

Valencia-Moreno, Martín, y Ortega-Rivera, Amabel, 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), *in* Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 6, p. 201–226, 25 figs.

Capítulo 6

CRETÁCICO TARDÍO-EOCENO MEDIO EN EL NOROESTE DE MÉXICO—EVOLUCIÓN DEL ARCO MAGMÁTICO CONTINENTAL Y SU CONTEXTO GEODINÁMICO (OROGENIA LARAMIDE)

Martín Valencia-Moreno[#]
y Amabel Ortega-Rivera*[&]*

RESUMEN

La actividad orogénica asociada a la subducción sostenida de la placa oceánica Farallón, debajo del borde occidental de América del Norte, dejó marcadas evidencias de su paso por el noroeste de México, especialmente durante el Cretácico y el Paleógeno. Entre éstas, destaca el emplazamiento de la porción sur del Batolito de las Sierras Peninsulares a través de Baja California y la porción occidental de Sinaloa, y del cinturón volcánico-plutónico laramídico en Sonora y Sinaloa.

Comúnmente, se acepta la idea de que la orogenia Laramide se dio en respuesta a ajustes en la geometría de la subducción, como resultado de cambios importantes en la relación de convergencia de las placas. Dichos ajustes forzaron al eje del magmatismo asociado a moverse tierra adentro, en respuesta a la reducción progresiva del ángulo de subducción. A escala regional, la compresión de la orogenia Laramide deformó la corteza en dos estilos distintivos: uno que está caracterizado por deformación de piel delgada del cinturón de pliegues y cabalgaduras del suroeste de los Estados Unidos y la Sierra Madre Oriental en México; y el otro, el cual es comúnmente referido como “la tectónica Laramide típica”, está ejemplificado por el levantamiento de grandes bloques corticales del suroeste y centro de los E. U. A.

En Sonora, la deformación compresiva es mucho menos conspicua; sin embargo, la abundancia y continuidad de los afloramientos de rocas ígneas laramídicas, convierten a esta región en un sitio interesante para evaluar la evolución magmática de un arco continental de larga duración. De acuerdo con los datos geocronológicos disponibles, se estima que la actividad magmática arribó a la parte occidental de Sonora aproximadamente a los 90 Ma. Luego, a los ~77 Ma, el foco de la actividad ígnea migró más rápidamente hacia el interior del continente, alcanzando el extremo oriental de Sonora a los ~59 Ma. Como se mencionó arriba, la migración magmática se interpreta como el resultado de la reducción gradual del ángulo de la placa Farallón. Sin embargo, las edades entre 95 y 89 Ma, reportadas para el oriente de Sonora, complican la aparente simplicidad de este escenario tectónico basado en la existencia de un solo arco volcánico migratorio. En este sentido, se necesita un mayor soporte geocronológico y geoquímico que permita dilucidar un modelo alternativo del marco tectónico de Sonora que reconcilie la distribución de las edades durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno.

Los afloramientos de las rocas ígneas laramídicas siguen un alineamiento NW-SE, y comprenden numerosos plutones de dimensiones variables, cuya composición varía entre cuarzdiorita y granito. Estos plutones están, a su vez, cortados por enjambres de diques de aplita, pegmatita, granófono y lamprófono.

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

[#]E-mail: valencia@geologia.unam.mx

[&]E-mail: amabel@servidor.unam.mx

Las rocas volcánicas laramídicas se caracterizan por aglomerados y derrames de lava de composición intermedia, seguidas por tobas andesíticas intercaladas localmente con depósitos lacustres fosilíferos en algunos lugares, los cuales están, a su vez, sobreyacidos por derrames y tobas riolíticas y riodacíticas. Debido a su relativa mayor resistencia a la erosión, las rocas volcánicas están mejor preservadas en la porción oriental del cinturón, mientras que al oeste el cinturón está dominado por granitoides intensamente erosionados.

En Sonora, los estudios basados en la composición química de los granitoides han dado evidencias importantes acerca de la naturaleza del basamento subyacente, particularmente donde éste no aflora. En esta región del país, el cinturón magmático laramídico se emplazó a través de diferentes tipos de basamento. En la parte septentrional, las rocas plutónicas intrusieron un dominio cortical de afinidad norteamericana, caracterizado por rocas cristalinas proterozoicas, cubiertas por estratos de plataforma del Neoproterozoico y Paleozoico. La porción central del cinturón magmático intrusionó rocas sedimentarias de cuenca marina marginal a profunda del Paleozoico. Hacia el sur, el cinturón magmático intrusionó una corteza caracterizada por rocas de arco insular del Mesozoico medio y tardío del terreno Guerrero.

Esta variación del basamento intrusionado no se observa muy claramente en la composición de los elementos mayores y traza, aunque en la costa de Sonora los batolitos son más tonalíticos ($<K_2O/SiO_2$). Sin embargo, los elementos de las tierras raras (REE) parecen ser trazadores más eficientes. La parte norte del cinturón muestra patrones de REE normalizados a condrita, estando las curvas de las gráficas más enriquecidas en REE ligeras, comúnmente con intensas anomalías negativas de Eu. En contraste, los patrones de REE en la porción sur más planos, con anomalías de Eu muy poco desarrolladas, las cuales pueden, incluso, volverse positivas. En la porción central del cinturón, los patrones de REE muestran características intermedias. Las relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd son indicadores aún más sensitivos de las variaciones en el basamento. Las firmas iniciales en la parte norte dieron los valores más altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7064 a 0.7089), acoplados con los valores de ϵNd más negativos (típicamente entre -4.2 y -5.4). Por el contrario, en la parte sur del cinturón magmático, las relaciones de Sr son más bajas (0.7026 a 0.7062), y los valores de ϵNd son más positivos (entre +4.2 y -0.9). De nuevo, en la porción central las firmas son intermedias, aunque más cercanas a las de la parte norte del cinturón. Considerando el mismo criterio de la línea de Sr 0.706, que se considera como el límite o el borde del basamento norteamericano en el suroeste de los Estados Unidos, los datos disponibles sugieren que este límite se extiende por la región costera de Sonora y se dobla en dirección ~E-W en el sur de Sonora, cerca del límite con Sinaloa, presumiblemente siguiendo en esa dirección por debajo de la Sierra Madre Occidental.

De acuerdo a lo anterior, las firmas isotópicas sugieren que el magma inicial se produjo por la fusión parcial de la cuña de manto, pero que su composición fue modificada posteriormente por la asimilación de rocas provenientes de distintas fuentes corticales. Otra posible explicación que ha sido propuesta para las partes norte y central del cinturón, es por fusión pura de la corteza inferior granulítica, con poca o nada de participación de magma derivado del manto.

La orogenia Laramide en Sonora tuvo, además, una gran relevancia en la generación y emplazamiento de numerosos yacimientos minerales, incluyendo la extensión sur del cinturón de pórfidos de cobre del suroeste de América del Norte. Los sistemas de pórfido de cobre se formaron durante el enfriamiento de algunos centros intrusivos, y de manera similar a éstos, la mineralización tuvo también un significativo control por parte del tipo de basamento intrusionado, lo cual dio lugar a la formación de sistemas de Cu-Mo-W en

la parte del cinturón donde el basamento está subyacido por rocas norteamericanas, y de Cu-Au donde los plutones laramídicos fueron emplazados en una corteza más primitiva asociada a terrenos de acreción tectónica.

Palabras clave: Tectónica, orogenia Laramide, Sonora, México

ABSTRACT

The orogenic activity associated with the sustained subduction of the Farallon oceanic plate, beneath the western edge of North America, imprinted notable features in northwestern Mexico, particularly during the Cretaceous and Paleogene. They include the emplacement of the southern portion of the Peninsular Ranges batholith of Baja California and western Sinaloa, and the broad Laramide magmatic belt of Sonora and Sinaloa.

It is currently accepted that the Laramide orogeny resulted from adjustments in the geometry of the subduction, as a result of important changes in the rate of plate convergence. These adjustments forced the locus of associated magmatism to move inland, as a response of a progressively shallower subduction angle. At a regional scale, the Laramide orogenic compression deformed the crust in two distinctive styles: one that is characterized by the thin-skinned fold-and-thrust belt of southwestern United States and the Sierra Madre Oriental in Mexico, and the other one, which is commonly referred to as the “typical Laramide tectonics”, is portrayed by the uplifting of large crustal blocks of southwestern and central U.S.

In Sonora, the compressive deformation is by far less conspicuous; however, the abundance and continuity of outcrops of Laramide igneous rocks make this region of interest to evaluate the magmatic evolution of a long-lived continental arc. According to the available geochronological data, it is estimated that the magmatic activity reached western Sonora at about 90 Ma. Then, at ~77 Ma the focus of the igneous activity started to move faster into the continent, reaching the eastern edge of Sonora ~59 Ma. As mentioned above, the eastward arc migration is interpreted as a result of a gradual decrease in the subduction angle. However, isotopic ages between 95–89 Ma reported for eastern Sonora complicate the apparently simplicity of this tectonic scenario based on a single migrating volcanic arc. In this sense, more geochemical and geochronological data are needed to elucidate an alternative tectonic model that reconciles this age distribution in Sonora during the Late Cretaceous and Paleogene times.

Laramide igneous rock outcrops follow a NW-SE trend, and comprise numerous variable-size plutons whose composition ranges from quartz diorite to granite. Swarms of aplite, pegmatite, granophyre and lamprophyre dikes crosscut these plutons.

The Laramide volcanic rocks are characterized by a sequence of agglomerates and lava flows of intermediate composition, followed by andesitic tuffs interbedded with locally fossiliferous lacustrine deposits, which are in turn overlain by rhyolite and rhyodacite lava flows and tuffs. Because of its relatively high resistance to erosion, the Laramide volcanic rocks are best preserved in the eastern part of the belt, whereas in the western part, the belt is dominated by intensely eroded granitoids.

In Sonora, studies based on the chemical composition of the granitoids have yielded important evidence regarding the nature of the underlying basement, particularly where it is concealed. In this part of the country, the Laramide magmatic belt was emplaced

across rocks of different basement types. In the northern part, the plutonic rocks intruded a crustal domain of North American affinity, characterized by Proterozoic crystalline rocks, covered by Neoproterozoic and Paleozoic platform strata. The central part of the magmatic belt intruded marginal- to deep-basin marine sedimentary Paleozoic rocks. In the southern part, the magmatic belt intruded a crust characterized by mid- to late Mesozoic island-arc rocks of the Guerrero terrane.

This variation in the nature of the intruded basement is not clearly revealed in the major and trace element compositions of the studied rocks, although the coastal Sonora granitoids are more tonalitic ($<K_2O/SiO_2$). However, the rare earth elements (REE) appear to be more efficient tracers. In the north part of the belt, the chondrite-normalized REE curves of the graphs are more enriched in the light REE, commonly displaying deep negative Eu anomalies. In contrast, the REE patterns in the southern part are flatter, with poorly developed Eu anomalies, which even may turn positive. In the central part of the belt, the REE patterns show somehow intermediate REE characteristics. The Rb-Sr and Sm-Nd isotopic ratios are even more sensitive tracers of the variations in the basement. The isotopic signatures in the north part yielded the highest $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios (0.7064 to 0.7089), coupled with the most negative ϵNd values (typically between -4.2 and -5.4). On the contrary, in the south part of the belt, the Sr isotopic ratios are lower (0.7026 to 0.7062), and the ϵNd values are more positive (between +4.2 and -0.9). Again, in the central portion of the belt the isotopic signatures are intermediate, although closer to those observed in the north part. Considering the criteria that the Sr line 0.7026 is the limit or edge of the North American craton in the southwestern United States, available data suggest that this limit extends through the coastal region of Sonora and turns into ~E-W direction in the south of Sonora, near the border with Sinaloa, presumably following in that direction under the Sierra Madre Occidental.

Based on the aforementioned, the isotopic signatures suggest that the initial magma formed by partial melting of the mantle wedge, its composition being later modified by assimilation of rocks coming from different crustal sources. Other likely explanation that has been proposed for the isotopic composition observed in the northern and central parts of the belt is by pure melting of the granulitic lower crust, with little or no participation of mantle-derived melts.

The Laramide orogenic event in Sonora was also of great relevance in the generation and emplacement of numerous ore deposits, including the southward extension of the great porphyry copper belt of southwestern North America. The porphyry copper deposits formed during the cooling of some intrusive centers and, similarly, the mineralization was also significantly controlled by the type of the intruded basement, which gave place to the formation of Cu-Mo-W ore deposits where the basement is made of North American rocks, and Cu-Au ore deposits where the Laramide plutons were emplaced in a more primitive crust associated with accreted tectonic terranes.

Keywords: Tectonics, Laramide orogeny, Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

De acuerdo con las ideas más aceptadas, la subducción del piso oceánico debajo del margen occidental de América del Norte empezó en el Triásico Medio-Tardío, como consecuencia de la extensión intracontinental asociada al rompimiento de Pangea (Figura 1) (e. g., Dickinson y Lawton, 2001; Dickinson, 2006). Este escenario estaba representado por la subducción de las grandes placas oceánicas Farallón y Kula por debajo del continente norteamericano (Figura 2), dominado por las rocas cristalinas del cratón proterozoico (e. g., Engebretson et al., 1985; Hamilton, 1988a,b). Este régimen tectónico perduró durante todo el Mesozoico y gran parte del Cenozoico, a medida que el piso oceánico era consumido. Ambas placas, Kula y Farallón, formaban un punto triple con la placa Pacífico (Figura 2). La placa Kula se encontraba al norte de Farallón y tenía un movimiento relativo hacia el norte-noreste, con respecto a América del Norte. Este proceso de subducción se extinguió aproximadamente a los 40 Ma debajo de de Alaska, el oeste de Canadá y el noroeste de Estados Unidos (e. g., Bunge y Grand, 2000). La placa Farallón se deslizaba debajo del oeste de los Es-

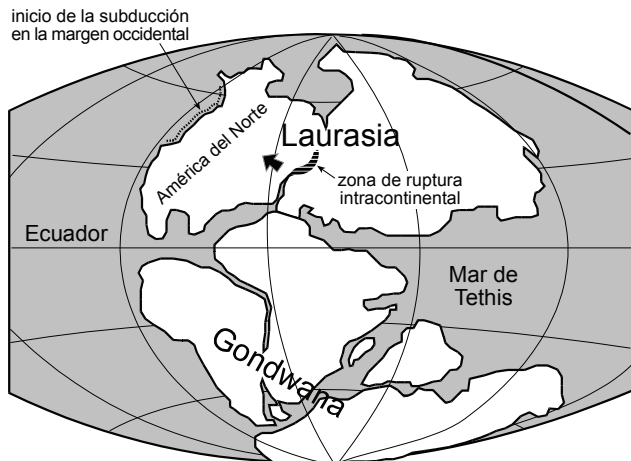


Figura 1. Mapa de la distribución de las masas continentales al inicio de la ruptura de la Pangea en el Triásico Tardío. La separación y deriva progresiva de América del Norte del resto de Laurasia dio como resultado la subducción del piso oceánico bajo la margen occidental de América del Norte, con la consecuente aparición de los primeros rasgos orogénicos a lo largo de la cordillera (modificado de Kious y Tilling, 1996).

