

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 León<sup>1</sup>,  
Timothy F. Lawton<sup>2</sup> y  
Reinhard Weber<sup>3,†</sup>*

#### 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.

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

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

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

<sup>†</sup>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).

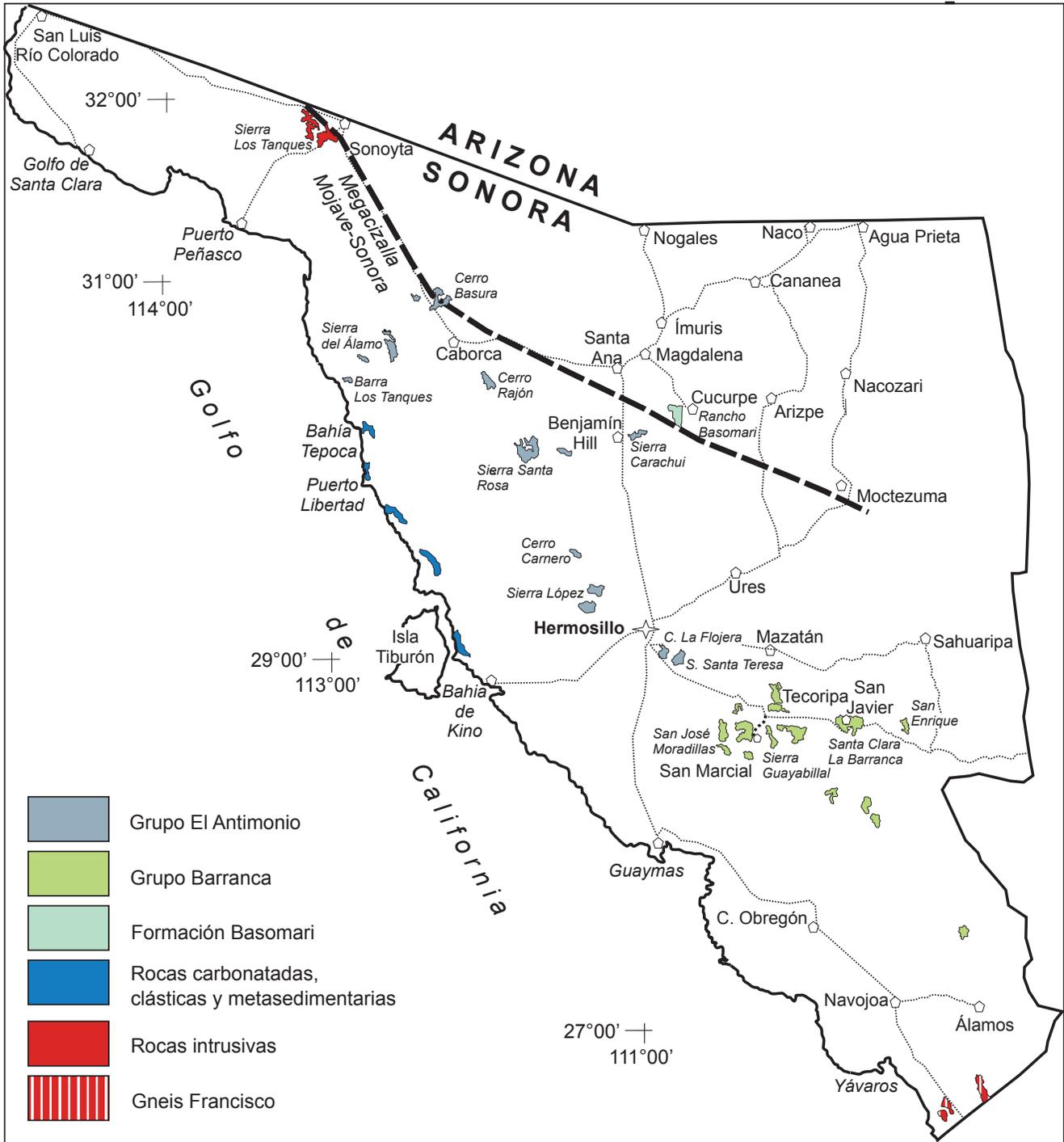


Figura 1. Distribución de las rocas del Triásico y el Jurásico Inferior de Sonora y localización de las principales áreas mencionadas en el texto.

