



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Centro de Geociencias

**PALEOMAGNETISMO DE ROCAS JURÁSICAS EN EL BLOQUE
OAXAQUIA: IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS PARA PANGEA
ECUATORIAL**

TESIS

Que para optar por el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra
(Física de la Tierra Solida)

Presenta

Eduer Giovanni Nova Rodríguez

Tutor:

Dr. Roberto Stanley Molina Garza
Centro de Geociencias UNAM.

Miembros del Comité Tutor:

Dra. Cecilia Caballero Miranda, Instituto de Geofísica Ciudad Universitaria UNAM
Dr. Harald Böhnel. Centro de Geociencias UNAM
Dr. Timothy Lawton Centro de Geociencias UNAM
Dr. Rafael Barboza Gudiño Universidad Autónoma de San Luis Potosi

Juriquilla, Santiago de Querétaro, Enero 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a CONACYT y al estado México en general por brindarme el apoyo necesario para llevar a un puerto seguro este objetivo de vida en este último par de años. A la Universidad Nacional Autónoma de México y especialmente a la personal del CGEO en Juriquilla por el apoyo en todas las fases de este proyecto, un agradecimiento especial a Martha Pereda por su incondicional y constante apoyo a los estudiantes del posgrado y sobretodo con los extranjeros como yo.

Comentarios y sugerencias de los sinodales fueron de gran ayuda para mejorar este manuscrito; un especial agradecimiento a Roberto Molina Garza por confiar en mi y apoyarme en el desarrollo de la tesis y mi estancia estos años en México. Al profesor John Geissman de la Universidad de Texas en Dallas por permitirme tener acceso a su magnífico laboratorio de Paleomagnetismo y poder realizar varios análisis de las muestra en Geociencias. Al profesor Tim Lawton por sus grandiosas lecciones de sedimentología y especialmente el sentido verdadero de la investigación científica en Geociencias.

El apoyo y amor incondicional de mi familia fue sustancialmente importante durante estos años de estancia en México, de manera especial por parte de mi Mamá, Papá, mis hermanos y sobrinos, los contantes mensajes y llamadas fueron muy importantes para sentir que los tenia cerca. A Carolina Rodríguez, a pesar de las circunstancias su apoyo también fue importante en este proyecto.

Finalmente quisiera agradecer a mis amigos y compañeros del CGEO, las fiestas, viajes y discusiones con muchos de ellos fueron una gran motivación para realizar este trabajo. Un abrazo especial a Jose Duque, Maria Isabel, Paco Ruiz, Daniele Dell'Erba, Paola Botero, Myrna, Berlaine, Ivan, Rosario (Chayito) y Daniela. A Violeta Nava por acompañarme en muchas cervezas y excelente amiga para conversar y viajar. Por último a Paola Montaña, amiga del alma que me acompañó durante este proyecto en todo momento, un beso y abrazo grande a ella.

TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABLAS	iii
RESUMEN	iv
Capítulo 1. INTRODUCCION	1
1.1. Objetivo	1
Capítulo 2. MARCO GEOLOGICO	2
2.1 Formación Nazas	3
2.2 Formación La Boca	7
2.3 Formación La Joya	9
2.4 Resultados Previos de Paleomagnetismo	11
Capítulo 3. METODOS	13
Capítulo 4. RESULTADOS	14
Capítulo 5. DISCUSION	23
5.1 Implicaciones Tectónicas y Paleogeográficas	26
Capítulo 6. CONCLUSIONES	34
6.1 Consideraciones Finales	34
Capítulo 7. REFERENCIAS	36

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa regional de México con sus características fisiográficas y tectónicas. Modificado de Sedlock *et al.* (1993). 2
- Figura 2.** Mapa Geológico de la Sierra Madre Oriental entre los estados de San Luis Potosí y Tamaulipas. Tomado y Modificado de Barboza-Gudiño *et al.* (2008). 3
- Figura 3.** Mapa Geológico del área de Charcas, los puntos rojos representan los sitios paleomagnéticos muestreados. Tomado y Modificado de Barboza-Gudiño *et al.*, (2010) y Zavala-Monsiváis *et al.* (2012). 4
- Figura 4.** Correlación Cronoestratigráfica del Triásico Superior-Jurásico Medio para el Bloque Oaxaquia, Bloque Maya y los Andes del Norte. 6
- Figura 5.** Mapa Geológico del valle de Huizachal, los puntos rojos representan los sitios paleomagnéticos muestreados. Tomado y Modificado de Rubio-Cisneros *et al.* (2011) y Gorka (2002) 8
- Figura 6.** Mapa Geológico del área de Real de Catorce, los puntos rojos representan lo sitios paleomagnéticos muestreados. Tomado y Modificado de Barboza-Gudiño *et al.* (2004) 10
- Figura 7.** Resultados AMS de las medias de los sitios enlistados en la Tabla 2, correspondientes a las lavas de la Formación Nazas en Charcas. Los cuadrados son direcciones de K1, triángulos K2 y círculos K3. La media se muestra con un símbolo de mayor tamaño. Proyecciones en el hemisferio inferior. La línea roja es el plano de foliación magnética. Abajo se muestra grafica de grado de anisotropía vs. susceptibilidad media y el parámetro de forma T vs. grado de anisotropía. 17
- Figura 8.** Diagramas de Zijderveld A) Formación Nazas (área Charcas), B) y C) Formación La Boca (área Huizachal), D) E y F) Formación La Joya (área Real de Catorce). G) H) Formación La Joya (área Huizachal) I) Diagrama de igual área para la Formación La Joya (área Huizachal) mostrando circulo mayor entre 250°C y 660°C. Números en la horizontal indican las temperaturas (°C) o las coercividades (mT) a las que fue medida la remanencia magnética de las rocas. Flechas rojas en la horizontal indican componentes aisladas en los diferentes sitios. 21
- Figura 9.** Resultados de la prueba de pliegue (DC-Test, Ekin. 2003) para los sitios RC-11 a RC-17 (Puntos rojos) de la Formación La Joya. A) Prueba de DC-test para la componente B. B) Prueba de DC-test para la componente C. El valor c representa el ángulo entre la dirección media in situ y la dirección media corregida estructuralmente por la relación angular entre las direcciones medias in situ y corregidas por buzamiento. El valor d es una proyección del arco entre las direcciones medias in situ y la dirección media in situ sobre el arco usado para calcular el valor c. El área sombreada representa la región del 95% de confianza. 22
- Figura 10.** Diagramas de igual área para el componente de intermedia temperatura B en las formaciones La Boca y La Joya. Símbolos cerrados (abiertos) representan inclinaciones positivas (negativas). Símbolos rojos representan direcciones medias con su respectivo cono de confianza. 24
- Figura 11.** Diagramas de igual área para el componente de alta temperatura C en las formaciones Nazas, La Boca y La Joya. Símbolos cerrados (abiertos) representan inclinaciones positivas (negativas). Símbolos rojos representan direcciones medias. 25
- Figura 12.** Diagramas del borrado característico para minerales como Hematita (termal) y de magnetita (Campos Alternos) en muestras de las formaciones la Boca y Nazas respectivamente. 26
- Figura 13.** Fotomicrografía del sitio HUI-28 correspondiente a la Formación La Joya, en la cual se observa magnetita anhedral (**mgt**), Hematita detrítica subhedral (**Hmt-Dtr**) con reflejos internos en sus fracturas. Luz polarizada plana (Izquierda), luz polarizada cruzada (centro), luz reflejada cruzada (Derecha). 27