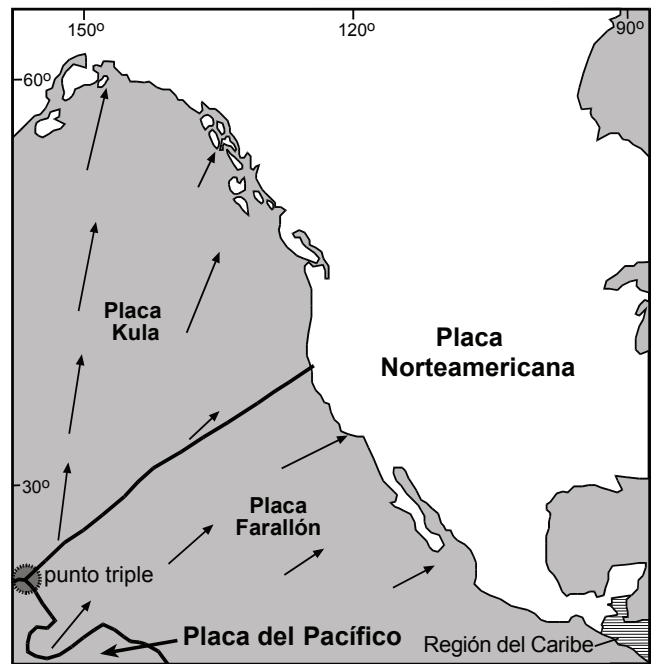


Figura 2. Mapa tectónico simplificado del noreste del Pacífico entre 74 y 64 Ma. Las flechas indican el movimiento relativo de las placas (modificado de Bunge y Grand, 2000).

tados Unidos y el oeste de México, fragmentándose y reduciéndose progresivamente en las placas menores de Juan de Fuca, Rivera y Cocos (Figura 3), a medida que la dorsal Pacífico-Farallón se aproximaba de manera oblicua a la trinchera. Debido a esto, el régimen tectónico en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos cambió de uno tipo Andino, relacionado a la convergencia de placas, a uno de tipo extensional-transcurrente a lo largo del sistema de falla de San Andrés y Golfo de California (e. g., Atwater, 1970). Durante la mayor parte del Mesozoico y el Terciario, el magmatismo asociado a la subducción fue relativamente móvil en esta región, particularmente debido a cambios en la geometría y las condiciones de convergencia de las placas (e. g., Coney y Reynolds, 1977). Nueva corteza continental fue progresivamente añadida a la margen occidental de América del Norte en forma de numerosos plutones, que fueron emplazados de manera individual o como grandes complejos volcánico-plutónicos. En buena parte, las raíces de estos batolitos se hallan ahora expuestas debido al constante levantamiento tectónico y erosión, definiendo lo que se conoce como “el gran cinturón de batolitos cordillera-

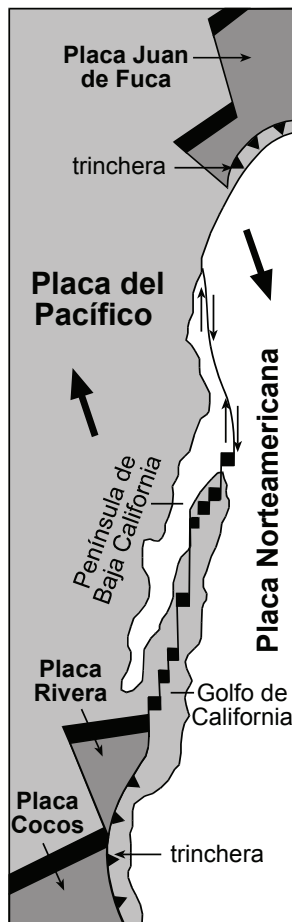


Figura 3. Movimiento relativo actual de las placas del Pacífico y Norteamericana (flechas mayores), mostrando los restos de la placa Farallón representados por las placas Juan de Fuca, Rivera y Cocos, así como el movimiento de traslación de la península de Baja California a lo largo del margen transformante dejado después de que la placa Farallón fue consumida totalmente (modificada de Kious y Tilling, 1996).

nos” (Figura 4) (e. g., Dickinson, 1981; Engebretson et al., 1985; Hamilton, 1988a,b). En el noroeste de México, se ha observado que la composición de estos batolitos varía lateralmente haciéndose más alcalinos hacia el oriente (Figura 5), a medida que la actividad ígnea se alejaba de la trinchera (e. g., Gastil et al., 1974, 1975; Gastil, 1983; Damon et al., 1983a,b). De acuerdo con Coney y Reynolds (1977), la migración hacia el oriente del foco de la actividad ígnea, y su tasa de migración relativa en el suroeste de América del Norte, está evidenciada por datos geocronológicos (Figura 6) que sugieren que entre el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío (~140–80 Ma), la actividad magmática fue

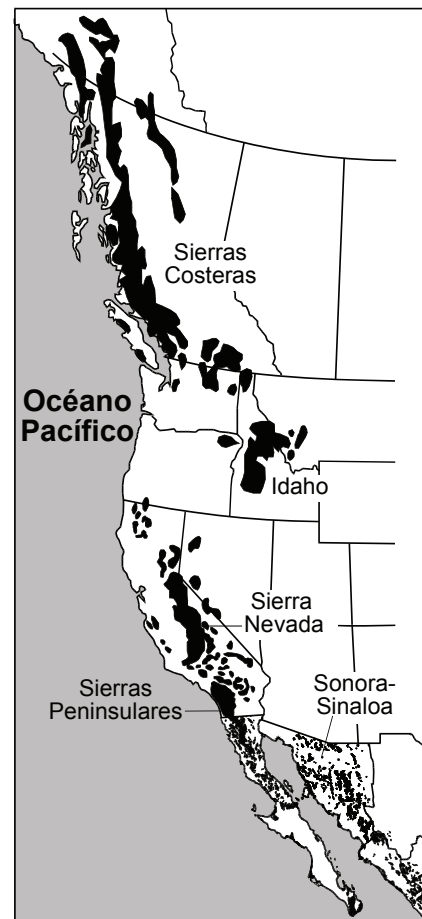


Figura 4. Principales batolitos mesozoicos y cenozoicos a lo largo de la cordillera occidental de América del Norte (adaptado de Anderson, 1990).

relativamente estática y cercana a la paleotrinchera. Posteriormente, el magmatismo migró de forma más acelerada entre los ~80 y los 40 Ma, penetrando por más de 1,000 km hacia el interior del continente, para después regresar más rápidamente hacia la paleotrinchera en el Mioceno Temprano y Medio (Coney y Reynolds, 1977; Damon et al., 1983a,b).

Aparte del profuso emplazamiento de rocas plutónicas y volcánicas, el evento orogénico Laramide dejó otras marcadas evidencias de su paso por el occidente de América del Norte, incluyendo el cinturón de pliegues y cabalgaduras (*foreland fold and thrust belt*), que se extiende a lo largo de gran parte del oeste de América del Norte, y el levantamiento tectónico de grandes bloques corticales en la región suroeste-central de los Estados Unidos (Figura 7), como la Meseta del Colorado (e. g., Saleeby, 2003; English et al., 2003). Además, una

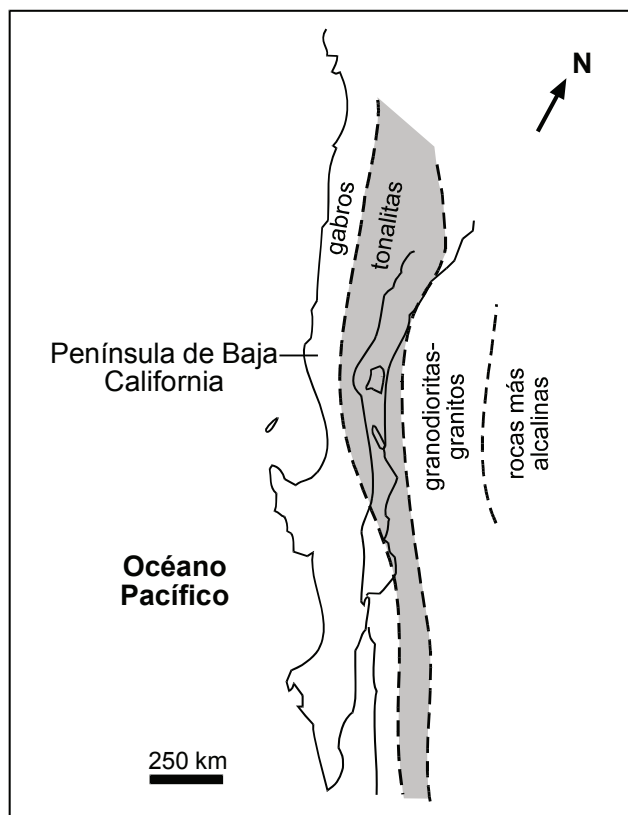


Figura 5. Variación lateral en la composición de los batolitos del Cretácico y el Paleógeno en el noroeste de México (modificada de Gastil, 1975).

serie de cuencas sedimentarias se desarrollaron durante la deformación del basamento durante la Orogenia Laramide en la región central de las Montañas Rocallosas, desde Montana hasta Nuevo México (Dickinson et al., 1988). Secuencias clásticas sinorogénicas que rellenan cuencas intermontanas asociadas al levantamiento laramídico se han estudiado en el sureste de Arizona (Dickinson, 1989) y el noreste de Sonora (González-León et al., 1992; Jacques-Ayala, 2004). En el noroeste de México, sin embargo, las rocas ígneas asociadas dominan el escenario laramídico, y forman gran parte de los afloramientos rocosos a lo largo de Baja California, Sonora y Sinaloa (Figura 8). En general, estas rocas presentan una clara regularidad longitudinal, pero muestran una asimetría transversal, tanto en edad, como en composición. La variación espacial oeste-este en la composición geoquímica, y petrológica, así como en los atributos geocronológicos e isotópicos, es una característica peculiar de los batolitos cordilleranos, cuyo origen, aún después de

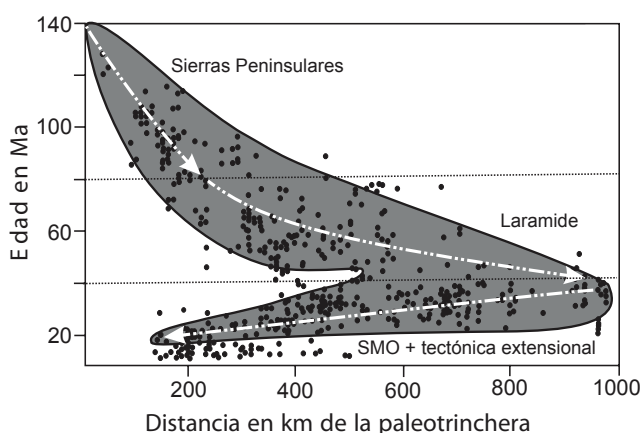


Figura 6. Distribución de las edades de las rocas magmáticas del suroeste de América del Norte graficadas a partir de 140 Ma, en función a la distancia de emplazamiento a partir de la paleotrinchera. El espectro gris incluye el 95% de las muestras. La flexión de la flecha entre ~80-40 Ma indica una aceleración relativa de la migración oriental del magmatismo; la flecha en sentido inverso muestra el regreso aún más acelerado de la actividad magmática hacia la paleotrinchera. Las edades más jóvenes debajo del espectro corresponden principalmente a basaltos alcalinos asociados a la extensión cenozoica (adaptada de Damon et al., 1993a).

muchos estudios, no ha podido ser completamente entendido (e. g., Anderson, 1990; Ortega-Rivera, 1997, 2003). Algunos de los batolitos de la cordillera oeste norteamericana, en especial los batolitos de la Sierra Nevada y las Sierras Peninsulares de California y Baja California (Figura 4), han sido más exhaustivamente estudiados (e. g., Evernden y Kistler, 1970; Gastil, 1975; Gastil et al., 1975; Krummenacher et al., 1975; Silver et al., 1979; Walawender y Smith, 1980; Baird y Miesch, 1984; Silver y Chappell, 1988; Todd et al., 1988; Walawender et al., 1990, 1991; Bateman, 1992; Ortega-Rivera, 1997; Ortega-Rivera et al., 1997; Johnson, Tate y Fanning, 1999; Johnson, Paterson y Tate, 1999; Tate et al., 1999; Kimbrough et al., 2001; Ortega-Rivera, 2003). En contraste, existen relativamente pocos trabajos sobre los batolitos localizados más hacia el interior del territorio mexicano (e. g., Anderson y Silver, 1974; Damon et al., 1983a, b; McDowell et al., 2001; Valencia-Moreno et al., 2001, 2003, 2006; Henry et al., 2003). En general, los estudios realizados sobre los batolitos cordilleranos han ayudado a entender mejor de los procesos de subducción en esta parte del mundo; sin embargo, todavía falta mucho trabajo por hacer.

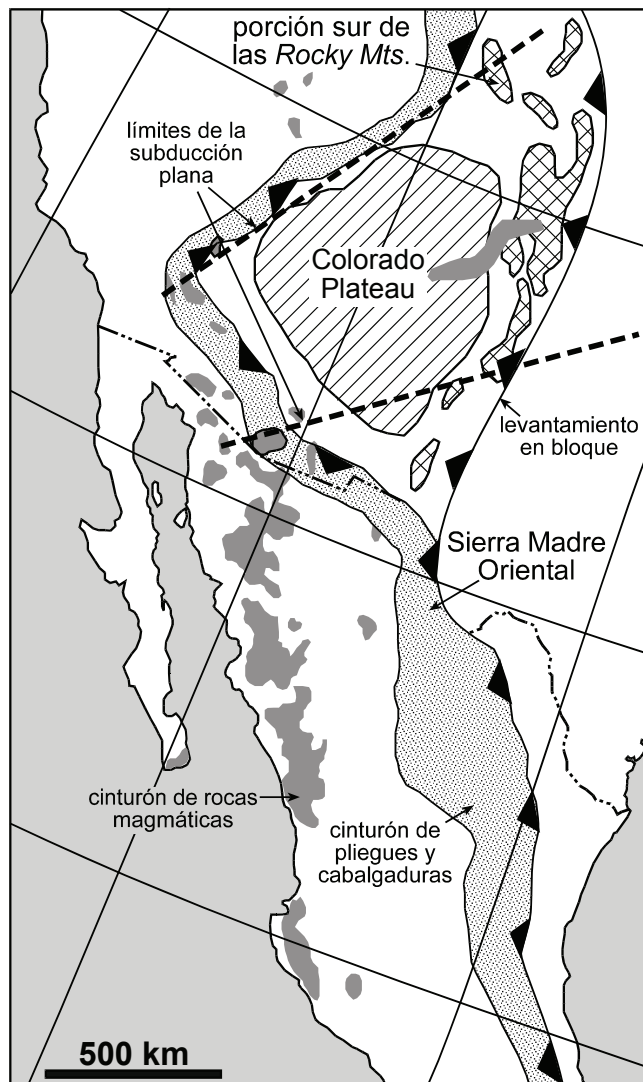


Figura 7. Mapa de los principales rasgos orogénicos asociados al evento Laramide en el suroeste de América del Norte (modificado de English et al., 2003).

