

La Sucesión Volcánica Carmichael del Bloque Jalisco, México: Magnetoestratigrafía e implicaciones tectónicas

The Carmichael Volcanic Succession of the Jalisco Block, Mexico: Magnetostratigraphy and tectonic implications

José Rosas-Elguera^{1*}, Miguel Ángel Cervantes-Solano², Avto Goguitchaichvili², Juan Morales Contreras², Ángel Martínez-Godínez², Jaime Urrutia-Fucugauchi³

¹Centro Universitario de los Valles, km 45 Carretera Guadalajara-Ameca Universidad de Guadalajara, 46600, Ameca, Jalisco, México.

²Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, ENES e Instituto de Geofísica Unidad Morelia-UNAM, Morelia, Michoacán, México.

⁶Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán, CDMX, México.

*Autor para correspondencia:(J.Rosas Elguera) jgrosas@valles.udg.mx

Cómo citar este artículo:

Rosas-Elguera, J., Cervantes-Solano, M. A., Goguitchaichvili, A., Morales Contreras, J., Martínez-Godínez, A., Urrutia-Fucugauchi, J., 2022, La Sucesión Volcánica Carmichael del Bloque Jalisco, México: Magnetoestratigrafía e implicaciones tectónicas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74 (2), A061221. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n2a061221>

Manuscrito recibido: 27 de Enero de 2021
Manuscrito corregido: 12 de Noviembre de 2021
Manuscrito aceptado: 29 de Noviembre de 2021

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CCBY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

Se reportan los resultados del estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas provenientes de 12 sitios de la Sucesión Volcánica Carmichael localizada en el bloque Jalisco, cuya base está formada por brecha, lava, toba lítica de composición andesítica y tobas de composición riolítica. La unidad superior está compuesta por toba cristalina y toba soldada de composición riolítica. La región estudiada se distribuye en la parte centro norte del bloque Jalisco (BJ), con edades isotópicas entre 61 y 83 Ma. Los resultados de magnetismo de rocas sugieren que la titanomagnetita de bajo contenido en titanio es el principal mineral portador de la remanencia magnética, así como presencia de titanomagnhemitas con una influencia magnética menor. Se determinaron las direcciones paleomagnéticas en 11 de los sitios estudiados, y se encontraron 8 de polaridad normal y 3 de polaridad inversa. Las edades isotópicas permiten establecer una correlación con la escala de polaridades geomagnéticas de referencia para el periodo entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno. Considerando a los sitios de polaridad inversa como antipodales, la dirección media calculada es de Dec = 344.7°, Inc = 43.2°, $\alpha_{95} = 13.2^\circ$ y N = 11, con un polo geomagnético virtual correspondiente de $VG_{\text{plut}} = 75.2^\circ\text{N}$, $VGP_{\text{long}} = 186.6^\circ\text{E}$, $A_{95} = 11.7^\circ$. El polo paleomagnético concuerda con los polos esperados según las curvas de referencia de deriva polar. Estos resultados sugieren que el BJ no ha experimentado movimientos rotacionales alrededor de un eje vertical ni desplazamientos latitudinales desde el Cretácico Tardío-Paleoceno hasta el Cuaternario lo que sugiere una cierta estabilidad del bloque Jalisco. Además, la tectónica transpresiva previamente reportada para la frontera continental norte del BJ, que separa la Sierra Madre Occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, parece no ser significativa dado que no se ve reflejada en movimientos rotacionales del bloque Jalisco.

Palabras clave: bloque Jalisco, paleomagnetismo, magnetismo de rocas, rotación de bloques alrededor de ejes verticales, sucesión volcánica Carmichael.

ABSTRACT

We report new paleomagnetic and rock magnetic data from 12 sites belonging to the Carmichael silicic ash-flow tuff volcanic succession. The base of this succession consists of volcanic breccias, lavas, and lithic tuffs of andesitic composition while the upper unit is composed of crystalline tuffs and welded tuffs both of rhyolitic composition, distributed in the northern central part of the Jalisco block. Their isotopic ages range between 61 and 83 Ma. The rock-magnetic experiments indicate to titanomagnetites with low titanium content as the main magnetic carrier, as well as the presence of titanomagnhemites with minor magnetic contribution. Paleomagnetic directions were determined for eleven sites yielding eight normal and three reverse polarity magnetization. Considering all sites, the calculated average address is Dec = 344.7°, Inc = 43.2°, $\alpha_{95} = 13.2^\circ$, and N = 11, with a corresponding virtual geomagnetic pole of $VG_{\text{plut}} = 75.2^\circ\text{N}$, $VGP_{\text{long}} = 186.6^\circ\text{E}$, $A_{95} = 11.7^\circ$. The paleomagnetic directions agree with expected ones and available mean paleo-directions from nearby sites. Our results indicate the stability of the Jalisco block. The occurrence of rotational movements around a vertical axis is not sustained by paleomagnetic data. In addition, the transpressive tectonics previously reported for the northern continental boundary of the Jalisco block (which separates the Sierra Madre Occidental from the Trans-Mexican Volcanic Belt) is apparently not significant since it is not reflected in rotational movements of the Jalisco block.

Keywords: Jalisco block, paleomagnetism, rock-magnetism, vertical-axis rotations, Carmichael volcanic succession.

1. Introducción

El conocimiento sobre las variaciones del campo magnético de la Tierra, tanto en dirección como en intensidad, proporciona información relevante para comprender los procesos que lo generan en el núcleo de la Tierra, así como las causas que provocan las inversiones de polaridad magnética. Las variaciones que presenta el campo magnético de la Tierra en tiempos geológicos se han asociado a la acción del geodínamo en el núcleo externo, modulada por la convección en el manto inferior y a la expansión del piso oceánico, vulcanismo, ciclo tectónico y deriva polar (Courtilot y Besse, 1987; Gubbins, 1994; Glatzmaier y Roberts, 1999; Heller *et al.*, 2002). Las variaciones seculares y las reversiones de los principales componentes del campo geomagnético se han documentado para los últimos 180 Ma (*e.g.* Biggin *et al.*, 2008). Durante todo el período Paleogeno-Neogeno, el campo magnético de la Tierra experimentó múltiples cambios de polaridad (inversiones o excursiones) y el período de polaridad normal (alrededor de 37 Ma) del Supercrón Normal Cretácico (Opdyke y Channell, 1996). Por otro lado, a pesar del incremento en los últimos años en la cantidad y calidad de datos paleomagnéticos, se ha mostrado que solo algunos son confiables para estudiar a detalle el comportamiento del campo magnético de la Tierra. Particularmente, los datos del período Cretácico son escasos y tienen una distribución temporal y geográfica no homogéneas, lo que dificulta el análisis de las características de la variación del campo magnético de la Tierra. En México, la mayoría de los estudios paleomagnéticos se concentran en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), teniendo algunos resultados contradictorios desde el punto de vista paleomagnético y sus implicaciones tectónicas, *p.e.* Goguitchaichvili *et al.* (2004), Michalk *et al.* (2013) y Cervantes-Solano *et al.* (2017).

El área de estudio forma parte del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Centeno *et al.*, 2008) que en esta parte de México se conoce como el bloque Jalisco (BJ) (Mooser 1972; Johnson y Harrison, 1990; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) cuyas

fronteras continentales son el *rift* Tepic-Zacoalco y el *rift* de Colima de direcciones NW-SE y N-S, respectivamente (Rosas-Elguera *et al.*, 1996). En las rocas del BJ queda el registro de las cuencas sedimentarias y del magmatismo desde, al menos, el Cretácico tardío. El BJ está constituido por rocas intrusivas y sucesiones volcano-sedimentarias (Valencia *et al.*, 2013). Valencia *et al.* (2013) acuñaron el nombre de sucesión volcánica *Carmichael* (SVC) para referirse a las rocas volcánicas que cubren una gran superficie del BJ (Figura 1) que está formada por dos unidades; la unidad inferior está constituida por brecha volcánica, lava, toba lítica de composición andesítica y, eventualmente, toba riolítica en la base o intercalada. La unidad superior está formada, fundamentalmente, por toba cristalina y toba soldada de composición riolítica. Las edades isotópicas reportadas para la SVC están entre los 83 Ma y 58 Ma (Valencia *et al.*, 2013).

