósitos de tipo IOCG, cuya presencia en Sonora se ha especulado recientemente. También, se pueden incluir los grandes depósitos de placer de oro en el noroeste del estado, donde no se conoce la fuente del oro y su relación genética. Además, se tiene la presencia de grandes cuerpos evaporíticos y de salmueras, de los que no se conoce su fuente y modo de formación a lo largo y ancho del estado, dentro de cuencas terciarias de extensión.

Otro punto importante es la distribución espacial que guardan los tipos de depósitos descritos en la obra presente. Al respecto, los depósitos de oro orogénico presentan una clara separación entre ellos en espacio y tiempo, sugiriendo un estilo tectónico, estructural y genético único, mientras que los pórfidos de cobre, depósitos epitermales y skarns parecen tener una conexión genética.

No hay duda de que, a la fecha, se cuenta con suficiente información confiable, y creemos que muchos estudiosos de los yacimientos minerales tienen ideas claras sobre el potencial geológico-económico que guarda el estado de Sonora; no obstante, también queda claro que aún falta mucho por hacer y que, seguramente, el nuevo cúmulo de datos sobre la génesis de los yacimientos minerales, aunado a la fuerte inversión en exploración que existe en la actualidad por el atractivo precio de los metales, deberán incrementar el nivel de conocimiento actual, no solo en el estado de Sonora sino en todo México.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento al Ing. Francisco Cendejas Cruz, por dedicar parte de su valioso tiempo a la revisión del manuscrito, aportando valiosos e interesantes comentarios. De la misma manera agradecemos al comité editorial y, en especial, al Dr. Thierry Calmus por otorgarnos el tiempo suficiente para la total finalización del presente escrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albino, G.V., y Margolis, J., 1991, Differing styles of adularia-sericite epithermal deposits—Contrasts in geologic setting and mineralogy: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 23, núm. 5, p. A230 (resumen).
- Albinson, T.F., 1989, Vetas mesotermales auríferas del sector norte del estado de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional 18, Acapulco, Gro., Memorias, p. 19–40.
- Albinson, T.; Norman, D.I.; Cole, D.; y Chomiak, B., 2001, Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico—constraints from fluid inclusions and stable isotope data: Society of Economic Geology, Special Publication 8, p. 1–32.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977, U- Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: Economic Geology, v. 72, p. 827–836.
- Anderson, T.H., y Silver, T.H., 1979, The role of the Mojave-Sonora Megashield in the tectonic evolution of northern Sonora, in Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of northern Sonora: University of Pittsburgh y Universidad Nacional Autónoma de México, Geological Society of America Annual Meeting, San Diego, Guidebook, Fieldtrip 27, p. 59–68.
- Andrews, A.J., 1986, Silver vein deposits—summary of recent research: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1459–1462.
- Araux-Sánchez, Elizabeth, y Vega-Granillo, R., 1984, Geología y yacimientos minerales de la sierra La Campanería, municipio de Bacanora, Sonora central: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 159 p. (inédita).
- Araux-Sánchez, Elizabeth, 2000, Geología y yacimientos minerales de la Sierra Pinta, Municipio de Puerto Peñasco, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 121 p. (inédita).
- Arellano-Morales, R., 2004, Caracterización geoquímica y estudio de inclusiones fluidas del prospecto El Alacrán, Cananea, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 122 p. (inédita).
- Ashley, R.P., 1982, Occurrence model for enargite-gold deposits, in Erickson, R.L., ed., Characteristics of mineral deposit occurrences: United States Geological Survey, Open File Report 82-795, p. 144-147.
- Barton, M.D.; Staude, J.M.; Zürcher, Lukas; y Megaw, P.K.M., 1995, Porphyry copper and other intrusion-related mineralization in Mexico, in Pierce, F.W., y Bolm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 20, p. 487–524.