En el occidente de México, el cinturón de rocas laramílicas se extiende en dirección NW-SE, haciéndose más angosto hacia el sur (Figura 8). En Sonora, estas rocas forman la parte más amplia del cinturón y están representadas por batolitos formados por complejos de granitoides cortados por diques de diversa composición. Las rocas volcánicas asociadas están solo localmente preservadas debido a los efectos de la exhumación y la erosión ocurridos, particularmente durante el Mioceno. Estas rocas están representadas por un miembro basal de lavas, aglomerados y tobas andesíticas, y un miembro superior de flujos dacíticos y riolíticos, con

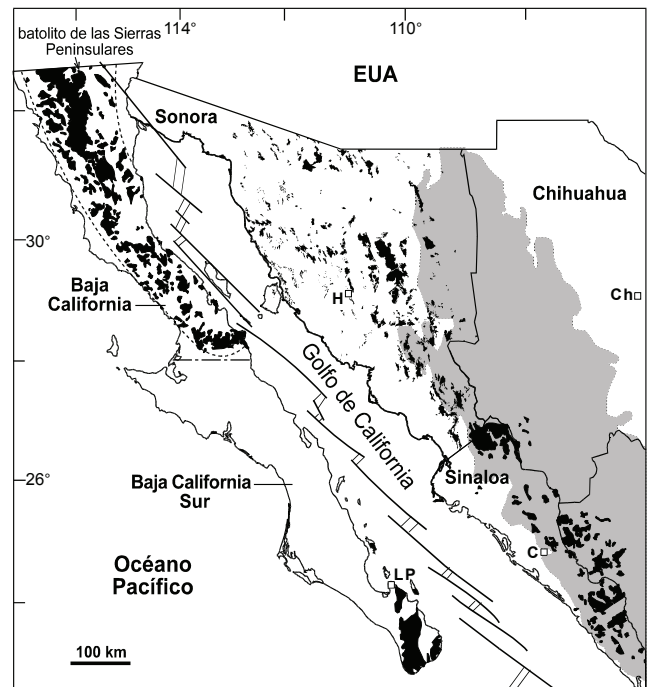


Figura 8. Mapa de la distribución de los afloramientos de rocas ígneas del Cretácico Temprano-Paleógeno en el noroeste de México (áreas en negro) y la provincia volcánica del Neógeno de la Sierra Madre Occidental (patrón achurado). H: Hermosillo, C: Culiacán, LP: La Paz y Ch: Chihuahua. Modificado de Valencia-Moreno et al., 2006a.

horizontes de sedimentos lacustres localmente fosilíferos (McDowell et al., 2001). Debido a la naturaleza y abundancia de los afloramientos (Figura 9), las rocas laramílicas de Sonora brindan una excelente oportunidad para estudiar y evaluar el origen, características de emplazamiento y la evolución de un arco continental. Desde principios de los 80's se ha intentado evaluar la evolución temporal del arco Laramide en Sonora (e. g., Damon et al., 1983b); sin embargo, aún hay grandes incógnitas respecto a la distribución espacial y al significado de las edades obtenidas (Valencia-Moreno et al., 2006). La mayoría de los fechamientos realizados corresponden a edades K-Ar obtenidas de diversos separados minerales y rocas, cuyo objetivo fue tratar de entender los procesos metalogénicos asociados con este evento magmático, en especial, la generación y emplazamiento del cinturón de pórfidos de cobre. Estos depósitos están distribuidos a lo largo de toda la cordillera oeste norteamericana, pero tienen su mayor importancia económica en el noreste de Sonora y las

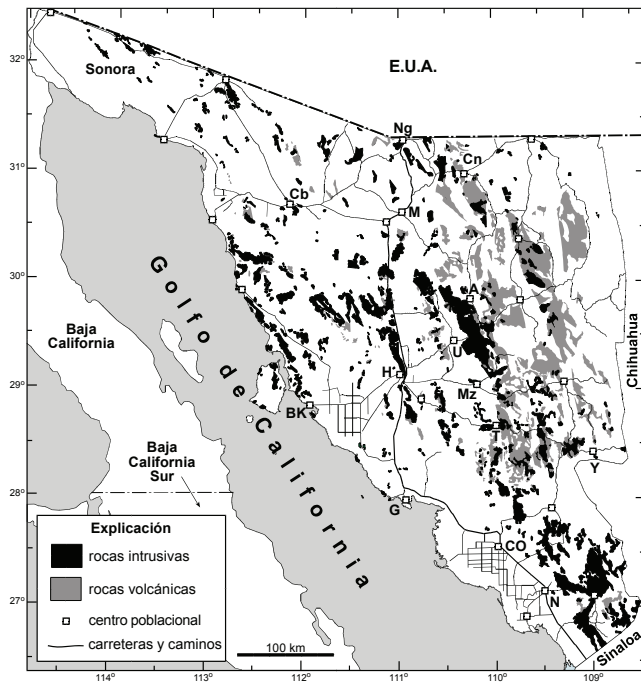


Figura 9. Mapa de la distribución de rocas plutónicas (en negro) y volcánicas (en gris) laramídicas de Sonora. A: Acónchi, BK: Bahía Kino, Cb: Caborca, CO: Ciudad Obregón, Cn: Cananea, G: Guaymas, H: Hermosillo, M: Magdalena, Mz: Mazatán, N: Navojoa, T: Tecoripa, U: Ures, Y: Yécora. Modificado de González-León et al. (2006).

áreas adyacentes del sur de Arizona y el oeste de Nuevo México (Figura 10), en la región comúnmente denominada “el gran cluster de los pórfidos de cobre de Norteamérica” (Valencia-Moreno et al., 2006b). Recientemente se ha estudiado la composición geoquímica e isotópica de estas rocas para investigar la distribución y naturaleza del basamento, a fin de localizar los límites tectónicos entre los diferentes bloques de basamento, y principalmente, la posición del borde suroeste del basamento norteamericano proterozoico (Valencia-Moreno et al., 2001; Valencia-Moreno et al., 2003).

En este estudio, se resume el avance logrado en el estudio de las rocas magmáticas laramídicas en México, y se presenta una discusión crítica de los datos geoquímicos, isotópicos y geocronológicos disponibles, con lo cual se propone un modelo para explicar la evolución de la actividad magmática durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno en del noroeste de México y, en particular, en el estado de Sonora.

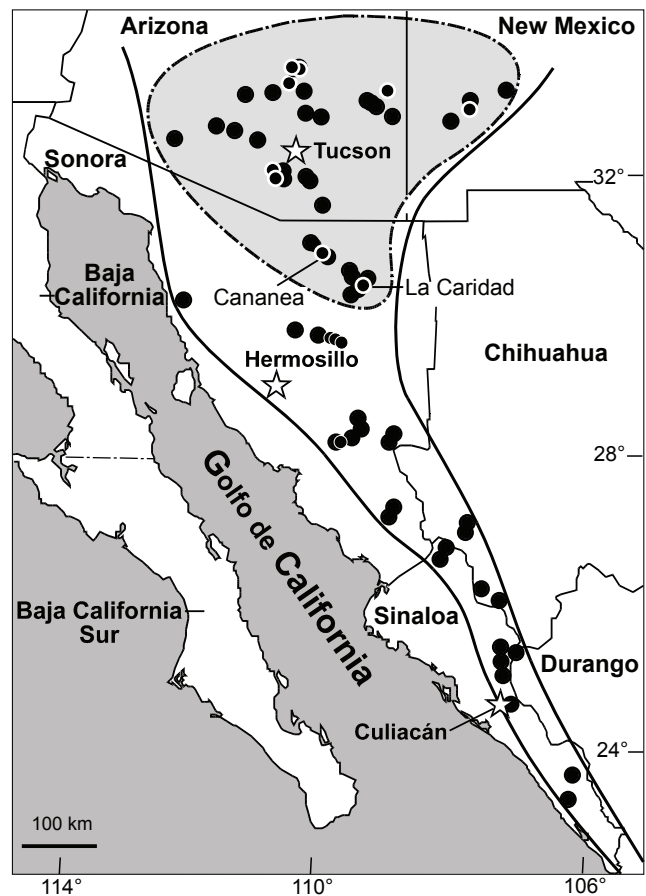


Figura 10. Distribución de los principales yacimientos minerales y prospectos del cinturón de pórfidos de cobre y depósitos asociados del noroeste de México. El patrón achurado muestra la zona del llamado “gran cluster” de los pórfidos cupríferos de Arizona-New Mexico y Sonora. Modificada de Valencia-Moreno et al., 2006b.

MARCO TECTONOMAGMÁTICO

MAGMATISMO CORDILLERANO PRE-LARAMIDE EN EL NOROESTE DE MÉXICO

Triásico-Jurásico

Durante el Pérmico-Triásico, previo a la ruptura de la Pangea, un arco magmático estuvo activo en la región oriental de México (Torres-Vargas et al., 1999). Al parecer, la actividad magmática del arco continuó durante el Triásico-Jurásico (Grajales-Nishimura et al., 1992), de manera simultánea a la extensión intracontinental asociada a la ruptura de este supercontinente. Esto produjo un cinturón de rocas magmáticas que actualmen-

te se extiende desde el suroeste de los Estados Unidos hasta la porción norte, central y este de México en la cercanía con Guatemala (Figura 11a). De acuerdo con Dickinson y Lawton (2001), debido a que estos arcos se originaron por la subducción hacia el oriente de la corteza oceánica debajo del continente, es posible observar localmente fases magmáticas transicionales entre ambos en el noreste de México.

En el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México, las rocas ígneas asociadas con este cinturón son especialmente escasas. En Sonora, sólo se ha reportado una edad U-Pb en circones de 225 Ma, obtenida de un pequeño plutón expuesto en el extremo noroeste del Estado (Stewart et al., 1986). Por el contrario, las rocas

ígneas asociadas al arco del Jurásico Temprano-Medio son más comunes, y describen un cinturón más coherente desde el sur de la Cordillera en Nevada, hasta la porción sur de México (Damon et al., 1981). Sin embargo, los afloramientos terminan de manera abrupta en la región norte-central de Sonora, la cual ha sido considerada como resultado de un importante desplazamiento lateral izquierdo ocurrido en el Jurásico Tardío, a lo largo de la llamada megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979) (Figura 11a). Más hacia el oeste, en Baja California, se han reportado rocas con edades similares, asociadas a un ambiente de arco y cuenca tras-arco intraoceánico que fueron amalgamadas posteriormente al continente (Busby, 2004).

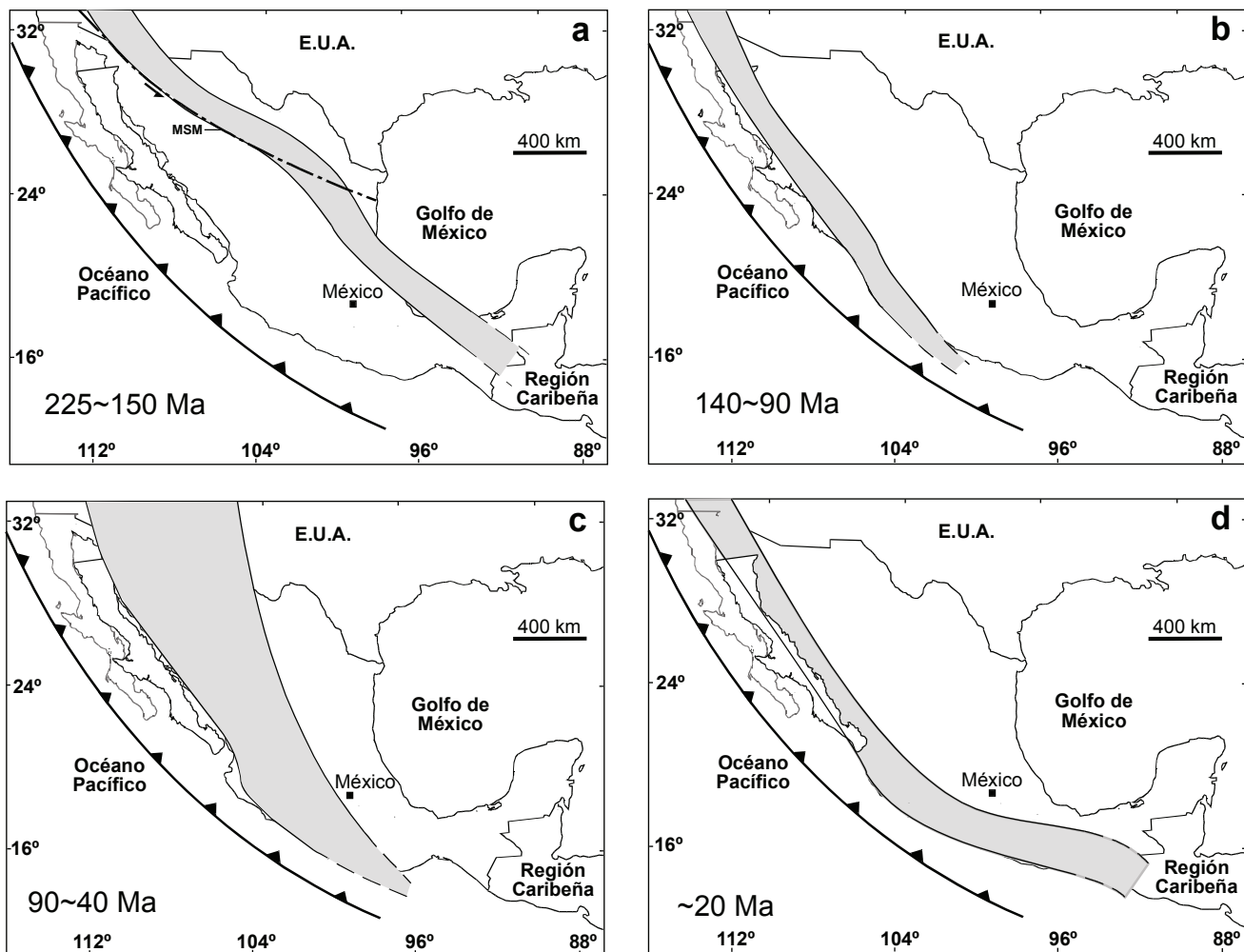


Figura 11. Reconstrucción de la evolución de los arcos magmáticos en México entre el Triásico Tardío y el Mioceno Temprano, mostrando la península de Baja California restituida a su posición pre-apertura del Golfo de California: (a) arco triásico-jurásico; (b) arco cretácico; (c) arco Laramide; y (d) arco miocénico. MSM: megacizalla Mojave-Sonora. Modificada de Valencia-Moreno, 1998.

Cretácico Temprano

Durante el Cretácico Temprano, una gran cantidad de rocas magmáticas fueron emplazadas en la parte norte de la península de Baja California. Estas rocas conforman la mayor parte del terreno Alisitos (Campa y Coney, 1983), el cual, a su vez, es considerado como una extensión del terreno Guerrero (Dickinson y Lawton, 2001). El arco volcánico Alisitos tiene una clara continuidad a través del estado de Sinaloa, donde las edades existentes indican un rango entre ~139 y 101 Ma (Henry et al., 2003). Esto es particularmente claro si se restituye la península de Baja California a su posición previa a la apertura del Golfo de California (Figura 11b). A pesar de la cercanía relativa de los afloramientos conocidos en Baja California y Sinaloa, rocas ígneas en este rango de edades no han sido reportadas en Sonora. El basamento pre-batolítico incluye además secuencias de rocas del borde continental Triásico-Jurásico, que incluye una asociación clástica del Triásico (?) al Cretácico medio, un flysh volcánico y una secuencia clástica de talud de cuenca del Ordovícico-Pérmico; y en menor escala, una secuencia de rocas de plataforma carbonatada y siliciclástica del Neoproterozoico al Pérmico (Gastil, 1993).