Los estudios paleomagnéticos previos del bloque Jalisco se realizaron en el batolito de Puerto Vallarta y en sucesiones volcánicas del occidente del BJ así como en los campos volcánicos cuaternarios de la FVTM. Böhnell *et al.* (1988, 1992) reportaron resultados paleomagnéticos para más de 100 sitios en diferentes unidades intrusivas, volcánicas y sedimentarias expuestas a lo largo del margen S-SW de México, concluyendo que éste no ha experimentado rotaciones significativas desde el Albiano-Cenomaniano. Maillol *et al.* (1997) estudiaron rocas volcánicas cuaternarias de los campos volcánicos de Mascota y Talpa sin encontrar rotaciones; no obstante, estos autores sugieren que los *grabens* en este sector del BJ están asociados a movimientos con desplazamiento dextral lo cual podría explicarse si se considera que el BJ se movió hacia el NW. Igualmente, García-Ruiz *et al.* (2017) también estudiaron el campo volcánico de Mascota sin encontrar evidencia de rotación. Nieto-Obregón *et al.* (1992) estudiaron paleomagnéticamente el campo volcánico de Amatlán de Cañas; sus resultados muestran una discordancia angular con las direcciones de referencia esperadas, que fue interpretada como consecuencia de una falla lítrica, con 12° a 20° de inclinación del

bloque hundido hacia la falla, caracterizada por un escarpe pronunciado con facetas triangulares y geometría curva. La depresión tectónica de Amatlán, junto con la de Ameca y Zacoalco, constituyen la parte sur del *rift* Tepic-Zacoalco (Rosas-Elguera *et al.*, 1993) y evidencian una tectónica extensional en el sector norte del BJ (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

En la región de Autlán, la unidad andesítica de la SVC subyace a ignimbritas de 67 Ma (Valencia *et al.*, 2013). Goguitchaichvili *et al.*, (2003, 2004) a partir de estudios paleomagnéticos en flujos de lavas andesíticas con edades isotópicas de ~ 67 Ma del área de la Sierra Cacoma reportaron evidencia de una rotación tectónica cercana a los 20° en sentido antihorario para esta región. Cervantes-Solano *et al.* (2017) con nuevos datos paleomagnéticos provenientes de lavas andesíticas cretácicas, reportan también evidencia de una posible rotación tectónica vertical antihoraria de entre 10° y 14° para el BJ. Como puede notarse, las secuencias volcánicas Cretácicas-Paleoceno del occidente de México representan un buen objeto de estudio para las investigaciones paleomagnéticas sistemáticas, enfocadas a proporcionar datos de calidad que permitan estudiar detalladamente el comportamiento del campo magnético de la Tierra en este periodo y explorar sus posibles implicaciones tectónicas y geodinámicas regionales.

En este trabajo, se reportan los datos de un estudio paleomagnético realizado en las rocas de la unidad superior de la SVC. Los nuevos datos, en conjunto con los resultados previamente publicados, permitieron estudiar con mayor precisión la variación del campo geomagnético registrado por la SVC con la finalidad de compararla con los modelos globales, examinar sus posibles repercusiones tectónicas y aportar información que permita, por ejemplo, establecer la posibilidad o no de movimientos rotacionales asociados a fallas laterales vinculadas a la subducción oblicua de la placa Pacífica con relación a la placa de Norteamérica. Los resultados indican que el polo paleomagnético se ajusta a los polos esperados según las curvas de referencia de deriva polar.

2. Contexto geológico y muestreo

El BJ está delimitado por la zona de subducción pacífica de México, donde las placas de Rivera y Cocos se hunden por debajo de la placa de Norteamérica para dar origen a la FVTM (*e.g.* Gómez-Tuena *et al.*, 2018); por su parte los *rifts* de Colima, en el oriente, y el de Tepic-Zacoalco en el norte, son las fronteras continentales del BJ (Figura 1) (Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). La evolución tectónica de estas cuencas ha sido tema de debate. Luhr *et al.* (1985) sugirieron que durante el Plio-Cuaternario el BJ se movería hacia el NW a través de un sistema de fallas laterales derechas a lo largo del *rift* Tepic-Zacoalco debido a que la Dorsal del Pacífico Oriental habría migrado hacia el continente y formado el *rift* de Colima. Sin embargo, estudios de geología estructural y cartografía geológica posteriores (Ferrari, 1994; Ferrari, 1995; Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) demostraron que la tectónica Plio-Cuaternaria a lo largo del *rift* Tepic-Zacoalco estaba asociada a una extensión N-NE por lo que, entonces, el BJ se movería hacia el SW, lo que coincide con los resultados de los desplazamientos co-sísmicos del sismo de octubre 1995 detectados por una red de 11 estaciones regionales GPS instaladas en el BJ (Melbourne *et al.*, 1997).

Por su parte, Ferrari (1995) documentó que durante el Mioceno Medio-Tardío ocurrió una tectónica transpresiva que provocó plegamiento y fallas laterales izquierdas donde después se instalaría el *rift* Tepic-Zacoalco, ello como consecuencia de la separación de la península de Baja California.

Valencia *et al.* (2013) obtuvieron edades isotópicas entre 65 y 90 Ma en zircones de granitoides calco-alcalinos y edades que varían entre 135 Ma y 161 Ma, también en zircones en esquistos distribuidos a lo largo de la parte occidental del BJ. Estas edades son consistentes con otras obtenidas para el batolito de Puerto Vallarta (*e.g.* Schaaf *et al.*, 2000). En contraste a la tectónica reciente a lo largo del sistema

de depresiones tectónicas que bordean el BJ, el estudio de la deformación en el interior del BJ es escaso. Los resultados de estudios paleomagnéticos en rocas plutónicas de la costa occidental del BJ y de la región de Los Cabos, en la parte sur de la península de Baja California, no indican rotación de los polos paleomagnéticos, pero sí movimientos latitudinales menores (Böhnel *et al.*, 1992). Righter y Rosas-Elguera (2001) reportan resultados asociados con el sistema Cacoma (Figura 1), que evidencian fallamiento transpresivo.

Por otro lado, en las areniscas y calizas mesozoicas, localizadas al oeste del *rift* de Colima, el eje de

los pliegues es N-S (Figura 1), orientación esperada considerando una dirección de compresión E-W quizá provocada por la interacción de las placas oceánica y continental involucradas.

El muestreo paleomagnético se basó en las dataciones isotópicas disponibles (Frey *et al.*, 2007) para la sucesión volcánica *Carmichael* (Tabla 1). Se recolectaron 110 muestras (de 8 a 10 muestras estándar por sitio) provenientes de 12 unidades ígneas, distribuidas en los estados de Jalisco y Nayarit con edades isotópicas entre los 61 y los 83 Ma que comprenden desde el final del Cretácico Superior y el principio del Paleoceno.

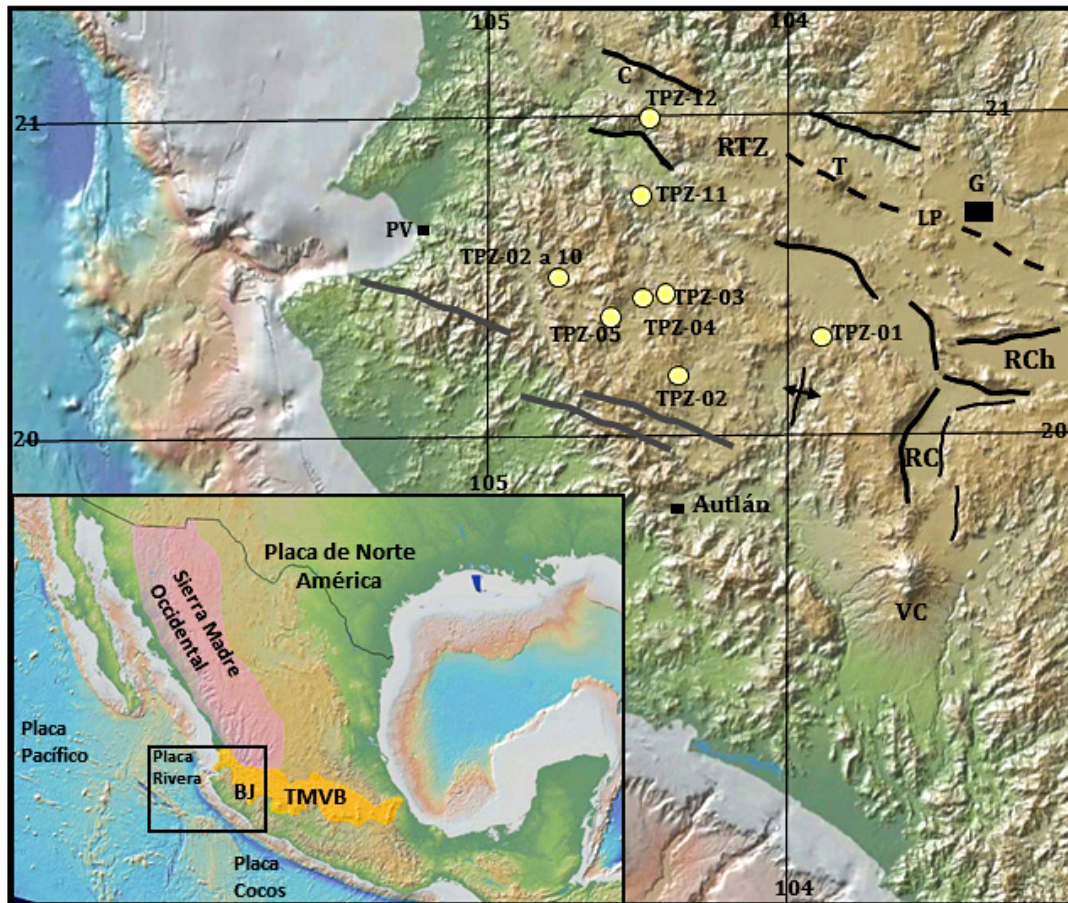


Figura 1 Contexto tectónico y ubicación de los sitios de muestreo. Los sitios de muestreo (círculos amarillos) pertenecen a la SVC, cuyas edades están entre 83.3 y 60.9 Ma. La flecha doble es un anticlinal. Las líneas negras continuas representan sistemas de fallas que delimitan al bloque Jalisco (BJ), en el norte, el *rift* Tepic Zacoalco (RTZ); en el oriente, el *rift* de Colima (RC). RCh, *rift* de Chapala. Las líneas grises representan el sistema de fallas Cacoma. LP, caldera La Primavera; C, volcán Ceboruco; VC, volcán Colima; G, Guadalajara; PV, Puerto Vallarta; FVTM, Faja Volcánica Transmexicana.

