

Paleomagnetismo e isótopos de Hf en rocas del Cretácico Inferior del Terreno Guerrero, Bahía Chamela e Isla Cocinas (Jalisco, México): implicaciones tectónicas

Paola Catalina Montaña-Cortes¹, Roberto Stanley Molina-Garza^{2,*}
y Alexander Iriondo²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Boulevard Juriquilla 3001, Juriquilla, Querétaro 76230, México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Blvd. Juriquilla 3001, Querétaro, 76230, México

* rmolina@geociencias.unam.mx

RESUMEN

La extensión sur de la Cordillera Occidental de Norte América, en el occidente de México, está integrada por terrenos acrecionados que conforman el superterreno Guerrero. Estos elementos tectónicos están compuestos por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del Jurásico Superior al Cretácico, que descansan sobre un basamento meta-sedimentario de supuesta edad triásica, esquistos con tobas y basaltos con química de MORB. En el subterreno Zihuatanejo se reconoce a la Formación Tecalitlán del Cretácico Inferior aflorando en Bahía Chamela e Isla Cocinas (Jalisco), donde en su parte norte estas rocas son aparentemente intrusionadas por el batolito de Puerto Vallarta. Esta unidad está compuesta principalmente por flujos volcánicos andesíticos, depósitos epiclásticos desde tobas a brechas y algunas areniscas. De esta secuencia se obtuvieron 35 sitios para paleomagnetismo, dos muestras para geocronología U-Pb y una de estas para análisis de Hf en zircones con el objetivo de establecer su relación paleogeográfica con el resto de México, así como establecer una edad absoluta y la naturaleza de la corteza del bloque Jalisco del subterreno Zihuatanejo. Los resultados obtenidos muestran que las rocas volcánicas de la Fm. Tecalitlán son andesitas y dacitas con una edad U-Pb en zircones de 120 ± 1 Ma. Los isótopos de Hf en zircones presentan ϵ_{Hf} inicial entre +7.2 y +11.5 y edades modelo Hf $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ("two-stage Hf model ages") entre 442 y 714 Ma (media 557 Ma), indicando que no existe una contaminación significativa de corteza continental evolucionada similar a la que existe en el este de México (Oaxaquia). La magnetización remanente de estas unidades es multivectorial. Se identificaron tres componentes paleomagnéticas, donde la componente C es la característica de polaridad dual, con media de $D = 341.0^\circ$ e $I = 38.9^\circ$ ($n = 25$ sitios, $k = 15.1$, $\alpha_{95} = 7.7^\circ$), indicando paleolatitudes norte de $21.8^\circ \pm 3.8^\circ$. Comparando la paleolatitud obtenida en este trabajo con las paleolatitudes esperadas para el Aptiano calculadas a partir del polo de referencia de compilaciones globales recientes (28° a 26.2°), se concluye que la parte occidental del superterreno Guerrero

estaba cercana a su latitud actual con respecto al cratón Norteamericano a los 120 Ma. Los isótopos de Hf son consistentes con modelos que interpretan al subterreno Zihuatanejo como un arco intra-oceánico, y no con los modelos que sugieren la separación de un fragmento de Oaxaquia por la apertura de una cuenca de tras-arco.

Palabras clave: Paleomagnetismo; Cretácico Temprano; Terreno Guerrero; Paleogeografía: Formación Tecalitlán.

ABSTRACT

The southern extension of the Western Cordillera of North America, in western Mexico, is integrated by accreted terranes of oceanic affinity, conforming the Guerrero superterrane. This tectonic elements are composed of volcanic and volcano-sedimentary rocks from the Upper Jurassic to the Cretaceous, resting on a meta-sedimentary basement of supposed Triassic age of schists with tuffs and basalts with MORB chemistry. In the Zihuatanejo subterrane, the Tecalitlán Formation of the Lower Cretaceous is known to crop out in Chamela Bay and Cocinas Island (Jalisco); the Puerto Vallarta batholith to the north is inferred to intrude rocks of this formation. This unit is composed mainly of andesitic volcanic flows, epiclastic deposits from tuffs to breccias, and some sandstone intervals. From this sequence, 35 sites were collected for paleomagnetism, two samples for U-Pb geochronology and one for Hf analysis with the objective of establishing its paleogeographic relationship with the rest of Mexico, its absolute age, and the nature of the crust of the Jalisco block of the Zihuatanejo subterrane. The results obtained show that the volcanic rocks of the Tecalitlán Formation are andesites and dacites with a U-Pb age in zircons of 120 ± 1 Ma. The Hf isotopes in zircon present positive ϵ_{Hf} initial values between +7.2 and +11.5, and Hf model ages $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ between 442 and 714 Ma (average 557 Ma), indicating that there is no significant contamination by evolved continental crust, as observed in eastern Mexico (Oaxaquia). The natural remanent magneti-

zation of these units is multivectorial. Three paleomagnetic components were identified, where a dual polarity C component is interpreted as the characteristic one with mean of $D = 341.0^\circ$ and $I = 39.8^\circ$ ($n = 25$ sites, $k = 15.1$, $\alpha_{95} = 7.7^\circ$) that indicates a northern paleolatitude of $21.8^\circ \pm 3.8^\circ$. Comparing the paleolatitude obtained in this study with the paleolatitudes expected for the Aptian, as calculated from reference poles of recent global compilations (28° to 26.2°), it is concluded that the western part of the Guerrero superterrane was close to its current latitudinal position with respect to the North American craton by 120 Ma. The Hf isotopes are consistent with models that interpret the Zihuatanejo subterrane as an intraoceanic arc, and not with models that suggest separation of a continental fragment from Oaxaquia by opening of a back arc basin.

Key words: Paleomagnetism; Early Cretaceous; Guerrero Terrane; Paleogeography; Tecalitlán Formation.

INTRODUCCIÓN

En el Mesozoico temprano el movimiento de placas resultó en una nueva configuración paleogeográfica por la ruptura y separación del supercontinente Pangea. La dinámica de ruptura se manifiesta por la apertura del Atlántico y el proto-Caribe, por la separación de Norteamérica (NA) de Sudamérica (SA) y un movimiento acelerado en términos absolutos de NA hacia el noroccidente (Beck y Housen, 2003; Pindell *et al.*, 2012). Como resultado, el margen occidental de Norteamérica se conforma como un límite convergente complejo desde el Paleozoico tardío (Sigloch y Mihalynuk, 2013) del que existe un largo registro geológico en México (Dickinson y Lawton, 2001; Arvizu *et al.*, 2009a; Lawton y Molina-Garza, 2014). Este margen occidental se encuentra compuesto por diversos arcos continentales, terrenos oceánicos y arcos de islas con asociado magmatismo y sedimentación. Estos sistemas de arcos y cuencas oceánicas se reconocen en la región tropical del margen de NA como el superterreno Guerrero (Campa-Uranga y Coney, 1983; Centeno-García, 2017), el Arco Alisitos (Gastil y Miller, 1984) y el Gran Arco de las Antillas (Pindell y Kennan, 2009).

El origen del basamento del superterreno Guerrero y su paleogeografía para el Mesozoico inferior y medio, así como las causas de su deformación pre-cretácica, son actualmente controversiales (Centeno-García, 2017). Campa-Uranga y Coney (1983) son los primeros en proponer un origen intra-oceánico para el superterreno Guerrero. Basado principalmente en la geoquímica de los basaltos de la región oriental del superterreno Guerrero (desde Sinaloa, Zacatecas, Guanajuato y Estado de México, hasta Guerrero; Figura 1, recuadro). Diversos autores también lo definen como un sistema de arco alóctono, exótico, intra-oceánico, que se desarrolló lejos de la margen continental en el paleo-Pacífico y que se acrecionó a NA por el cierre de una cuenca oceánica en el Cretácico (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Freyrier *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001). Otros autores establecen al superterreno Guerrero como un elemento alóctono compuesto de múltiples arcos desarrollados en el paleo-Pacífico, que se acrecionan a NA culminando esta dinámica en el Cretácico Tardío (Campa-Uranga y Coney 1983; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Finalmente, el superterreno Guerrero también ha sido considerado un elemento tectónico para-autóctono, separado del margen continental por el desarrollo de una cuenca tras-arco (*back-arc basin*) que se colapsa para acrecionar Guerrero a NA en el Cretácico Tardío (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008) o Temprano (Martini *et al.*, 2011). Aun así, la presencia de una cuenca con corteza con características de piso oceánico entre el superterreno Guerrero y el margen Cretácico de Norteamérica es relativamente bien aceptada, pero su extensión y edad no están bien establecidos.

Estudios sobre la paleolatitud del superterreno Guerrero, realizados por Böhnell *et al.* (1989) y Boschman *et al.* (2018), muestran que para el Cretácico Temprano la paleolatitud del superterreno Guerrero no sufre cambios significativos con respecto al continente norteamericano. Sin embargo, Böhnell *et al.* (1989) identifican rotaciones de bloques debido a la acreción o a procesos posteriores a ésta. Boschman *et al.* (2018) también proponen un modelo paleogeográfico en donde el superterreno Guerrero es considerado un bloque exótico de diferente naturaleza al margen de Oaxaquia, al cual se acrecionó.

El objetivo de este estudio paleomagnético es determinar la paleolatitud de emplazamiento de rocas volcánicas del Cretácico Temprano en el subterreno Zihuatanejo del superterreno Guerrero. Con ese dato se pretende establecer la relación paleogeográfica en el Cretácico Temprano entre el superterreno Guerrero y el margen occidental de Oaxaquia. Determinando las paleolatitudes al tiempo del emplazamiento y/o depósito con base en los datos paleomagnéticos, y la naturaleza del basamento con el análisis geocronológico y de isótopos de Hf en zircones. Este trabajo también contribuye al mejor entendimiento de la evolución del margen Pacífico de Norteamérica.

MARCO GEOLÓGICO

La primera división de México en terrenos tectono-estratigráficos fue propuesta por Campa-Uranga y Coney (1983), definiendo en el occidente el superterreno Guerrero (Figura 1). El superterreno Guerrero ubicado en la parte occidental de México está limitado al norte con el terreno Cortés, al nororiente con el terreno Central, al sureste con el terreno Xolapa y al este el sistema de cabalgaduras de Teloloapan-Arcelia que lo separan de la plataforma Morelos-Guerrero (Figura 1). A su vez, el superterreno Guerrero ha sido dividido en subterrenos de occidente a oriente: Zihuatanejo, Arcelia y Teloloapan (Coney y Campa-Uranga, 1987; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). El volcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana y la Sierra Madre Occidental cubren gran parte de su extensión, por lo que algunos autores distinguen entre elementos al norte y al sur de la faja volcánica (como el subterreno Guanajuato). No obstante, el subterreno Arcelia y la cuenca de Arperos se consideran un continuo con rocas con características oceánicas en la región de Fresnillo (Zacatecas) como proponen Lapierre *et al.* (1992) y Freyrier *et al.* (1995), y que en Guanajuato Martini *et al.* (2011) interpretan como una zona de sutura. La sutura entre Guerrero y el margen continental de México se reconoce en el centro de México por la presencia de rocas con firma geoquímica de piso oceánico (MORB) y de isla intra-oceánica (OIB). En este trabajo se consideran rocas al este de la cuenca Arperos-Arcelia como el margen de Oaxaquia (Figura 1, recuadro) y no como parte del superterreno Guerrero. La mayoría de los autores considera que las rocas que pertenecen al superterreno Guerrero son aquellas que afloran al occidente de la plataforma Morelos-Guerrero (*e.g.*, Talavera Mendoza and Guerrero-Suástegui, 2000).

De forma general, el superterreno Guerrero está compuesto por secuencias de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del Jurásico Tardío (Titoniano) a Cretácico Tardío Superior (Cenomaniano), así como cuerpos intrusivos del Cretácico y rocas metamórficas de bajo grado con protolito volcánico/volcanosedimentario del Cretácico Inferior (Centeno-García, 2017). Las rocas del superterreno descansan sobre un basamento más antiguo, el cual está compuesto de rocas metasedimentarias, desde areniscas a conglomerados, pedernal y calizas, junto con tobas máficas, lavas almohadilladas y gabros bandeados, que en su conjunto presentan un grado de metamorfismo variable (Centeno-García *et al.*, 2003, 2008). Centeno-García *et al.* (1993) han interpretado este conjunto petro-tectónico como un prisma de acreción producto de la subducción o un fragmento acrecionado de una