- Barra, F.; Ruiz, Joaquín; Valencia, Víctor; Ochoa-Landín, Lucas; Chesley, J.T.; y Zurcher, Lukas, 2005, Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern Mexico—Age constraints from Re-Os geochronology in molybdenite: Economic Geology, v. 100, p. 1605-1616.
- Beltrán-Encinas, J.C., 2003, El uso de análisis estadístico multivariado denominado “Componentes Principales”, como una herramienta más en la generación de blancos de exploración en el Distrito Minero de Santa Teresa, Municipio de Cucurpe, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora. Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias (inédita).
- Bennett, S.A., 1993, Santa Teresa District, Sonora, Mexico—a gold exploration study aided by lithologic mapping, remote sensing analysis, and geographic information system compilation: Boulder, University of Colorado, tesis de maestro en ciencias, 272 p. (inédita).

- Berger, B.R., 1985, Geological-geochemical features of hot-spring precious-metal deposits, *in* Tooker, E.W., ed., Geological characteristics of sediment and volcanic-hosted disseminated gold deposits—search for an occurrence model: U.S. Geological Survey Bulletin 1646, p. 47–53.
- Berger, B.R., 1986, Descriptive model of low-sulphide Au-quartz veins. *in* Cox, D.P., y Singer, D.A., eds., Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, p. 183–186.
- Berger, B.R., y Henley, R.W., 1989, Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits with special reference to the Western United States: Economic Geology Monograph 6, p. 405–423.
- Bohlke, J.K., 1982, Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins: U.S. Geological Survey Open-file Report 795, p. 70–76.
- Bonham, H.F., Jr., 1988, Models for volcanic-hosted precious metal deposits—a review, *in* Schafer, R.W.; Cooper, J.J.; y Vikre, P.G., eds., Bulk mineable precious metal deposits of the western United States: Reno, Geological Society of Nevada, p. 259–271.
- Bowman, J.R., 1998, Stable-isotope systematics of skarns, *in* Lentz, D.R., ed., Mineralized intrusion-related skarn systems: Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 26, p. 99–145.
- Bonham, H.F., Jr., 1986, Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: University of Auckland, International Volcanological Congress, Hamilton, New Zealand, Symposium 5, p. 13–17.
- Buchanan, L.J., 1981, Precious metal deposits associated with volcanic environment in the Southwest, *in* Dickinson, W.R., y Payne, W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 237–262.
- Burnham, C.W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids, *in* Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: Nueva York, John Wiley & Sons, p. 71–136.
- Burnham, C.W., 1985, Energy release in subvolcanic environments—implications for breccia formation: Economic Geology, v. 80, p. 1515–1522.
- Bushnell, S.E., 1988, Mineralization at Cananea, Sonora, Mexico, and the paragenesis and zoning of breccia pipes in quartzfeldspathic rock: Economic Geology, v. 83, p. 1760–1781.
- Bustamante-Yáñez, M.A., 1986, Recursos mineros en el Estado de Sinaloa: GEOMIMET (México), núm. 142, p. 87–102.
- Cabrera, F.F., 1983, Los recursos minerales de fierro en Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 56 p.
- Calienes, Luis, 1981, Gochico project, geology of the Carrizo mineral deposits, Álamos, Sonora: Servicios Industriales Peñoles, Informe técnico (inédito).
- Camprubí, Antoni, y Albinson, Tawn, 2006, Depósitos epitermales en México—actualización de su contenido y reclasificación empírica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 58, núm. 1, p. 27–82.
- Carbonell, C.M., y Bustillos, S.G., 1963, Yacimientos de fierro El Choro, Piedras Negras y La Caridad, en el municipio de Hermosillo, Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, informe técnico (inédito).
- Carbonell, C.M., y Bustillos, S.G., 1964, Yacimientos de fierro y manganeso en la región de Mazocahui, municipio de Baviacora, Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, informe técnico (inédito).
