

# Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario

Jesús R. Vidal-Solano<sup>1,2,\*</sup>, Francisco A. Paz-Moreno<sup>1</sup>,  
Alain Demant<sup>2</sup> y Margarita López-Martínez<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Apdo. Postal 847, 83000 Hermosillo, Sonora, México.

<sup>2</sup> Pétrologie Magmatique, Université Paul Cézanne (Aix-Marseille III), CC 441, 13397 Marseille Cedex 20, France.

<sup>3</sup> Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Departamento de Geología,  
Carr. Tijuana - Ensenada Km. 107, 22800 Ensenada, Baja California, México.

\* jrvidal@ciencias.uson.mx

## RESUMEN

Un episodio volcánico peculiar marcado por el emplazamiento de ignimbritas y derrames riolíticos de tipo hiperalcalino ha sido reconocido dentro de las secuencias terciarias en la parte central del Estado de Sonora. Los datos de campo, junto con las determinaciones geocronológicas <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, el estudio mineralógico fino y los datos geoquímicos (elementos mayores y traza), permiten precisar la posición estratigráfica y la naturaleza de las lavas. Edades muy parecidas de ~12 Ma obtenidas en estas rocas, confirman que las manifestaciones hiperalcalinas de Sonora central pertenecen a un mismo episodio volcánico del Mioceno medio. Desde el punto de vista petrográfico, las lavas de este evento se distinguen de las otras rocas riolíticas de la región por su asociación mineralógica anhidra de sanidina + fayalita + clinopiroxeno verde rico en hierro. Químicamente, por los contenidos relativamente elevados de hierro y bajos de aluminio estas riolitas se clasifican como comenditas. Los espectros de tierras raras tanto de las ignimbritas como de las riolitas, se caracterizan por un enriquecimiento en tierras raras ligeras, una fuerte anomalía negativa en Eu y un patrón plano para las tierras raras pesadas. Las bajas concentraciones en Ti, P, Sr y Ba recalcan el alto grado de diferenciación de los líquidos. La existencia del episodio volcánico hiperalcalino del Mioceno medio en una amplia extensión geográfica, resulta ser un marcador estratigráfico relevante en el marco geológico regional. El hecho que estas lavas estén frecuentemente intercaladas con depósitos detríticos, así como la aparición, poco después (~11 Ma) de magmas diferenciados de la secuencia toleítica (islanditas) muestran que el volcanismo hiperalcalino se emplazó en valles tectónicos, relacionados con los procesos de adelgazamiento de la litosfera, precursores de la apertura del Golfo de California.

Palabras clave: volcanismo hiperalcalino, geoquímica, Mioceno medio, Sonora, México.

## ABSTRACT

A peculiar volcanic episode represented by peralkaline ignimbrites and rhyolitic domes, has been recognized among the Tertiary volcanic sequences of central Sonora. Field studies, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology, mineral chemistry and geochemistry (major and trace elements), contribute to establishing the volcanic stratigraphy and the characteristics of these lavas. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dates give very similar ages of ~12 Ma, showing that all the peralkaline rocks from central Sonora belong to the same volcanic episode. Peralkaline rocks have a typical anhydrous mineral association (sanidine + fayalite + Fe-rich, green clinopyroxene), very distinctive from that of the calc-alkaline silicic rocks in the region. These high-

*silica magmas have relatively high iron, and low alumina contents that classify them as comendites. The REE patterns are characterized by a slight enrichment in LREE, a strong negative anomaly in Eu, and flat HREE pattern. The low concentrations in Ti, P, Sr and Ba are in accordance with the high degree of differentiation of these liquids. The existence of such a middle Miocene peralkaline episode, with a wide geographic extension, constitutes a clear geological marker in the region. The intimate association of these lavas with clastic sedimentary deposits and the eruption, shortly after (~11 Ma), of differentiated tholeiitic magmas (islandites), show that the middle Miocene volcanism was clearly related to extensional tectonism and lithospheric thinning processes which precede the opening of the Gulf of California.*

*Key words: peralkaline volcanism, geochemistry, middle Miocene, Sonora, Mexico.*

## INTRODUCCIÓN

La evolución tectonomagmática del noroeste de México está relativamente bien establecida por los trabajos realizados en las últimas décadas (Cochemé, 1985; Henry, 1989; Cochemé y Demant, 1991; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997; Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Esta evolución está caracterizada por el desarrollo, durante el terciario, de una fase de extensión responsable de la morfología en sierras y valles paralelos (*Basin and Range*) que afecta a los estados de Sonora, Chihuahua, Durango, Sinaloa y Nayarit (Henry y Aranda-Gómez, 1992). La deformación extensional se distribuye en el noroeste de México a lo largo de dos cinturones orientados NNW-SSE, separados por la Sierra Madre Occidental (SMO), altiplano relativamente poco afectado por esta tectónica (Figura 1). La parte situada al oeste de la SMO (Estado de Sonora) se encuentra implicada, desde el fin del Oligoceno, en diversos procesos tectónicos que condujeron finalmente a la apertura del Golfo de California a fines del Mioceno (Stock y Hodges, 1989; Sawlan, 1991). Sonora es por lo tanto un sector clave que permite seguir la evolución tectónica del margen occidental de la placa Norteamericana, desde el cese de la subducción hasta la apertura oceánica actual.

La actividad magmática ligada a la subducción de la placa Farallón está representada (1) en la parte denudada del oeste del Estado de Sonora, por amplios afloramientos de rocas plutónicas (90–40 Ma) en su mayoría laramídicas y de naturaleza granodiorítica (Richard *et al.*, 1989), y (2) al este, por los enormes volúmenes de ignimbritas terciarias que constituyen la Sierra Madre Occidental. Estos últimos han sido clásicamente subdivididos (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Magonthier, 1984; Cochemé, 1985; Montigny *et al.*, 1987; Magonthier, 1988) en dos secuencias: una de edad oligocénica (35–29 Ma) caracterizada por ignimbritas porfíricas (con cuarzo, plagioclasa y biotita), la otra de edad miocénica (23–20 Ma) conformada por ignimbritas más afaníticas con pómez.

La existencia de ignimbritas del Mioceno medio (14–11 Ma) es conocida desde hace tiempo en Sonora (Morales-Montaña *et al.*, 1990; Paz-Moreno, 1992) y afloramientos de este tipo han sido localizados hasta el pie de la SMO (Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997). Estos depósitos

se distribuyen a lo largo de franjas alargadas de orientación N-S y se distinguen por su morfología en mesas basculadas. Este volcanismo miocénico ha sido considerado como la expresión final del magmatismo de subducción (Mora-Álvarez y McDowell, 2000); sin embargo, una ignimbrita de carácter hiperalcalino identificada en los alrededores de la ciudad de Hermosillo (Paz-Moreno *et al.*, 2000) fue fechada en  $12.44 \pm 0.05$  y  $12.56 \pm 0.08$  (Vidal-Solano *et al.*, 2005).

Con el fin de establecer la distribución geográfica de este tipo de ignimbritas, generalmente encontrado en zonas de *rift* (Scott *et al.*, 1995; Edwards y Russell, 2000), se realizó un trabajo de reconocimiento geológico entre Hermosillo y el pie de la SMO, en un sector comprendido entre San Miguel de Horcasitas al norte, y la Sierra San Antonio al sur [para más detalle, referirse a los mapas en el trabajo de Vidal-Solano (2005) para la ubicación de los diferentes afloramientos]. El sector estudiado está delimitado por las coordenadas UTM 12R  $326000_{-315000}$  Norte y  $490000_{-550000}$  y cubre una superficie de cerca de 10,000 km<sup>2</sup> (Figura 1). Los objetivos principales de este trabajo, además de definir las características petroquímicas de las ignimbritas hiperalcalinas, consisten en precisar la posición estratigráfica y el significado del volcanismo hiperalcalino dentro del marco geológico regional. Se presentan para este fin, nuevas edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , un resumen de la química mineral de los tipos petrográficos relevantes, así como los análisis de elementos mayores y traza de los mismos. Debido a que el material ignimbritico es un buen marcador estratigráfico (Demant, 2005), se pudo establecer la evolución tectonomagmática terciaria de la región y su posible relación con la apertura del Golfo de California.

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### El basamento pre-Terciario

Las rocas más antiguas que aparecen en la zona estudiada son secuencias sedimentarias del Paleozoico (Radelli *et al.*, 1987). Se trata principalmente de formaciones calcáreas con edades del Cámbrico medio al Pérmico (Vega-Granillo, 1996a y 1996b; Page *et al.*, 2003; Almazán-Vázquez *et al.*, 2006), que son explotadas localmente por las cementeras.

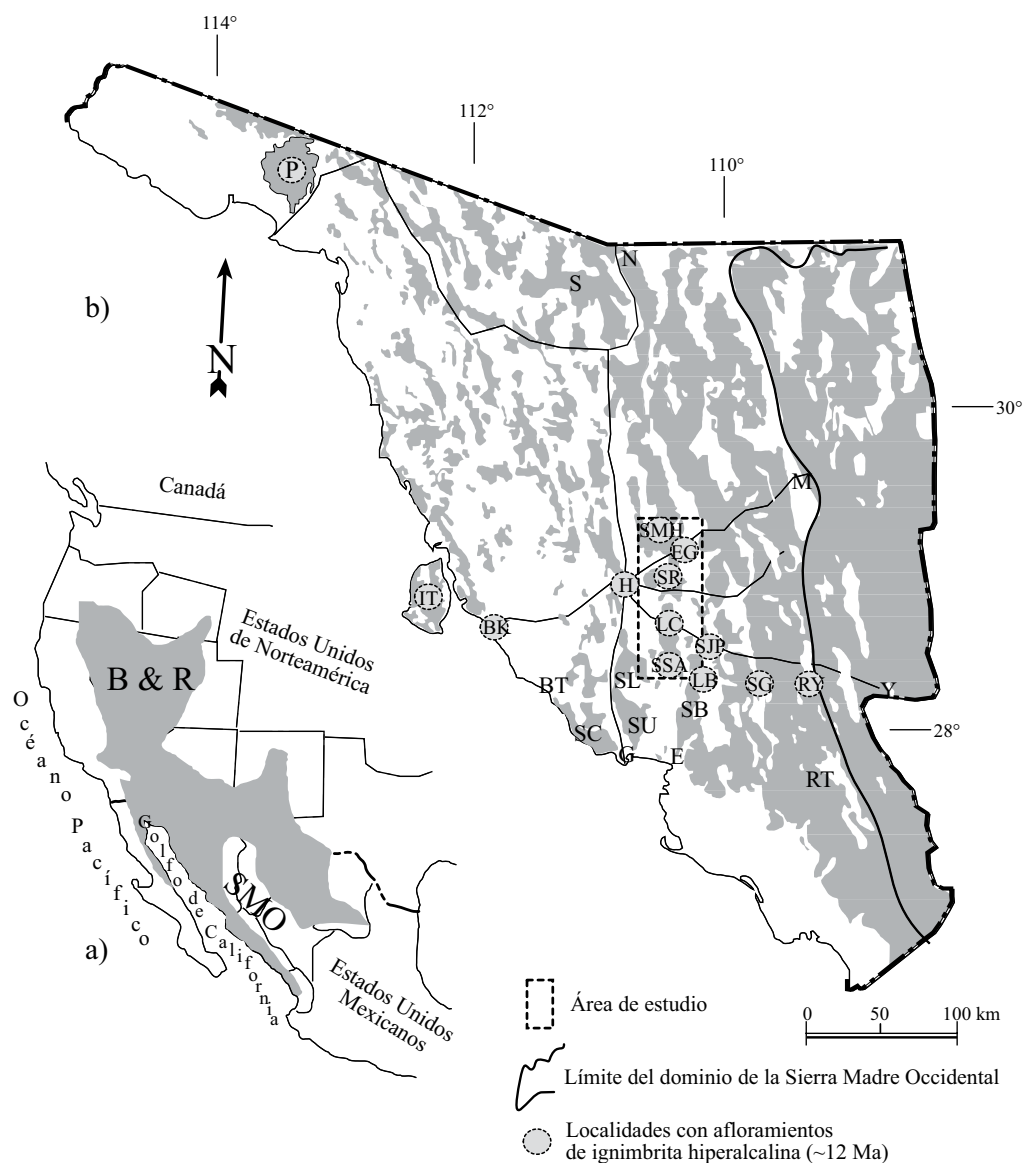


Figura 1. Localización y fisiografía de la región de estudio. a: Distribución de la provincia distensiva *Basin and Range* en Norteamérica (B&R: Stewart, 1978), y de la Sierra Madre Occidental (SMO). b: Ilustración de la tectónica distensiva en el Estado de Sonora (Cochemé, 1985; Paz-Moreno, 1992); las áreas en gris representan los relieves y las áreas en blanco a las cuencas (59.2% de la superficie). Principales localidades de los afloramientos terciarios mencionados en el texto, P: campo volcánico El Pinacate; S: campo volcánico Saric; N: Nogales; IT: Isla Tiburón; BK: Bahía de Kino; BT: Bahía Tasiota; SC: San Carlos; G: Guaymas; SSA: Sierra San Antonio; SB: Sierra Bacatete; SL: Sierra Libre; SU: Sierra Santa Ursula; E: Empalme; H: Hermosillo; SMH: San Miguel de Horcasitas; SR: Santa Rosalía; LC: La Colorada; M: campo volcánico de Moctezuma; Y: Yécora; RT: campo volcánico de Rosario-Tesopaco; RY: Cuenca del Río Yaqui; SG: Suaqui Grande; LB: Sierra Lista Blanca; SJP: San José de Pimas; EG: El Gavilán.

Las rocas paleozoicas han sido interpretadas como napas que cabalgan un zócalo proterozoico (Radelli, 1990; Stewart *et al.*, 1990; Richard, 1991). No hemos encontrado en la zona de estudio ninguna roca cristalina que pudiera marcar el límite del Cratón Precámbrico Norteamericano, localizado por algunos autores tanto al oeste, entre Hermosillo y Caborca (Farmer *et al.*, 2001; Valencia-Moreno *et al.*, 2001, 2003; Iriondo *et al.*, 2004), como al este, en la Sierra de Mazatán (Vega-Granillo, 1996a).

En la parte sur del sector estudiado afloran areniscas y lutitas del Triásico (Wilson y Rocha, 1949; Alencaster,

1961). Estas rocas, así como las unidades paleozoicas, han sido intrusionadas por plutones que indujeron un metamorfismo térmico importante y originaron numerosos yacimientos metálicos (Mead *et al.*, 1988; Lavariega-Trujillo, 2004). Las rocas intrusivas pertenecen al episodio laramídico y han sido fechadas en la región entre 90 y 40 Ma (Damon *et al.*, 1983; Mead *et al.*, 1988; Richard *et al.*, 1989; Gans, 1997). Este magmatismo orogénico es interpretado como el resultado de una convergencia rápida entre la placa Farallón y la placa de Norteamérica (Coney y Harms, 1984; Engebretson *et al.*, 1985; Dickinson, 1989). Las rocas del arco volcánico

laramídico (Cretácico terminal – Terciario), definidas localmente como Formación Tarahumara (McDowell *et al.*, 2001), son escasas en la región estudiada; se trata de rocas silíceas o andesíticas, generalmente muy alteradas.

### Las formaciones sedimentarias terciarias

La exhumación del batolito laramídico ha alimentado, desde mediados del Terciario, una sedimentación detrítica importante que rellena cuencas endorreicas comúnmente delimitadas por fallas lítricas (*semi-grabens* de Leeder y Gawthorpe, 1987). Estas fallas son responsables del basculamiento de los bloques (Gans, 1997) y de una disposición en “abanico” de los estratos sedimentarios (Chaulot-Talmon, 1984; Cochemé, 1985). Los depósitos terciarios han sido definidos, en Sonora, bajo el nombre de Formación Báucarit (King, 1939). La importancia de estas molasas continentales y su edad variable de un sector geográfico a otro, explican el porqué de la proliferación y la confusión de los términos estratigráficos utilizados al referirse a esta formación (Bartolini *et al.*, 1994). En el margen oeste de la SMO, las areniscas y conglomerados de la Formación Báucarit –y las intercalaciones de derrames basálticos y/o cenizas volcánicas ácidas– son preservados en cuencas fósiles (Cochemé, 1985; Münch, 1993). La cristalización de zeolitas en la matriz de estos sedimentos es responsable de su endurecimiento (Cochemé *et al.*, 1988, 1994; Münch *et al.*, 1996; Lassauvagerie, 1999), el cual se traduce en una morfología característica en forma de ruinas. Los datos geocronológicos obtenidos en las rocas volcánicas intercaladas permitieron asignar a la Fm. Báucarit en ese sector una edad entre 23 y 17 Ma (Montigny *et al.*, 1987; Paz-Moreno, 1992; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997).