-
- Figura 14.** Fotomicrografía del sitio HUI-37 correspondiente a la Formación La Joya en luz reflejada cruzada, la cual muestra magnetitas reemplazadas por Martita (**Mrta**), con texturas esqueléticas (Izquierda) y rellenando espacio intersticial (Derecha). **27**
- Figura 15.** Fotomicrografía del sitio HUI-34 correspondiente a la Formación La Joya, en la cual se observa hematita anhedral (Hmt) rellenando espacio intersticial, Cuarzo anhedral (Qz) y Calcita (Calc) como cemento primario. Luz polarizada plana (Izquierda), luz polarizada cruzada (centro), luz reflejada cruzada (Derecha). **28**
- Figura 16.** Curva de vagabundeo polar aparente para Norteamérica (APWP). Números indican edades en Ma. **30**
- Figura 17.** Imagen STRM de la Sierra Madre Oriental con los estimativos de acortamiento para tres secciones estructurales y el área del Rellano de Potosí (Potosí Recess), Tomado y Modificado de Zachary (2012). **33**
- Figura 18.** Cambios paleolatitudinales para el Bloque Oaxaquia durante el Jurásico a Cretácico Inferior **35**
- Figura 19.** Reconstrucción Paleogeográfica para Pangea Occidental durante el Jurásico Inferior (Izquierda) y el Calloviense (Jurásico Medio) (Derecha), Norteamérica se mantiene fijo. **37**

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.	Resultados Paleomagnéticos previos en rocas de las Formaciones Nazas, La Boca y La Joya.*Esta unidad en la localidad de la Muralla corresponde actualmente a una formación del Cretácico Inferior en la cuenca de Sabinas y no estrictamente al Grupo Huizachal	12
Tabla 2.	Resultados de AMS en los sitios analizados para la Formación Nazas. n= Numero de especímenes analizados Km= susceptibilidad magnética media para cada sitio.	15
Tabla 3.	Datos Paleomagnéticos y parámetros estadísticos para las formaciones Nazas, La Boca y La Joya. Dd (Dirección de Buzamiento), N (Número Total de sitios), n (Número de sitios donde se aislo componente), Dc (Declinación), Inc (Inclinación). Las direcciones con valores de $\alpha_{95} > 20^\circ$ y $k < 10$ no se le calculó corrección estructural ni se le asigna componente, estas direcciones se descartaron por su alta dispersión en el cálculo de las direcciones media.	17
Tabla 4.	Direcciones medias para los componente B y C para las formaciones Nazas, La Boca y La Joya. N (Número Total de sitios), Dec (Declinación), Inc (Inclinación) con 100% de unfolding luego de la corrección estructural.	21
Tabla 5.	Paleopolos utilizados para la construcción de la curva de vagabundeo polar aparente (APWP) de Norteamérica y Suramérica combinadas.	27
Tabla 6.	Parámetros de rotación R (Rotation) y F (Flattening) para las direcciones medias de alta temperatura en las formaciones Nazas, La Boca y La Joya.	30

RESUMEN

La evolución tectónica del bloque Oaxaquia durante el Jurásico está asociada con dos eventos importantes, el rompimiento de Pangea y la subsecuente formación del Golfo de México. Estos eventos han sido registrados en una secuencia volcano-sedimentaria compuesta de rocas volcánicas (Formación Nazas) asociadas a un arco continental y depósitos de lechos rojos relacionados a una cuenca de rift (formaciones La Boca y La Joya). Con el objetivo de documentar cambios paleolatitudinales y rotaciones regionales relacionadas a estos eventos dentro del bloque Oaxaquia; se realizó un análisis paleomagnético en las formaciones Nazas (Jurásico Inferior), La Boca (Jurásico Inferior a Medio) y La Joya (posiblemente Bathoniano-Calloviano) que afloran en la mesa Central y en la Sierra Madre Oriental.

En este trabajo se muestran resultados paleomagnéticos procedentes de 43 sitios de los 48 muestreados. Análisis de los diagramas de Zijderveld permiten interpretar tres componentes, uno de bajas temperaturas y/o coercividades denominado componente A, otro componente de intermedias temperaturas (B) y finalmente un tercer componente de altas temperaturas (C). Las direcciones del componente A corresponden con el campo magnético presente; las direcciones del componente B negativas hacia el sureste son secundarias, y están asociadas con eventos de deformación dentro de la Sierra Madre Oriental. Las direcciones del componente C son primarias, positivas someras hacia el norte (Formación La Boca), hacia el noreste (Formación Nazas) y hacia el este-sureste (Formación La Joya-Valle Huizachal). Sin embargo, en los resultados de la Formación La Joya en la localidad de Real de Catorce, el componente C es secundario con direcciones hacia el norte positivas.

Con base en los anteriores resultados, se calcularon direcciones medias para cada unidad litológica. Luego de la corrección estructural, la dirección media característica del componente C para la Formación Nazas es $Dec=20.9$ $Inc=9$ $\alpha_{95}=7.8$ $k=75.6$ $n=6$, para la Formación La Boca es $Dec=358.1$ $Inc=-9.5$ $\alpha_{95}=17.7$ $k=15.3$ $n=6$ y para la Formación La Joya es $Dec=101.2$ $Inc=7.1$ $\alpha_{95}=14.9$ $k=14.9$ $n=8$. Para determinar la existencia de rotaciones y cambios paleolatitudinales se construyó una curva de vagabundeo polar aparente en el lapso Jurásico a Cretácico Inferior, usando solo polos de Norteamérica y de Suramérica rotados a coordenadas de Norteamérica. En consecuencia, si se calculan rotaciones a estas formaciones; en la Formación La Joya la rotación es horaria $117.8^{\circ}\pm 13^{\circ}$; si se corrige el valor de esta rotación de la Formación La Joya a la Formación La Boca, tendría una dirección media de $D=239.5$ e $I=-12.8$, y asumiendo una magnetización de polaridad reversa la rotación es horaria de 76.5° ; finalmente, en la Formación Nazas la rotación es $30.2^{\circ}\pm 8^{\circ}$. Estas rotaciones se han interpretado como rotaciones locales sobre ejes verticales.

Además, los valores de las inclinaciones permitieron calcular paleolatitudes que indican que las rocas de la Formación Nazas cuando se depositaron se encontraban a $4.5^{\circ}N\pm 4.1^{\circ}$ y la Formación La Boca a $4.8^{\circ}N\pm 10^{\circ}$. Esto implica que el Bloque Oaxaquia se encontraba a latitudes ecuatoriales cuando se da inicio a la ruptura de Pangea y se desarrollan los sistemas de arco y rift asociados con las rocas de las formaciones Nazas, La Boca y La Joya entre el Jurásico Inferior y el Calloviense.

1. INTRODUCCION

Reconstrucciones paleogeográficas se construyen con base en el análisis de cambios de facies y contenido fósil dentro de una cuenca sedimentaria, además de los movimientos latitudinales hechos por los bloques que involucran estas cuencas o se encuentran adyacentes a las mismas (Walker *et al.*, 1995). Estas reconstrucciones se encuadran en un marco tectónico. Reconstrucciones de este tipo para el Jurásico Temprano a Medio en la región ecuatorial de Pangea occidental establecen la presencia de un arco volcánico continental y una fase inicial de rifting que da origen al Golfo de México (Bartolini 1998; Bartolini *et al.* 2003; Dickinson y Lawton, 2001; Barboza *et al.*, 2008; Pindell y Kennan, 2009; Lawton y Molina, 2014).

