

## Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica

Harim E. Arvizu<sup>1,2,\*</sup>, Alexander Iriondo<sup>2,\*\*</sup>, Aldo Izaguirre<sup>2</sup>, Gabriel Chávez-Cabello<sup>1</sup>,  
George D. Kamenov<sup>3</sup>, Gabriela Solís-Pichardo<sup>4</sup>, David A. Foster<sup>3</sup> y Rufino Lozano-Santa Cruz<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León,  
Apartado postal 104, Kilómetro 8, Carretera Linares-Cerro Prieto, Linares, N.L., 67700, México.

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla,  
Apartado Postal 1-742, 76230 Querétaro, Qro., México.

<sup>3</sup> Department of Geological Sciences, University of Florida,  
241 Williamson Hall, P.O. Box 112120, Gainesville, Florida 32611, EUA.

<sup>4</sup> Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología,  
Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

\* harimarvizu@geociencias.unam.mx, \*\* iriondo@geociencias.unam.mx

### RESUMEN

Estudios geológicos multidisciplinarios realizados en rocas cartografiadas en el área de Sierra Pinta, en el NW de Sonora, que incluyeron geocronología U-Pb en zircones, estudios isotópicos de Sm-Nd en roca total y geoquímica de elementos mayores, traza y tierras raras, han permitido una precisa caracterización de rocas graníticas pérmicas. Los datos muestran la existencia de rocas pérmicas con edades U-Pb en zircones entre ~275 y ~258 Ma y valores iniciales de  $\epsilon_{Nd}$  de -19.2 a -10.4 (edades modelo Nd  $T_{DM}$  entre 2.5 y 1.6 Ga). Estos datos, junto con los estudios geoquímicos, indican fusión de basamento cortical proterozoico relacionada a los estadios iniciales de la subducción que propició el establecimiento de un arco magmático continental en el SW de Norteamérica. Probablemente este pulso magmático es parte de un gran evento a nivel cordillerano que se extiende desde el SW de los EE. UU. pasando por Sonora, Chihuahua y Coahuila hasta el centro y sur de México, y quizás hasta el norte de Sudamérica (específicamente Colombia).

La ocurrencia de estas rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta podría asociarse a una zona de debilidad cortical formada por una franja angosta de basamento paleoproterozoico Yavapai, como el encontrado en algunos lugares del NW de Sonora, que sirvió para que los primeros magmas generados por subducción ascendieran con mayor facilidad hacia la superficie.

Palabras clave: rocas graníticas, geocronología U-Pb, zircones, geoquímica, isótopos Sm-Nd, Pérmico, Sierra Pinta, Sonora, México.

### ABSTRACT

Multidisciplinary studies in the Sierra Pinta area in NW Sonora, including U-Pb zircon geochronology, major and trace element geochemistry as well as Sm-Nd isotopic studies have allowed a precise characterization of Permian granitic rocks. The results suggest the existence of a suite of Permian

granitoids with U-Pb zircon ages between ~275 y ~258 Ma. Initial epsilon Nd values between -19.2 and -10.4 and corresponding Nd model ages ( $T_{DM}$ ) between 2.5 and 1.6 Ga, as well as some geochemical characteristics, indicate melting of Proterozoic crustal basement associated to the early stages of subduction forming the continental magmatic arc of SW North America. It is likely that this Permian magmatic pulse in NW Sonora was part of a larger event in the American Cordillera extending from western-southwestern USA, passing through northern Mexico and up to central and southern Mexico and, perhaps, to northern South America (i.e., Colombia).

We suggest that the occurrence of the Permian granitoids in Sierra Pinta is associated with a Paleoproterozoic crustal weakness zone formed by a narrow stretch of the Yavapai crustal province. This weakness zone could have acted as a channel-way that facilitated the ascent towards higher crustal levels of the first magmas generated by subduction.

*Key words:* granitic rocks, U-Pb geochronology, zircon, geochemistry, Sm-Nd isotopic studies, Permian, Sierra Pinta, Sonora, Mexico.

## INTRODUCCIÓN

El margen continental activo del SW de Norteamérica es uno de los más conocidos e investigados en el mundo. Sin embargo, aún no existe consenso sobre el inicio de la subducción en dicho margen continental. Estudios geológicos sugieren que el arco magmático cordillerano, representado a lo largo de la costa oeste de Norteamérica, se originó durante el Permo-Triásico como resultado del inicio de la convergencia a lo largo del margen continental pasivo Paleozoico pre-existente (Burchfiel y Davis, 1972, 1975, 1981; Kistler y Peterman, 1973; Dickinson, 1981; Burchfiel *et al.*, 1992). Numerosos plutones permo-triásicos de edades entre ~260 y ~207 Ma existen en los estados de Nevada, Arizona y California (Snow *et al.*, 1991; Bateman, 1992; Burchfield *et al.*, 1992; Miller *et al.*, 1992, 1995; Dunne y Saleeby, 1993; Scheweickert y Lahren, 1993; Barth *et al.*, 1997) pero la mayoría, en el centro-norte de California y oeste de Nevada, parecen estar asociados a un magmatismo de arco de islas generado lejos del margen continental y que, posteriormente, colisionó contra el continente durante el Mesozoico. En cambio, los plutones en el sur de California y oeste de Arizona están asociados a una zona de subducción paralela al margen continental y fueron emplazados dentro de corteza proterozoica y de su cubierta metasedimentaria paleozoica (Barth *et al.*, 1997; Barth y Wooden, 2006).

Por otro lado, estudios del inicio del arco continental en el noreste, centro y sur de México sugieren una zona de subducción con vergencia hacia el este a lo largo del margen oeste de Pangea durante el Permo-Triásico (Torres *et al.*, 1999). Las edades U-Pb en zircones reportadas para la cristalización de granitoides que intruyen a los complejos Acatlán y Oaxaqueño, y al Bloque Maya, en el sur de México alcanzan intervalos entre ~290 y ~270 Ma (Ortega-Gutiérrez, 1981; Yañez *et al.*, 1991; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2000, 2002; Grajales-Nishimura *et al.*, 2000; Solari *et al.*, 2001; Ducea *et al.*, 2004; Weber *et al.*,

2007). También existen edades K-Ar, Ar-Ar y Rb-Sr para granitoides permo-triásicos de otras localidades de México con edades entre ~284 y ~232 Ma (Damon, 1975; Ruiz-Castellanos, 1979; Damon *et al.*, 1981; Grajales-Nishimura *et al.*, 1985; Jacobo, 1986; López y Torres, 1986; Torres *et al.*, 1986, 1999; Murillo y Torres, 1987; Grajales-Nishimura, 1988; Iriondo *et al.*, 2003) que representan, en su mayoría, edades de enfriamiento de minerales.

Para el sureste de México se propone que el macizo de Chiapas (parte sur del Bloque Maya), compuesto por granitoides, ortogneises y rocas meta-sedimentarias, fue parte de un margen continental activo durante el Pérmico (~272 Ma; fechamiento U-Pb con SHRIMP-RG de un ortogneis; Weber *et al.*, 2007) establecido en el margen pacífico de Gondwana después de la orogenia Ouachita-Marathon (Weber *et al.*, 2007). Igualmente, el intrusivo La Carbonera emplazado en el Complejo Oaxaqueño, con una edad de  $275 \pm 4$  Ma (Solari *et al.*, 2001), ha sido interpretado como parte de un arco continental permo-triásico.

Estas ocurrencias en México han permitido a algunos autores (Torres *et al.*, 1999; Solari *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2007) proponer una conexión de este arco permo-triásico con el del SW de Norteamérica, pero en estas propuestas siempre ha existido el problema del NW de México para establecer dicha conexión, por la ausencia de rocas de esta edad, quizás debida a la amplia cobertura de rocas terciarias asociadas al volcanismo de la Sierra Madre Occidental.

Esta investigación representa una contribución más en el conocimiento geológico del NW de Sonora, a través de la caracterización temporal, geoquímica e isotópica de rocas plutónicas pérmicas de la Sierra Pinta. El entendimiento del pulso magmático del Pérmico en la Sierra Pinta también es muy importante para explicar la abundancia de edades U-Pb en zircones detríticos encontrados en algunas unidades sedimentarias post-pérmicas en Sonora, como en las areniscas de la Formación Santa Clara (Gehrels y Stewart, 1998) del Grupo Barranca del Triásico superior y en las areniscas del grupo Antimonio (González-León *et al.*, 2005).

### Provincias corticales de basamento paleoproterozoico del SW de Norteamérica

El estudio de estas rocas plutónicas pérmicas en la Sierra Pinta evalúa la hipótesis de trabajo que propone que la ocurrencia de estas rocas graníticas está asociada espacialmente a la existencia de una zona de debilidad cortical, definida por la ocurrencia de un basamento paleoproterozoico tipo Yavapai (Figura 1) (Iriondo y Premo, en prensa) que discutimos a continuación. El término Yavapai se refiere a una provincia cortical paleoproterozoica del SW de los Estados Unidos con características geológicas especiales (p. ej., geoquímicas e isotópicas) y diferentes al resto de las provincias (Mojave y Mazatzal). Una de las características distintivas para diferenciarlas son los valores de épsilon Nd y edades modelo de Nd ( $T_{DM}$ ). Por ejemplo, Bennett y DePaolo (1987) clasificaron el basamento paleoproterozoico del SW de los Estados Unidos en tres diferentes provincias separadas por fronteras o límites utilizando valores isotópicos de Nd (Figura 1). La provincia de Nd 1 tiene las edades modelo de Nd ( $T_{DM}$ ) más antiguas, entre 2.3 y 2.0 Ga, y los valores de épsilon Nd iniciales más negativos, entre -3 y +1, correspondiente a rocas de corteza proterozoica de la provincia Mojave. La provincia de Nd 2, que representa

una corteza proterozoica de basamento Mojave y Yavapai tiene edades modelo de Nd ( $T_{DM}$ ) de 2.0–1.8 Ga y valores de épsilon Nd iniciales entre +0.8 y +4.7. Por su parte, la provincia de Nd 3, con las edades modelo de Nd ( $T_{DM}$ ) más jóvenes, entre 1.8 y 1.7 Ga, y con los valores de épsilon Nd iniciales más positivos (+5) de todas las provincias, corresponde a rocas de basamento de las provincias Yavapai y Mazatzal. En la Tabla A1 del Apéndice A (suplemento electrónico 26-3-02) se presenta un resumen de las características más importantes de cada una de estas provincias paleoproterozoicas del SW de Norteamérica.

### GEOLOGÍA DE LA SIERRA PINTA

La Sierra Pinta se localiza en la porción NW del Estado de Sonora, dentro del municipio de Puerto Peñasco (Figuras 2 y 3). El trabajo geológico más importante realizado en la Sierra Pinta fue el publicado por Araux-Sánchez (2000), el cual presenta un estudio de cartografía geológica para obtener el contexto de la mineralización aurífera presente en la zona. Además, el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2002) realizó estudios en el área como parte de la elaboración de la Carta Geológico-Minera

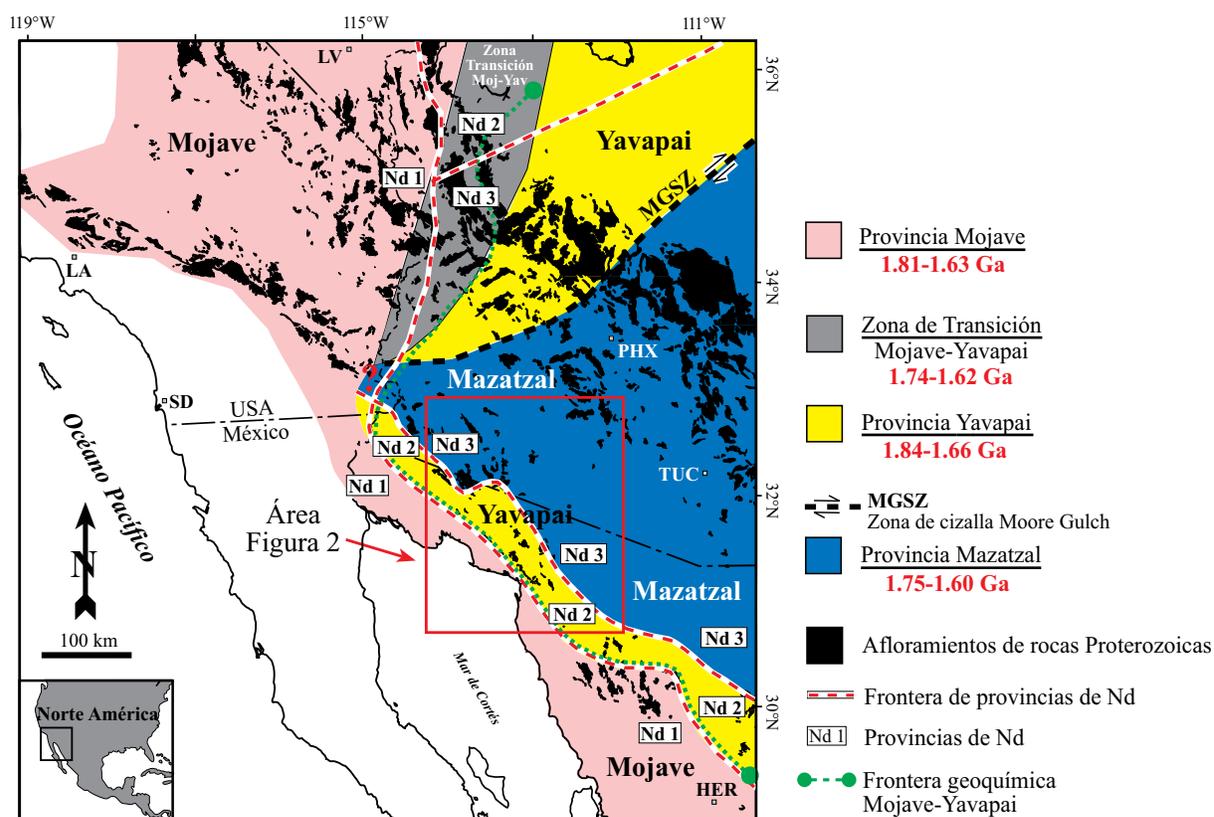


Figura 1. Distribución tentativa de las provincias paleoproterozoicas Mojave, Yavapai y Mazatzal en el SW de Laurentia, incluyendo los afloramientos del NW de México (Iriondo y Premo, en prensa). El rango de edades de cristalización para cada una de las provincias está basado en la recopilación de edades de Iriondo *et al.* (2004). También se presenta, de forma tentativa, la extensión de la traza de fronteras de Nd y de las series geoquímicas al internarse en México (Iriondo y Premo, en prensa). Las abreviaciones son LA: Los Ángeles, SD: San Diego, LV: Las Vegas, PHX: Phoenix, TUC: Tucson, HER: Hermosillo.