Tabla 1. Edad y localización de los sitios muestreados de la sucesión volcánica *Carmichael* (para más detalles sobre la determinación de las edades ver las referencias citadas).

Sitio	Ubicación		Tipo de Roca	Edad [Ma]	Ref.
	Lat. [°N]	Long. [°O]			
TPZ-12	20.9918	104.4656	Toba silícica	60.9 ± 0.4	2
TPZ-11	20.7535	104.4917	Toba silícica	65.3 ± 0.2	2
TPZ-05	20.3683	104.5937	Andesita basáltica	67.3 ± 0.3	4
TPZ-06	20.4988	104.7677	Andesita	67.6 ± 0.2	4
TPZ-08	20.4976	104.7666	Andesita basáltica	68.6 ± 0.2	4
TPZ-09	20.4968	104.7655	Andesita basáltica	69.0 ± 0.2	4
TPZ-02	20.1881	104.3743	Toba silícica	70.6 ± 0.2	2
TPZ-10	20.4986	104.7675	Andesita	70.8 ± 0.2	4
TPZ-07	20.5001	104.7689	Andesita	73.1 ± 0.3	4
TPZ-01	20.3108	103.8994	Toba silícica	78.0 ± 2.0	3
TPZ-03	20.4432	104.4110	Toba silícica	80.7 ± 0.4	1
TPZ-04	20.4307	104.4836	Toba silícica	83.3 ± 0.3	1

Referencias. 1) Wallace y Carmichael (1989), 2) Righter *et al.*, (1995), 3) Rosas-Elguera *et al.*, (1997), 4) GSA data (2007).

3. Tratamientos experimentales

Con la finalidad de determinar la naturaleza de los minerales magnéticos responsables de la magnetización, así como establecer las componentes direccionales de la magnetización característica natural remanente, se realizaron experimentos de magnetismo en rocas y tratamientos magnéticos en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), UNAM.

Estos experimentos incluyen la medición de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas κ -T) empleando un susceptibilímetro AGICO modelo MFK1 equipado con horno.

Para determinar la temperatura de Curie se calentó aproximadamente un gramo de polvo de una muestra por cada sitio, doce en total, hasta alcanzar los 600°C con un ritmo de calentamiento de 15°C/min, posteriormente las muestras fueron enfriadas al mismo ritmo; todo el experimento se realizó en presencia de gas argón para reducir la posibilidad de oxidación durante el calentamiento. Los puntos de Curie fueron determinados al

observar en las curvas la caída en susceptibilidad magnética que corresponde a la destrucción de las fases ferromagnéticas según el método propuesto por Prévot *et al.*, (1983).

Las curvas obtenidas en los experimentos de susceptibilidad contra temperatura muestran los siguientes comportamientos:

A) En cinco de las muestras estudiadas, se aprecia una sola fase ferromagnética con temperatura de Curie cercana a los 560°C, la cual es compatible con la presencia de titanomagnetita pobre en titanio (Figura 2, TPZ-11).

Las curvas de enfriamiento y calentamiento se consideran reversibles.

B) En cuatro muestras, se aprecia una sola fase ferromagnética, con temperatura de Curie alrededor de los 560°C, la cual indica que el principal portador magnético es titanomagnetita con bajo contenido en titanio. Sin embargo, las curvas de enfriamiento y calentamiento no son reversibles, probablemente a causa del bajo valor inicial de la susceptibilidad y a las alteraciones fisicoquímicas ocurridas durante el calentamiento (Figura 2, TPZ-01).

C) En dos muestras, se observan dos fases ferromagnéticas durante el calentamiento (Figura 2, TPZ-05). La primera de ellas es más significativa con una temperatura de Curie de 340°C y la segunda a una temperatura de 560°C; este comportamiento se debe posiblemente a la coexistencia de titanomaghemitas y titanomagnetitas. Durante el enfriamiento, se observa una sola fase magnética y una disminución considerable en el valor inicial de la susceptibilidad (Figura 2, TPZ-05).

D) En la muestra del sitio TPZ-04 (Figura 2, TPZ-04), no fue posible obtener una curva debido al bajo valor inicial de la susceptibilidad.

Posteriormente, para obtener la dirección de la magnetización se midió la magnetización natural remanente (NRM por sus siglas en inglés) empleando un magnetómetro de giro AGICO JR6.

Con la finalidad de obtener las componentes direccionales de la magnetización natural remanente característica, las muestras se sometieron a un tratamiento de desmagnetización progresiva mediante campos magnéticos alternos, aplicando de 8 a 15 pasos en incrementos de 5 y 2 mT hasta alcanzar una intensidad máxima de 90 mT utilizando un desmagnetizador AGICO LDA-3.

Después de cada paso, la magnetización remanente fue medida con el magnetómetro. Se desmagnetizaron siete muestras por cada sitio. Las direcciones de magnetización natural remanente característica se determinaron mediante el análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980), mientras que las direcciones promedio fueron calculadas con media vectorial y estadística de Fisher (1953).

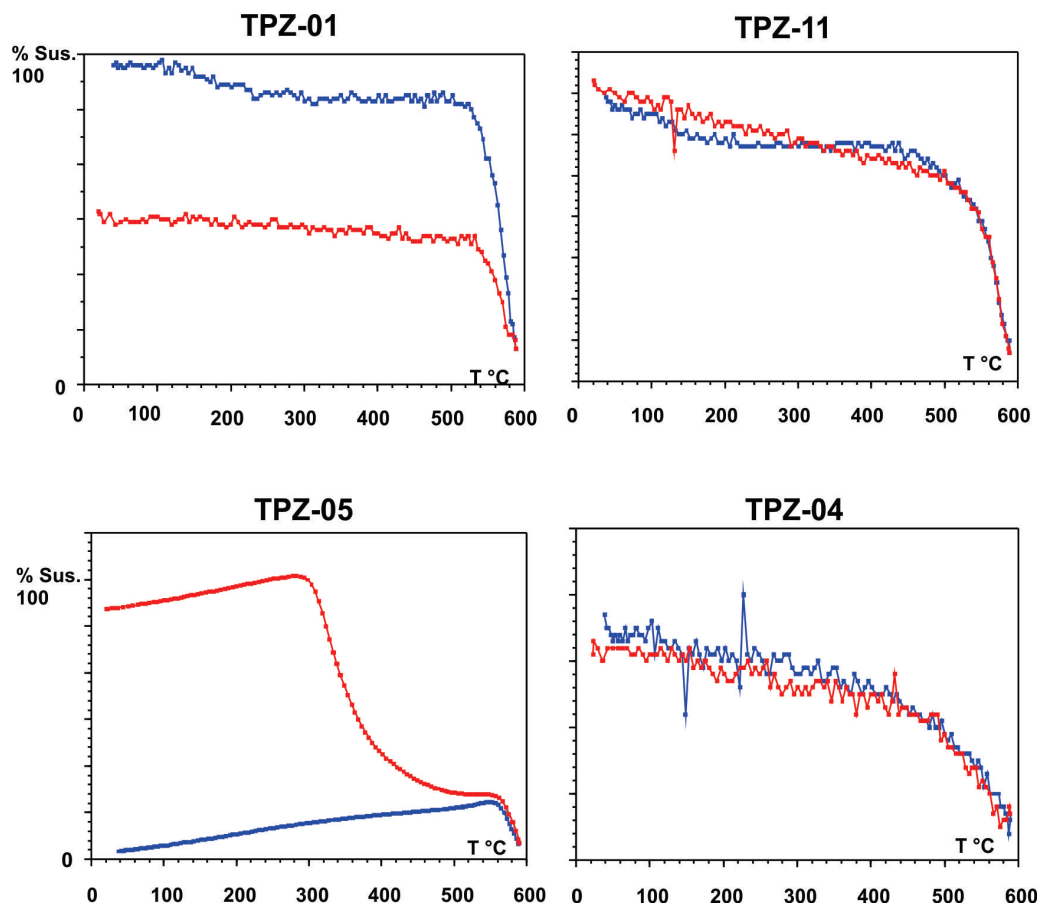


Figura 2 Curvas representativas de susceptibilidad vs temperatura (κ-T). La línea roja indica el comportamiento de la susceptibilidad durante el calentamiento y la línea azul durante el enfriamiento. La susceptibilidad relativa se indica en unidades arbitrarias.

