

Paleomagnetismo de las formaciones La Silla y Todos Santos, Chiapas, México: implicaciones de rotaciones tectónicas durante la apertura del Golfo de México

Antonio Godinez Urban

aurban@slb.com

Schlumberger

Roberto S. Molina Garza

rmolina@geociencias.unam.mx

Universidad Nacional Autónoma de México

Tim Wawrzyniec (†)

twawrzyniec@western.edu

Western State Colorado University

Tim Lawton

tlawton@nmsu.edu

New Mexico State University

Información del artículo: Recibido: febrero 2015-aceptado: marzo 2015

Resumen

Los resultados paleomagnéticos de rocas volcánicas (U-Pb 191 ± 3 Ma) asignadas a la Formación La Silla y localmente intercaladas con lechos rojos (U-Pb 196-161 Ma) de la Formación Todos Santos que fueron muestreados dentro del Cinturón de Pliegues del Neógeno (CPN) en la Provincia Tectónica del Monoclinal de la Sierra, Chiapas, revelaron magnetizaciones multicomponente primarias y secundarias adquiridas pre- y post-plegamiento del CPN. Las muestras respondieron bien a la desmagnetización termal, más no así a la desmagnetización por campos alternos, sugiriendo que una fase mineral de alta coercitividad como la hematita sea la portadora principal de la magnetización. La dirección Dec=174.0 Inc=-31.5 ($k=27.7$ $\alpha_{95}=17.8$ $n=4$) post-plegamiento de la componente secundaria B se interpreta como una sobreimpresión adquirida durante o después del desarrollo del CPN. La dirección de polaridad dual y pre-plegamiento Dec=325 Inc=4.6 ($k=11.9$ $\alpha_{95}=10.8$ $n=17$) de la componente característica C es concordante con resultados paleomagnéticos en diques jurásicos en la región de Custepec, Chiapas, así como en lechos rojos de la Formación Todos Santos en la región de Matías Romero, Oaxaca. Con base en las edades U-Pb aquí presentadas para las Formaciones La Silla y Todos Santos, se interpreta que la adquisición de la componente característica fue previa a la apertura del Golfo de México (GdM). Entonces, al compararse la dirección calculada contra las direcciones de referencia del cratón Norteamericano, la dirección es claramente discordante e indica una rotación antihoraria de 35 a 40° con moderado desplazamiento latitudinal norte-sur, lo cual corrobora el desplazamiento del Bloque Maya (BM) durante la apertura del GdM y es consistente con reconstrucciones del BM en la región. Así mismo, la inclinación calculada indica emplazamiento y/o deposición en paleolatitudes ecuatoriales ($2.1^{\circ}\text{N} \pm 3.4^{\circ}$). Esta estimación es estadísticamente indistinguible de la paleolatitud reportada para la Formación La Boca del Grupo Huizachal en el Noreste de México. Entonces, la curva de vagabundeo polar aparente definida por los paleopolos de rocas Permo-Triásicas del Macizo de Chiapas (MC) y las rocas Jurásicas aquí reportadas sugiere que el desplazamiento relativo entre América del Norte y el BM ocurrió entre el Pérmico Tardío y Jurásico Temprano durante una fase prolongada de rifting culminando en el Jurásico Tardío con la formación piso oceánico a lo largo de una dorsal oceánica efímera. Finalmente, tanto la geocronología como la geoquímica de elementos traza en las rocas volcánicas de la Formación La Silla, sugieren que fueron emplazadas por un arco magmático con un rango temporal (Jurásico Temprano-Medio) análogo al del magmatismo del Arco Nazas. Las andesitas Pueblo Viejo en las regiones de Cintalapa y Uzpanapa, Chiapas, se interpretan como productos del mismo pulso magmático.

Por lo tanto, aquí se propone que las Formaciones Nazas y La Silla están relacionadas genética- y temporalmente. Esta concomitancia espacio-temporal entre la Formación Nazas con el registro estratigráfico de Chiapas implica que antes de comportarse como una cuenca rift de margen divergente, la proto-cuenca del GdM se comportó primero como un arco volcánico y después como una cuenca intra-arco, coincidiendo el BM con una posición paleogeográfica costa-fuera de Tamaulipas donde fue afectado por el magmatismo del Arco Nazas.

Palabras clave: Formación Todos Santos, Formación La Silla, Arco Nazas, Paleomagnetismo, Golfo de México, Jurásico, magmatismo de arco, rift.

Paleomagnetism of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas, México: Implications for Tectonic Rotations during the opening of the Gulf of Mexico

Abstract

Paleomagnetic results on volcanic rocks (U-Pb 191 ± 3 Ma) assigned to the La Silla Formation, locally interbedded with red beds (U-Pb 196-161 Ma) of the Todos Santos Formation and sampled in the Homoclinal Tectonic Province of the Neogene Fold Belt (NFB), Chiapas, reveal multi-component primary and secondary magnetizations acquired during pre- and post-folding of the NFB. The samples responded well to thermal demagnetization, but not so to alternating field demagnetization, suggesting that a high coercivity mineral phase like hematite is the main remanence carrier. The post-folding B-component direction of Dec= 174.0 Inc=-31.5 ($k=27.7$ $\alpha_{95}=17.8$ $n=4$) is interpreted as an overprint acquired during or after development of the NFB. The pre-folding and dual-polarity C component direction of Dec=325 Inc=4.6 ($k=11.9$ $\alpha_{95}=10.8$ $n=17$) is in agreement with paleomagnetic results from Jurassic dykes in the Custepec region, Chiapas, as well as Todos Santos red beds in the Oaxaca Matias Romero region. U-Pb ages for La Silla and Todos Santos Formations allow the interpretation that the characteristic component magnetization was acquired before the aperture of the Gulf of Mexico (GOM). Therefore, when comparing the calculated direction against the reference directions for the North American craton, the direction is clearly discordant and indicates a 35 to 40° anti-clockwise rotation with moderate north-south latitudinal displacement that corroborates Maya Block (MB) displacement during the aperture of the GOM, and is consistent with reconstructions of the MB in the region. Likewise, the calculated inclination indicates emplacement and/or deposition in equatorial paleolatitudes ($2.1^{\circ}N \pm 3.4^{\circ}$). This estimation is statistically indistinguishable of reported paleolatitudes for the La Boca Formation of the Huizachal Group in northeast Mexico. The apparent polar wander path defined by the paleopoles in Permo-Triassic rocks of the Chiapas Massif (CM) and the Jurassic rocks here reported, suggests relative displacement between North America and the MB occurred between Late Permian and Early Jurassic during a protracted rifting phase which culminated in Late Jurassic with seafloor spreading along an ephemeral oceanic spreading ridge. Finally, geochronology as well as trace element geochemistry of La Silla volcanic rocks suggest they were emplaced by a magmatic arc with a temporal range (Early-Middle Jurassic) analogous to arc-magmatism of the Nazas Formation. The Pueblo Viejo andesites of the Cintalapa and Uzpanapa regions, Chiapas, are interpreted as products of the same magmatic pulse. Therefore, it is here proposed that Nazas and La Silla Formations are genetic- and temporally related. This time-space concomitance between Nazas Formation and the Chiapas stratigraphic record implies that previous to the GOM becoming a divergent margin rift-basin, it behaved first as a volcanic arc and later as an intra-arc basin by which the MB coincided with an off-shore paleogeographic position with Tamaulipas that was affected by Nazas arc-magmatism.

Keywords: Todos Santos Formation, La Silla Formation, Nazas Arc, Paleomagnetism, Gulf of Mexico, Jurassic, arc-magmatism, rift.

Objetivo y antecedentes

El objetivo fundamental de la investigación paleomagnética es obtener un registro de las configuraciones pasadas del campo geomagnético para reconstruir la historia tectónica de bloques continentales. A través de la caracterización paleomagnética de las Formaciones La Silla y Todos Santos se logró cuantificar: a) las relaciones paleogeográficas del

BM (Campa y Coney, 1983), **Figura 1**, modificada de Weber *et al.* (2005), y Dickinson y Lawton (2001); con respecto al cratón Norteamericano, b) la magnitud y naturaleza del desplazamiento del BM durante la apertura del GdM, y c) el registro geológico de la región estudiada en el contexto de la apertura del GdM. La apertura del GdM es uno de los eventos más relevantes de la historia geológica de México en el Mesozoico.

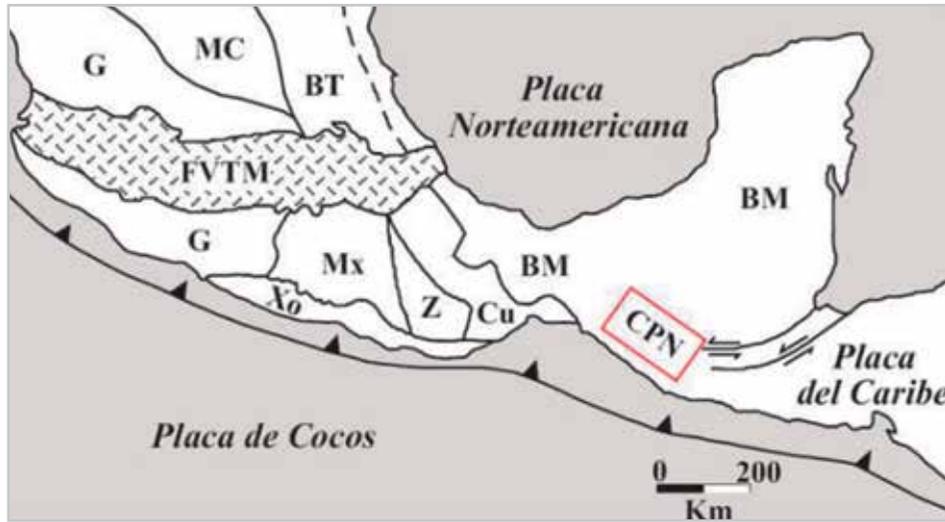


Figura 1.

Para entender la evolución tectónica de esta región es crucial el estudio del Bloque Maya, ya que la retirada meridional de Gondwana con respecto a Laurasia afectó extensionalmente la región del proto-Golfo al propiciar el desprendimiento y la rotación del BM con respecto a paleo-Texas, creando así el espacio para formar la futura cuenca del GdM. En este contexto de tectónica extensional, los lechos rojos continentales son de particular importancia porque marcan -en el registro estratigráfico- el atenuamiento progresivo de la corteza de Pangea al depositarse en cuencas *rift*: primero en el margen Atlántico, (Supergrupo Newark, p.e. Witte y Kent, 1991), e interior cratónico de Laurasia (Formación Kayenta, p.e. Bazard y Butler, 1991), seguidos por lechos rojos encontrados en la región circundante al GdM (Eagle Mills, Huizachal y Todos Santos), así como por secuencias circum-atlánticas relacionadas al incipiente desmembramiento de Pangea, (p.e. Marzoli *et al.*, 1999).