El registro estratigráfico del arco Jurásico de Pangea occidental en el norte de México se evidencia por la presencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Nazas, cuya edad U/Pb ha sido reportada en un rango de ~200 a 165 Ma (Bartolini 1998; Lawton & Molina, 2014; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008, 2004; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Zavala-Monsiváis *et al.*, 2012). Simultáneamente, en la actual parte nororiental de México se deposita la Formación La Boca, compuesta por areniscas y limolitas rojas intercaladas con rocas volcánicas. Posterior a la depositación de las rocas de las formaciones Nazas y La Boca, se inicia la fase de rifting en la región circum-Golfo de México. La unidad que representa los estratos basales de la sucesión fluvio-marina del Jurásico Superior es la Formación La Joya, compuesta por una secuencia granodecreciente de conglomerados basales, seguida por areniscas rojas, limolitas y lodolitas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012). Si bien, el contexto estratigráfico y de ambientes de depósito de estas unidades se conoce con detalle, aun persiste el debate sobre su paleogeografía; en particular, la posición paleolatitudinal en las reconstrucciones paleogeográficas que se hacen sobre el arco Nazas y el posterior sistema de rift continental desarrollado sobre este arco no se conoce. Un ejemplo de este tipo de controversias proviene de la propuesta Anderson y Schmidt (1983), en la cual se sugiere el acomodamiento del arco de Nazas a través de una megacizalla sinistral (Mojave-Sonora), con un salto de aproximadamente 800 km y cuyo desplazamiento ocurrió entre los 160 Ma y los 145 Ma.

1.1 Objetivo

Con el fin de evaluar modelos paleogeográficos para el bloque Oaxaquia en el Jurásico Temprano a Medio, se realizó un análisis paleomagnético de las formaciones Nazas, La Boca y La Joya para determinar cambios paleolatitudinales y rotaciones regionales para este bloque en el período en que estas unidades se depositaron. Además, se reevaluaron datos paleomagnéticos previamente estudiados por Nairn (1976) Gose *et al.* (1982) y Warrior (2008) para estas mismas unidades.

2. MARCO GEOLÓGICO

México está compuesto por un conjunto de terrenos tectonoestratigráficos que han sido sometidos a procesos de acreción y rompimiento a lo largo de su historia geológica (Sedlock *et al.* 1993; Campa y Coney, 1983; Coney y Campa, 1987; Centeno-García, 2005). Se ha propuesto que partes del oriente de México fueron envueltas en un evento colisional a finales del Paleozoico, seguido de tectónica extensional y formación de rifts al inicio del Triásico Tardío y finalizando en el Jurásico Medio (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Molina-Garza *et al.*, 1992; Dickinson y Lawton, 2001). Uno de estos terrenos ubicados al oriente de México es el microcontinente Oaxaquia, el cual fue definido por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) con base en datos paleontológicos, geocronológicos y geoquímicos (**Figura 1**). La acreción de este microcontinente o bloque con el cratón de Norteamérica a lo largo de la paleosutura Ouachita-Marathon se dio durante el Paleozoico tardío (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995) o incluso más temprano en el Paleozoico medio (Silúrico) (Centeno-García, 2005). Sin embargo, durante el Jurásico Inferior a Medio el establecimiento del arco Nazas y la subsecuente formación de rifts asociados con la ruptura de Pangea generan depósitos volcánicos y siliciclásticos que están presentes en el bloque Oaxaquia; las formaciones Nazas, La Boca y La Joya representan estos depósitos.

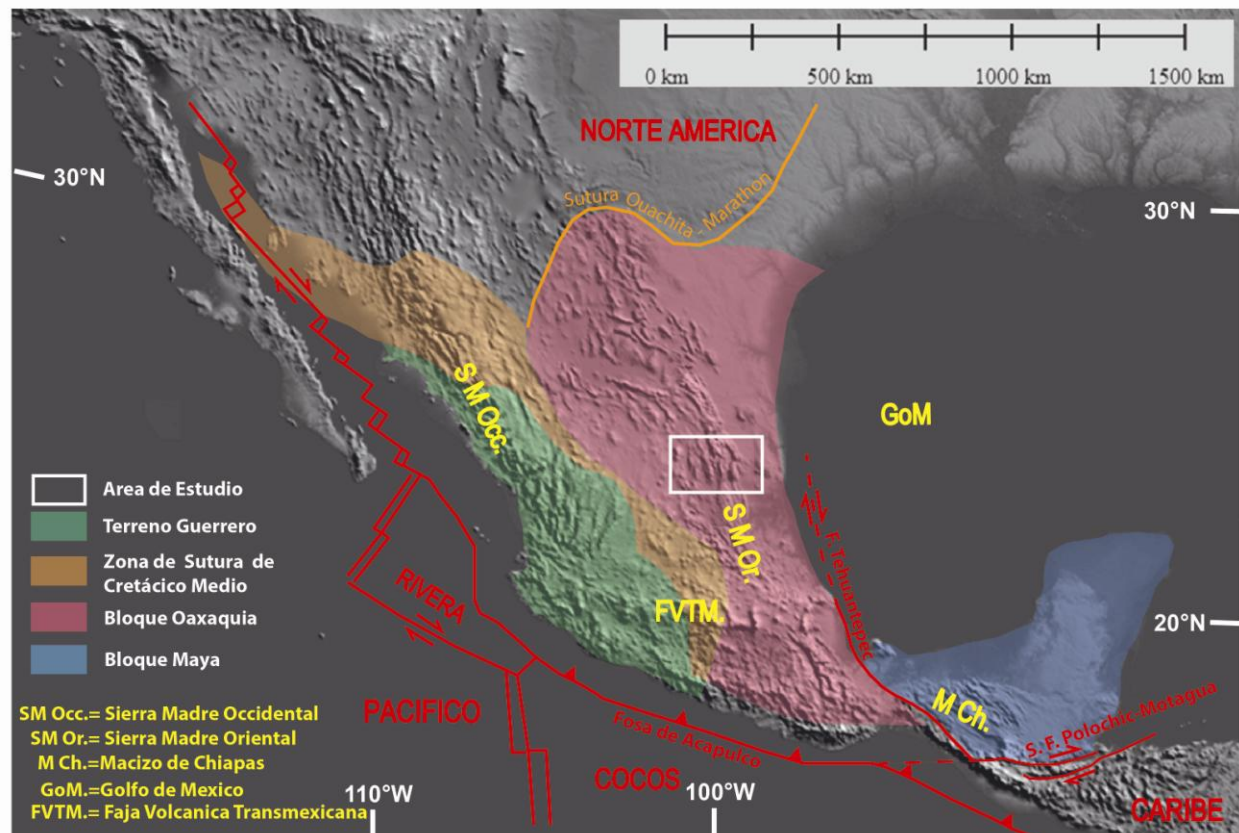


Figura 1. Mapa regional de México con sus características fisiográficas y tectónicas. Modificado de Sedlock *et al.* (1993).