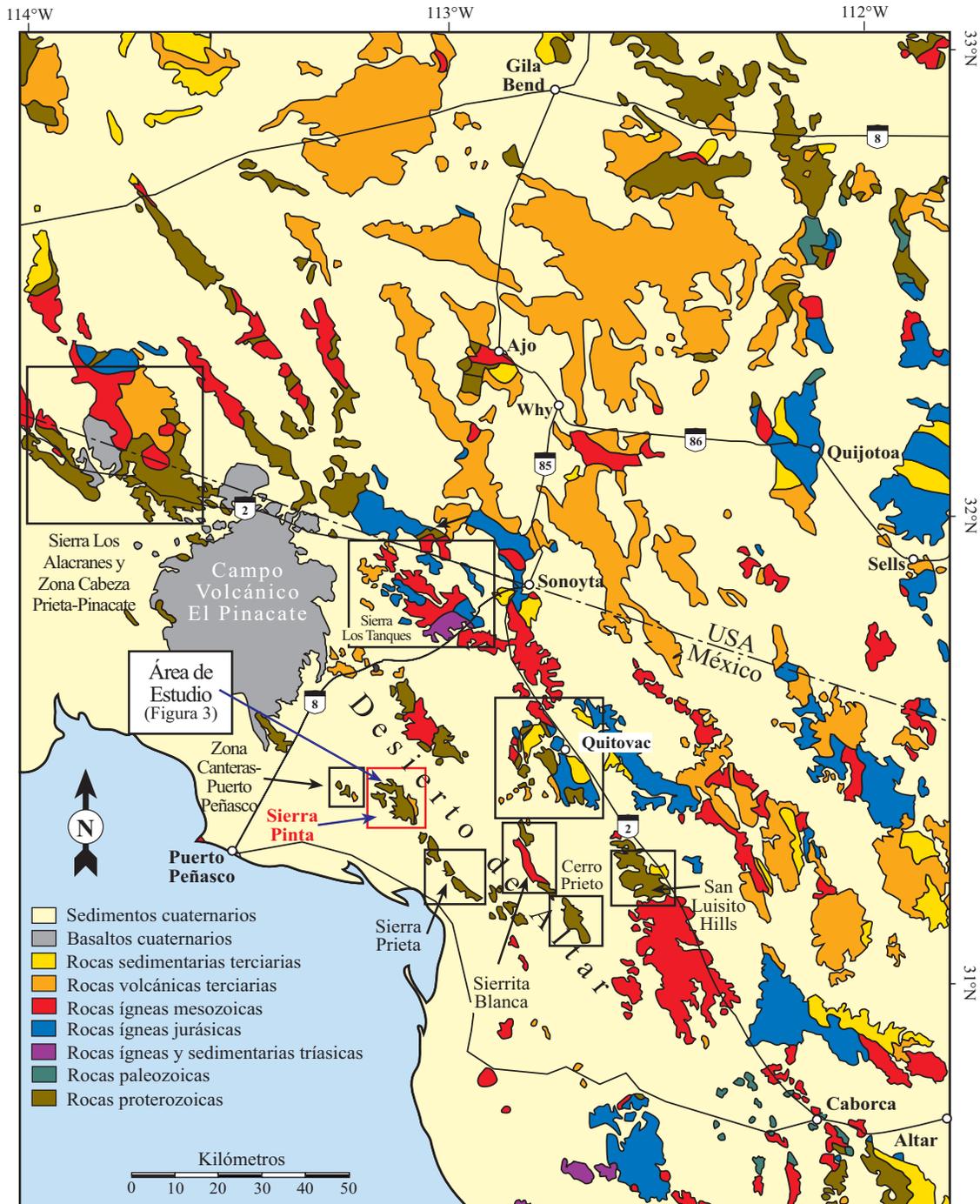


Figura 2. Mapa litológico regional del NW de Sonora y SW de Arizona modificado de Iriando et al. (2005).

Puerto Peñasco H12-1, escala 1:250,000. Araux-Sánchez (2000) diferenció las unidades litológicas que a continuación se describen para el área basándose en las relaciones de campo, en extrapolaciones regionales, correlación litológica y edades isotópicas de U-Pb de rocas de regiones aledañas. El estudio petrográfico de las rocas y una descripción más detallada de las unidades litológicas de la Sierra Pintá se encuentran en Arvizu-Gutiérrez (2008).

### Unidad de paragneises y anfibolitas de edad pérmica

La unidad de paragneises y anfibolitas está constituida por intercalaciones de espesor variable de anfibolitas, paragneises de hornblenda y biotita, intercalaciones menores de paragneises de dos micas y de gneises cuarzo-feldespáticos con biotita y hornblenda. La deformación presente en esta unidad es altamente compleja. Una muestra de paragneis

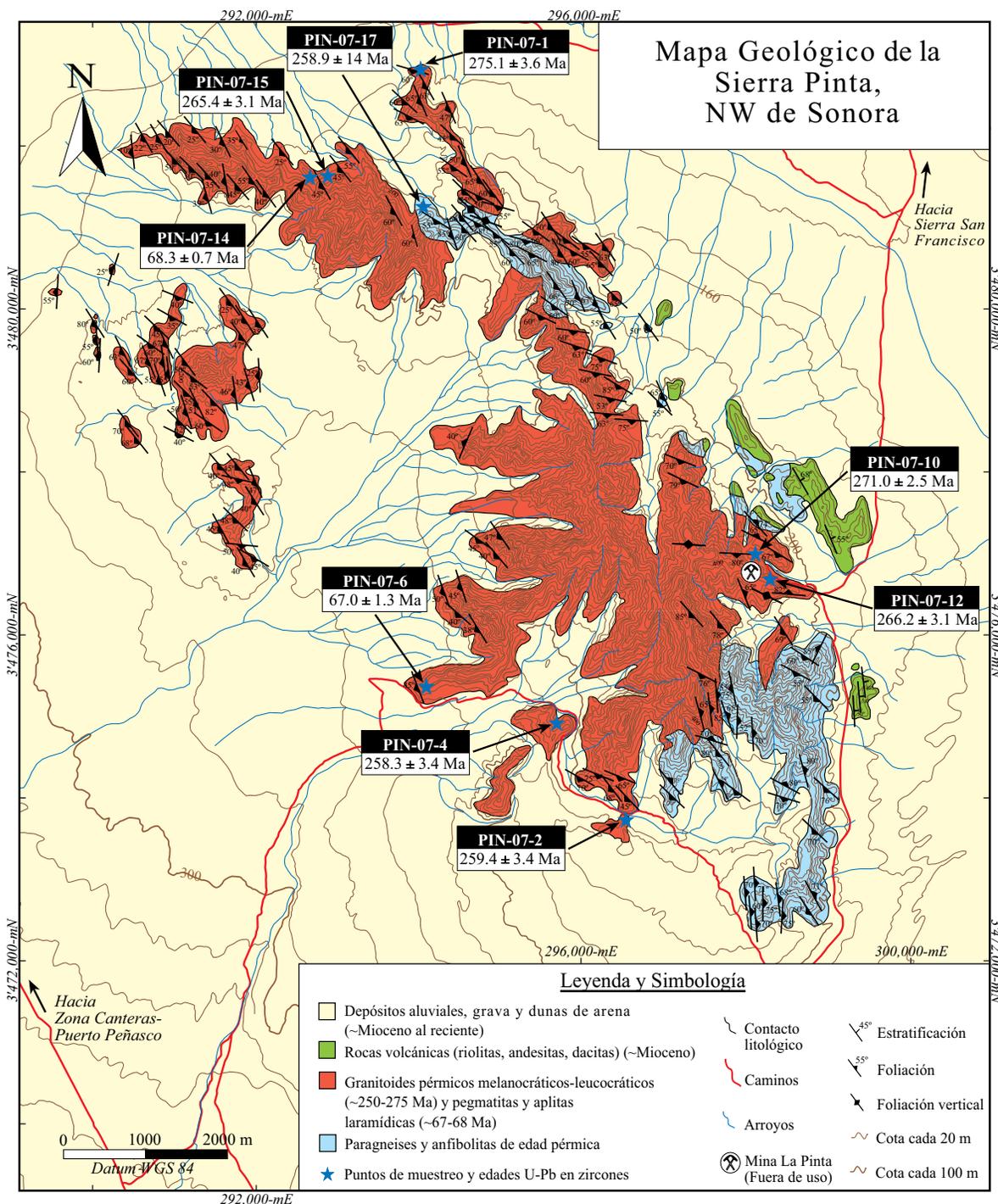


Figura 3. Mapa geológico de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México (modificado de Araúz, 2000 y Arvizu-Gutiérrez, 2008).

de esta unidad metasedimentaria (Figura 3), cartografiada anteriormente como de edad Precámbrica (Arauz-Sánchez, 2000; SGM, 2002), fue fechada por el método U-Pb en zircones ( $258.9 \pm 14$  Ma, 1-sigma) (Arvizu-Gutiérrez, 2008). Esta edad pérmica del zircon más joven representa la edad máxima posible de depósito para el protolito de esta unidad metasedimentaria.

### Granitoides pérmicos

La unidad litológica con mayor afloramiento en la Sierra Pinta corresponde a un conjunto de granitoides pérmicos (Figura 3), unidad granítica cartografiada anteriormente como del Paleoceno por Arauz-Sánchez (2000) y SGM (2002). La relación estratigráfica que tiene esta unidad

granítica con la unidad de paragneises y anfibolitas es de tipo intrusivo. Los granitoides intruyen paralelamente a la foliación de las rocas metamórficas y, en ocasiones, cortan perpendicularmente a ésta. Debido a la variedad litológica de los granitoides, se diferenciaron dos facies principales. Una corresponde a un grupo de granitoides melanocráticos y la otra a un grupo de granitoides leucocráticos. Estos grupos se encuentran distribuidos al azar dentro de la Sierra Pinta, sin ninguna distribución preferencial aparente. La relación de campo indica que los granitoides melanocráticos son claramente intruidos por los leucocráticos (Figura 4) como lo describe Arvizu-Gutiérrez (2008).

Los granitoides melanocráticos están compuestos esencialmente de feldespato, plagioclasa y cuarzo, con cantidades variables de anfíbol, biotita y moscovita, variando litológicamente de monzogranitos a granodioritas (Tabla 1). Por su parte, los granitoides leucocráticos son de color blanco a gris, constituidos por cuarzo y feldespato, con

cantidades variables de biotita y moscovita (Tabla 1). Este grupo se presenta en variedades litológicas que van desde granitos leucocráticos de moscovita a granitos de feldespato alcalino de dos micas.

Las foliaciones medidas para estas rocas presentan un patrón de rumbos entre 10° y 50° NW, pero predominando una familia entre 30° y 40° NW y echados de valores variables con dirección preferencialmente hacia el SW (Figura 3). Estas foliaciones son similares a las presentes en la roca encajonante de la unidad de paragneises y anfibolitas.