Los lechos rojos jurásicos asignados a la Formación Todos Santos en el estado de Chiapas sobreyacen al basamento (Macizo de Chiapas-MC) del BM, y por lo tanto, forman parte del registro estratigráfico del BM y la región sur occidental del GdM. Estos lechos rojos afloran formidablemente en la subprovincia fisiográfica de las Sierras del Sur de Chiapas, la cual en términos geológicos corresponde a la provincia tectónica del Monoclinal de la Sierra (Meneses-Rocha, 2001), **Figura 2**. Así mismo, los lechos rojos poseen una mineralogía rica en hematita, fase ferromagnética excelente portadora del registro paleomagnético. Más aún, los lechos rojos se observan sobreyaciendo e intercalados con una secuencia volcánica asignada a la Formación La Silla, aquí interpretada como la principal fuente detrítica de los lechos rojos.

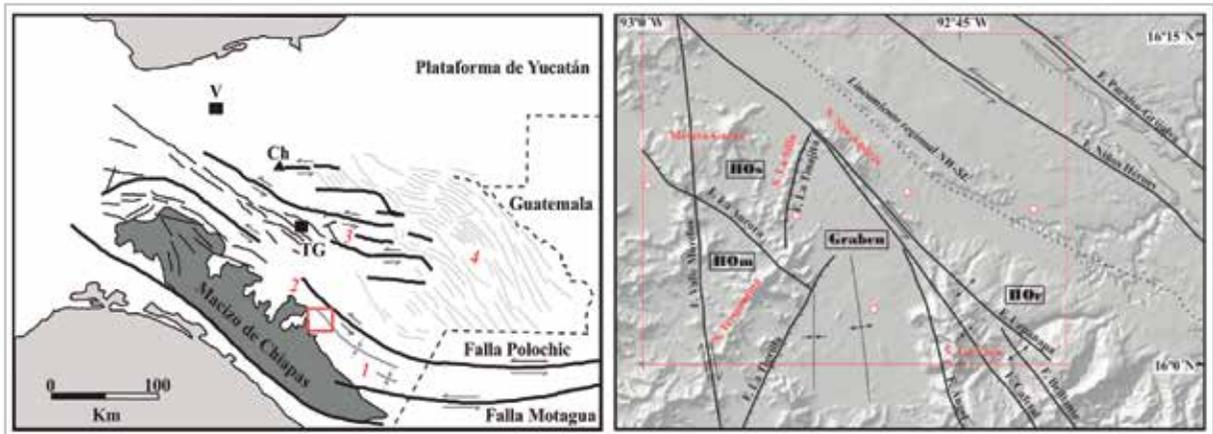


Figura 2. A la izquierda las provincias tectónicas del CPN en Chiapas, modificado de García-Palomo *et al.* (2004), y a la derecha el mapa estructural del área de estudio.

Marco geológico regional

El GdM es ampliamente considerado como una cuenca de margen divergente, similar a otras cuencas circumatlánticas creadas durante el desmembramiento de Pangea en el Jurásico (Winker y Buffler, 1988). Sin embargo, la configuración de esta cuenca y la región circundante han

sido sujetas a sobreimpresiones de tectónica convergente, las cuales han afectado sustancialmente la configuración de la cuenca. Debido a esto, Winker y Buffler (1988), propusieron simplificar el marco tectónico del GdM al dividirlo en elementos de margen divergente, Figura 3 y convergente. Aquí solamente trataremos los elementos de margen divergente.

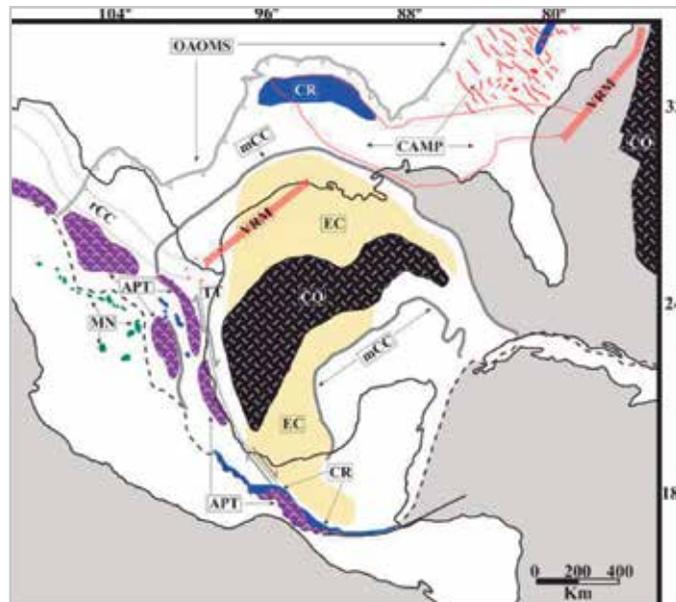


Figura 3. Elementos geotectónicos relacionados al desmembramiento de Pangea y la apertura del GdM. OAOMS = Orógeno Apalachiano-Ouachita-Marathon-Sonora; APT = Arco del Permo-Triásico; CR = Cuencas rift; MN = Magmatismo Nazas; CAMP = Central Atlantic Magmatic Province; VRM = Volcanic rifted margin; rCC = rift California-Coahuila; TT = Transformante Tehuantepec; EC = Evaporitas callovianas; CO = Corteza oceánica; mCC = Margen carbonatado del Cretácico. Figura modificada de Winker y Buffler, (1988).

Los elementos de margen divergente o pasivo incluyen: a) un área de corteza oceánica en la depresión central de la cuenca, la cual está rodeada por b) corteza continental atenuada, que a su vez está c) cubierta por un grueso paquete de sedimentos jurásico-cenozoicos de afinidad miogeosinclinal. La base de dicho paquete es compuesta por lechos rojos continentales triásico-jurásicos (~210-180 Ma), sobreyacidos por evaporitas de edad Calloviana (164-159 Ma), no-marinas dominadas por sal, las cuales son sobreyacidas por depósitos marinos de cuenca, plataforma y evaporitas dominadas por anhidritas marinas (CaSO_4). Los depósitos de sal Calloviana están localizados en dos grandes regiones: la cuenca de sal del GdM norte y la cuenca de sal de Campeche. Ambos cuerpos de sal rodean y demarcan la depresión central del GdM. Finalmente, d) el GdM está delimitado en toda su extensión por márgenes pasivos sin zonas de subducción. Sin embargo, el margen occidental del GdM es ampliamente considerado como un margen transformante que marca el límite entre corteza continental y corteza oceánica, el cual acomodó la rotación latitudinal antihoraria del BM a través de la transformante Tehuantepec, también llamada Tamaulipas-Chiapas o Poza Rica (Pindell, 1985; Ortega-Gutiérrez *et al.* 1994; Dickinson y Lawton, 2001).

Dicha transformante, **Figura 3**, se extiende desde un área cercana a la desembocadura del Río Bravo hasta el Istmo de Tehuantepec donde se ha propuesto (p.e. Pindell, 1985), que continúa hacia, y delimita el margen sur-occidental del Macizo de Chiapas, para finalmente ser truncada por la transformante Polochic-Motagua. Así mismo, asociada a la tectónica divergente se generaron cuencas tipo *rift*, las cuales marcan el atenuamiento progresivo de la corteza de Pangea, primero en el margen Atlántico e interior cratónico de Norteamérica, seguidas por las cuencas en la región circundante al GdM, **Figura 3**. Esta deformación comenzó a partir del Triásico Medio (~230 Ma) con el colapso de la cadena montañosa Apalache–Ouachita–Marathon, (Dickinson y Lawton, 2001; Bird y Burke, 2006).

En México, las cuencas *rift* asociadas a la apertura del GdM se observan aisladas unas de otras en el norte (p.e. Nuevo León, Tamaulipas); en el centro (p.e. Hidalgo, Veracruz), son continuas pero después truncadas por la Faja Volcánica Trans-Mexicana; mientras que en el sur forman una franja continua desde Oaxaca hasta Chiapas. El área en la depresión central de la cuenca ha sido interpretada como corteza oceánica, **Figura 3**, por la integración de varios métodos geofísicos como reflexión sísmica, gravimetría y aeromagnetismo (p.e. Marton y Buffler, 1994; Hall y Najmuddin, 1994; Bird *et al.* 2005). Esta corteza oceánica se infiere como una dorsal

oceánica efímera que aceleró la rotación final del Bloque Maya hasta su posición actual en el Jurásico tardío (~150 Ma) (Bird y Burke, 2006). Recientemente, Mickus *et al.* (2009), publicaron datos geofísicos que demuestran la presencia de un “margen volcánico extendido” paralelo a la costa de Texas (*Texas volcanic rifted margin*), **Figura 3**. Estos márgenes se forman antes y durante la fase de desacoplamiento por cizalla pura entre masas continentales, y dado que la extensión continúe, conlleva a la formación de dorsales oceánicas. Estos datos complementan los hallazgos de Bird *et al.* (2005), quienes proponen la presencia de trazas de “puntos calientes” generados por una pluma del manto en el centro de la cuenca del GdM, donde se encuentra la dorsal oceánica.

Para concluir, la junta entre la transformante Tehuantepec con el *Texas volcanic rifted margin* marca la terminación del *rift* California-Coahuila (*Border rift* de Dickinson y Lawton, 2001b), el cual se extiende de manera ESE desde el sureste de California hasta el noreste de Tamaulipas (Marton y Buffler, 1994), incluye las cuencas McCoy-Bisbee-Chihuahua-Sabinas, y posee las características de un aulacógeno. Estas tres estructuras (las cuales se extienden tripartidamente de un domo generado en la corteza sobre una pluma del manto), confluyen con ángulos de ~120° cerca de la desembocadura del Río Bravo formando la geometría clásica una junta triple, **Figura 3** (Mickus *et al.* 2009). En resumen, durante su desplazamiento latitudinal el Bloque Maya adquirió una topografía de *horst* y *graben*, en cuyas cuencas se depositaron lechos rojos de la Formación Todos Santos. Subyaciendo esta formación, se observan depósitos volcanogénicos que presentan características geoquímicas de arco magmático. Debido a su edad y carácter geoquímico de arco magmático, aquí se relaciona a las rocas volcánicas en Chiapas con el magmatismo Nazas. La asociación estratigráfica entre las rocas volcanogénicas y los lechos rojos es de especial importancia para este trabajo, ya que sobreyacen granitoides del basamento Permo-Triásico, y además cuentan con una robusta base de datos paleomagnéticos, (Molina-Garza, *et al.* 1992).