2.1 Formación Nazas

La Formación Nazas y sus estratos correlacionables registran el magmatismo Jurásico sobre el arco de margen continental en México, el cual ha sido denominado Arco Nazas (Bartolini, 1998; Dickinson y Lawton, 2001). La localidad tipo de la Formación Nazas definida por Pantoja-Alor (1972) se ubica en el área de Cerritos Colorados, al occidente de Villa Juárez, en el norte de Durango. Las rocas volcánicas más comunes en esta localidad son tobas de flujo de ceniza de composición riolítica que incluyen también horizontes de ignimbritas grises a verdes bien preservadas; se observan alternando con material epiclástico compuesto por lodolitas rojas, limolitas, areniscas y conglomerados (Barboza-Gudiño *et al.* 2010; Lawton y Molina 2014; Bartolini 1998).

Al Occidente de San Luis Potosí, sobre la Sierra de Catorce, en Charcas y la Sierra de Salinas (área de la Ballena) afloran sucesiones volcánicas incluyendo flujos de lava andesíticos y dacíticos y brechas volcánicas (**Figura 2**); también hay domos riolíticos y tobas de flujo de ceniza. Estas rocas suprayacen capas de turbiditas pertenecientes a la Formación Zacatecas; localmente en Real de Catorce suprayacen a la unidad informal “Capas Cerro El Mazo” del Jurásico Inferior, compuesta por rocas continentales y marinas marginales (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

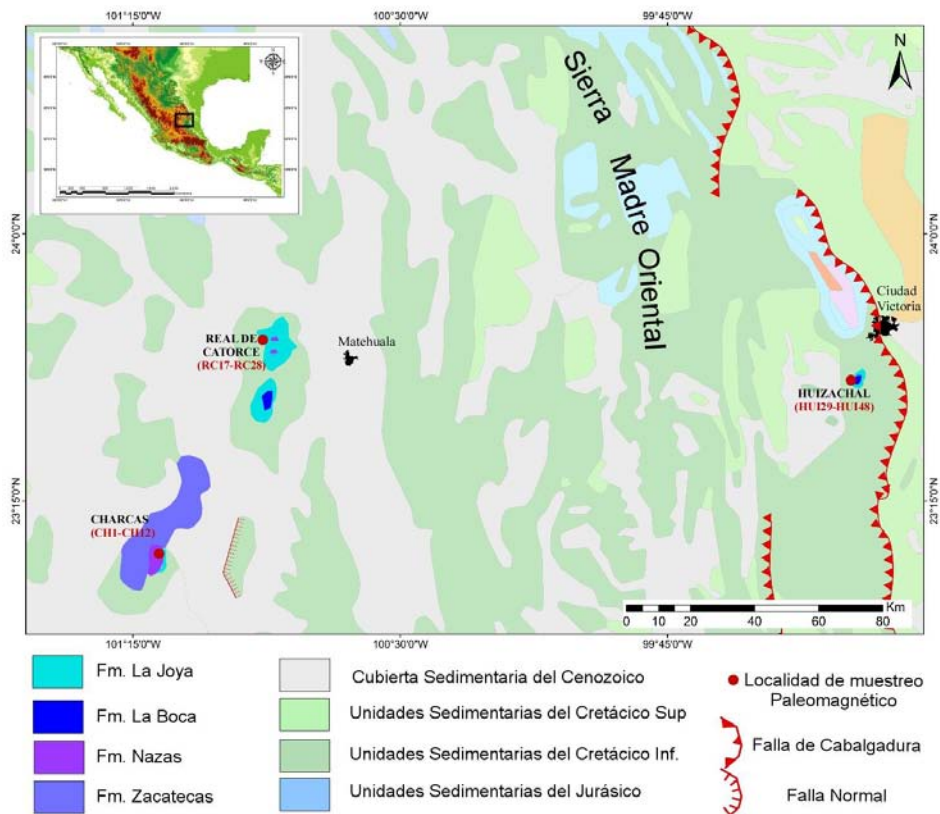


Figura 2. Mapa Geológico de la Sierra Madre Oriental entre los estados de San Luis Potosí y Tamaulipas. Tomado y Modificado de Barboza-Gudiño *et al.* (2008).

Edades U/Pb y Ar/Ar han sido obtenidas en diferentes localidades en rocas de la Formación Nazas. En Villa Juárez (Durango) Bartolini (1998) reporta una edad Ar/Ar de 195.3 ± 5 Ma en plagioclasa. En la localidad tipo, en Cerritos Colorados (Durango), Lawton y Molina (2014) obtuvieron edades U/Pb de 170 ± 2 y 169 ± 2 Ma en flujos de ignimbrita en la parte superior de la sección. En la Mesa Central y Sierra Madre Oriental, en la localidad de Real de Catorce (San Luis Potosí) y Aramberri (Nuevo León), Barboza-Gudiño *et al.* (2008, 2004) reportaron edades de 174.7 ± 1.3 y 193.1 ± 0.3 respectivamente. Lo anterior sugiere entonces que esta unidad se depositó entre el Sinemuriano (Jurásico Inferior) a el Bathonian (Jurásico Medio).

En el área de Charcas, la cual es una de las zonas de muestreo en este trabajo (**Figura 3**), Zavala-Monsiváis *et al.* (2012) describen una sección compuesta por secuencias de flujos de piroclastos y flujos de lava de composición intermedia a félsica, intercalados con brechas volcánicas de composición andesítica a riolítica. El contacto de esta sección con la Formación Zacatecas es discordante, sin embargo a lo largo del río San Antonio donde se realizó el muestreo para este estudio su contacto es una falla normal. Esta sección se asigna a la Formación Nazas, donde en una riodacita se ha reportado una edad U/Pb de 179 ± 1 Ma (Zavala-Monsiváis *et al.* 2012)