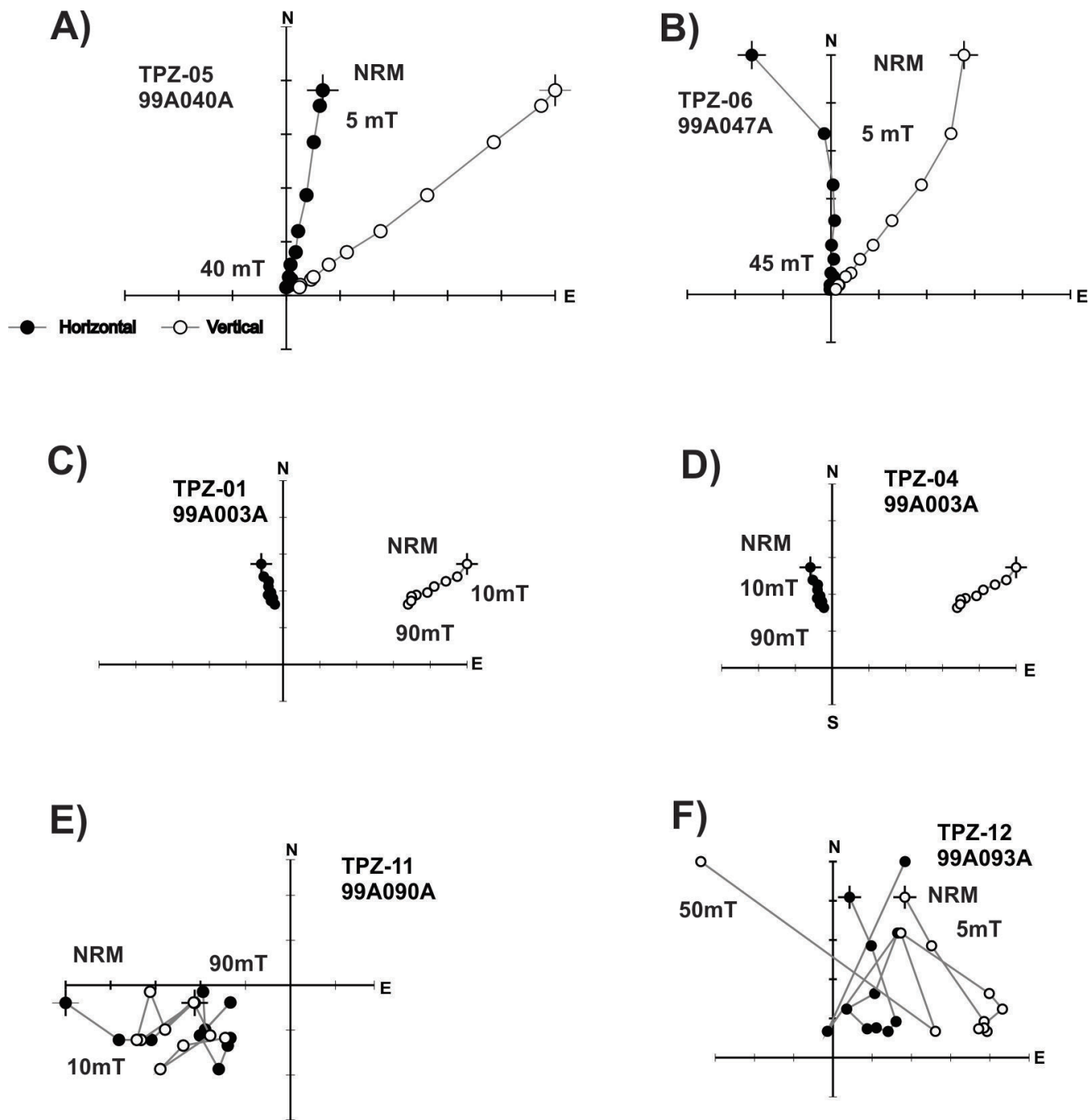


Figura 3 Diagramas vectoriales ortogonales de desmagnetización. Los números indican el valor máximo en mT del campo magnético aplicado en cada paso de desmagnetización.

Las determinaciones individuales de la magnetización natural remanente característica se realizaron empleando entre 6 y 15 puntos; solo en tres casos con 4 puntos. Los valores de la máxima desviación angular (MDA) varían entre 0.6° y 8.7°. En la mayoría de las muestras estudiadas (60%), se observa una componente paleomagnética estable, la cual se comporta de forma lineal hacia el origen de coordenadas en los diagramas ortogonales, al eliminarse más del 80% de la magnetización original aplicando campos de 60 a 90 mT (Figura 3A). En otro grupo significativo de muestras (20%), se registró una componente inicial, la cual fue removida en los primeros pasos de magnetización aplicando campos de 5 a 10 mT, por lo que se considera que se trata de una remagnetización de origen viscoso. Una vez que esta componente inicial fue removida, se aprecia un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas por lo que fue posible aislar las componentes características (Figura 3B).

También se observó que en algunas muestras persiste una magnetización significativa, superior al 50% de la original, luego de haberles aplicado campos de hasta 90 mT (Figuras 3C y 3D). Sin embargo, en estas muestras se puede distinguir una tendencia lineal hacia el origen, por lo que al igual que en los casos anteriores, se considera que las direcciones características son de origen primario y fue posible obtener la magnetización natural remanente característica.

Dos muestras recolectadas en el sitio TPZ-11 presentan un comportamiento irregular durante los tratamientos magnéticos; mientras que en el resto de ellos fue posible determinar sus componentes direccionales (Figura 3E). Finalmente, en todos los especímenes tratados de las muestras provenientes del sitio TPZ-12 se observa un comportamiento irregular durante la desmagnetización por lo que no fue posible obtener sus direcciones de magnetización natural remanente característica. Este comportamiento posiblemente se deba a que las

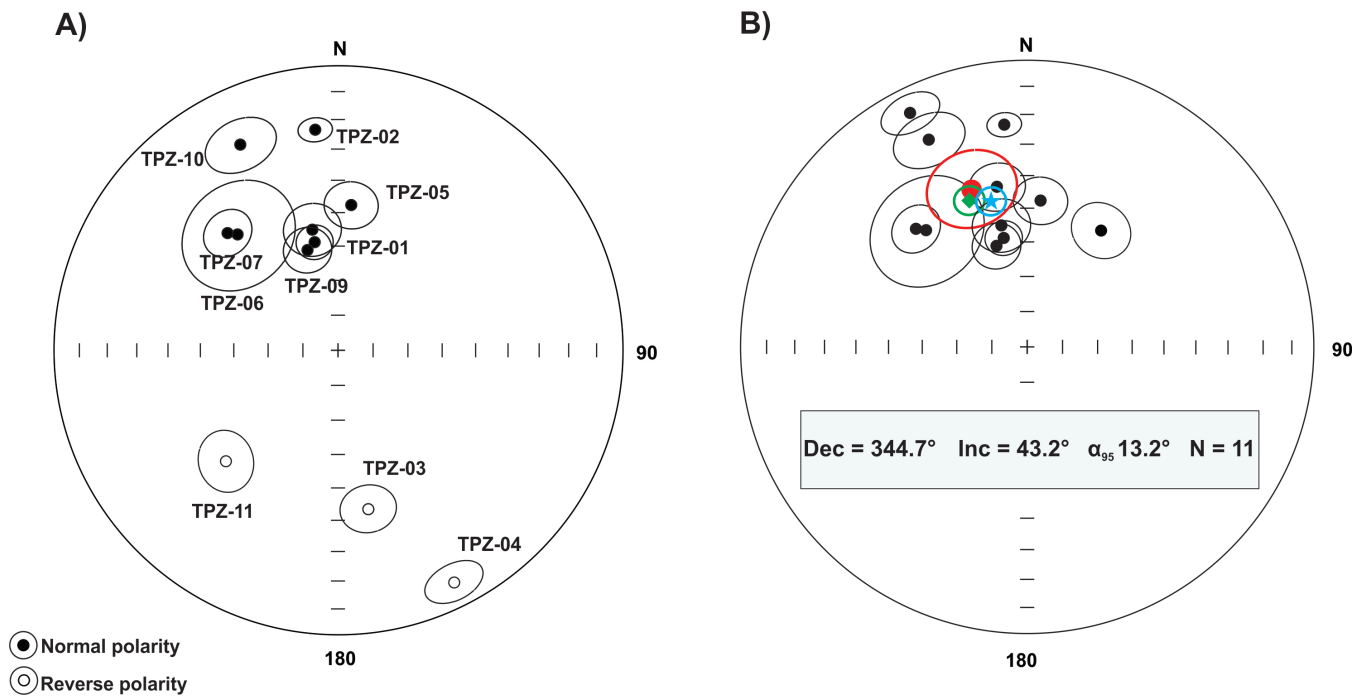


Figura 4 Proyecciones de igual área de las paleodirecciones medias por sitio. A) Direcciones medias de todos los sitios; B) Direcciones medias después de transformar las direcciones antipodales y descartando las polaridades intermedias. La dirección media se muestra en rojo. En verde se muestra la dirección esperada para 70 Ma según la curva de deriva polar aparente obtenida por Besse y Courtillot (2002) y en azul la obtenida por Torsvik *et al.*, (2012).

rocas donde se tomaron las muestras hayan sido afectadas por relámpagos (Cox, 1961) (Figura 3F).