En la cuenca de Ures, una secuencia detrítica continental definida como Formación Tubutama (Calles-Montijo, 1999) y fechada entre 28 y 19 Ma, se observa en discordancia debajo de la Formación Báucarit (*s.s.*). Los depósitos de Ures están relacionados al desarrollo del *Metamorphic Core Complex* (MCC) de Mazatán (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1999; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong *et al.*, 2003) y tienen por lo tanto un valor estratigráfico local. Los MCC están localizados al pie de la SMO, donde definen un sector con alta tasa de extensión (Nourse *et al.*, 1994; Liu, 2001). En la misma cuenca de Ures, un conglomerado coronado por remanentes de erosión de basalto o ignimbrita cubre de manera discordante tanto a la Formación Báucarit como a la Formación Tubutama. Este conglomerado fue asignado a una Formación Báucarit Superior (Calles-Montijo, 1999), que marcaría una disminución de los procesos de erosión durante el Mioceno medio. Estas areniscas y conglomerados son equivalentes estratigráficamente a los observados debajo de los afloramientos de ignimbrita de El Gavilán (fechada por K/Ar en  $11.87 \pm 0.35$  Ma, Paz-Moreno, 1992) o de la Sierra Lista Blanca (Morales-Montaña *et al.*, 1990, McDowell *et al.*, 1997).

En Sonora, las formaciones detríticas continentales abarcan por lo tanto un periodo de cerca de 30 Ma. Datos geocronológicos recientes muestran que la edad del relleno de las cuencas disminuye desde el borde occidental de la SMO hacia las zonas costeras del Golfo de California (Blair y Gans, 2003; Gans *et al.*, 2003, 2006; MacMillan *et al.*, 2003; Wong *et al.*, 2003). El carácter endurecido de los sedimentos de la Formación Báucarit subraya la existencia de un flujo térmico importante al final del Oligoceno–inicio del Mioceno (Cochemé *et al.*, 1988), el cual se puede relacionar con los procesos de extensión que dieron origen a los MCC. Los sedimentos más recientes son por el contrario poco endurecidos. En el sector occidental de Sonora, entre Hermosillo y las zonas costeras, acumulaciones considerables de sedimentos con edades del Mioceno-Plioceno han sido registrados por las perforaciones hidrogeológicas (Vega-Granillo *et al.*, 2002).

### El volcanismo terciario

Formaciones volcánicas terciarias de naturaleza variada afloran ampliamente en la parte central del Estado de Sonora. En esta región, el Mioceno es un periodo de transición entre un magmatismo de subducción, activo desde el fin del Mesozoico, y un volcanismo pliocénico-cuaternario de tipo intraplaca (Cochemé, 1985; Paz-Moreno, 1992; Paz-Moreno *et al.*, 2003).

La sucesión volcánica ha sido bien establecida en la región Guaymas – Sierra Santa Ursula (SSU) – Sierra Libre, donde las lavas terciarias más antiguas son basaltos, andesitas e ignimbritas porfíricas con edades del Oligoceno-Mioceno, equivalentes a las formaciones volcánicas que afloran en el margen occidental de la SMO (Bockoven, 1980; Cochemé, 1985; Delpretti, 1987). En discordancia sobre esta secuencia se observan domos de dacita de anfíbol y coladas andesíticas, fechados entre 19 y 15 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Mora-Klepeis y McDowell, 2004). Grandes volúmenes de dacitas y riolitas, así como derrames piroclásticos y lahares que acompañaron el emplazamiento de esas lavas forman, en la SSU, la llamada *Ventana felsic unit* datada por el método K/Ar entre 12.3 y 11.4 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Facies de obsidiana y riolitas perlíticas son frecuentes en esta secuencia, en particular en la Sierra Libre (Cochemé, 1981; Lagarda-Lagarda, 1983; Paz-Moreno, 1992), donde recién fueron reportados enormes volúmenes de lavas ácidas (MacMillan *et al.*, 2003). Éstas son localmente infraycidas tanto por basaltos (fechados en 13 Ma), como por una unidad ignimbritica fechada en 12.34 Ma y mineralogía similar a la de los flujos piroclásticos hipercalinos estudiados en este trabajo (MacMillan *et al.*, 2006). Un granito subvolcánico con textura granofírica, reconocido como parte de la secuencia terciaria, aflora de manera continua sobre más de 60 km en el sector sureste y este de la SSU (Cochemé, 1981; Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Su orientación

norte-sur muestra que su emplazamiento fue guiado por fallas en extensión (Angelier *et al.*, 1981; Cochemé, 1985). El granófiro ha sido fechado con precisión en  $12.08 \pm 0.36$  Ma por el método K/Ar en plagioclasa, y  $11.74 \pm 0.35$  Ma en roca total (Paz-Moreno, 1992). Una edad menos precisa ( $14.4 \pm 2.5$  Ma) para otro afloramiento del granófiro ha sido reportada por Mora-Klepeis y McDowell (2004).

El último conjunto volcánico, que reposa en discordancia angular sobre la secuencia anterior, consiste en una secuencia bimodal de ignimbritas y basaltos. Una potente unidad de ignimbrita (>100 m de espesor) constituye la parte superior de la SSU (Cochemé, 1981; Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Una edad K/Ar en plagioclasa de 7.7 Ma fue obtenida por Paz-Moreno (1992) para la unidad ignimbítica de la cima del Cerro El Vigía (al norte de Guaymas). Mesas basálticas, ligeramente basculadas, afloran en los bordes orientales y meridionales de la SSU. Estos basaltos, de carácter toleítico (Paz-Moreno, 1992), han arrojado edades entre 10.3 y 8.5 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Los movimientos verticales que resultaron en la formación del graben de Empalme (Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vargas-Navarro, 2005) son por lo tanto posteriores a los 8 Ma.

En resumen, en la parte sur del Estado de Sonora se reconocen tres secuencias volcánicas separadas por discordancias angulares marcadas: 1) Una secuencia del Mioceno

inferior, constituida por andesitas y dacitas; 2) una secuencia principalmente ácida (dacitas a riolitas) del Mioceno medio (12–11 Ma) que incluye al granófiro de Empalme y los grandes volúmenes de riolitas de la Sierra Libre; y por último, 3) una secuencia del Mioceno terminal (10–7 Ma) de tipo bimodal, compuesta por basaltos de tendencia toleítica y, en menor proporción, ignimbritas riolíticas.

## POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA Y EDAD DEL VOLCANISMO HIPERALCALINO

Los flujos piroclásticos hiperalcalinos de Sonora central corresponden a unidades de enfriamiento simples, de algunas decenas de metros de espesor, dentro de las cuales pueden ser definidos diferentes litofacies (McPhie *et al.*, 1993; Branney y Kokelaar, 1992; Gimeno *et al.*, 2003). En la base se observa generalmente un vitrófiro de color negro (Figura 2), que pasa a un nivel más claro con fracturas perlíticas al contacto con el substrato, lo que señala la presencia de agua en los valles invadidos por los flujos piroclásticos. Hacia arriba, el vitrófiro negro pasa a tonalidades beige-naranja o café. Entre la parte basal “templada” y la parte central del flujo se desarrolla una zona de “cizallamiento” (Sumner y Branney, 2002), rica en vesículas conteniendo en algunos casos cristales automorfos de cuarzo. La parte

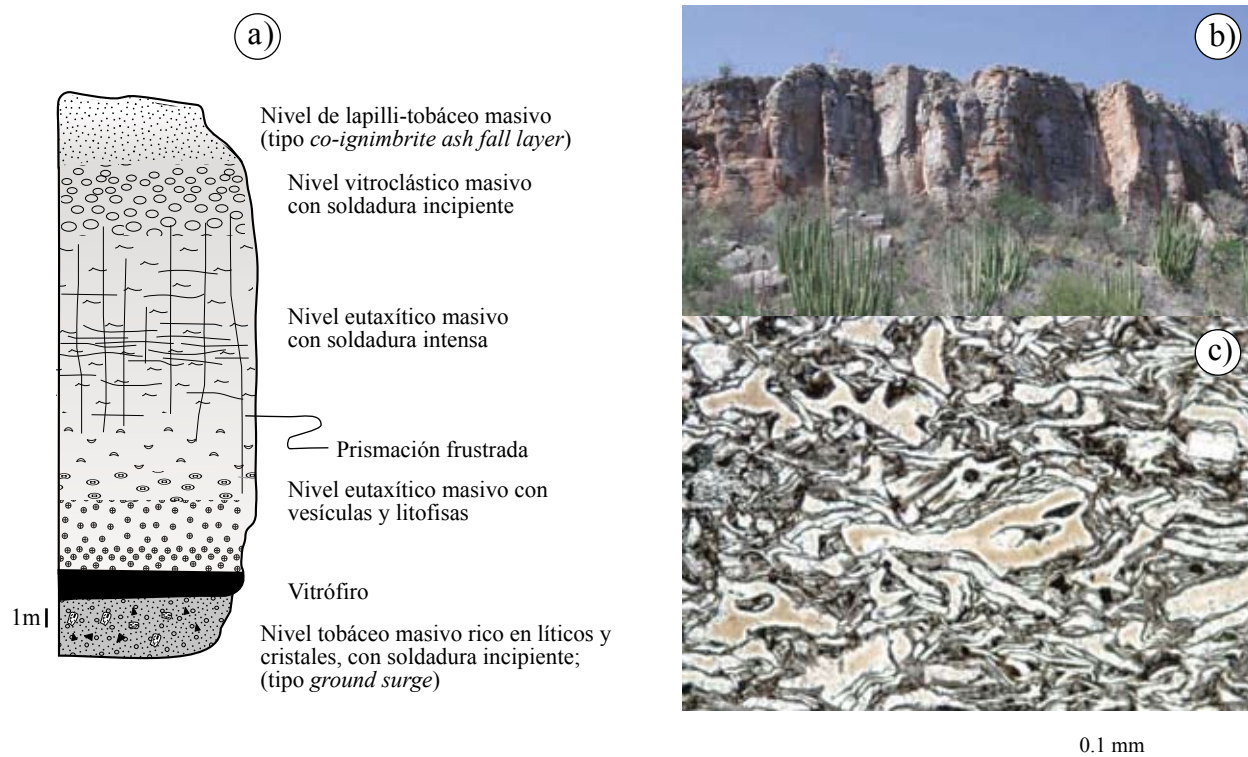


Figura 2. Características morfológicas de la ignimbrita hiperalcalina de Sonora central. a: Diferentes litofacies observadas dentro de una unidad ignimbítica hiperalcalina; b: morfología en mesa, aspecto masivo con prismación frustrada y depósitos de talud al pie del Cerro El Baluarte; c: textura eutaxítica de la ignimbrita hiperalcalina del Cerro El Baluarte mostrando el bajo grado de aplastamiento de las astillas de vidrio.

central maciza de la unidad ignimbrítica se caracteriza por la presencia de “líneas blancas” que marcan los planos de flujo. La parte superior es más vesicular, silicificada y puede presentar localmente facies reomórficas o brechoides.

Los afloramientos se alinean en dirección norte-sur y tienen una morfología en mesas ligeramente basculadas (20–30°) hacia el oeste. El espesor y la extensión de los afloramientos ignimbríticos disminuye de una manera general hacia el norte. Esto conduce a pensar que los puntos de alimentación podrían estar situados en la parte sur del Estado. Sin embargo, fábricas magnéticas (anisotropía de la susceptibilidad magnética, AMS) y un estudio fino de la fábrica, del tamaño y de la forma de las astillas de vidrio (ver Capaccioni y Sarocchi, 1996; Capaccioni *et al.*, 1997), permitirá precisar la polaridad de los flujos. La posición estratigráfica de las ignimbritas y la cronología del volcanismo del Mioceno medio serán discutidos a partir de columnas levantadas en diferentes partes de Sonora central (Figura 3), y de nuevos fechamientos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

### Cronología del volcanismo del Mioceno medio

En la región de El Gavilán, la columna establecida por Paz-Moreno (1992) en el Cerro Ventanas precisa la posición de la ignimbrita hiperalcalina con respecto a los basaltos alcalinos que forman el campo volcánico de San Francisco de Batuc. La unidad ignimbrítica, de una decena de metros de espesor, se intercala con una secuencia detrítica continental poco clasificada y endurecida que cubre, en discordancia, a basaltos andesíticos y está a su vez cubierta por dos derrames de basalto alcalino que pertenecen a la secuencia “Pápago-Yaqui” del Mioceno terminal – Plioceno. La ignimbrita de El Gavilán ha sido fechada en  $11.87 \pm 0.35$  Ma por el método K/Ar en feldespatos (Paz-Moreno, 1992).

En un trabajo de reinterpretación de la estratigrafía paleozoica del Rancho Las Norias, Page *et al.* (2003) mencionan una edad preliminar de 12.3 Ma para una ignimbrita, y de 10.6 Ma para un basalto andesítico que la cubre, sin precisar la naturaleza de estas lavas. El trabajo de reconocimiento que hemos llevado a cabo en este sector nos permite precisar las relaciones estratigráficas de las unidades volcánicas fechadas. La columna levantada en el Cerro El Albañil (Figura 3) es representativa de la secuencia estratigráfica observada en este sector. La ignimbrita del Cerro El Albañil (~15 m de espesor) yace encima de rocas calcáreas paleozoicas y está a su vez cubierta por un conglomerado con matriz arenosa (~20 m). Una secuencia basáltica de 30 m de espesor, que corresponde a las lavas básicas fechadas en 10.6 Ma, cubre a la molasa. Este conjunto volcánico y sedimentario miocénico está basculado de 20 a 30 grados hacia el NW. Los basaltos que afloran cerca del Rancho El Albañil son en cambio subhorizontales e “inundan” el pie de los relieves basculados de la secuencia anterior. Son basaltos porfíricos, que encierran megacristales centimétricos de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, que caracterizan las

lavas alcalinas del “Pápago-Yaqui” (Paz-Moreno, 1992). El volcanismo basáltico alcalino del Rancho El Albañil representa así el límite meridional del campo volcánico San Francisco de Batuc – Santa Rosalía.

En la región de La Colorada, los afloramientos de ignimbrita forman la cima de mesas basculadas localizadas al oeste de los relieves paleozoicos. Tanto en el Cerro Chapala, como en el Cerro Divisadero, dos unidades ignimbríticas con sus respectivos vitrófiros son visibles en los costados; en cambio, en el Cerro Sombrerillo aflora una sola unidad (Figura 3). En la cumbre del Cerro Chapala aparecen, encima de las ignimbritas hiperalcalinas, dos coladas porfídicas vítreas de color negro con espesores de 10 a 15 metros, caracterizadas por una asociación de plagioclasa y piroxenos. En el Cerro Divisadero afloran, debajo de las ignimbritas, grandes espesores de conglomerados con un nivel de base finamente estratificado, de tipo lacustre; eso indica que en algunos de estos valles tectónicos existieron lagos durante el Mioceno medio.

En el Cerro Sarpullido, las ignimbritas hiperalcalinas son cubiertas por una serie de domos y coladas de riolita. Un sistema de fallas normales en tijera corta a las unidades volcánicas ácidas induciendo un basculamiento del conjunto hacia el oeste y una duplicación de las unidades hacia el este (Vidal-Solano, 2005). Este tipo de estructura es clásicamente relacionado con movimientos en tracción (Woodcock y Fisher, 1986; Corsini *et al.*, 1996).

Las ignimbritas hiperalcalinas están representadas en este sector por dos unidades de enfriamiento. La primera, con un espesor de 90 m, posee en la base un vitrófiro de 1 m de espesor y reposa sobre sedimentos detríticos del Mioceno medio (Fm. Báucarit superior). La segunda, de color café (~20 m), no presenta vitrófiro pero es rica en fragmentos de pómez alargadas (*fiammes*) de color negro. Encima de las ignimbritas afloran, sobre una centena de metros de espesor, lavas riolíticas moderadamente porfíricas que se caracterizan por la abundancia de fenocristales de cuarzo. Estas coladas están localmente brechadas y presentan facies de obsidiana al contacto con sedimentos estratificados de color amarillo (~20 m de espesor), lo que señala, de nueva cuenta, la presencia de lagos en esas depresiones durante el Mioceno. Entre los derrames aparecen, en algunos sitios, niveles de pómez que corresponden a eventos piroclásticos asociados al emplazamiento de los domos.