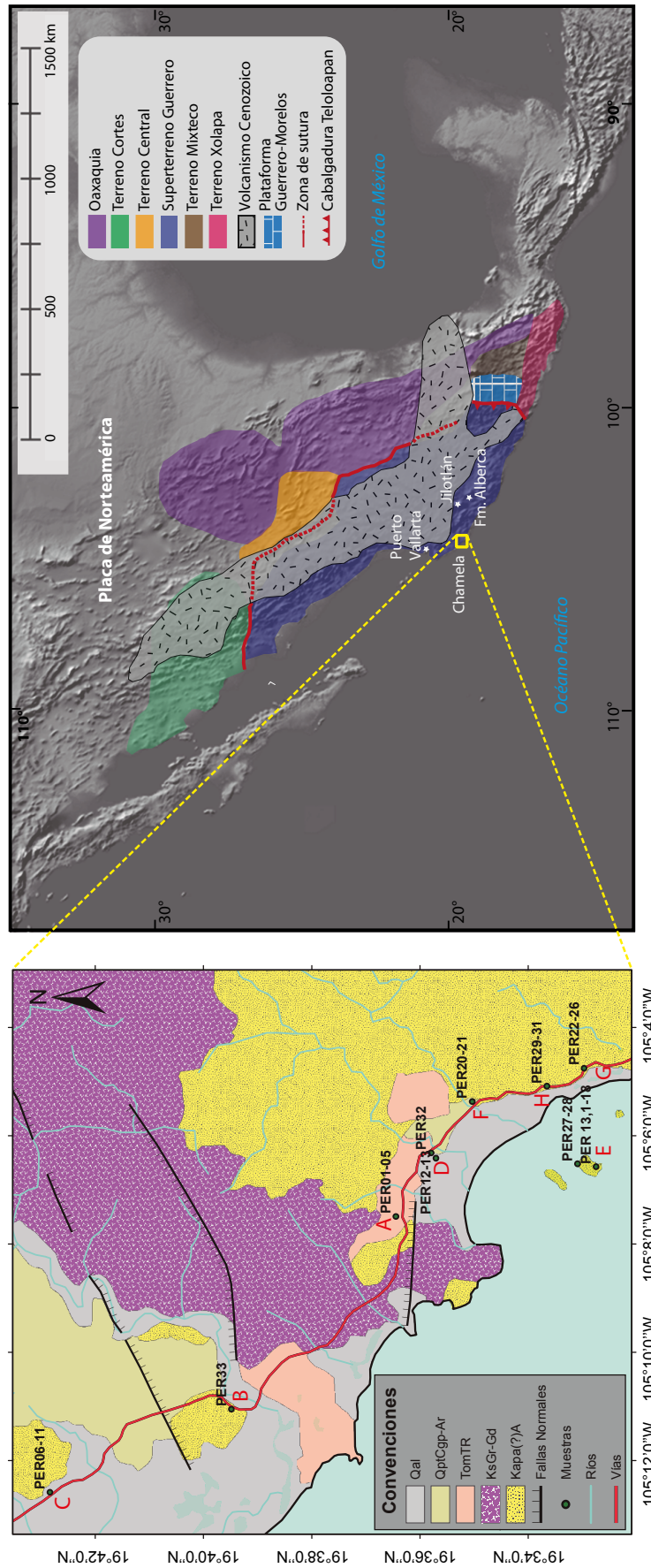


Figura 1. Mapa con la ubicación de los terrenos y bloques que limitan el superterrano Guerrero, y en amarillo la zona de estudio (Modificado de Centeno-García *et al.*, 2011). Recuadro: Mapa geológico de Bahía de Chamela, con sitios de muestreo. Localizaciones de muestreo se incluyen en el Suplemento Electrónico (Tabla B1).

cuenca oceánica. Ese basamento aflora como el Complejo Arteaga en Michoacán y el Complejo Placeres del Oro en Guerrero.

El bloque Jalisco es la porción más occidental del subterreno Zihuatanejo; ahí no afloran elementos del basamento. Las rocas más antiguas sobre ese basamento son del Jurásico Superior correspondientes a rocas volcánicas asociadas a sulfuros masivos en el área de Cuale (Mortensen *et al.* 2008) con una edad de ~157 Ma, así como esquistos con edades de protolito *ca.* 160 Ma que ocurren como colgantes en el batolito de Puerto Vallarta (Valencia *et al.*, 2013). En la región de Colima aflora la Fm. Alberca del Berriasio-Hauteriviano, que consiste en lutitas negras y calizas arcillosas de ambiente marino (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004). Esta unidad sobreyace a brechas volcánicas no fechadas y está cubierta por la Fm. Tecalitlán. En su localidad tipo, cerca de Tecalitlán (Jalisco), esta formación está constituida por tobas, areniscas de origen volcánico, conglomerados con clastos de origen volcánico, así como intercalaciones de flujos de lava andesítica y capas de lutita. Se asigna al Barremiano-Aptiano por su posición estratigráfica y presencia de rudistas. La Fm. Tecalitlán está cubierta a su vez por las formaciones Tepalcatepec y Madrid con fauna marina somera del Albiano.

GEOLOGÍA DE LA ZONA DE MUESTREO

Las rocas encontradas en los afloramientos de Bahía Chamela e Isla Cocinas son principalmente flujos y brechas volcánicas con rocas volcano-sedimentarias en menor cantidad. La mayoría de los afloramientos presentan escasa deformación y preservan diaclasas de enfriamiento. Se encontró una secuencia compuesta por rocas piroclásticas, tobas, brechas volcánicas, flujos volcánicos andesíticos y dacíticos, que presenta escasos paquetes de areniscas. Columnas representativas de la Fm. Tecalitlán en el área se muestran en la Figura 2. La secuencia es cortada por diques máficos y dacíticos. En la Isla Cocinas se presenta una secuencia de tobas soldadas con flujos andesíticos a andesitas basálticas con diques máficos cortando los flujos. Dentro de uno flujo se observó un pliegue reomórfico que fue muestreado para paleomagnetismo confirmando su origen. Las brechas se encuentran en capas muy gruesas, alcanzando los 20 m de espesor y están compuestas por fragmentos juveniles de pómez, así como fragmentos de rocas preexistentes de andesitas y basaltos angulosos con tamaños de 10 a 30 cm. Las areniscas son masivas, de grano medio a fino, dentro de capas tabulares gruesas a muy gruesas. Las capas tienen un rumbo general W-E con un buzamiento entre 20° a 40° hacia el sur. También se encontraron andesitas y areniscas con un rumbo S60°W y 55°NW de inclinación. El muestreo se centró en localidades donde fue posible establecer la paleohorizontal con cierta precisión. En general, las rocas presentan meteorización moderada a alta y alteraciones hidrotermales posiblemente asociadas a pulsos regionales de mineralización epitermal del Paleoceno-Eoceno (ej., Camprubí *et al.*, 2006). Las rocas de la Fm. Tecalitlán al norte de Bahía de Chamela son aparentemente intrusionadas por el batolito de Puerto Vallarta. Sobre ambas unidades existen paquetes volcánicos del Cretácico Superior. Valencia *et al.* (2013) se refieren a rocas del Cretácico Superior en el bloque Jalisco como “*Carmichael silicic ash-flow-tuff volcanic succession*”, con una edad de ~66 Ma. En la región de Colima, al sur de Bahía de Chamela, el Cretácico Superior corresponde a la Fm. Cerro de la Vieja. Según Grajales y López (1984) los depósitos de la Fm. Cerro de la Vieja principalmente contienen conglomerados, con clastos de calizas, intercalados con algunas capas de areniscas, limolitas y flujos de lava. Aunque se le asigna una edad del Turoniano, Grajales y López (1984) han obtenido edades K-Ar en análisis de roca total de andesitas de 80 ± 6 Ma y 78 ± 6 Ma.

MÉTODOS ANALÍTICOS Y DE MUESTREO

Se seleccionó para su estudio la Fm. Tecalitlán del Cretácico Inferior que está ubicada dentro del superterreno Guerrero en su parte occidental. De la unidad se tomaron muestras para paleomagnetismo y geocronología U-Pb en zircones debido a su variedad litológica. El muestreo paleomagnético se realizó en 8 localidades en el área de Bahía Chamela e Isla Cocinas, en el estado de Jalisco (Figura 1). Se tomaron muestras orientadas de roca de 35 sitios para paleomagnetismo, 2 unidades se muestrearon para geocronología U-Pb en zircones y de ellas una se seleccionó para determinar isótopos de Hf en zircones.

En cada sitio se tomaron 5 a 12 núcleos utilizando una perforadora portátil con un diámetro de broca de ~2.5 cm, orientados con un inclinómetro y brújulas magnética y solar. Para 6 sitios se obtuvieron muestras de mano orientadas y de ellas en el laboratorio se obtuvieron al menos 8 especímenes. En niveles bien estratificados, los sitios fueron tomados en diferentes capas para promediar la variación secular. La anisotropía de la susceptibilidad magnética fue medida en todos los sitios para establecer la correlación entre la actitud estructural medida y la foliación magnética, ya que en rocas poco deformadas de composición intermedia a básica se espera que la foliación magnética sea perpendicular al esfuerzo de compresión máximo σ_1 (Hrouda, 1981). En un flujo volcánico sub-horizontal se espera que esta dirección sea casi vertical.

Las muestras se procesaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México. Las mediciones se realizaron con un magnetómetro de giro JR-6, con una sensibilidad de 2×10^{-6} A/m. Por sitio, se tomaron de 2 a 4 núcleos piloto y se desmagnetizaron por los métodos de campos alternos (CA) y térmico. Por el método CA, cada espécimen se expone por varios segundos a un campo magnético alterno que incrementa en pasos desde 3 hasta 100 mT; este proceso se realizó usando un desmagnetizador de campos alternos LDA-3 A. Por el método térmico, se calentaron los especímenes desde a 90 °C hasta 575 o 680 °C en algunos casos. El método más efectivo para definir la magnetización característica, al observar los resultados de muestras piloto, se aplicó para desmagnetizar las muestras restantes de cada sitio.

La declinación magnética promediada para el área de muestreo (+7°) fue tomada del mapa de declinación magnética de Norteamérica del 2010 y se comparó con la corrección solar para cada espécimen que se realizó con el programa SUNUSGS. La determinación de componentes magnéticas se hizo con diagramas ortogonales de Zijderveld (1967), y para el cálculo de direcciones se aplicó la técnica de análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980), aceptando componentes magnéticas definidas con desviación angular máxima (MAD) menor a 15°. Para el cálculo de las direcciones medias por sitio se siguió el análisis estadístico de Fisher (1953). Los sitios con valores de $\alpha_{95} > 20^\circ$ y/o $k < 10$ se descartaron por su alta dispersión. Estos procedimientos se realizaron con el software Remasoft 3.0 de Agico, Inc., de República Checa y Mean2 del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht.

La separación de zircones de la andesita (PER33) y la arcosa lítica (PER12) para los estudios de geocronología U-Pb se realizó en el Laboratorio de Caracterización Mineral (CarMINLab) del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México usando técnicas convencionales de trituración, tamizado, separación magnética y por densidades mediante líquidos pesados (yoduro de metileno; 3.33g/cm³). Los zircones fueron montados en resina epoxi y desbastados hasta su mitad ecuatorial usando abrasivos de alúmina. Posteriormente, los zircones fueron fotografiados mediante microscopio petrográfico (luz transmitida y reflejada) y microscopio electrónico de barrido con detector de catodoluminiscencia (SEM-CL). La

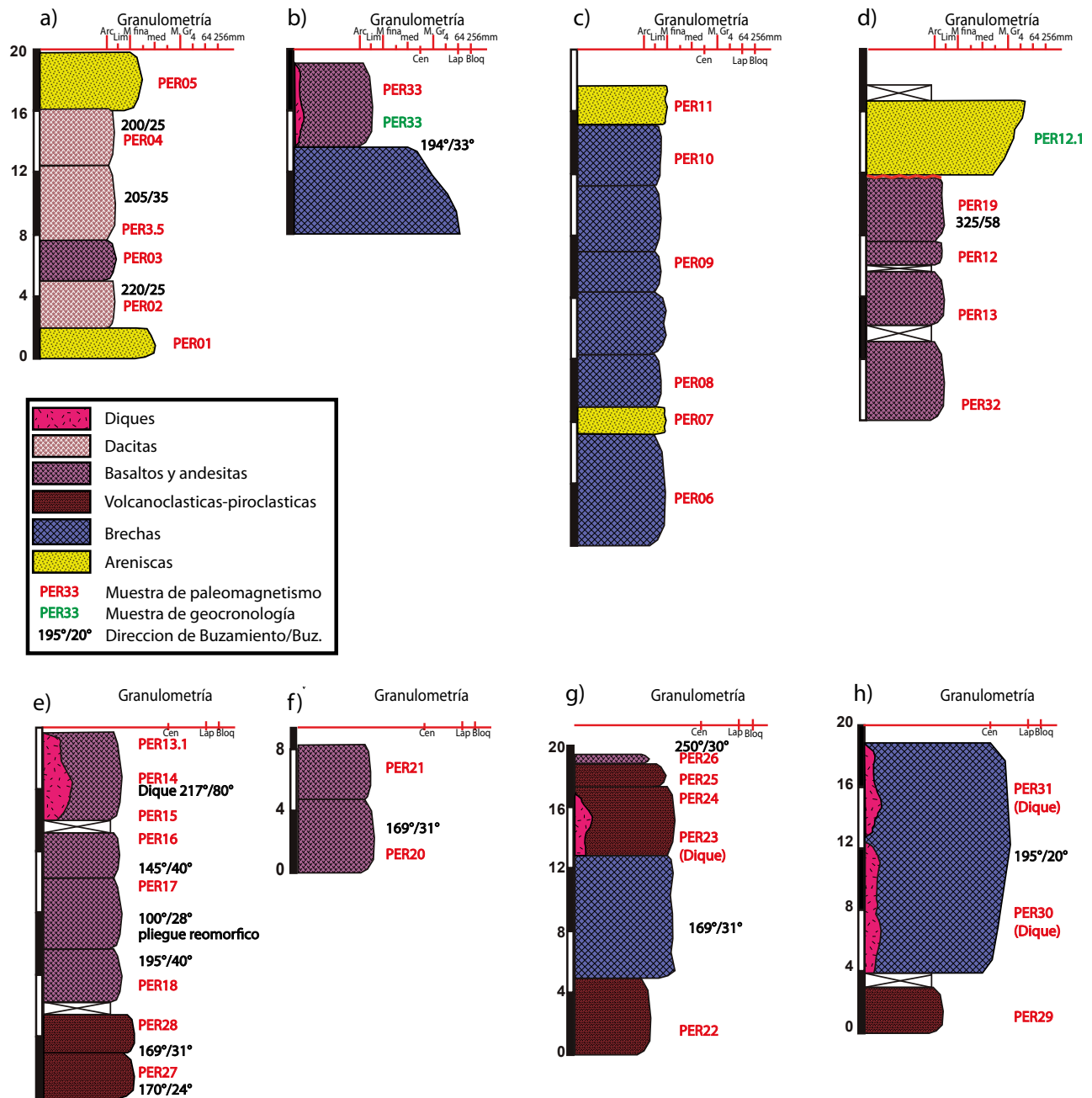


Figura 2. Columnas esquemáticas de las rocas encontradas en Bahía Chamela e Isla Cocinas, con la ubicación de las muestras colectadas. A - sitios PER01 a PER05 en Figura 1; B - sitio PER33; C - sitios PER6-11, D - sitios de la entrada a la población de Perula PER12.1, PER12, PER13, PER19 y PER33; E - sitios de la Isla Cocinas desde PER13.1 a PER18, PER27 y PER28; F - sitios de la parte sur son desde PER20-21; G - sitios PER22-26; y H - sitios PER29 a PER30.

combinación de estas imágenes permitió seleccionar los lugares más adecuados en los que realizar los estudios geocronológicos, ya que se evitaron las zonas problemáticas de los zircones (fracturamientos, inclusiones minerales, etc.).