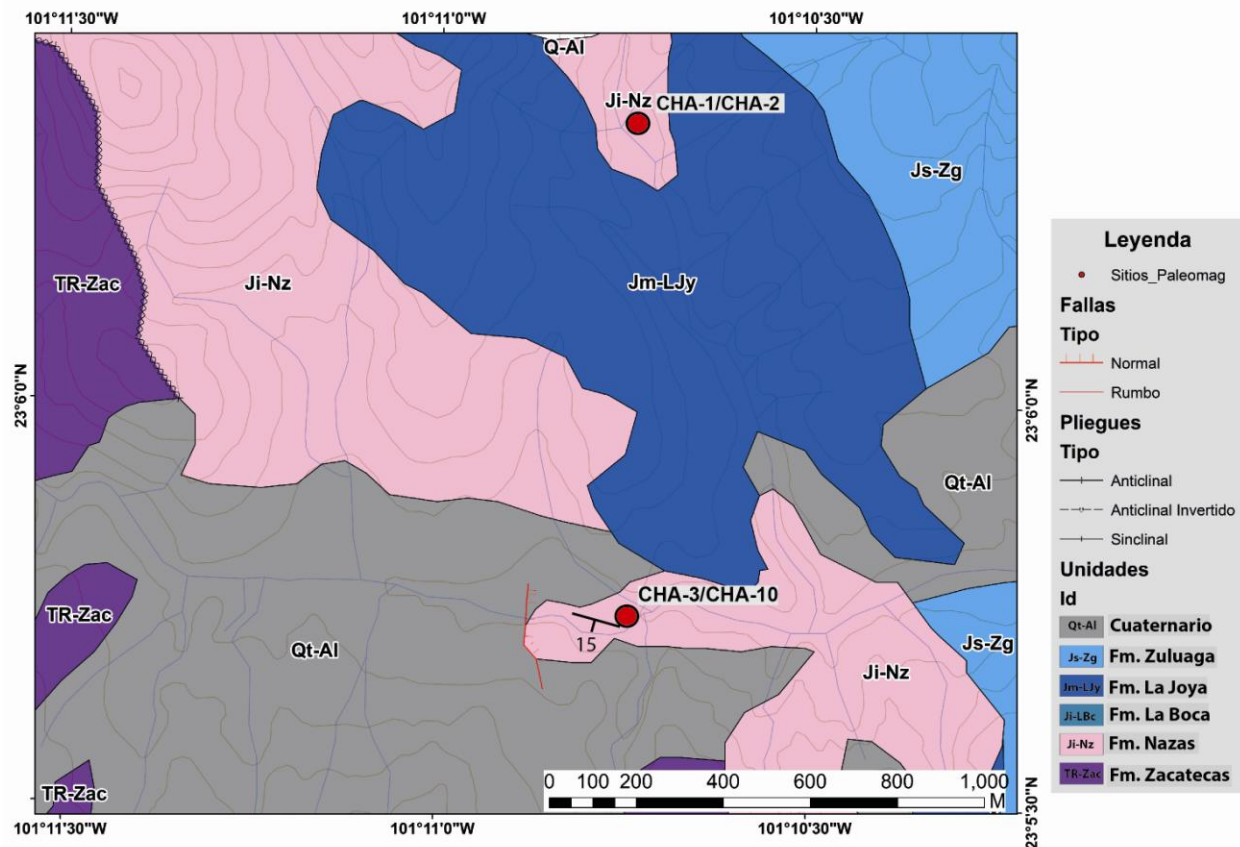


Figura 3. Mapa Geológico del área de Charcas, los puntos rojos representan los sitios paleomagnéticos muestreados. Tomado y Modificado de Barboza-Gudiño *et al.*, (2010) y Zavala-Monsiváis *et al.* (2012).

La Formación Nazas es correlacionable hacia el norte de México, en Chihuahua, con rocas que se han incluido en la Formación Plomosas (**Figura 4**); dataciones recientes de esta unidad en la sierra de El Placer de Guadalupe-Plomosas por Iriondo y McDowell (2011) indican una edad U/Pb de 172 ± 1 Ma en una ignimbrita riolítica y posteriormente Villareal-Fuentes *et al.* (2015) sugieren una edad de depósito de 171 ± 2 Ma en una capa de un pórfido interestratificado en la parte superior de la unidad. Lawton y Molina (2014) también correlacionan la Formación Nazas con la secuencia volcánica de Cucurpe en Sonora (González León *et al.*, 2007) y el resto del arco cordillerano en Sonora, Arizona y California. Al oriente en la sierra Madre Oriental se correlaciona con la Formación la Boca en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Barboza-Gudiño 2008; Rubio-Cisneros y Lawton 2011). Al sur de esta localidad en el Anticlinorio de Huayacocotla (Hidalgo) afloran rocas epiclásticas de las formaciones Huayacocotla y Cahuasas; en la Formación Huayacocotla se han descrito amonitas de los géneros *Coroniceras*, *Arnioceras*, *Oxynoticeras*, *Pleurechioceras*, *Echioceras* y *Microderoceras* (Erben, 1956), que ubican a esta unidad en el Liásico (Jurásico Inferior) Ochoa-Camarillo *et al.* (1998). En el sur de México, en Puebla, afloran las formaciones Otlaltepec y Tecamazuchil Moran-Zenteno (1993) y en Oaxaca las Formaciones Zorrillo, Taberna y Simón del Grupo Tecocoyunca (Moran-Zenteno 1993; Cantú-Chapa 2001; Ortiz-Martínez *et al.* 2013). Además las formaciones Rosario, Ignimbrita Las Lluvias y el Conglomerado Cualac son correlacionables temporalmente con la Formación Nazas; a pesar de que son principalmente siliciclásticas y su edad está determinada por relaciones estratigráficas con unidades que les supra yacen o infra yacen, la Ignimbrita las Lluvias es una unidad volcánica en el sur de México que subyace al Conglomerado Cualac en la que se han reportado edades de 168 a 179 Ma Campa-Uranga *et al.*, 2004).

En otros bloques del oeste de Pangea ecuatorial occidental, rocas volcánicas con edades del Jurásico Temprano también han sido reportadas recientemente (**Figura 4**). En el Bloque Maya (en el Macizo de Chiapas) Godínez-Urban *et al.* (2011a) revisan la estratigrafía y asignan el nombre de Formación La Silla a rocas volcánicas que infra yacen a la Formación Todos Santos, la edad U/Pb en circones provenientes de una andesita de esta unidad es 191.0 ± 3.0 . En los Andes del norte en las áreas de la Guajira y la Serranía del Perijá las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias corresponden a las formaciones Lavas de Ipapure y Formación La Quinta respectivamente. Las Lavas de Ipapure fueron descritas por Pinilla (2013) y sugieren haber sido formadas en una tectónica de arco, asignándoles una edad Rb/Sr en roca total de 172 ± 17 Ma. Estas rocas se interdigitan con rocas siliciclásticas de la Formación Rancho Grande. Edades U/Pb en circones detríticos reportadas por Montaña *et al.* (2012) sugieren una edad de $170 \text{ Ma} \pm 3.9 \text{ Ma}$. La Formación La Quinta presenta capas de rocas volcánicas que se interdigitan sobre una sucesión de estratos siliciclásticos rojos, edades U/Pb en circones detríticos reportados por Nova *et al.* (2012) le asignan una edad entre 180 y 175.5 Ma mientras que Dash (1982) en Tobas indica edades entre 167 ± 3 Ma y 163 ± 5 Ma para lavas.