#### Diques graníticos laramídicos (aplitas y pegmatitas)

Un conjunto de diques de aplitas y pegmatitas laramídicos, con edades U-Pb en zircones de ~68–67 Ma (Arvizu-Gutiérrez, 2008), cortan al conjunto granítico y a la unidad de paragneises y anfibolitas y podrían asociarse a los

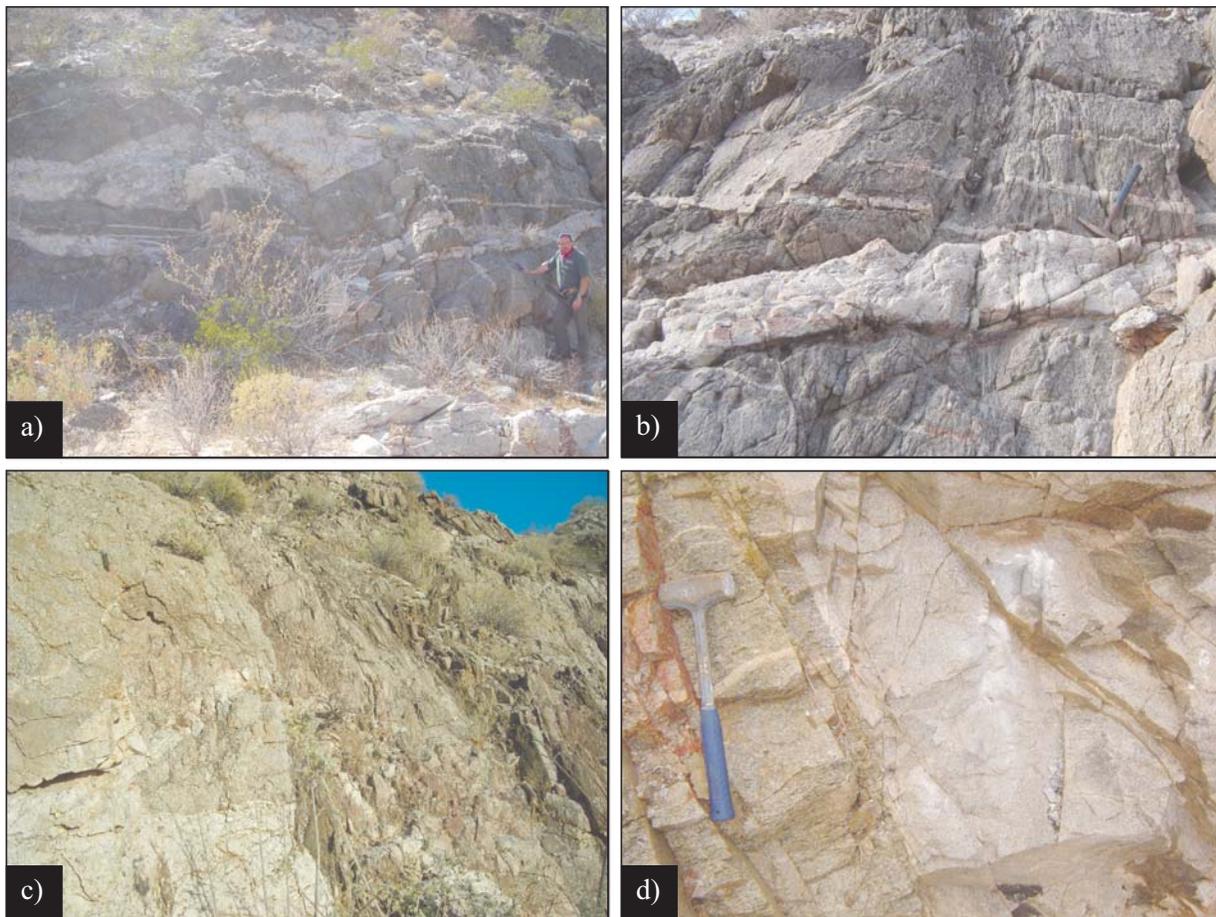


Figura 4. Fotografías mostrando las relaciones de campo existentes entre los granitoides melanocráticos y leucocráticos de la Sierra Pinta, NW Sonora. Estos distintos afloramientos evidencian y muestran que, en todos los casos, los granitoides melanocráticos (rocas oscuras) son cortados por los leucocráticos (rocas claras). a: Afloramiento localizado en la parte SSW de la Sierra Pinta, de donde se tomó la muestra PIN-07-4 y en una zona más al sur, la PIN-07-2. b: Esta fotografía muestra un acercamiento de la fotografía anterior, donde se observa como el granito leucocrático corta perpendicularmente la foliación del melanocrático. c y d: Afloramientos en la parte norte y centro de la Sierra Pinta, respectivamente, mostrando la misma relación de corte. En el afloramiento de la fotografía d, localizado en la zona de la Mina La Pinta, en la parte centro-este de la Sierra Pinta, fueron tomadas las muestras PIN-07-10 y PIN-07-12.

estadios más tardíos de este evento magmático laramídico en la región. Los diques generalmente se presentan a una escala menor, desde unos pocos centímetros hasta unos pocos metros de espesor, pero no llegan a ser cartografiables.

Las aplitas son de color blanco de grano fino a medio, compuestas principalmente por cuarzo y feldespato, con cantidades moderadas de moscovita y con menor abundancia o ausencia de biotita; además muestran pequeñas cantidades de granate. Por su parte, las pegmatitas tienen básicamente la misma mineralogía, excepto que presentan texturas porfíricas, representadas por una matriz de grano fino a medio con grandes fenocristales de mica blanca y con gran cantidad de granate. Ambos tipos de diques graníticos (aplíticos y pegmatíticos) comúnmente presentan forma tabular y aparecen generalmente cortando la foliación de la secuencia metamórfica y la del cuerpo granítico principal.

### Unidad volcánica miocénica(?)

Derrames dacíticos y andesíticos hasta tobas de composición riolítica forman esta unidad que sobreyace discordantemente a las rocas metamórficas y plutónicas (Figura 3) (Araux-Sánchez, 2000; Arvizu-Gutiérrez, 2008).

Estas rocas volcánicas podrían correlacionarse, por su cercanía, con rocas volcánicas del Mioceno superior en el área de Quitovac (p. ej., Caldera El Pilar; ~17–18 Ma; Iriondo *et al.*, 1996, 2005) asociadas a subducción y/o con rocas del Mioceno medio (~12.0–15.5 Ma) del área del Pinacate (Vidal-Solano *et al.*, 2008) atribuidas a magmatismo asociado a post-subducción y/o extensión relacionada a los primeros estadios de la apertura del Golfo de California.

## GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN ZIRCONES

A continuación se presentan los resultados de fechamientos por el método isotópico de U-Pb en zircones de un total de seis muestras de rocas graníticas de la Sierra Pinta. Para ello se utilizó la técnica LA-MC-ICPMS (*Laser Ablation-Multi-collector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*; Ablación Láser y Espectrometría de Masas de tipo Multicolector con Plasma de Acoplamiento Inductivo) (Apéndice B, suplemento electrónico 26-3-02). Los datos analíticos para cada muestra se presentan en las Tablas A2 y A3 del Apéndice A (suplemento electrónico 26-3-02 y en las Figuras 5-8.

### Granitoides pérmicos melanocráticos

#### *Monzogranito de hornblenda (PIN-07-1)*

Un monzogranito de hornblenda se recolectó en la parte norte de la Sierra Pinta (Figura 3) y fue coloquialmente llamado “Granito Bombón” por su textura peculiar de grandes feldespatos potásicos. Los 23 análisis de zircones se graficaron en un diagrama de concordia Tera-Wasserburg y entre la población principal de zircones se observa uno precámbrico con edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $1503 \pm 12$  Ma, altamente discordante (>10%), que representa un núcleo heredado (Figura 5a). Un acercamiento a los datos más jóvenes (Figura 5b) muestra una gran congruencia para la mayoría de los análisis (20 análisis representados por elipses de error con cuadrados negros). Dos de los análisis con elipses de color gris representan zircones con un pequeño grado de herencia y por ese motivo son descartados del cálculo de la edad presentada en el gráfico de la Figura 5c. La edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $275.1 \pm 3.6$  Ma (2-sigma;

Tabla 1. Localización de las muestras, clasificación, arreglos minerales y edades de las rocas estudiadas en la Sierra Pinta, NW Sonora, México.

| Muestra                                    | Latitud (N) | Longitud (W) | Tipo de roca                         | Mineralogía presente en la roca |                       |                        | Edad (Ma)*  |
|--|-------------|--------------|--------------------------------------|---------------------------------|-----------------------|------------------------|-------------|
|  |             |              |                                      | Minerales primarios             | Minerales secundarios | Minerales accesorios   |             |
| <i>Granitoides pérmicos melanocráticos</i> |             |              |                                      |                                 |                       |                        |             |
| PIN-07-1                                   | 31°27'46"   | 113°10'05"   | Monzogranito de hornblenda           | Pl+Kfs+Qtz+Hbl                  | Bt+Ms+Ser+Ep+Chl      | Ttn+Ap+Zrn+Min. opacos | 275.1 ± 3.6 |
| PIN-07-4                                   | 31°23'31"   | 113°08'56"   | Granodiorita de hornblenda y biotita | Pl+Qtz+Hbl+Bt                   | Ep+Ser                | Zrn+Ttn+Ap+Min. opacos | 258.3 ± 3.4 |
| PIN-07-10                                  | 31°24'34"   | 113°07'28"   | Monzogranito de dos micas            | Qtz+Kfs+Pl+Bt+Ms                | Ser                   | Ttn+Ap+Zrn+Min. opacos | 271.0 ± 2.5 |
| <i>Granitoides pérmicos leucocráticos</i>  |             |              |                                      |                                 |                       |                        |             |
| PIN-07-2                                   | 31°22'50"   | 113°08'24"   | Granitoide leucocrático de moscovita | Qtz+Kfs+Ms+Pl                   | Bt+Ser                | Ttn+Zrn                | 259.4 ± 3.4 |
| PIN-07-12                                  | 31°24'26"   | 113°07'17"   | Granitoide leucocrático de moscovita | Qtz+Kfs+Ms+Pl                   | Chl+Ser               | Ttn+Zrn                | 266.2 ± 3.1 |
| PIN-07-15                                  | 31°27'05"   | 113°10'46"   | Granito de dos micas                 | Qtz+Kfs+Bt+Ms                   | Pl+Ep+Chl             | Zrn                    | 265.4 ± 3.1 |

Abreviaturas: Qtz: cuarzo, Kfs: Feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Bt: biotita, Ms: moscovita, Ser: sericita, Hbl: hornblenda, Ep: epidota, Chl: clorita, Ap: apatito, Grt: granate, Ttn: titanita, Zrn: zircón. Min. opacos: minerales opacos. \* Edades U-Pb en zircones por técnica de ablación láser (LA-MC-ICPMS) reportadas a precisión 2 sigma. LA-MC-ICPMS: *Laser Ablation-Multi-Collector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (Ablación Láser y Espectrometría de Masas de tipo Multicolector con Plasma de Acoplamiento Inductivo).

MSWD = 0.64), calculada a partir de 20 análisis de zircón (Tabla A2), es interpretada como la edad de cristalización del monzogranito.

#### **Granodiorita de hornblenda y biotita (PIN-07-4)**

Análisis de U-Pb de zircones de la granodiorita de hornblenda y biotita, recolectada en la parte sur de la Sierra Pinta (Figura 3), se graficaron en un diagrama de concordia Tera-Wasserburg y forman una agrupación importante después de descartar algunos análisis con errores de edad >3% (Figura 6a). En el diagrama de concordia se aprecia que algunos de estos zircones (elipses con cuadros grises) sufrieron una pérdida parcial de Pb radiogénico como lo indica la intersección inferior a  $67 \pm 560$  Ma (Figura 6b). Los análisis representados por elipses con cuadros negros se emplearon para calcular la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $258.3 \pm 3.4$  Ma (2-sigma; MSWD = 0.48) que se interpreta como la edad de cristalización de esta unidad granodiorítica (Figura 6c).

#### **Monzogranito de dos micas (PIN-07-10)**

Un monzogranito de dos micas fue recolectado cerca de la Mina La Pinta, al oeste de la Sierra Pinta (Figura 3). El gráfico de concordia Tera-Wasserburg de la Figura 6d indica que existe una línea de discordia con intersección superior a los  $1485 \pm 39$  Ma y una intersección inferior a  $267.2 \pm 2.9$  Ma. Esta edad de intersección inferior es igual, dentro de los límites de error, a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada a  $271.0 \pm 2.5$  Ma (2-sigma; MSWD = 0.87) para un grupo coherente de 17 análisis de zircón (Tabla A2 y Figura 6f) representados por elipses con cuadros negros (Figura 6e). Esta edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  se asigna a la cristalización del monzogranito de dos micas de la Mina La Pinta.

### **Granitoides pérmicos leucocráticos**

#### **Granito leucocrático de moscovita (PIN-07-2)**

Esta muestra de leucogranito de moscovita, recolectado en la parte sur de la Sierra Pinta (Figura 3), presenta una gran complejidad debido a la cantidad de zircones heredados (núcleos). En el gráfico de concordia Tera-Wasserburg de la Figura 7a existe evidencia de que hay un número elevado de zircones heredados de edad precámbrica con diferentes grados de discordancia. Cabría destacar la presencia de un núcleo con una edad de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $\sim 3028$  Ma, que es inusual para el basamento metaígneo del NW de México. Por otro lado, se han encontrado otras poblaciones de zircones relativamente concordantes con edades paleoproterozoicas y mesoproterozoicas (Figura 7b) cuyas procedencias podrían ser explicadas con las rocas del basamento granítico presentes en el NW de Sonora. La mayoría de los zircones son discordantes (elipses discontinuas de color gris), los cuales podrían explicarse como zircones pérmicos con diferentes grados de herencia, es decir, zircones precámbricos con bordes

de cristalización pérmica y/o como zircones precámbricos que han experimentado diferentes grados de pérdida de Pb radiogénico durante el proceso de cristalización (Figuras 7b y 7c). Un acercamiento a los zircones más jóvenes de la población (Figura 7d) permite evidenciar un grupo de zircones formando una línea de discordia con una intersección superior a una edad de  $243 \pm 28$  Ma y una inferior a  $56 \pm 170$  Ma. La edad de intersección superior es igual, dentro de los límites de error, a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $259.4 \pm 3.4$  Ma (2-sigma; MSWD = 2.1; Figura 7e) calculada para los siete análisis más concordantes (Figura 7d y Tabla A3). Esta última edad media ponderada se interpreta como la edad de cristalización del leucogranito de moscovita. Los zircones representados por elipses de color gris se han interpretado como zircones con pérdida parcial de Pb.