La geocronología U-Pb en zircones se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias usando una estación de trabajo marca Resonetics modelo M050 equipado con un láser de exímeros modelo LPX220 acoplado a un espectrómetro de masas tipo ICP (*“inductively coupled plasma”*) marca Thermo modelo cuadrupolo ICap siguiendo la metodología detallada en Solari *et al.* (2010) y González-León *et al.* (2017).

Los lugares de muestreo o *spots* de ablación láser tienen ~23 μm de diámetro. Para tener en cuenta el fraccionamiento elemental asociado al proceso de ablación (*“down-hole fractionation”*) se utilizó un zircón estándar primario para su monitoreo y la reducción de los datos se realizó con el software comercial *“Iolite 2.5”* (Paton *et al.*, 2010, 2011), empleando el esquema de reducción *VisualAge* descrito en Petrus y Kamber (2012). El zircón estándar primario fue el 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995; edad TIMS de 1065.4 ± 0.6 Ma) y como control secundario se utilizó el zircón PLE (Plešovice; Sláma *et al.*, 2008; edad TIMS de 337.13 ± 0.37 Ma). Todos los errores fueron propagados siguiendo los protocolos de Iolite y son reportados a nivel 2-sigma de precisión

(Tablas A1 y A2 del suplemento electrónico). Los datos se exportaron de Iolite para generar tablas y se graficaron en diagramas de concordia tipo Wetherill y Tera-Wasserburg con el software "Isoplot 3.0" (Ludwig, 2003). No se realizaron correcciones de Pb común a los datos geocronológicos porque la señal de ^{204}Pb es insignificante en comparación con la señal abrumadora del ^{204}Hg presente en el sistema asociado al gas acarreador (argón).

Para el análisis de isótopos de Lu-Hf se seleccionó la muestra de andesita (PER33) de la que se analizaron 15 zircones previamente datados por U-Pb. En la mayoría de los casos, el lugar de ablación, de aproximadamente $\sim 44\ \mu\text{m}$ de diámetro, se realizó en la misma región del crecimiento del zircón que fue fechado. Las mediciones isotópicas de Lu-Hf en zircones (Matteini et al., 2010) se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias empleando un espectrómetro de masas multicolector con plasma acoplado por inducción (MC-ICP-MS) marca Thermo modelo Neptune Plus conectado al mismo láser descrito anteriormente para el estudio de U-Pb. La técnica analítica empleada para la obtención de datos de Hf es la detallada por Ortega-Obregón et al. (2014) y los resultados analíticos de los zircones de la muestra de andesita se presentan en la Tabla 1.

RESULTADOS

Geocronología U-Pb e isotopía de Hf en zircones

La muestra PER33 corresponde a una lava de composición andesítica. Las imágenes de microscopía óptica de luz transmitida y de catódoluminiscencia (SEM-CL) muestran que los zircones tienen tamaños entre 80 y 120 μm y formas euhedrales y anhedrales, con algunos cristales fragmentados (Figura 3). La mayoría presenta zonación de núcleos y bordes que se diferencian por cambios de tonalidad debidos a variaciones composicionales. En el diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg se muestran los datos geocronológicos U-Pb (Figuras 4a y 4b), destacando una agrupación de los 20 análisis más concordantes (círculos y elipses de color negro en Figura 4b), que en su conjunto permiten calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de $120 \pm 1\ \text{Ma}$ (2s, MSWD = 2.5, $n = 20$), que interpretamos como la edad de cristalización de esta andesita de la Fm. Tecalitlán. Es posible destacar que hay otros zircones muy discordantes y otros algo más jóvenes (cuadrados y elipses de color gris) que interpretamos como análisis que representan tendencias de Pb común, herencia y pérdida de Pb, y por lo tanto no se tuvieron en cuenta para el cálculo de la edad de la muestra PER33. También destacamos que existe un solo zircón con una edad del Neoproterozoico de $730 \pm 13\ \text{Ma}$ ($z=20$; Figura 4), que quizá este asociada a un núcleo heredado, como parece apreciarse en la imagen de CL-SEM (Figura 3).

La muestra PER12 es una arenisca (arcosa lítica) de la cual se separaron y dataron 126 zircones detríticos. En las imágenes de microscopía óptica de luz transmitida y de CL-SEM (Figura 5) se observa gran variedad de zircones con tamaños entre 60 y 150 μm , y con formas principalmente euhedrales, aunque puntualmente se aprecian zircones algo redondeados, que evidenciarían cierto grado de transporte antes de su depósito.

Los datos geocronológicos de la muestra PER12 fueron graficados en el diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 6a), donde se aprecia que la mayoría de los 126 análisis se agrupan en el Mesozoico, con la excepción de un zircón detrítico ($z=81$) de edad $1340 \pm 49\ \text{Ma}$ (Figura 5). Un acercamiento a los zircones detríticos más jóvenes, representados en un diagrama de concordia tipo Tera Wasserburg, nos permite observar diferentes grados de discordancia, mostrándose como elipses de color verde, los análisis más concordantes ($<15\%$ discordantes) que utilizamos para evaluar las poblaciones de zircones. Destaca la

observación una agrupación muy grande de 55 análisis que forman un pico de edad muy prominente en el diagrama de probabilidad relativa (Figura 6c). La media ponderada de estos análisis arroja una edad de $80.4 \pm 0.6\ \text{Ma}$ (2s, MSWD = 5.7, $n = 55$). Sin embargo, el mal ajuste estadístico de esta media ponderada, representado por el elevado MSWD (5.7), hizo que evaluáramos la presencia de subgrupos de edades utilizando un algoritmo de desmezcla del software "Isoplot 3.0" (Ludwig, 2003). De esta manera, se resolvieron 3 posibles poblaciones de zircones detríticos (Figura 6c), siendo la población más joven de $77.3 \pm 0.6\ \text{Ma}$ (2s, MSWD = 0.14, $n = 9$) la edad de la fuente (unidad ígnea del Campaniano) de los cuales se obtuvieron estos zircones más jóvenes, y por ende representando la edad máxima de depósito de la arenisca PER12.

De la muestra de andesita PER33 se seleccionaron 15 zircones para realizar análisis de isótopos de Hf con la idea de evaluar el grado de participación de corteza antigua en la magmagenésis de esta roca volcánica. Tanto los datos de Hf como los parámetros usados para los cálculos están presentados en la Tabla 1. Los valores de ϵ_{Hf} iniciales, recalculados a la edad de cada zircón, están en el rango entre +7.2 y +11.5, con un valor medio ponderado de 9.70 ± 0.54 (MSWD = 6.4, $n = 15$). En la Figura 3 se muestran algunas ubicaciones de los análisis realizados en zircones de esta muestra de andesita. Destaca que estos valores de ϵ_{Hf} iniciales son muy positivos y cercanos a los del manto empobrecido al momento de la cristalización de la andesita en el Cretácico Temprano (+16). Las edades modelo de $\text{Hf } T_{\text{DM}}$ de un paso ("single-stage Hf model ages") varían entre 327 y 518 Ma (media 412 Ma), mientras que las edades modelo corticales de $\text{Hf } T_{\text{DM}^{\text{C}}}$ de dos pasos ("two-stage Hf model ages"), calculadas asumiendo una corteza de composición intermedia ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$; Griffin et al., 2002), varían desde 442 hasta 714 Ma (media 557 Ma). Ambos tipos de edades modelo sugieren que la corteza que participó en la formación de los magmas cretácicos pudiera ser relativamente joven, del Paleozoico o del Neoproterozoico muy tardío, y de carácter juvenil, distinguiéndose claramente de la corteza típica de Oaxaquía.

Paleomagnetismo

Las intensidades de la magnetización en rocas de la Fm. Tecalitlán son medianamente altas, con valores promedio de unos 50 a 200 mA/m. Los diagramas ortogonales de desmagnetización presentan patrones multivectoriales y solo en algunos casos univectoriales. Se identificaron tres componentes. La componente A de temperaturas de laboratorio de bloqueo bajas (0–250 °C) y bajas coercitividades ($<20\ \text{mT}$; Figura 7). En ella, la mayoría de las declinaciones son hacia el norte y las inclinaciones son positivas intermedias (30°–60°). La media de 12 sitios donde está relativamente bien definida esta componente A es de $D = 7.2^\circ$, $I = 39.9^\circ$ ($\alpha_{95} = 8.1^\circ$) consistente con el campo magnético reciente ($I = 36^\circ$) y un origen viscoso para esta componente. La componente C se considera la magnetización característica (ChRM) y se identificó en temperaturas y coercitividades medias a altas (250–575 °C y 20–90 mT, respectivamente; Figura 7). La componente C es de polaridad dual. Se manifiesta en los sitios PER01 a 05 con una dirección *in-situ* al sur y suroeste e inclinaciones negativas someras ($\leq 30^\circ$). La componente C fue identificada también a más altas temperaturas en algunos sitios (hasta 680°C), con direcciones hacia N-NW y W, e inclinaciones positivas en los sitios PER06 a PER11. La componente B fue identificada en pocos sitios y se presenta en altas temperaturas y/o coercitividades (400–600 °C / 9–90mT), tiene direcciones dispersas de inclinaciones moderadas (30°–60°) a someras ($\leq 30^\circ$).

Las componentes A y C identificadas y sus respectivos rangos de desbloqueo se indican en la Tabla 2, junto con los parámetros estadísticos correspondientes. Se observa que algunos sitios tienen baja dispersión interna, con valores altos de k. Pero en otros, principalmente

Tabla 1. Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICPMS en zircones de andesita de la Fm. Tecalitlán, Perula, Jalisco.

Análisis	U-Pb Hf _{zirconal}	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	err. abs. (±2σ)	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	err. abs. (±2σ)	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	err. abs. (±2σ)	¹⁷⁸ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	err. abs. (±2σ)	εHf ₀	err. abs. (±2σ)	176Hf/ ¹⁷⁷ Hf	176Hf/ ¹⁷⁷ Hf	176Hf/ ¹⁷⁷ Hf	DM(t)	T _{DM} (Ma) [†]	T _{DM1} ^C (Ma) [†]	T _{DM2} ^C (Ma) [†]	T _{DM3} ^C (Ma) [†]			
																				Edad (±2σ) U-Pb	err. abs. (±2σ)	176Hf/ ¹⁷⁷ Hf
<i>Muestra PER33 Andesita (Perula, Jalisco) Probeta ICGEO-58 (estudios de Hf)</i>																						
PER33_12	z-24	18.0	0.283029	0.000022	0.002359	0.000072	0.055200	0.002000	0.000030	9.1	0.8	115.7	3.3	0.283024	0.282700	0.283167	11.5	0.8	327	385	442	581
PER33_6	z-11	24.6	0.283015	0.000019	0.001706	0.000022	0.049150	0.000500	0.000021	8.6	0.7	116.3	2.2	0.283011	0.282700	0.283167	11.0	0.7	342	408	470	621
PER33_11	z-23	22.9	0.283018	0.000029	0.005110	0.000370	0.140000	0.011000	0.000029	8.7	1.0	121.7	1.9	0.283006	0.282696	0.283163	11.0	1.1	372	416	478	630
PER33_10	z-21	18.7	0.283019	0.000039	0.010031	0.000081	0.267200	0.001800	0.000025	8.7	1.4	121.0	2.0	0.282996	0.282697	0.283163	10.6	1.4	434	435	502	663
PER33_14	z-34	19.4	0.282993	0.000034	0.005910	0.000140	0.161600	0.004700	0.000031	7.8	1.2	119.2	2.9	0.282980	0.282698	0.283164	10.0	1.2	422	466	540	719
PER33_15	z-36	17.2	0.282989	0.000032	0.004510	0.000150	0.111700	0.003200	0.000031	7.7	1.1	120.1	2.5	0.282979	0.282697	0.283164	10.0	1.1	411	468	542	721
PER33_7	z-12	38.2	0.282982	0.000015	0.001690	0.000022	0.046640	0.000410	0.000022	7.4	0.5	120.6	2.3	0.282978	0.282697	0.283163	9.9	0.5	390	469	543	722
PER33_9	z-14	25.8	0.282974	0.000017	0.001481	0.000014	0.043900	0.000630	0.000023	7.1	0.6	121.8	2.4	0.282971	0.282696	0.283163	9.7	0.6	399	483	559	745
PER33_3	z-6	23.9	0.282974	0.000022	0.002510	0.000025	0.067120	0.000670	0.000022	7.1	0.8	123.7	2.5	0.282968	0.282695	0.283161	9.7	0.8	410	486	564	750
PER33_5	z-10	31.7	0.282975	0.000016	0.001930	0.000064	0.058100	0.002100	0.000021	7.2	0.6	118.8	1.7	0.282971	0.282698	0.283165	9.6	0.6	402	483	561	749
PER33_13	z-25	23.4	0.282971	0.000022	0.002429	0.000066	0.071500	0.001800	0.000023	7.0	0.8	122.2	2.8	0.282965	0.282696	0.283162	9.5	0.8	414	492	571	761
PER33_2	z-4	23.2	0.282957	0.000022	0.003093	0.000030	0.083290	0.000810	0.000020	6.5	0.8	117.9	2.2	0.282950	0.282699	0.283165	8.9	0.8	443	522	608	816
PER33_1	z-3	20.5	0.282950	0.000025	0.002829	0.000035	0.076600	0.001100	0.000027	6.3	0.9	120.5	2.6	0.282944	0.282697	0.283164	8.7	0.9	450	534	621	834
PER33_8	z-13	26.4	0.282941	0.000017	0.001359	0.000024	0.039610	0.000780	0.000022	6.0	0.6	117.6	3.3	0.282938	0.282699	0.283166	8.5	0.6	445	545	636	856
PER33_4	z-8	14.4	0.282911	0.000031	0.003520	0.000110	0.097200	0.003600	0.000032	4.9	1.1	118.8	2.4	0.282903	0.282698	0.283165	7.2	1.1	518	610	714	966
Valor medio ponderado de εHf ₀ = 9.70 ± 0.54																T _{DM} = 327-518 Ma (avg. 412 Ma)						
MSWD = 6.4 (15 de 15)																T _{DM2} ^C = 442-714 Ma (avg. 557 Ma)						