- Cendejas-Cruz, Francisco; Ramos-Cruz, S.G.; Terán-Martínez, G.E.; y Macedo-Palencia, R., 1994, Monografía geológico-minera del estado de Sonora: Consejo de Recursos Minerales, 220 p.
- Cendejas-Cruz, Francisco; Sueff, A.R.; y Flores, L.S., 1981, Informe geológico de la visita al lote “San Eduardo”, municipio de Pitiquito, Sonora: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales, Archivo técnico (inédito).
- Cendejas-Cruz, Francisco, 1996, Resultados de la exploración a semidetalle del proyecto “El Cañón”, municipio de Bacanora, Sonora: Pachuca, Hgo., Consejo de Recursos Minerales, Archivo técnico, (inédito).
- Clark, K.F.; Foster, C.T.; y Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico, Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533–544.
- Clark, K.F.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1988, Metallization epoch in relation to late Mesozoic and Cenozoic igneous activity, Sinaloa, Mexico, *in* Clark K.F.; Goodell, P.C.; y Hoffer, J.M., eds., Stratigraphy, tectonics, and resources of parts of Sierra Madre Occidental province, Mexico: El Paso Geological Society, Guidebook for the 1988 Field Conference, p. 343–362.
- Colvine, A.C.; Andrews, A.J.; Cherry, M.E.; Durocher, M.E.; Fyon, J.A.; Lavigne, M.J.; Macdonald, A.J.; Marmont, S.; Poulsen, K.H.; Springer, J.S.; y Troop, D.G., 1984, An integrated model for the origin of the Archean lode-gold deposits: Ontario Geological Survey Open-file Report 5524, 98 p.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide orogeny: New Mexico Geological Society Special Publication 6, p. 5–10.
- Coolbaugh, D.F.; Osoria-Hernández, Amador; Echávarri-Pérez, Ariel; y Martínez-Muller, Remigio, 1995, El Arco porphyry copper deposit, Baja California, Mexico, *in* Pierce F.W., y Bolm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Digest, v. 20, p. 524–534.
- Córdoba-M., J.A., 1986, Características geológicas del área de Puertecitos del distrito minero de Cananea, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora. Departamento de Geología, tesis profesional (inédita).
- Damon, P.E., y Mauger, R.L., 1966, Epeirogeny—Orogeny viewed from the Basin and Range province: Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining,

- Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME), núm. 235, p. 99–112.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Roldán-Quintana, Jaime; y Cochémé, J.J., 1983, El batolito Laramide (90–40 Ma) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15, Guadalajara, Memorias Técnicas, p. 63–95.
- Deen, J.A., y Atkinson, Jr., W.W., 1988, Volcanic stratigraphy and ore deposits of the Moctezuma District, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 83, p. 1841–1855.
- Del Río-Salas, Rafael; Ochoa-Landín, Lucas; Ruiz, Joaquín; Apon-te, B.M.; y Barra, F., 2006, Diferentes pulsos magmáticos mine-ralizantes registrados en el distrito minero de Cananea: Seminario Minero Internacional, 7, Hermosillo, Libro de Resúmenes (resumen).
- De la Garza, Víctor; Noguez, Benito, y Mayor, J., 1998, Geology of La Herradura gold deposit, Caborca, Sonora, Mexico, *in* Clark, K.F., ed., Gold deposits of northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists, Guidebook Series, núm. 30, p. 133–147.
- Dreier, J.E., y Braun, E.R., 1995, Piedras Verdes, Sonora, Mexico—A structurally controlled porphyry copper deposit, *in* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 20, 535–543.
- Dunn, D.P., 1980, Petrology of the San Antonio scheelite skarn, Baviácora, Sonora, Mexico: Tempe, Arizona State University, tesis de maestría en ciencias, 79 p. (inédita).