A diferencia de otros batolitos mesozoicos expuestos alrededor de la cuenca del Pacífico, el Batolito de las Sierras Peninsulares de California y Baja California se caracteriza por ser más cálcico que calcialcalino (e. g., Gastil, 1975; Silver et al., 1979; Todd y Shaw, 1979; Gromet y Silver, 1987). Los plutones de las Sierras Peninsulares fueron emplazados de oeste a este entre ~140 a 90 Ma, aunque existen algunos plutones con edades más jóvenes, cercanas a los 80 Ma (Silver y Chappell, 1983). De manera paralela, estos plutones muestran edades de meseta $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 118 a 83 Ma en hornblenda y de 116 a 80 Ma en biotita, y edades K-Ar tan jóvenes como 65 Ma (Ortega-Rivera, 1997, 2003). En general, las edades a través del batolito decrecen en dirección noreste, lo cual concuerda con la idea de una migración al noreste del foco de magmatismo mesozoico-cenozoico (e. g., Krummenacher et al., 1975; Coney y Reynolds, 1977; Ortega-Rivera, 1997, 2003). Los pares minerales hornblenda-biotita tienen principalmente edades concordantes, que se interpretan como edades

de enfriamiento, las cuales decrecen sistemáticamente del suroeste al noreste. Un enfriamiento rápido de los plutones es inferido a partir de las pequeñas diferencias en las edades U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, lo cual sugiere que el levantamiento y erosión del batolito ocurrió poco después de la intrusión de los plutones individuales (Ortega-Rivera et al., 1997; Ortega-Rivera, 1997, 2003). Los datos geocronológicos basados en relaciones isotópicas U-Pb en circones, sugerían que el arco fue relativamente estático en la porción occidental del batolito en el noroeste de Baja California, particularmente entre los ~140 y 105 Ma, haciéndose más móvil hacia el oriente después de los ~105 (Silver y Chappell, 1988). Posteriormente, la actividad magmática migró por la porción oriental de las Sierras Peninsulares, alcanzando la región de la actual costa de Sonora aproximadamente a los 90 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977; Damon et al., 1983b). Más recientemente, Ortega-Rivera (1997, 2003) observó que el inventario de edades U-Pb en circones muestran que el arco magmático tuvo una migración aparentemente continua de SW a NE desde los ~140 Ma a los 80 Ma.

Cretácico Tardío-(Laramide)

Después del cambio de las condiciones tectónicas que operaban en la región de Baja California en el Cretácico medio, de un marco extensivo a uno compresivo, el arco intraoceánico y el arco de margen continental descritos arriba, se amalgamaron debido al cierre de la cuenca Alisitos localizada entre ambos arcos (Busby et al., 1988; Johnson et al., 1999; Busby, 2004). En general, se considera que la acreción de terrenos tectónicos a lo largo de la cordillera oeste de América del Norte culminó al fin del Cretácico Temprano (Dickinson y Snyder, 1978). De esta manera, el cinturón orogénico Laramide desarrollado durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno se emplazó netamente en corteza continental (e. g., English y Johnston, 2004). Posteriormente, la actividad ígnea migró aparentemente de manera más rápida hacia el interior del continente, desarrollando un arco magmático mucho más amplio (Figura 11c). Presumiblemente, dicha migración se debió al decrecimiento progresivo en la edad del segmento de la placa subducida, lo que ocasionó la reducción gradual del

ángulo de subducción, y un consecuente mayor acoplamiento entre las placas convergentes (Busby, 2004). De acuerdo con la definición de Coney y Reynolds (1977), la orogenia Laramide ocurrió en el suroeste de los Estados Unidos y el norte de México entre los ~75 y 45 Ma; sin embargo, el proceso magmático pudo haber tenido una duración mayor en Sonora entre 90 y 40 Ma (Damon et al., 1983b). Los datos geocronológicos más recientes sugieren que la actividad magmática permaneció en la región costera de Sonora hasta los ~77 Ma y continuó su migración al oriente a partir de esta fecha, alcanzando la región oriental del Estado a los ~59 Ma (Valencia-Moreno et al., 2006).

La edad de 77 Ma es una edad de enfriamiento basada en el fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda; sin embargo, es muy similar a la edad U-Pb en circones de 78 Ma reportada por Mora-Álvarez y McDowell (2000) en la región de la sierra de Santa Úrsula, al oriente de Guaymas (Figura 9). Las edades más jóvenes reportadas para el evento laramídico en Sonora son edades de enfriamiento K-Ar cercanas a los 40 Ma, obtenidas a partir de separados de biotita y sericita, por lo que la edad real de cristalización es anterior, y probablemente más coincidente con el límite de 45 Ma estimado por Henry et al. (2003) para este evento en el norte de Sinaloa. Con esto, la duración de del magmatismo Laramide en Sonora pudiera constreñirse de manera razonable entre los ~78 y 45 Ma.

Tectonismo post-Laramide

Después del cese del magmatismo Laramide, la actividad ígnea resurgió aproximadamente a los 34 Ma con una gran explosión ignimbrítica asociada con la formación de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979). Esto fue seguido por un aparente rápido regreso de la actividad volcánica hacia la paleotrinchera, la cual llegó a la región costera a los *c.a.* 20 Ma (Figura 11d). La gruesa secuencia de rocas volcánicas que fueron extruidas durante este evento cubrió parcialmente las estructuras volcánicas superiores del arco Laramide, particularmente en su porción oriental (Figura 8), protegiéndolas de la erosión cenozoica (Figura 9). La configuración original del cinturón Laramide en Sonora

fue grandemente modificada la por los efectos de la extensión cortical a lo largo de de la provincia *Basin and Range*, lo cuales fueron más notables en la porción norte del cinturón (e. g., Gans, 1997), disminuyendo hacia al sur, en Sinaloa (Henry et al., 2003). La extensión generó la exhumación de grandes batolitos graníticos, especialmente en la región norte-central del Estado, en las sierras de Mazatán, El Jaralito y Aconchi, al oriente del poblado de Ures (Figura 9). En estos lugares, el proceso extensivo inició con una denudación de la corteza superior frágil controlada por importantes fallas de despegue, como la falla El Amol (Calmus et al., 1996; Valenzuela-Navarro et al., 2005), y la exhumación de rocas de niveles más profundos con deformación dúctil, incluyendo las rocas del basamento cristalino proterozoico (e. g., Nourse et al., 1994; Anderson et al., 1980; Vega-Granillo y Calmus, 2003). En esta región, la erosión de la secuencia volcánica laramídica fue casi completa, lo cual sugiere un levantamiento relativamente más intenso, en comparación a las zonas aledañas.

ANÁLISIS DEL MODELO TECTONO-MAGMÁTICO REGIONAL

La subducción que operó a fines del Cretácico y el Paleógeno a lo largo de la cordillera oeste norteamericana, generó importantes rasgos tectónicos que caracterizan el cinturón orogénico Laramide (Figura 7). De acuerdo con los modelos resumidos por English y Johnston (2004), se estima que en la porción norte y sur de la cordillera la deformación compresiva asociada penetró por más de 1000 km tierra adentro, dando lugar a la formación de las Montañas Rocallosas y la Sierra Madre Oriental, respectivamente. Sin embargo, en el sector central de la cordillera entre los estados de Arizona, Nuevo México, Colorado y Utah, el régimen de subducción favoreció una relativa ausencia de actividad magmática y el levantamiento de grandes bloques corticales con núcleos de rocas proterozoicas, y cuyo mejor ejemplo es la Meseta del Colorado. De acuerdo con Saleeby (2003), la remoción del manto litosférico sub-continental debido al empuje del *slab* de la placa Farallón, pudo haber propiciado condiciones tectónicas particulares debajo de esta región. Entre ellas, un notable aplanamiento de la estructura de subducción y un

mayor acoplamiento de las placas, el cual pudo haberse extendido por más de 700 km al oriente de la trinchera (English y Johnston, 2004). La deformación laramídica en Sonora es mucho menos evidente que en la región suroeste de los Estados Unidos, y la región oriental de México; sin embargo, grandes zonas de cizalla y levantamiento en bloque han sido documentados y referidos a este fenómeno orogénico (Iriondo et al., 2003, 2004; Jaques-Ayala, 2004). Existen además varias cuencas con rellenos clásticos desarrolladas al frente de grandes bloques levantados durante la orogenia Laramide en Chihuahua y Coahuila (e. g., Dickinson, 1989). Ciertamente existen problemas de interpretación debido a la falta de conocimiento sobre la deformación diferencial que existe entre zonas fuertemente plegadas y cuencas sin-tectónicas como las de Parras, La Popa y quizás Sabinas hacia el oriente del cinturón Laramide (McBride et al., 1974; Ye, 1997; Lawton et al., 2001), especialmente en Coahuila y Nuevo León, y zonas que exhiben poca o nada de deformación hacia la parte central del mismo, como el propio bloque de Coahuila (Padilla y Sánchez, 1982).

En Sonora, y el suroeste de América del Norte en general, la evolución del magmatismo ha sido considerada como resultado de la migración oriental de un solo arco. Sin embargo, las evidencias geocronológicas hacen pensar que el modelo puede ser mucho más complejo, y constituye un problema que debe ser investigado con mayor detenimiento. Por ejemplo, McDowell et al. (2001), reportaron edades U-Pb en circones de 90 y 89 Ma en rocas volcánicas laramídicas expuestas en la parte centro-oriental del Estado. Recientemente, edades entre ~95 y 88 Ma han sido reportadas también en rocas graníticas expuestas a unos 100 km al N-NE en la región de Bacanora (Pérez-Segura et al., 2004; Pérez-Segura, 2006), lo cual confirma la existencia de rocas magmáticas inesperadamente antiguas para esta latitud. Por otro lado, edades U-Pb en circones de ~60 Ma en rocas graníticas en el centro de Chihuahua (McDowell y Mauger, 1994), y una edad Rb-Sr de 83 Ma reportada en Batopilas, en el suroeste de Chihuahua (Bagby et al., 1981), parecen ser igualmente anómalas, lo cual sugiere que esto no es un problema localizado en el oriente de Sonora, sino un algo de carácter más regional (Figura 12).

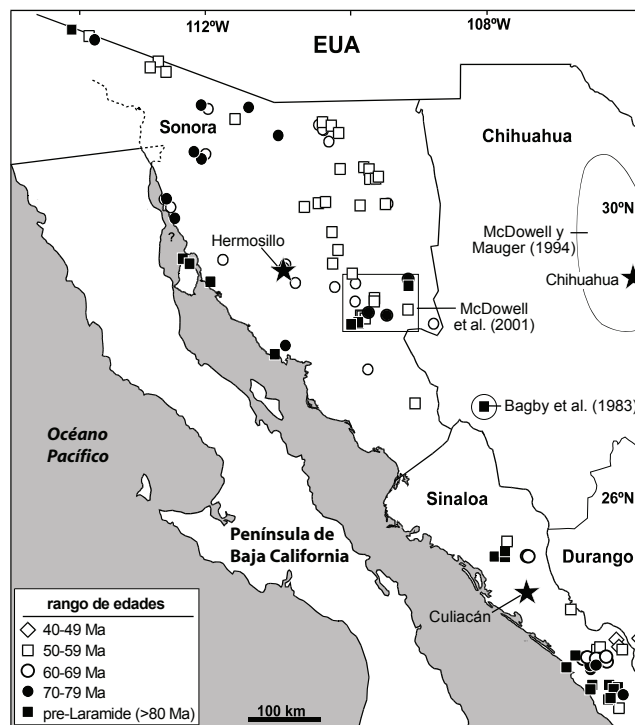


Figura 12. Mapa de la distribución de las edades radiométricas disponibles en el noroeste de México, agrupadas en rangos de edad. Las zonas con patrón achurado muestran los sitios donde se han reportado edades consideradas anómalamente antiguas de acuerdo a su posición geográfica. Modificada de Valencia-Moreno et al., 2006a.

LITOLOGÍA

Las rocas ígneas asociadas al evento magmático Laramide comprenden una serie de complejos volcánico-plutónicos que incluyen derrames de lavas, aglomerados y flujos piroclásticos mayormente de composición intermedia; grandes plutones graníticos que intrusonan localmente a las rocas volcánicas consanguíneas; y finalmente, una serie de cuerpos intrusivos tardíos emplazados a diferentes profundidades, que incluyen una variedad de diques de lamprófidos, aplitas y pegmatitas, así como troncos sub-volcánicos, algunos de los cuales funcionaron como centros de mineralización importante a escala regional (Figura 10; ver también análisis en Ochoa-Landín et al., este volumen). Las rocas intrusivas exhiben texturas de grano medio a grueso y su composición varía de cuarzdioritas hasta granitos, aunque predominan las granodioritas de biotita-hornblenda (Figura 13). Aparentemente, no existe

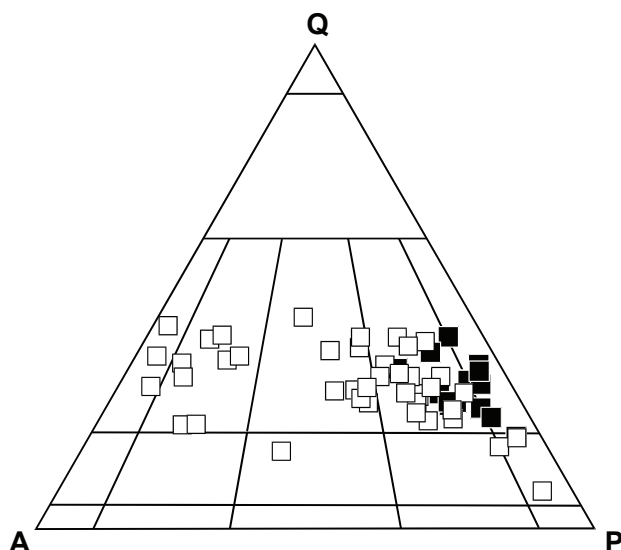


Figura 13. Diagrama QAP (cuadro–feldespato alcalino–plagioclasa) mostrando la composición modal de muestras del batolito costero de Sonora (cuadros negros), comparados con granitos laramídicos ubicados en el centro y este del Estado (cuadros blancos). Tomado de Valencia-Moreno et al., 2003.

una distribución geográfica preferencial en la composición de estas rocas; sin embargo, en la región costera de Sonora se observa una mayor ocurrencia de rocas tonalíticas (Figura 5), localmente con abundantes inclusiones de gabros (Gastil y Krummenacher, 1977; Valencia-Moreno et al., 2003), al parecer arrancados de las raíces de los batolitos. En contraste, hacia el oriente los intrusivos son relativamente más félsicos y con una mayor proporción de granito (*sensu stricto*), especialmente en la parte norte-central del Estado (Rolán-Quintana, 1991). De acuerdo con datos de Valencia-Moreno et al. (2001, 2003), la mineralogía incluye proporciones modales variables de cuarzo (~15–37%), feldespato potásico (4–31%), plagioclasa de composición An_{28–40} (~33–65%), biotita (~2–15%) y hornblenda (~0.5–10%). Comúnmente se pueden apreciar además contenidos menores de clinopiroxeno, esfena, circón, apatito, epidota y magnetita.