Formación La Silla

La localidad tipo de esta Formación fue nombrada por la Sierra La Silla que se encuentra 3 km al norte del poblado El Diamante, **Figuras 2 y 3**. Esta Formación demuestra afinidad geoquímica y geocronológica con las andesitas Pueblo Viejo en la región de Cintalapa y Uzpanapa, (Castro-Mora *et al.* 1975). Los afloramientos consisten de rocas volcánicas hipabisales y volcanoclásticas. Las rocas volcánicas incluyen

andesitas porfiríticas con fenocristales de horblenda, biotita y piroxeno en una matriz afanítica roja, morada y gris. También se identificaron basaltos afaníticos de andesita y olivino con vesículas y amígdalas rellenas de xeolitas o cuarzo. Las rocas volcanoclásticas comprenden tobas y depósitos piroclásticos. En base a las observaciones megascópicas y petrográficas, así como por relaciones de campo se definieron dos grupos:

El grupo 1 presenta una paragénesis de fases hidratadas (horblenda, biotita) característica de magmas de arco evolucionados, en los cuales el desequilibrio exhibido por los fenocristales, así como el conjunto de las características mineralógicas y texturales sugieren la existencia de aparatos volcánicos subyacentes por grandes cámaras magmáticas donde ocurrieron procesos de cristalización fraccionada de fundidos hidratados (Mori, 2007).

En el grupo 2 la paragénesis de fases anhidras (plagioclasa, olivino) y características petrográficas son típicas de magmas basálticos extrusionados a través de pequeños volcanes monogenéticos subyacentes por cámaras magmáticas de efímera duración que pudiesen inhibir a los magmas estacionarse y estar sujetos a grados avanzados de cristalización fraccionada (Mori, 2007). En ambos grupos se observa hematita como mineral accesorio, reemplazante y conformando la matriz.

Entonces, se concluye que el grupo 1 es de carácter andesítico y subyace estratigráficamente a los lechos rojos como a los basaltos del Grupo 2, los cuales son relativamente más recientes y se interdigitan con los lechos rojos.

Formación Todos Santos

La localidad tipo de esta formación se encuentra cerca de la Villa Todos Santos en los Altos Cuchumatanes, Guatemala (Sapper, 1894). En el área de estudio, los lechos rojos de la Formación Todos Santos afloran en la provincia tectónica del Monoclinal de la Sierra, paralelos al pie de la pendiente nor-oriental del Macizo de Chiapas, **Figuras 2 y 3**.

Como ya se mencionó, estas rocas se depositaron en cuencas *rift* donde se acumularon intercalaciones megasecuenciales con cambios verticales de cientos de metros en facies fluviales, lacustres y aluviales, (Blair, 1987, 1988). Se interpreta que: a) los depósitos epiclásticos

de la litofacies Todos Santos en el área de campo representan ambientes deposicionales lacustres (lutitas), fluviales (areniscas arkosicas) y aluviales (conglomerados polimicticos); b) son textural- y composicionalmente inmaduros; c) son dominados por detritos volcanoclásticos, y en menor cantidad por detritos de proveniencia granítica y metamórfica; d) localmente, estos depósitos sobreyacen y se interdigitan con la Formación La Silla.

La diferencia entre las características texturales, petrográficas, pero principalmente en observaciones y relaciones de campo permiten asignarle dos miembros a la Formación Todos Santos: el miembro basal El Diamante y miembro superior Jericó. El miembro El Diamante es la parte basal de la secuencia Todos Santos representado por areniscas y lutitas rojas depositadas en ambientes fluviales y lacustres de baja energía. La composición de ambos tipos de roca es dominada por detritos de origen volcánico de la Formación La Silla. El miembro superior Jericó es constituido por areniscas y conglomerados depositados en ambientes fluviales y aluviales de alta energía. La composición clástica de este miembro es de origen volcánica, pero gradualmente muestra aportes de arenas cuarzosas, así como clastos graníticos y metamórficos relacionados al basamento, por lo tanto la pigmentación de los horizontes varía de rojo a amarillo dependiendo del contenido clástico. El miembro Jericó representa la cima estratigráfica de la Formación Todos Santos, la cual tiene contacto transicional con la Formación San Ricardo de edad Titoniano–Jurásico Superior.

Geocronología

La geocronología U-Pb en zircones de las formaciones La Silla y Todos Santos obedece a dos propósitos: el primero es para determinar la edad absoluta de la secuencia volcánica en el área de estudio y así poder compararla con las edades de los volcánicos del arco Nazas; el segundo propósito sirve para establecer una edad máxima y mínima de deposición de la secuencia clástica. El resultado visualizado en el diagrama Tera-Wasserburg de los análisis en 11 zircones de edades concordantes en una muestra volcánica arroja una edad media ponderada de $191 \pm 3\text{Ma}$, o sea, una edad Sinemmuriana del Jurásico Inferior, mientras que un solo zircón arrojó una edad discordante de 250 Ma y el cual se interpreta como un zircón heredado de los granitoides Permo-Triásicos, **Figura 4**.

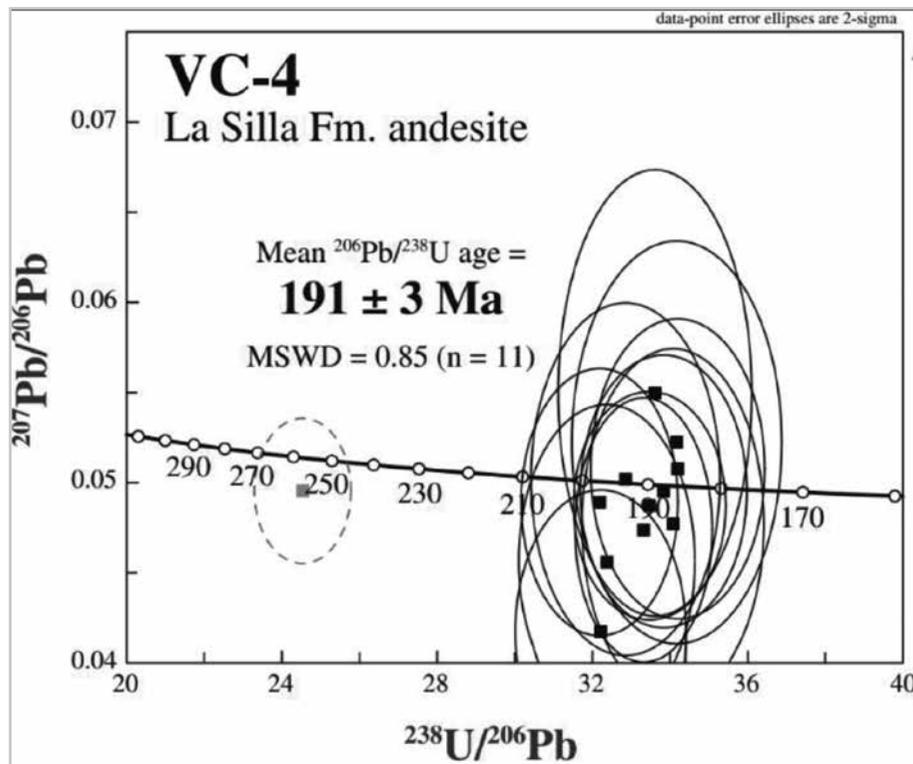


Figura 4.

Debido a que los zircones comienzan a cristalizar a temperaturas $>1000^{\circ}\text{C}$ (Hanchar y Hoskin, 2003), éstos indican las fases iniciales de cristalización de la roca y por lo tanto, la edad es interpretada como una edad absoluta de cristalización para la Formación La Silla, así como la edad máxima de deposición de la Formación Todos Santos. De la misma manera, en base a zircones detríticos obtenidos de los miembros El Diamante y Jericó se estableció la edad mínima de deposición y se constriñó el pulso magmático registrado en Chiapas, pero además permitió hacer un análisis de proveniencia con el cual se infiere la historia de denudación y exhumación del MC. En los diagramas de probabilidad de edades U-Pb de zircones detríticos de la Figura 5, la muestra proveniente del miembro El Diamante es representada casi exclusivamente por una población unimodal de edades

jurásicas (196-161Ma), así como algunos zircones de edades Precámbricas. Estos datos sugieren el comienzo del volcanismo en Chiapas del Jurásico Inferior Sinemuriano ($\sim 196\text{Ma}$) hasta finalizar en el Jurásico Medio Calloviano ($\sim 161\text{Ma}$), siendo ésta la edad mínima de deposición de la Formación Todos Santos. En cambio, las muestras de zircones provenientes del miembro Jericó muestran distribuciones de edades Jurásicas, Permo-Triásicas (220 Ma), Paleozoicas Ordovícicas (460 Ma) y Precámbricas ($>920\text{Ma}$). Estos zircones heredados son evidencia que apunta a una fuente litológica local representada por el basamento del BM. La proveniencia de zircones y las observaciones petrográficas indican la rápida erosión de la cubierta volcánica Jurásica y consiguiente denudación y exhumación del Macizo de Chiapas, así como de rocas de afinidad Paleozoica y Precámbrica.

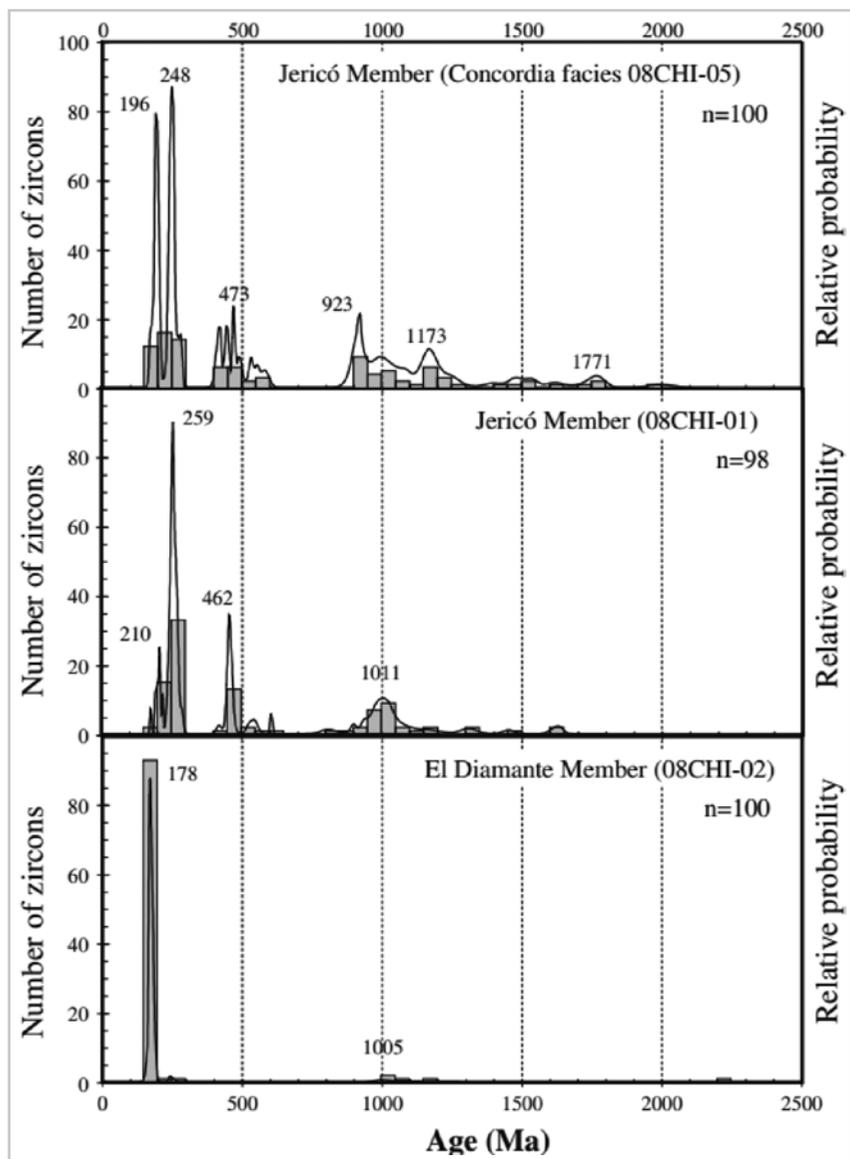


Figura 5.