#### **Granito leucocrático de moscovita (PIN-07-12)**

Un leucogranito de moscovita fue recolectado cerca de la Mina La Pinta (Figura 3). Esta unidad granítica presenta un alto grado de complejidad para su fechamiento debido al gran número de zircones heredados (núcleos). En el gráfico de concordia Tera-Wasserburg se observa que existe un número elevado de zircones heredados de edad precámbrica con diferentes grados de discordancia (Figura 8a). El único zircón con discordancia <3% tiene una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $1752 \pm 16$  Ma (1-sigma; Tabla A3), una edad bastante común para las rocas del basamento granítico paleoproterozoico del NW de Sonora. Los otros análisis tienen valores de discordancia >4%, pero también se considera importante constatar su presencia en estas rocas como zircones heredados con edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $\sim 1581$ ,  $\sim 1660$  y  $\sim 2602$  Ma, reportadas a precisión 1-sigma (Tabla A3).

Las edades más jóvenes de esta muestra corresponden a los puntos 1 y 10 (Figuras 8a y 8b), que podrían interpretarse como granos con diferentes grados de herencia, como zircones precámbricos que han sufrido pérdida parcial de Pb durante el proceso de cristalización y/o como zircones precámbricos con sobrecrecimientos pérmicos. Estos análisis no han sido utilizados para la estimación de la edad de la roca. Los análisis de los puntos 2 y 4 se han interpretado como zircones con una componente significativa de Pb común, al alejarse de la línea de concordia alcanzando mayores relaciones isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Figura 8b). En esta población de zircones fechados, sólo se cuenta con que el análisis del punto 8 con una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $266.2 \pm 3.1$  Ma (1-sigma) podría acercarse a la edad de cristalización del leucogranito de moscovita. El análisis del punto 9 se ha interpretado como un zircón con pérdida de Pb radiogénico. Por esa razón no pensamos que esta edad tenga algún significado para estimar la edad de cristalización del leucogranito.

#### **Granito de feldespato alcalino de dos micas (PIN-07-15)**

La muestra de leucogranito de dos micas PIN-07-15,

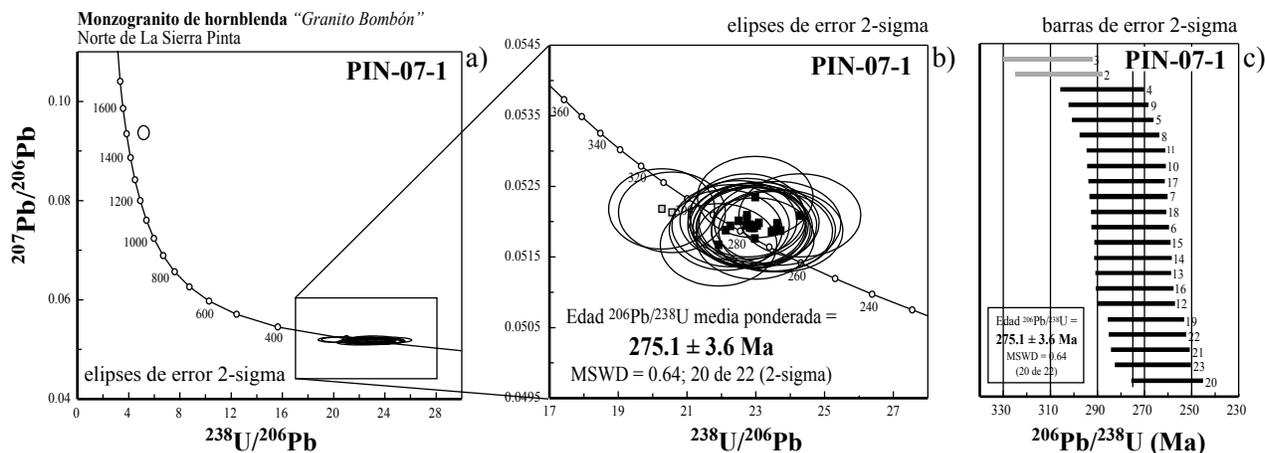


Figura 5. Datos U-Pb de zirones obtenidos por LA-MC-ICPMS para el monzogranito de hornblenda (PIN-07-01). a: Diagrama Tera-Wasserburg con todos los datos. b: Acercamiento a los datos más jóvenes de la muestra PIN-07-1. En negro se muestran los análisis concordantes utilizados para calcular la edad media ponderada y en gris se indican los análisis con algún grado de herencia. c: Diagrama de edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada para esta muestra.

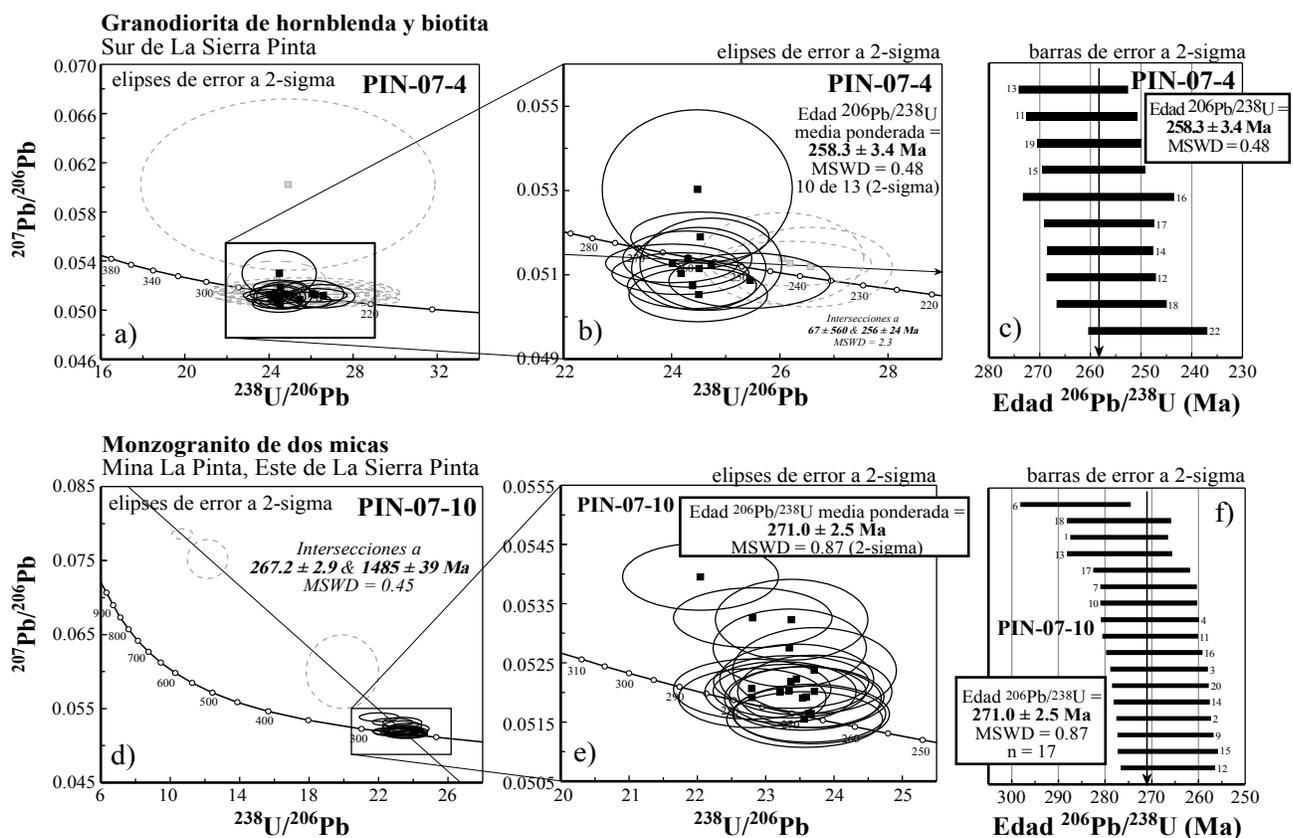


Figura 6. Datos U-Pb de zirones obtenidos por LA-MC-ICPMS para muestras de granitoides pérmicos melanocráticos. a: Diagrama Tera-Wasserburg con todos los datos de zirones de la muestra PIN-07-4; b: acercamiento a los datos más jóvenes de la muestra PIN-07-4; c: diagrama de edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada para esta muestra. d: Diagrama Tera-Wasserburg con todos los datos de zirones de la muestra PIN-07-10; e: acercamiento a los datos más jóvenes de la muestra PIN-07-10; f: diagrama de edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada para esta muestra.

recolectada en la parte norte de la Sierra Pinta (Figura 3), presenta un comportamiento más sencillo que el resto de los leucogranitos. Los datos de U-Pb en zirones, como se aprecia en el diagrama de concordia Tera-Wasserburg (Figura 8c), no indican presencia significativa de zirones heredados

(Tabla A1). Se observa que 16 de estos análisis (elipses con cuadro de color negro) forman una agrupación de zirones relativamente concordantes con una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $265.4 \pm 3.1 \text{ Ma}$  (2-sigma; MSWD = 1.19; Figura 8c y 8d) interpretada como la edad de cristalización

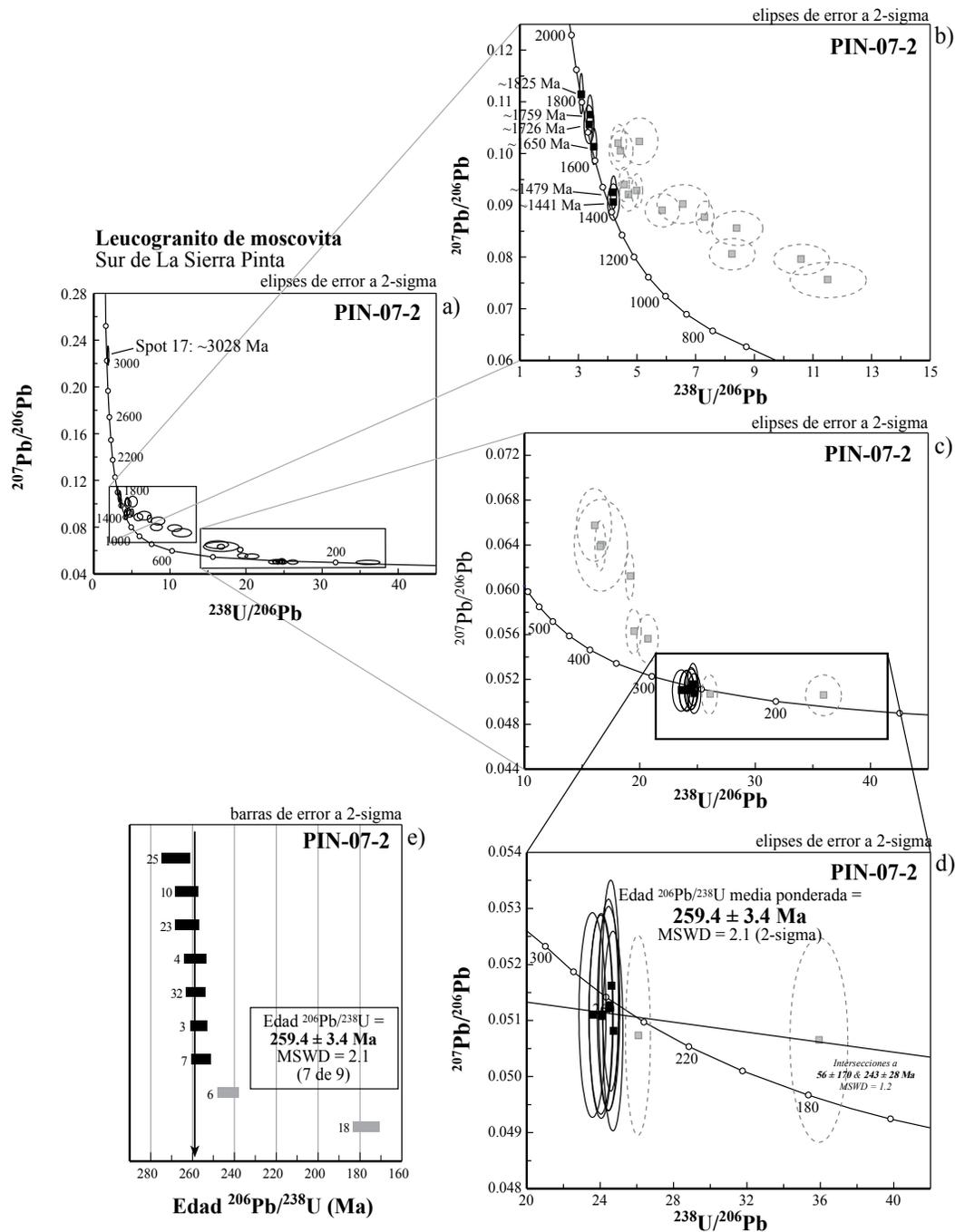


Figura 7. Datos U-Pb de zirrones obtenidos por LA-MC-ICPMS para la muestra PIN-07-2 de granitoide pérmico leucocrático. a: Diagrama Tera-Wasserburg con todos los datos de zirrones de la muestra; b: acercamiento a las edades más viejas de zircón; c: acercamiento a las edades más jóvenes de zircón; d: acercamiento a los zirrones más jóvenes que proporcionaron la edad de la roca; e: diagrama de edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada para esta muestra.

del granito. Los datos representados por las elipses de color gris son análisis descartados para el cálculo de la edad por representar zirrones con una combinación de pérdida de Pb y la presencia de Pb común (análisis más jóvenes). En el caso del punto 4, que es el análisis con edad más vieja de la población de zirrones fechados (Tabla A2), se descartó del cálculo de la edad ya que representa un zircón con un pequeño grado de herencia.

## GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES, TRAZA Y REE

Los resultados analíticos obtenidos por Fluorescencia de Rayos X (FRX) para los elementos mayores de las rocas de la Sierra Pinta, así como los datos analíticos de elementos traza obtenidos por Espectrometría de Masas con Plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), están enlistados en

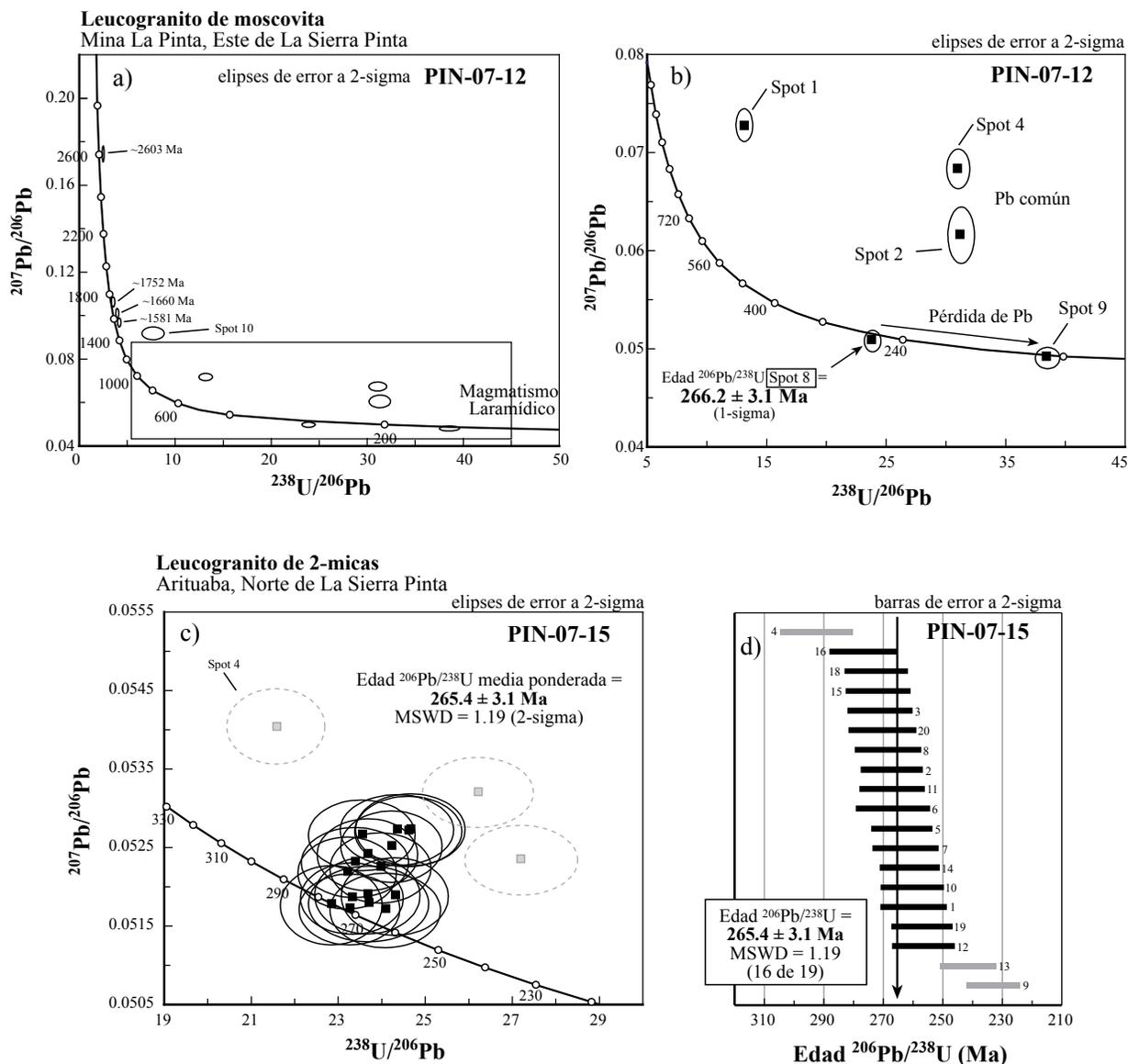


Figura 8. Datos U-Pb de zirrones obtenidos por LA-MC-ICPMS para muestras de granitos pérmicos leucocráticos. a: Diagrama Tera-Wasserburg con todos los datos de zirrones de la muestra PIN-07-12; b: acercamiento a los datos más jóvenes mostrando el análisis de zircón Spot-8 que representa la edad de la roca; c: diagrama Tera-Wasserburg con todos los datos de zirrones de la muestra PIN-07-15; d: diagrama de edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada para esta muestra.

las Tablas A4 y A5 y graficados en las Figuras 9-11. Las metodologías y procedimientos de las técnicas analíticas empleadas se encuentran en el Apéndice B (suplemento electrónico 26-3-02).

Las rocas pérmicas de la Sierra Pinta tienen composiciones típicas de granitoides. Con base en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976;  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ ) mostrado en la Figura 9a se determinó que todas las muestras analizadas caen dentro del campo calcalcalino con alto potasio. Esta característica pudiera reflejar el incremento del grado de contaminación cortical en márgenes continentales activos (Wilson, 1989).

En el gráfico de la Figura 9b se establece el carácter

hiperaluminoso o metaluminoso y la posible fuente del magma, graficando la mayoría de las muestras dentro del campo hiperaluminoso que caracteriza a granitos de tipo S (producto de fusión parcial de corteza continental evolucionada o de material sedimentario), excepto dos muestras que caen en el campo de granitos tipo I (muestras PIN-07-1 y PIN-07-4) generados principalmente por la fusión parcial de una fuente ígnea.

En la Figura 10 se muestran diagramas de variación de tipo Harker de los óxidos mayores vs.  $\text{SiO}_2$  en donde se pueden distinguir los dos grupos de granitoides. Claramente, los granitoides melanocráticos se agrupan separados de los granitoides leucocráticos. Para el caso de los granitoides

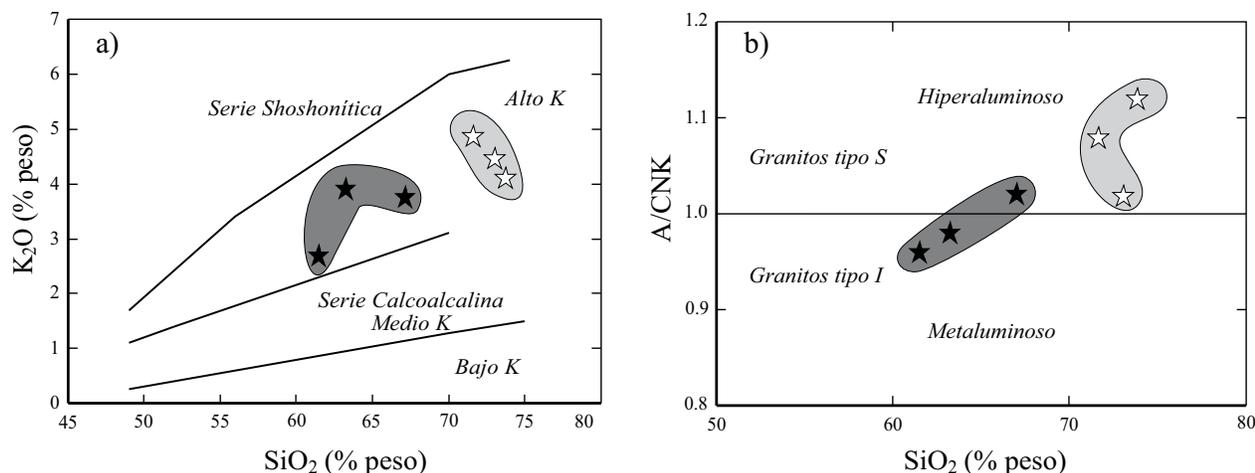


Figura 9. Diagramas discriminativos de elementos mayores de rocas de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México. a: Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) ( $K_2O$  vs.  $SiO_2$ ) que muestra las diferentes series magmáticas calcoalcalinas presentes en la zona de estudio. b: Relación molar de  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  o índice de saturación en aluminio o ASI (por sus siglas en inglés, *Aluminum Saturation Index*; A/CNK) vs.  $SiO_2$  separando los granitos de tipo S (ASI > 1) y de tipo I (ASI < 1) (Shand, 1927; Chappell y White, 1974). En campo gris oscuro se muestran los granitoides melanocráticos y en campo gris claro los granitoides leucocráticos.

melanocráticos, el contenido de  $SiO_2$  varía de un 61.6 a un 67.1 % en peso, mientras que para los granitoides leucocráticos los valores de sílice son más altos respecto a los anteriores (71.5–73.8 % en peso). Se pueden observar correlaciones negativas para  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  y  $P_2O_5$  con respecto a  $SiO_2$  y un comportamiento positivo para  $K_2O$ , mientras que el  $Na_2O$  permanece constante para cada grupo de granitoides. Los datos para cada grupo de rocas definen tendencias lineares consistentes con la fraccionación de minerales del magma parental, es decir, los contenidos de la mayoría de los elementos, excepto  $K_2O$  y  $Na_2O$ , disminuyen progresivamente a medida que el contenido de  $SiO_2$  aumenta debido a la cristalización fraccionada. El  $K_2O$  se comporta de manera incompatible (*i.e.*, el líquido residual se enriquece en este elemento) definiendo una tendencia positiva en el gráfico h de la Figura 10. Como se había mencionado antes, este comportamiento se atribuye al efecto de contaminación cortical en márgenes continentales activos.

De acuerdo con el diagrama de discriminación tectonomagmática para granitos según Pearce *et al.* (1984), todos los granitoides de la Sierra Pinta caen en el campo de granitos de arco volcánico (Figura 11a).

En la Figura 11b se muestran, en campos coloreados, los patrones de variación de los elementos de las Tierras Raras (REE). Los espectros de Tierras Raras para los granitoides melanocráticos muestran claramente un enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) sobre las pesadas (HREE), al igual que dos de las muestras de granitoides leucocráticos (PIN-07-2 y PIN-07-12), típico de zonas de subducción, mientras que la muestra PIN-07-15 presenta un aumento en HREE, que se puede relacionar con la fusión de corteza continental más evolucionada y/o a la fusión de una fuente sedimentaria rica en HREE. Otra

de las diferencias más notorias de las rocas melanocráticas en relación con las rocas leucocráticas es que estas últimas presentan notables anomalías negativas de Eu (valores de  $Eu/Eu^* = 0.601-0.770$ ), interpretándose como el efecto de la diferenciación de plagioclasa en las rocas.

Las diferencias geoquímicas entre estos dos grupos se muestran más claramente en los valores de sumatoria de REE y en la relación  $(La/Yb)_N$ . La  $\Sigma REE$  para los granitoides melanocráticos va de 110 a 185 ppm y valores de  $(La/Yb)_N$  de 8.993 a 14.056, mientras que el valor de  $(La/Yb)_N$  para los granitoides leucocráticos ronda entre 0.517 y 3.085 y el valor de  $\Sigma REE$  va de 40–83 ppm.

En la Figura 11c se observan, en campos coloreados, los espectros de multielementos. En términos generales, los espectros para los granitoides melanocráticos son muy similares, es decir, se presenta una tendencia general afín entre los patrones. Se observan anomalías negativas muy definidas para el Nb, P y Ti, además de anomalías positivas claras de Ba, K, Pb y Sr. Por otra parte, los espectros para los granitoides leucocráticos también presentan un arreglo espectral muy uniforme observándose las mismas anomalías positivas de K y Pb, y en menor medida de Sr, además de anomalías negativas de Nb y una muy pronunciada de Ti. Según Wilson (1989), el enriquecimiento de los elementos de bajo potencial iónico como el Sr, K, Ba y Pb comúnmente se interpreta como el efecto de los fluidos provenientes de la deshidratación de los metasedimentos oceánicos, similares a las de los sedimentos subducidos (es decir, metasomatismo de la fuente mantélica por fluidos liberados de la placa subducida) (Anderson *et al.*, 1980; Hawkesworth y Powell, 1980; Wilson y Davidson, 1984). La anomalía positiva de K también podría ser el efecto de contaminación cortical. En contraste, el empobrecimiento de los elementos de alto potencial iónico se podría atribuir a altos grados de fusión

parcial y/o a la estabilidad de las fases mantélicas residuales (Pearce, 1982). La anomalía negativa de Nb, y sobre todo la relación elevada de Ba/Nb, se pueden interpretar como producto de contaminación de la corteza continental o como resultado del efecto de retención de Nb en la placa subducida, mientras que la anomalía negativa pronunciada de Ti es explicada por la retención de una fase refractaria en la fuente en la cual este elemento es altamente compatible, como el rutilo; pero en general la anomalía negativa de Ti puede ser interpretada por el efecto del fraccionamiento de la titanomagnetita-ilmenita.

## ESTUDIOS ISOTÓPICOS DE Sm-Nd EN ROCA TOTAL

Un total de cuatro muestras graníticas pérmicas de la Sierra Pinta fueron analizadas para determinar las composiciones isotópicas de Sm-Nd en roca total. Los datos isotópicos se presentan en la Tabla A6, y se encuentran graficados en la Figura 12. Los análisis Sm-Nd fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM utilizando un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. En el Apéndice B (suplemento

electrónico 26-3-02) se proporciona información sobre la metodología.