Los intrusivos sub-volcánicos, algunos de los cuales funcionaron como importantes centros productores de mineralización de Cu-Mo (e. g., Valencia-Moreno et al., 2006b), se caracterizan por una textura fuertemente porfídica con fenocristales de feldespato, plagioclasa y cuarzo, y al igual que los plutones equigranulares, pre-

sentan composiciones entre cuarzodioritas y granitos. El origen de los cuerpos porfídicos ha sido discutido antes (e. g., Damon et al., 1983, Damon 1986; Valencia-Moreno et al., 2006b); sin embargo, de acuerdo con un análisis de las edades existentes, parece claro que éstos se formaron durante el enfriamiento de los plutones principales (Damon, 1986).

Las rocas volcánicas laramídicas están ampliamente distribuidas en la parte central y oriental de Sonora, pero debido al relativo mayor levantamiento tectónico y erosión, éstas han sido casi totalmente borradas en la parte occidental del Estado. Por el contrario, en la porción centro-oriental, al oriente de Tecoripa (Figura 9), estas rocas afloran de manera extensa. En general, se trata de una secuencia alterada, dominada por flujos de andesita y latita con horizontes de brechas y aglomerados y diques de cuarzo-latita, la cual fue denominada por Wilson y Rocha (1949) como la Formación Tarahumara. Un poco más al sur-sureste de Tecoripa, McDowell et al. (2001) estimaron un espesor de más de 2,500 m para esta unidad. De acuerdo con dichos autores, la base de la secuencia volcánica está constituida por un miembro de flujos de dacita, ignimbrita y riolita, seguidas por un horizonte de toba y aglomerados andesíticos y dacíticos, con lentes de arenisca, caliza y pedernal negro, ocasionalmente con restos de plantas fósiles. La cima de la secuencia está constituida por un paquete de tobas félsicas ricas en cristales. En algunos lugares se ha podido observar que la base de esta secuencia volcánica está cortada por las rocas intrusivas contemporáneas (e. g., McDowell et al., 2001; Gans, 1997).

GEOQUÍMICA

A la fecha, en la literatura existe un número relativamente importante de datos geoquímicos que incluyen óxidos de elementos mayores y algunos elementos traza determinados principalmente por espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF) y espectrometría de masas por inducción acoplada de plasma de argón (ICP-MS). En su mayoría, los datos provienen de análisis de rocas intrusivas, y por esta razón, los comentarios presentados en esta síntesis están referidos mayormente al comportamiento geoquímico observado en estas rocas.

ELEMENTOS MAYORES

El rango en la concentración de sílice en las rocas analizadas fluctúa entre 56% y 75% SiO₂, con un promedio de 66% SiO₂. De acuerdo al índice de alcalinidad (A/CNK), los datos indican una composición metaluminosa (A/CNK<1) a ligeramente peraluminosa (1<A/CNK<1.1) (Figura 14).

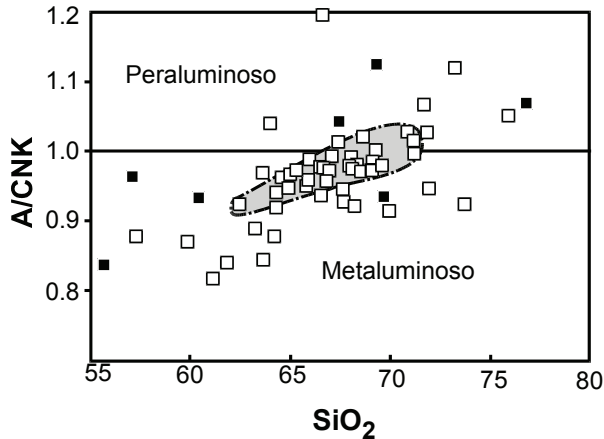


Figura 14. Diagrama del índice de alcalinidad (A/CNK) contra SiO₂ para muestras de rocas laramídicas volcánicas (cuadros negros) y plutónicas (cuadros blancos) de Sonora, el límite entre los campos metaluminoso y peraluminoso es el de Shand (1927). El área en gris incluye muestras del batolito costero de Sonora. A/CNK es la relación molar de Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O). (Datos tomados de: Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2000; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Valencia-Moreno et al., 2001 y 2003; Wodzicki, 2001).

En la mayoría de los casos, la concentración de óxidos de elementos mayores describe una tendencia decreciente con el contenido de sílice, a excepción del K₂O y el Na₂O que muestran una pendiente positiva y una distribución más errática, respectivamente. De acuerdo con los límites propuestos por Le Maitre (1989) para el diagrama K₂O/SiO₂, la composición de las rocas se ubica mayormente en las regiones de K-medio y K-alto (Figura 15), mientras que el diagrama de AFM indica una tendencia calcialcalina típica (Figura 16). Aunque la concentración de elementos mayores no muestra una variación sistemática con el tipo de corteza intrusionada (Valencia-Moreno et al., 2001), existe un claro enriquecimiento en FeO, CaO y MgO, acoplado a una disminución de K₂O en los plutones expuestos en la región costera de Sonora, en comparación

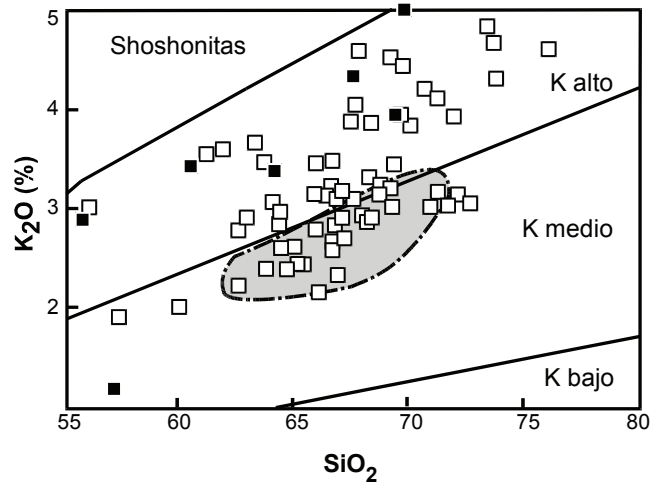


Figura 15. Diagrama de variación de K₂O contra SiO₂ para muestras de rocas laramídicas volcánicas (cuadros negros) y plutónicas (cuadros blancos) de Sonora, mostrando los límites de Le Maitre et al. (1989). El límite entre los campos de alto K y las shoshonitas es de acuerdo a Rickwood (1989). El campo gris representa las muestras del batolito costero de Sonora. (Datos tomados de: Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2000; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Valencia-Moreno et al., 2001 y 2003; Wodzicki, 2001).

con el resto del cinturón magmático (Valencia-Moreno et al., 2003).

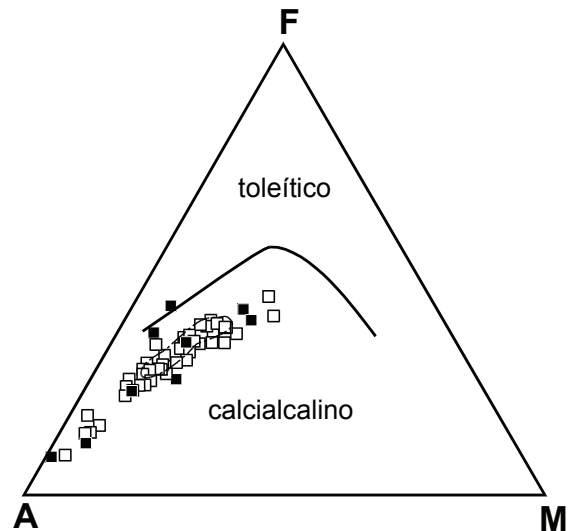


Figura 16. Diagrama de AFM (Al₂O₃-FeO-MgO) mostrando el límite entre los campos toleítico y calcialcalino de acuerdo con Irvine y Baragar (1971), para muestras de rocas laramídicas volcánicas (cuadros negros) y plutónicas (cuadros blancos) de Sonora. El espectro gris representa el campo de las muestras del batolito costero de Sonora. (Datos tomados de: Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2000; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Valencia-Moreno et al., 2001 y 2003; Wodzicki, 2001).

ELEMENTOS TRAZA

Al igual que los elementos mayores, la concentración de algunos elementos traza no muestra una variación significativa con el tipo de basamento en el que se emplazaron los magmas laramídicos. Sin embargo, el grupo de las tierras raras (REE, por sus iniciales en inglés) parece ser más sensitivo a las variaciones en el basamento. Por ejemplo, la Figura 17 muestra como los granitoides emplazados en el basamento subyacente por las rocas proterozoicas del cratón norteamericano, tienen composiciones en general más enriquecidas en REE ($>\Sigma\text{REE}$). Por otro lado, los patrones normalizados de REE son claramente más fraccionados, con pendientes más enriquecidas hacia las REE ligeras (La/Yb_N entre 7 y 24), y profundas anomalías negativas de europio, definidas por relaciones de $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} \sim 0.56$ en promedio. Los patrones de los granitoides que fueron emplazados en basamentos alóctonos a América del Norte hacia el sur y hacia el oeste, muestran en general un menor contenido de REE. Los patrones normalizados son más planos, caracterizados por relaciones de La/Yb_N más bajas entre ~ 2 y 12, y presentan anomalías de europio menores ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{N}} \sim 0.87$), y ocasionalmente positivas.

De acuerdo con Valencia-Moreno et al. (2003), el resto de los elementos traza no muestran un claro control por parte del basamento emplazado; sin embargo, el Nb, Rb y U tienden a ser relativamente más empobrecidos en los granitoides del batolito costero, mientras que el Sr exhibe un comportamiento inverso. En un diagrama de discriminación tectónica basado en los valores de $\text{Rb}/(\text{Y}+\text{Nb})$, los granitoides laramídicos, al igual que las rocas del Batolito de las Sierras Peninsulares de Baja California, se ubican en la región definida para los granitoides asociados a un ambiente de arco volcánico (Figura 18).

ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Las relaciones isotópicas basadas en los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd muestran, de manera aún más clara, el control ejercido por el basamento en la composición final del magma en las intrusiones laramídicas. Las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son relativamente altas en la región subyacente por las rocas proterozoicas, con valores

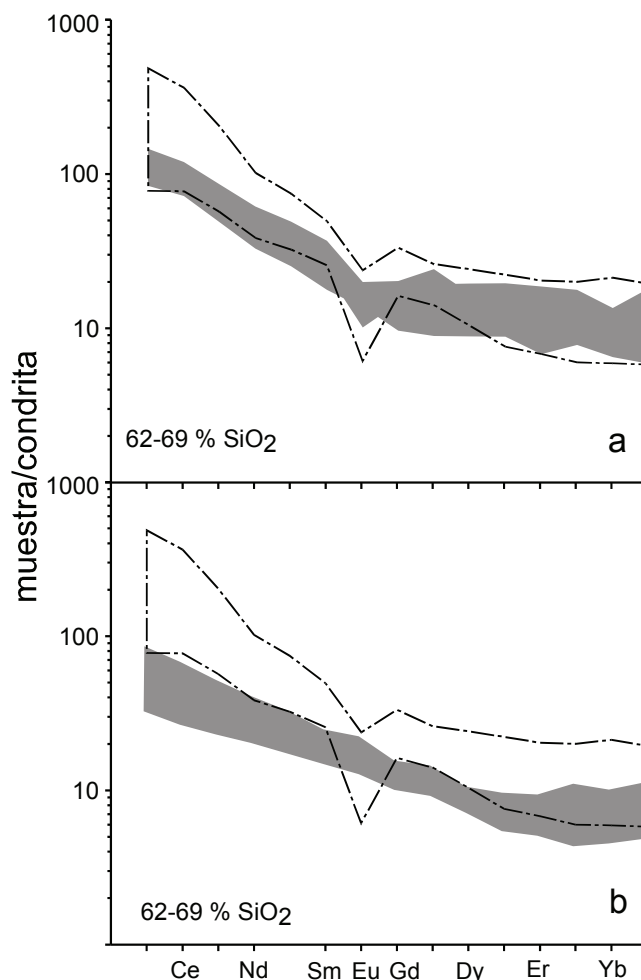


Figura 17. Espectros de los diagramas de tierras raras normalizadas a condrita de granitoides laramídicos en Sonora y el norte de Sinaloa. Se puede apreciar una variación sistemática N-S en la forma de los espectros. En (a), el espectro achurado representa un grupo de muestras de la parte norte del cinturón Laramide emplazado en un basamento con rocas cristalinas proterozoicas del cratón norteamericano. El espectro gris representa un grupo de rocas de la porción central del cinturón emplazado en rocas paleozoicas de cuenca marina marginal a profunda, pero subyacentes también por el borde suroeste del basamento proterozoico norteamericano. En (b), el espectro gris representa un grupo de muestras de granitoides en la porción sur del cinturón Laramide, emplazados en rocas del Terreno Guerrero, el cual es también comparado con el espectro de la parte norte del cinturón. Modificada de Valencia-Moreno et al. (2001).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7064 y 0.7092. Más al norte, en Arizona, algunas de estas rocas indican relaciones de Sr aún mayores (e. g., Farmer y DePaolo, 1984; Lang y Tittley, 1998). Por el contrario, hacia el sur y hacia el oeste, en

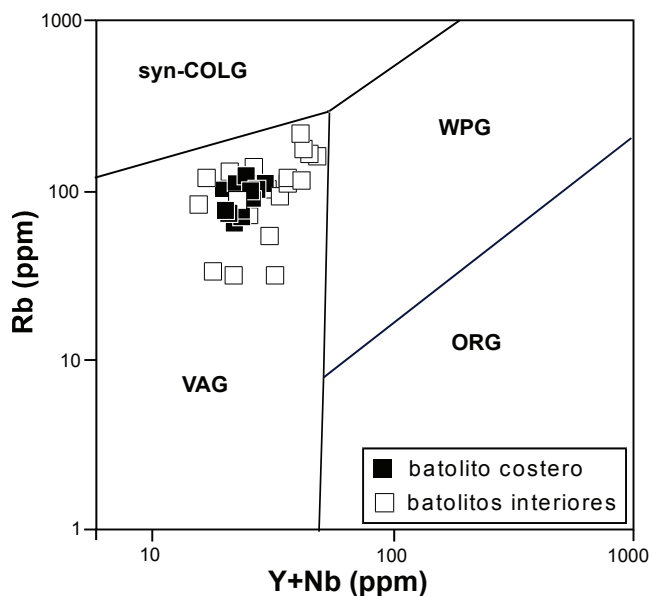


Figura 18. Diagrama (Y + Nb) contra Rb con los límites de discriminación tectónica propuestos por Pearce et al. (1984), para granitoides laramídicos en Sonora. Se puede ver una clara afinidad con los granitos de arco volcánico (VAG). Syn-COLG: granitos en zonas de colisión; WPG: granitos intraplaca; ORG: granitos asociados a zonas de dorsal oceánica. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2003).

la región dominada por las secuencias oceánicas que fueron acrecionadas a América del Norte, las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son mucho menos radiogénicas, con un rango entre 0.7026 y 0.7062 (Figura 19).