Geoquímica

La finalidad de realizar análisis geoquímicos para la Formación La Silla es para elucidar si el ambiente tectónico que facilitó el emplazamiento de dichas rocas fue convergente o extensional. Esta idea surge a raíz de dos consideraciones a nivel regional que podrían explicar el volcanismo observado en Chiapas durante el Jurásico. La primera, junto con la geocronología, busca establecer

si existe o no una relación espacio-temporal entre la litofacies volcánica en Chiapas con el arco magmático Nazas relacionado al margen occidental activo de Laurencia durante el Jurásico. La segunda consideración es análoga y toma en cuenta un hipotético magmatismo extensional afectando Chiapas, de la misma forma en que se registra magmatismo extensional tipo OIB (Ocean Island Basalt), asociado a la apertura del GdM en Nuevo León, (Garrison y McMillan, 1999).

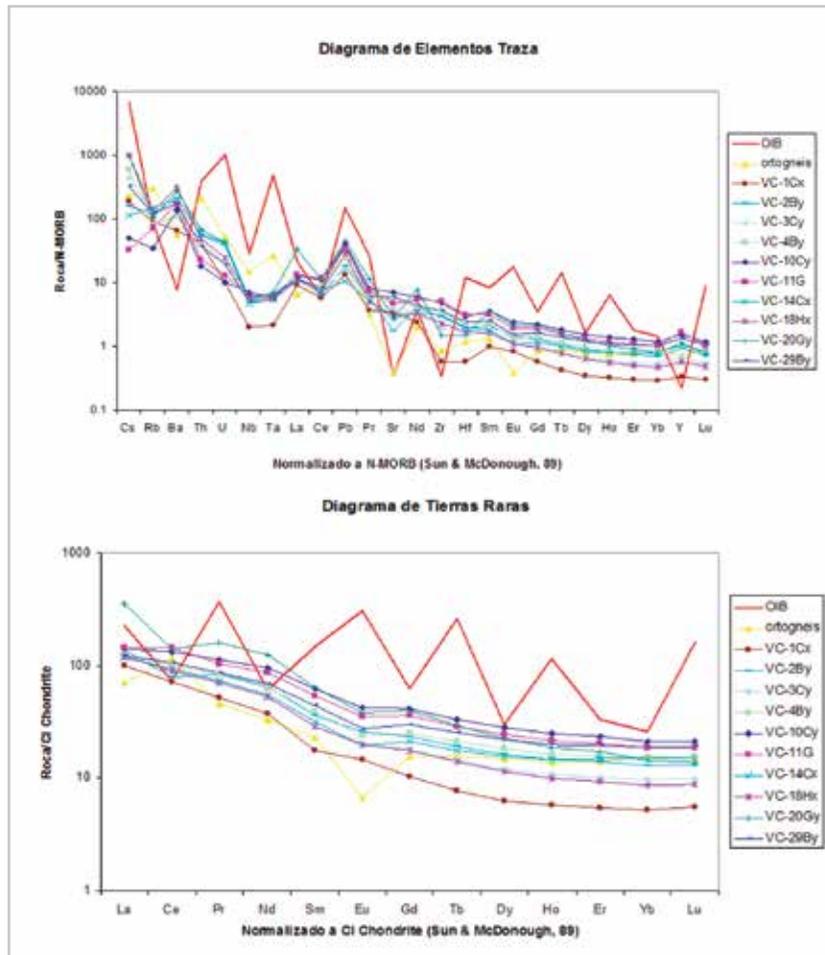


Figura 6. En la parte superior, diagrama de elementos traza y en la parte inferior, diagrama de tierras raras, ambos de la litofacie volcánica.

Las concentraciones de elementos traza presentadas por la litofacies volcánica exhiben características típicas de fundidos de magmas de arco, lo cual es evidenciado por:

- 1) Fuerte enriquecimiento en los elementos de radio iónico amplio o LILEs (p.e. Rb, Cs, Sr, Ba) con respecto a los elementos de alto potencial iónico o HFSEs (p.e. Hf, Sr, Nd), **Figura 6**.
- 2) Enriquecimiento en tierras raras ligeras, (p.e. La, Ce, Eu) con respecto a las tierras raras pesadas, (p.e. Gd, Tb, Lu).
- 3) Las anomalías positivas de Ba y Pb, así como la anomalía negativa en Nb y Ta, considerada como

la característica geoquímica diagnóstica en arcos magmáticos (White, 2005).

Esta comparación ilustra cómo las concentraciones de los elementos traza y tierras raras están directamente relacionadas a los procesos que gobiernan el magmatismo en distintos ambientes tectónicos, confirmando así la señal de subducción en la litofacies volcánica y además proporcionando argumentos para establecer una relación espacio-temporal con la Formación Nazas, **Figura 7**. Finalmente, la ausencia de una señal OIB en los elementos traza descarta la consideración de magmatismo en un ambiente extensivo en Chiapas como aquel interpretado en Nuevo León por Garrison y McMillan, (1999).

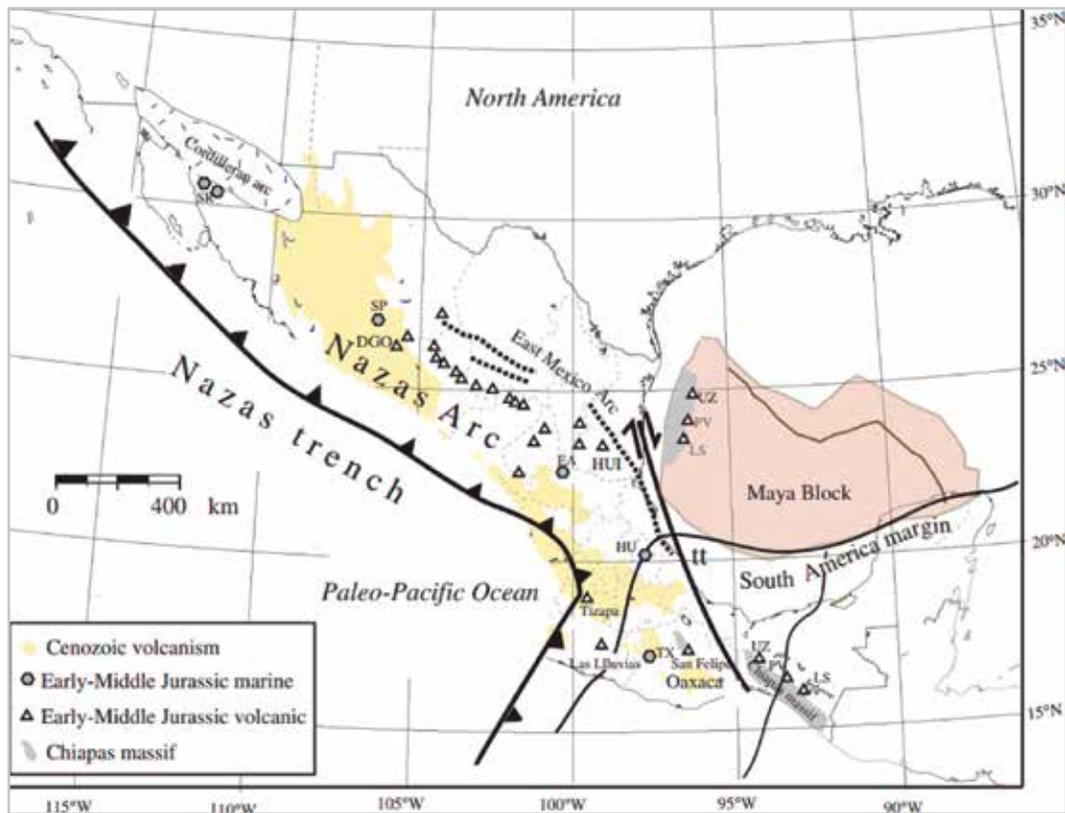


Figura 7. Reconstrucción de la región del GdM y el arco Nazas en el periodo 195-161 Ma. El tren del arco se extiende de su localidad tipo en Durango (DGO) hasta el cañón del Huizachal (HUI). SR: Sierra Santa Rosa; SP: Formación Pelayo; EA: El Alamito; HU: Huayacotla. PV: Pueblo Viejo; LS: La Silla; UZ: Uzpanapa; tt: Transformante Chiapas-Tamaulipas; TX: Cuenca Tlaxiaco.

Paleomagnetismo

El fundamento del paleomagnetismo se encuentra en los procesos geológicos por los cuales el vector del campo geomagnético es registrado en los minerales ferromagnéticos durante la formación de la roca, ie, la adquisición de la magnetización remanente natural (MRN) en un lugar y tiempo únicos. La MRN típicamente es compuesta por una combinación de magnetizaciones de diferente origen. La MRN adquirida durante la formación de la roca se define como la componente primaria y representa la magnetización remanente J_r . Mientras que las componentes secundarias de MRN representan magnetizaciones inducidas J_i , que son adquiridas como sobreimpresiones después de la formación de la roca, usualmente son paralelas al campo actual y pueden alterar u oscurecer la MRN primaria. Las componentes secundarias se suman vectorialmente con la componente primaria, lo cual resulta en la MRN total. La MRN primaria puede ser adquirida por tres procesos

básicos: durante el enfriamiento de la roca después de experimentar temperaturas por arriba de la temperatura Curie (magnetización termo-remanente, MTR); durante la formación y crecimiento de partículas ferromagnéticas por procesos químicos debajo de la temperatura Curie (magnetización químico-remanente, MQR); y durante la deposición de rocas sedimentarias conteniendo minerales detríticos ferromagnéticos, (magnetización detrito-remanente, MDR).