En la Sierra San Antonio, la sucesión volcánica es más completa pero también está afectada por fallas, que basculan la sierra hacia el oeste. En este sector, los domos de riolita han conservado parcialmente su caparazón vítreo que muestra intensos fenómenos de silicificación y desvitrificación, por efecto de la circulación de fluidos. En la parte alta de la sierra se encuentra el mismo tipo de lava vítrea negra (70 m de espesor) con plagioclasa y piroxenos, presente en el Cerro Chapala (Figura 3).

La Sierra Lista Blanca (SLB) es uno de los sectores que ha contribuido al establecimiento de la cronología del volcanismo miocénico en la parte central de Sonora

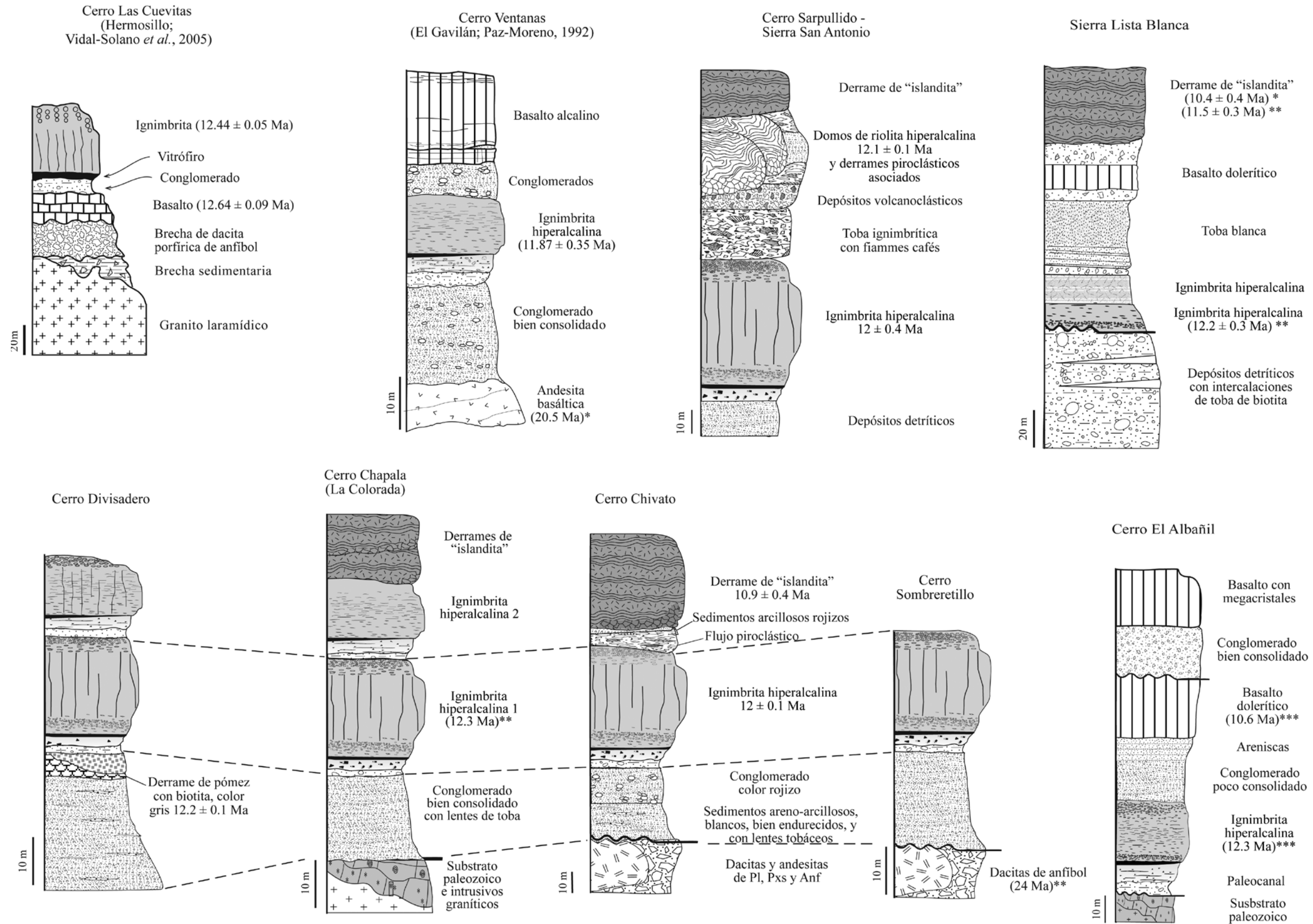


Figura 3. Columnas estratigráficas de algunas localidades representativas y edades de las formaciones volcánicas: \* edades en Bartolini et al. (1994); \*\* edades en McDowell et al. (1997); \*\*\* edades en Page et al. (2003).

(Morales-Montaña *et al.*, 1990; Bartolini *et al.*, 1992; McDowell *et al.*, 1997). Sin embargo, por falta de una determinación precisa de las características petrográficas de las formaciones volcánicas, las edades obtenidas fueron interpretadas en forma errónea. Debido a que la sucesión observada en el flanco oriental de la SLB constituye el perfil más completo en esta parte de Sonora (Figura 3), es necesario redefinir claramente la estratigrafía y la posición de las rocas fechadas por los autores. En la base afloran areniscas y conglomerados que tienen las características de los depósitos de la Formación Báucarit superior. Sus clastos son relativamente angulosos, indicando un transporte limitado. Algunos lentes centimétricos de tobas blancas con biotita se intercalan dentro de la secuencia detrítica. Encima de ésta aparece una primera unidad ignimbrítica que ha sido fechada por McDowell *et al.* (1997) en  $12.2 \pm 0.3$  Ma. Esta ignimbrita es de naturaleza hiperalcalina (Vidal-Solano, 2005). Otra unidad ignimbrítica violácea de la misma naturaleza la cubre, la cual está a su vez coronada por otra toba blanca de biotita cuya base está constituida por un nivel de cenizas volcánicas estratificadas. En la parte superior de la secuencia se encuentran basaltos intercalados en un material compuesto por depósitos volcanoclásticos y de oleadas piroclásticas. Finalmente, coronando la sección se observan de nuevo las lavas vítreas porfíricas que cubren todo el flanco occidental de la SLB debido al basculamiento de la sierra hacia el oeste. Estas lavas vítreas porfíricas han sido fechadas en  $10.4 \pm 0.4$  Ma por Bartolini *et al.* (1994) y en  $11.5 \pm 0.3$  Ma por McDowell *et al.* (1997).

La frecuencia de la asociación entre ignimbritas hiperalcalinas y lavas vítreas porfíricas de plagioclasa y piroxenos conduce a pensar en una posible relación genética entre estos dos tipos de lavas. Por otro lado, diferentes unidades ácidas han sido reportadas en la parte este del Estado de Sonora, hasta el pie de la SMO. Estos afloramientos, que cubren por lo regular a sedimentos detríticos, representan las últimas manifestaciones eruptivas preservadas en los valles de los ríos Mátape, Tecoripa y Yaqui; forman mesas aisladas, subhorizontales a ligeramente basculadas, donde el espesor del material piroclástico no sobrepasa los 20 metros (Vidal-Solano, 2005). Las ignimbritas han sido fechadas en  $12.8 \pm 0.3$  Ma a 10 km al sur de San José de Pimas (Bartolini *et al.*, 1992),  $12.5 \pm 0.3$  Ma en el valle del Río Yaqui,  $12.3 \pm 0.3$  Ma y  $12 \pm 0.8$  Ma en el Rancho El Pozo, cerca de Suaqui Grande,  $12.3 \pm 1.2$  Ma y  $12.6 \pm 0.4$  Ma entre la Sierra Lista Blanca y Suaqui Grande (McDowell *et al.*, 1997). Todas las ignimbritas en estos afloramientos presentan características de lavas hiperalcalinas (Vidal-Solano, 2005).

### Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

En este trabajo hemos fechado cinco rocas volcánicas del terciario por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Las mediciones se efectuaron tanto en minerales separados como en el vidrio

de la matriz, los cuales fueron preparados siguiendo la metodología del Laboratorio de Geocronología del CICESE (Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

Las muestras fueron irradiadas en el reactor de investigación de la Universidad de McMaster en Canadá. Se utilizó la sanidina TCR-2 ( $27.87 \pm 0.04$  Ma) como monitor de irradiación. El análisis isotópico de argón se realizó en el Laboratorio de Geocronología del CICESE con un espectrómetro de masas VG5400. Las muestras de argón se obtuvieron de granos individuales de muestra calentados con rayo láser. Todos los experimentos, excepto los realizados en la muestra JR04-35A, fueron realizados por fusión en un paso. Para la muestra JR04-35A se realizaron dos experimentos de calentamiento por pasos en fragmentos de matriz. Para el procesamiento de datos se aplicaron correcciones por decaimiento de  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ , y por reacciones de interferencia de Ca, K y Cl. Para la corrección por discriminación del espectrómetro de masas se utilizó una muestra volcánica de edad "cero". Las edades obtenidas de las fusiones de un paso se graficaron en seudoespectros de edad (ver suplemento electrónico 24-1-01 en la página web de la revista), y para facilitar la comparación de los resultados se utilizó la fracción relativa de  $^{39}\text{Ar}$  obtenida para cada muestra. Para estos experimentos se reporta el promedio ponderado de los resultados incluyendo la incertidumbre en J. También se graficaron los resultados en diagramas de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs.  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Figuras 4 y 5); las edades calculadas de estos diagramas se consideran como la mejor estimación de la edad de las lavas, las cuales se reportan en la Tabla 1 y se discuten a continuación.

Se analizaron tres muestras de rocas hiperalcalinas que corresponden a dos ignimbritas y a un derrame de riolita. En la sucesión volcánica del Cerro Sarpullido (Figura 3) se analizó, por un lado, al vitrófiro (JR04-30A) de una ignimbrita ubicada en la base de la secuencia. Se analizaron fragmentos de matriz y cristales de feldespatos; estos rindieron una edad de isocrona de  $12.0 \pm 0.4$  Ma combinando los 22 experimentos realizados (ver Figura 4a y Tabla 1). En la cima de esta misma secuencia, se analizó una muestra de lava vítrea (JR04-35A) correspondiente a la parte basal de un domo de riolita. Para esta muestra se realizaron 11 experimentos de fusión de 1-paso en mono-granos de sanidina y 6 experimentos en fragmentos de matriz. También se realizaron dos experimentos de calentamiento por pasos en fragmentos de matriz. Los datos de todos los experimentos realizados en esta muestra se combinaron en el diagrama de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs.  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Figura 4b), obteniéndose la edad de  $12.1 \pm 0.1$  Ma (Tabla 1). La muestra del vitrófiro JR04-4B proviene de una unidad ignimbrítica que cubre a dacitas y andesitas del Mioceno inferior en la parte intermedia del Cerro El Chivato (Figura 3). De esta muestra únicamente se analizaron monocristales de sanidina. Los 11 experimentos realizados arrojaron una edad de  $12.0 \pm 0.1$  Ma (Figura 4c), en completo acuerdo con las edades de las muestras JR04-30A y JR04-35A. Estos resultados indican que las ignimbritas y los domos riolíticos pertenecen a un



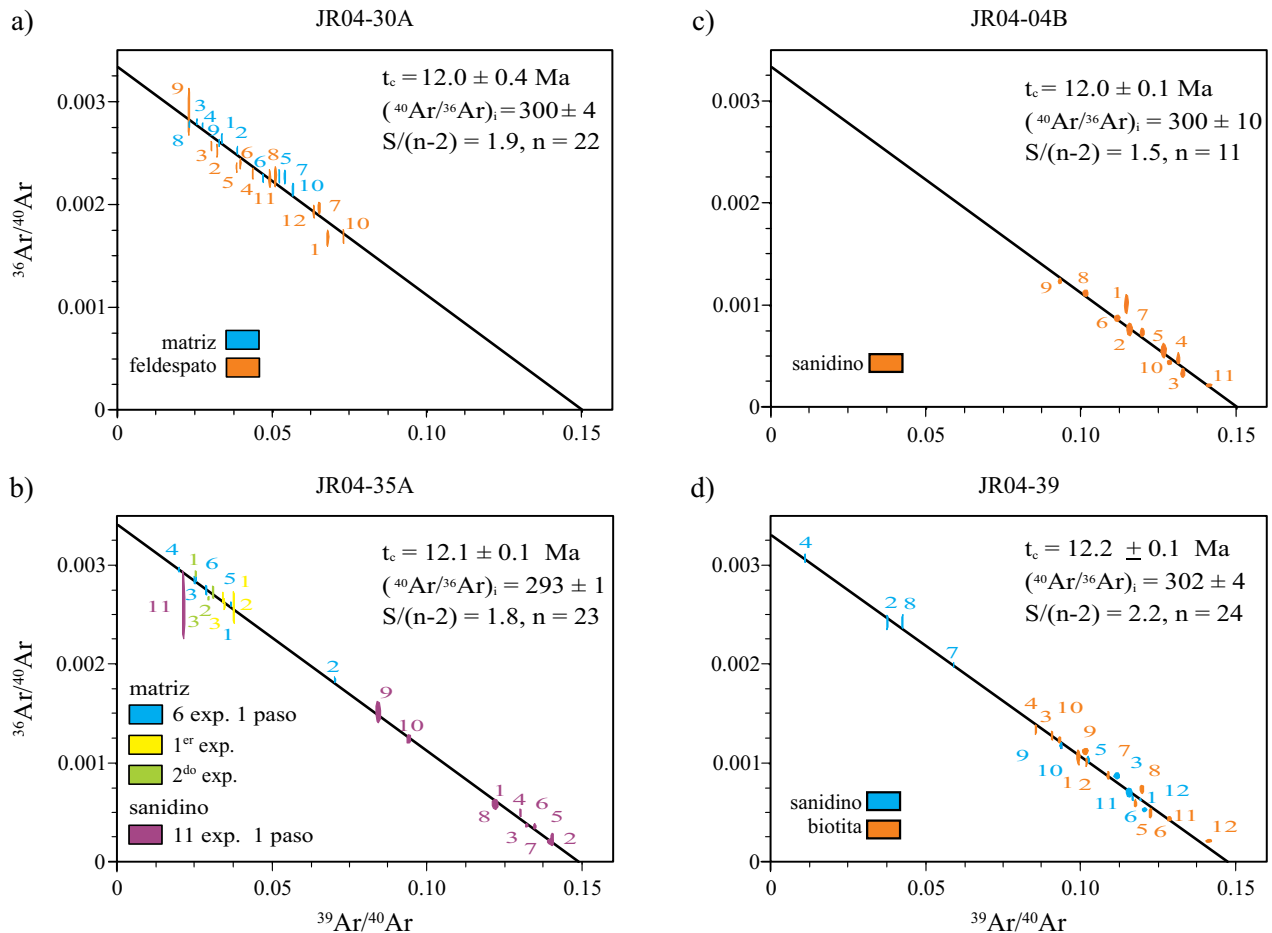


Figura 4. Diagrama de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de las muestras JR04-30A, JR04-35A, JR04-04B y JR04-39.

mismo evento de naturaleza hiperalcalina. Además, los valores obtenidos aquí confirman que todas las manifestaciones hiperalcalinas de Sonora central tienen una edad cercana a los 12 Ma (Bartolini *et al.*, 1994; McDowell *et al.*, 1997; Vidal-Solano *et al.*, 2005), lo que sugiere que se trata de un solo episodio volcánico.

También se analizó una muestra de composición ácida (JR04-39) que proviene de la Mina Divisadero. Esta muestra corresponde a un derrame de pómez con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cuarzo. La riolita aflora debajo de depósitos volcano-sedimentarios gruesos y rojizos que son cubiertos por una ignimbrita hiperalcalina (Figura 3). Para esta muestra se analizaron monocristales de biotita y de sanidina. Los experimentos de un paso en ambos minerales dan resultados muy similares e indistinguibles en el diagrama de  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs.  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Figura 4d), de donde se calculó la edad de  $12.2 \pm 0.1 \text{ Ma}$  (Tabla 1). Esta edad indica que también se emplazaron en este sector riolitas de naturaleza calco-alkalina durante el Mioceno medio. Mora-Alvarez y McDowell (2000), reportaron lavas similares dentro de la *Ventana felsic unit* en la Sierra Santa Ursula.