*Relaciones isotópicas corregidas. **Edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U individuales (2-sigma) en zircones. †Edades modelo Hf (T_{DM}) calculadas en un paso ("single-stage model ages") utilizando la relación ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf del zircon. ††Edades modelo Hf (T_{DM}) calculadas en dos pasos ("two-stage model ages") usando una relación ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.010 para una corteza félica promedio (T_{DM1}^C, Amelin *et al.*, 1999) 0.015 para una corteza intermedia promedio (T_{DM2}^C, Griffin *et al.*, 2002) y 0.022 para una corteza máfica promedio (T_{DM3}^C, Vervoort y Patchett, 1996), respectivamente. Los parámetros usados para los cálculos son: λ = 1.867x10⁻¹¹ años⁻¹; ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0332 y ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282772 para el reservorio uniforme condritico (CHUR) (Blichert-Toft y Albaredé, 1997; Soderlund *et al.*, 2004); ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0384 y ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.28325 para el manto empobrecido según Griffin *et al.* (2000) y Nowell *et al.* (1998).

Andesita PER33



Figura 3. Imágenes de cátodoluminiscencia pre-ablación obtenidas mediante microscopio electrónico de barrido (CL-SEM) de algunos zircones representativos de la andesita PER33 de la Fm. Tecalitlán. Se muestra el área ablacionada de cada zircon tanto para estudios de U-Pb (círculo amarillo) como para determinaciones de Hf (círculo verde) y su correspondiente edad en millones de años y el valor épsilon Hf inicial. Se incluye imagen de CL del zircon 20 para ilustrar la posible presencia de un núcleo heredado de 730 ± 13 Ma (Neoproterozoico).

en andesitas de grano grueso y posiblemente correspondientes a cuerpos subvolcánicos, la dispersión puede ser moderada con valores de $k < 20$. La dispersión entre sitios es baja, si no se considera la asimetría en las polaridades reversas de los sitios al norte de la Isla Cocinas. Por las temperaturas de bloqueo $< 600^\circ\text{C}$ y las coercitividads $< 100\text{ mT}$ se considera que la magnetización reside principalmente en magnetita. El mineral portador de la remanencia es el óxido de hierro primario más común en rocas volcánicas, por lo que la magnetización característica es interpretada como termoremanente, aun para las rocas piroclásticas. En algunas muestras en donde el decaimiento del NRM fue rápido a temperaturas más bajas se puede inferir que el portador de la magnetización es titanomagnetita.

La componente C está presente en 30 sitios, pero para 5 de ellos los resultados de geocronología indican que las unidades no corresponden a la Fm. Tecalitlán. Para la arenisca PER12 se obtuvo una edad máxima de depósito estimada en $77.3 \pm 0.6\text{ Ma}$ (Campaniano),

indicando que los sitios 12, 12.1, 13, 19 y 32 de la sección muestreada son más jóvenes que los de la Fm. Tecalitlán. Para los demás sitios, al aplicar la prueba de antipodalidad de McFadden y McElhinney (1990) se obtiene un valor crítico de 14.9° y un valor observado de 14.5° ; por esto su clasificación es un $R_c (10^\circ < \gamma_c \leq 20^\circ)$ usando un "k común" según McFadden y Lowes (1981). También se realizó la prueba del pliegue. Las secuencias volcánicas en ocasiones presentan retos importantes para establecer su actitud. La prueba que propone McElhinny (1964) compara los parámetros "k" de la distribución de Fisher (1953) de la media de los sitios *in situ* y corregidos estructuralmente, donde k_1/k_2 es 1.46 que es menor a 1.72 (95 %) y 2.15 (99 %) por lo que la prueba del pliegue no es concluyente para estas probabilidades. Según la prueba del pliegue de Enkin (2003), para estos sitios con las direcciones de la componente C encontradas a altas temperaturas, el resultado es que el mejor ajuste de los datos ocurre con una horizontalización (*Unfolding*) del $75.8\% \pm 46.9\%$, por lo que la prueba es positiva (Figura 8).

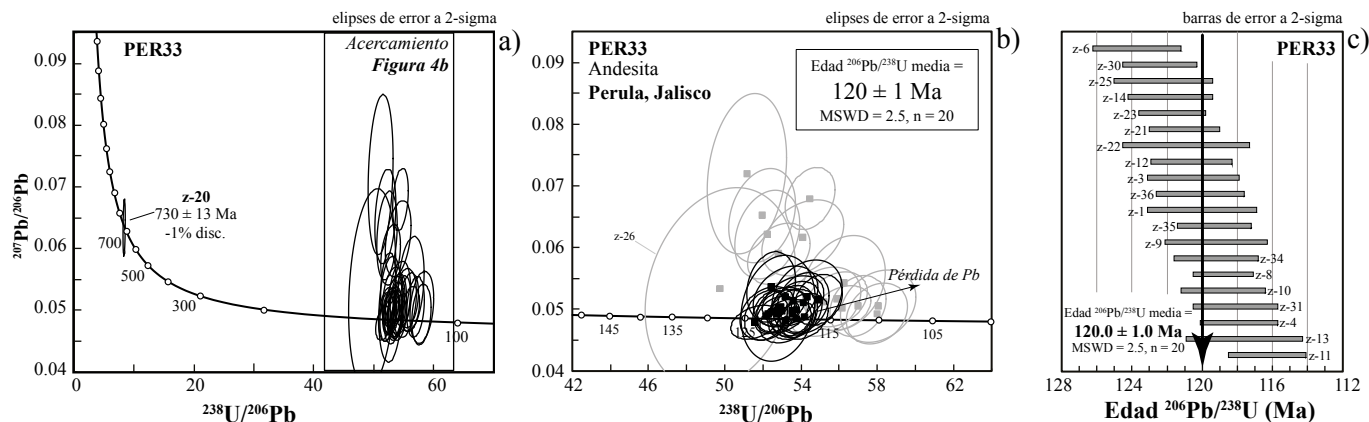


Figura 4. Diagramas de concordia tipo Tera Wasserburg y edad media ponderada con los datos U-Pb de zircones de la andesita PER33 (Fm. Tecalitlán). a) Diagrama con todos los datos obtenidos incluyendo un zircon heredado neoproterozoico. b) Acercamiento a los datos más jóvenes donde las elipses y cuadrados negros representan las edades utilizadas para calcular la edad de la muestra; las elipses y cuadrados grises son análisis descartados para este cálculo por representar diferentes grados de herencia y/o pérdida de Pb. c) Diagrama de media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para calcular edad de cristalización.

Arenisca (arcosa lítica) PER12



Figura 5. Imágenes de catódoluminiscencia pre-ablación obtenidas mediante microscopio electrónico de barrido (CL-SEM) de algunos zircones representativos de tres poblaciones de zircones detríticos presentes en la arenisca PER12. Se muestra el área ablacionada de cada zircón para estudios de U-Pb (círculo amarillo) y su correspondiente edad en millones de años. Se incluye imagen de CL del zircón 81 para ilustrar un zircón detrítico de 1340 ± 49 Ma (Mesoproterozoico).

Las direcciones normales y reversas del componente C se utilizaron para hallar la media global con dirección *in situ* de declinación 346.8° e inclinación de 29.0° con un k de 12.2 y un α_{95} de 8.3° (Figura 9a). Con la corrección estructural se ve un mayor agrupamiento de los datos, la declinación es de 341.0° y la inclinación 38.9° con un k de 15.1 y un $\alpha_{95} = 7.7^\circ$. Al aplicar la estadística de inclinación solamente (*Inclination only*) se obtiene una media de 39.2° de inclinación con un k de 20.7 y

un α_{95} de 5° , para los datos corregidos estructuralmente.

La presencia de polaridades normal y reversa, así como la dispersión angular ($S-\theta_{63} = 20.9^\circ$), son consistentes con el muestreo de un intervalo de tiempo suficientemente largo para promediar la paleo-variación secular. Se observan diques de diferente polaridad a la roca encajonante, sugiriendo que no hay un evento regional de remagnetización afectando la secuencia.

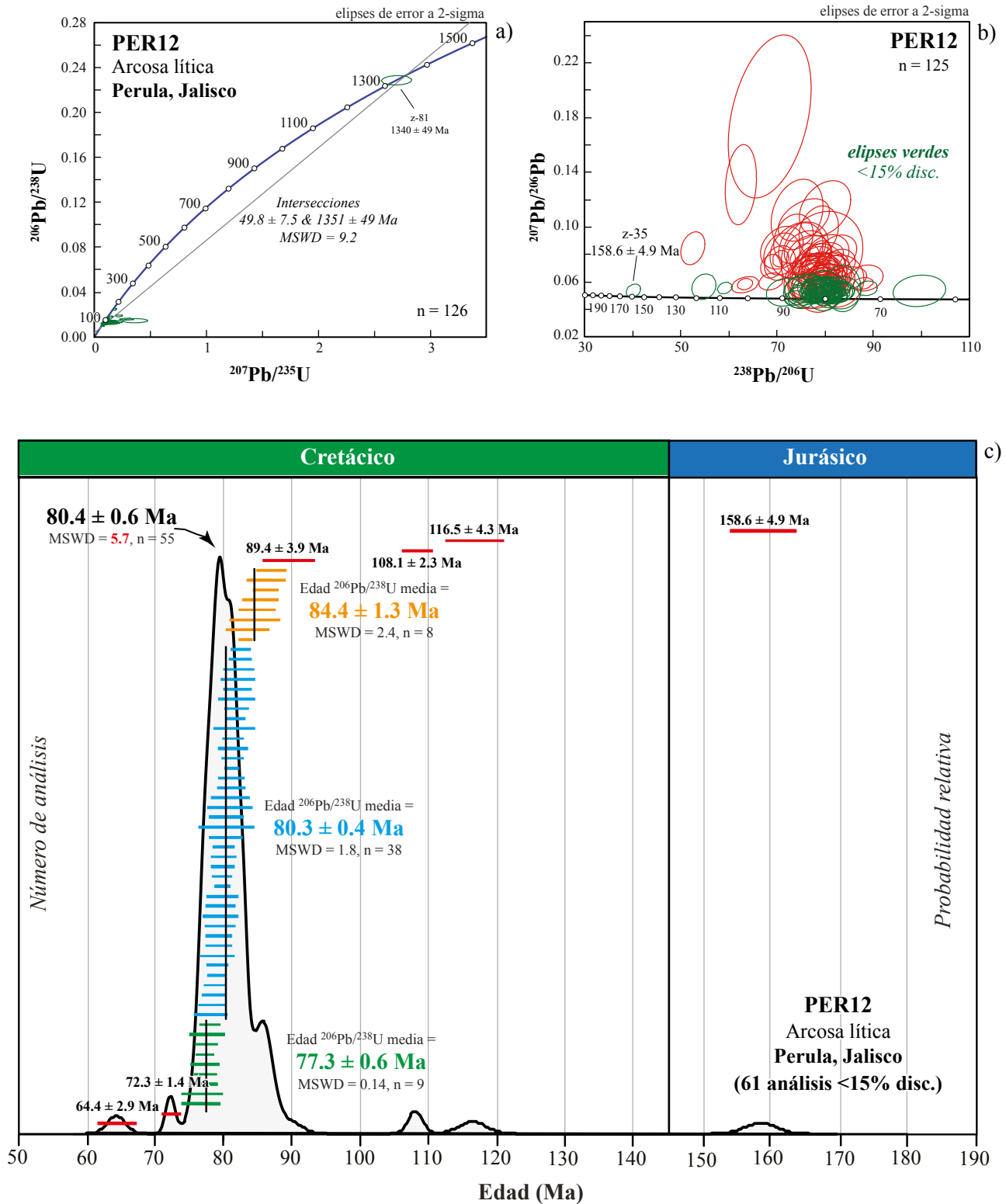


Figura 6. Diagramas de concordia y probabilidad para zircons detriticos de la arenisca PER12 (arcosa litica). a) Diagrama de concordia tipo Wetherill con todos los datos U-Pb de zircons incluido el del zircon 81. b) Diagrama de concordia Tera Wasserburg mostrando los datos mas jovenes y destacando los diferentes grados de discordancia de los zircons; elipses verdes representan analisis <15% discordantes y son los utilizados para evaluar las poblaciones de presentes en la muestra. c) Diagrama de probabilidad relativa para los zircons detriticos mas concordantes de la arenisca PER12, donde se sugiere la presencia de tres poblaciones cretácicas de zircons detriticos.