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

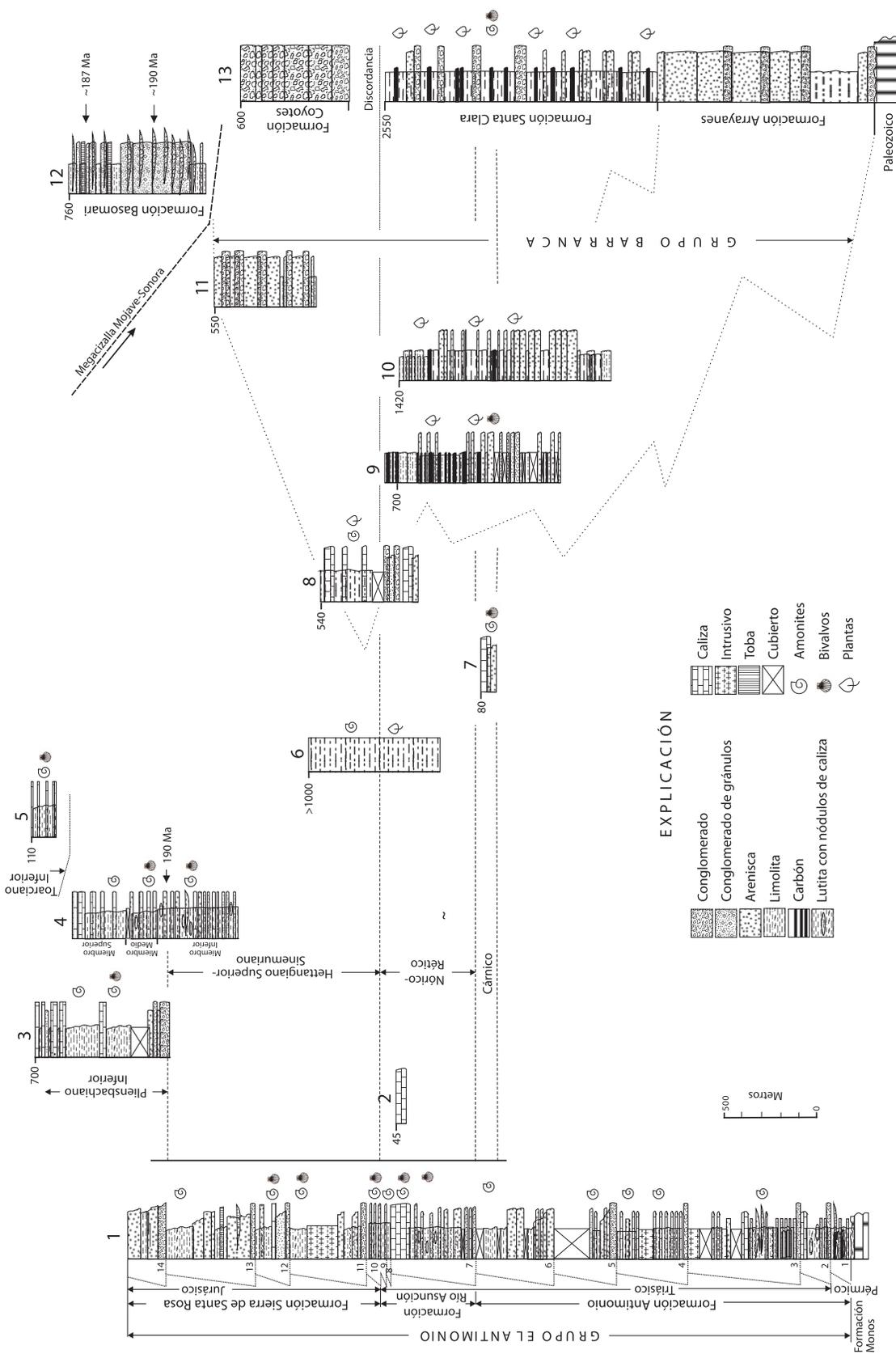


Figura 2. Correlación crono- y litostratigráfica de secciones estudiadas de los Grupos El Antimonio y Barranca en Sonora. Se incluye la columna de la Formación Basomari, del Jurásico Inferior, ubicada al norte de la megacizalla Mojave-Sonora. 1, Sierra del Álamo; 3, Cerros Pozo de Serna; 4, Sierra de 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).