Por último se analizó una muestra de las lavas vítreas negras de plagioclasa y piroxenos (JR04-09) del Cerro El

Chivato (Figura 3). Los análisis se efectuaron en monocristales de feldespato y en fragmentos de matriz vítrea. Utilizando los 21 experimentos realizados se calculó una edad de  $10.9 \pm 0.4 \text{ Ma}$  (Tabla 1 y Figura 5). Este resultado

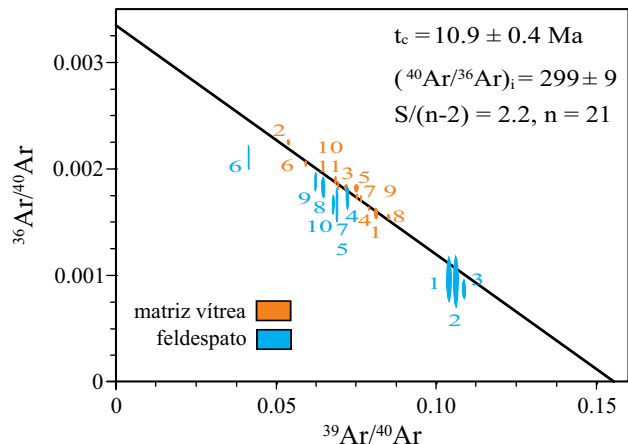


Figura 5. Diagrama de correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs.  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de la lava vítrea porfírica de plagioclasa y piroxenos (muestra JR04-09).

Tabla 1. Resumen de los resultados de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

Muestra	Loc. UTM	Edad (Ma)† ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ) <sub>i</sub>	S/(n-2)‡	N §	
JR04-30A	0533388, 3164873	12.0 ± 0.4	300 ± 4	1.9	22
JR04-35A	0532761, 3165250	12.1 ± 0.1	293 ± 1	1.8	23
JR04-04B	0537821, 3174637	12.0 ± 0.1	300 ± 10	1.5	11
JR04-39	0526995, 3178718	12.2 ± 0.1	302 ± 4	2.2	24
JR04-09	0537548, 3177041	10.9 ± 0.4	299 ± 9	2.2	21

† edad de isocrona; las ecuaciones de York *et al.* (2004) se usaron para el ajuste a la línea recta; ‡ bondad de ajuste, definida de acuerdo a York *et al.* (2004); § número de datos usados en el cálculo de la isocrona.

es consistente con las edades reportadas anteriormente (10.4 ± 0.4 Ma y 11.5 ± 0.3 Ma) en la lava que constituye la cima de la Sierra Lista Blanca (Morales-Montaña *et al.*, 1990; McDowell *et al.*, 1997).

## PETROGRAFÍA Y QUÍMICA DE LAS FASES MINERALES

Las características petrográficas y mineralógicas de las lavas de Sonora central fueron establecidas con base en el estudio de 200 laminas delgadas. A partir de este muestreo se seleccionaron 20 láminas para determinar la composición química de las fases minerales usando la microsonda CAMECA SX-100 de la Universidad de Montpellier II (Francia). Las condiciones analíticas estándar son las siguientes: tensión de aceleración de 20 kV, corriente de 10 nA, haz de 1 µm y tiempos de análisis que varían entre 20 y 30 s dependiendo de los elementos analizados. La precisión analítica se sitúa entre 2 y 5% dependiendo de las concentraciones relativas de los elementos. Los resultados de los análisis de microsonda se incluyen en el suplemento electrónico 24-1-02 disponible en la página web de la revista.

### Las ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio

La textura de las ignimbritas cambia en función del nivel muestreado en la unidad eruptiva. En Sonora central, las texturas vitroclásticas son relativamente escasas debido a que las facies poco soldadas de la parte superior de las unidades ignimbríticas son, por lo general, rápidamente removidas por los procesos de erosión. Las facies soldadas son preponderantes, independientemente del espesor de las unidades. Los vitrófiros de base presentan comúnmente fracturas perlíticas relacionadas con fenómenos de temple al contacto con el substrato húmedo. Los análisis de microsonda fueron realizados en gran parte sobre una selección de vitrófiros, ya que los cristales son mejor preservados en este tipo de material como resultado de su enfriamiento rápido.

Las ignimbritas hiperalcalinas no son muy porfíricas (<10% de fenocristales), y el feldespato alcalino es la fase predominante. Los minerales ferromagnesianos son repre-

sentados por una asociación de piroxeno verde y fayalita (Figura 6); este último mineral es comúnmente reemplazado por óxidos de hierro. La ausencia de fenocristales de cuarzo es sintomática de la mineralogía de estas rocas, aunque el cuarzo puede cristalizar tardíamente en las litofisas. Ningún mineral ferromagnesiano hidratado aparece en equilibrio en las ignimbritas hiperalcalinas de Sonora central; anfíbol y biotita, cuando están presentes, siempre muestran evidencias de reacción o de inestabilidad.

Los feldespatos alcalinos son fenocristales o microcristales limpios, automorfos o subautomorfos, que muestran variaciones de composición limitadas (Figura 7), repartiéndose entre el polo anortosa ( $\text{An}_8\text{Ab}_{67}\text{Or}_{25}$ ) y un polo más potásico de tipo sanidina sódica ( $\text{An}_3\text{Ab}_{47}\text{Or}_{50}$ ). En algunos casos, como por ejemplo en el vitrófiro del Cerro Colorado, al Sur de Hermosillo, se observan también cristales de plagioclasa. Sin embargo, estos cristales relativamente cálcicos (andesina), no forman parte del conjunto mineralógico hiperalcalino, sino que son xenocristales del substrato, como lo demuestran las edades laramídicas obtenidas para estos cristales (Vidal-Solano *et al.*, 2005).

Los piroxenos aparecen en forma de pequeños cristales (300–50 µm) aislados de color verde, que engloban en algunos casos a minerales opacos. Algunos cristales presentan un borde de alteración de color amarillento. Estos piroxenos son ricos en hierro (~28%) y en calcio (19–20%), pero pobres en  $\text{Na}_2\text{O}$  (<0.5%). Tienen composiciones muy homogéneas ( $\text{Wo}_{43-41}\text{En}_{9-7}\text{Fs}_{48-52}$ ) que los clasifican como ferrohedenbergita (Deer *et al.*, 1978). Raros cristales de color verde más intenso se caracterizan por la ausencia del componente enstatítico ( $\text{Wo}_{40}\text{Fs}_{60}$ ). Cristales de composición más cálcica son, como las plagioclasas, xenocristales (Figura 7). La presencia de gotas de líquido café oscuro entre las astillas de vidrio ácido transparente, conduce a pensar que el emplazamiento de estas ignimbritas fue favorecido por la intrusión de magma básico en la base del reservorio, fenómeno común entre las erupciones ácidas (Murphy *et al.*, 1998). La fayalita aparece como cristales de color miel, o rojizo cuando está alterada por óxidos de hierro (Figura 6). Los análisis microsonda dan composiciones ricas en hierro, próximas al polo fayalita pura ( $\text{Fa}_{96-98}$ ). La presencia de fayalita, así como la ausencia de minerales hidratados indica temperaturas elevadas y/o baja fugacidad de oxígeno en estos líquidos (Mahood y Baker, 1986; Scaillet y Macdonald, 2001). Los minerales de Fe-Ti ocurren como cristales aislados o como inclusión en los clinopiroxenos. Cristales automorfos de zircón están asociados a los cristales de Fe-Ti. Los análisis de microsonda dan composiciones de titanomagnetita con bajos valores en titanio (2 a 7%). Los cristales aislados de la matriz son más ricos en Ti (Vidal-Solano, 2005).

Las astillas de vidrio o las *fiammes* presentan colores diferentes bajo el microscopio; en parte son transparentes pero la gran mayoría tienen un color beige-café. Tales diferencias en el color han sido reportadas en ignimbritas de la región de Guadalajara, e interpretadas como el resultado

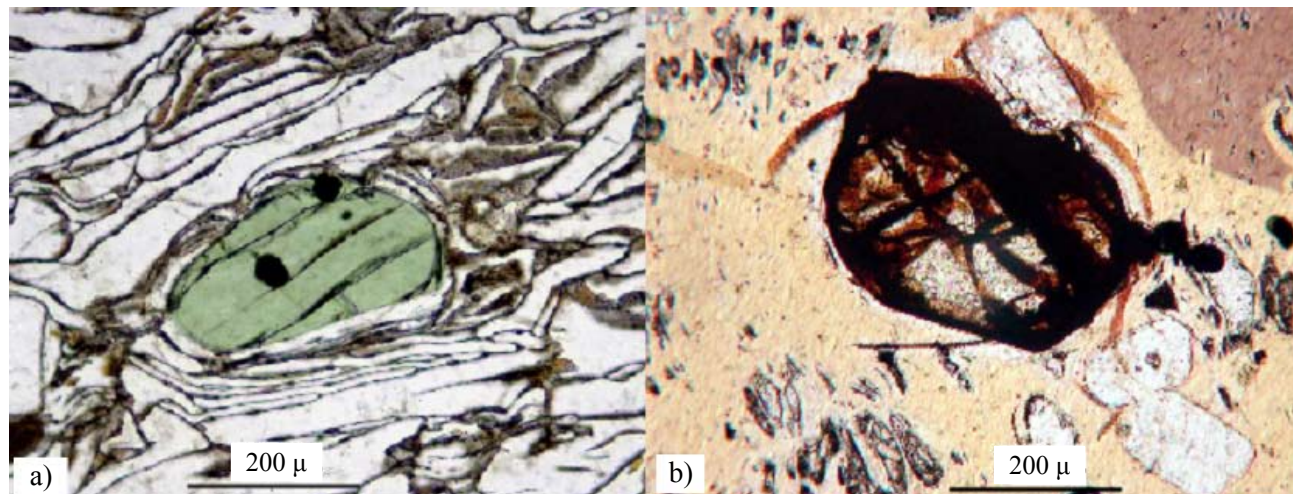


Figura 6. Ferromagnesianos característicos de los líquidos hiperalcalinos del Cerro Sarpullido: (a) cristal de ferrohedenbergita verde en la ignimbrita (JR04-30A); (b) cristal de fayalita parcialmente transformado en óxido de hierro en la riolita JR04-34.

de una mezcla entre líquidos hiperalcalinos y calcialcalinos (Mahood *et al.*, 1985). En las ignimbritas de Sonora central, la diferencia de color no parece relacionarse con líquidos de distinta composición. Los análisis de vidrio son homogéneos y se reparten, en el diagrama An-Ab-Or, al final de la línea evolutiva de los feldespatos alcalinos, dentro del campo de la sanidina (Figura 7). Las diferencias son tenues; el vidrio de los fragmentos de pómez (*fiammes*) es rico en agua (~5%), sin embargo, las astillas de color café tienen menos agua (2%) y son más ricas en potasio (5 a 6%). Los valores en sodio son bajos en los dos tipos (1 a 2.5%) y los porcentajes en hierro son relativamente elevados (1 a 2%) para lavas de composición riolítica.

En el vitrófiro del Cerro La Sonora (al norte de La Colorada, ver Vidal-Solano, 2005) existen evidencias de reacción entre líquido calcialcalino e hiperalcalino. Se observan ahí cristales de hornblenda que son rodeados primero por una corona de reacción con un intercrecimiento de plagioclasa y piroxeno, que posteriormente son cubiertos por grandes cristales de piroxeno verde (Figura 7). La presencia de plagioclasa y piroxenos más cálcicos en la corona subraya un fenómeno de difusión de calcio desde la hornblenda (líquido calcialcalino) hacia el líquido hiperalcalino.

### Las riolitas del sector Cerro El Sarpullido – Sierra San Antonio

Las riolitas que afloran en la región del Cerro Sarpullido, tienen la misma asociación de feldespato alcalino + fayalita + clinopiroxeno verde que las ignimbritas, pero se distinguen por la abundancia de fenocristales de cuarzo. En la base de los domos riolíticos se observan localmente rocas bicolors con bandas negras de tipo obsidiana y matriz beige, más vesicular y micropumicitica (Figura

8a). En las brechas y coladas piroclásticas asociadas, los fragmentos de obsidiana presentan tonos amarillos claros en el borde (Figura 8b), fenómeno que se asemeja al proceso de palagonitización de los vidrios basálticos (Stronck y Schmincke, 2002). Esto confirma la existencia de zonas lacustres en este sector durante el Mioceno medio. El mineral más abundante corresponde también a cristales automorfos (>500 μm) o quebrados de feldespatos alcalinos. A diferencia de lo observado en las ignimbritas, la plagioclasa puede también estar presente (muestras JR04-35A y JR04-53, Figura 9), con composiciones comprendidas entre oligoclasa ( $An_{24}Ab_{68}Or_8$ ) y anortosa ( $An_{17}Ab_{72}Or_{11}$ ). Los feldespatos alcalinos asociados tienen porcentajes en potasio ligeramente superiores a los de la sanidina de las ignimbritas ( $An_2Ab_{55}Or_{43}$  a  $An_2Ab_{41}Or_{56}$ ), y contienen además 1% a 2% de bario (referirse al trabajo de Vidal-Solano, 2005, para detalles de los análisis microsonda).

Entre los minerales ferromagnesianos, la fayalita está generalmente bien conservada en estos líquidos riolíticos (Figura 6). Los piroxenos varían desde cristales de color verde claro (muestra JR04-53), cuyas composiciones se ubican cerca del límite ferroaugita-ferrohedenbergita ( $Wo_{40}En_{12}Fs_{48}$ ), hasta cristales verde oscuro (JR04-25A) que se reparten en la línea Wo-Fs (Figura 9). Los minerales opacos son microcristales de magnetita (12–18% de titanio) con pequeños cristales automorfos de zircón asociados.

Los análisis de vidrio revelan diferencias de composición notables. El vidrio de la riolita de la Sierra San Antonio (JR04-53) es perfectamente transparente y de naturaleza perlítica. Se caracteriza por: 1) contenidos altos de agua (del orden de 7%); 2) porcentajes en sodio bajos (alrededor de 2%); y 3) valores muy elevados (5–6%) en potasio. Los vidrios de las otras riolitas son de color café claro y tienen, como las ignimbritas, bajos contenidos de agua (~2%).

Finalmente, es importante recalcar que la riolita JR04-

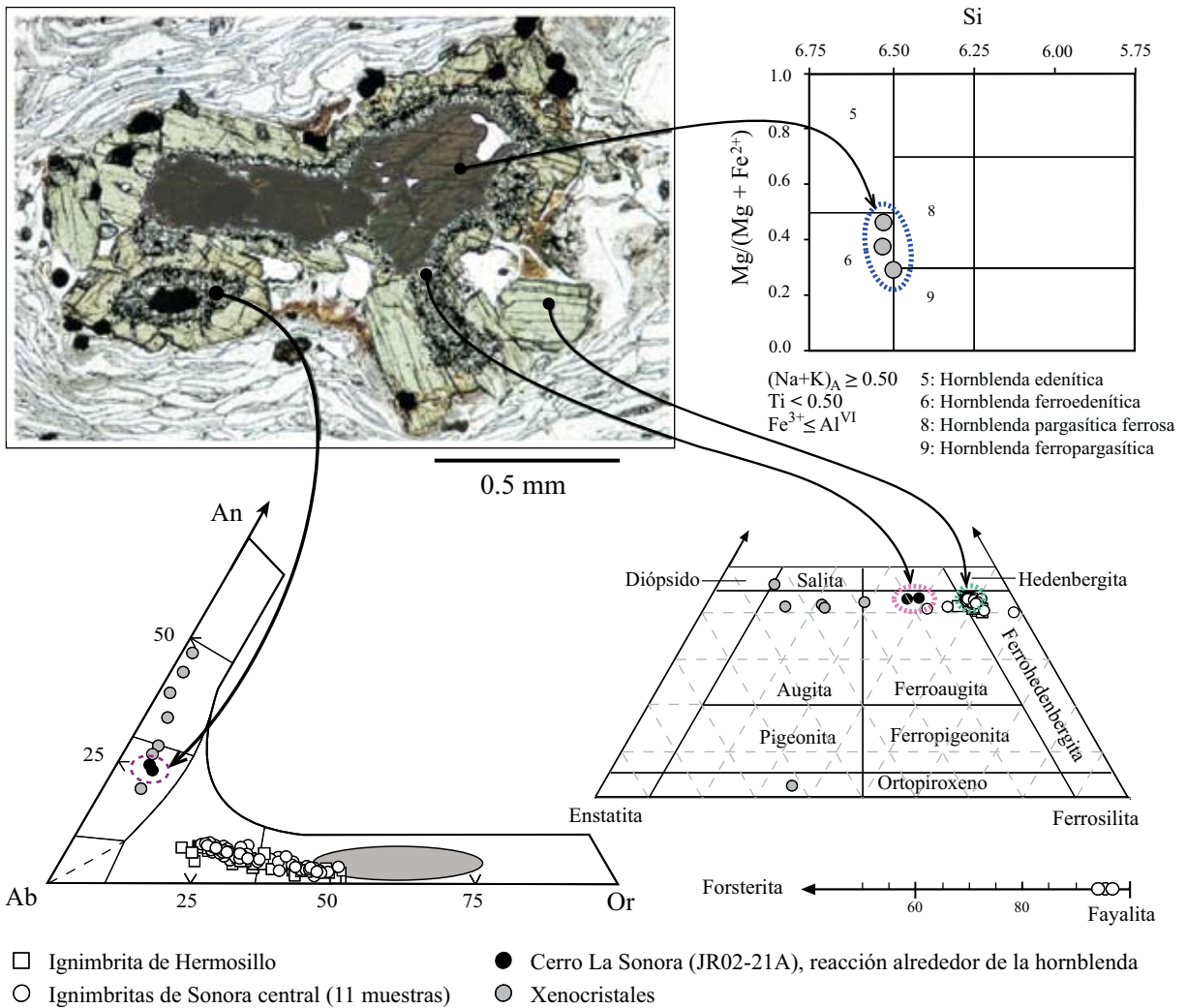


Figura 7. Mineralogía de las ignimbritas hiperalcalinas de Sonora central y evidencia de mezcla con un líquido calcalcalino en la ignimbrita del Cerro La Sonora (muestra JR02-21A). Clasificación de los anfíboles según Leake (1978), de los piroxenos según Deer *et al.* (1978). El campo oval gris en el diagrama de los feldespatos corresponde a la composición de los vidrios volcánicos.