Para las muestras de granitoides pérmicos melancráticos (PIN-07-1, PIN-07-4 y PIN-07-10) se obtuvieron valores iniciales de  $\epsilon_{Nd}$  entre -10.4 y -14.5 con correspondientes edades modelo Nd ( $T_{DM}$ ) entre 1.6 y 1.7 Ga (Tabla A6). Una cuarta muestra de leucogranito pérmico (PIN-07-2) presenta un valor inicial de  $\epsilon_{Nd}$  más negativo de -19.2 con correspondiente edad modelo Nd ( $T_{DM}$ ) de 2.6 Ga. Estos resultados isotópicos Sm-Nd son ilustrados en un diagrama de evolución del Nd donde se grafican los valores iniciales de  $\epsilon_{Nd}$  contra la edad U-Pb en zircones de cada roca (Figura 12). También se muestran las provincias de Nd definidas por Bennett y DePaolo (1987), los cuales dividieron espacialmente al basamento paleoproterozoico del SW de los Estados Unidos en tres diferentes provincias isotópicas de Nd que llaman: Provincia Nd 1 (Mojave), Nd 2 (Yavapai) y Nd 3 (Mazatzal) (Figura 1). Igualmente se reportan, en campos coloreados, los datos isotópicos Sm-Nd de rocas de basamento paleoproterozoico del NW de Sonora compilados de la literatura (Valenzuela-Navarro *et al.*, 2003; Iriando *et al.*, 2004; Castiñeiras *et al.*, 2004a, 2004b; Dórame-Navarro *et al.*, 2004; Farmer *et al.*, 2005; Nourse *et al.*, 2005; Soto-Verdugo, 2006; Amato *et*

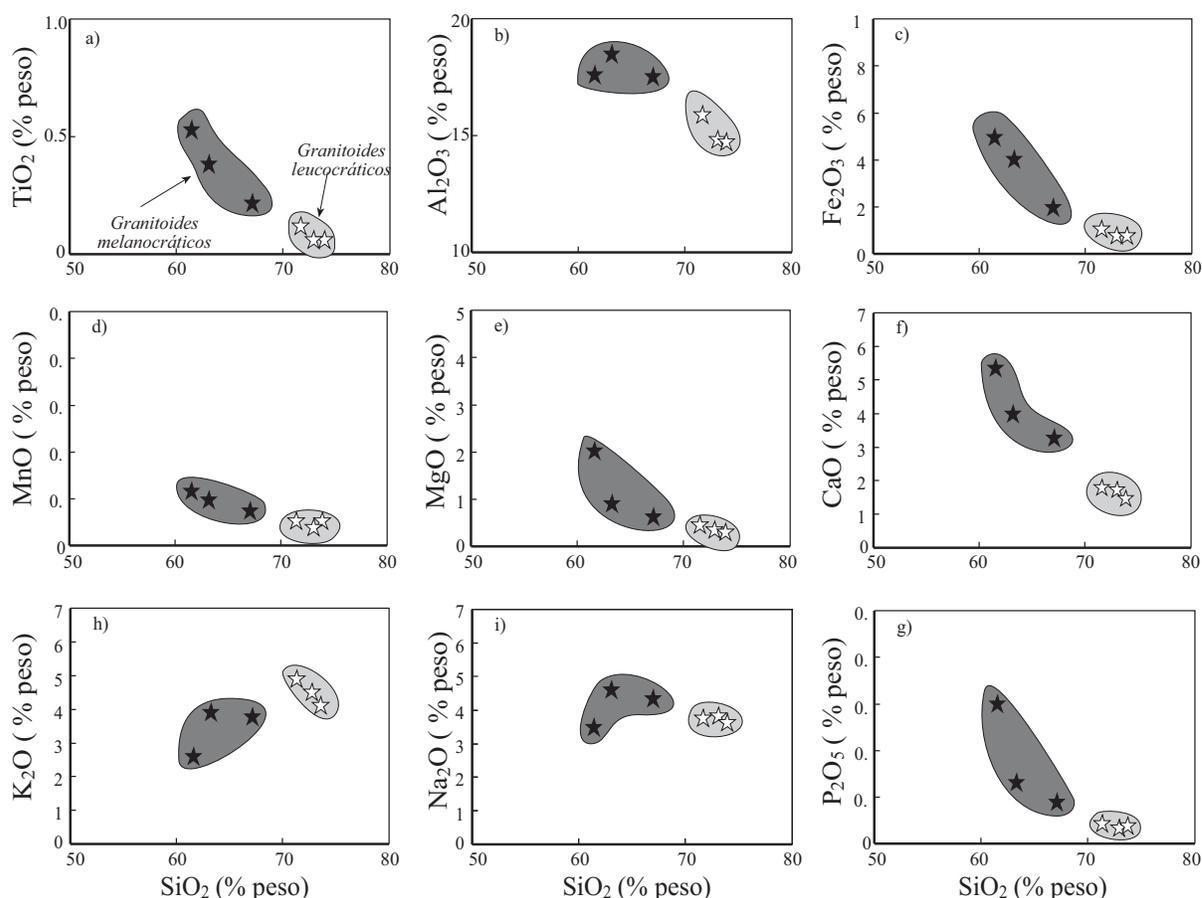


Figura 10. Diagramas de variación tipo Harker de los óxidos mayores vs.  $SiO_2$  para las rocas de la Sierra Pinta, NW Sonora, México.

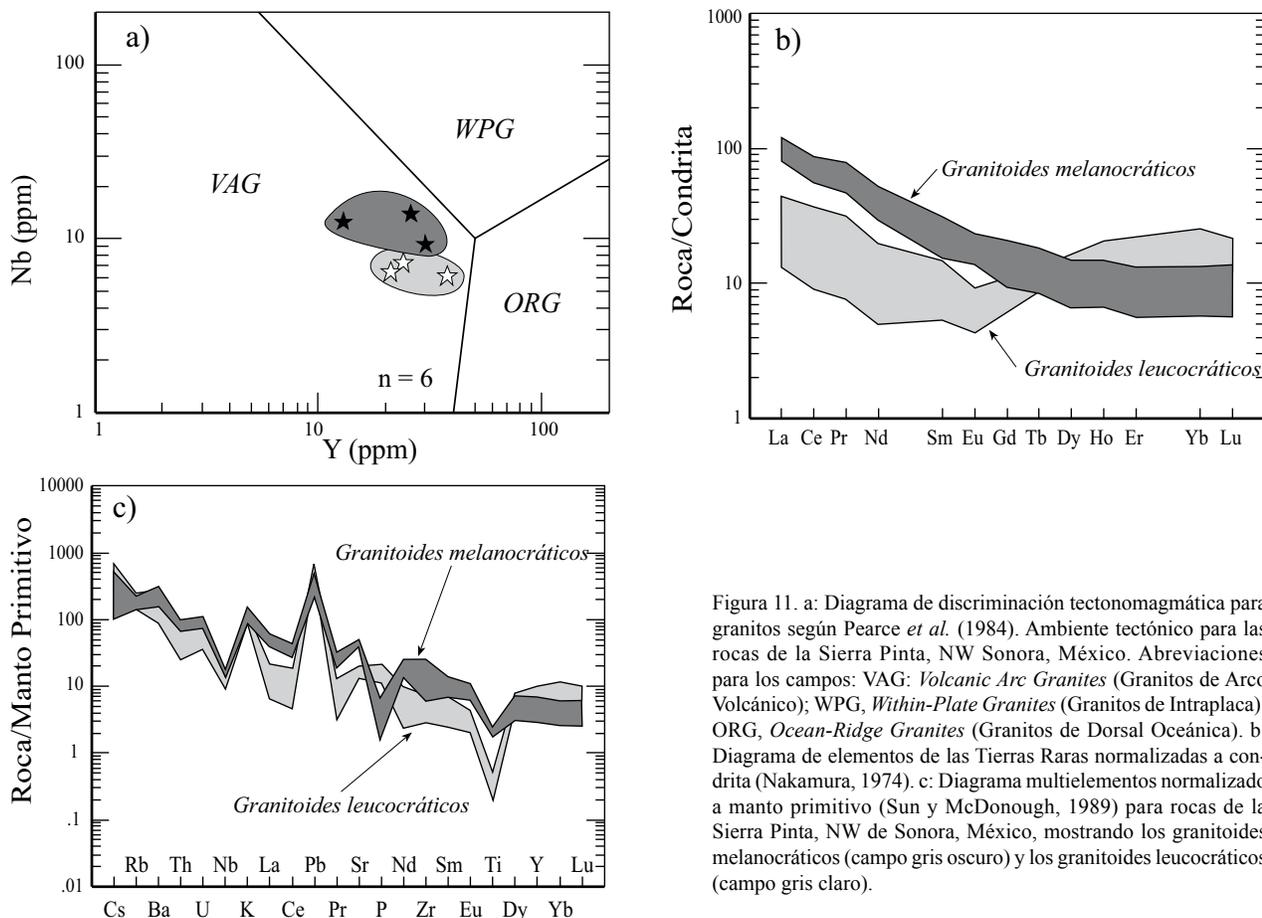


Figura 11. a: Diagrama de discriminación tectonomagmática para granitos según Pearce *et al.* (1984). Ambiente tectónico para las rocas de la Sierra Pinta, NW Sonora, México. Abreviaciones para los campos: VAG: *Volcanic Arc Granites* (Granitos de Arco Volcánico); WPG, *Within-Plate Granites* (Granitos de Intraplaca); ORG, *Ocean-Ridge Granites* (Granitos de Dorsal Oceánica). b: Diagrama de elementos de las Tierras Raras normalizadas a condrita (Nakamura, 1974). c: Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para rocas de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México, mostrando los granitoides melanocráticos (campo gris oscuro) y los granitoides leucocráticos (campo gris claro).

*al.*, 2008; Gutiérrez-Coronado *et al.*, 2008; Izaguirre *et al.*, 2008; Arvizu *et al.*, en prensa). Las líneas de evolución de Nd de los granitoides melanocráticos pasan por el campo de las rocas Yavapai y Mazatzal, mientras que el granitoide leucocrático tiene una línea de evolución parecida a las rocas del Mojave mexicano. Esto podría implicar una evolución magmática independiente de los dos grupos de granitoides.

## DISCUSIÓN

### Características petrogenéticas del magmatismo pérmico en la Sierra Pinta

En la Sierra Pinta se reconocieron granitoides pérmicos, cartografiados anteriormente como del Paleoceno (Araux-Sánchez, 2000), que se diferenciaron en dos grupos principales (Tabla 1). Por un lado, se encuentra el grupo de granitoides melanocráticos con edades U-Pb en zircones de ~275–271 Ma, a excepción de la muestra PIN-07-4 con una edad de ~258 Ma (Tabla A2 y Figura 6). Por otro lado, está el grupo de granitoides leucocráticos con edades de ~266–259 Ma (Figuras 7 y 8; Tablas A2 y A3). En dife-

rentes lugares de la Sierra Pinta la relación de campo entre los granitoides melanocráticos y leucocráticos sugiere que los granitoides melanocráticos son más antiguos, ya que éstos son intruidos por los leucocráticos, incluso cortando su foliación (Figura 4). Esto es constatado por las edades isotópicas en todos los casos, a excepción de la muestra PIN-07-4 (granitoide melanocrático) con edad de  $258.3 \pm 3.4$  Ma, la cual es cortada por la muestra PIN-07-2 (granitoide leucocrático) con edad de  $259.4 \pm 3.4$  Ma (Figuras 4a y 4b), pero entre los límites de error, se puede validar que la muestra melanocrática sea más vieja. Este es un buen ejemplo de la importancia del contexto geológico para hacer interpretaciones geocronológicas.

Las rocas graníticas pérmicas de la Sierra Pinta presentan composiciones típicas de granitoides. En el caso de los granitoides melanocráticos, éstos varían litológicamente de monzogranitos de hornblenda y dos micas a granodioritas de hornblenda y biotita (Tabla 1). Los granitoides leucocráticos varían en composición de leucogranitos de moscovita a granitos de feldespato alcalino de dos micas (Tabla 1). Las seis muestras de granitoides pérmicos se ubican en el campo de formación de granitos de arco volcánico de acuerdo con el diagrama de discriminación tectonomagmática Y vs. Nb (Figura 11a) y son dominados

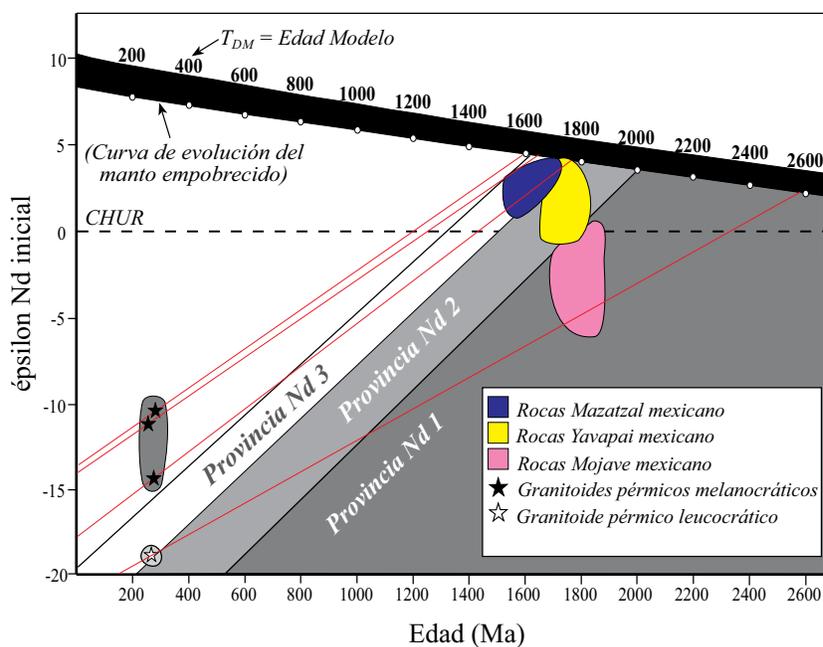


Figura 12. Diagrama de evolución del Nd (valores iniciales de épsilon Nd vs. edad U-Pb) para muestras pérmicas de la Sierra Pinta mostrando campos de datos publicados de rocas de basamento paleoproterozoico del NW de Sonora. Datos de campo Yavapai de Valenzuela-Navarro *et al.* (2003); Iriondo *et al.* (2004); Nourse *et al.* (2005); Amato *et al.* (2008); Gutiérrez-Coronado *et al.* (2008); Izaguirre *et al.* (2008). Datos de campo Mazatzal de Iriondo *et al.* (2004); Nourse *et al.* (2005). Datos de campo Mojave de Castiñeiras *et al.* (2004a, 2004b); Dórame-Navarro *et al.* (2004); Farmer *et al.* (2005); Soto-Verdugo (2006); Amato *et al.* (2008). En tonos de gris se muestran los campos para las provincias de Nd según Bennet y DePaolo (1987). Curva de evolución del manto empobrecido de DePaolo (1981). Rango de valores iniciales de épsilon Nd a 1.7 Ga para granitoides de la región de Death Valley (Mojave) según Rämö y Calzia (1998).

por la serie calcilcalina alta en K (Figura 9a). El carácter de los granitoides va de hiperaluminoso a metaluminoso (Figura 9b). En los diagramas tipo Harker (Figura 10) se manifiesta claramente una evolución geoquímica-petrogenética en el tiempo para cada grupo de granitoides. La mayoría de los óxidos muestran una disminución en función de la sílice (correlación negativa), mientras que para el óxido de potasio se muestra una relación inversa (correlación positiva). La existencia de estas dos tendencias claramente se debe al diferente origen de la fuente magmática para la formación de cada grupo de granitoides. En lo que respecta a la geoquímica de REE y elementos traza, los espectros de los elementos de las Tierras Raras para todos los granitoides de la Sierra Pinta muestran un enriquecimiento de las tierras raras ligeras sobre las pesadas, lo cual es característico de rocas de arco volcánico (Figura 11b). La anomalía negativa de Nb y la positiva de K, y sobre todo la relación elevada de Ba/Nb (Figura 11c; Tabla A5), se puede interpretar como producto de la contaminación cortical que experimentaron los granitoides.