Como se verá a continuación, la desmagnetización se visualiza e interpreta por medio de diagramas ortogonales de desmagnetización vectorial (Zijderveld, 1967), así como en redes estereográficas de igual ángulo. La magnetización primaria J_r o dirección característica, así como las magnetizaciones secundarias J_i , de cada espécimen se calculan con el método de mínimos cuadrados en tres dimensiones de Kirschvink (1980), mientras que la dirección media de cada sitio, así como la dirección global de todos

los sitios se calcula usando el método de estadística sobre una esfera de Fisher (1953).

Para determinar la dirección media de una formación se combinan las direcciones medias de todos los sitios con la estadística de Fisher. De esta manera se obtienen la dirección media, el parámetro de dispersión (k) y el intervalo de confianza ($\alpha 95$). El proceso para encontrar la magnetización primaria se llevó a cabo con la desmagnetización termal progresiva

de los especímenes. Antes de iniciar la desmagnetización se mide la MRN inicial con un magnetómetro, así como después de cada incremento en temperatura hasta desmagnetizar por completo la muestra. Como puede observarse en la **Figura 8**, los diagramas de desmagnetización son univectoriales, presentan una inclinación somera con declinación hacia el noroeste, así como una polaridad normal; pero también pueden ser de polaridad inversa, inclinación intermedia y declinación hacia el sureste.

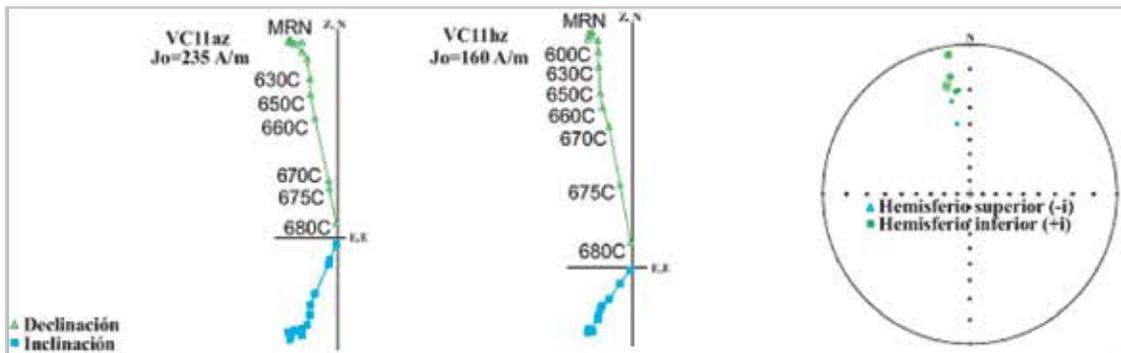


Figura 8.

La naturaleza de la dirección es antipodal con respecto a la polaridad normal, lo cual indica que estas muestras registraron inversiones en polaridad del campo magnético. Entonces, el cúmulo de la desmagnetización de todas las muestras permite calcular la componente primaria a través de la estadística de Fisher (1953). En la **Figura 9a** se observa la dirección característica de todos los sitios muestreado, mientras que en la **Figura 9b** se muestra la dirección característica global. En ambas figuras se despliegan los resultados in situ [Dec=330.0° Inc=-34.6° (n=15, k=9.4, $\alpha 95=13.2^\circ$)] y corregidos estructuralmente [Dec=319.9° Inc=-0.1° (n=15, k=14.0, $\alpha 95=10.6^\circ$)].

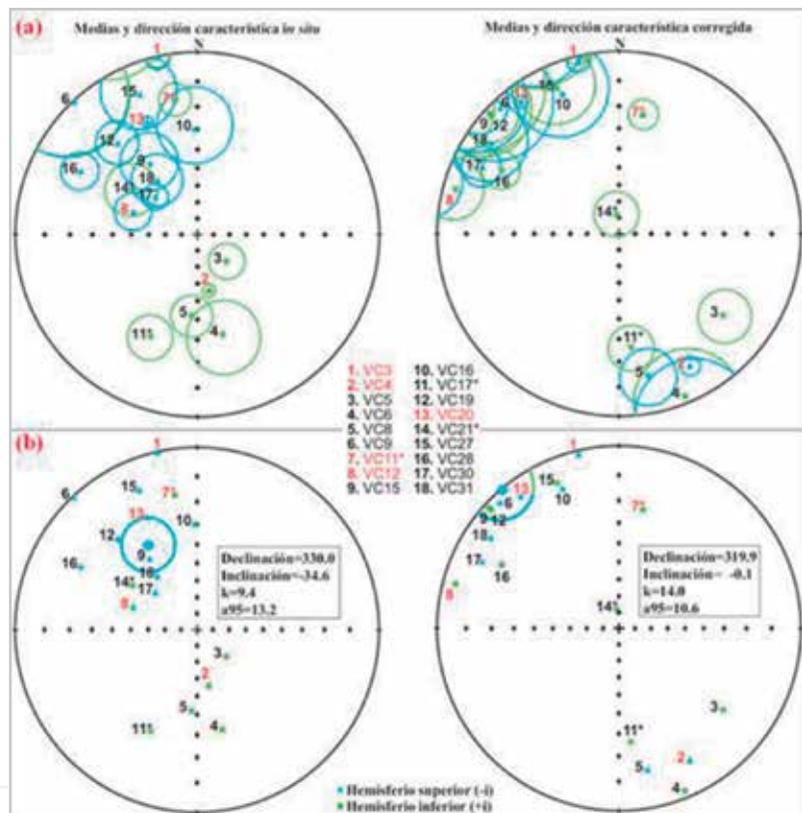


Figura 9.

A continuación se ilustra cómo se aplica la dirección característica obtenida para las formaciones Todos Santos y La Silla para cuantificar las rotaciones tectónicas experimentadas por el Bloque Maya. En el nivel más básico, el magnetismo se puede explicar como un par de cargas magnéticas que generan un dipolo magnético definido como momento dipolar magnético o momento magnético. Debido a que un momento magnético es definido por una

intensidad y dirección, representa un vector. Entonces también el campo magnético puede ser representado por un vector, **Figura 10**. La dirección del vector del campo geomagnético en la superficie del planeta Tierra se descompone en: H_v = componente vertical; H_h = componente horizontal; H_N = componente norte; H_E = componente este. D es el ángulo entre H_N y H_h . I es el ángulo entre H_h y el vector total del campo magnético H . Tomado de Butler, (1998).

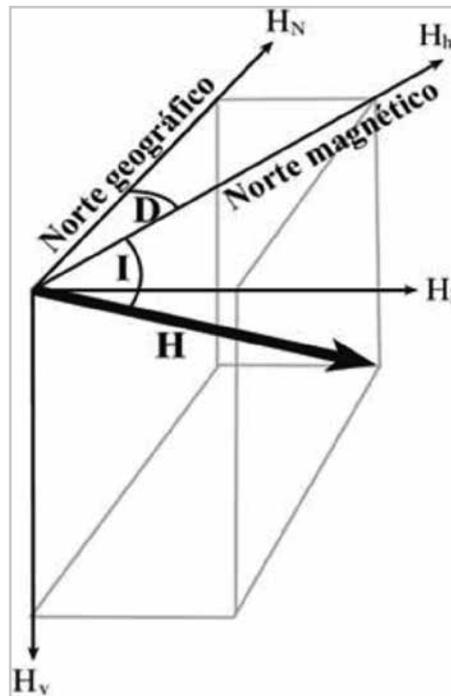


Figura 10.

En términos paleomagnéticos, el campo geomagnético puede ser modelado a través del concepto del dipolo geocéntrico axial (DGA). Este modelo sugiere que el campo geomagnético es producido por un dipolo magnético de origen magnetohidrodinámico generado en el núcleo del planeta Tierra, y el cual se alinea con el eje de rotación o la componente vertical H_v del campo, **Figura 10**. Debido a que el campo geomagnético es dinámico, esto resulta en variaciones en su intensidad y dirección, así como en cambios de polaridad normal a inversa y viceversa. Bajo el modelo del DGA, un polo magnético representa la componente vertical H_v del campo geomagnético para una localidad y tiempo específicos. Para describir el alineamiento axial de una localidad (p.e. un sitio de muestreo) temporalmente única con respecto al campo geomagnético, se han establecido dos tipos de polos magnéticos:

- 1) Polo geomagnético virtual (PGV), es la posición geográfica del polo de un dipolo geocéntrico calculado por mediciones que describen la dirección del vector que define al campo geomagnético en una localidad temporalmente única.
- 2) Un polo paleomagnético (paleopolo) es el promedio de un número estadísticamente confiable de PGVs de un área de muestreo, los cuales resultan en la posición geográfica del polo que representa el eje de rotación con respecto a dicha área. Para determinar un polo paleomagnético primero se calcula un PGV por sitio de muestreo, el cual resulta en el promedio de las direcciones del vector obtenidas de especímenes individuales de dicho sitio; después de calculados todos los sitios, el grupo de PGVs es utilizado para encontrar el paleopolo a través de la estadística de Fisher, (1953).

Idealizando un continente compuesto por un paquete de formaciones cuyas edades y sus correspondientes magnetizaciones están bien establecidas, se puede determinar un paleopolo para cada formación; donde cada paleopolo representa el polo de rotación al tiempo que la magnetización fue adquirida por cada formación. Dado que los paleopolos de cada formación del continente idealizado cubren el tiempo geológico profundo, se puede determinar el comportamiento del campo geomagnético. Esta curva se denomina como la Curva de Vagabundeo Polar Aparente (CVPA). La CVPA es una técnica desarrollada por Creer et al. (1954), para visualizar y presentar los datos paleomagnéticos de un continente que cubren el tiempo geológico profundo. Esencialmente es una progresión de paleopolos de distintas edades geológicas presentados como un solo diagrama sobre la red geográfica actual.

En la **Figura 11** tomada de Hagstrum (1993), se ejemplifica el caso de Norteamérica, cuyos paleopolos para el Neógeno caen cerca del actual norte geográfico, mientras que del Neógeno hacia el pasado los paleopolos, se alejan progresivamente del norte geográfico. Entonces, al comparar los paleopolos disponibles para el Bloque Maya con los paleopolos de referencia temporal de la CVPA para Norteamérica, se puede determinar la naturaleza, magnitud y cinemática de la inestabilidad del Bloque Maya para reconstruir la evolución tectónica del bloque. Para lograr esto se utilizó el modelo PEP (Polo Euler Paleomagnético) introducido por Gordon et al. (1984), para reconstruir la evolución tectónica del GdM en base a la cuantificación de rotaciones de eje vertical y desplazamientos latitudinales provistos por la técnica espacio-dirección desarrollada por Beck, (1976, 1980) y Demarest, (1983).