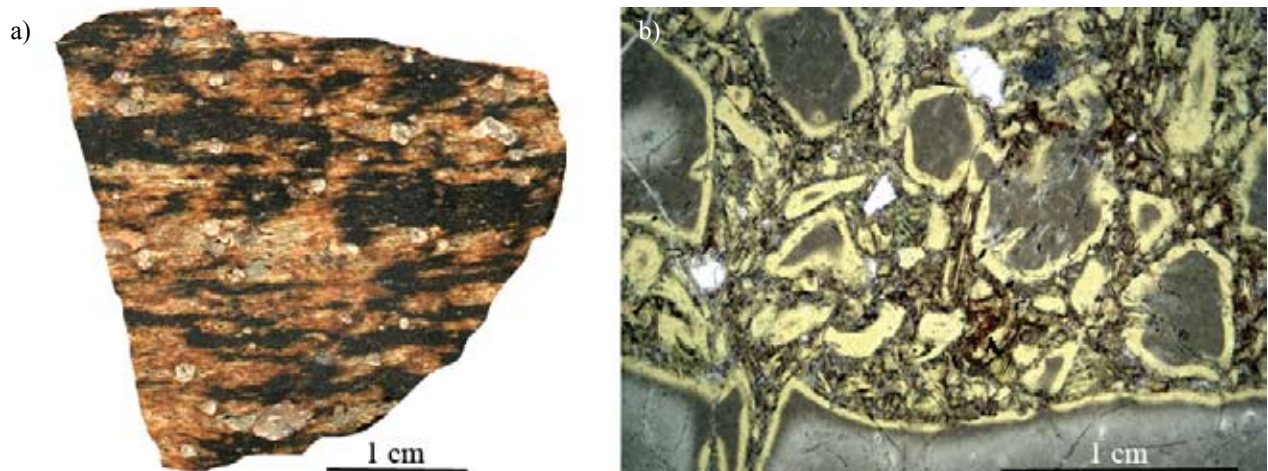


Figura 8. Riolita del Cerro Sarpullido (JR04-25A). a: Aspecto macroscópico mostrando la abundancia de cristales y la alternancia entre zonas de obsidiana negra y una parte más vesiculada de color café. b: lámina delgada mostrando el borde templado amarillo de los fragmentos.

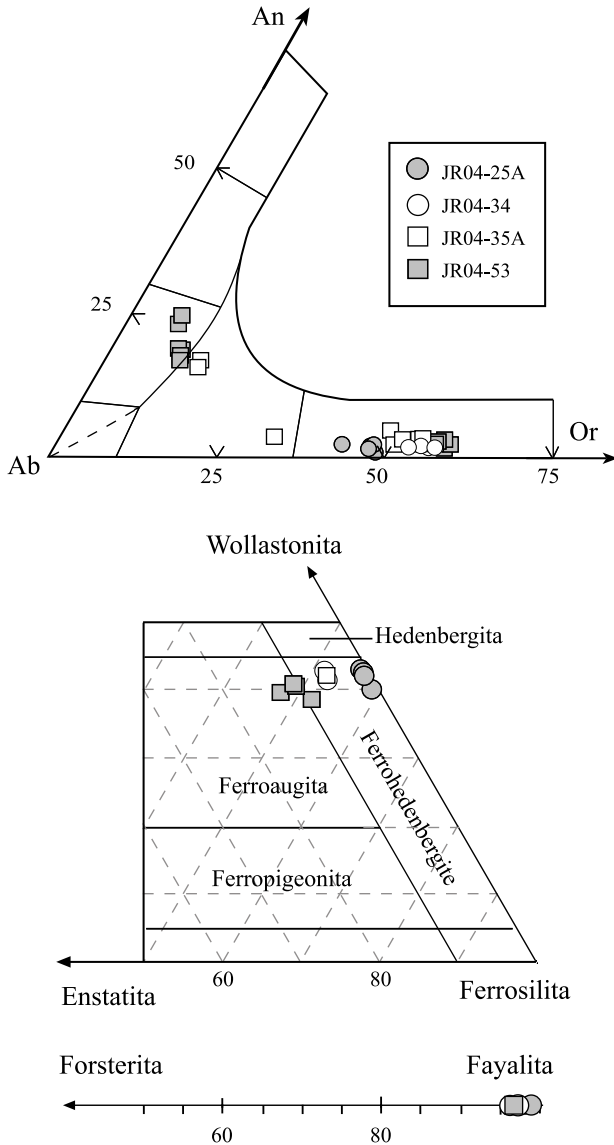


Figura 9. Mineralogía de las riolitas hiperalcalinas del Cerro Sarpullido y de la Sierra San Antonio.

53 de la Sierra San Antonio, presenta la asociación típica de los magmas hiperalcalinos, pero tiene también plagioclasa y piroxenos de tipo ferroaugita. Las composiciones de estas fases son idénticas a las del piroxeno y de la plagioclasa que forman la corona de reacción alrededor de una hornblenda en el vitrófiro del Cerro La Sonora (Figura 7), lo que conduce a considerar a esta riolita como un líquido híbrido. De hecho, riolitas calcialcalinas contemporáneas al volcanismo hiperalcalino son abundantes en el sector de la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez y McDowell, 2000).

### Las lavas vítreas de plagioclasa y piroxenos

Entre La Colorada y la Sierra San Antonio, las unidades ignimbríticas están recubiertas por derrames de lavas oscuras, vítreas porfíricas con plagioclasa + piroxenos + minerales opacos. Estos cristales se presentan como agregados policristalinos centimétricos (Figura 10). Los feldspatos (1 a 6 mm) son subautomorfos, con una zonación marcada y texturas de cedazo que se deben a la presencia de numerosas inclusiones de vidrio. La gran mayoría tienen composiciones entre andesina y oligoclasa ( $An_{46}Ab_{50}Or_4$  a  $An_{23}Ab_{67}Or_{10}$ ), y los núcleos de los cristales, cuando se preservan, son relativamente cálcicos (labrador  $An_{63-53}$  Figura 11). Los piroxenos son subautomorfos y presentan signos de inestabilidad revelados por la exsolución de minerales opacos a lo largo de líneas de clivaje (Figura 10). Se trata de augita rica en hierro y pobre en calcio ( $Wo_{36-38}En_{33-35}Fs_{26-29}$ ); clinopiroxenos aún más pobres en calcio, que se ubican al límite entre pigeonita y ferropigeonita ( $Wo_{7-8}En_{43-45}Fs_{45-47}$ ), están también presentes. El geotermómetro de Lindsley (1983) aplicado a los piroxenos de la muestra JR04-59B, dio temperaturas de cristalización del orden de los 950°C. Los minerales opacos (~ 400  $\mu m$ ) son titanomagnetita, aunque en algunos casos se presenta también ilmenita asociada. El geotermómetro magnetita-ilmenita (Carmichael, 1967) proporcionó las mismas temperaturas de cristalización de

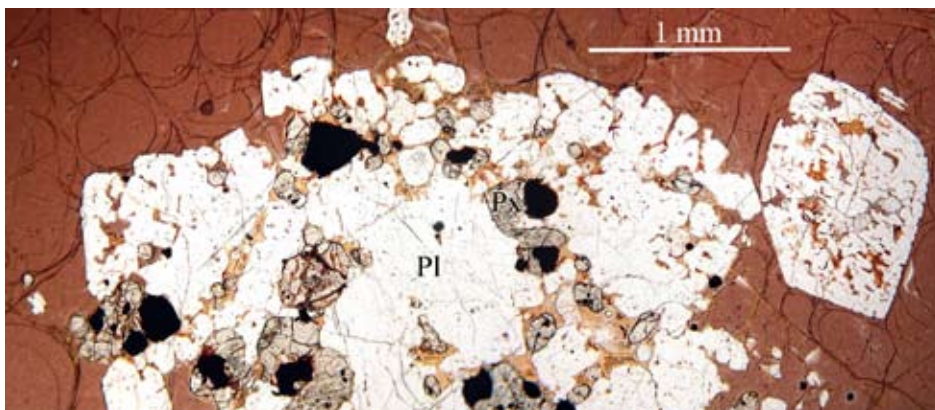


Figura 10. Aspecto en lámina delgada de las lavas vítreas porfíricas que cubren a las ignimbríticas hiperalcalinas. Se puede notar el aspecto glomeroporfírico (agregados de plagioclasa, piroxenos y opacos) y la matriz vítrea y perlitica.

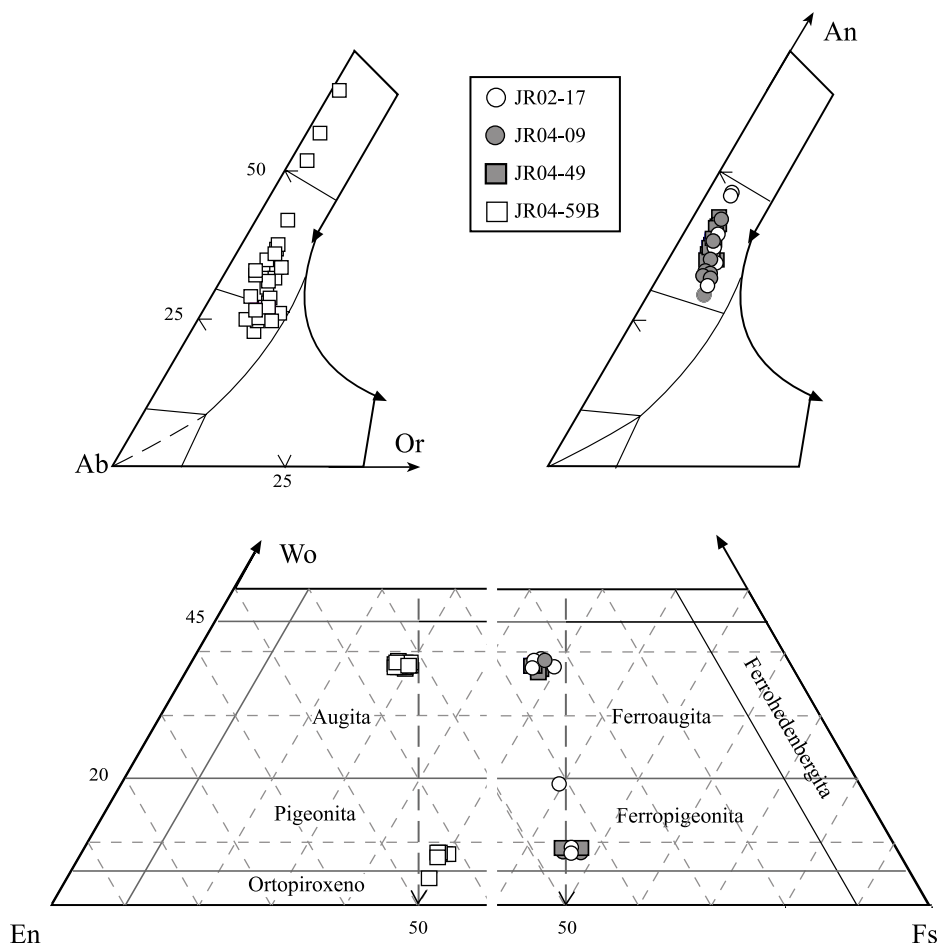


Figura 11. Mineralogía de las lavas vítreas porfíricas de plagioclasa y piroxenos del Mioceno medio.

950°C. Cristales alargados de apatito son frecuentes en el borde de los agregados.

La matriz vítrea sólo contiene cristalitas de feldespato y gránulos de opacos, lo que implica un ascenso rápido y un enfriamiento violento de estos magmas en la superficie (fracturas perlíticas en el vidrio, Figura 10). La incorporación de líquido en los cristales sugiere velocidades de crecimiento rápidas y un aumento de temperatura; eso es generalmente asociado a la intrusión de magma básico en un reservorio de gran tamaño, induciendo así una convección activa (Seaman, 2000; Couch *et al.*, 2001; Mortazavi y Sparks, 2004). El vidrio de la matriz es de composición riolítica con valores elevados en hierro y en álcalis, pero bajos en agua (1.5%). Los análisis de vidrio se reparten en la misma línea evolutiva que los de las riolitas hiperalcalinas (Vidal-Solano, 2005).

## GEOQUÍMICA DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS MIOCENO MEDIO

Treinta y cuatro muestras de lava fueron analizadas para definir la geoquímica (elementos mayores) de las se-

cuencias volcánicas del Mioceno medio (Tabla 2). A partir de estos datos se seleccionaron veintidós muestras para la determinación de elementos trazas (Tabla 3). La metodología que se siguió para determinar los elementos mayores y traza puede ser consultada en el trabajo de Vidal-Solano (2005).

### Elementos mayores

Las ignimbritas de Sonora central son de composición riolítica (>72 % de SiO<sub>2</sub>), ricas en álcalis (7–9 %), pero pobres en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~12 %). Los porcentajes relativamente elevados en hierro (Tabla 2) contribuyen en clasificar a estas rocas como comenditas (Macdonald, 1974; Le Maitre, 1989). Los contenidos de potasio son por lo regular superiores a los de sodio, sin embargo, en las rocas típicamente hiperalcalinas (con acmita en la norma CIPW) sodio y potasio tienen concentraciones parecidas. La gran movilidad del sodio en este tipo de rocas es probablemente responsable de la pérdida del carácter hiperalcalino en la mayoría de las ignimbritas. Estos líquidos riolíticos se caracterizan además por valores relativamente elevados en Rb (134–190 ppm) y Zr (>300

Tabla 2. Análisis químicos (ICP-OES) de los elementos mayores representativos y normas CIPW de rocas de las secuencias volcánicas del Mioceno Medio de Sonora central.