- Durgin, D.C., y Terán, P.I., 1996, La Choya Au deposit, NW Sonora, Mexico, *in* Coyner, A.R., y Fahey, P.L., eds., Geology and ore deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium, Proceedings, Reno/Sparks, Nevada, Abril 1995, p. 1369–1373.
- Einaudi, M.T.; Meinert, L.D.; y Newberry, R.J., 1981, Skarn deposits, *in* Skinner, B.J., ed., *Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume*, p. 317–391.
- Einaudi M.T., y Burt, D.M., 1982, Introduction, terminology, classification, and composition of skarn deposits: *Economic Geology*, v. 77, p. 745–754.
- Einaudi, M.T.; Hedenquist, J.W.; y Inan, E.E., 2003, Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems—transitions from porphyry to epithermal environments: Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 285–313.
- Espinosa-Perea, V.J., 1999, Magmatic evolution and geochemistry of the Piedras Verdes deposit, Sonora, Mexico: Tucson, University of Arizona, tesis de maestro en ciencias, 114 p. (inédita).
- Farfán, P.J.L., 2002, Caracterización de los yacimientos de skarn de Buenavista en Cananea, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 113 p. (inédita).
- Flores-Vázquez, I., 2006, Magmatismo Cretácico Tardío-Terciario temprano y P-T de emplazamiento para intrusiones relacionadas al depósito Suaqui Verde, centro-este de Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 106 p. (inédita).
- Flores-Vázquez, I.; Ochoa-Landín, Lucas; Valencia-Moreno, Martín; Valencia, V.A.; y Del Río-Salas, Rafael, 2004, Emplacement depths of porphyry copper-related plutons in the Suaqui Verde Deposit, east central, Sonora, Mexico: Sociedad Geológica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 4, Resúmenes, p. 190 (resumen).
- Giles, D.L., y Nelson, C.E., 1982, Epithermal lode gold deposits of the Circum-Pacific rim: American Association of Petroleum Geologists, 3rd Circum-Pacific Energy Mineral Resources Conference, Honolulu, Transactions, p. 273–278.
- Giggenbach, W.F., 2003, Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries, *in* Simmons, S.F., y Graham, I.J., Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids—Rulers and witnesses of processes within the Earth: Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 1–18.
- Goldfarb, R.J.; Groves, D.I.; y Gardoll, S., 2001, Orogenic gold and geologic time—a global synthesis: *Ore Geology Reviews*, v. 18, p. 1–75.
- González, G.A., y Rodríguez, P.T., 1991, Informe de la visita de reconocimiento geológico-minero efectuada en los cuerpos de fierro del Ejido Cerro de Oro, municipio de Rayón, Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, Informe técnico (inédito).
- Groves, D.I., 1993, The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia: *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 366–374.
- Groves, D.I., y Foster, R.P., 1991, Archaean lode gold deposits, *in* Foster, R.P., ed., *Gold metallogeny and exploration*: Londres, Blackie, p. 63–103.
- Groves, D.I.; Goldfarb, R.J.; Gebre-Mariam, M.; Hagemann, S.G.; y Robert, F., 1998, Orogenic gold deposit—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 7–27.
- Gustafson, L.B., y Hunt, J.P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, p. 857–912.
- Hagemann, S.G.; Gebre-Mariam, M.; y Groves, D.L., 1994, Surface-water influx in shallow-level Archean lode-gold deposits in Western Australia: *Geology*, v. 22, p. 1067–1070.
- Hayba, D.O.; Bethke, P.M.; Heald, P.; y Foley, N.K., 1985, Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 2, p. 129–167.
- Heald, P.; Foley, N.K.; y Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits—acid sulfate and adularia-sericite types: *Economic Geology*, v. 82, p. 1–26.

- Hedenquist, J.W., 1987, Mineralisation associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, *in* Horn, N.K., ed., Transactions of 4th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore: American Association of Petroleum Geologists, p. 513–524.
- Hedenquist, J.W.; Arribas, A., Jr.; y González-Urrien, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 245–277.