Por otra parte, los análisis isotópicos de Sm-Nd en roca total presentados en este trabajo indican que diferentes fuentes de basamento cortical proterozoico sirvieron para la generación de los magmas que dieron lugar a las rocas pérmicas de la Sierra Pinta, en especial para los granitoides pérmicos melanocráticos. Estas fuentes presentan valores de épsilon Nd iniciales que van desde -14.5 hasta -10.4 y

edades modelo Nd  $T_{DM}$  en un rango que va de 1.7 a 1.6 Ga (Figura 12 y Tabla SE6), mientras que para la muestra de leucogranito pérmico con valor de épsilon Nd inicial de -19.2, tiene una edad modelo Nd ( $T_{DM}$ ) de 2.6 Ga. Cabe señalar que no se conocen rocas ígneas en el NW de Sonora de edad similar a la edad modelo obtenida para la muestra PIN-07-2 (edad modelo Nd  $T_{DM}$  = 2.6 Ga), sólo rocas de 1.8–1.7 Ga y de 1.4–1.1 Ga que se encuentran distribuidas en la región. Los datos sugieren que esta última muestra pudiera derivar de una fuente cortical rica en detritos más antiguos con influencia de corteza probablemente Neoarqueana.

Por otro lado, pensamos que la ocurrencia del basamento tipo Yavapai encontrado en algunos lugares en el NW de Sonora (Figura 2), como en las regiones de Quitovac, Cabeza Prieta-Pinacate, Cerros San Luisito, Cerro Prieto y Zona Canteras-Puerto Peñasco (Iriondo *et al.*, 2004; Nourse *et al.*, 2005; Gutiérrez-Coronado *et al.*, 2008; Izaguirre *et al.*, 2008; Arvizu-Gutiérrez, 2008; Arvizu *et al.*, en prensa) sirvió como una zona de debilidad cortical (Iriondo y Premo, en prensa) (Figura 1) para que los primeros magmas generados por subducción en el arco magmático continental del SW de Norteamérica ascendieran hacia la superficie con mayor facilidad en el difícil camino de ascenso de magmas a través de una corteza relativamente fría después de cientos de millones de años como corteza de margen continental pasivo después de la ruptura del supercontinente Rodinia en el Neoproterozoico y/o Paleozoico Inferior.

Cabe señalar claramente que lo que consideramos zona de debilidad cortical Yavapai, es sólo una hipótesis para explicar el conducto por el cual los magmas generados por subducción ascendieron hacia la superficie. Sin embargo, aún no podemos demostrarlo, pero estudios recientes antes mencionados indican que esta hipótesis podría ser factible para explicar la presencia de las rocas ígneas pérmicas en el NW de Sonora.

### **El magmatismo pérmico en el NW de Sonora y su relación con el magmatismo Cordillerano del SW de los Estados Unidos y noreste, centro y sur de México**

El descubrimiento de un pulso magmático pérmico en la Sierra Pinta en el NW de Sonora con edades U-Pb en zircones entre ~275 y ~258 Ma (Guadalupense) se puede asociar a la subducción que propició el inicio del arco magmático continental (margen activo) del SW de Norteamérica. Esto contrasta con la idea de que el comienzo de la subducción para formar el arco magmático cordillerano en el SW de Norteamérica inició con la intrusión de plutones graníticos de edad Triásica emplazados en el basamento Paleoproterozoico (~250–207 Ma; Barth *et al.*, 1997; Barth y Wooden, 2006) como resultado del inicio de la convergencia a lo largo del margen continental Paleozoico pre-existente (Burchfiel y Davis, 1972, 1975, 1981; Kistler y Peterman, 1973; Dickinson, 1981; Burchfiel *et al.*, 1992).

De esta manera, este estudio permite recorrer varios millones de años hacia atrás el inicio de la subducción y el establecimiento del margen continental activo en el SW de Norteamérica. La ocurrencia de algunos plutones de edad permo-triásica (~260–207 Ma) en los estados de Nevada, California y Arizona (Snow *et al.* 1991; Bateman, 1992; Burchfield *et al.*, 1992; Miller *et al.*, 1992, 1995; Dunne and Saleeby, 1993; Schweickert y Lahren, 1993; Barth *et al.*, 1997; Barth y Wooden, 2006) parece estar asociada a dos diferentes procesos de formación. Por un lado, los plutones permo-triásicos localizados en el centro y norte de California, y los del oeste de Nevada, parecen estar asociados a un arco magmático de islas constituido por terrenos oceánicos acrecionados, creado a distancia del margen continental, y que posteriormente colisionaron contra el continente en tiempos mesozoicos (Barth y Wooden, 2006; Barth *et al.*, 1990, 1997; Busby-Spera *et al.*, 1990; Saleeby y Busby-Spera, 1992). Por otro lado, estos autores también plantean que algunos de estos plutones permo-triásicos en el sur de California y oeste de Arizona se encuentran asociados a una zona de subducción paralela al margen continental Paleozoico pre-existente, como lo sugiere el patrón de orientación N-NW del plutonismo y volcanismo permo-triásico que corta basamento proterozoico en esas regiones.

En el noreste, centro y sur de México, el arco continental permo-triásico se cree que está relacionado con una zona de subducción con vergencia hacia el este en el margen

oeste de Pangea (Torres *et al.*, 1999; Weber *et al.*, 2007) y se propone que pudiera extenderse hasta Colombia, ya que también han sido reportadas rocas con estas edades en esa parte de la Cordillera (p. ej., Pindell y Dewey, 1982; Case *et al.*, 1990).

Esta ocurrencia de rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta en el NW de Sonora nos permite enlazar este evento magmático a nivel cordillerano desde el SW de los Estados Unidos (Nevada-California-Arizona), a través de Sonora hasta Chihuahua, Coahuila, Puebla, Oaxaca y Chiapas en el norte, centro y sur de México (Torres *et al.*, 1999; Centeno-García y Keppie, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Iriondo *et al.*, en preparación). Al igual que otros autores, esto nos lleva a la conclusión de que este cinturón magmático es el resultado de la subducción pérmica a lo largo de un margen continental activo establecido después del ensamble final (sutura) de Pangea durante la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora en el Carbonífero tardío-Pérmico temprano (p. ej., Ross, 1986; Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Poole *et al.*, 2005) formada por el cierre diacrónico de una cuenca oceánica entre Laurencia y Gondwana, permitiendo su posterior colisión (Graham *et al.*, 1975; Ross, 1979; Viele y Thomas, 1989; Hatcher, 2002).

### **Zircones detríticos pérmicos en unidades sedimentarias post-pérmicas en el NW de Sonora**

Análisis isotópicos (edades U-Pb) de zircones detríticos permo-triásicos en diferentes cuencas sedimentarias mesozoicas de Sonora indican una relativa cercanía a una fuente magmática de edad pérmica, sugiriendo la posibilidad de que el cinturón granitoide permo-triásico podría haber continuado en Sonora. Un ejemplo de ello son las areniscas de la Formación Santa Clara (Gehrels y Stewart, 1998) del Grupo Barranca del Triásico superior en Sonora que indican que por lo menos el 42% de los zircones detríticos son de edad pérmica (~280–250 Ma). De igual manera, zircones detríticos de areniscas del Grupo Antimonio en Sonora tienen edades permo-triásicas entre ~270–240 Ma (González-León *et al.*, 2005). La única roca ígnea conocida en el NW de Sonora con edad cercana es la de un cuerpo plutónico en Sierra Los Tanques (Figura 2) fechada en ~233 Ma (edad U-Pb en zircones; Campbell y Anderson, 2003), pero ésta edad triásica no permitiría explicar las edades pérmicas de zircones detríticos encontrados en estas cuencas.

Cabe destacar que antes de que se realizara este descubrimiento de magmatismo pérmico en la Sierra Pinta en el NW de Sonora, las fuentes de zircones detríticos más cercanas se encontraban en el NE de México, en donde existen rocas plutónicas de esas edades implicando una gran complejidad para explicar el transporte de dichos detritos y dificultando notablemente las reconstrucciones paleogeográficas post-pérmicas del NW de México (Dickinson y Lawton, 2001).

## CONCLUSIONES

Las edades U-Pb en zircones y los estudios isotópicos de Sm-Nd en roca total, además de los estudios geoquímicos realizados en las rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta soportan la idea de que estas rocas se encuentran asociadas al inicio de la subducción a lo largo del arco magmático continental del SW de Norteamérica. Esto implica llevar varios millones de años atrás el inicio de dicho margen.

La existencia de este plutonismo pérmico en el NW de Sonora permite enlazar este evento magmático a nivel cordillerano, ya que favorece la continuidad de un cinturón granitoide permo-triásico que se extiende desde el SW de los Estados Unidos pasando por Sonora hasta el noreste, centro y sur de México.

El estudio de estas rocas en la Sierra Pinta sugiere que la ocurrencia de estos granitoides pérmicos está asociada a una zona de debilidad cortical definida por la ocurrencia de un basamento Paleoproterozoico tipo Yavapai en el NW de Sonora que sirvió para que los primeros magmas generados por subducción, durante los estadios iniciales del establecimiento del arco magmático continental cordillerano de Norteamérica, ascendieran hacia la superficie con mayor facilidad.

## AGRADECIMIENTOS

Primeramente queremos agradecer a los proyectos PAPIIT/UNAM (clave IN113906-3) y CONACYT (clave 52163) otorgados a A. Iriondo por el financiamiento proporcionado para realizar trabajo de campo y estudios de laboratorio. De igual manera se agradece a la MINERA PENMONT por su apoyo logístico para llevar a cabo el trabajo de campo. Muchas gracias a Ofelia Pérez Arvizu por su colaboración en los análisis de elementos traza en el Laboratorio Ultralimpio y de Espectrometría de Masas en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (CGEO-UNAM). Gracias a Juan Tomás Vásquez Ramírez y a Manuel Albarrán Murillo (ambos del CGEO) por la preparación de láminas delgadas para la petrografía, y por la gran ayuda proporcionada en el trabajo de molienda y pulverización de las muestras, respectivamente. Agradecemos enormemente a Dan Miggins y Heather Lowers del *U.S. Geological Survey* de Denver por su asistencia en la obtención de imágenes de SEM-cátodo-luminiscencia para realizar los estudios de geocronología U-Pb en zircones. Igualmente agradecemos al Dr. Luigi Solari por el apoyo ofrecido para obtener imágenes de luz reflejada y transmitida para caracterizar los zircones. Agradecemos también al Dr. Francisco Abraham Paz Moreno por sus valiosos comentarios sobre la geoquímica y asesoría para el estudio petrográfico. Agradecemos al Dr. Juan Julio Morales Contreras del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por realizar las mediciones de Sm-Nd.

Finalmente queremos agradecer al Dr. Paul A. Mueller por invitarnos a realizar los fechamientos U-Pb en zircones en el laboratorio de la Universidad de Florida en Gainesville, EUA. Agradecemos y apreciamos las críticas hechas por los revisores Bodo Weber y Peter Schaaf, las cuales mejoraron al manuscrito y, de igual manera, a los editores Luca Ferrari, Susana Alaniz y Teresa Orozco por el apoyo logístico para publicar este artículo.

## APÉNDICE. SUPLEMENTO ELECTRÓNICO

Información adicional a este artículo se encuentra disponible en el sitio web de la revista <<http://rmcg.unam.mx/>>, en la tabla de contenido de este número (suplementos electrónicos 26-3-02).