Muestra Roca Localidad	Región de La Colorada										Región norte						Región este								
	JR02-01*		JR03-7*		JR02-11A*		JR02-21A*		JR03-5*		JR02-40*		JR02-56*		JR02-93*		JR02-71c*		JR03-6*		JR04-12B**		JR04-22**		
	R	CSo	R	CLL	R	LC	R	CLS	R	RSL	R	CEA	R	SR	R	REA	R	SMH	R	SMH	R	SR	R	SIP	R
SiO <sub>2</sub>	73.54	74.54	72.26	74.40	75.11	75.03	74.40	75.11	75.03	72.77	72.16	74.26	74.26	72.44	75.70	72.96	71.15	72.96	71.15	72.96	71.15	72.96	71.15	72.96	71.15
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.17	0.13	0.13	0.14	0.16	0.13	0.14	0.16	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.16	0.13	0.13	0.12	0.16	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.77	11.95	11.85	11.93	12.04	12.07	11.93	12.04	12.07	12.01	11.85	11.95	11.95	11.59	12.06	12.42	12.16	12.42	12.16	12.42	12.16	12.42	12.16	12.42	12.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.03	1.51	1.41	1.14	1.71	1.50	1.14	1.71	1.50	1.05	1.62	1.12	1.12	1.28	1.59	1.82	1.84	1.82	1.84	1.82	1.84	1.82	1.84	1.82	1.84
FeO	0.18	0.16	0.39	0.59	0.11	0.21	0.59	0.11	0.21	0.71	0.27	0.66	0.66	0.49	0.23	0.37	0.27	0.37	0.27	0.37	0.27	0.37	0.27	0.37	0.27
MnO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.11	0.15	0.20	0.09	0.11	0.12	0.09	0.11	0.12	0.07	0.09	0.12	0.12	0.09	0.16	0.12	0.12	0.09	0.16	0.12	0.12	0.09	0.16	0.12	0.12
CaO	0.52	0.59	0.65	0.65	0.37	0.44	0.65	0.37	0.44	0.46	0.48	0.53	0.53	0.44	0.50	0.57	1.06	0.57	1.06	0.57	1.06	0.57	1.06	0.57	1.06
Na <sub>2</sub> O	3.73	4.30	3.37	3.89	3.83	3.71	3.89	3.83	3.71	3.46	3.33	3.01	3.01	3.23	3.59	3.07	3.28	3.07	3.28	3.07	3.28	3.07	3.28	3.07	3.28
K <sub>2</sub> O	5.09	4.62	4.67	4.38	4.68	4.43	4.38	4.68	4.43	4.73	4.56	5.26	5.26	4.90	4.40	5.78	3.07	5.78	3.07	5.78	3.07	5.78	3.07	5.78	3.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.16	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.
H <sub>2</sub> O+	0.20	0.73	0.30	0.04	0.17	0.46	0.04	0.17	0.46	0.09	0.23	0.19	0.19	0.20	0.58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O-	0.69	0.17	3.29	3.04	0.40	0.05	3.04	0.40	0.05	3.05	3.84	3.29	3.29	3.49	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
LOI	99.16	99.08	98.59	100.36	98.77	98.24	100.36	98.77	98.24	98.59	98.63	100.60	100.60	98.33	99.24	100.48	6.91	100.48	6.91	100.48	6.91	100.48	6.91	100.48	6.91
Total	99.16	99.08	98.59	100.36	98.77	98.24	100.36	98.77	98.24	98.59	98.63	100.60	100.60	98.33	99.24	100.48	6.91	100.48	6.91	100.48	6.91	100.48	6.91	100.48	6.91
Ne																									
Ac	0.91	1.01	0.90	0.93	0.95	0.90	0.93	0.95	0.90	0.90	0.88	0.89	0.89	0.92	0.89	0.91	0.72	0.91	0.72	0.91	0.72	0.91	0.72	0.91	0.72
IH	10.40	17.29	20.34	10.58	12.38	14.01	10.58	12.38	14.01	8.22	9.93	13.22	13.22	10.40	16.94	9.53	46.28	9.53	46.28	9.53	46.28	9.53	46.28	9.53	46.28
Mg#																									

Muestra Roca Localidad	Región sur										Basaltos																				
	JR03-1*		JR04-49**		JR04-40**		JR04-30A**		JR04-37B**		JR03-10B*		JR03-9*		JR04-32**		JR04-39**		JR04-35A**		JR02-19*		JR03-10A*		JR03-2*		JR03-3*				
	I	CCha	I	LB	R	MD	R	CS	R	CS	R	MD	R	MD	R	CS	R	MD	R	CS	R	CCCha	R	MD	R	CLS	R	CLS	R	CLS	
SiO <sub>2</sub>	61.41	65.26	72.65	72.65	73.30	73.57	73.30	73.57	73.60	73.74	73.79	74.18	74.18	74.31	74.95	74.18	74.95	74.18	74.95	74.18	74.31	74.95	74.18	47.17	47.17	46.77	46.77	46.77	46.77		
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.94	0.13	0.13	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.13	0.13	0.08	0.08	0.24	0.16	0.13	0.16	0.13	0.16	0.13	0.24	0.16	0.13	0.13	2.23	2.23	2.17	2.17	2.17	2.17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.34	14.24	12.72	12.22	12.61	12.27	12.61	12.27	11.89	11.80	12.44	11.75	11.75	12.89	11.98	11.75	11.98	11.75	11.98	11.75	12.89	11.98	11.75	11.75	16.82	16.82	16.57	16.57	16.57	16.57	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.97	5.46	1.77	1.85	2.36	1.72	2.36	1.72	0.80	1.74	1.17	1.80	1.80	2.09	1.62	1.80	1.62	1.80	1.62	2.09	1.62	1.80	1.62	6.70	6.70	6.16	6.16	6.16	6.16		
FeO	2.90	3.17	0.23	0.47	0.12	0.06	0.47	0.12	0.85	0.68	0.46	0.63	0.63	0.39	0.06	0.63	0.06	0.63	0.06	0.39	0.06	0.63	0.06	5.20	5.20	5.50	5.50	5.50	5.50		
MnO	0.11	0.10	0.03	0.04	0.09	0.04	0.09	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.03	0.07	0.03	0.03	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18		
MgO	1.00	1.03	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.10	<L.D.	0.10	0.09	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.15	0.08	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.15	0.08	0.15	0.08	0.08	6.68	6.68	6.37	6.37	6.37	6.37		
CaO	2.22	2.95	0.50	0.76	0.34	0.58	0.34	0.58	0.55	0.63	0.67	0.58	0.58	0.51	0.50	0.50	0.50	0.51	0.50	0.51	0.50	0.50	0.50	9.70	9.70	9.58	9.58	9.58	9.58		
Na <sub>2</sub> O	3.12	3.86	3.49	4.09	3.23	3.81	3.23	3.81	3.81	2.96	3.14	3.12	3.12	3.85	3.35	3.12	3.35	3.12	3.85	3.35	3.85	3.35	3.35	3.76	3.76	3.50	3.50	3.50	3.50		
K <sub>2</sub> O	3.48	3.93	5.19	3.93	6.00	4.58	6.00	4.58	3.83	5.42	5.14	5.08	5.08	5.00	4.72	5.00	4.72	5.00	4.72	5.00	4.72	5.00	4.72	0.77	0.77	0.66	0.66	0.66	0.66		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.26	<L.D.	<L.D.	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.08	0.03	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.08	0.03	0.08	0.03	0.03	0.44	0.44	0.46	0.46	0.46	0.46		
H <sub>2</sub> O+	1.85	—	—	—	—	1.00	—	1.00	3.35	—	—	—	—	0.15	1.18	—	—	—	0.15	1.18	0.15	1.18	0.15	0.57	0.57	0.79	0.79	0.79	0.79		
H <sub>2</sub> O-	0.12	—	—	—	—	1.47	—	1.47	0.04	—	—	—	—	0.32	0.12	—	—	—	0.32	0.12	0.32	0.12	0.12	0.07	0.07	0.1	0.1	0.1	0.1		
Total	100.59	103.26	100.34	100.41	99.32	99.39	99.32	99.39	99.05	101.30	100.93	100.85	100.85	100.05	98.78	100.30	98.81	100.30	98.81	100.05	98.78	100.30	98.78	100.30	3.77	3.77	1.48	1.48	1.48	1.48	
Ne																															
Ac	0.67	0.75	0.89	0.90	0.94	0.92	0.94	0.92	0.88	0.91	0.86	0.91	0.91	0.91	0.89	0.91	0.42	0.91	0.42	0.91	0.42	0.89	0.89	0.42	0.42	0.39	0.39	0.39	0.39		
IH	15.14	21.27	10.39	9.03	8.61	11.64	9.03	8.61	10.83	8.61	12.27	8.61	8.61	12.27	10.04	55.75	55.75	55.75	55.75	12.27	10.04	55.75	55.75	55.75	55.75	54.98	54.98	54.98	54.98		
Mg#																															

Análisis \* M.O. Trensz, CEREGE, Universidad Aix-Marseille III; \*\* CRPG, Nancy, Francia. Tipos de roca: R: riolita; I: islandita; B: basalto. Localización de las muestras: SMH: San Miguel de Horcasitas; CP: Cerro Prieto; MD: Mina Divisadero; CCha: Cerro Chapala; LB: Lista Blanca; CS: Cerro Sarpullido; CLL: Cerro La Legua; CLS: Cerro La Sonora; CSO: Cerro El Sombrerillo; LC: Cerro La Colorada; RSL: Rancho San Lorenzo; CEA: Cerro El Albañil; SR: Santa Rosalia; REA: Rancho El Aguajito; SIP: San José de Pimas; RY: Río Yaqui. Ne: nefelina; Ac: acmita; IH: Índice de hiperalecalinidad en proporción molar [(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)].

ppm) pero bajos en Sr (<40 ppm) y Ba (<100 ppm). Zr y Ba son, por lo tanto, elementos que permiten diferenciar claramente las riolitas hiperalcalinas de las lavas ácidas calcialcalinas contemporáneas que afloran ampliamente en la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Los valores más elevados en Ba de las muestras JR02-1 y JR02-19 (Tablas 2 y 3) subrayan el carácter híbrido de algunas ignimbritas, tal como se observó en lámina delgada (Figura 11).

Las lavas vítreas negras de plagioclasa y piroxenos tienen entre 60 y 65% de sílice; son pobres en aluminio, magnesio y titanio, y contienen cantidades elevadas de potasio (>3.4%, Tabla 2). Se reparten en el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) en los campos de las andesitas y traquitas en el límite con el dominio de las lavas alcalinas (Figura 12). La riqueza en hierro total (8.5–13 %) indica sin embargo una firma toleítica que conduce a clasificar estas lavas como islanditas (Carmichael, 1964; Vidal-Solano, 2005). La génesis de las lavas islandíticas, que tienen concentraciones elevadas tanto en K<sub>2</sub>O como en Ba (~1,100 ppm) y Zr (400–450 ppm), ha sido explicada en Sonora por medio de líquidos basálticos que quedaron estancados en reservorios próximos a la superficie, donde fueron diferenciados y en donde los procesos de contaminación les impregnaron una firma potásica (Vidal-Solano *et al.*, 2006).

Los basaltos del Mioceno medio son muy escasos en Sonora central. Se encontraron aflorando debajo de las ignimbritas en la región de Hermosillo (donde fueron fechados en  $12.64 \pm 0.09$  Ma; Vidal-Solano *et al.*, 2005), y arriba de la ignimbrita del Cerro El Albañil (ver Figura 3). Estos basaltos se reparten en el diagrama TAS (Figura 12), en el campo de las lavas alcalinas. Tienen valores bajos en sílice (46–47 %), elevados en titanio (>2 %) y en sodio (~3.5 %), y tienen además un poco de nefelina en la norma CIPW (Tabla 2). La riqueza en hierro (>11 %) subraya sin embargo un carácter transicional (Barberi *et al.*, 1975; Bizouard *et al.*, 1980). Los valores bajos en Ni (<21 ppm), Cr (<75 ppm) y Mg# (55–54) indican finalmente que estos basaltos sufrieron procesos de diferenciación.

### Elementos traza

Las rocas ácidas hiperalcalinas tienen espectros de tierras raras muy parecidos entre sí (Figura 12) que se caracterizan por (1) un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), (2) una marcada anomalía negativa en Eu, y (3) un perfil plano para las tierras raras pesadas (HREE). Este tipo de espectro es muy similar al de las riolitas hiperalcalinas de La Primavera (Mahood, 1981). Las ignimbritas

Tabla 3. Análisis químicos (ICP-MS) de elementos traza de rocas de las secuencias volcánicas del Mioceno medio de Sonora central. Análisis: F. Keller, LGCA Grenoble, Francia. Mismas abreviaciones que en la Tabla 2.

Muestra	Región de La Colorada			Región norte		Región este	
	JR03-7	JR02-21A	JR02-11A	JR02-71C	JR02-40	JR04-12B	JR04-22
Tipo de roca	R	R	R	R	R	R	R
Localidad	CLL	CLS	LC	SMH	SR	SJP	RY
Rb	143.0	160.1	134.4	171.0	157.0	166.0	160.4
Sr		2.7	7.4	1.9	1.6	10.2	37.4
Ba	20.1	19.8	19.4	14.7	33.2	61.5	42.4
Co		0.3		0.3			
Zr	334.0	360.8	333.6	359.0	329.0	348.0	296.6
Y	25.9	40.6	43.9	40.5	41.0	54.5	53.8
Nb	23.3	26.0	24.7	27.7	22.9	23.8	24.8
Cs	3.3	5.8	6.8	5.1	5.6	6.0	5.5
Th	8.4	15.2	15.9	8.2	15.7	19.5	19.9
Ta	1.8	1.9	1.8	1.9	1.8	1.8	1.9
U	4.4	5.0	4.7	4.4	5.2	5.7	5.3
Pb	15.8	20.7	19.8	18.7	21.0	25.0	26.5
Hf	10.2	10.2	10.0	9.7	9.8	10.4	9.5
La	9.08	21.72	28.74	11.05	25.40	57.70	61.03
Ce	50.50	63.03	83.89	34.11	85.50	126.00	124.52
Pr	3.25	6.33	7.76	3.80	6.72	14.20	14.65
Nd	13.10	24.45	28.79	15.12	25.40	52.20	54.17
Sm	3.45	5.57	6.28	4.07	5.49	10.50	10.81
Eu	0.05	0.06	0.07	0.05	0.07	0.12	0.11
Gd	3.43	5.56	5.79	4.28	5.44	8.74	9.23
Tb	0.65	0.96	1.08	0.80	0.97	1.51	1.57
Dy	3.95	5.87	6.66	5.17	6.25	9.04	9.41
Ho	0.87	1.28	1.43	1.13	1.36	1.91	1.92
Er	2.56	3.95	4.32	3.53	4.15	5.55	5.62
Yb	2.65	4.14	4.39	3.81	4.45	5.27	5.49
Lu	0.41	0.59	0.66	0.57	0.69	0.82	0.84



Tabla 3. Continuación.

Muestra Tipo de roca Localidad	Región sur									
	JR03-1	JR04-49	JR04-40	JR04-30A	JR04-37B	JR03-9	JR04-32	JR04-39	JR02-19	JR04-35A
	I	I	R	R	R	R	R	R	R	R
	CCha	LB	MD	CS	CS	MD	CS	MD	CCha	CS
Rb	136.3	134.0	171.0	203.0	149.0	178.0	170.0	146.9	148.0	188.0
Sr	187.4	195.0	11.4	42.2		13.8	3.3	32.3	31.1	10.0
Ba	1116.5	1059.7	36.0	44.6	95.7	48.1	91.0	348.2	451.6	170.0
Co	6.6	6.5						0.4	1.1	
Zr	428.6	445.0	314.0	321.0	335.0	317.0	246.0	97.1	499.2	272.0
Y	50.6	55.9	54.5	52.9	12.5	53.1	35.3	29.9	50.9	58.4
Nb	19.4	19.7	23.2	23.3	21.0	23.7	22.5	19.2	22.2	22.4
Cs	4.0	3.7	6.8	8.7	4.2	6.6	6.4	2.1	2.9	6.8
Th	13.5	13.5	19.3	18.1	4.5	18.9	11.6	8.1	16.7	20.8
Ta	1.4	1.3	1.8	1.8	1.7	1.8	1.8	1.5	1.7	1.9
U	4.2	4.2	5.7	5.5	4.0	5.7	6.3	2.4	4.6	7.3
Pb	17.8	17.2	26.8	24.1		26.8	19.6	24.3	54.3	25.9
Hf	9.6	10.4	9.5	9.6	10.0	9.5	7.9	3.8	11.3	8.5
La	42.86	42.49	58.40	55.20	8.67	56.90	12.30	29.97	47.57	55.30
Ce	96.01	92.47	122.00	117.00	39.30	118.00	59.30	61.95	105.06	119.00
Pr	11.42	11.34	14.40	14.00	2.66	13.70	4.16	7.01	12.15	14.40
Nd	44.82	45.03	51.90	51.10	9.88	50.20	16.90	24.46	46.06	54.00
Sm	9.54	10.00	10.50	9.73	2.21	9.74	4.37	5.32	9.17	10.90
Eu	1.83	1.91	0.13	0.14	0.05	0.12	0.23	0.42	0.54	0.55
Gd	8.28	8.73	9.22	8.62	2.07	8.47	4.36	4.29	8.53	9.32
Tb	1.37	1.49	1.54	1.45	0.34	1.43	0.82	0.75	1.40	1.63
Dy	8.57	8.86	9.17	8.42	2.03	8.68	5.12	4.49	8.16	9.93
Ho	1.78	1.83	1.91	1.84	0.42	1.83	1.11	0.93	1.73	2.03
Er	5.10	5.21	5.47	5.20	1.24	5.41	3.47	2.72	5.08	5.89
Yb	4.73	5.03	5.24	5.03	1.41	5.12	3.70	2.89	4.99	5.70
Lu	0.78	0.80	0.80	0.77	0.22	0.78	0.58	0.43	0.71	0.87

de La Colorada, de la región Norte, así como una riolita ubicada en posición intermedia en la sección del Cerro Sarpullido (Figura 3), tienen espectros más empobrecidos ( $\Sigma\text{REE} = 71$  ppm), con una anomalía positiva en Ce. Las muestras que presentan estas anomalías tienen valores elevados en Zr (Tabla 3). Los minerales accesorios, y en particular el zircón, son conocidos por concentrar elementos traza y en particular las REE (Hoskin e Ireland, 2000; Seidler, 2001). Es probable que estas anomalías se deban entonces a un ataque incompleto de la muestra al momento de la puesta en solución. Este fenómeno ha sido reportado en el caso de riolitas hipercalinas de la secuencia terciaria bimodal del Norte de Camerún (Ngounouno *et al.*, 2000).