- Hernández, P.J., 1981, Informe de exploración geológica por fierro en área Chinoverachi, municipio de Bacanora, Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, Informe técnico (inédito).
- Hodgson, C.J., 1993, Mesothermal lode-gold deposits *in* Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I.; y Duke, J.M., eds., Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 635–678.
- Iriondo, Alexander, y Atkinson, W.W., 2000, Orogenic gold mineralization along the proposed trace of the Mojave-Sonora Megashear—evidence for the Laramide Orogeny in NW Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 32, núm. 7, p. 393 (resumen).
- Kerrich, R., 1993, Perspectives on genetic models for lode-gold deposits: Mineralium Deposita, v. 28, p. 362–365.
- Leonard, K.R., 1989, Preliminary deposit-type map of northwestern Mexico: U.S. Geological Survey Open file Report 89-158, p. 505–525.
- Lindgren, Waldemar, 1933, Mineral deposits, 4.ª ed.: Nueva York, McGraw Hill, 930 p.
- Lefond, S.J., 1975, Industrial minerals and rocks: Nueva York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 1360 p.
- Lowell, J.D., y Gilbert J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: Economic Geology, v. 65, p. 373–408.
- McDowell F.W., y Clabaugh S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113–124.
- McCuaig, T.C.; Kerrich, R.; Groves, D.I.; y Archer, N., 1993, The nature and dimensions of regional and local gold-related hydrothermal alteration in tholeiitic metabasalts in the Norseman goldfields—the missing link in a crustal continuum of gold deposits?: Mineralium Deposita, v. 28, p. 420–435.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in East-Central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, núm. 4, p. 521–531.
- Mead, R.; Kesler, S.E.; Foland, K.A.; y Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico: Economic Geology, v. 83, núm. 8, p. 1943–1965.
- Megaw, P.K.M.; Ruiz, Joaquín; y Tittley, S., 1988, High temperature, carbonate hosted Ag-Pb-Zn (Cu) deposits of Northern Mexico: Economic Geology, v. 83, p. 1856–1885.
- Meinert, L.D., 1980, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks in the Cananea District, Sonora, Mexico: Stanford, Cal., Stanford University, Disertación doctoral, 232 p. (inédita).
- Meinert, L.D., 1982, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: Economic Geology, v. 77, p. 919–949.
- Meinert, L.D. 1992, Skarns and skarn deposits: Geoscience Canada, v. 19, p. 919–949.
- Meinert, L.D.; Dipple, G.M.; y Nicolescu, S., 2005, World skarn deposits: Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 299–336.
- Meyer, C., y Hemley, J.J., 1967, Wall rock alteration, *in* Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: Nueva York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166–235.
- Mills, A.R., y Hokuto, A.C., 1971, Geología y potencial del mineral de tungsteno del área de Baviácora, Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 9, Acapulco, Memorias Técnicas, p. 491–503.
- Mishler, R.T., 1928, Report of General Manager on the Tigre Leasing Company, S.A., year 1927: The Lucky Tiger Combination Gold Mining Co., Kansas City, MO., Informe privado, p. 14–15 (inédito).
- Montaño, T.R., 1988, Geología del área de El Tigre, noroeste de Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 135 p. (inédita).
- Münchmeyer, C., 1996, Exotic deposits-products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits, *in* Camus, F., y Sillitoe, Richard, eds., Andean copper deposits—new discoveries, mineralization, styles and metallogeny: Society of Economic Geologists Special Publication 5, p. 43–58.
- Nesbitt, B.E., 1991, Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins, *in* Foster, R.P., ed., Gold metallogeny and exploration: Glasgow, Blackie and Son, p. 104–132.
- Newberry, R.J., 1998, W- and Sn-skarn deposits—a 1998 status report, *in* Lentz, D.R., ed., Mineralized intrusion-related skarn systems: Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 26, p. 289–335.