## REFERENCIAS

- Amato, J., Lawton, T., Leggett, W., Mauel, D., González-León, C., Heizler, M., Farmer, G.L., 2008, Caborcan proterozoic basement in The Rancho La Lamina Region, Sonora, Mexico: U-Pb ages, Nd isotopic composition,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology, and clast provenance indicate pre-Early Jurassic arrival and Laramide exhumation: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 40(1), p. 48.
- Anderson, R.N., DeLong, S.E., Schwartz, W.M., 1980, Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zones: *The Journal of Geology*, 88, 445-451.
- Araux-Sánchez, E., 2000, Geología y yacimientos minerales de la Sierra Pinta, Municipio de Puerto Peñasco, Sonora: Universidad de Sonora, Tesis de Maestría, 121 pp.
- Arvizu-Gutiérrez, H.E., 2008, El basamento paleoproterozoico Yavapai-Mazatzal en los alrededores de la Sierra Pinta, NW Sonora: Su importancia para el entendimiento del magmatismo pérmico y el inicio del margen continental activo de Norteamérica: Universidad Autónoma de Nuevo León, Fac. de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 181 pp.
- Arvizu, H., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., Solís-Pichardo, G., en prensa, Gneises bandeados paleoproterozoicos (~1.76-1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco: Una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.
- Barth, A.P., Wooden, J.L., 2006, Timing of magmatism following initial convergence at a passive margin, southwestern U.S. Cordillera, and ages of lower crustal magma sources: *The Journal of Geology*, 114, 231-245.
- Barth, A.P., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., 1990, A petrologic comparison of Triassic plutonism in the San Gabriel and Mule Mountains, southern California: *Journal of Geophysical Research*, 95, 20,075-20,096.
- Barth, A.P., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Howard, K.A., 1997, Triassic plutonism in Southern California: southward younging of arc initiation along a truncated continental margin: *Tectonics*, 6, 290-304.
- Bateman, P.C., 1992, Plutonism in the central part of the Sierra Nevada batholith, California: United States Geological Survey, Professional Paper 1483, 186 pp.
- Bennett, V.C., DePaolo, D.J., 1987, Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping: *Geological Society of America Bulletin*, 99, 674-685.
- Burchfiel, B.C., Davis, G.A., 1972, Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen, western United States: *American Journal of Science*, 272, 97-118.

- Burchfiel, B.C., Davis, G.A., 1975, Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States: Extensions of an earlier synthesis: *American Journal of Science*, 275A, 363-396.
- Burchfiel, B.C., Davis, G.A., 1981, Mojave Desert and environs, in Ernst, W. G. (ed.), *The Geotectonic Development of California: Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall*, 217-252.
- Burchfiel, B.C., Cowan, D.S., Davis, G.A., 1992, Tectonic overview of the Cordilleran orogen in the western United States, in Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L. (eds.), *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, G-3, 407-479.
- Busby-Spera, C.J., Mattinson, J.M., Riggs, N.R., Schermer, E.R., 1990, The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran Deserts and the Sierran-Klamath region: Similarities and differences in paleogeographic evolution, in Harwood, D.S., Miller, M.M. (eds.), *Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations: Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes: Geological Society of America, Special Paper 225*, 325-337.
- Campbell, P.A., Anderson, T.H., 2003, Structure and kinematics along a segment of the Mojave-Sonora megashear: A strike-slip fault that truncates the Jurassic continental magmatic arc of southwestern North America: *Tectonics*, 22(6), 16-1-16-21.
- Case, J.E., Shagan, R., Giegengack, R.F., 1990, Geology of the northern Andes: An overview in *The Caribbean region: Boulder Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, H, 177-200.
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., Kunk, M.J., 2004a, Metamorphic evolution of the Bamuri Complex (Sonora, NW Mexico): New insights from field and petrographic data, en *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes*, p. 49.
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Wooden, J.L., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., 2004b, Detrital zircon U-Pb SHRIMP geochronology of Proterozoic quartzites from the Bamuri Complex, NW Sonora, Mexico: Evidence for a Mojave connection, en *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes*, p. 215.
- Centeno-García, E., Keppie, J.D., 1999, Latest Paleozoic–Early Mesozoic structures in the central Oaxaca terrane of southern Mexico: Deformation near a triple junction: *Tectonophysics*, 301, 231-242.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Damon, P.E., 1975, Dating of Mesozoic-Cenozoic metallogenic provinces within the Republic of Mexico (1965-1975), in Salas, G.P. (ed.), *Carta y Provincias Metalogénicas de la República Mexicana: Consejo de Recursos Minerales*, 50-71.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *Revista del Instituto de Geología*, 5, 223-238.
- DePaolo, D.J., 1981, Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic: *Nature*, 291, 193-196.
- Dickinson, W.R., 1981, Plate tectonics and the continental margin of California, in Ernst, W.G. (ed.), *The Geotectonic Development of California: Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall*, 1-28.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Dórame-Navarro, M., Iriondo, A., Castiñeiras, P., Premo, W.R., 2004, Cartografía y geocronología del basamento Proterozoico metamórfico en los Cerros Tecolote, NW de Sonora, en *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes*, p. 59.
- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., Valencia, V.A., 2004, Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1016-1025.
- Dunne, G.C., Saleeby, J.B., 1993, Kern plateau shear zone, southern Sierra Nevada—New data concerning age and northward continuation: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 25(5), p. 33.
- Elias-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2000, Roots of the Caltepec fault zone, southern Mexico—Early Permian epidote bearing anatectic granitoids, en *II Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco: GEOS*, 20(3), p. 323.
- Elias-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: *Tectonics*, 21, 1-19.
- Farmer, G.L., Bowring, S.A., Matzel, J., Espinosa-Maldonado, G., Fedo, C., Wooden, J., 2005, Paleoproterozoic Mojave province in north-western Mexico? Isotopic and U-Pb zircon geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393*, 183-198.
- Gehrels, G.E., Stewart, J.H., 1998, Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeosynclinal and eugeosynclinal strata of Sonora, Mexico: *Journal of Geophysical Research Letters*, 103(2), 2471-2487.
- González-León, C.M., Stanley, G.D., Jr., Gehrels, G.E., Centeno-García, E., 2005, New data on the lithostratigraphy, detrital zircon and Nd isotope provenience, and paleogeographic setting of the El Antimonio Group, Sonora, Mexico, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393*, 259-282.
- Graham, S.A., Dickinson, W.R., Ingersoll, R.V., 1975, Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in the Appalachian-Ouachita system: *Geological Society of America Bulletin*, 86, 273-286.
- Grajales-Nishimura, J.M., 1988, Geology, geochronology, geochemistry and tectonic implications of Juchatengo green rock sequence, State of Oaxaca, southern Mexico: Tucson, Arizona, University of Arizona, M. Sc. Thesis, 145 pp.
- Grajales-Nishimura, J.M., Torres, R., Murillo, M.G., 1985, Estudio petrográfico de las rocas ígneas y metamórficas de las márgenes de la Cuenca de Tlaxiaco, Oaxaca: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Exploración, Proyecto C-2003* (no publicado), 63 p.
- Grajales-Nishimura, J.M., Centeno-García, E., Keppie, J.D., Dostal, J., 2000, Geochemistry of Paleozoic basalts from the Juchatengo complex of southern Mexico: Tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 537-544.
- Gutiérrez-Coronado, A., Iriondo, A., Rodríguez-Castañeda, J.L., Wooden, J.L., Budahn, J.R., Lozano-Santa Cruz, R., Hernández-Treviño, T., 2008, Paleoproterozoic gneisses of the San Luisito Hills in NW Sonora: Extending the Mexican Yavapai province of SW Laurentia, in *Geological Society of America, Precambrian Geology Section, 2008 Joint Annual Meeting, Houston, Texas: Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 40(6), p. 144.
- Hatcher, R.D., 2002, Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins, in Martínez-Catalán, J.R., Hatcher, R.D., Arenas, R., Díaz-García, F. (eds.), *Variscan-Appalachian Dynamics: The building of the Late Paleozoic basement: Geological Society of America, Special Paper 364*, 199-208.
- Hawkesworth, C.J., Powell, M., 1980, Magma genesis in the Lesser Antilles island arc: *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 297-308.
- Iriondo, A., Premo, W.R., en prensa, Las rocas cristalinas del Proterozoico de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia: La pieza mexicana del rompecabezas para el supercontinente Rodinia, en Calmus, T., (ed.), *La geología de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicaciones Especiales*.
- Iriondo, A., Atkinson, W.W., Jr., Martínez-Torres, L.M., 1996, El Pilar Caldera: An example of early Miocene calc-alkaline magmatism

- in the Quitovac area, northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 28(7), 441-442.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales (CRM), 2003,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I): U.S. Geological Survey, Open-File Report 03-020, 1-79.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Jr., Siems, D.F., 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, 116, 154-170.
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L.M., Kunk, M.J., Atkinson, W.W., Jr., Premo, W.R., McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393, 631-669.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Wooden, J.L., Budahn, J.R., Schaaf, P., 2008, Paleoproterozoic Orthogneisses from the Cerro Prieto Area: A new addition to the Mexican Yavapai province in NW Sonora, in Geological Society of America, Joint Annual Meeting, Houston, Texas: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 40(6), p. 143.
- Jacobo, A.J., 1986, El basamento del Distrito de Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 18(1), 5-24.
- Kistler, R.W., 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, 84, 3489-3512.
- Lopez, I.M., Torres, R., 1986, Estudio petrogenético y radiométrico de las rocas ígneas del prospecto Mizantla-Perote: Instituto Mexicano del Petróleo, Exploración, Proyecto C-2002 (no publicado).
- Miller, C.F., Wooden, J.L., Gerber, M.E., 1992, Plutonism at a tectonically evolving continent margin, Mesozoic granitoids of the eastern Mojave Desert, California, USA, in 29th International Geological Congress, Abstracts, 29, 519.
- Miller, J.S., Glazner, A.F., Walker, J.D., Martin, M.W., 1995, Geochronologic and isotopic evidence for Triassic-Jurassic emplacement of the eugeoclinal allochthon in the Mojave Desert region, California: Geological Society of America Bulletin, 107, 1441-1457.
- Murillo, M.G., Torres, R., 1987, Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana: Instituto Mexicano del Petróleo, Exploración, Proyecto C-2010 (no publicado).
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites: Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, 757-775.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriondo, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393, 123-182.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofísica Internacional, 20(3), 177-202.
- Pearce, J.A., 1982, Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R.S. (ed.), Andesites: Orogenic andesites and related rocks: Chichester, Wiley, 525-548.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from The Kastamonu area, northern Turkey: Contributions of Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.
- Pindell, J., Dewey, J., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: Tectonics, 1, 179-212.
- Poole, F.G., Perry, W.J., Jr., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate tectonic model, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393, 543-596.
- Rämö, O.T., Calzia, J.P., 1998, Nd isotopic composition of cratonic rocks in the southern Death Valley region: Evidence for a substantial Archean source component in Mojavia: Geology, 26, 891-894.
- Ross, C.A., 1979, Late Paleozoic collision of North and South America: Geology, 7, 41-44.
- Ross, C.A., 1986, Paleozoic evolution of southern margin of Permian basin: Geological Society of America Bulletin, 97, 536-554.
- Ruiz-Castellanos, M., 1979, Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of southern Mexico: Dallas, Texas, University of Texas, Ph. D. Thesis, 188 pp.
- Saleeby, J.B., Busby-Spera, C.J., 1992, Early Mesozoic tectonic evolution of the western U.S. Cordillera, in Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L. (eds.), The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, G-3, 107-168.
- Schweickert, R.A., Lahren, M.M., 1993, Triassic-Jurassic magmatic arc in Eastern California and western Nevada: Arc evolution, cryptic tectonic breaks, and significance of the Mojave-Snow Lake fault, in Dunne, G., McDougall, K. (eds.), Mesozoic Paleogeography of the Western United States—II: Los Angeles, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 71, 227-246.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002, Carta Geológico-Minera Puerto Peñasco H12-1, Sonora, escala 1:250,000: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, 1 carta.
- Shand, S.J., 1927, Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits: London, New York, John Wiley & Sons, 370 pp.
- Snow, J.K., Asmeron, Y., Lux, D.R., 1991, Permian-Triassic plutonism and tectonics, Death Valley region, California and Nevada: Geology, 19, 629-632.
- Solari, L.A., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., 2001, The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18, 149-161.
- Soto-Verdugo, L.C., 2006, El zócalo ígneo-metamórfico Sierrita Prieta, Sonora Norte Central, México: Características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, Tesis de Licenciatura, 113 pp.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, in Saunders A.D., Norry M.J. (eds.), Magmatism in ocean basins: Geological Society of London, Special Publication 42, 313-345.
- Torres, R., Murillo, M.G., Grajales-Nishimura, J.M., 1986, Estudio petrográfico y radiométrico de la porción límite entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño, en VII Convención Geológica Nacional, México, 148-149.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America, Special Paper 340, 191-196.
- Valenzuela-Navarro, L.C., Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., Premo, W.R., 2003, The El Creston Granite: A new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe area, north-central Sonora, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 32(4), p. 83.

- Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., 2008, Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora: Geological Society of America Bulletin, 120, 691-708.
- Viele, G.W., Thomas, W.A., 1989, Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt, *in* Hatcher, R.D., Jr., Thomas, W.A., Viele, G.W. (eds.), The Appalachian-Ouachita Orogenic Belt in the United States: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, F-2, 695-728.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P., 2007, New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE Mexico: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif: International Journal of Earth Sciences, 96, 253-269.
- Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach: Unwin Hyman, London, 466 p.
- Wilson, M., Davidson, J.P., 1984, The relative roles of crust and upper mantle in the generation of oceanic island arc magmas: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A310, 661-674.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G.E., 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications of Paleozoic North America tectonics: Geological Society of America Bulletin, 103, 817-828.

Manuscrito recibido: Abril 1, 2009

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 11, 2009

Manuscrito aceptado: Septiembre 15, 2009