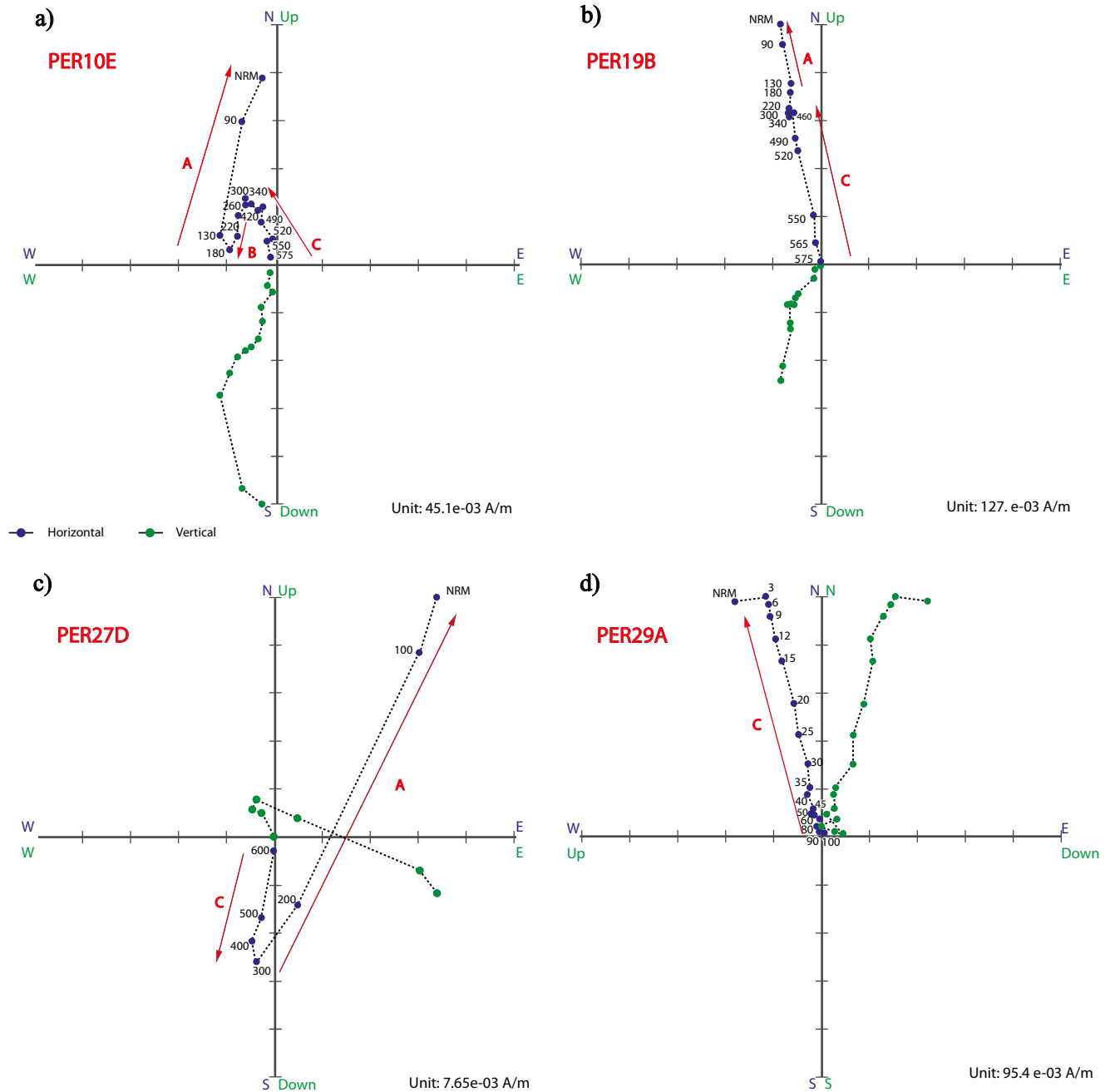


Figura 7. Diagramas de Zijderveld de la zona norte del área de Bahía Chamela. Símbolos azules para la componente horizontal y verdes para la componente vertical.

DISCUSIÓN

Desplazamientos latitudinales y rotaciones

Las rocas encontradas en Bahía Chamela e Isla Cocinas corresponden a flujos dacíticos-andesíticos a basálticos (en mucho menor proporción), con intercalaciones de depósitos piroclásticos que van de tobas de caída a brechas y esporádicas areniscas ricas en plagioclasa en depósitos masivos a bien estratificados. Según las descripciones de Pantoja-Alor y Estrada (1986) y Centeno-García *et al.* (2003) estas litologías corresponden a la Fm. Tecalitlán. Por su posición estratigráfica, la edad asumida para esta formación es de Barremiano-Aptiano (Buitrón-Sánchez y López-Tinajero, 1995). La edad U-Pb en zircones de la muestra PER33 ubica estos flujos de andesita en 120 ± 1 Ma, esta-

bleciendo una edad absoluta para la Fm. Tecalitlán correspondiente al Aptiano medio. La edad máxima de depósito de 77.3 ± 0.6 Ma, que se obtuvo para la muestra de arenisca PER12 (Campaniano), sugiere que en la zona de estudio se encuentran depósitos más jóvenes que pudieran corresponder a la Fm. Cerro de la Vieja (Grajales y Lopez, 1984), mas no a la sucesión Carmichel (*Carmichael silicic ash-flow-tuff volcanic succession*). Las edades K-Ar en análisis de roca total de andesitas de 80 ± 6 Ma y 78 ± 6 Ma de la Fm. Cerro de la Vieja son consistentes con la edad de los zircones detríticos presentes en la arenisca PER12.

La dirección media de la remanencia característica para los 25 sitios obtenidos en la Fm. Tecalitlán es de $D = 341.0^\circ$ e $I = 38.9^\circ$ (Tabla 2), corregida estructuralmente. La dirección observada *in-situ* es diferente a la reportada para el batolito de Puerto Vallarta ($D = 350.5^\circ$, $I = 40.4^\circ$,

$\alpha_{95} = 6.2^\circ$; Böhnel *et al.*, 1989; que es además de polaridad normal uniforme), lo que sugiere que no existe evidencia de remagnetización regional debida a esta intrusión. La dirección del batolito de Puerto Vallarta es similar a la observada *in-situ* en los 5 sitios de la sucesión asignada a la Fm. Cerro de la Vieja mostrando polaridad normal uniforme ($D = 347.3$, $I = 33.7$, $k = 31.4$, $\alpha_{95} = 13.9^\circ$, $n = 5$), aunque esta dirección está pobremente definida.

La prueba de pliegue modificada que se aplicó a los datos de Bahía Chamela indica que la magnetización es anterior al plegamiento. En conjunto, estas observaciones apuntan a la interpretación de la magnetización en la Fm. Tecalitlán como primaria. Tanto la presencia de direcciones de polaridad normal y reversa, como la desviación angular estándar sugieren que el promedio comprende un tiempo suficiente para promediar la variación secular. De esta manera podemos utilizar la dirección media para evaluar desplazamientos latitudinales y rotación de bloques.

Antes de realizar una evaluación tectónica de los datos es útil discutir la confiabilidad del resultado paleomagnético de la Fm. Tecalitlán, en particular por la presencia en el área de unidades volcánicas que pudieran corresponder al evento volcánico más joven antes mencionado (Fm. Cerro de la Vieja del Campaniano). Otro punto relevante es la precisión en la actitud de las capas volcánicas, ya que no se puede descartar la presencia de echados primarios en unidades volcánicas como flujos andesíticos. La dirección esperada para el Aptiano no difiere por más de un grado de la dirección esperada para el Campaniano (que es ligeramente más alta), por la virtual posición estática del polo de referencia de Norte América (Kent e Irving, 2010). Pero el muestreo inadvertido de unidades volcánicas del Campaniano podría hacer que las direcciones observadas fueran sistemáticamente de mayor inclinación si las magnetizaciones de edad aptiana se adquirieron a una latitud menor a la del emplazamiento de unidades *ca.* 80 Ma. Así, la inclinación observada se puede interpretar como un valor máximo. El punto del control estructural no puede evaluarse con certeza más allá del análisis de AMS y la comparación positiva entre echados medidos y la foliación magnética, pero podría explicar el ángulo relativamente alto entre las magnetizaciones de polaridad normal y reversa ($\sim 14^\circ$). No obstante, es posible asumir que cualquier afectación por echados primarios fuera de forma aleatoria y se auto-cancele. Con lo que respecta a la inclusión de datos del Campaniano en el promedio global, parece no ser el caso porque no se observa alguna correlación entre polaridades y ubicación geográfica o posición estratigráfica, o litología. Además, la dirección media de sitios de polaridad reversa es mayor que los de polaridad normal.

Utilizando las curvas de vagabundeo polar aparente de Kent e Irving (2010) y Torsvik *et al.* (2012) la dirección esperada para ~ 120 Ma en el bloque Jalisco (en la longitud 105.1 y latitud 19.6), asumiendo estabilidad con respecto a Norte América, tiene direcciones ($D - I$) de 344.4° , 44.5° y 343.2° , 46.7° (respectivamente). La pequeña diferencia en los polos de referencia es más bien debida a los criterios de selección de datos de dichos autores. La discusión siguiente adopta la referencia de Kent e Irving (2010). Comparando la dirección de referencia con los datos obtenidos en la Fm. Tecalitlán, la declinación es concordante para la media de 25 sitios (Tabla 2), indicando que no hay rotación. Existen, sin embargo, otros datos para el subterreno Zihuatanejo. Por ejemplo, Böhnel *et al.* (1989) reportan datos paleomagnéticos para depósitos del Aptiano superior a Albiano inferior en Colima (formaciones Encino y Vallecitos, localidad reportada como Mina el Encino, Figura 1). Estos fueron recalculados para ser comparables con la Fm. Tecalitlán (Tabla 3), arrojando una dirección media (D, I) de 313.7° , 40.3° ($n = 32$ sitios), y una paleolatitud de $\sim 23^\circ$ N. La declinación indica una rotación anti-horaria en el área de Colima de $30.7^\circ \pm 11.9^\circ$ (errores calculados de acuerdo a Demarest, 1983).

Boschman *et al.* (2018) reportan los resultados paleomagnéticos para facies continentales atribuidas a la Fm. Alberca en el sur de Jalisco cerca de Tamazula, para la cual indican una edad máxima de ~ 119 Ma, basada en el fechamiento de zircones detríticos. La dirección media para magnetizaciones de polaridad dual es de $D = 330.2^\circ \pm 3.7 - I = 46.5^\circ \pm 3.9$ (paleolatitud de 28° N, basada en el promedio de $n = 137$ muestras que incluyen ambas polaridades). Las declinaciones variables entre Chamela, Tamazula y El Encino indican que las rotaciones observadas (Tabla 3) son de carácter local (asociadas a ejes verticales y probablemente producto de deformación transtensional o transpresional) y no rotaciones regionales de grandes bloques.

Por otro lado, la inclinación media observada en la Fm. Tecalitlán es de 38.9° , comparable pero más baja que la inclinación esperada basada en Kent e Irving (2010) de 44.5° (paleolatitud de 26° N). Para los sitios de Böhnel *et al.* (1989) en Colima la inclinación observada (40.3°) es también similar a la de referencia, aunque más baja, pero es estadísticamente indistinguible de ésta como se muestra en la Figura 10 y Tabla 3. La dirección media reportada por Boschman *et al.* (2018) es, en cambio, de inclinación un poco mayor a la esperada. De cualquier manera, los márgenes de incertidumbre se traslapan.

La rotación tectónica (valor R) comparando las declinaciones de Kent e Irving (2010) con los de este trabajo da un valor de -3.4° (± 7.0), estadísticamente insignificante (Tabla 3). La comparación de las inclinaciones de Kent e Irving (2010) muestra un valor F de -5.6° (± 9.0) inferior a la incertidumbre estadística. La comparación de la dirección de referencia con la declinación media de las formaciones Encino-Vallecitos tiene un valor R de 30.7° (± 11.9) (Tabla 3), por lo que el área muestreada de Colima presenta una rotación anti-horaria estadísticamente significativa. El valor F es de -4.2 (± 14.2), y no es estadísticamente significativo (Tabla 3). Para la Formación Alberca (Boschman *et al.*, 2018) los valores de R y F son 14.2° y 2° , respectivamente.

Utilizando los polos de referencia reportados por Kent e Irving (2010) para el cratón Norteamericano se generó una curva con las paleolatitudes esperadas en el margen suroccidental de Norteamérica (para una localidad 20° N- 105° W). Las paleolatitudes fueron comparadas con la referencia de Torsvik *et al.* (2012), los datos reportados por Böhnel *et al.* (1989) recalculados, los datos de Boschman *et al.* (2018) y los que se obtuvieron en este trabajo (Figura 10). A valor nominal, la paleolatitudes observadas en el subterreno Zihuatanejo, en un rango de 22 a 28° N, hacen permisible la presencia de una cuenca de hasta 500 km de extensión en la dirección norte-sur entre el subterreno Zihuatanejo y el margen estable de Norte América. Sin embargo, esa interpretación no es defendible en términos estadísticos. Las inclinaciones (y paleolatitudes) observadas son estadísticamente indistinguibles de los valores esperados. Eso indica que el subterreno Zihuatanejo en el Aptiano se encontraba en latitudes norte cercanas al margen occidental de Oaxaquia, sin grandes desplazamientos latitudinales (Tabla 3, Figura 10). Por supuesto, podrían haberse generado movimientos longitudinales (en la dirección oeste-este) que no se pueden evaluar con los datos paleomagnéticos.