En el caso del neodimio, las relaciones iniciales muestran un crecimiento inverso al estroncio, con valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menos radiogénicos en la región dominada por el basamento proterozoico norteamericano y más radiogénicos hacia la región subyacente por basamento oceánico acrecionado. Estas relaciones, son menores en la parte norte del cinturón (ϵNd entre -8.7 y -3.7), haciéndose aún más negativas en Arizona, con valores de ϵNd entre -6 y -12 (Farmer y DePaolo, 1984; Lang y Titley, 1998). Por el contrario, las firmas de neodimio son menos negativas a bastante positivas hacia la parte sur y oeste del cinturón magmático, con valores de ϵNd entre -0.9 y +4.2 (Figura 20).

GEOCRONOLOGÍA

De acuerdo con las observaciones presentadas por Valencia-Moreno et al. (2006a), la evolución temporal del

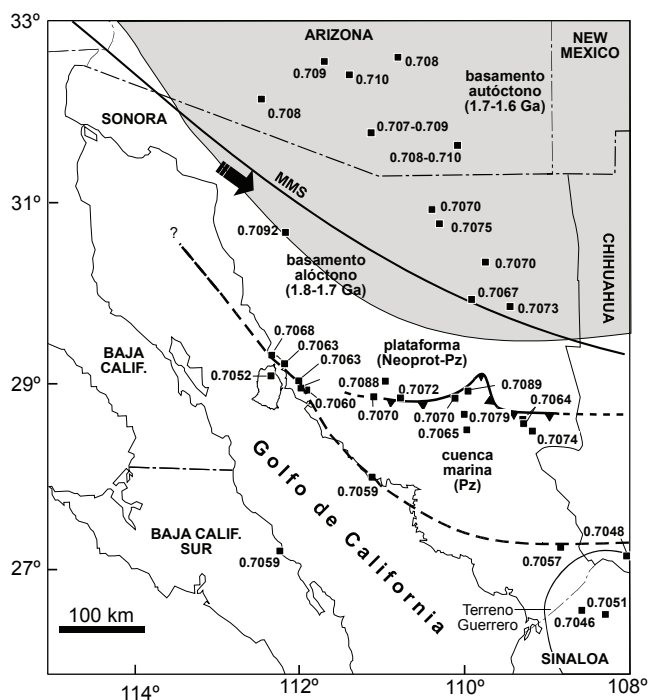


Figura 19. Mapa de los principales dominios de basamento en Sonora mostrando las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Se puede apreciar que las firmas de Sr se reducen sistemáticamente hacia el sur, a medida que el basamento proterozoico norteamericano desaparece en el sur del Estado, y cuyo límite está definido por la línea punteada. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2003).

magmatismo laramídico en Sonora es difícil de evaluar en términos de las edades isotópicas disponibles (Figura 21). Sin considerar las implicaciones del uso indiscriminado de las edades de enfriamiento obtenidas mediante distintas técnicas analíticas, los primeros datos sugerían que las edades más antiguas (~90-80 Ma) se localizaban cercanas a la costa de Sonora (e. g., Gastil y Krummenacher, 1977; Damon et al, 1983), y se hacían más jóvenes hacia el oriente. Las edades <60 Ma son abundantes en la parte oriental de Sonora, y aparentemente se extienden al oriente debajo de la cubierta volcánica de la Sierra Madre Occidental. En general, los datos muestran un claro traslape, que quizás es refleja la heterogeneidad de las técnicas geocronológicas y los materiales fechados. A pesar de ello, el modelo de un arco magmático simple migrando hacia el oriente, alejándose progresivamente de la paleotrinchera (Figura 6), como el propuesto por Coney y Reynolds (1977) y Damon et al. (1983), parecía ser la explicación más razonable. Recientemente, estudios en rocas volcáni-

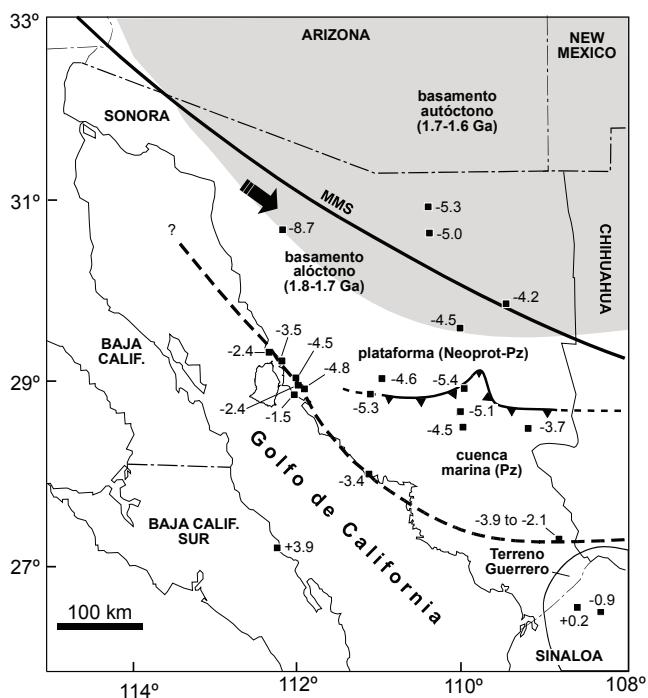


Figura 20. Mapa de los principales dominios de basamento en Sonora mostrando la distribución de datos de las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, indicadas en forma de valores de ϵNd . En la figura se puede apreciar como las firmas de Nd crecen de manera sistemática hacia el sur, a medida que el basamento proterozoico norteamericano desaparece en el sur del estado, y cuyo límite está definido por la línea punteada. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2003).

cas de la Formación Tarahumara expuestas en la región centro-oriental de Sonora y reportadas por McDowell y colaboradores (2001), indicaron edades U-Pb en circones anormalmente antiguas para esta latitud (90-89 Ma). Esto fue confirmado posteriormente con análisis de U-Pb en circones en rocas plutónicas en esta misma región, que indicaron edades de hasta 95 Ma (Pérez-Segura, 2006). El descubrimiento de estas edades relativamente antiguas cerca del límite oriental de Sonora muestra que el modelo tectonomagmático para el evento Laramide en Sonora puede ser más complejo que el tradicionalmente aceptado. Para McDowell y colaboradores (2001), estas edades sugieren la presencia de una serie de arcos traslapados en lugar de un solo arco magmático. Sin embargo, el mecanismo tectónico involucrado en la generación y emplazamiento de estos pulsos magmáticos sincrónicos en ambas regiones es aún desconocido, y requiere de estudios geológicos más detallados.

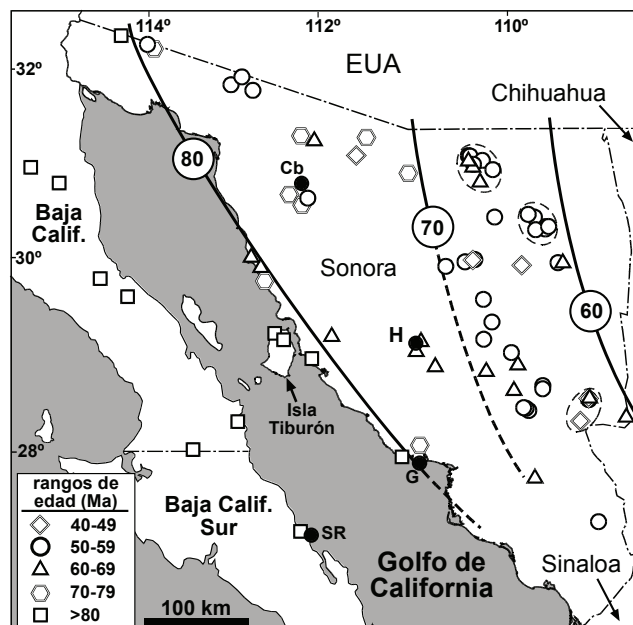


Figura 21. Mapa de las edades radiométricas disponibles en el noroeste de México, agrupadas por rangos y sin considerar las edades anómalamente antiguas indicadas en la Figura 12. Aunque existe un claro traslape en la distribución de las edades, principalmente debido a que éstas fueron calculadas mediante distintos métodos analíticos, las líneas (punteadas donde existe mayor incertidumbre) definen burdamente límites temporales sub-paralelos a la orientación general del cinturón magmático Laramide. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2006a).

DISCUSIÓN

NATURALEZA DE LA FUENTE DEL MAGMA

La composición de la fuente primaria del magmatismo Laramide en Sonora puede ser dilucidada a partir de los datos geoquímicos existentes y de la composición isotópica Rb-Sr y Sm-Nd; sin embargo, estos datos no son del todo concluyentes. La variación isotópica N-S observada a lo largo del cinturón en el noroeste de México, así como la variación sistemática en la concentración de ciertos elementos traza, particularmente las REE, sugiere que la composición del basamento intrusionado modificó de manera importante la composición del magma emplazado. De acuerdo con Valencia-Moreno et al. (2001), estas variaciones pudieran ser explicadas mediante dos mecanismos. El primero se basa en el modelo tradicionalmente aceptado para el magmatismo cordillerano, el cual inicia con la genera-

ción de magma basáltico debido al metasomatismo y fusión parcial del manto astenosférico atrapado arriba de la zona de subducción, y la posterior formación de magmas híbridos de composición intermedia, debido a la reacción con la base de la corteza continental (Figura 22). La composición final del magma emplazado en los niveles mesozonales y epizonales de la corteza, estaría controlada mayormente por la proporción de manto/corteza involucrada en la mezcla, de manera similar al modelo utilizado por DePaolo (1981a), DePaolo y Farmer (1983) y Farmer y DePaolo (1984) para el magmatismo cordillerano en el suroeste de los Estados Unidos. En el caso de los granitoides laramídicos del noroeste de México, el espectro isotópico completo de Sr-Nd se puede reproducir de acuerdo al modelo clásico de cristalización fraccionada con asimilación cortical de DePaolo (1981c), asumiendo la presencia de un magma inicial de origen mantélico de tipo arco de islas oceánicas, modificado por la asimilación de cantidades variables de materiales provenientes de la corteza proterozoica norteamericana (Figura 23).

De manera análoga al modelo propuesto por Ruiz et al. (1988) para explicar el origen del volcanismo silícico de la Sierra Madre Occidental, el magmatismo laramídico podría haber resultado de la fusión parcial de la corteza inferior, cuya composición ha sido inferida a partir del estudio de abundantes xenolitos de granulitas máficas e intermedias, que fueron traídos a la superficie

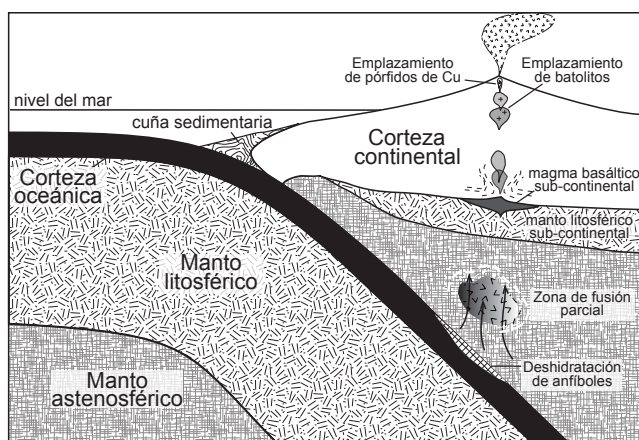


Figura 22. Esquema tectónico de una zona de subducción en un margen de tipo andino mostrando su origen inicial en la cuña de manto astenosférico, hasta el emplazamiento del magma en un ambiente volcánico. Modificado de Richards (2003) y Valencia-Moreno et al. (2006b).

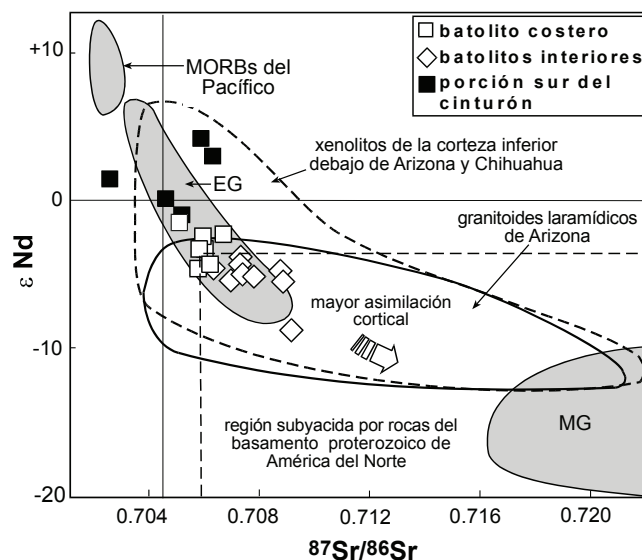


Figura 23. Diagrama de correlación isotópica de Nd-Sr para las rocas graníticas de Sonora y el norte de Sinaloa. El recuadro achurado corresponde a la región donde se infiere una participación importante de la corteza proterozoica de América del Norte en la fuente del magma (el vértice se define por los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd de 0.706 y -3.4, respectivamente). Las zonas indicadas como EG y MG representan los campos composicionales de los granitoides del Cretácico y el Paleógeno de Nevada y California, de acuerdo al tipo de corteza intrusiónada, de tipo “eugeoclinal” o “mioeoclinal”, respectivamente, de acuerdo a DePaolo (1981a) y Farmer y DePaolo (1983). Modificado de Valencia-Moreno et al. (2001 y 2003).

por flujos recientes de lavas basálticas alcalinas expuestas en el sur de Arizona y en Chihuahua (e. g., Ruiz et al., 1988; Esperanza et al., 1988; Kempton et al., 1990; Rudnick y Cameron, 1991; y Cameron et al., 1992). La composición isotópica de los xenolitos cubre el rango de valores de las relaciones Sr-Nd observadas en las rocas laramídicas de Arizona y el noroeste de México (Figura 23), por lo que la pura fusión de la corteza inferior norteamericana podría reproducir las firmas isotópicas encontradas. A su vez, esto implicaría que la participación del líquido basáltico proveniente del manto astenosférico en el magma granítico final fue relativamente modesta.

CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DEL BASAMENTO DEL NOROESTE DE MÉXICO

En un marco regional basado en la correlación isotópica Sr-Nd mostrada en la Figura 23, los granitoides lara-

mídicos de Sonora y el noroeste de México en general, se ubican en sitios con una afinidad tectónica distintiva. Los granitoides de la parte sur del cinturón se localizan cerca de la composición isotópica promedio de la Tierra, aunque se extienden hacia la región dominada por las firmas que caracterizan al manto ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7045$ y $\epsilon\text{Nd} > 0$), representadas en esta figura por los basaltos tipo MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt). En contraste, los granitoides de las partes norte y central del cinturón tienen firmas altas en Sr y bajas en Nd, las cuales son características de las rocas corticales antiguas, representadas aquí por el basamento proterozoico norteamericano.