4. Resultados

Luego de obtener los promedios individuales, para distinguir a las polaridades intermedias aplicado un ángulo de corte de 45° (Johnson *et al.*, 2008) sin considerar las incertidumbres, se observa que hay ocho sitios con polaridad normal y tres sitios de polaridad inversa (Figura 4A). Al aplicar la prueba de inversión de McFadden y McElhinny (1990) a los sitios con polaridad inversa, éste resultó indeterminado debido que solo son tres y a la dispersión entre ellos. A pesar de esto, sus direcciones se consideraron antipodales al promedio de los sitios con polaridad normal y se incluyeron para el cálculo del promedio global $Dec. = 344.7^\circ$, $Inc. = 43.2^\circ$, $N = 11$, $\alpha_{95} = 13.2^\circ$ (Tabla 2, Figura 4B).

El polo geomagnético virtual correspondiente (VGP) tiene una posición de $VGP_{Lat} = 75.2^\circ N$,

$VGP_{Long} = 186.6^\circ E$, $A_{95} = 11.7^\circ$, $N = 11$, Figura 5A. Esta posición del polo concuerda relativamente bien, dentro de sus incertidumbres, con las posiciones esperadas a partir de las curvas de deriva polar aparente para América del Norte (APWP) de Besse y Courtillot (2002) y Torsvik *et al.*, (2012) para 70 Ma (Figura 5B).

Para evaluar la existencia posibles rotaciones tectónicas, se comparó esta posición del VGP con las posiciones esperadas de los polos para edades adyacentes de 60, 70, y 80 Ma obtenidos mediante las mismas curvas de referencia de Besse y Courtillot (2002) y Torsvik *et al.*, (2012) y se calculan los parámetros de rotación vertical $R \pm \Delta R$ y el parámetro de *flattenig* de la inclinación $F \pm \Delta F$ junto con sus límites de confianza (Demarest, 1983) (Tabla 3).

Al examinar los valores para R y F y sus correspondientes incertidumbres ΔR y ΔF , según las direcciones esperadas de Besse y Courtillot (2002), se observa que los valores de R varían entre -4.3°

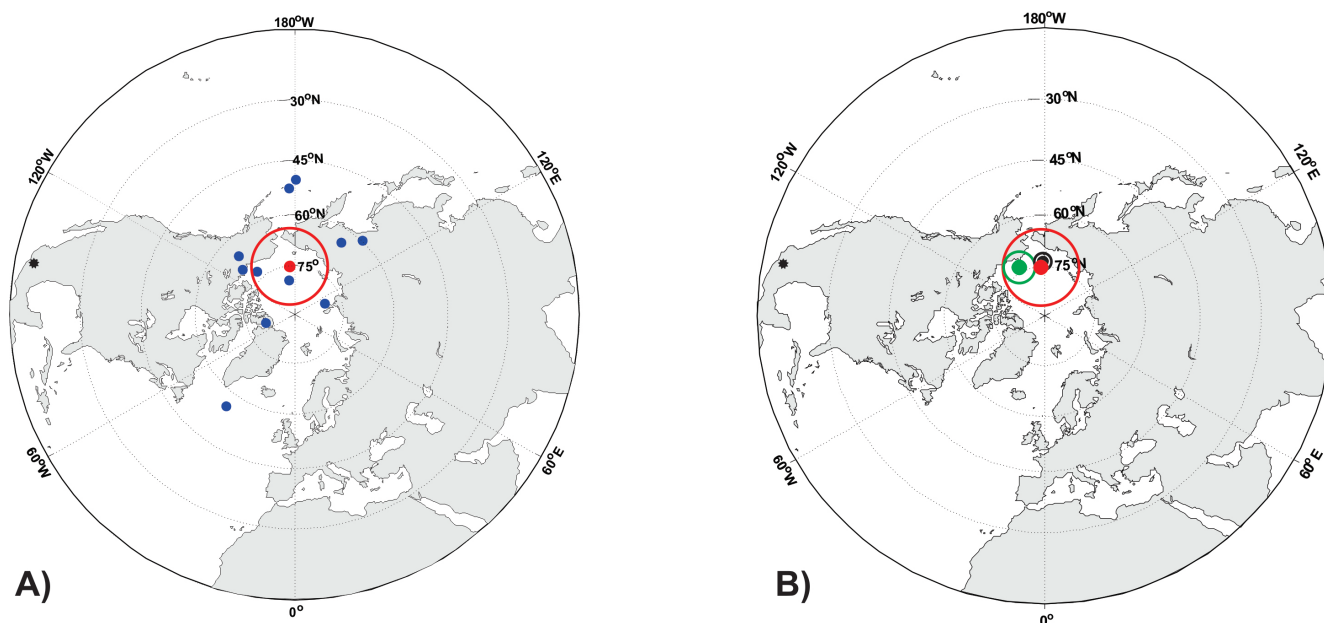


Figura 5 Polos geomagnéticos virtuales. A) Polos geomagnéticos por sitio obtenidos en este estudio y en color rojo el promedio de este estudio con su intervalo de confianza; B) Polos geomagnéticos de referencia y su intervalo de confianza calculados a partir de las curvas sintéticas de deriva polar aparente de América del Norte para 70 Ma; el círculo rojo representa el promedio de este estudio, el círculo verde es la posición del polo según Besse y Courtillot (2002) y el círculo negro es la posición según Torsvik *et al.* (2012).

Tabla 2. Resultados paleomagnéticos promedio obtenidos por sitio. Lat. y Long. son la latitud y longitud geográficas de los sitios muestreados; la edad se muestra en millones de años; n es el número de especímenes utilizados para el cálculo del promedio; N es el número total de especímenes tratados magnéticamente; Inc. es la inclinación magnética promedio; Dec. es la declinación magnética promedio; α_{95} es el ángulo del 95% de confianza de la estadística de Fisher (1953); VGP_{Lat.} y VGP_{Long.} son la latitud y longitud de la posición del polo geomagnético virtual correspondiente. En negritas se muestran los sitios con polaridad inversa.

Sitio	Lat. [°N]	Long. [°O]	Edad [Ma]	Dec. [°]	Inc. [°]	α_{95} [°]	n/N	VGP _{Lat.} [°N]	VGP _{Long.} [°O]
TPZ-12	20.9918	104.4656	60.9 ± 0.4	---	---	---	---	---	---
TPZ-11	20.7535	104.4917	65.3 ± 0.2	216.7	-48.9	8.7	6/7	55.8	322.7
TPZ-05	20.3683	104.5937	67.3 ± 0.3	5.2	47.5	7.2	7/7	80.5	284.2
TPZ-06	20.4988	104.7677	67.6 ± 0.2	319.1	45.2	15.9	6/7	52.2	182.8
TPZ-08	20.4976	104.7666	68.6 ± 0.2	348	54.3	7.9	5/7	72.2	221.3
TPZ-09	20.4968	104.7655	69.0 ± 0.2	343.1	59.8	6.7	7/7	65.2	223.5
TPZ-02	20.1881	104.3743	70.6 ± 0.2	354.1	23.1	4.1	7/7	80.1	111.3
TPZ-10	20.4986	104.7675	70.6 ± 0.2	334.6	21.1	4.95	5/7	63.8	147.7
TPZ-07	20.5001	104.7689	73.1 ± 0.3	316.7	42.8	6.8	7/7	49.9	179.8
TPZ-01	20.3108	103.8994	78 ± 2	347.8	58.1	5.1	6/7	68.7	229.1
TPZ-03	20.4432	104.4110	80.7 ± 0.4	169.3	-42.6	7.4	6/7	79.2	190.8
TPZ-04	20.4307	104.4836	83.3 ± 0.3	153.4	-9.6	6.8	7/7	59.8	138.0

Tabla 3. Comparación de la posición del VGP promedio de este estudio con las posiciones esperadas de acuerdo con las curvas sintéticas de deriva polar aparente (APWP). VGP_{Lat.} y VGP_{Long.} son la latitud y longitud del polo geomagnético virtual respectivamente; N es el número de determinaciones individuales utilizados en el cálculo del promedio; A_{95} es el ángulo del 95% de confianza de la estadística de Fisher (1953); R es la cantidad de rotación del eje vertical y F es el aplanamiento de la inclinación; ΔR and ΔF son sus correspondientes límites de confianza calculados según Demarest, (1983).

Referencia	Intervalo de edad	VGP _{lat.} [°N]	VGP _{long.} [°E]	N	A_{95} [°]	R [°]	ΔR [°]	F [°]	ΔF [°]
Este estudio (TPZ)	60-80 Ma	75.2	186.6	11	11.7	---	---	---	---
Besse <i>et al.</i> (2002)	60 Ma	75.4	195.5	24	4.3	-1.1	15.0	2.6	12.1
	70 Ma	73.4	209.7	15	4.8	-1.4	15.1	7.6	12.4
	80 Ma	73.5	221.4	9	6.9	-4.3	15.7	10.0	14.4
Torsvik <i>et al.</i> (2012)	60 Ma	73.6	187.5	44	2.1	1.6	14.7	0.8	10.9
	70 Ma	73.5	192.6	32	2.5	1.2	14.8	2.6	11.0
	80 Ma	74.7	190.5	25	2.9	0.2	14.8	1.4	11.2

Tabla 4. Comparación de la posición del VGP promedio de este estudio con las posiciones esperadas de acuerdo con las curvas sintéticas de deriva polar aparente (APWP). VGP_{Lat} y VGP_{Long} . (Véase Tabla 3).