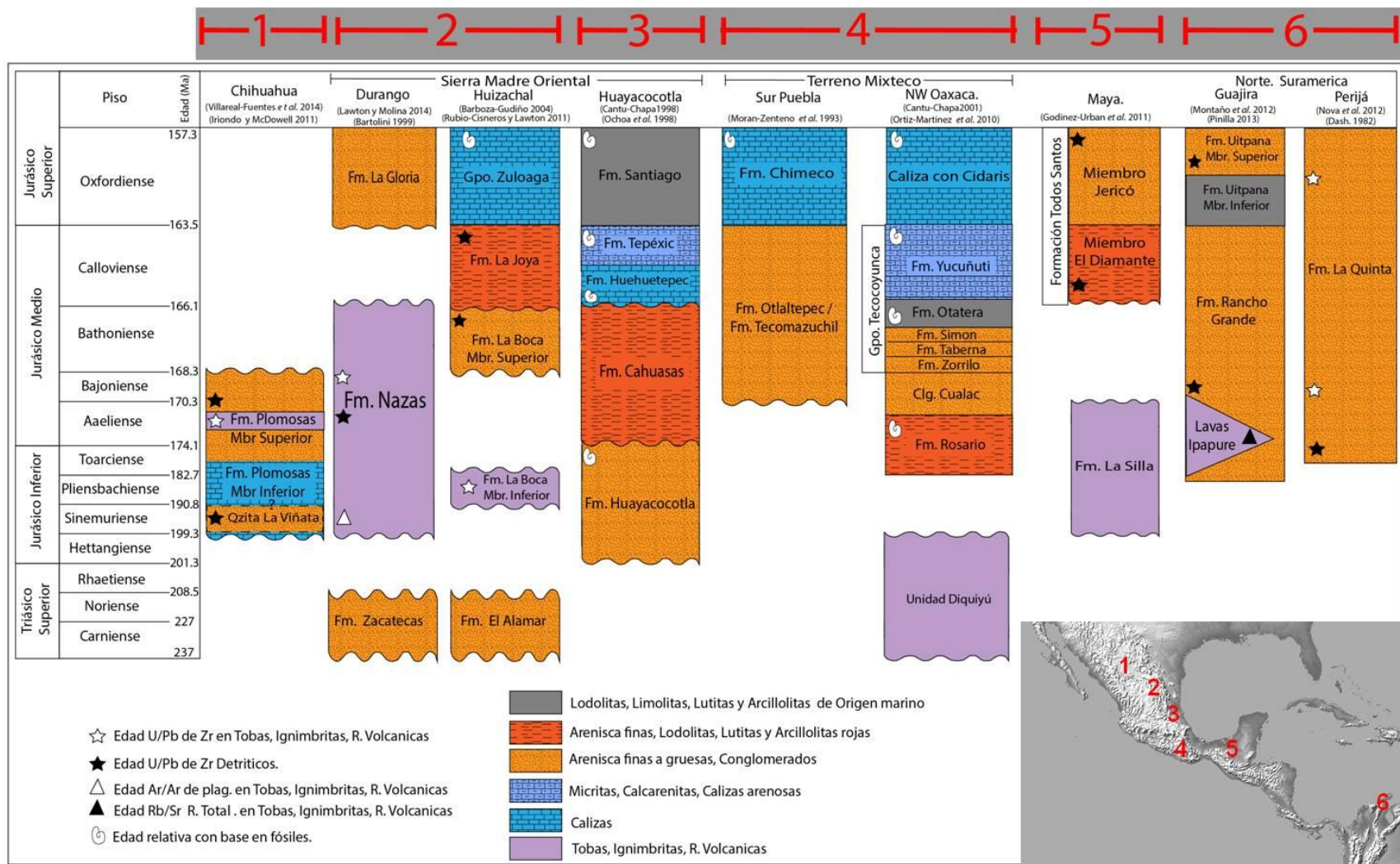


Figura 4. Correlación Cronoestratigráfica del Triásico Superior-Jurásico Medio para el Bloque Oaxaquia, Bloque Maya y los Andes del Norte.

2.2 Formación La Boca

Como se indicó anteriormente, una de las unidades que correlaciona con la Formación Nazas es la Formación La Boca, esta unidad aflora en el Valle de Huizachal en la Sierra Madre Oriental (SMO) en el SW de Tamaulipas. Este valle se caracteriza por que presenta tres sucesiones estratigráficas rojas expuestas en el núcleo de un anticlinorio en el frente de la SMO (Mixon *et al.*, 1959; Fastovsky *et al.*, 1995, 2005; García-Obregón, 2008). El intervalo inferior (Formación La Boca) está compuesto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y epiclásticas que están variablemente alteradas física y termalmente. 2) un intervalo medio (Formación La Boca), está dominado por estratos rojos siliciclásticos; y 3) un intervalo superior (Formación La Joya) de areniscas rojas, lutitas y conglomerados subordinados que supra yacen un conglomerado basal; estas a su vez están cubiertas en contacto transicional por estratos de carbonatos del Jurásico Superior de la Formación Novillo (Figuras 4 y 5).

La sección tipo de la Formación La Boca se sitúa al SW del Valle de Huizachal, cerca de la cabecera del Arroyo Juan Capitán, aproximadamente a 20 Km del S-SO de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Imlay *et al.*, 1948). Sin embargo, aflora mas en áreas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Mixon *et al.* 1959; Rueda-Gaxiola 1999), así como en Miquihuana-Bustamante (Tamaulipas) y en Aramberri (Nuevo León) (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Esta unidad está compuesta principalmente por una serie de productos volcánicos (Flujos y Domos) y volcanoclásticos como lahares, limolitas, areniscas y conglomerados (Rubio-Cisneros *et al.*, 2011; Mixon *et al.*, 1959; Rueda-Gaxiola, 1999). Específicamente, en el área del valle de Huizachal (**Figura 5**), estudios geológicos y estratigráficos detallados llevados a cabo por Rubio Cisneros *et al.* (2011), Rubio-Cisneros y Lawton (2011), García-Obregón (2008) y Fastovsky *et al.* (1995, 2005), han dividido La Formación La Boca en dos miembros, uno inferior de composición volcánica y otro superior de composición vulcanoclástica.

De acuerdo con Rubio-Cisneros *et al.* (2011), Rubio-Cisneros y Lawton (2011) y García-Obregón (2008), el miembro inferior consiste de una sucesión de estratos volcánicos y volcanoclásticos que incluyen tobas de lapilli, tobas, flujos de lava, brechas volcanoclásticas, ignimbritas, lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados. Flujos basálticos interestratificados son masivos o localmente tienen flujos de brechas y flujos vesiculares brechados al tope. También en esta área han sido descritas peperitas, que consisten en diques clásticos rojos y mezclas de limolitas rojas y basaltos brechados que son comunes en flujos de basaltos.

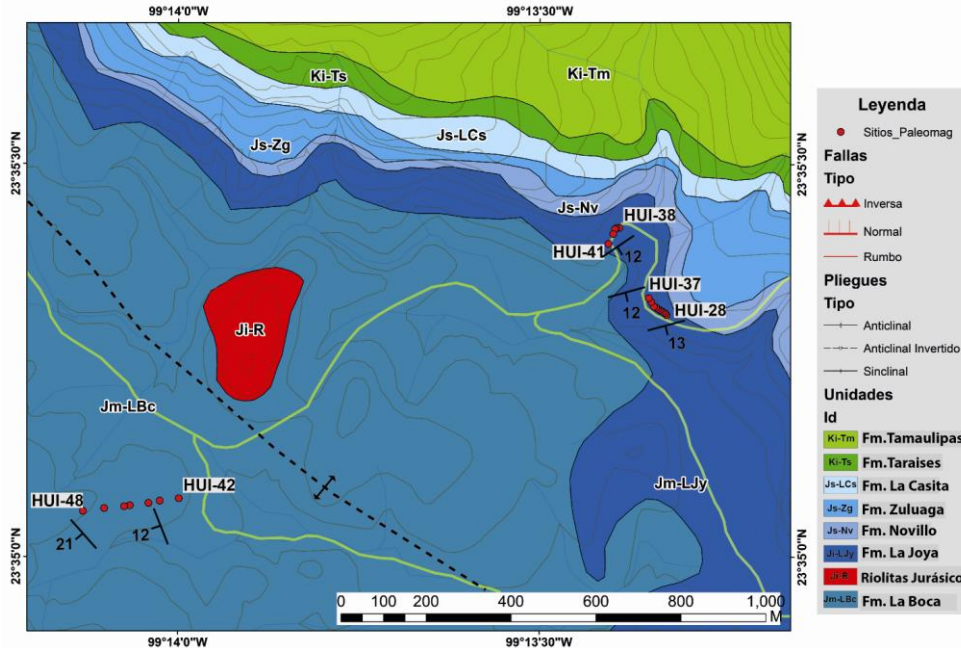


Figura 5. Mapa Geológico del valle de Huizachal, los puntos rojos representan los sitios paleomagnéticos muestreados. Tomado y Modificado de Rubio-Cisneros *et al.* (2011) y Gorka (2002)

El miembro superior de la Formación La Boca está constituido por un paquete conglomerático basal sobreyacido por una sucesión de rocas volcánicas, volcanoclásticas y clásticas. En este miembro destaca la presencia de domos y flujos riolíticos, que se encuentran sobreyaciendo, interdigitados y subyaciendo las secuencias clásticas, dependiendo del nivel estratigráfico. En este miembro se aprecian estratos de conglomerados y areniscas que han sido parcialmente silicificados por fluidos hidrotermales. El miembro superior está en contacto discordante erosivo con la suprayacente Formación La Joya.