- Noriega-Martínez, O., 2006, Evidencias de dos etapas de mineralización de oro mesotermal en las áreas de Tajitos, Juárez-San Francisco, en la región de Caborca, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 81 p. (inédita).
- Ochoa-Landín, Lucas, y Echávarri, Ariel, 1978, Observaciones preliminares sobre la secuencia de las intrusiones hipabisales en el tajo Colorada-Veta del distrito minero de Cananea: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 1, p. 57–60.

- Ochoa-Landín, Lucas, y Navarro-Mayer, A., 1980, Historia geológica y tectónica del distrito de Cananea y alteración y mineralización de los tajos Colorada-Veta y Kino: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, núm. 2, p. 150–184.
- Ochoa-Landín, Lucas; Del Río-Salas, Rafael; y Valencia-Moreno, Martín, 2007, Expectativas de exploración por depósitos de Cu exótico en el noroeste de México: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Internacional de Minería, 27, Libro de resúmenes, p. 275–277 (resumen).
- Ornelas-Macias, A., y Verdugo-Noriega, G., 2009, Caracterización geológica, estructural y de mineralización en el área Carina, Municipio de Caborca, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura (inérita).
- Peabody, C.E., 1979, Geology and petrology of a tungsten skarn—El Jaralito, Baviácora, Sonora, Mexico: Stanford, Cal., Stanford University, tesis de maestría en ciencias, 84 p. (inérita).
- Pérez-Segura, Efrén, 1985, Carta metalogenética de Sonora 1: 250,000—una interpretación de la metalogenia de Sonora: Gobierno del Estado de Sonora, Publicación 7, 64 p.
- Pérez-Segura, Efrén, 1993, Los yacimientos de oro y plata de Sonora, México y sus relaciones con la geología regional, in Delgado-Argote, Luis, y Martín-Barajas, Arturo, eds., Contribuciones a la tectónica del Occidente de México: Unión Geofísica Mexicana, Monografía 1, p. 147–174.
- Pérez-Segura, Efrén, 2006, Estudio metalogenético de los yacimientos de Ni-Co (Cu-Zn) de La Esperanza, Sonora central—caracterización de los depósitos y relaciones con el magmatismo laramídico: Juruquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, disertación doctoral, 214 p. (inérita).
- Pérez-Segura, Efrén, 2008, Geoquímica de los yacimientos de oro orogénico en Sonora, in Paz-Moreno, F.; Ortega-Rivera, Amabel; y Cázares, F., eds.: Actas INAGEQ. v. 18, núm. 1. p. 35–36.
- Pérez-Segura, Efrén, y Echávarri-Pérez, Ariel, 1978, Estudio mineralógico de la mina El Tecolote, municipio de Félix Gómez, Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, p. 106–118.
- Pérez-Segura, Efrén; Cheilletz, A.; Herrera-Urbina, Saúl; y Hanes, Y.J., 1996, Geología, mineralización, alteración hidrotermal y edad del yacimiento de oro de San Francisco, Sonora—un depósito mesothermal en el noroeste de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, núm. 1, p. 65–89.
- Poole, J.J.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Page, W.R., 2000, Silurian and Devonian carbonate-shelf rocks and Lower Jurassic sequence near Rancho Placeritos, west-central Sonora: Universidad de Sonora, Symposium on the Geology of north-west Mexico and adjacent areas, 4, Hermosillo, Guide to Field Trip 2, 24 p.
- Poole, F.G.; Madrid, R.J.; y Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, in Raines, G.L. et al., eds., Geology and ore deposits of the Great Basin, Volume 1: Reno, Geological Society of Nevada, p. 517–522.
- Prescott, B., 1926, The underlying principles of the limestone replacements of the Mexican Province: Engineering & Mining Journal, v. 122, p. 246–253, 289–296.