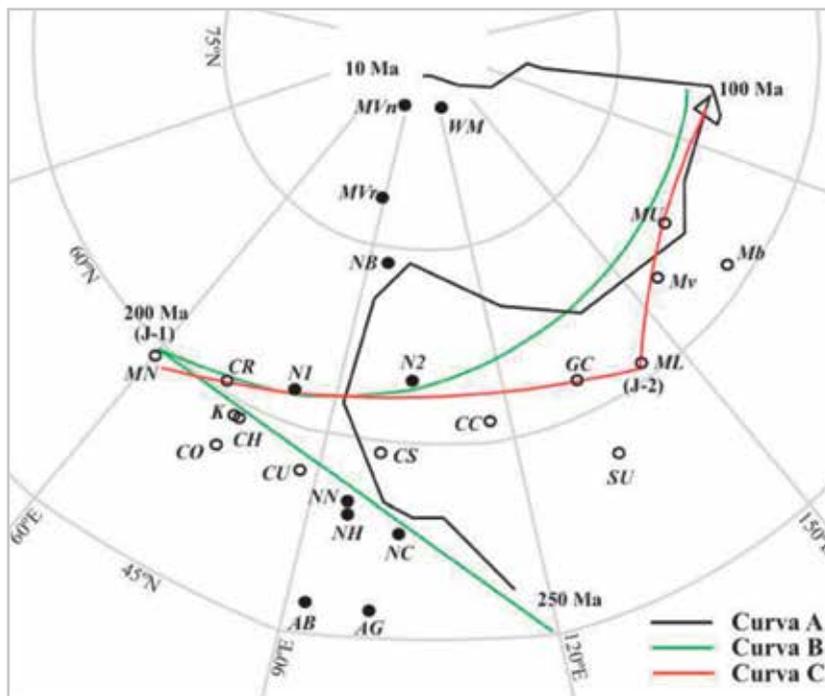


Figura 11.

El modelo PEP (Polo Euler Paleomagnético), introducido por Gordon et al. (1984), está basado en desplazamientos litosféricos evidenciados por la forma arqueada de las zonas de fractura, así como rastros de puntos calientes, los cuales implican que los desplazamientos litosféricos duran >10-20 Ma con respecto a un polo Euler, el cual está fijado contra el manto y eje de rotación, **Figura 12**. Cuando la rotación a través del ángulo Ω se hace con respecto a un polo Euler externo al bloque, éste es desplazado

latitudinalmente una distancia angular p hacia PP y además es rotado sobre un eje interno que produce un ángulo R (declinación paleomagnética). Tomado de Butler (1998). Además de inferir la naturaleza y cinemática de antiguos desplazamientos litosféricos, el método sirve el propósito de construir una CVPA donde el rastro que deja la curva representa la cinemática del desplazamiento del bloque sobre una placa litosférica continuamente rotada con respecto a un polo Euler.

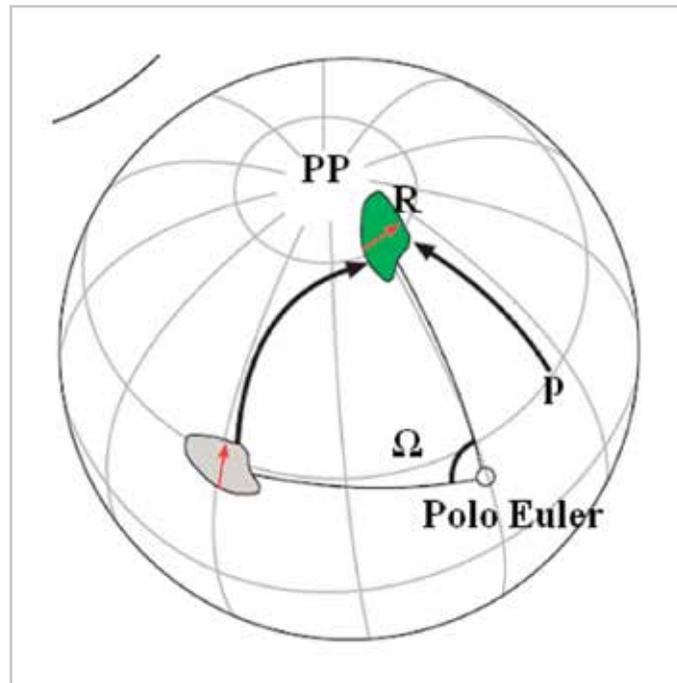


Figura 12.

Bajo la técnica espacio-dirección se compara la dirección esperada derivada a partir de un paleopolo de referencia en el cratón (I_x, D_x), contra la dirección obtenida en el área de estudio (I_o, D_o). Esta comparación resulta en los diferenciales de rotación de declinación R , así

como el aplanamiento de inclinación F , **Figura 13**. Una dirección obtenida que se desvíe significativamente de la dirección esperada se le denomina como una dirección paleomagnética discordante, y sugiere inestabilidad cortical con respecto al cratón.

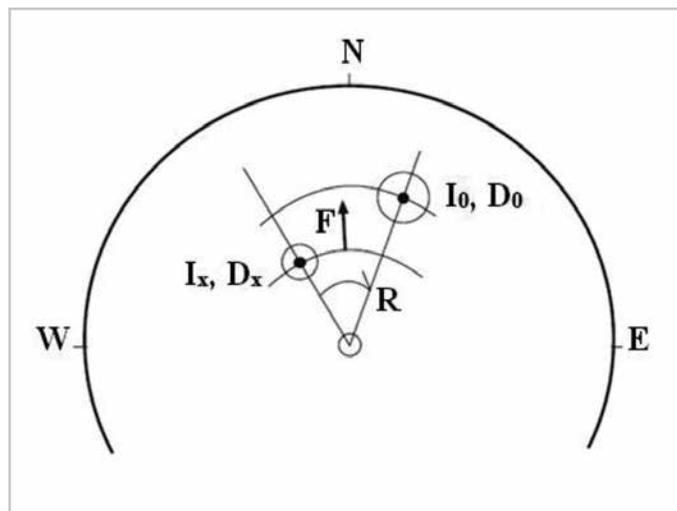


Figura 13.

Si la dirección obtenida no es estadísticamente diferenciable de la dirección esperada, se le llama dirección paleomagnética concordante, e implica estabilidad cortical con respecto al cratón. Por lo tanto, como se observa en la **Tabla 1**, se comparó el paleopolo calculado para la Formación Todos Santos de edad Toarciana-Calloviana (191-161 Ma), contra los siguientes polos de referencia: Formación Kayenta de

edad Pliensbachiana (195-190 Ma), ([Bazard and Butler, 1991](#)); la componente B del Newark Supergroup de edad Aleniana (~175 Ma) ([Witte and Kent, 1991](#)), la Formación Summerville de edad Calloviana (160-159? Ma), ([Steiner, 2003](#)), el polo compuesto de [Besse y Courtillot, \(2003\)](#), de edad Bajociana (~170 Ma) y finalmente, el paleopolo de la Formación San Ricardo de edad Titoniana (151-144? Ma), calculado por [Guerrero et al. \(1990\)](#).

Tabla 1. Resultados de rotación del paleopolo Todos Santos.

(I _x , D _x)	α95	R°	± ΔR	F°	± ΔF	Lat N°	Long E°
Kayenta						59.1	74.2
-26.6 / 007.3	2.4	-47.4	10.87	26.5	10.60	60.2	77.4
Componente B						74.0	96.0
0.3 / 357.8	2.6	-37.9	10.91	-0.4	10.68	62.5	95.6
B&C (2003)						75.5	110.1
5.0 / 354.6	2.6	-34.7	12.54	-5.1	11.41	62.7	102.1
Summerville						57.3	148.2
-3.0 / 332.0	6.0	-12.1	12.18	2.9	10.90	55.3	145.5
San Ricardo						69.8	160.0
17.5 / 340.6	3.0	-20.7	11.02	-17.6	10.97	59.9	130.9

(I_x, D_x) = Dirección esperada calculada con respecto al área de muestreo en Chiapas. α95 = intervalo de confianza. Lat N° / Long E° = paleopolo. Lat N° / Long E° = paleopolo Todos Santos rotado con respecto a polo Euler de [Wawrzyniec et al. \(2003\)](#) después de aplicar R° calculada.

Tabla 2. Paleopolos de la CVPA para el Bloque Maya.

Paleopolo	Magnetización	n	k	α95	Lat N°	Long E°
Macizo de Chiapas	Triásica Sup.	12	15.4	11.4	-9.4	179.0
Montañas Maya, Bel.	Triásica Sup.	2	27.4	4.3	-16.8	186.2
Todos Santos, Oax.	Jurásica Inf.	4	56.8	12.3	22.6	170.6
Todos Santos, Chis.	Jurásica Inf-Med.	15	14.0	10.6	47.3	159.8
San Ricardo	Jurásica Sup.	89	25.4	3.0	69.8	160.0

De los resultados mostrados en la **Tabla 1** se corrobora cuantitativamente que la dirección observada es claramente discordante ($R > \Delta R$ y/o $F > \Delta F$) con respecto a las direcciones esperadas, lo que indica inestabilidad cortical con respecto al cratón norteamericano. Además, debido a que **R** es negativa implica una rotación antihoraria. La naturaleza antihoraria de esta rotación es reflejada por la cinemática lateral derecha que acomodó el desplazamiento latitudinal del BM a lo largo de la transformante Tehuantepec. En

la **Figura 14** pueden observarse estas relaciones al estar graficados los paleopolos de la **Tabla 1** contra la CVPA de Norteamérica, (Van der Voo (1990) y Besse y Courtillot, (2003). Pero además, se grafican los paleopolos, **Tabla 2**, pertenecientes a la columna estratigráfica del BM para así construirle una CVPA donde se observa la progresión temporal, (del Triásico Superior al Jurásico Superior), del eje de rotación del campo geomagnético correspondiente al BM.