Estructuralmente Rubio Cisneros *et al.* (2011) reportan en el valle de Huizachal, que la Formación La Boca en su miembro inferior presenta buzamientos generalmente inclinados (20° – 40°) con buzamientos locales subverticales en los alrededores de las intrusiones de riolitas; mientras que el miembro superior muestra buzamientos radiales suaves en la cercanía del valle de Huizachal, donde se forma una estructura de domo (García-Obregón, 2008). De cualquier manera, la angularidad típica entre el intervalo inferior y el medio es de 10° – 20° .

La Formación La Boca en su miembro inferior presenta edades U/Pb en circones detríticos de 184.2 ± 1.2 Ma y 183.4 ± 0.9 Ma, las cuales se han interpretado como de máxima depositación del Jurásico Inferior. Por su parte, edades máximas de depósito del Jurásico Medio de 163.3 ± 2.6 Ma y 167.0 ± 1.5 Ma para el miembro superior fueron reportadas por Rubio-Cisneros y Lawton (2011). Sin embargo, Fastovsky *et al.* 2005, indican que la edad obtenida en una toba que sobreyace al miembro inferior tiene una edad de 189.0 ± 0.2 Ma.

2.3 Formación La Joya.

La Formación La Joya definida por (Mixon *et al.*, 1959) aflora y sobreyace en una discordancia angular a la Formación La Boca en la Sierra Madre Oriental y ocasionalmente a la Formación Nazas en el centro de México. La Joya consiste en rocas sedimentarias siliciclásticas no marinas a marino-marginales, con intercalaciones delgadas de calizas hacia su parte superior en el contacto con el Grupo Zuloaga (Michalzik, 1991; Bartolini 1998; García-Obregón, 2008). En el área de Real de Catorce (**Figura 6**), Barboza-Gudiño *et al.* (2004) describen esta unidad como una secuencia de tipo grano decreciente con brechas o conglomerados polimícticos en la base. La secuencia pasa por areniscas hasta transformarse en una secuencia monótona de limolitas y en parte lutitas de color rojo violáceo y café rojizo hacia la cima. Las areniscas de la parte media de la secuencia son de color amarillento a café rojizo, bien estratificadas en capas medianas a gruesas, con algunos lentes conglomeráticos y de manera general pasan hacia arriba a areniscas más finas y limolitas con estratificación media a delgada. Las limolitas comúnmente presentan una laminación fina en parte oblicua, recta a ligeramente curvada, pasando hacia la parte superior de la formación a limolitas y lutitas rojas, ocasionalmente con tonalidades verdosas, principalmente en superficies alteradas. En total, esta secuencia alcanza 200 m de espesor en el área del Cañón General en la Sierra de Catorce. No obstante, Barboza-Gudiño (comunicación personal, 2015) indica que ha medido una sección de 600 m en Real de Catorce. Cabe destacar que las calizas de la base de la Formación Zuloaga en la Sierra de Catorce, se encuentran extremadamente deformadas, ya que este horizonte corresponde con un horizonte de deslizamiento o *despegue*. El ambiente de depósito que se puede interpretar del análisis de esta secuencia, es el de rellenos aluviales que varían desde abanicos hasta planicies aluviales incluyendo depósitos fluviales y posiblemente depósitos lagunares y marinos someros hacia la cima (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

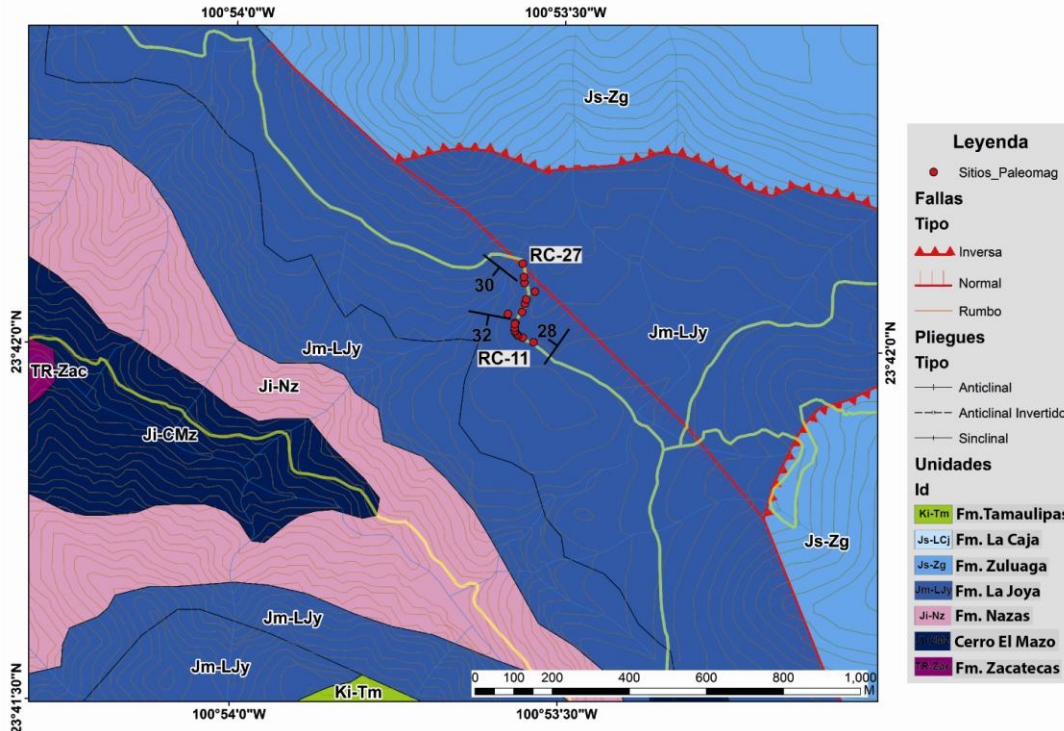


Figura 6. Mapa Geológico del área de Real de Catorce, los puntos rojos representan lo sitios paleomagnéticos muestreados. Tomado y Modificado de Barboza-Gudiño *et al.* (2004)

La edad de la Formación La Joya se ha determinado por relaciones estratigráficas principalmente. No obstante, en Real de Catorce edades U/Pb obtenidas por Barboza-Gudiño *et al.* (2012) en circones detríticos muestran que el circón más joven tiene una edad de 166.2 ± 1.9 Ma. Además, en el área de Huizachal Rubio-Cisneros y Lawton (2011) indican que esta unidad en la base presenta un circón con la edad más joven de 163.6 ± 2.6 Ma; estas edades corresponden a la base y la cima del Calloviense (Jurásico Medio) en la escala geológica IUGS (Cohen *et al.*, 2013).