La islandita analizada tiene un espectro de REE muy similar al de las riolitas (Figura 12), pero con una anomalía en Eu menos marcada y un enriquecimiento en LREE ligeramente menor  $[(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.6-6.1]$ . Los basaltos transicionales de Hermosillo presentan un espectro parecido pero con una relación  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  de 4.2 (Vidal-Solano *et al.*, 2005).

En los diagramas de multielementos normalizados a condrita (Thompson *et al.*, 1984), las rocas hipercalinas presentan espectros muy irregulares debido a fuertes anomalías negativas en Ti, P y Sr, ligadas al grado de diferenciación. No obstante, el trazo del conjunto se enriquece

hacia los elementos más incompatibles. Es de notar que las comenditas siguen presentando, como las lavas de zonas de subducción, una anomalía negativa en Nb-Ta (Figura 12). Así como para las REE, las rocas ácidas de la región norte, presentan los espectros más empobrecidos. Los derrames riolíticos muestran, con respecto a las ignimbritas, una anomalía negativa más pronunciada en Eu. Las islanditas tienen estrictamente el mismo trazo espectral que las comenditas, pero con anomalías negativas menos pronunciadas en Ti, Sr, P y Ba. La geoquímica junto con datos isotópicos se discuten con más detalle en otra publicación (Vidal-Solano *et al.*, 2006).

## SIGNIFICADO DEL VOLCANISMO DEL MIOCENO MEDIO

Los resultados obtenidos en el marco de este trabajo han permitido una reevaluación de los datos anteriores, contribuyendo a un mejor conocimiento de la evolución tectono-magmática de la parte central del Estado de Sonora. Tanto las observaciones de campo como las dataciones Ar-Ar han puesto de manifiesto la existencia, en las rocas volcánicas terciarias, de un episodio ignimbritico hipercalino que se emplaza durante un periodo muy bien definido (~12 Ma)

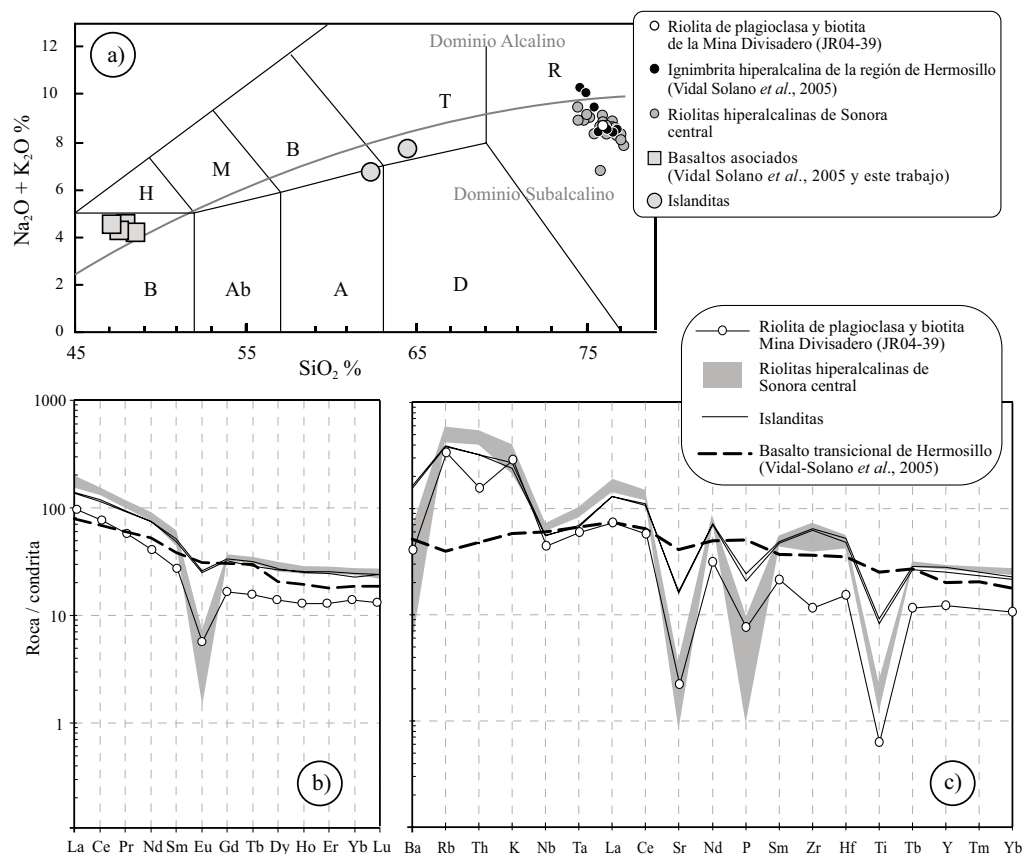


Figura 12. Geoquímica de las secuencias volcánicas del Mioceno Medio de Sonora central. a: Diagrama de alcalis vs.  $\text{SiO}_2$  (TAS, Le Bas *et al.*, 1986); B: basalto; Ab: andesita basáltica; A: andesita; D: dacita; H: hawaita; M: mugearita; B: benmoreita; T: traquita; R: riolita. b: Espectros de los elementos de las Tierras Raras normalizados a condrita (valores de normalización de Boynton, 1984). c: Diagrama de multielementos (valores de normalización de Thompson *et al.*, 1984)

en el Mioceno medio. Dado que las ignimbritas son un buen marcador estratigráfico por su extensa distribución geográfica, la caracterización de este evento hiperalcalino resulta fundamental para el entendimiento del marco tectónico regional.

Las ignimbritas hiperalcalinas se diferencian, por sus características mineralógicas y químicas, tanto de las lavas calcialcalinas del Mioceno inferior como de los grandes volúmenes de riolita del Mioceno medio que afloran en la Sierra Libre (MacMillan *et al.*, 2003). Los criterios de identificación de las ignimbritas hiperalcalinas son: 1) en el campo, su espesor reducido (<100m), la morfología en mesa y el carácter soldado del material con frecuentes vitrófros en la base; y 2) en lámina delgada, la asociación sanidina + fayalita + clinopiroxeno verde rico en hierro. La localización de las ignimbritas y el hecho que estén con frecuencia intercaladas con depósitos detríticos, demuestra que se emplazaron en valles relacionados con una tectónica extensional. Existen además muchos indicios, tanto de campo como microscópicos, que atestiguan la presencia de lagos en estas depresiones tectónicas.

La aparición, a los 11 Ma, de islanditas en la parte sur de la zona de estudio es otro elemento que aclara la evolución tectónica de la región. Las islanditas son lavas

diferenciadas de la secuencia toleítica, cuyas características petrográficas indican una evolución en un sistema volcánico abierto, afectado por una convección dinámica (Couch *et al.*, 2001). Estos líquidos ascendieron rápidamente a la superficie (matriz vítrea sin microlitos) favorecidos por las fracturas que afectaron la corteza. El granófiro de Empalme (Cochemé, 1981; Paz-Moreno, 1992; Roldán-Quintana *et al.*, 2004) tiene una edad similar a las islanditas y su emplazamiento está claramente relacionado con fracturas que indican una dirección de extensión E-W. El granófiro representa probablemente las apófisis de un sistema plutónico mayor, lo que sugiere que grandes volúmenes de magma se acumularon cerca de la superficie durante el Mioceno medio. La alta producción magmática de la zona se puede relacionar con un adelgazamiento avanzado de la litósfera en la región de Guaymas. La erupción de ignimbritas hiperalcalinas en un lapso de tiempo muy breve, después de una larga fase de maduración en la corteza (Vidal-Solano, 2005), tiene mucha similitud con lo que ocurre actualmente en la región del Afar, Etiopía (Lahitte *et al.*, 2003). En esta zona, que corresponde a una corteza ya muy adelgazada, las manifestaciones volcánicas ácidas ocurren en la zona de propagación del *rift*, poco antes de la llegada de los magmas basálticos, que marcan la fase de extensión principal.

No se aprecia discordancia mayor entre las ignimbritas y las islanditas; las dos formaciones están basculadas, indicando que la fase de extensión responsable de la formación del graben de Empalme ocurrió al final del Mioceno, probablemente durante la transferencia de Baja California hacia la placa del Pacífico (Spencer y Normark, 1979; Klitgord y Mammerickx, 1982; Stock y Hodges, 1989). Tomando en cuenta las reconstituciones propuestas para la apertura del Golfo de California y el desplazamiento de la península con respecto al continente (Stock, 2000; Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003) se puede observar (1) que el volcanismo hiperalcalino de Sonora central coincide con ignimbritas que presentan las mismas características y edad en la zona de Puertecitos (Nagy *et al.*, 1999; Stock *et al.*, 1999; Oskin, 2002) y (2) que el graben de Guaymas presenta su contraparte en Baja California, en una zona afectada también por un intenso fracturamiento N-S (ver Vidal-Solano, 2005). Estos grábenes caracterizan la fase de ruptura inicial de la corteza continental, que precedió la apertura oceánica y el desarrollo de la cuenca de Guaymas (Saunders *et al.*, 1982).

## CONCLUSIONES

Un cambio drástico en el magmatismo terciario de Sonora central es registrado durante el Mioceno medio con la aparición del volcanismo de naturaleza hiperalcalina. Las ignimbritas y riolitas de este evento, de tipo comendítico, no están relacionadas a la actividad magmática calcialcalina generada por los procesos de subducción que afectaron el margen occidental de la placa de Norteamérica. Su posición en tiempo (~12 Ma) y espacio está relacionada con un episodio inicial de adelgazamiento litosférico, generado por la formación de un *rift* intracontinental que pertenece al sistema del proto-Golfo de California. La clara asociación de las comenditas con basaltos transicionales y magmas diferenciados de la secuencia toleítica (islanditas), demuestra claramente el significado anorogénico del magmatismo y de su evolución. Dado la importancia de su significado y distribución, el hecho de reconocer las ignimbritas hiperalcalinas dentro de la secuencia terciaria de la región, resulta ser un buen marcador estratigráfico del episodio de *rifting*.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio forma parte de los resultados obtenidos en la tesis de doctorado del autor principal, desarrollada en el Laboratorio de Petrología Magmática de la Universidad Paul Cézanne (Aix-Marseille III), con el apoyo del programa SFERE-CONACYT (Beca #129313).

Agradecemos a M. Ángel García G. y A. Susana Rosas M., por el análisis isotópico de argón, la preparación de muestras y la separación de minerales, a M.O. Trenz

(análisis de ICP-OES, CEREGE), a C. Merlet (microsonda electrónica, ISTEEM Montpellier) y a J.-C. Girard por la preparación de secciones delgadas. A Carlos Coronado, José Robles, Ilitch Gallardo, Rafael del Río Salas, Pedro Vargas, Facundo Cázares, Víctor Vargas, Jorge Durazo, Luis Yáñez, Jesé Urrutia, Ramses Tarazón y Kevin Green por su valiosa ayuda en el campo, a los rancheros Leonardo Ancheta, Jacinto Salazar, Miguel Ángel Burchack, Ramón Villaescusa, Rene Villaescusa y Fernando Tapia por las facilidades de acceso y su amable hospitalidad. Un agradecimiento especial a J.-J. Cochemé por su incondicional apoyo y sus invaluable consejos sobre la geología del Estado de Sonora.

## REFERENCIAS

- Alencaster, G., 1961, Paleontología del Triásico Superior de Sonora Parte I, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, 11, 18 p.
- Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez, B.E., Franco-Vega, O., 2006, Formación Pozo Nuevo: una nueva secuencia litoestratigráfica de plataforma del Ordovícico Temprano de la región central de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23(1), 23-38.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., Rangin, C., 1981, Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: Journal of Structural Geology, 3, 347-357.
- Barberi, F., Ferrara, G., Santacroce, R., Treuil, M., Varet, J., 1975, A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift Ethiopia): Journal of Petrology, 16, 22-56.
- Bartolini, C., Morales-Montaña, M., Damon, P., Shafiqullah, M., 1992, K-Ar ages of tilted tertiary volcanic rocks associated with continental conglomerates, Sonoran Basin and Range Province, México: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 24, p. 6.
- Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Morales-Montaña, M., 1994, Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (Báucarit Formation) in Sonora, México: Geofísica Internacional, 33, 67-77.
- Bizouard, H., Barberi, F., Varet, J., 1980, Mineralogy and petrology of Erta Ale and Boina volcanic series, Afar rift, Ethiopia: Journal of Petrology, 21, 401-436.
- Blair, K., Gans, P.B., 2003, Stratigraphy of the Sahuaripa basin and preliminary comparison to the Río Yaqui basin, east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 34(6), paper no. 16-13 (electronic abstract).
- Bockoven, N.T., 1980, Reconnaissance geology of the Yécora-Ocampo area, Sonora and Chihuahua, Mexico: Austin, University of Texas, tesis doctoral, 197 p.
- Boynton, W.V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, *en* Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry: Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 1992, A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high grade ignimbrites: Bulletin of Volcanology, 54, 504-520.
- Calles-Montijo, R., 1999, Evolución tectono-sedimentaria de las cuencas terciarias: porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua Sonora central, México: Universidad de Sonora, tesis de maestría, 67 p.
- Capaccioni, B., Sarocchi, D., 1996, Computer-assisted image analysis