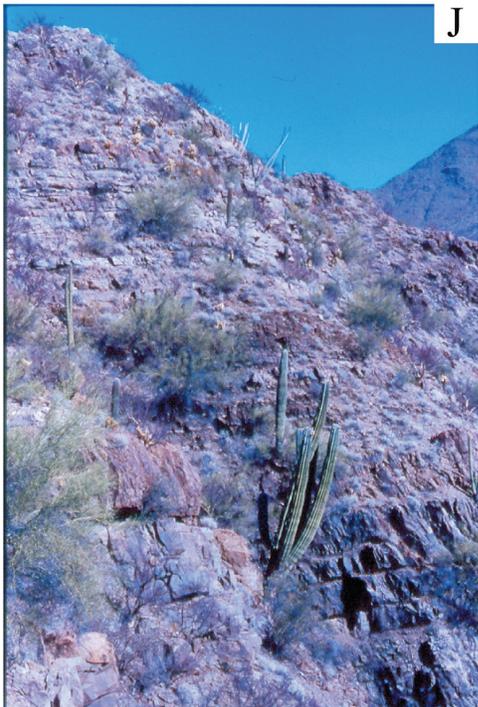
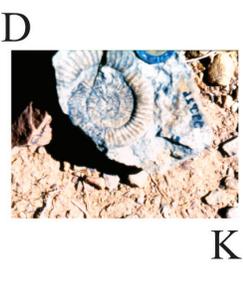
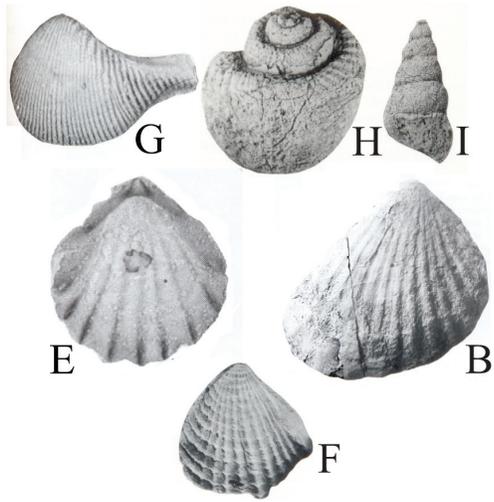
#### FORMACIÓN RÍO ASUNCIÓN

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; Pálfy 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 (Pálfy 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 (Pálfy 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. schaffaeutli* (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 Bennettiales. 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.

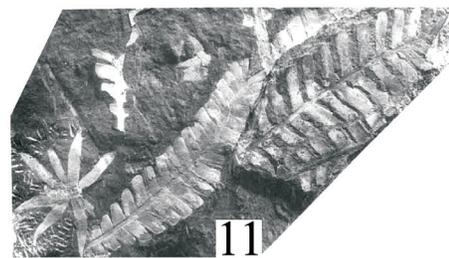
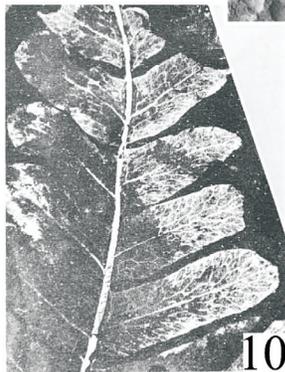
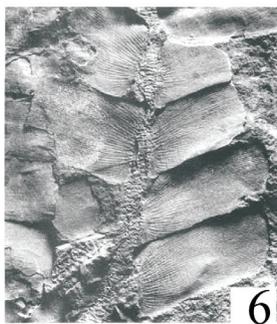
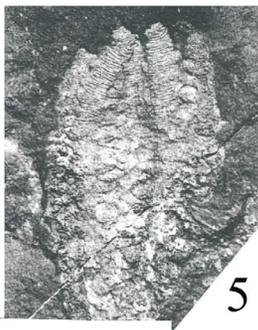
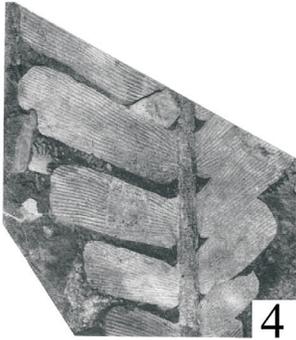
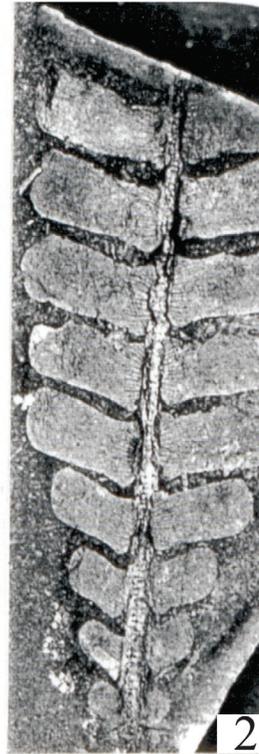
Las Sphenophyta están representadas por el género *Equisetites aequicaliginosus* Weber (2005), y la especie más frecuente de Pteridophyta es *Asterotheca santaclarae* Weber (Figura 4). Los helechos más frecuentes y abundantes son *Asterotheca*, Marattiales y Matoniaceae. *Asterotheca* tuvo su último 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 Bennettiales, *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 enton-

ces 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 fusulínidos 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 Iriondo [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