Referencia	Intervalo de edad	VGP_{lat} [°N]	VGP_{long} [°E]	N	A_{95} [°]	R [°]	ΔR [°]	F [°]	ΔF [°]
TPZ+AU (N=32)	60-80 Ma	69.2	184.5	32	6.8	---	---	---	---
Besse <i>et al.</i> (2002)	60 Ma	75.4	195.5	24	4.3	-7.7	7.0	1.7	6.7
	70 Ma	73.4	209.7	15	4.8	-8.0	7.2	6.7	7.7
	80 Ma	73.5	221.4	9	6.9	-10.9	8.3	9.1	10.6
Torsvik <i>et al.</i> (2012)	60 Ma	73.6	187.5	44	2.1	-5.0	6.3	-0.1	4.9
	70 Ma	73.5	192.6	32	2.5	-5.4	6.4	1.7	5.2
	80 Ma	74.7	190.5	25	2.9	6.4	6.5	0.5	5.5
Böhnel y Negendank (1988)	80 Ma	76.6	181.8	9	6.6	-7.8	8.3	-2.9	8.5
Böhnel <i>et al.</i> (1989)	40-70	68.2	169.5	14	9.3	1.4	10.4	-6.5	9.9

a -1.1° con valores de ΔR entre 15.7 y 15.0 , respectivamente.

En sentido estricto, los valores ΔR indican que las rotaciones no son estadísticamente significativas, por lo que no es posible confirmar la existencia de una rotación vertical. Sin embargo, es notable que en los tres casos el signo de R es negativo, lo cual es consistente con un movimiento rotacional antihorario. Ahora bien, si se comparan con las direcciones esperadas según Torsvik *et al.* (2012), los valores de R son menores, entre 0.2° a 1.6° , con valores de ΔR de 14.7° y 14.8° , por lo que al igual que en el caso anterior no es significativa la rotación, aunque para este caso los valores de R son positivos, lo que sugiere que, en caso de ocurrir, la rotación es en sentido horario.

Esta ambigüedad posiblemente se debe al valor relativamente alto de la dispersión angular ($A_{95} = 11.7^\circ$), aunque no es posible descartar la posibilidad de movimientos tectónicos no advertidos, o bien, efectos de la deriva polar real.

Las distribuciones de direcciones y polos tienen una tendencia alargada (Figuras 4 y 5), que podría reflejar movimiento polar, variación paleosecular o efectos tectónicos. Los datos isotópicos cubren un periodo amplio del Cretácico Tardío al Paleoceno.

Los resultados de los estudios paleomagnéticos en el BJ que incluyen rocas del batolito de Puerto

Vallarta y rocas volcánicas de la región del Encino, con edades entre los 80 a 100 Ma, no apoyan la hipótesis de rotaciones horarias o antihorarias que permitan afirmar la ocurrencia de fallas laterales dextrales o sinistralas, respectivamente (Böhnel *et al.*, 1989), lo que puede interpretarse como una estabilidad del BJ. Sin embargo, los resultados paleomagnéticos de la unidad inferior de la SVC muestran rotaciones antihorarias de 25° (Goguitchaichvili *et al.*, 2003) y entre 10° y 14° (Cervantes-Solano *et al.*, 2017). Con el propósito de minimizar posibles efectos de muestreo y mejorar los parámetros estadísticos, incorporamos estos resultados con los del presente estudio. Para este nuevo cálculo se consideraron las edades disponibles hasta los 83.2 Ma y se aplicó un criterio de selección ($n \geq 5$, $\alpha_{95} \leq 10^\circ$). La nueva dirección promedio es Dec = 338.1° , Inc = 44.1° , N = 32, $\alpha_{95} = 5.4^\circ$ y su correspondiente polo geomagnético $VG_{PLat} = 69.2^\circ$, $VGP_{Long} = 184.5^\circ$, $A_{95} = 6.8^\circ$. Al calcular nuevamente los parámetros de rotación respecto de los polos esperados según Besse y Courtillot (2002) y Torsvik *et al.* (2012), además de los reportados por Böhnel *et al.* (1989), se observa ahora que los valores de R aumentan significativamente y, como es de esperarse, los valores correspondientes de ΔR disminuyen al aumentar la precisión ($A_{95} = 6.8^\circ$) (Tabla 4).

5. Discusión

5.1. EL BLOQUE JALISCO Y SU FRONTERA NORTE

La región del actual *rift* Tepic-Zacoalco, que separa la Sierra Madre Occidental del BJ, ha registrado diferentes tipos de movimientos tectónicos. Durante el Mioceno medio tardío, tuvo dos fases de deformación asociadas a la separación de la península de Baja California de la placa de Norteamérica (Ferrari, 1995). La primera de las fases fue lateral izquierda asociada al movimiento hacia el E-SE del BJ, mientras que la segunda fase corresponde a una transtensión lateral dextral en el oriente, lo que provocó que el BJ se moviera hacia el W-NW. El movimiento del BJ hacia el NW en el Plio-cuaternario, inducido por la migración de la *East Pacific Rise* hacia el oriente, que provocó la apertura del *rift* de Colima (Luhr *et al.*, 1985), fue una idea que se mantuvo por 10 años, pero sin el trabajo geológico de campo que la soportara. Trabajos de cartografía geológica y microtectónica subsecuentes (Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) demostraron que si el BJ se movió en los últimos 5 Ma debió ser hacia el S-SW, lo que coincide con la dirección hacia el SW de los desplazamientos co-sísmicos del sismo de octubre 1995 (Melbourne *et al.*, 1997).

La cartografía geológica en el BJ demuestra que las rocas correspondientes a la FVTM descansan directamente sobre la SVC (*e.g.* Valencia *et al.*, 2013), ello implicaría un gap magmático de unos 50-60 Ma. Los resultados paleomagnéticos de estudios realizados en las rocas cuaternarias de la FVTM, campos volcánicos de Mascota y Talpa, ubicadas dentro del BJ, no muestran rotaciones (Maillol *et al.*, 1997). Goguitchaichvili *et al.* (2002 a y b) obtuvieron resultados similares para la sucesión de basaltos del Mioceno tardío (base de la FVTM) localizados al norte de Guadalajara y en la región de Tepic. Por su parte, los estudios paleomagnéticos previos de la unidad inferior de la SVC sugieren rotaciones de 10-20 grados (Goguitchaichvili *et al.*, 2003, 2004; Cervantes-Solano *et al.*, 2017). Estos resultados, agregados a los del presente estudio que corresponden a la unidad

superior de la SVC, no evidencian rotaciones del BJ por lo que éste se ha mantenido relativamente estable desde Cretácico superior-Paleoceno hasta el Cuaternario. Estos resultados indican, además, que los movimientos laterales reportados para la frontera norte del BJ, que separa la Sierra Madre Occidental de la FVTM, asociados a la separación de Baja California, parecen no ser significativos, aunque hay evidencias geológicas para argumentar a su favor. Esta aparente contradicción se puede explicar si se asume que el fallamiento lateral sinistral no fue lo suficientemente importante de tal manera que, estadísticamente, no es posible observarse a partir del registro paleomagnético.

5.2. MAGNETOESTRATIGRAFÍA

Con base en las edades isotópicas publicadas para las unidades estudiadas, y con los VGP's de los 11 sitios, así como sus paleodirecciones, es posible establecer de forma preliminar una secuencia de polaridades geomagnéticas (Figura 6). La secuencia comienza con una polaridad invertida encontrada en dos sitios, TPZ-04 (83.3 ± 0.03 Ma) y TPZ-03 (80.7 ± 0.4 Ma). Según las edades, esta polaridad puede asociarse con el cron C33R de la escala de polaridades geomagnéticas de referencia, justo al término de Súper Cron Normal Cretácico SCNC.

Las polaridades de los sitios TPZ-01 (73.1 ± 0.3 MA) y TPZ-07 (78.0 ± 2.0 Ma) son normales y se ajustan bien a los cronos C33N y C32 N respectivamente. Para los sitios TPZ-02 (70.6 ± 0.2 Ma) y TPZ-10 (70.8 ± 0.2 Ma) se tiene una polaridad normal. Sin embargo, de acuerdo con su edad, se espera que tengan una polaridad inversa correspondiente al cron 30R; si se toman en cuenta las incertidumbres en las determinaciones de las edades, estos registros pueden considerarse como simultáneos, además de que se trata de dos localidades distintas y diferentes tipos de roca, toba silícica y andesita, respectivamente, por lo que es muy posible que se trate de dos registros independientes del final de la transición N-R de la polaridad geomagnética, lo cual

es compatible con sus bajas inclinaciones magnéticas de 23.1° y 21.1° . Finalmente, los sitios TPZ-09 (69.0 ± 0.2 Ma), TPZ-08 (68.6 ± 0.2 Ma), TPZ-06 (67.6 ± 0.2 Ma) y TPZ-05 (67.3 ± 0.3 Ma) tienen

polaridad normal, que se correlaciona con el cron C30N, mientras que el sitio TPZ-11 (65.3 ± 0.2 Ma) tiene una polaridad inversa, que se ajusta con la polaridad del cron C29R (Figura 6).