- Quintanar-Ruiz, F., 2008, La Herradura ore deposit—an orogenic gold deposit in northwestern Mexico: Tucson, University of Arizona, tesis de maestro en ciencias, 97 p. (inérita).
- Radelli, P.L., 1985, Scheelite deposits of central Sonora, Mexico: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, segunda época, v. 3, núm. 2.
- Ridley, J.; Mikucki, E.J.; y Groves, D.I., 1996, Archean lode-gold deposits—fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems: Ore Geology Review, v. 10, p. 279–293.
- Richard, Didier, 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale—Plutonisme et gisements de tungstène de l'État de Sonora (Mexique): Orsay, Francia, Université de Paris-Sud, tesis doctoral, 745 p. (inérita).
- Robert, F., 1996, Quartz-carbonate vein gold, in Eckstrand, O.R.; Sinclair, W.D.; y Thorpe, R.I., eds., Geology of Canadian mineral deposit types: Boulder, Colo., Geological Society of America, The Geology of North America, v. P-1. p. 350–366.
- Robles-Andrade, P., 2007, Caracterización geológica y mineralógica del skarn de hierro “El Garabato”, municipio de Suaqui Grande, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura 81 p. (inérita).
- Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, in Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., Studies in Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 69–80.
- Romero-Valle, J., 2005, Geología y métodos de exploración mina La Herradura, municipio de Caborca: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 55 p. (inérita).
- Rose, A.R., 1970, Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits: Economic Geology, v. 65, p. 920–936.
- Sandra, H.B.; Poole, F.G.; y Wang, Z., 2004, Comparison of some sediment-hosted, stratiform barite deposits in China, The United States, and India: Ore Geology, v. 24, p. 85–101.
- Sawkins, F.J., 1972, Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics: Journal of Geology, v. 80, p. 377–397.
- Salvatierra-Domínguez, E., 2000, Petrografía y geoquímica de los depósitos tipo pórfido cuprífero de La Fortuna de Cobre y El

- Americano en el noroeste de México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 79 p. (inédita).
- Scherkenbach, D.A.; Sawkins, F.J.; y Seyfreid, W., Jr., 1985, Geologic, fluid inclusions, and geochemical studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 80, p. 1566–1592.
- Seedorff, Eric; Dilles, J.H.; Proffett, J.M.; Einaudi, M.T.; Zurcher, Lukas; Stavast, J.A.; Johnson, D.A., y Barton, M.D., 2005, Porphyry deposits—characteristics and origin of hypogene features: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 251–298.
- Shafiqullah, M.; Damon, P.E.; Lynch, D.; Reynolds, S.J.; Rehrig, W.A.; y Raymond, R., 1980, Geochronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent areas, in Jenney, J.P., y Stone, Claudia, eds., *Studies in western Arizona: Tucson, Arizona Geological Society Digest*, v. 12, p. 201–260.
- Silberman, M.L.; Giles, D.A.; y Graubard, C., 1988, Characteristics of gold deposits in northern Sonora—a preliminary report: *Economic Geology*, v. 83, p. 1966–1974.
- Sillitoe, R.H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 67, p. 184–197.
- Sillitoe, R.H., 1973, The tops and bottoms of porphyry deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 799–815.
- Sillitoe, R.H., 1976, A reconnaissance of the Mexican porphyry copper belt: Royal School of Mines of London, Department of Mining Geology, p. B170–B189.
- Sillitoe, R.H., 1977, Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism, in Gass, I., ed., *Volcanic processes in ore genesis: Londres, Geological Society e Institution of Mining and Metallurgy*, p. 99–116.
- Sillitoe, R.H., 1980, Types of porphyry molybdenum deposits: *Mining Magazine*, v. 142, p. 550–553.
- Sillitoe, R.H., 1988, Gold deposits in western Pacific island arcs—the magmatic connection: *Economic Geology Monograph 6*, p. 274–291.
- Sillitoe, R.H., 2000, Gold-rich porphyry deposits—descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 315–345.