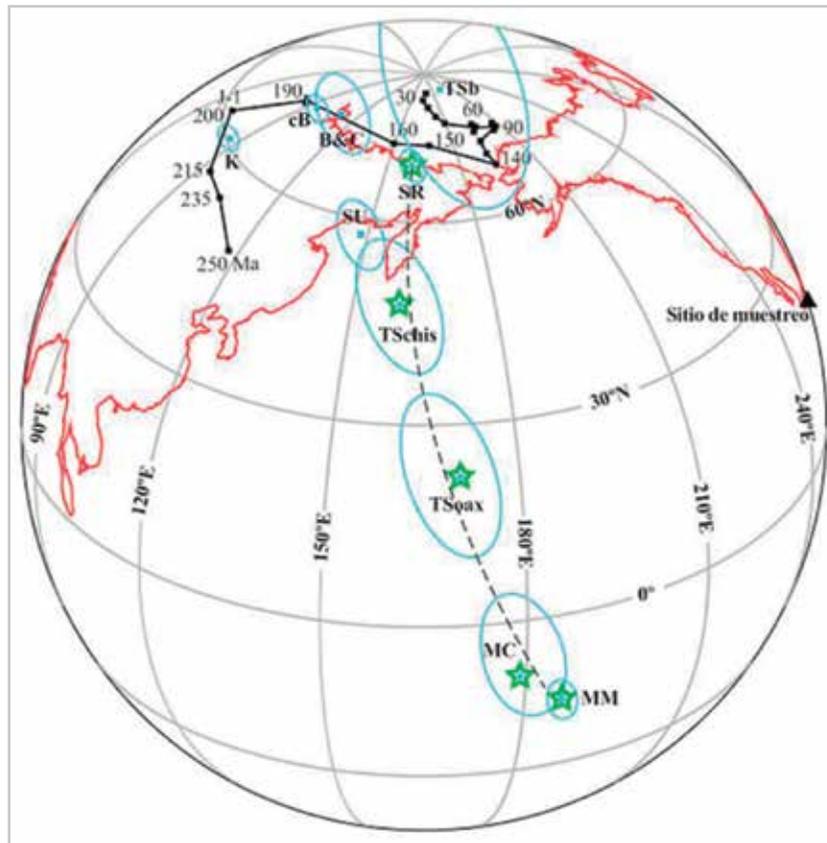


Figura 14. Curvas de vagabundejo polar aparente para Norteamérica (línea y paleopolos negros sólidos) y el Bloque Maya (línea negra punteada y paleopolos con estrellas). Paleopolos con sus respectivos intervalos de confianza: Besse y Courtillot (B&C), Newark-Componente B (cB), Kayenta (K), Summerville (SU), San Ricardo (SR), Todos Santos Chiapas (TSchis), Todos Santos Componente B (TSb), Todos Santos Oaxaca (TSoax), Montañas Maya (MM) y el Macizo de Chiapas (MC).

La comparación de las direcciones de los paleopolos con sus respectivas direcciones temporales de referencia indican discordancias antihorarias de $\sim 105^\circ$ para el Triásico tardío, $\sim 60^\circ$ para el Jurásico temprano en Oaxaca, $\sim 40^\circ$ para el Jurásico temprano-medio en Chiapas y finalmente, discordancias negligibles para el Jurásico tardío en Chiapas, sugiriendo la culminación de las rotaciones, la normalización de la CVPA del BM con la CVPA de Norteamérica y por lo tanto, estabilidad cortical del BM con respecto al interior cratónico de Norteamérica a partir del Cretácico. Como puede verse en la **Figura 15** modificada de Wawrzyniec (2003), al calcularse una rotación de $\sim 40^\circ$ para el sitio lat $N^\circ 16$ / long $W^\circ 93$ (que representa el área

de muestreo) con respecto al polo Euler de Wawrzyniec et al. (2003), obtenemos una posición de $\sim \text{lat } N^\circ 29.7$ / long $W^\circ 98.6$ que reconstruye la porción meridional del BM, a una posición intermedia entre la desembocadura del Río Bravo y la ciudad de San Antonio, Texas, lo cual efectivamente cierra y reconstruye la cuenca del GdM previa a su apertura. Esto implica la paleoposición del Macizo de Chiapas, que se encontraba al suroeste del Levantamiento Marathon, implicando que el límite de la Plataforma de Yucatán empalmaba con corteza distendida al pie del lineamiento Ouachita-Marathon, por lo cual, el Bloque Maya se encontraba en el interior de Texas y Arkansas, **Figura 15**.

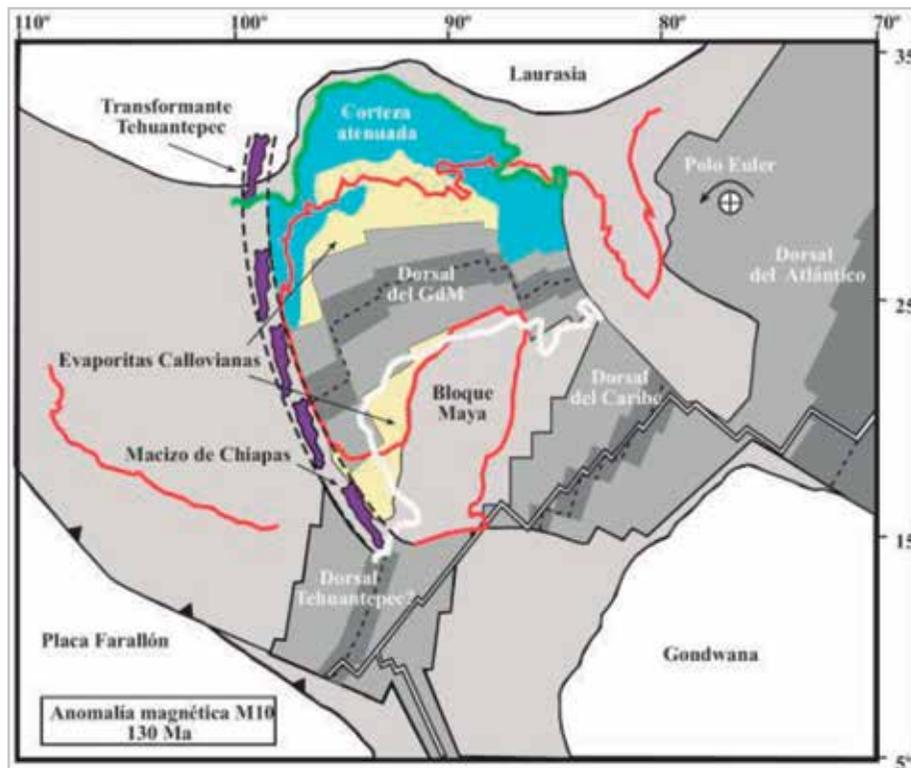


Figura 15

Conclusiones

1. Basándonos en los zircones detríticos, la edad relativa de la Formación Todos Santos abarca del Jurásico Inferior al Jurásico Medio (199-161 Ma). Pero al considerar la edad absoluta como Sinemuriana del Jurásico Inferior (191 Ma) obtenida de la litofacies volcánica sobre la cual descansan lechos rojos, definimos una edad máxima de deposición, mientras que el zircón detrítico más joven (161 Ma) define la edad mínima relativa de deposición para dicha formación.
2. Los diferentes grupos de la litofacie volcánica presentan concentraciones de elementos traza típicos de magmas de arco, entonces interpretamos que estas rocas fueron emplazadas en un ambiente de tectónica convergente por subducción. Esta conclusión aunada a la edad absoluta obtenida en este estudio, así como a las aportaciones de datos temporales por parte de otros investigadores, permiten sugerir que el volcanismo en Chiapas tiene un rango temporal que abarca del Jurásico Inferior al Medio. Por lo tanto, se interpreta que tanto la litofacies volcánica, como la Formación Nazas están relacionadas genética- y temporalmente con la subducción del remanente de la placa Mezcalera en el margen occidental de Pangea.
3. La coincidencia espacio-temporal del magmatismo Nazas con los volcánicos del BM implican que la cuenca del GdM no solamente se comportó como una cuenca de margen divergente, sino que también debe ser considerada como una cuenca intra-arco al coincidir el BM (así como la región circum-GdM) en espacio y tiempo con una posición paleogeográfica donde pudiese ser afectado por el magmatismo del arco Nazas. El mecanismo rift-drift que permitió dicha coincidencia paleogeográfica fue heredado del desmembramiento de Pangea y aprovechado por la incipiente rotación antihoraria del BM a lo largo de la Transformante Tehuantepec.
4. Los experimentos de desmagnetización en los especímenes de las Formaciones La Silla y Todos Santos respondieron bien a la desmagnetización termal, pero no así a la desmagnetización por campos alternos, sugiriendo que una fase ferromagnética de alta coercitividad como la hematita, sea la portadora principal de la MRN.

5. La dirección característica de polaridad dual, dirigida al noroeste y someramente para arriba (inclinación negativa), fue calculada de las componentes primarias de alta estabilidad (600-680°C) de 17 sitios y corroborada parcialmente por las pruebas de estabilidad, las cuales indican que la adquisición de las magnetizaciones (MTR para la litofacies volcánica y MDR para la litofacies Todos Santos) ocurrieron en un periodo de volcanismo y sedimentación de ~27 Ma del Jurásico Inferior al Jurásico Medio. Así mismo, la dirección post-plegamiento, calculada de componentes secundarias de baja estabilidad (240-480°C) se interpretó como adquirida a consecuencia del desarrollo del CPN en el Mioceno.
6. En conclusión, los datos paleomagnéticos para ambas litofacies soportan rotaciones antihorarias de ~40°, confirman el desplazamiento latitudinal hacia el sureste del Bloque Maya a lo largo de un sistema transcurrente de fallamiento dextral, y sugieren que las magnetizaciones son anteriores y potencialmente coetáneas a la etapa de deriva (drift) del BM durante la apertura del GdM.

Referencias

- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M. y Torres-Hernández, J.R. 1999. Tectonic Setting of Pre-Oxfordian Units from North Central and Northeastern Mexico: A Review. En *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, eds. C. Bartolini, J.L. Wilson y T.F. Lawton, Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 340. <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.197>.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M. et al. 2008. The Early Mesozoic Volcanic Arc of Western North America in Northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* **25** (1): 49-63. [doi:10.1016/j.jsames.2007.08.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.003).
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T. 2003. Geochronology, Geochemistry and Tectonic Setting of the Mesozoic Nazas Arc in North-Central Mexico, and its Continuation to North South America. En *The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*, eds. C. Bartolini, R.T. Buffler, J.F. Blickwede, 427-461, Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Vol. 79.
- Bazard, D.R. y Butler, R.F. 1991. Paleomagnetism of the Chinle and Kayenta Formations, New Mexico and Arizona. *J. Geophys. Res.* **96** (B6): 9847-9871. <http://dx.doi.org/10.1029/91JB00336>.
- Beck Jr., M.E. 1976. Discordant Paleomagnetic Pole Positions as Evidence of Regional Shear in the Western Cordillera of North America. *American Journal of Science* **276**: 694-712. <http://www.ajsonline.org/content/276/6/694.full.pdf> [Fecha de acceso 15 de mayo 2014].
- Beck Jr., M.E. 1980. Paleomagnetic Record of Plate Margin Tectonic Processes Along the Western Edge of North America. *J. Geophys. Res.* **85** (B12): 7115-7131. <http://dx.doi.org/10.1029/JB085iB12p07115>.
- Besse, J. y Courtillot, V. 2003. Correction to "Apparent and True Polar Wander and the Geometry of the Geomagnetic Field Over the Last 200 Myr". *J. Geophys. Res.* **108** (B10): 2469. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002684>.
- Bird, D.E. y Burke, K. 2006. Pangea Breakup: Mexico, Gulf of Mexico, and Central Atlantic Ocean. Society of Exploration Geophysicists 76th Annual International Meeting and Exposition, 1013-1016. http://www.birdgeo.com/Bird_Burke_SEG2006.pdf [Fecha de acceso 13 de enero 2014].
- Bird, D.E., Burke, K., Hall, S.A. et al. 2005. Gulf of Mexico Tectonic History: Hotspot Tracks, Crustal Boundaries, and Early Salt Distribution. *AAPG Bulletin* **89** (3): 311-328. <http://large.stanford.edu/publications/coal/references/docs/311.pdf> [Fecha de acceso 10 de febrero 2014].
- Blair, T.C. 1987. Tectonic and Hydrologic Controls on Cyclical Alluvial Fan, Fluvial, and Lacustrine Rift-Basin Sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* **57** (5): 845-862. <http://www.geociencias.unam.mx/~rmolina/documents/Blair1987.pdf> [Fecha de acceso 10 de febrero 2014].
- Blair, T.C. 1988. Mixed Siliciclastic-Carbonate Marine and Continental Syn-Rift Sedimentation, Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo Formations, Western Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* **58** (4): 623-636. <http://dx.doi.org/10.1306/212F8E09-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Butler, R.F. 1998. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*, electronic edition. <http://www.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmresource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf> [Fecha de acceso 10 de febrero 2014].