Evidencia independiente sugiere que la tectónica acrecional en el margen occidental del superterreno Guerrero se encontraba en un estado avanzado a finales del Aptiano. Por un lado, la Caliza Perlita del Aptiano-Albiano, en la Sierra de Guanajuato, se ha interpretado como una unidad de traslape que contiene un estilo de deformación diferente a las unidades más antiguas (Martini *et al.*, 2011); aunque esta observación es 400 km al oeste del bloque Jalisco. En el sur de México, el esquistito Taxco se ubica en el margen occidental del superterreno Guerrero. El esquistito tiene una edad de depósito cercana a los 130 Ma (Campa-Uranga e Iriondo, 2004) y está cubierto discordantemente por la Caliza Morelos del Albiano (Fries, 1966). La unidad suprayacente no muestra metamorfismo regional y esto sugiere

Tabla 2. Datos Paleomagnéticos y parámetros estadísticos para los sitios de Bahía Chamela e Isla Cocinas. Dd (Dirección de Buzamiento), N (Número Total de sitios), n (Número de sitios donde se aisló componente), Dc (Declinación), Inc (Inclinación), Comp (Componente). Las direcciones con valores de $a95 > 20^\circ$ y $k < 10$ no se le calculó corrección estructural ni se le asigna componente, las direcciones se descartaron por su alta dispersión en el cálculo de las direcciones medias.

BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS					<i>In situ</i>		Corrección estructural		k	a95	Comp.
Sitios	Tipo de roca	Db/ buz	N/n	AF/Térmico	Dac	Iac	Ddc	Idc			
PER01	Arenisca	220/25	7/3	0–20mT; 0–520 °C	263.2	1.6	265.5	-16.5	147.1	9.3	B
PER02*	Dacita	220/25	5/4	0–20mT; 0–180 °C	324.9	16.2	316.5	20.9	26.51	18.2	A
			5/3	10–50mT; 220–565 °C	191.4	-19.1	183.6	-40.3	611.24	5	C
PER03*	Andesita	205/35	7/6	0–300 °C	11.7	42.7	335.2	81.4	35.62	15.6	A
			7/6	12–20mT; 260–450 °C	193.0	-17.0	186.6	-50.9	131.17	5.9	C
PER3.5*	Dacita	205/35	6/4	3–15mT; 50–200 °C	15.0	49.0	348.3	70.9	35.69	15.6	A
			6/4	150–350 °C	183.4	-18.5	172.1	-50.0	28.58	17.5	C
PER04	Dacita	200/25	5/5	0–12mT; 0–220 °C	5.0	43.6	351.4	67	158.22	6.1	A
			5/2	180–520 °C	211.8	21.5	211	-3	110.8	12.2	B
PER05*	Arenisca	200/25	4/2	0–150 °C	32.2	52.3	51.9	75.8	523.34	10.9	A
			4/3	300–490 °C	186.0	-6.0	183.9	-30.1	201.36	8.7	C
Mean C Afloramiento		210/25	4		188.4	-15.2	181.8	-43.0	57.1	12.3	
PER06*	Andesita	Fabrica: 20/37	7/6	9–60mT; 400–600 °C	326.5	67.8	357.6	37.2	65.23	8.4	C
PER07	Parte de una brecha, arenisca	Fabrica: 20/37	7/5	0–650 °C	263.2	-14.1	260.9	5.4	42.08	11.9	B
PER08	Parte de una brecha, andesita	Fabrica: 20/37	7/5	200–565 °C	301.7	-0.7	299	-7.6	29.5	17.8	B
PER09*	Parte de una brecha, andesita	Fabrica: 20/37	6/5	100–420 °C	316.2	51.4	341.0	27.3	178.1	9.3	C
PER10*	Parte de una brecha, andesita	Fabrica: 20/37	8/8	0–15 mT; 0–300 °C	10.0	38.5	12	1.1	49.32	8	A
			8/6	340–575 °C	338.2	54.5	355.1	22.9	77.09	7.7	C
PER11*	Arenisca	Fabrica: 20/37	4/3	180–575 °C	311.9	50.8	338.1	28.5	93.8	13.4	C
Mean C Afloramiento			4		322.4	56.5	347.8	29.2	60.6	11.9	
PER12	Andesita 80 Ma	325/55	7/5	3–60mT; 0–400 °C	9.0	44.0	355.0	-1.4	42.52	11.9	A
			7/4	400–550 °C	0.1	34.3	12.4	-3.8	68.08	11.2	C-
PER19	Andesita 80 Ma	325/55	8/8	0–100mT; 0–500 °C	2.8	37.3	355.0	-12.2	64.01	7	A
			8/4	25–80mT; 460–575 °C	345.2	23	346.9	-31.7	58.43	12.1	C-
PER32	Andesita 80 Ma	325/55	3	35–90mT	326.3	26.1	326.3	-28.9	72.85	14.5	C-
PER13.1*	Andesita	Fabrica: 170/25	8/8	0–90mT; 130–575 °C	169.0	--26.2	149.9	--23.1	13.2	18.6	C
PER14*	Dique mafico	217/80-230/80	9/9	0–12mT; 0–200 °C	7.8	38.0	282.5	43.9	83.64	5.7	A
			9/6	250–400 °C	169.3	-20.5	169.1	-45.1	51.24	9.4	C
PER15*	Andesita	Fabrica: 170/25	7/4	0–200 °C	14.1	49.9	41.4	70.3	35.99	15.5	A
			7/5	35–100mT; 200–600	327.2	21.0	320.1	43.5	12.31	22.7	C
PER16*	Andesita	170/25	7/6	6–100mT; 400–550°C	339.9	-2.8	339.2	29.8	371.6	3.5	C
PER17*	Andesita	170/25	9/7	0–100mT; 0–600 °C	341.3	24.5	337.9	49.1	21.63	13.3	C
PER18*	Andesita	170/25	5/5	3–70mT; 260–600 °C	343.9	14.2	342.4	39.0	88.94	8.2	C
Mean C Afloramiento		170/25	6		341.7	17.5	336.3	38.6	41.6	10.5	

continúa

Tabla 2 (continuación). Datos Paleomagnéticos y parámetros estadísticos para los sitios de Bahía Chamela e Isla Cocinas. Dd (Dirección de Buzamiento), N (Número Total de sitios), n (Número de sitios donde se aisló componente), Dc (Declinación), Inc (Inclinación), Comp (Componente). Las direcciones con valores de $\alpha_{95} > 20^\circ$ y $k < 10$ no se le calculó corrección estructural ni se le asigna componente, las direcciones se descartaron por su alta dispersión en el cálculo de las direcciones medias.

BAHÍA CHAMELA E ISLA COCINAS					In situ		Corrección estructural		k	α_{95}	Comp.
Sitios	Tipo de roca	Db/ buz	N/n	AF/Térmico	Dac	Iac	Ddc	Idc			
PER27*	Toba	169/31	7/5	0–9mT; 0–300 °C	18.3	14.5	34.6	39.6	53.86	10.6	A
			7/6	9–15mT; 400–600 °C	184.0	-7.6	194.2	-40.4	57.89	8.9	C
PER28*	Toba	169/31	10/5	0–200 °C	2.3	38.4	17.5	67.7		10.4	A
			10/8	12–25mT; 300–400 °C	196.7	-6.36	202.5	-33.2	47.63	8.8	C
Mean C Afloramiento		169/31	2		190.3	-7.0	198.4	-36.8	-	-	
Mean C Isla			8	19.3/12	349.0	15.2	346.8	39.7	18.7	13.1	
PER20	Andesita	185/33	5/4	12–100mT; 500–600 °C	0.9	39.8	354.4	72.6	704.77	3.6	C
PER21	Andesita	185/33	9/5	0–6mT; 0–500°C	281.6	60.4	234.1	49.5	95.46	12.7	
			9/6	0–60mT; 0–520 °C	226.4	30.3	219.9	4	103.07	7.6	B
			9/8	9–40mT; 400–575 °C	346.5	41.9	319	70.8	144.6	4.3	C
PER22*	Toba	250/30	10/8	0–650 °C	349.7	41.6	323.2	39.6	261.47	3.4	C
PER23*	Dique vertical	250/30	8/8	0–60mT; 50–220 °C	2.8	39.6	335.3	44.5	72.33	6.6	A
			8/7	40–90mT; 150–400 °C	332.5	41.2	310.9	31.4	20.54	13.6	C
PER24*	Toba	250/30	5/5	5–90mT, 300–600 °C	343.5	23.3	330.7	21.8	248.68	4.9	C
PER25*	Toba	250/30	10/10	0–650 °C	335.8	47.3	308.8	37.7	114.6	4.6	C
PER26*	Andesita	250/30	14/4	0–15mT; 0–340 °C	14.8	43.8	341.0	53.7	88.94	9.8	A
			14/8	180–650 °C	331.8	48.6	305.1	37	70.87	5.2	C
Mean C Afloramiento		250/30	5		339.1	40.6	316.0	34.0	48.8	11.1	
PER29*	Toba	195/20	5/5	3–60mT; 200–650 °C	347.2	16.4	342.4	33.7	314.91	4.3	C
PER30*	Dique vertical	Fabrica s/c	10/10	400–650 °C	3.5	34.2	3.5	34.2	599.26	2	C
PER31*	Dique	Fabrica s/c	6/5	3–40mT; 0–575 °C	5.9	29.4	5.9	29.4	174.42	5.8	C
Mean C Afloramiento			3		358.4	26.9	357.4	32.9	52.65	17.2	
PER33*	Andesita	194/33	8/4	0–90mT	138.0	-28.5	115.8	-41.9	145.4	7.6	C
Mean C	*Por afloramiento		7		347.8	28.7	349.5	37.4	20.4	15.2	C
		*Sitios	25		346.9	29.0	341.0	38.9	15.1	7.7	C
		16	normal		336.8	35.3	336.8	35.3	22.4	8.0	
		9	reversa				173.9	-42.3	13.9	14.3	

+ La Media excluye sitios de 80 Ma. Mean A componente D=7.0, I=40.2 ($k=25.3$, $\alpha_{95}=8.1$, $n=14$). Mean 80 Ma. D=347.3, I=33.7, $k=31.4$, $\alpha_{95}=13.9$, $n=5$.

que la deformación asociada a la acreción es pre-Albiana. En el área de Zihuatanejo, calizas del Albiano cubren discordantemente unidades más deformadas asignadas al superterreno Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2003).

Basamento del subterreno Zihuatanejo

Ortega-Obregón *et al.* (2014) reportan análisis de isótopos de Hf en diferentes cuerpos ígneos del Paleozoico tardío que intrusionan los complejos metamórficos Oaxaqueño y Acatlán, en el sur de México. Para la mayoría de las muestras (Etlá, Carbonera, Sosola y Zaniza), obtienen valores de ϵ_{Hf} inicial en zircones mucho menores de 0 (entre -1 y -14) y edades modelo de Hf $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ del Proterozoico entre 1330 a 2160 Ma, que evidencian el alto grado de contaminación cortical con basamento Mesoproterozoico del Complejo Oaxaqueño o similar (Figura 11). Cabe destacar que Ortega-Obregón *et al.* (2014)

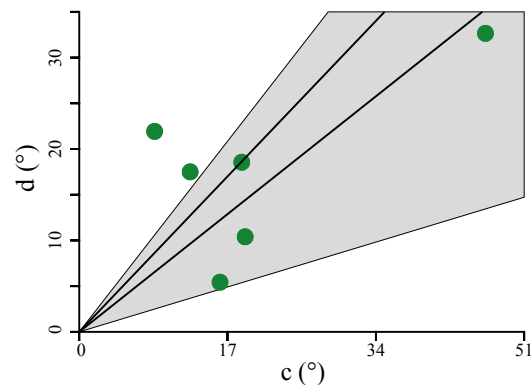


Figura 8. Resultado de la prueba de pliegue modificada (Enkin, 2003), mostrando los parámetros c y d de 6 localidades.

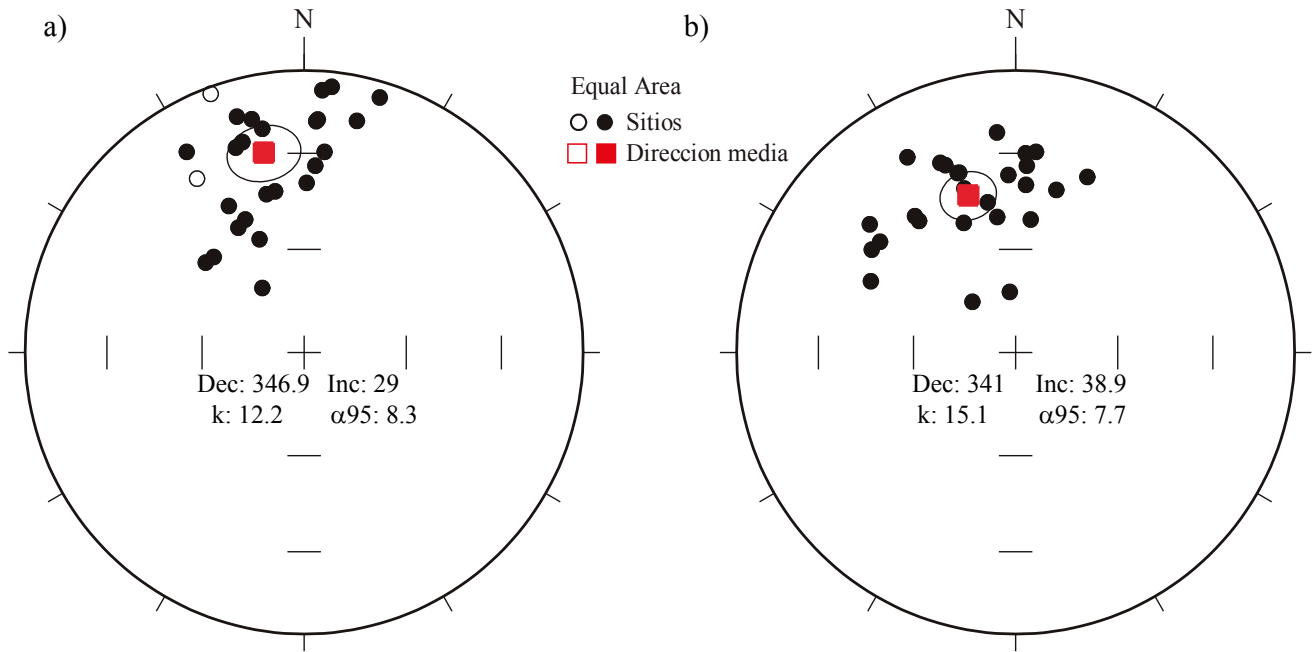


Figura 9. Diagramas de igual área para el componente de alta temperatura C, donde se muestra las direcciones normales y antipodales, a) es *in situ* y b) con corrección estructural. Símbolos cerrados representan inclinaciones positivas, símbolos abiertos inclinaciones negativas.

encuentran dos plutones (Honduras y Cuanana) con un comportamiento isotópico muy diferente, al presentar valores de ϵ_{Hf} iniciales positivos entre +3 y +9 y sus correspondientes edades modelo Hf $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ más jóvenes en el rango de 780 a 1040 Ma, considerándose la posibilidad de que la corteza en esa región pudiera ser diferente a la de Oaxaquia. Sin embargo, la falta de evidencia geológica para proponer una discontinuidad cortical en la región, aunado a la cercanía geográfica de estos plutones con las rocas del basamento del complejo Oaxaqueño, hace que estos autores interpreten las diferencias isotópicas proponiendo que la contribución de la corteza es mínima en el caso de estos dos plutones y que la fuente mantélica (manto empobrecido), cuyo valor ϵ_{Hf} inicial esperado sería de +15 (Figura 11), tendría un rol preponderante en la formación de los magmas precursores de los plutones Honduras y Cuanana.