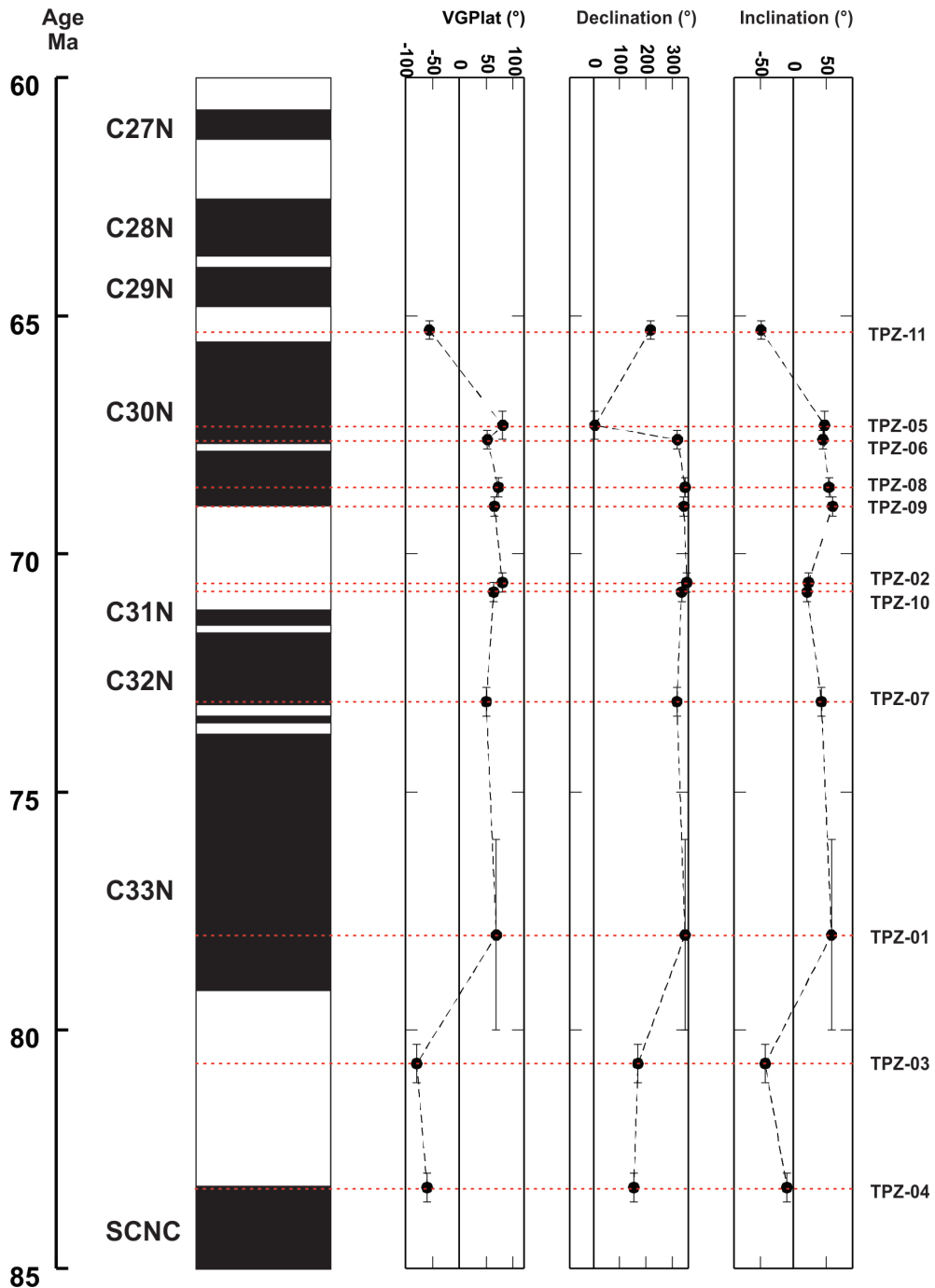


Figura 6 Latitud del polo geomagnético virtual (VGP_{lat}), declinación e inclinación y su correlación con la escala de polaridades geomagnéticas según las edades de los sitios estudiados.

6. Conclusiones

Se reportan experimentos paleomagnéticos y de magnetismo de rocas provenientes de 12 sitios en la sucesión volcánica *Carmichael*, con edades isotópicas entre los 83 y 61 Ma. Los resultados de los experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas χ -T) muestran que en la mayoría de las muestras se observan dos fases magnéticas durante el calentamiento y una sola durante el enfriamiento; la primera fase con una temperatura de Curie cercana a los 360°C y una segunda componente, la más significativa, con temperaturas de Curie de 560°C, que indican la presencia de titanomagnetita con alto y bajo contenido en titanio respectivamente. Otro grupo importante de muestras presenta una sola fase ferromagnética, con una temperatura de Curie alrededor de los 560°C, compatible con titanomagnetita con bajo contenido en titanio. En el resto de las muestras, se aprecia la presencia de dos fases, una de ellas indica la presencia de titanomagnetitas, así como la presencia de titanomaghemitas con una influencia magnética poco significativa.

Fue posible aislar la dirección magnetización natural remanente característica de las muestras provenientes de 11 sitios, al observarse en ocho casos una polaridad normal bien definida y tres con polaridad inversa. La dirección media calculada de los sitios de polaridad normal es de Dec. = 344.7°, Inc. = 43.2°, N = 11, α_{95} = 13.2°. Los sitios con polaridad invertida se les considera antipodales por lo que, luego de realizar la inversión conveniente, fueron incluidos para el cálculo del polo geomagnético virtual (VGP), al resultar una posición de $VGP_{Lat} = 75.2^\circ N$, $VGP_{Long} = 186.6^\circ E$, $A_{95} = 11.7^\circ$, N = 11. Si se compara esta posición con los polos obtenidos a partir de las curvas de deriva polar aparente para América del Norte (APWP) de Besse y Courtillot (2002) y Torsvik *et al.* (2012), se observa que éste concuerda relativamente bien con lo esperado. Aunque debido al valor de $A_{95} = 11.7^\circ$ en nuestra determinación, esta posición del polo se traslapa con polos de edades adyacentes.

A partir de las edades isotópicas de los 11 sitios estudiados y sus correspondientes VGP's, es posible establecer de forma preliminar una secuencia de las transiciones de polaridad geomagnética. La secuencia comienza con una polaridad invertida encontrada en dos sitios, la cual, según las edades, puede asociarse con el cron C33R de la escala de polaridades geomagnéticas de referencia. Posteriormente, se observa un periodo de polaridad normal dentro del cual se encuentran la mayoría de las polaridades de los sitios estudiados, este periodo corresponde al cron de polaridad C33N y C32N. Se encontró también posible evidencia de dos registros del final de la transición geomagnética N-R del cron 31N al C30R. Finalmente, se encontró un registro de polaridad inversa bien definida, la cual, de acuerdo con la edad reportada para este sitio, corresponde al cron de polaridad C29R. Esta correlación con la escala de polaridades geomagnéticas de referencia permite afirmar que el conjunto de muestras estudiadas registró fielmente el comportamiento del campo geomagnético durante su formación.

Los resultados paleomagnéticos reportados para las rocas de la FVTM y de la SVC, complementados con los del presente estudio, no evidencian la ocurrencia de rotaciones tectónicas asociadas a fallas laterales, por lo que se puede concluir que el BJ se ha mantenido relativamente estable desde Cretácico Tardío-Paleoceno hasta el Cuaternario.

Contribuciones de los autores

Conceptualización e interpretación de resultados. Redacción parcial del manuscrito original: José Rosas-Elguera; *Redacción parcial del manuscrito original:* Miguel Ángel Cervantes-Solano; *Análisis de datos y desarrollo metodológico/técnico:* Avto Goguitchaichvili; *Trabajo de campo y análisis de datos:* Juan Morales Contreras; *Trabajo de campo:* Ángel Martínez-Godínez; *Interpretación:* Jaime Urrutia-Fucugauchi

Financiamiento

Las fuentes de financiamiento fueron a través del proyecto UNAM PAPIIT IN116619 y parcialmente apoyado por el proyecto de ciencia básica CONACyT-131191.

Agradecimientos

Los comentarios del Dr. M. Martini y un revisor anónimo contribuyeron a mejorar sustancialmente el enfoque y las conclusiones de este trabajo.

Conflictos de interés

Los autores nos hacemos responsables de todo conflicto de interés que surja posteriormente la publicación del presente artículo por lo que deslindamos al Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana de cualquier problema subsecuente.