Recientemente, la composición isotópica de las rocas graníticas en el noroeste de México se ha utilizado para tratar de configurar los distintos bloques de basamento conocidos, y cuyos límites no están expuestos. En el noroeste de Sonora, los granitoides laramídicos se emplazaron en rocas plutónicas, gneises y esquistos de edad proterozoica, mejor expuestas en el área de Caborca (Figura 9). La región contigua hacia el noreste de Sonora, muestra que el cinturón magmático se emplazó en una secuencia distinta de rocas volcánicas y sedimentarias proterozoicas bastante deformadas. Trabajos pioneros sugieren que los basamentos en ambas regiones son de distinta afinidad, y que corresponden a provincias temporales distintas, con edades de cristalización de 1,700–1,800 Ma y 1,600–1,700 Ma, respectivamente (Anderson y Silver, 1979). Esta diferencia en las edades, aunque relativamente pequeña, fue utilizada por Anderson y Silver para postular un modelo basado en un importante desplazamiento lateral izquierdo, que rompió parte del basamento del suroeste de América del Norte en el Jurásico, y lo transportó ~800 km al suroeste a lo largo de la denominada Megacizalla Mojave-Sonora (Figura 19). Un poco más al sur, aproximadamente a la latitud de Hermosillo, los afloramientos de rocas proterozoicas son escasos. Estas rocas están cubiertas por secuencias sedimentarias de plataforma marina durante el fin del Proterozoico y el Paleozoico, las cuales afloran muy bien en la región central de Sonora. Posteriormente, las rocas de plataforma fueron cabalgadas por una secuencia sedimentaria marina profunda, transportada compresivamente hacia el N-NW (Poole et al., 1991), durante la transición Pérmico-Triásico

(Figura 19). Los afloramientos de rocas paleozoicas en general, terminan de manera abrupta un poco más al sur, y en su lugar aparecen importantes acumulaciones de sedimentos clástico-continentales del Triásico Tardío, definidos como el Grupo Barranca (Alencaster, 1961). Estos sedimentos forman estructuras alargadas en dirección E-W, las cuales fueron interpretadas como cuencas de tipo *pull-apart*, asociadas con la ruptura de la corteza debido al empuje lateral de fallas regionales (Stewart y Roldán-Quintana, 1991). Sin embargo, las rocas paleozoicas de cuenca marina afloran debajo de las rocas triásicas en esta región a manera de ventanas del basamento. Secuencias de rocas paleozoicas de afinidad similar se conocen también en el sur de Sonora, aunque la relación entre ambas no es muy clara. Más al sur, el basamento está dominado por secuencias de arco de islas del Jurásico Tardío-Cretácico medio, asociadas al terreno Guerrero (Figura 19). Estas rocas subyacen la mayor parte del occidente de México, y se considera que fueron acrecionadas al borde suroeste de América del Norte en el Cretácico Tardío (Campa y Coney, 1983).

De acuerdo con lo anterior, el cinturón magmático Laramide en Sonora se emplazó aproximadamente de manera transversal a través de basamentos de distinta afinidad tectónica. Sin embargo, debido a que los afloramientos diagnósticos son relativamente puntuales, los límites entre los distintos bloques de basamento no están expuestos. Siguiendo los criterios utilizados para el suroeste de los Estados Unidos, donde se dedujo que el borde del basamento proterozoico de América del Norte se caracteriza por una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ~0.7060 en las rocas graníticas cordilleranas (Kistler y Peterman, 1973), Valencia-Moreno et al. (2001 y 2003) encontraron que este límite se extiende en dirección NW-SE a través de la región costera de Sonora, curvándose hacia el este en la región de Guaymas, para seguir una dirección aproximadamente E-W por el subsuelo de Chihuahua (Figura 19). Al parecer, este importante límite cortical puede, a su vez, trazarse de manera similar asumiendo un valor inicial de ϵNd de -3.4 (Figura 20).

De acuerdo con los resultados isotópicos, la región central del cinturón, caracterizada por las secuencias paleozoicas de cuenca marina, está también subya-

cida por rocas del basamento proterozoico de América del Norte; sin embargo, debido a que las firmas en los granitoides en esta región tienen valores intermedios, lo cual sugiere que el basamento norteamericano se adelgaza progresivamente hacia el sur (Valencia-Moreno et al., (2001). Por el contrario, el basamento norteamericano parece tener un límite mucho más abrupto hacia la región costera de Sonora (Valencia-Moreno et al., 2003), lo cual quizás sugiere una importante remoción tectónica del basamento, previa al evento Laramide.

En general, el comportamiento geoquímico e isotópico de las rocas graníticas laramídicas del noroeste de México es similar al observado en las rocas contemporáneas del suroeste de los Estados Unidos, en particular en el sur de Arizona, California y Nevada. En California y Nevada se distinguen dos tipos de granitoides de acuerdo al carácter “eugeoclinal” o “miogeoclinal” del basamento intrusionado (Figura 23). Los primeros son análogos a los granitoides emplazados en el sur del cinturón magmático en rocas de afinidad oceánica, mientras que los segundos se asemejan más a los granitoides de la región norte, e involucran básicamente la fusión de corteza continental antigua. Es interesante notar que esta situación está también reflejada en las edades modelo basadas de evolución del manto superior (DePaolo, 1981b), las cuales indican un tiempo de residencia para el neodimio relativamente más antiguo entre 1,100 y 900 Ma en las rocas de la parte norte y central del cinturón, y más joven (~500 Ma) en la región sur (Figura 24). Sin embargo, uno de los datos en la porción sur del cinturón indica una edad modelo de ~800 Ma, lo cual pudiera sugerir la posible presencia de restos de una corteza proterozoica exótica en el sur de México (Valencia-Moreno et al., 2001).

ANÁLISIS DE LA MIGRACIÓN ORIENTAL

Recientemente, Valencia-Moreno et al. (2006) analizaron el problema de la migración del magmatismo en Sonora con base en las edades K-Ar y ⁴⁰Ar/³⁹Ar en hornblenda, y U-Pb en circón disponibles en la literatura (Figura 25). Con esto se trató de reducir la ventana entre las edades de cristalización y las de enfriamiento. De acuerdo con los resultados, la actividad ígnea cordillerana migró a través de la parte

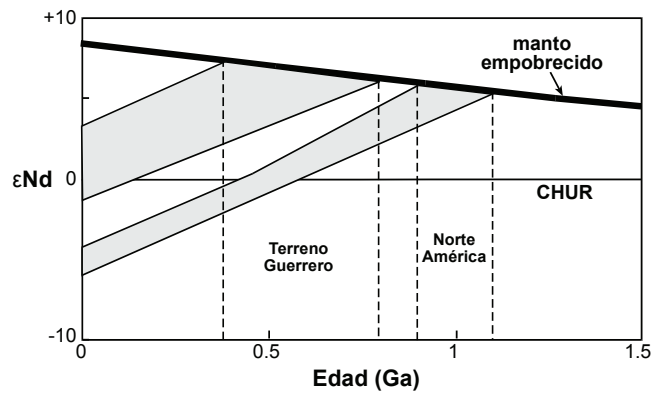


Figura 24. Diagrama de las edades modelo para muestras de granitoides laramídicos en Sonora y Sinaloa, basado en la intersección con la evolución del Nd en el manto empobrecido (DePaolo, 1981b). Las áreas achuradas muestran los rangos de separación del Nd del manto empobrecido entre 0.8–0.4 Ga para los granitoides emplazados en la parte sur del cinturón magmático, y entre 1.1–0.9 Ga para los granitoides emplazados al norte, en rocas del basamento proterozoico norteamericano. Modificado de Valencia-Moreno et al. (2001).

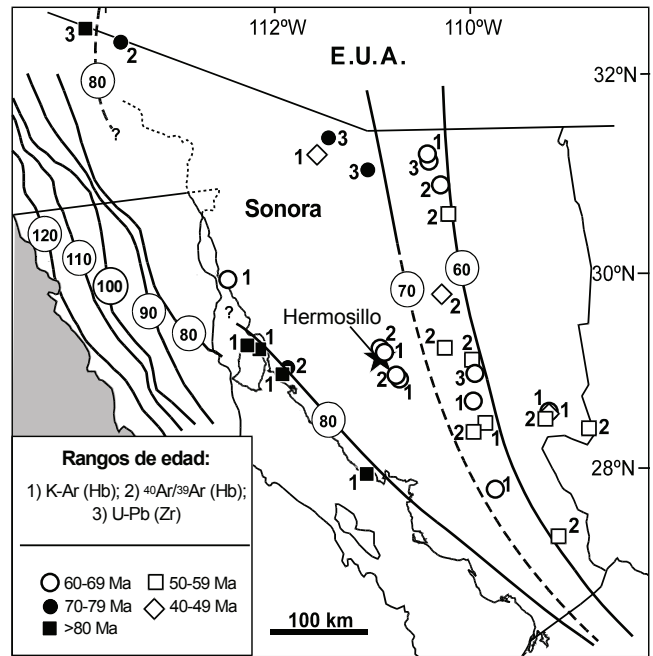


Figura 25. Mapa del NW de México, donde se ilustra la migración espaciotemporal, de suroeste a noreste, del magmatismo originado por la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana. La distribución de las líneas isócronas corresponde a un intervalo de clase de 10 millones de años. En las localidades de muestreo se indica el rango de la edad obtenida, así como el método analítico empleado y la especie mineral analizada. Hb: hornblenda o biotita; Zr: circón.

oriental de las Sierras Peninsulares hasta la actual costa de Sonora a una velocidad estimada de 10.9 km/Ma. La actividad magmática se mantuvo en esta región hasta ~77 Ma, para después migrar a una velocidad de 8.5 km/Ma, alcanzando el límite este de Sonora a los ~59 Ma. Sin embargo, las edades entre 95 y 89 Ma reportadas para la región centro-oriental de Sonora, sugieren que el magmatismo requirió de al menos dos zonas de emplazamiento de magma en lugar de una sola. Esto complica el contexto geodinámico concebido hasta ahora para Sonora durante el Cretácico Tardío-Paleógeno, y sugiere la necesidad de hacer una re-evaluación del mismo con base en la generación de nuevos datos geocronológicos.

CONCLUSIONES

Las variaciones geoquímicas e isotópicas N-S de los granitoides a lo largo del cinturón magmático Laramide del noroeste de México pueden ser explicadas en términos de las variaciones regionales en la naturaleza del basamento de emplazamiento. En la parte norte y, en menor proporción, en la parte central, las firmas geoquímicas caracterizadas por bajos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, acoplados con patrones de tierras raras enriquecidos en los elementos ligeros (La-Sm) y fuertes anomalías negativas de europio, sugieren una importante participación del basamento proterozoico norteamericano en la fuente del magma. Por otro lado, los valores más primitivos de los isótopos de estroncio y de neodimio, en conjunto con patrones de tierras raras más planos observados en los granitoides de la parte sur, sugieren una mayor participación del magma derivado de la fusión de la cuña de manto astenosférico arriba del segmento subducido de la placa Farallón. Los magmas originales debieron de asimilar parte de la corteza que forma el sustrato del terreno Guerrero, de carácter juvenil y relativamente más antigua (neoproterozoica), de acuerdo con las edades modelo. El límite isotópico entre estos dos dominios mayores del basamento se extiende por la región costera de Sonora y cruza en dirección ~E-W por el sur de Sonora, cerca de los límites con Sinaloa. La influencia de estos dos tipos de basamento se observa, además de en la composición geoquímica e isotópica de los gra-

nitoides, en la distribución de metales asociados a yacimientos minerales importantes, particularmente asociados a los depósitos de pórfido de cobre, generando una asociación preferencial de Cu-Mo-W en la región subyacente por el basamento norteamericano, y de Cu-Au hacia el sur, en la región subyacente por el terreno Guerrero.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alencaster, Gloria, 1961, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte norte central del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana 11, p. 1–18.
- Anderson, J.L., 1990, The nature and origin of Cordilleran magmatism: Geological Society of America Memoir 174, p. vii–x.
- Anderson, J.L., y Cullers, R.L., 1990, Middle to upper crustal plutonic construction of a magmatic arc—an example from a metamorphic core complex, *in* Anderson, J.L., ed., The nature and origin of Cordilleran magmatism: Geological Society of America Memoir 174, p. 47–69.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico and its relationship to circum-Pacific magmatism: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, p. 484 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora: Guidebook-Field Trip #27, Geological Society of America, annual meeting, p. 59–68.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico: Geological Society of America Memoir 153, p. 269–283.
- Atwater, Tanya, 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: Geological Society of America Bulletin, v. 8, p. 3513–3535
- Bagby, W.C.; Cameron, K.L.; y Cameron, M., 1981, Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico: Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 10402–10410.
- Baird, A.K., y Meisch, A.T., 1984, Batholithic rocks of southern California—a model for the petrogenesis of their source materials: U.S. Geological Survey Professional Paper 1284, 42 p.
- Bateman, P.C., 1992, Plutonism in the central part of the Sierra Nevada batholiths, California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1483, 186 p.
- Bunge, H.-P., y Grand, S.P., 2000, Mesozoic plate-motion history below the northeast Pacific Ocean from seismic images of the subducted Farallon slab: Nature, v. 405, p. 337–340.
- Busby, C., 2004, Continental growth at convergent margins facing large ocean basins—a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico: Tectonophysics, v. 392, p. 241–277.