Cabe destacar que los resultados de Hf obtenidos en este trabajo, para zirrones de la andesita del Cretácico Inferior de la Fm. Tepatitlán (PER33), son contrastantes al tener valores de ϵ_{Hf} inicial muy positivos, entre +11.5 y +7.2 (media ponderada de 9.70 ± 0.54), y con edades modelo Hf $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ entre 442 y 714 Ma (media 557 Ma). Estos resultados sugerirían o bien un caso similar al de los plutones de Honduras y Cuanana, donde la corteza tipo Oaxaquia no tendría participación significativa en el proceso de formación de los magmas, siendo estos casi exclusivamente de carácter mantélico, o bien que la corteza en el bloque Jalisco (subterreno Zihuatanejo) sería totalmente diferente a la corteza típica de Oaxaquia. En este trabajo nos inclinamos por la segunda opción, ya que en este caso sí hay una distancia geográfica significativa con las rocas del complejo Oaxaqueño y además sería más fácil justificar una discontinuidad cortical entre ellas. Recalculando los resultados de Hf de los plutones pérmicos a la edad de 120 Ma de la andesita, apreciamos que los valores de la andesita son mucho más positivos (+11.5 a +7.2) incluso que los de los plutones Honduras y Cuanana (+7.0 a +1.5) y mucho más cercanos al valor inicial de ϵ_{Hf} esperado para magmas resultantes de la fusión del manto empobrecido que estaría, como máximo, alrededor de +16 (Figura 11). Destaca que los datos de Hf recalculados para las

otras muestras ígneas pérmicas, que presentan un elevado grado de contaminación cortical (Oaxaquia), quedarían en el rango de ϵ_{Hf} inicial entre -4 a -18, básicamente representando entre 11 a 25 unidades ϵ_{Hf} de diferencia con los valores obtenidos para la andesita de la Fm. Tecatitlán (Figura 11). Por estos motivos, proponemos que la corteza del bloque Jalisco pudiera tener una afinidad de corteza oceánica (arco de islas intra-oceánico), y ser significativamente más joven (Paleozoico o Neoproterozoico tardío) y de carácter más juvenil que la que correspondería al tipo de corteza Oaxaquia, que sería mucho más vieja y enriquecida y de carácter claramente continental (Figura 11).

Esta corteza oceánica del bloque Jalisco podría corresponder a lo que se ha definido como placa Mezcalera (Dickinson y Lawton, 2001), por la cual ascendieron los magmas para la formación de los flujos volcánicos del Cretácico de la región de Chamela. Estos resultados de contaminación cortical son también similares a los obtenidos por Centeno-García *et al.* (1993) mediante isótopos de Nd en roca total de lavas almohadilladas basálticas del complejo Arteaga (Triásico?), donde no encontraron evidencia de la presencia de un basamento precámbrico en la parte sur del superterreno Guerrero. Los datos paleomagnéticos para 120 ± 1 Ma, a pesar de que sugieren que el subterreno Zihuatanejo estaba a latitudes cercanas al margen suroccidental de Norteamérica, no establecen su posición longitudinal, permitiéndose así que las rocas volcánicas cretácicas se formaran en un ambiente intra-oceánico (arco de islas) alejado de la zona continental.

Tabla 3. Comparación de los parámetros R (Rotation) y F (Flattening) con sus respectivos errores ΔR y ΔF .

Autor	R (°)	ΔR (°)	F (°)	ΔF (°)
Fm. Tecatitlán (Este trabajo)	-3.4	7.5	-5.6	6.9
Fm. Encino-Vallecitos Böhnell et al. (1989)	-30.7	11.9	-4.2	14.3
Fm. Alberca, Boschman et al. (2018)	-14.2	4.8	2.0	5.7

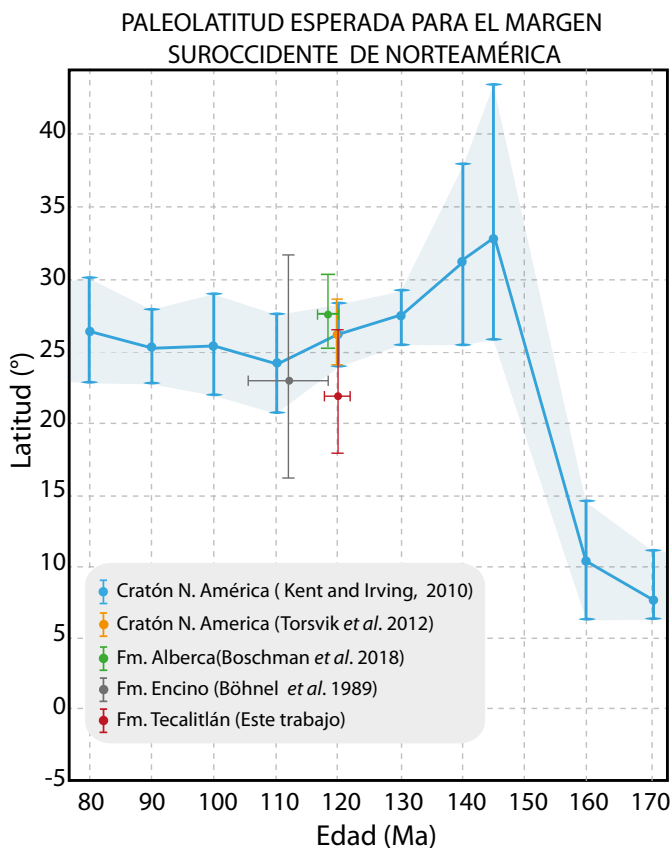


Figura 10. Cambios en paleolatitud según diferentes autores para el margen suroccidental de Norte América, comparados con los datos obtenidos en este trabajo.

Los isótopos de Hf en zircones de la andesita contradicen los resultados publicados que sugieren la presencia de corteza continental antigua en el bloque Jalisco. Según Valencia *et al.* (2013), y con base en isótopos de oxígeno positivos en zircón ($\delta^{18}\text{O}$ entre +5.7 y +9.0), el origen del basamento sugerido para el bloque Jalisco (subterreno Zihuatanejo) es parte de un arco Jurásico en corteza continental. Lo encontrado por Köhler *et al.* (1988) con base en isótopos de Sr es que los granitos de Puerto Vallarta muestran asimilación de corteza continental. Schaaf *et al.* (1995) reportan igualmente ϵNd inicial tan bajos como -7 (-0.6 a -7.0) y una edad modelo de 1.55 Ga para el batolito de Puerto Vallarta, lo que sugiere la presencia de una corteza precámbrica evolucionada en la región. Estas conclusiones se pueden explicar por contaminación de los magmas por sedimentos introducidos en la trinchera después de la colisión del subterreno Zihuatanejo. Introducción de material de corteza evolucionada al manto, erosión por subducción por ejemplo, posteriores a la colisión de Guerrero con Oaxaca es otra manera de alterar la señal isotópica. De otra manera, los resultados contrastantes para Puerto Vallarta y Chamela indicarían la presencia de una discontinuidad de escala cortical entre ellos, de la cual no hay evidencia geológica.

En cambio, otros datos geoquímicos son consistentes con una corteza relativamente primitiva para el subterreno Zihuatanejo. Las composiciones isotópicas Sr y Nd de gabros del Aptiano en Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo en el subterreno Zihuatanejo sugieren una fuente común para su formación, comparable a una fuente N-MORB (Villanueva-Lascurain *et al.*, 2016). Los magmas precursores de los gabros son primitivos, con valores de ϵNd inicial de +7 y con edades modelo Sm-Nd relativas al manto empobrecido (Nd_{DM})

con un promedio de ~500 Ma. Esto sugiere la participación de un componente cortical juvenil en su génesis, similar a lo indicado por los resultados de Hf en zircones de la andesita en Chamela. Estos autores también concluyen que los gabros podrían haberse generado a partir de una combinación de componentes magmáticas de un manto primitivo y una corteza del Cretácico Inferior (~140–110 Ma) adelgazada.

Un basamento juvenil en el subterreno Zihuatanejo apoyaría los modelos propuestos por Lapierre *et al.* (1992), Tardy *et al.* (1994), Dickinson y Lawton (2001), Campa-Uranga y Coney (1983), Talavera-Mendoza *et al.* (2007), Boschman *et al.* (2018), donde el superterreno Guerrero es un bloque alóctono intra-oceánico desarrollado lejos del margen continental en el Pacífico, que posteriormente se acreciona a Norteamérica en el Aptiano-Albiano. Mientras que los datos de Hf obtenidos en este estudio no son consistentes con el origen como bloque autóctono o para-autóctono del superterreno Guerrero como en los modelos propuestos por Cabral-Cano *et al.* (2000), Elías-Herrera *et al.* (2000), Centeno-García *et al.* (2008) y Valencia *et al.* (2013).

También es posible afirmar que la acreción total del superterreno Guerrero es cercana al Aptiano, ya que la parte más occidental del superterreno, a los ~120 Ma, presenta latitudes próximas al margen suroccidental de Norteamérica.

CONCLUSIONES

Los depósitos de la Fm. Tecalitlán en el área de estudio son principalmente flujos volcánicos de composición andesítica y basáltica, con depósitos piroclásticos, epiclásticos volcánicos y algunas areniscas. Estas litologías posiblemente corresponden a depósitos de volcanismo sub-aéreo desarrollados en un arco de islas. Con las edades isotópicas de U-Pb en zircones de una andesita se pudo datar de forma precisa un flujo de 120 ± 1 Ma, y se establece que pertenece a los depósitos del Aptiano medio de la Fm. Tecalitlán. Mientras que la edad máxima de depósito de una muestra de arenisca de la secuencia, determinada a partir de edades de zircones detríticos, es de ~77 Ma (Campaniano) y correspondería a la parte superior de la Fm. Cerro de la Vieja.

La paleolatitud encontrada de ~22 °N muestra que la parte occidental del superterreno Guerrero no difiere estadísticamente de la paleolatitud esperada para el margen suroccidental de Norte América (Jalisco). Usando datos paleomagnéticos del Cratón Norteamericano, la paleolatitud esperada para el Aptiano es ~26 °N según Kent e Irving (2010). Al hacer la comparación de las declinaciones observadas en este trabajo con las esperadas usando los polos de Kent e Irving (2010) y Torsvik *et al.* (2012), se observa que no tienen diferencia significativa, por lo que el área de estudio no presenta rotación con respecto al margen suroccidental del Cratón Norteamericano desde el Aptiano. Se infiere entonces que las rotaciones observadas en otras localidades del terreno Zihuatanejo son de carácter local.

El análisis de isótopos de Hf realizados en zircones de una andesita de la Fm. Tecalitlán sugiere que el magma precursor de la andesita no parece haberse contaminado con una corteza con las características típicas del basamento precámbrico de Oaxaquia. Es más factible que la corteza del bloque Jalisco sea significativamente más joven, del Paleozoico, tenga un carácter juvenil y sea una corteza de tipo oceánico. Este hecho fortalecería los modelos que proponen que el terreno Zihuatanejo sería el resultado de un arco de islas intra-oceánico formado relativamente alejado de la zona continental, al menos longitudinalmente hablando, y que posteriormente colisionara con la margen continental que tendría un basamento de corteza antigua y evolucionada tipo Oaxaquia.