- Campa, M.F. y Coney, P.J. 1983. Tectono-Stratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20** (6): 1040-1051. <http://dx.doi.org/10.1139/e83-094>.
- Castro-Mora, J., Schlaepfer, C.J. y Martínez Rodríguez, E. 1975. Estratigrafía y Microlitofacias del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **27** (1-3): 1-103. http://www.amgp.org/ws/articulos/1975/1975_Ene_Mzo_01.pdf [Fecha de acceso 11 de noviembre 2013].
- Creer, K.M., Irving, E. y Runcorn, S.K. 1954-1955. The Direction of the Geomagnetic Field in Remote Epochs in Great Britain. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* **6** (4): 163-168. <http://dx.doi.org/10.5636/jgg.6.163>.
- Demarest Jr., H.H. 1983. Error Analysis for the Determination of Tectonic Rotation from Paleomagnetic Data. *J. Geophys Res.* **88** (B5): 4321-4328. <http://dx.doi.org/10.1029/JB088iB05p04321>.
- Dickinson W.R. y Lawton, T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous Assembly and Fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin* **113** (9): 1142-1160. <http://gsabulletin.gsapubs.org/content/113/9/1142.full.pdf> [Fecha de acceso 08 de enero 2014].
- Dickinson, W.R. y Lawton, T.F. 2001b. Tectonic Setting and Sandstone Petrolitofacias of the Bisbee Basin (USA-Mexico). *Journal of South American Earth Sciences* **14** (5): 475-504. <http://www.geociencias.unam.mx/~rmolina/documents/dickinson-lawton-bisbee.pdf> [Fecha de acceso 25 de enero 2014].
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a Sphere. *Royal Society of London Proceedings A* **217** (1130): 295-305. <http://dx.doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>.
- Garrison, J.M. y McMillan, N.J. 1999. Jurassic Continental Rift Magmatism in Northeast Mexico: Allogenic Metaigneous Blocks in the El Papalote Evaporite Diapir, La Popa Basin, Nuevo León, Mexico. En *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, eds. C. Bartolini, J.L. Wilson, J. L. y T.F. Lawton, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340. <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.319>.
- García-Palomo, A., Macías, J.L. y Espíndola, J.M. 2004. Strike-Slip Faults and K-Alkaline Volcanism at El Chichón Volcano, Southeastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **136** (3-4): 247-268. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2004.04.001](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.04.001).
- Gordon, R.G., Cox, A. y O'Hare, S. 1984. Paleomagnetic Euler Poles and the Apparent Polar Wander and Absolute Motion of North America Since the Carboniferous. *Tectonics* **3** (5): 499-537. <http://dx.doi.org/10.1029/TC003i005p00499>.
- Guerrero, J.C., Herrero-Bervera, E. y Helsley, C.E. 1990. Paleomagnetic Evidence for Post-Jurassic Stability of Southeastern México: Maya Terrane. *J. Geophys Res.* **95** (B5): 7091-7100. <http://dx.doi.org/10.1029/JB095iB05p07091>.
- Hagstrum, J.T. 1993. North American Jurassic APW: The Current Dilemma. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **74** (6): 65, 68-69. <http://dx.doi.org/10.1029/93EO00085>.
- Hall, S.A. y Najmuddin, I.J. 1994. Constraints on the Tectonic Development of the Eastern Gulf of Mexico Provided by Magnetic Anomaly Data. *J. Geophys Res.* **99** (B4): 7161-7175. <http://dx.doi.org/10.1029/93JB02570>.
- Hanchar, J.M. y Hoskin, W.O., eds. 2003. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry: Zircon*. Chantilly, Virginia: Mineralogical Society of America-Geochemical Society, Vol. 53.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. et al. 1993. Mantle and Slab Contributions in ARC Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **21**: 175-204. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ea.21.050193.001135>.
- Kirschvink, J.L. 1980. The Least-Squares Line and Plane and Analysis of Paleomagnetic Data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **62**: 699-718. http://web.gps.caltech.edu/~jkirschvink/pdfs/least_squares_TypoFixed.pdf [Fecha de acceso 18 de enero 2014].
- Marton, G. y Buffler, R.T. 1994. Jurassic Reconstructions of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review* **36** (6): 545-586. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819409465475>.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M. et al. 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* **284** (5414): 616-618. <http://dx.doi.org/10.1126/science.284.5414.616>.

- Meneses-Rocha, J.J. 2001. Tectonic Evolution of the Ixtapan-Graben, an Example of a Strike-Slip Basin of Southern Mexico: Implications for Regional Petroleum Systems. En *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*, eds. C. Bartolini, R.T. Buffler, A. Cantú-Chapa, 183-216, Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Vol. 75. http://www.geociencias.unam.mx/~rmolina/documents/meneses-aapg_2001.pdf [Fecha de acceso 30 de enero 2014].
- Mickus, K., Stern, R.J., Keller, G.R., et al. 2009. Potential Field Evidence for a Volcanic Rifted Margin Along the Texas Gulf Coast. *Geology* **37** (5): 387-390. <https://www.utdallas.edu/~rjstern/pdfs/MickusGeology09.pdf> [Fecha de acceso 13 de febrero 2014].
- Molina-Garza, R.S., Van Der Voo, R. y Urrutia-Fucugauchi, J. 1992. Paleomagnetism of the Chiapas Massif, Southern Mexico: Evidence for the Rotation of the Maya Block and Implications for the Opening of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin* **104**: 1156-1168. <http://www.geociencias.unam.mx/paleomagnetismo/archivos/molinaetal1992.pdf> [Fecha de acceso 25 de enero 2014].
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L. y Speed, R.C. 1994. Phanerozoic Tectonic Evolution of Mexico, En *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*, ed. R.C. Speed, 265-306, Boulder, Colorado: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary, Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series.
- Pindell, J.L. 1985. Alleghanian Reconstruction and Subsequent Evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics* **4** (1): 1-39. http://www.tectonicanalysis.com/site/downloads/Pindell85_Alleghanian_Reconstruction_Gulf_Mexico.pdf [Fecha de acceso 12 de enero 2014].
- Salvador, A. 1987. Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bulletin* **71**: 419-451.
- Sapper, K. 1894. *Grundzüge der Physikalischen Geographie von Guatemala*. Gotha: J. Perthes.
- Steiner, M.B. 2003. A Cratonic Middle Jurassic Paleopole: Callovian-Oxfordian Stillstand (J-2 Cusp), Rotation of the Colorado Plateau, and Jurassic North American Apparent Polar Wander. *Tectonics* **22** (3): 1-21. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC001284>.
- Van der Voo, R. 1990. Phanerozoic Paleomagnetic Poles from Europe and North America and Comparisons with Continental Reconstructions. *Reviews of Geophysics* **28** (2): 167-206. <http://dx.doi.org/10.1029/RG028i002p00167>.
- Wawrzyniec, T.F., Aranda-García, M., Meneses-Rocha, J. et al. 2003. Jurassic Opening of the Gulf of Mexico and the Apparent Cenozoic Segmentation of the Maya Block. *Geological Society of America Abstracts with Programs* **35** (6): 88.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M. et al. 2005. A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. *International Geology Review* **47** (5): 509-529. <http://dx.doi.org/10.2747/0020-6814.47.5.509>.
- White, W.M. 2013. *Geochemistry*. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons.
- Winker, C.D. y Buffler, R.T. 1988. Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). *AAPG Bulletin* **72** (3): 318-346.
- Witte, W.K. y Kent, D.V. 1991. Tectonic Implications of a Remagnetization Event in the Newark Basin. *J. Geophys. Res.* **96** (B12): 19569-19582. <http://dx.doi.org/10.1029/91JB01866>.
- Zijderveld, J.D.A. 1967. A.D. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. En *Methods in Paleomagnetism*, eds. D.W. Collison, K.M. Creer y S.K. Runcorn, 245-286. Amsterdam: Elsevier.

Semblanza de los autores

Antonio Godínez Urban

Obtuvo su Licenciatura en Geología por la Universidad de Indiana en 1999 y su Maestría en Geología Estructural y Tectónica por la Universidad Nacional Autónoma de México -Campus Juriquilla- en diciembre del 2009. Actualmente se desempeña como Petrofísico para la Compañía Schlumberger.

Roberto S. Molina Garza

Doctorado en Geología por la Universidad de Michigan en 1991. Investigador Titula “B” en la Unidad de Investigación de Ciencias de la Tierra, Campus Juriquilla. Su investigación se centra en el paleomagnetismo aplicado a problemas de tectónica y reconstrucciones paleogeográficas, la magnetostratigrafía, y la evolución tectónica de México, el Caribe y la Cordillera del oeste de Norte América.

Tim Wawrzyniec (†)

Doctorado por la Universidad de Nuevo México. Fallecido en el 2014, trabajó, entre otras cosas, en proyectos de imágenes sísmicas patrocinados por Pemex. Será recordado por compartir su vasto conocimiento y por ser un gran ser humano.

Tim Lawton

Doctorado en Geología por la Universidad de Arizona en 1983. Investigador Titulado “B” en la Unidad de Investigación de Ciencias de la Tierra, Campus Juriquilla. Sus intereses se centran en el amplio campo de tectónica y sedimentación, particularmente con respecto a la interacción de estructuras geológicas y la sedimentación.