- Sillitoe, R.H., y Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, p. 314–343.
- Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 105, p. 3–41.
- Staude, J.M., 1995, Epithermal mineralization in the northern Sierra Madre Occidental and metallogeny of northwestern Mexico: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 248 p. (inédita).
- Staude, J.M., y Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1357–1374.
- Stewart, J.H., 1988, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and accretion of Mexico: *Geology*, v. 16, p. 186–189.
- Taylor, B.E., y O’Neil, J.R., 1977, Stable isotope studies of metamorphic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 1–49.
- Titley, S.R., 1982, Geological setting of porphyry copper deposits, in Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits—southwestern North America*, p. 37–58.
- Titley, S.R., y Beane, R.E., 1981, Porphyry copper deposits; Part I. Geological setting, petrology, and tectonogenesis, in Skinner, B.J., ed., *Economic Geology Seventy-Fifth Anniversary Volume*, p. 214–235.
- Thoms, J.A., 1998, Exploration and geology of the Choya Sur gold deposit, Sonora, Mexico, in Clark, K.F., ed., *Gold deposits of northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists Guidebook 30*, p. 157–176.
- Turner, R.J.W., y Einaudi, M.T., 1986, The geological setting and genesis of the south zone stratiform Pb-Zn-barite deposits—Macmillan Pass, Yukon, in Turner, R.J.W. y Einaudi, M.T., eds., *The genesis of stratiform sediment-hosted lead and zinc deposits: Stanford University Publications, Geological Sciences, Conference proceedings*, 20, p. 5–12.
- Valencia, V.A.; Ruiz, Joaquín; Barra, F.; Gehrels, G.; Ducea, M.; Titley, S.R., y Ochoa-Landín, Lucas, 2005, U/Pb zircon and Re/Os molybdenite geochronology from La Caridad porphyry copper deposit—insights for the duration of magmatism and mineralization in the Nacozari District, Sonora, Mexico: *Mineralium Deposita*, v. 40, p. 175–191.
- Valencia-Moreno Martín; Ochoa-Landín, Lucas; Noguez-Alcántara, Benito; Ruiz, Joaquín; y Pérez-Segura, Efrén, 2005, Estudio metalogenético del cinturón de pórfidos cupríferos del noroeste de México: *Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, v. 58, núm. 1, p. 1–26.
- Valencia-Moreno, Martín; Ochoa-Landín, Lucas; Noguez-Alcántara, Benito; Ruiz, Joaquín; y Pérez-Segura, Efrén, 2007, Geological and metallogenetic characteristics of the porphyry copper deposits of Mexico and their situation in the world context: *Geological Society of America Special Paper 422*, p. 433–458.
- White, N.C., y Hedenquist, J.W., 1995, Epithermal gold deposits—styles, characteristics and exploration: *SEG Newsletter*, v. 23, núm. 1, p. 9–13.
- Wiese, J.H., 1945, Tungsten deposits of the southern part of Sonora, Mexico: *U.S. Geological Survey Bulletin 946-D*, 27 p.
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S., 1949, Coal deposits of the Santa Clara District, near Tonichi, Sonora, Mexico: *U.S. Geological Survey Bulletin B 0962-A*.

- Wisser, Edward, 1966, The epithermal precious-metal province of northwest Mexico: Nevada Bureau of Mines, Report 13-C, p. 63–92.
- Wodzicki, W.A., 2001, The evolution of magmatism and mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists Special Publication 8, p. 243–263.
- Zawada, R.D.; Albinson, T.; y Abeyta, R., 2001, Geology of the El Crestón gold deposit, Sonora State, Mexico: Society of Economic Geologists Special Publication 8, p. 187–198.
- Zürcher, Lukas; Ruiz, Joaquín; y Barton, M.D., 2001, Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, Mexico: Economic Geology, v. 96, p. 535–557.
-