- on clast shape fabric from the Orvieto-Bagnoregio ignimbrite (Vulsini District, central Italy): implications on the emplacement mechanisms: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, 75-90.
- Capaccioni, B., Valentini, L., Rocchi, M.B., Nappi, G., Sarocchi, D., 1997, Image analysis and circular statistic for shape-fabric analysis: applications to lithified ignimbrites: *Bulletin of Volcanology*, 58, 501-514.
- Carmichael, I.S.E., 1964, The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland: *Journal of Petrology*, 5, 435-460.
- Carmichael, I.S.E., 1967, The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14, 36-64.
- Cerca-Martínez L.M., Aguirre-Díaz G., López-Martínez M., 2000, The geologic evolution of southern Sierra de Guanajuato, México: A documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 42(2), 131-151.
- Chaulot-Talmon, J.F., 1984, Etude géologique et structurale des ignimbrites du Tertiaire de la Sierra Madre Occidental, entre Hermosillo et Chihuahua, Mexique: Orsay, Université Paris-Sud, Thèse de doctorat, 273 p.
- Cochemé, J.-J., 1981, Mise en évidence d'un granite sub-volcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, 293, 989-991.
- Cochemé, J.-J., 1985, Le magmatisme dans le Nord-Ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif: Université Aix-Marseille III, Thèse d'Etat, 209 p.
- Cochemé, J.-J., Demant, A., 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, *en* Pérez-Segura E., Jacques-Ayala C. (eds.), *Studies of Sonoran geology: Geological Society of America, Special Paper 254*, 81-94.
- Cochemé, J.-J., Demant, A., Aguirre, L., Hermitte, D., 1988, Présence de heulandite dans les remplissages sédimentaires liés au "Basin and Range" (formation Báucarit) du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique): *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, 307, 643-649.
- Cochemé, J.-J., Aguirre, L., Bevins, R.E., Robinson, D., Münch, P., 1994, Zeolitization processes in basic lavas of the Báucarit Formation, northwestern Mexico: *Revista Geológica de Chile*, 21, 217-231.
- Coney, P.J., Harms, T.A., 1984, Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression: *Geology*, 12, 550-554.
- Corsini, M., Vauchez, A., Caby, R., 1996, Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example of NE Brazil: *Journal of Structural Geology*, 18, 385-394.
- Couch, S., Sparks, R.S.J., Carroll, M.R., 2001, Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers: *Nature*, 411, 1037-1039.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.-J., 1983, El batólito laramide (90-40 Ma) de Sonora, *en* XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Guadalajara, Jalisco Jal.: México, 63-95.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1978, Rock-forming minerals, vol. 2A, single chain silicates: Longman Group Limited, 668 p.
- Delpretti, P., 1987, Contribution à l'étude de la Sierra Madre Occidental (Mexique): la séquence volcanique tertiaire de la transversale Tepoca-Yepachic: Université Aix-Marseille III, Thèse de doctorat, 344 p.
- Demant, A., 2005, Ignimbrites: stratigraphic marker and record of the magmatic and tectonic evolution: *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1301-1302.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time, *en* Jenney J.P., Reynolds S.J. (eds.), *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, 17, 1-16.
- Edwards, B.R., Russell, J.K., 2000, Distribution, nature, and origin of Neogene-Quaternary magmatism in the northern Cordilleran volcanic province, Canada: *Bulletin of the Geological Society of America*, 112, 1280-1295.
- Engelbreton, D.C., Cox, C.A., Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin: *Geological Society of America, Special Paper 206*, 59 p.
- Farmer, G.L., Espinoza, G., Morales, M., Martin, M.W., Bowring, S.A., 2001, Nd isotope constraints on sources of Neoproterozoic to Early Cambrian siliciclastic sedimentary rocks in northern Sonora: *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 437-446.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, 16, 388-408.
- Gans, P.B., Blair, K., MacMillan, I., Wong, M., Roldán-Quintana, J., 2003, Structural and magmatic evolution of the Sonoran rifted margin: a preliminary report: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34(6), paper no. 12-1, electronic abstract.
- Gans, P.B., Blair, K., MacMillan, I., Wong, M., Till, C.; Herman, S.; Roldán-Quintana, J., 2006, Structural and magmatic evolution of the Sonoran rifted margin: *en* MARGINS – RCL Workshop, Lithospheric Rupture in the Gulf of California-Salton Trough Region, Ensenada, México, 9-13 January, Abstracts, p. 32.
- Gimeno, D., Diaz, N., García-Vallés, M., Martínez-Manent, S., 2003, Genesis of bottom vitrophyre facies in rhyolitic pyroclastic flows: a case study of syneruptive glass welding (Nuraxi unit, ulsisi, SW Sardinia, Italy): *Journal of Non-crystallized Solids*, 323, 91-96.
- Grijalva-Noriega, F., Roldán-Quintana, J., 1999, An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of northern Sonora, in northwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 145-156.
- Henry, C.D., 1989, Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California: *Bulletin of the Geological Society of America*, 101, 1147-1156.
- Henry, C.D., Aranda-Gomez, J.J., 1992, The southern Basin and Range, Mid to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, 20, 701-704.
- Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R., 2000, Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator: *Geology*, 28, 627-630.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Siems, D.F., Guará-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.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental: *Geological Society of America Bulletin*, 50, 1625-1722.
- Klitgord, K.D., Mammerickx, J., 1982, North East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework: *Journal of Geophysical Research*, 87, 6725-6750.
- Lagarda-Lagarda, I., 1983, Evaluación geológico-económica de los depósitos de perlita en la Sierra Santa Ursula, Guaymas, Sonora: Universidad de Sonora, tesis profesional, 53 p.
- Lahitte, P., Gillot, P.-Y., Courtillot, V., 2003, Silicic central volcanoes as precursors to rift propagation: the Afar case: *Earth Planetary Science Letters*, 207, 103-116.
- Lassauvagerie, A.-C., 1999, Genèse, caractérisations et potentiel économique des zéolites du nord-ouest du Mexique: Université Aix-Marseille III, Thèse de doctorat, 193 p.
- Lavariaga-Trujillo, F.J., 2004, Mineralización cupro-aurífera al suroeste de Hermosillo, Sonora: Universidad de Sonora, tesis profesional, 65 p.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles: *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- Le Maitre, R.W., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: Oxford, United Kingdom, Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Leeder, M.R., Gawthorpe, R.L., 1987, Sedimentary models for extensio-

- nal tilt-block/half-graben basins, *en* Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (eds.), *Continental extensional tectonics: Geological Society of London, Special Publication 28*, 139-152.
- Lindsley, D.H., 1983, Pyroxene thermometry: *American Mineralogist*, 68, 477-493.
- Liu, M., 2001, Cenozoic extension and magmatism in the North American Cordillera: the role of gravitational collapse: *Tectonophysics*, 342, 407-433.
- Macdonald, R., 1974, Nomenclature and geochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks, *en* Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (eds.), *Oversaturated peralkaline volcanic rocks: Bulletin of Volcanology*, 38, 498-516.
- MacMillan, I., Gans, P., Roldán-Quintana, J., 2003, Voluminous mid-Miocene silicic volcanism and rapid extension in the Sierra Libre, Sonora, México: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34 (6), paper no. 16-5, electronic abstract.
- MacMillan, I., Gans, P., Till, C., 2006, Magmatic and structural history of the Sierra Libre and Sierra Santa Ursula and implications for early opening of the Gulf of California, *en* MARGINS – RCL Workshop, Lithospheric Rupture in the Gulf of California-Salton Trough Region, Ensenada, México, 9-13 January, Abstracts, p. 55.
- Magonthier, M.C., 1984, Les ignimbrites de la Sierra Madre Occidental et de la province uranifère de la Sierra Peña Blanca: Université Paris VI, Thèse d'Etat, 183 p.
- Magonthier, M.C., 1988, Distinctive rhyolite suites in the mid-Tertiary ignimbritic complex of the Sierra Madre Occidental, western Mexico: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4(1), série 8, 57-68.
- Mahood, G.A., 1981, Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77, 129-149.
- Mahood, G.A., Baker, D.R., 1986, Experimental constraints on depth of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, strait of Sicily: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 251-264.
- Mahood, G.A., Gilbert, C.M., Carmichael, I.S.E., 1985, Peralkaline and metaluminous mixed-liquid ignimbrites of the Guadalajara region, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 259-271.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, *en* Chapin, C.E., Elston, W.E. (eds.), *Ash-flow tuffs: Geological Society of America, Special Paper 180*, 113-124.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlán, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, 1479-1487.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Inter-relationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 109, 1349-1360.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 113, 521-531.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993, *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*: Hobart, University of Tasmania, Centre for Ore Deposit Research (CODES), 196 p.
- Mead, R.D., Kesler, S.E., Folan, K.A., Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of México: *Economic Geology*, 3, 1943-1965.
- Montigny, R., Demant, A., Delpretti, P., Pigué, P., Cochemé, J.-J., 1987, Chronologie K/Ar des séquences volcaniques tertiaires du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, 304, 987-992.
- Mora-Álvarez, G., McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 334*, 123-141.
- Mora-Klepeis, G., McDowell, F.W., 2004, Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico: an expression of rift or subduction-related magmatism?: *Journal of South American Earth Sciences*, 17, 297-310.
- Morales-Montaña, M., Bartolini, C., Damon, P., Shafiqullah, M., 1990, K-Ar dating, stratigraphy and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, Central Sonora, México: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 22 (6), p. 73.
- Mortazavi, M., Sparks, R.S.J., 2004, Origin of rhyolite and rhyodacite lavas and associated mafic inclusions of Cape Akrotiri, Santorini: the role of wet basalt in generating calcalkaline silicic magmas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 397-413.
- Münch, P., 1993, *Pétrologie et géochimie des tufs et des roches volcano-détritiques des bassins miocènes dans la région du Sonora, Mexique. Contribution à l'étude du métamorphisme de très bas degré en contexte distensif*: Univ. Aix-Marseille III, Thèse de Doctorat, 215 p.
- Münch, P., Duplay, J., Cochemé, J.-J., 1996, Alteration of acidic vitric tuffs interbedded in the Báucarit Formation, Sonora State, Mexico. Contribution of transmission and analytical electron microscopy: *Clays and Clay Minerals*, 44, 49-67.
- Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R., Lejeune, A.M., Brewer, T.S., Macdonald, R., Black, S., 1998, The role of magma mixing in triggering the current eruption of the Soufriere Hills volcano, Montserrat: *Geophysical Research Letters*, 25, 3433-3436.
- Nagy, E.A., Grove, M., Stock, J.M., 1999, Age and stratigraphic relationships of pre- and syn-rift volcanic deposits in the northern Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 1-30.
- Ngounouno, I., Déruelle, B., Demaiffe, D., 2000, Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau (northernmost Cameroon, Central Africa): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 21-44.
- Nourse, J.A., Anderson, T.A., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, 13, 1161-1182.
- Oskin, M.E., 2002, Tectonic evolution of the northern Gulf of California, México, deduced from conjugate rifted margins of the upper Delfin Basin: Pasadena, California Institute of Technology, tesis doctoral, 487 p.
- Oskin, M.E., Stock, J.M., 2003, Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin basin, northern Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 115, 1173-1190.
- Oskin, M.E., Stock, J.M., Martin-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, 29, 459-462.
- Page, W.R., Harris, A.G., Poole, F.G., Repetski, J.E., 2003, Reinterpretation of the stratigraphy and structure of the Rancho Las Norias area, central Sonora, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 523-540.
- Paz-Moreno, F.A., 1992, Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique ; implications pétrogénétiques: Université Aix-Marseille III, Thèse de Doctorat, 220 p.
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Ornelas-Solis, R.E., 2000, Las ignimbritas hiperalcalinas neógenas de la región de Hermosillo, Sonora, México, mineralogía y geoquímica, *en* IV Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y Áreas Adyacentes, Libro de Resúmenes: Hermosillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 90-91.
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Cochemé, J.-J., Dostal, J., Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field: a tholeiitic to alkalic volcanic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, *en* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martin-Barajas, A. (eds.), *Tectonic evolution of northwestern México and southwestern USA: Geological Society of America, Special Paper 374*, 439-455.
- Radelli, L., 1990, La chaîne Névadienne (Gilienne) et ses déformations

- crétacées au NW du Mexique (nappes d'origine gondwanienne de Caborca et du Sonora central): *Géologie Alpine*, 66, 57-99.
- Radelli, L., Menicucci, S., Mesnier, H., Calmus, T., Amaya-Martinez, R., Barrera, E., Domínguez, E., Navarro, L., Soto, L., 1987, Allochthonous Paleozoic bodies of Central Sonora: *Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología*, 4, 1-15.
- Richard, D., 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale : plutonisme et gisements de tungstène de l'État du Sonora (Mexique): *Université Paris-Sud, Orsay, Thèse de doctorat*, 745 p.
- Richard, D., Bonin, B., Monod, O., 1989, Les granites du Sonora (Mexique) et leur contexte géodynamique: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, 308, 537-543.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R., 2004, El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura del Golfo de California: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 320-334.
- Saunders, D.J., Fornari, D.J., Morrison, M.A., 1982, The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental margin basins: the Gulf of California, Mexico: *Journal of the Geological Society of London*, 139, 335-346.
- Sawlan, M.G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California rift, *en* Dauphin J.P., Simoneit B.R. (eds.), *The Gulf and Peninsular province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists*, 47, 301-369.
- Scaillet, B., Macdonald, R., 2001, Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications: *Journal of Petrology*, 42, 825-845.
- Scott, R.B., Unruh, D.M., Snee, L.W., Harding, A.E., Nealey, L.D., Blank, H.R., Budahn, J.R., Mehnert, H.H., 1995, Relation of peralkaline magmatism to heterogeneous extension during the middle Miocene, southeastern Nevada: *Journal of Geophysical Research*, 100, 10381-10401.
- Seaman, S.J., 2000, Crystal clusters, feldspar glomerocrysts, and magma envelopes in the Ascosa lookout lava flow, southern Arizona, USA: recorders of magmatic events: *Journal of Petrology*, 41, 693-716.
- Seidler, J.K., 2001, Zircon-rich Ta-Nb-REE mineralization in the radioactive McKeel Lake Pegmatite-Aplite system, Welsford igneous complex, southwestern New Brunswick: *American Mineralogist*, 86, 667-680.
- Spencer, J.E., Normark, W.R., 1979, Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico: *Geology*, 7, 554-557.
- Stewart, J.H., 1978, Rift systems in the western United States, *en* Ramberg I.B., Newmann E.R. (eds.), *Tectonic and geophysics of continental rifts: Dordrecht, Reidel Publishing Co.*, 89-109.
- Stewart, J., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., 1990, Tectonic and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico: *Arizona Geological Survey, Special Paper 7*, 183-202.
- Stock, J.M., 2000, Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 334*, 123-141.
- Stock, J.M., Hodges, K., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, 8, 99-115.
- Stock, J.M., Lewis, C.J., Nagy, E.A., 1999, The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 53-74.
- Stroncik, N.A., Schmincke, H.-U., 2002, Palagonite—a review: *International Journal of Earth Sciences*, 91, 680-697.
- Sumner, J.M., Branney, M.J., 2002, The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: "TL" on Gran Canaria: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 109-138.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J., 1984, An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A310, 549-590.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D.G., Roldán-Quintana, J., 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: *Bulletin of the Geological Society of America*, 113, 1409-1422.
- Valencia-Moreno M., Ruiz J., Patchett P.J., 2003, Location of the southwestern edge of the proterozoic North America based on Sr and Nd isotopic data from Laramide granitic rocks of Sonora, NW Mexico: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34 (6), paper no. 29-7, electronic abstract.
- Vargas-Navarro, P.P., 2005, La cuenca de Empalme, Sonora : petrogénesis de las rocas ígneas neógenas y su análisis estructural: *Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría*, 107 p.
- Vega-Granillo, R., 1996a, La Sierra de Mazatán, Sonora, México: geología y análisis estructural de un complejo metamórfico en la parte sur de la provincia de "Basin and Range": *Universidad de Sonora, tesis de maestría*, 116 p.
- Vega-Granillo, R., 1996b, Geología de la Sierra de Mazatán: *Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología*, 13, 89-102.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 193-204.
- Vega-Granillo, L., Castillo-Gurrola, J., Morales- Montañón, M., Tapia-Padilla, G., 2002, Hidrogeofísica y balance hidrogeológico para la modelación matemática del acuífero de Guaymas-Empalme, Sonora, en III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México: *GEOS*, 22(2), 122-123.
- Vidal-Solano, J.R., 2005, Le volcanisme hyperalcalin d'âge miocène moyen du nord-ouest du Mexique (Sonora). *Minéralogie, géochimie, cadre géodynamique: Université Paul Cézanne (Aix-Marseille 3), Thèse de doctorat*, 256 p. [<http://tel.ccsd.cnrs.fr/tel-00010346>]
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Iriondo, A., Demant, A., Cochemé, J.-J., 2005, Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, México). *Geodynamic implications: Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1421-1430.
- Vidal-Solano, J. R., Paz-Moreno, F. A., Demant A., 2006, Una serie pigeonítica del Mioceno medio-superior en Sonora: Marcador de la evolución magmática en el rift del Proto-Golfo de California, en XVI Congreso Nacional de Geoquímica, Mérida, Yucatán, México: *Actas INAGEQ*, 12(1), S 8 (4) 6-12.
- Vidal-Solano, J.R., Lapiere H., Stock J.M., Demant A., Paz-Moreno F.A., Bosch D., Brunet P., Amortegui A., 2006, Isotope geochemistry and petrogenesis of peralkaline Middle Miocene ignimbrites from Central Sonora: relationship with continental break-up and the birth of the Gulf of California, en *Réunion Scientifique Henriette Lapiere, Grenoble, France: Géologie Alpine, Serie speciale "Colloques et Excursions"*, N 8, 16-22.
- Wilson, E.I., Rocha, S.V., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico. *U.S. Geological Survey Bulletin* 962A, 80 p.
- Wong, M., Gans, P.B., Roldán-Quintana, J., 2003, Timing, magnitude and rate of extensional unroofing at the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico: results from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar thermochronology: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34(6), paper 12-2, electronic abstract.
- Woodcock, N.H., Fischer, M., 1986, Strike-slip duplexes: *Journal of Structural Geology*, 8, 725-735.
- York, D., Evensen, N.M., López-Martínez, M., De Basabe-Delgado, J., 2004, Unified equations for the slope, intercept and standard errors of the best straight line: *American Journal of Physics*, 72(3), 367-375.

Manuscrito recibido: Abril 28, 2006

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 22, 2006

Manuscrito aceptado: Octubre 5, 2006