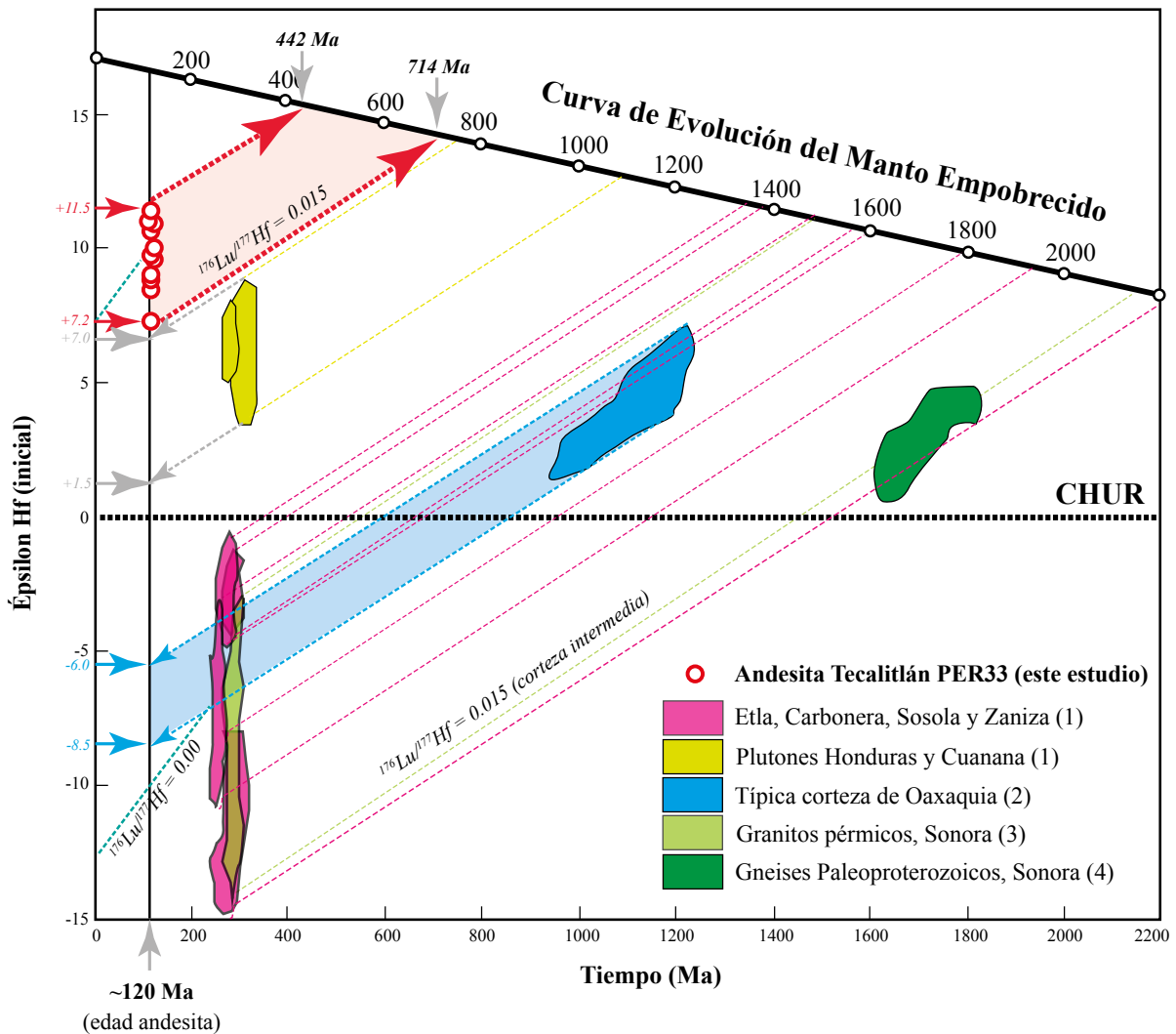


Figura 11. Diagrama de evolución del Hf ($\epsilon\text{Hf}_{\text{inicial}}$ vs. Tiempo) de zirrones de la andesita de la Fm. Tecalitlán (PER33) en el contexto de estudios previos de zirrones de rocas ígneas pérmicas y precámbricas (Oaxaquia y SW de Laurentia en Sonora) reportadas por (1) Ortega-Obregón *et al.* (2014), (2) Weber *et al.* (2010), (3) Arvizu e Iriondo (2011) y (4) Arvizu *et al.* (2009b). CHUR = Chondritic Uniform Reservoir (Reservorio Condritico Uniforme).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo técnico de Carlos Ortega Obregón por su ayuda en la obtención de los datos isotópicos, a Juan T. Vázquez por su apoyo en la preparación de secciones delgadas y a María Concepción Arredondo de la Rosa por su ayuda en la obtención de imágenes de SEM-CL de zirrones. PCM agradece el apoyo de una beca de posgrado del CONACyT. Este trabajo fue apoyado por el programa PAPIIT-UNAM IN104511 otorgado a RMG. Los autores están muy agradecidos con el editor de la revista por sus comentarios propositivos y con Augusto Rapalini y René Guzmán que hicieron correcciones y sugerencias muy detalladas que mejoraron sustancialmente el manuscrito original.

MATERIAL SUPLEMENTARIO

Las Tablas A1, A2 y B1, están disponibles como suplemento electrónico en el portal web de la Revista, en la tabla de contenido de este número.

REFERENCIAS

- Amelin, Y., Lee, D.C., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T., 1999, Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons: *Nature*, 399(6733), 252-255.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., 2011, Estudios isotópicos de Hf en zirrones de granitoides pérmicos en el NW de México: Evidencia de mezcla de magmas generados a partir de la fusión de múltiples fuentes corticales: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 493-518.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., 2009a, Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta en el NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norte América: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 709-728.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., Solís-Pichardo, G., 2009b, Gneises bandeados paleoproterozoicos (~1.76–1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco: Una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 375-402.
- Beck, M.E., Housen, B.A., 2003, Absolute velocity of North America during the

- Mesozoic from paleomagnetic data: *Tectonophysics*, 377, 33-54.
- Blichert-Toft, J., Albarede, F., 1997, The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system: *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 243-258.
- Böhnell, H., Alva-Valdivia, L., González-Guesca, S., Urrutia-Fucugauchi, J., Moran-Zenteno, D.J., Schaaf, P., 1989, Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero terrane, southern Mexico continental margin *in* Hillhouse, J.W. (ed.), *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*: A.G.U. Geophysical Monograph/I.U.G.G., 5, 73-92.
- Boschman, L.M., Molina-Garza, R.S., Langereis, C.G., van Hinsbergen, D.J.J., 2018, Paleomagnetic constraints on the kinematic relationship between the Guerrero terrane (Mexico) and North America since Early Cretaceous time: *Geological Society of America Bulletin*, 130(7/8), 1131-1142.
- Buitrón-Sánchez, B.E., López-Tinajero, Y., 1995, Mollusk gastropods in Lower Cretaceous rudist-bearing formation of Jalisco, west central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(2), 157-168.
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H.R., Harrison, C.G.A., 2000, Constraining the Late Mesozoic and Early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region: *Journal of Geology*, 108, 427-446.
- Campa-Uranga, M.F., Coney P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., Iriondo A., 2004, Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco el Viejo y Chapolapa, en la evolución de la Plataforma Guerrero Morelos *en* IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: Juriquilla, Querétaro, Sociedad Geológica Mexicana, resumen, 76.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Iriondo, A., Levresse, G., 2006, Mineralogy, fluid characteristics and depositional environment of the Paleocene low-sulfidation epithermal Au-Ag deposits of the El Barqueño District, Jalisco, Mexico: *Economic Geology*, 101(1), 235-247.
- Centeno-García, E., 2017, Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview: *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Geological Society of America Bulletin*, 123, 1776-1797.
- Centeno-García, E., Corona-Chavez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo A., 2003, Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero Terrane—a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico—Geologic transects across Cordilleran Mexico (guidebook) *en* Geological Society of America, Cordilleran Section, 99th Annual Meeting: Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, Geological Society of America, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Publicación Especial 1*, 201-228.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, E., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *The Geological Society of America Special Paper 436*, 279-309.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Geology of the Guerrero terrane and its role in the tectonic evolution of the southern North America Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Coney, P.J., Campa-Uranga, M.F., 1987, Miscellaneous field studies map- USGS map MF-1987D.
- Corona-Ezquivel, R., Henríquez, F., 2004, Modelo magmático del yacimiento de hierro de Peña Colorada, y su relación con la exploración de otros yacimientos de hierro en México: *Boletín del Instituto de Geología*, 113, 97 pp.
- Demarest, H.H., 1983, Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data: *Journal of Geophysical Research*, 88(B5), 4321-4328.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero Terrane in the Teapulco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 355-375.
- Enkin, R.J., 2003, The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies: *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 151-166.
- Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere: *Proceedings of the Royal Society A*, 217, 295-305.
- Freydier, C., Lapiere, H., Tardy M., Coulon, C., Martinez-Reyes, J., Orsini, J.B., 1995, Les formations magmatiques de Porohui (Sinaloa): temoins de l'évolution géodynamique mésozoïque et tertiaire des Cordillères mexicaines. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Ser. 2: Sciences de la Terre et des Planètes*, 321, 529-536.
- Fries, C., Jr., 1966, Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa, texto al reverso.
- Gastil, G., Miller, R., 1984, Prebatholithic paleogeography of peninsular California and adjacent Mexico: *Pacific Section-Society for Sedimentary Geology*, 39, 9-16.
- González-León, C.M., Solari, L., Valencia-Moreno, M., Rascón-Heimle, M.A., Solé, J., González-Becuar, E., Lozano-Santacruz, R., Pérez-Arvizu, O., 2017, Late Cretaceous to early Eocene magmatic evolution of the Laramide arc in the Nacozari quadrangle, northeastern Sonora, Mexico and its regional implications: *Ore Geology Reviews*, 81, 1137-1157.
- Grajales, J.M., López, M., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160.
- Grajales, J.M., López, M., 1984, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160.
- Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E.A., Jackson, S.E., O'Reilly, S.Y., van Achterberg, E., Shee, S.R., 2000, The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 133-147.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X., 2002, Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes: *Lithos*, 61, 237-269.
- Hrouda, F., 1981, Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics: *Geophysical Surveys*, 5, 37-82.
- Kent, V.D., Irving, E., 2010, Influence of inclination error in sedimentary rock on the Triassic and Jurassic apparent pole wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics: *Journal of Geophysical Research*, 115, 1-25.
- Kirschvink, J.L., 1980, The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62(3), 699-718.
- Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmermann, R., Negendank, J.F.W., Tobschall, H.J., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur: *Geofísica Internacional*, 27-4, 519-542.
- Lapiere, H., Ortiz, H.E., Abouchami, N.V., Monod, O., Coulon, C., Zimmermann, J.L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico): *Earth and Planetary Sciences Letters*, 108, 61-77.
- Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental arc magmatism in north-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 126, 1181-1199, doi:10.1130/B30827.1
- Ludwig, K.R., 2003, User's Manual for ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Berkeley Special Publication, 4, 74 pp.
- Matteini, M., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B., 2010, Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(2), 479-491.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone Provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous Back-Arc Spreading as the Foundation of the Guerrero Terrane: *Journal of Geology*, 119, 597-617.
- McElhinny, M.W., 1964, Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism:

- Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 8, 338-340.
- McFadden P.L., Lowes, F.J., 1981, The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions.: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 697, 19-33.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1990, Classification of the reversal test in paleomagnetism: Geophysical Journal International, 103, 725-729.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites J.E., 2008, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Guerrero terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: Economic Geology, 103, 117-140.
- Nowell, G.M., Kempton, P.D., Noble, S.R., Fitton, J.G., Saunders, A.D., Mahoney, J.J., Taylor, R.N., 1998, High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle: Chemical Geology, 149, 211-233.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., 2014, Permian-Carboniferous arc magmatism in the southern Mexico; U-Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana: International Journal of Earth Sciences, 103, 1287-1300.
- Pantoja-Alor, J., Estrada-Barraza, S., 1986, Estratigrafía de los alrededores de la mina de hierro El Encino, Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 47, 1-15.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11, QOAA06. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011, Lolite: freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data: Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 26, 2508-2518.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012, VisualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction: Geostandards and Geoanalytical Research, 36, 247-270.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update, *en* James, K., Lorente, M.A., Pindell, J.L., (eds.), The geology and evolution of the region between North and South America: Geological Society of London Special Publication 328, 1-57.
- Pindell, J.L., Maresch, W., Martens, U., Stanek, K., 2012, The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: implications for models of Caribbean evolution: International Geology Review, 54(2), 131-143.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence: Tectonics, 14(6), 1339-1350.
- Sigloch, K., Mihalynuk, M.G., 2013, Intra-oceanic subduction shaped the assembly of Cordilleran North America: Nature, 496(7443), 50-56, <https://doi.org/10.1038/nature12019>.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis: Chemical Geology, 249, 1-35.
- Soderlund, U., Patchett, P., Verwoort J., Isachsen, C., 2004, The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions: Earth and Planetary Science Letters, 219, 311-324.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010, U–Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: Geostandards and Geoanalytical Research, 34(1), 5-18.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., Guerrero-Suastegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan Subterranean: A lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: Geofísica Internacional, 34, 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suastegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: Journal of South American Earth Sciences, 13, 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G., Valencia, V., Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of the southern Guerrero and western Mixteca arc successions southern Mexico): new insights for the tectonic evolution of southwestern North America during Late Mesozoic: Geological Society of America Bulletin, 119(9/10), 1052-1065.
- Tardy, M., Lapiere, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J., Mercier de LeÀpinay, B., Beck, C., Martinez-Reyes, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz-Hernandez, E., Stein, G., Bourdier, J.-L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous: Tectonophysics, 230, 49-73.
- Torsvik, T., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocail, M.C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., Van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Giana, C., Tohver, E., Meert, J., McCausland, P.J.A., Cocks, R., 2012, Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics: Earth-Science Reviews, 114, 325-368.
- Valencia, V., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., Grove, M., 2013, The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane: Contribution to Mineralogy and Petrology, 166, 801-824.
- Verwoort, J.D., Patchett, P.J., 1996, Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites: Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(19), 3717-3733.
- Villanueva-Lascrain, D., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Salazar-Juárez, J., Corona-Chávez, P., 2016, Age and origin of the gabbros in the Jilotlán pluton, Jalisco: Primitive magmatic rocks in the southern part of the Guerrero terrane: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33(1), 135-136.
- Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K., Ruiz, J., 2010, U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico – Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm: Precambrian Research, 182, 149-162.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Speigel, W., 1995, Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses: Geostandards Newsletter, 19, 1-23.
- Zijderveld, J.D.A., 1967, The natural remanent magnetization of the Exeter Volcanic Traps (Permian, Europe): Tectonophysics, 4, 121-153.

Manuscrito recibido: octubre 4, 2018

Manuscrito corregido recibido: mayo 8, 2019

Manuscrito aceptado: mayo 9, 2019