- Busby-Spera, C.J., 1988, Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States: *Geology*, v. 16, p. 1121–1125.
- Calmus, Thierry; Pérez-Segura, Efrén; y Roldán-Quintana, Jaime, 1996, The Pb-Zn deposits of San Felipe, Sonora, Mexico: “Detached” mineralization in the Basin and Range Province: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 115–124.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Coney, P.J., y Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403–406.
- Damon, P.E., 1986, Batholith-volcano coupling in the metallogeny of porphyry copper deposits, *in* Friedrich, G.H.; Genkin, A.D.; Naldrett, A.J.; Ridge, J.D.; Sillitoe, R.H.; y Vokes, F.M., eds., *Geology and metallogeny of copper deposits*: Berlín, Springer-Verlag, p. 216–234.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; y Clark, K.F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 5, p. 223–238.
- Damon, P.E.; Clark, K.F.; y Shafiqullah, M., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052–1071.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Roldán-Quintana, Jaime; y Cochémé, J.J., 1983b, El batolito Laramide (90–40 Ma) de Sonora: *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional*, 15, Guadalajara, Jalisco, Memoria, p. 63–95.
- DePaolo, D.J., 1981a, A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10470–10488.
- DePaolo, D.J., 1981b, Nd in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic: *Nature*, v. 291, p. 193–196.
- DePaolo, D.J., y Farmer, G.L., 1984, Isotopic data bearing on the origin of Mesozoic and Tertiary granitic rocks in the western United States: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 310, p. 743–753.
- Dickinson, W.R., 1981, Plate tectonics and the continental margin of California, *in* Ernst, W.G., ed., *The geotectonic development of California—Rubey volume 1*: Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, p. 1–28.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time, *in* Jenny, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 1–16.
- Dickinson, W.R., 2006, Anatomy and global setting of the North American Cordillera—backbone of the Americas-Patagonia to Alaska, Mendoza, Argentina, Paper No. 1-1.
- Dickinson, W.R.; Klute, M.A.; Hayes, M.J.; Janecke, S.U.; Lundin, E. R.; McKittrick, M.A.; y Olivares, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region?: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1023–1039.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, 1142–1160.
- Dickinson, W.R., y Snyder, W.S., 1978, Plate tectonics of the Laramide Orogeny: *Geological Society of America Memoir* 151, p. 355–366.
- Engebretson, D.C.; Cox, A.; y Gordon, R.G.I., 1985, Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin: *Geological Society of America Special Paper* 206, 59 p.
- English, J.; Johnston, S.T.; y Wang, K., 2003, Thermal modeling of Laramide magmatism—testing of the flat-subduction hypothesis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, p. 619–632.
- Evernden, J.F., y Kistler, R.W., 1970, Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and western Nevada: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 623, 42 p.
- Farmer, G.L., y DePaolo, D.J., 1983, Origin of Mesozoic and Tertiary granites in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure; 1, Nd and Sr isotopic studies in the geocline of northern Great Basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 3379–3401.
- Farmer, G.L., y DePaolo, D.J., 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary granites in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure; 2. Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granites in the Precambrian craton: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 10141–10160.
- Ferrari, L.; Valencia-Moreno, M.; y Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, *in* Nieto-Samaniego, Á.F., y Alanís-Álvarez, S.A., eds., *Temas selectos de la geología mexicana: Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario*, v. 57, núm. 3, p. 343–378.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora—implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388–408.
- Gastil, R.G., 1975, Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California: *Geology*, v. 3, p. 361–363.
- Gastil, G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico, *in* Roddick, J.A., ed., *Circum-Pacific plutonic terranes*: *Geological Society of America Memoir* 159, p. 265–291.
- Gastil, R.G., 1993, Prebatholithic history of Peninsular California, *in* Gastil, R.G., y Miller, R.H., eds., *The prebatholithic stratigraphy of Peninsular California*: *Geological Society of America Special Paper* 279, p. 145–158.
- Gastil, R.G., y Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía de Kino: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 189–198.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, D.; Dupont, J.; y Bushee, J., 1974, The batholith belt of Southern California and Western Mexico: *Pacific Geology*, v. 8, p. 73–78.
- Gastil, R.G.; Phillips, R.P.; y Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.

- González-León, C.M.; McIntosh, W.C.; Lozano-Santacruz, Rufino; Valencia-Moreno, M.A.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora, NW Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 112, 600–610.
- González-León, C.M.; Roldán-Quintana, Jaime; y Rodríguez-Guerra, E.P., 1992, Deformaciones Sevier y Laramide—su presencia en Sonora: *Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología*, v. 9, p. 1–18.
- González-León, C.M.; Valencia-Moreno, Martín; Noguez-Alcántara, Benito; y Salvatierra-Domínguez, E., 2006, Mapa geológico del estado de Sonora escala 1:1'000,000: *Digital Geoscience*, http://satori.geociencias.unam.mx/Digital_Geosciences/Sonora_Glz_img/Viewer.htm.
- Grajales-Nishimura, J.M.; Terrell, J.D.; y Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático Cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 1–18.
- Gromet, L.P., y Silver L.T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges Batholith—implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 75–125.
- Hamilton, W., 1988, Tectonic setting and variations with depth of some Cretaceous and Cenozoic structural and magmatic systems of the western United States, *in* Ernst, W.G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the western United States, Rubey Volume VII: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall*, p. 1–40.
- Henry, C.D.; McDowell, F.W.; y Silver, L.T., 2003, Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico—implications for Cordilleran magmatism and tectonics, *in* Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; y Martín-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374*, p. 237–273.
- Iriondo, Alexander; Martínez-Torres, L.M.; Kunk, M.J.; Atkinson, W.W. Jr.; Premo, W.R.; y McIntosh, W.C., 2003, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 631–669.
- Iriondo, Alexander; Premo, W.R.; Martínez-Torres, L.M.; Budahn, J.R.; Atkinson, W.W., Jr.; Siems, D.F.; y Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 154–170.
- Irvine, T.N., y Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of common igneous rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523–548.
- Jacques-Ayala, César, 2004, The Laramide in northern Sonora—timing and basin evolution: *GEOS*, v. 24, p. 306.
- Johnson, S.E.; Tate, M.C.; y Fanning, C.M., 1999, New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, Mexico—evidence for a suture?: *Geology*, v. 27, p. 743–746.
- Johnson, S.E., Paterson, S.R., y Tate, M.C., 1999, Structure and emplacement history of a multiple-center, cone-sheet-bearing ring complex—the Zarza Intrusive Complex, Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 607–619.
- Kempton, P.D.; Harmon, R.S.; Hawkesworth, C.J.; y Moorbath, S., 1990, Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 3401–3426.
- Kimbrough, D.L.; Smith, D.P.; Mahoney, J.B.; Moore, T.E.; Grove, M.; Gastil, R.G.; Ortega-Rivera, Amabel, y Fanning, C.M., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California: *Geology*, v. 29, p. 491–494.
- Kious, J.W., y Tilling, R.I., 1996, This dynamic Earth—the story of plate tectonics: *U.S. Geological Survey Special Publication*, 77 p.
- Kistler, R.W., y Peterman, Z.E., 1973, Variations in Sr, Rb, K, Na, and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in Central California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 3489–3512.
- Krummenacher, D.; Gastil, R.G.; Bushee, J.; y Dupont, J., 1975, K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges Batholith, southern California and Baja California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 760–768.
- Lang, J.R., y Titley, S.R., 1998, Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 93, p. 138–170.
- Lawton, T.F.; Vega-Vera, F.J.; Giles, K.A.; y Rosales-Domínguez, C., 2001, Stratigraphy and origin of the La Popa basin, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico, *in* Bartolini, Claudio; Buffler, R.T.; y Cantú-Chapa, Abelardo, eds., *The western Gulf of Mexico basin—tectonics, sedimentary basin, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memory 75*, p. 219–240.
- Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeis, A.; Woolley, A.R.; y Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms—recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Oxford, Blackwell*, 193 p.
- McBride, E.F.; Weidie, A.E., Jr.; Wolleben, J.A.; y Laudon, R.C., 1974, Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1603–1622.
- McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, *in* Chapin, E.C., y Elston, W.E., eds.,

- Ash-flow tuffs: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113–124.
- McDowell, F.W., y Mauger, R.L., 1994, K-Ar and U-Pb zircon geochronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 118–132.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous–early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 521–531.
- Mora-Álvarez, G., y McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Úrsula of western Sonora, Mexico, *in* Stock, Joanne; Delgado-Granados, Hugo; y Aguirre-Díaz, Gerardo, eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper 334, p. 123–141.
- Nourse, J.A.; Iriondo, Alexander; Premo, W.R.; Kunk, M.J.; y Stahl, E.R., 2000, New constraints on the southwest margin of Laurentia from the Pinacate-Cabeza Prieta basement complex, Sonora and Arizona: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 32, p. A318 (resumen).
- Ortega-Rivera, Amabel, 1997, Geochronological constraints on the thermal and tilting history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California—tectonic implications for southwestern North America (Mexico): Ontario, Canada, Queen's University Kingston, Department of Geological Sciences and Engineering, disertación doctoral, 582 p. (inédita).
- Ortega-Rivera, Amabel, 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California—tectonic implications for western Mexico, *in* Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; y Martin-Barajas, Arturo, eds., Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374, p. 297–335.
- Ortega-Rivera, M.A.; Farrar, E.; Hanes, J.A.; Archibald, D.A.; Gastil, R.G.; Kimbrough, D.; Zentilli, M.; López-Martínez, Margarita; Féraud, G.; y Ruffet, G., 1997, Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Mártir Pluton, Baja California, Mexico, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission track geochronology: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 728–745.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico: Austin, University of Texas, disertación doctoral, 217 p. (inédita).
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; y Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, p. 956–983.
- Poole, F.G.; Madrid, R.J.; y Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, *in* Raines, G.L.; Lisle, R.E.; Scafer, R.W.; y Wilkinson, W.H., eds., Geology and ore deposits of the Great Basin, v. 1: Reno, NV, Geological Society of Nevada, p. 517–522.
- Poole, F.G.; Stewart, J.H.; Berry, W.B.N.; Harris A.G.; Repetski, J.E.; Madrid, R.J.; Ketner, K.B.; Carter, C.; y Morales-Ramírez, J.M., 1995, Ordovician ocean-basin rocks of Sonora, Mexico, *in* Cooper, J.D.; Droser, M.L.; y Finney, S.C., eds., Ordovician odyssey—short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System: Fullerton, Calif., Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), book no. 77, p. 277–284.
- Richards, J.P., 2003, Tectono-magmatic recursors for porphyry Cu (Mo-Au) deposit formation: Economic Geology, v. 98, p. 1515–1533.
- Roddick, J.C., 1983, High precision intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 47, p. 887–898.
- Pérez-Segura, Efrén, 2006, Estudio metalogenético de los yacimientos de Ni-Co (Cu-Zn) de La Esperanza, Sonora central: caracterización de los depósitos y relación con el magmatismo Laramídico: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, disertación doctoral, 214 p. (inédita).
- Pérez-Segura, Efrén; Gallardo-Romero, R.; Valencia-Gómez, V.A.; y Padberg, M., 2004, La Esperanza—una nueva mineralización con Ni-Co en Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, p. 260–267.
- Rickwood, P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: Lithos, v. 22, p. 247–263.
- Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Geology and chemical composition of El Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, *in* Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 19–36.
- Rudnick, R.L., y Cameron, K.L., 1991, Age diversity of the deep crust in northern Mexico: Geology, v. 19, p. 1197–1200.
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Arculus, R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 99, p. 36–43.
- Saleeby, J., 2003, Segmentation of the Laramide slab—evidence from the southern Sierra Nevada region: Geological Society of America Bulletin, v. 115, p. 655–668.
- Shand, S.J., 1927, The eruptive rock: Nueva York, John Wiley, 360 p.
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, núm. 7, p. 955–956 (resumen).
- Silver, L.T., y Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith—an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, v. 79, p. 105–121.
- Silver, L.T.; Taylor, H.P.; y Chappell, B.W., 1979, Some petrological, geochemical, and geochronological observations of the Peninsular Ranges Batholith near the international border of the U.S.A. and Mexico, *in* Abbott, P.L., y Todd, V.R., eds., Mesozoic crystalline rocks: San Diego, California, San Diego State University, Department of Geological Sciences, Guidebook for Geological Society of America Annual Meeting, p. 83–110.

- Stewart, J.H.; Anderson, T.H.; Haxel, G.B.; Silver, L.T.; y Wright, J.E., 1986, Late Triassic paleogeography of the southern Cordillera—the problem of a source for voluminous volcanic detritus in the Chinle Formation of the Colorado Plateau region: *Geology*, v. 14, p. 567–570.
- Tate, M.C.; Norman, M.D.; Johnson, S.E.; Fanning, C.M.; y Anderson, J.L., 1999, Generation of tonalite and trondhjemite by subvolcanic fractionation and partial melting in the Zarza Intrusive Complex, western Peninsular Ranges Batholith, northwestern Mexico: *Journal of Petrology*, v. 40, p. 983–1010.
- Todd, V.R.; Erskine, B.G.; y Morton, D.M., 1988, Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges Batholith, southern California, in Ernst, W.G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*, Rubey Volume VII: New Jersey, Englewood Cliffs, Prentice-Hall, p. 894–937.
- Todd, V.R., y Shaw, S.E., 1979, Structural and metamorphic and intrusive framework of the Peninsular Ranges Batholith in southern San Diego County, California, in Abbot, P.L., y Todd, V.R., eds., *Mesozoic crystalline rocks—Peninsular Ranges batholith and pegmatites, Point Sal Ophiolite*: San Diego, California, San Diego State University, Geological Society of America Annual Meeting Guidebook, p. 178–231.
- Torres-Vargas, R.; Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Grajales-Nishimura, J.M., 1999, A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico—tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, Claudio; Wilson, J.; y Lawton, T., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Geological Society of America Special Paper 340, p. 191–196.
- Valencia-Moreno, Martín, 1998, *Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico*: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 164 p. (inédita).
- Valencia-Moreno, Martín; Ruiz, Joaquín; Barton, M.D.; Patchett, P.J.; Zürcher, Lukas; Hodkinson, D.; y Roldán-Quintana, Jaime, 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico—identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1409–1422.
- Valencia-Moreno, Martín; Ruiz, Joaquín; Ochoa-Landín, Lucas; Martínez-Serrano, Raymundo; y Vargas-Navarro, P., 2003, Geology and geochemistry of the Coastal Sonora Batholith, northwestern Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 819–831.
- Valencia-Moreno, Martín; Iriondo, Alexander; y González-León, C.M., 2006a, New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende dates of granitic rocks from central Sonora, NW Mexico—a systematic study of crystallization age during east migration of the Late Cretaceous-early Tertiary magmatic activity: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 22–38.
- Valencia-Moreno, Martín; Ochoa-Landín, Lucas; Noguez-Alcántara, Benito; Ruiz, Joaquín; y Pérez-Segura, Efrén, 2006b, Características de los depósitos de pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial: in Nieto-Samaniego, Á.F., y Alanís-Álvarez, S.A., eds., *Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México*: Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario, v. 58, núm. 1, p. 1–26.
- Valenzuela-Navarro, L.C.; Valencia-Moreno, Martín; Calmus, Thierry; Ochoa-Landín, Lucas; y González-León, C.M., 2005, Marco geológico del pórfido de molibdeno El Crestón, Sonora central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 345–357.
- Vega-Granillo, Ricardo, y Calmus, Thierry, 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico)—structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 193–204.
- Walawender, M.J.; Gastil, R.G.; Clinkenbeard, J.P.; McCormick, W.V.; Eastman, B.G.; Wardlaw, R.S.; Gunn, S.H.; y Smith, B.M., 1990, Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges Batholith, southern and Baja California, in Anderson, J.L., ed., *The nature and origin of Cordilleran magmatism*: Geological Society of America Memoir 174, p. 1–18.
- Walawender, M.J.; Girty, G.H.; Lombardi, M.R.; Kimbrough, D.; Girty, M.S.; y Anderson, C., 1991, A synthesis of recent work in the Peninsular Ranges Batholith, in Walawender, M.J., y Hanan, B.B., eds., *Geological excursions in southern California and Mexico*: San Diego, California, San Diego State University, Department of Geological Sciences, p. 297–312.
- Walawender, M.J., y Smith, T.E., 1980, Geochemical and petrologic evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges Batholith, southern California: *Journal of Geology*, v. 88, p. 233–242.
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico: *U.S. Geological Survey Bulletin* 962A, 80 p.
- Wodzicki, W.A., 2001, *The evolution of magmatism and mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico*: Society of Economic Geologists Special Publication 8, p. 243–263.
- Ye, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North America continental margin, in Soegaard, K.; Giles, K.; Vega, F.J.; y Lawton, T., eds., *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico*: American Association of Petroleum Geologists Field Trip 10, p. 85–115.