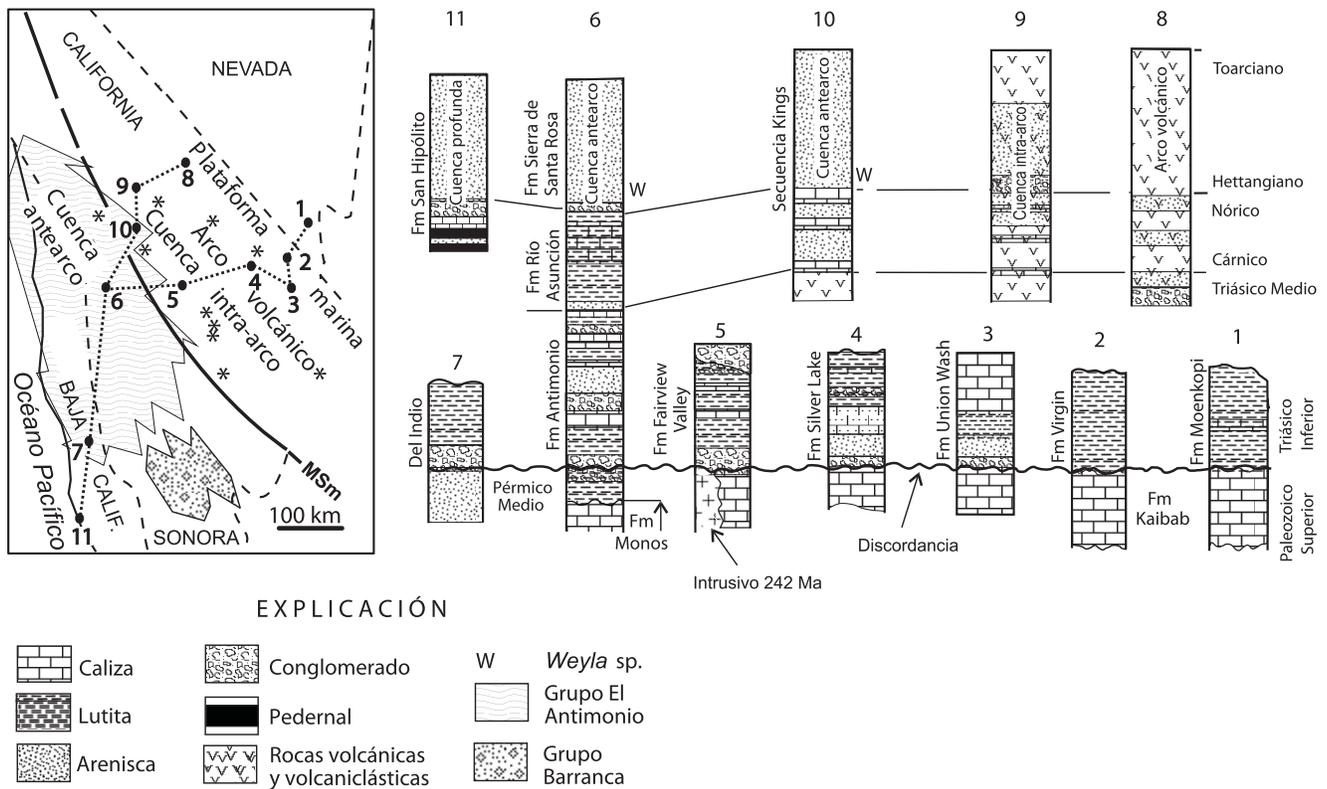


Figura 5. Modelo especulativo de interpretación paleogeográfica que ubica a los Grupos Barranca y El Antimonio en su posición original inferida ubicada adyacente al suroeste de los EUA durante el Jurásico Temprano. Se muestra la traza inferida de la megacizalladura Mojave-Sonora que es una falla hipotética 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.; Mauer, 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.
-