Referencias

- Besse, J., Courtillot, V., 2002, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr: *Journal of Geophysical Research.*, 107(B11). <https://doi.org/10.1029/2000JB000050>
- Biggin, A.J., Van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Straathof, G.B., Deenen, M.H.L., 2008, Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169, 3-19, <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.07.004>
- Böhmel, H., Alva-Valdivia, L., González-Huesca, S., Urrutia-Fucugauchi, J., Moran-Zenteno, D. J., Schaaf, P., 1989, Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero terrane, southern México continental margin: *Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, 50, 73-92. <https://doi.org/10.1029/GM050p0073>
- Böhmel, H., Negendank, J.F.W., 1988, Palaeomagnetism of the Puerto Vallarta intrusive complex and the accretion of the Guerrero terrain, Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 52(3-4), 330-338. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90125-2](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90125-2)
- Böhmel, H., Schaaf, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1992, Paleomagnetic and isotope data from southern Mexico and the controversy over the pre-Neogene position of Baja California: *Geofísica Internacional*, 31(3), 253-261. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1992.31.3.1123>
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Centeno-García, E., 2008, The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *Geological Society of America Special Paper*, 436, 279. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Cervantes-Solano, M., Kapper, L., Goguitchaichvili, A., Ruiz-Martínez, V. C., Rosas-Elguera, J., Morales, J., Maciel-Peña, R., Cejudo-Ruiz, R., 2017, A detailed paleomagnetic and rock-magnetic investigation around Cretaceous-Paleogene boundary: the Autlan (Western Mexico) volcanic sequence revisited: *Studia Geophysica et Geodaetica*, 61(2), 233-248. <https://doi.org/10.1007/s11200-016-1027-x>
- Courtillot V., Besse J., 1987, Magnetic field reversals, polar wander, and core-mantle coupling: *Science*, 237, 1140-1147. <https://doi.org/10.1126/science.237.4819.1140>
- Cox, A.V., 1961, Anomalous remanent magnetization of basalt (No. 1083): US Government Printing Office, 131-160. <https://doi.org/10.3133/b1083e>
- Demarest Jr., H.H., 1983, Error analysis for the determination of tectonic rotation from

- paleomagnetic data: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B5), 4321-4328. <https://doi.org/10.1029/JB088iB05p04321>
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142-1160. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2)
- Ferrari, L., 1995, Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California: *Geology*, 23(8), 751-754. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0751:MSATNB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0751:MSATNB>2.3.CO;2)
- Ferrari, L., Pasquare, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994, Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block: *Geofísica Internacional*, 33(1), 139-151. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1994.33.1.545>
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised: *Geological Society of America Special Paper*, 334, 42-64. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.41>
- Fisher, R. A., 1953, Dispersion on a Sphere: *Proceedings of Royal Society, London*, A217, 295-307. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- Frey, H.M., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H., Carmichael, I.S., 2007, A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America: *Geological Society of America Bulletin*, 119(1-2), 49-64. <https://doi.org/10.1130/B25950.1>
- García-Ruiz, R., Goguitchaichvili, A., Cervantes-Solano, M., Morales, J., Maciel-Peña, R., Rosas-Elguera, J., Cejudo-Ruiz, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 2017, Rock-magnetic and paleomagnetic survey on dated lava flows erupted during the Bruhnes and Matuyama chrons: The Mascota Volcanic Field revisited (Western Mexico): *Studia Geophysica et Geodaetica*, 61(2), 249-263. <https://doi.org/10.1007/s11200-016-0148-6>
- Glatzmaier, G.A., Coe R.S., Hongre L., Roberts P.H., 1999, The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals: *Nature*, 401, 885-890. <https://doi.org/10.1038/44776>
- Goguitchaichvili A., Alva-Valdivia L.M., Rosas-Elguera J., Urrutia-Fucugauchi J., Solé J., 2004, Absolute geomagnetic paleointensity after the Cretaceous Normal Superchron and just prior to the Cretaceous-Tertiary transition: *Journal of Geophysical Research*, 109, B01105, <https://doi.org/10.1029/2003JB002477>
- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L. M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler, A. M., Caballero, C., 2003, Combined paleomagnetic and petromagnetic study of the Upper Cretaceous volcanic sequence in western Mexico: Implications for tectonics and magnetostratigraphy of the Jalisco block: *International Geology Review*, 45(10), 886-897. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.10.886>
- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L. M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Gonzalez, J.A., Morales, J., Sole, J., 2002a, An integrated paleomagnetic study of Rio Grande de Santiago volcanic succession (trans-Mexican volcanic belt): revisited: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 130, 175-194. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00003-1)
- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L. M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cervantes, M. A., Morales, J., 2002b, Paleosecular variation record of geomagnetic full vector during late Miocene, from the Nayarit area, Mexico:

- Physics of the Earth and Planetary Interiors, 134(1-2), 71-88. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00096-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00096-1)
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S.M., 2018, Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Trans Mexican Volcanic Belt: *Earth-Science Reviews*, 183, 153-181. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.006>
- Gubbins D., 1994, Geomagnetic polarity reversals: a connection with secular variation and core-mantle interaction?: *Reviews of Geophysics.*, 32, 61-83. <https://doi.org/10.1029/93RG02602>
- Heller, R., Merrill, R.T., McFadden, P.L., 2002, The variation of Earth's magnetic field with time: *Physics of the Earth and Planetary Interiors.*, 131, 237-249. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00038-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00038-9)
- Johnson, A., Harrison, G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210, [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90037-X)
- Johnson, C.L., Constable, C. G., Tauxe, L., Barendregt, R., Brown, L. L., Coe, R. S., Layer, P., Mejia, V., Opdyke, N.D., Singer, B.S., Staudigel, H., Stone, D.B., 2008, Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4). <https://doi.org/10.1029/2007GC001696>
- Kirschvink, J.L., 1980, The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data: *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., Carmichael, I.S., 1985, Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, 13(1), 54-57. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<54:ARISMM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<54:ARISMM>2.0.CO;2)
- Maillol, J.M., Bandy, W.L., Ramírez, J.O., 1997, Paleomagnetism of Plio-Quaternary basalts in the Jalisco block, western Mexico: *Geofísica Internacional*, 36(1), 21-35.
- 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: *The Journal of Geology*, 119(6), 597-617. <https://doi.org/10.1086/661989>
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1990, Classification of the reversal test in palaeomagnetism: *Geophysical Journal International*, 103(3), 725-729. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>
- Melbourne, T., Carmichael, I., DeMets, C., Hudnut, K., Sanchez, O., Stock, J., Suarez, G., Webb, F., 1997, The geodetic signature of the M8. 0 Oct. 9, 1995, Jalisco subduction earthquake: *Geophysical Research Letters*, 24(6), 715-718. <https://doi.org/10.1029/97GL00370>
- Michalk, D.M., Böhnell, H.N., Nowaczyk, N.R., Aguirre-Díaz, G. J., López-Martínez, M., Ownby, S., Negendank, J.F., 2013, Evidence for geomagnetic excursions recorded in Brunhes and Matuyama Chron lavas from the trans-Mexican volcanic belt: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 2648-2669. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50214>
- Mooser, E., 1972, The Mexican Volcanic Belt. Structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12 (2), 55-70. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1972.12.2.1024>
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2007, The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico: advances and problems of interpretation, in Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego A., (eds) *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, 71–91. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(03\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(03)).
- Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., de la Campa, A.G., 1992, *Listric*

- faulting and continental rifting in western Mexico-A paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics*, 208(4), 365-376. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90435-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90435-9)
- Opdyke, M. D., Channell, J. E., 1996, *Magnetic stratigraphy*: New York, Elsevier, Academic Press, 333p. [https://doi.org/10.1016/s0074-6142\(06\)x8001-4](https://doi.org/10.1016/s0074-6142(06)x8001-4)
- Prévot, M., Mankinen, E. A., Grommé, S., Lecaille, A., 1983, High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the Mid-Atlantic Ridge: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 88(B3), 2316-2326. <https://doi.org/10.1029/JB088iB03p02316>
- Richter, K., Rosas-Elguera, J., 2001, Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican Volcanic Belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields: *Journal of Petrology*, 42(12), 2333-2361. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2333>
- Richter, K., Carmichael, I.S., Becker, T. A., Renne, P.R., 1995, Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 107(6), 612-626. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0612:PQVAFA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0612:PQVAFA>2.3.CO;2)
- Rosas-Elguera, J., Nieto-Obregon, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Ambiente estructural en la frontera Norte del bloque Jalisco, in Delgado-Argote, L., Martín-Barajas, A. (eds.), *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México*: México, Unión Geofísica Mexicana, 175-192.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Martínez, M. L., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997, Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico: *International Geology Review*, 39(2), 125-140. <https://doi.org/10.1080/00206819709465263>
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996, Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico: *Geology*, 24(10), 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0921:CBOTJB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0921:CBOTJB>2.3.CO;2)
- Schaaf, P., Böhnel, H., Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos block, Baja California sur: Geochronological and palaeomagnetic constraints: *Tectonophysics*, 318(1-4), 53-69. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00306-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00306-6)
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2000, Carta geológico-minera Guadalajara F13-12, Jalisco, Michoacán y Guanajuato, México.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill C. M., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., Van Hinsbergen, D. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, R. M. L., 2012, Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics: *Earth-Science Reviews*, 114 (3-4), 325-368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>
- Valencia, V.A., 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: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 801-824. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0908-z>
- Wallace, P., Carmichael, I.S., 1989, Minette lavas and associated leucitites from the Western Front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(4), 470-492. <https://doi.org/10.1007/BF01041754>