Depósitos de la Formación La Joya representan el desarrollo de una discordancia erosiva, suceso que siguió a un periodo principal de actividad volcánica y erosión del arco Nazas en un escenario extensional (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012). La parte superior marca el inicio de una prologada transgresión marina del Jurásico Tardío (Rueda-Gaxiola *et al.*, 1991; Goldhammer, 1999). La transgresión está asociada con la apertura del Golfo de México.

La Formación La Joya es en parte correlacionable con la base en el Anticlinorio de Huayacocotla con las evaporitas de la Formación Huehuetepic de acuerdo con Cantú-Chapa (1992) y hacia el tope con las calcarenitas de la Formación Tepexic (Ochoa-Camarillo *et al.* 1998; Cantú-Chapa 1992, 1998). La correlación es con base en los fósiles presentes, trigonias (*Vaugonia literata*, *V. producta*, *V. undulata*) y amonitas (*Reineckeia aff. R. neogaea*) que le asignan a Tepexic una edad Calloviana. Hacia el sur en Oaxaca La Formación La Joya se correlaciona con las limolitas, areniscas finas y calizas de la Formación Otatera y las lutitas y calizas de la Formación Yucuñuti, las cuales pertenecen al grupo Tecocoyunca (Salvador *et al.*, 1992). Análisis bioestratigráficos indican la

presencia de amonitas (*Ch. cf. suborion*, *Ch. praecursor*, *N. inermis*, *R. anceps* y *R. tuberosa*) en estas unidades (Carrasco-Ramírez, 2003), los cuales le permiten asignar una edad Calloviana.

Secuencias volcánicas del Calloviano se han reportado en otros bloques; en el bloque Maya, Godínez-Urban *et al.* (2011a) divide la Formación Todo Santos en dos miembros; el inferior o Miembro El Diamante está compuesto por lodolitas y areniscas finas rojas, y sobreyace de manera discordante a la Formación La Silla. El miembro superior o Miembro Jericó suprayace de manera concordante al Miembro el Diamante. Dataciones U/Pb en circones detríticos permiten identificar un circón con la edad más joven de 161 Ma Godínez-Urban *et al.* (2011a). En los Andes del Norte, la parte superior de la Formación Rancho Grande es correlacionable con la Formación La Joya, de igual forma ocurre con la Formación La Quinta (**Figura 4**).

La secuencia del Jurásico Inferior a Medio alrededor del Golfo de México registra el cambio de sedimentación en un arco extensional, a sedimentación en un ambiente plenamente de rift continental (Rubio Cisneros y Lawton, 2011; Godínez-Urban *et al.*, 2011a). La sedimentación post-La Joya, registra la transgresión asociada con la primera invasión marina al Golfo de México. Es notable, sin embargo, que las localidades de la Formación la Joya en San Luis Potosí, en Charcas y Real de Catorce, se encuentran separadas del Golfo de México por regiones que no fueron inundadas en el Jurásico Superior (Goldhammer, 1999). Esto sugiere que la cuenca marina del centro de México en el Altiplano tiene una historia independiente a la del Golfo.

2.4 Resultados Previos de Paleomagnetismo

Los datos paleomagnéticos en unidades del Jurásico en México han sido ambiguos en determinar desplazamientos, rotaciones o cambios paleolatitudinales que permitan hacer reconstrucciones paleogeográficas más detalladas del borde occidental de Pangea ecuatorial (**Tabla 1**). Los primeros análisis fueron hechos por Nairn (1976) sobre rocas de las formaciones La Boca y La Joya en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, así como la Formación Nazas en Durango. La desmagnetización fue hecha por campos alternos para las rocas volcánicas (Formación Nazas) y térmicas para los lechos rojos con temperaturas máximas de 550°C. En este trabajo Nairn (1976) concluye que las direcciones medias encontradas en las formaciones Nazas y La Joya son concordantes con los polos de referencia reportados para Norteamérica. No obstante, las direcciones encontradas para la Formación La Boca sí difieren respecto al polo de Norteamérica. En el trabajo de Nairn (1976) no se reportan resultados de desmagnetización progresiva, además la edad inferida (Triásico-Jurásico) no permite hacer una evaluación precisa de las direcciones observadas. Nairn (1976) reporta una dirección media para 24 muestras de $D=350.6^\circ$ e $I=28.4^\circ$.

Posteriormente Gose *et al.* (1982) retoman el estudio paleomagnético de Nairn (1976) y hacen un muestreo más detallado en el valle de Huizachal y en otras localidades del levantamiento Huizachal-Peregrina en la Sierra Madre Oriental. La desmagnetización fue térmica y alcanzó temperaturas de 650°C pero en solamente 6 pasos y no se reportan diagramas ortogonales de desmagnetización. Gose *et al.* (1982) indican que las direcciones calculadas para las formaciones Zuloaga y La Joya son concordantes con el polo de referencia para Norteamérica, pero se reportan solamente dos sitios de cada una de estas

unidades. La media de esos 4 sitios es de 65.6°N-169.5°E y es indistinguible del polo de referencia de Norte América para 155 Ma; sin embargo, el intervalo de confianza de esa media es de 29°. Por otro lado, las direcciones encontradas en la Formación La Boca son diferentes respecto a la calculada para el polo norteamericano, además sugiere una rotación antihoraria de 130° para estas rocas respecto de Norteamérica para el Jurásico Medio, similar a la de 120° reportada por Belcher (1979). Relevante para este estudio, Gose et al. (1982) reportan direcciones someras al SE, de inclinación negativa, para la Formación La Boca en el valle Huizachal.

Finalmente Warrior (2008) toma muestras en nuevas localidades con el objeto de determinar la existencia de la Megacizalla Mojave-Sonora. Las muestras fueron desmagnetizadas de forma progresiva termalmente hasta 680°C. Warrior (2008) sugiere la existencia de una rotación en un eje vertical menor e inclinación cerca a cero calculado a partir de direcciones medias de la Formación Nazas, que interpreta como una continuidad lateral de la parte norte del arco de Nazas respecto a Norteamérica desde el Triásico Tardío. El resultado no indica cambios paleolatitudinales y no soporta el desplazamiento predicho por la hipótesis de la Megacizalla. Los datos obtenidos de la Formación La Joya por Warrior (2008) en la localidad de Real de Catorce (un solo sitio) indican una rotación antihoraria de 70°, la cual es interpretada como una rotación tectónica que ocurrió entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio.

Adicionalmente, Warrior (2008) concluye que los modelos de los bloques Oaxaquia y Tampico de Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) y Dickinson y Lawton (2001), respectivamente, son validados por sus resultados; no obstante, estos resultados sugieren que estos bloques debieron estar separados geográficamente de Norteamérica hasta después del Triásico Tardío y el Jurásico y no antes de la orogénesis Ouachita en el Paleozoico Tardío.

Referencia	Formación	Localidad	Latitud	Longitud	Corregido		a95	k	N/n	Thermal (°C)
					Dec	Inc				
Nairn, 1976	Fm. La Joya	Cañón Huizachal	23.6	-99.2	182.5	-19.9	19.9	5	14	400
Nairn, 1976	Fm. La Boca	Cañón Caballeros	23.8	-99.2	22.9	-30	9.6	17	15	450-550
Nairn, 1976	Fm. La Boca	Cañón Caballeros	23.8	-99.2	69.3	12.9	15.3	7	15	450-550
Nairn, 1976	Fm. Huizachal	La Muralla	26.3	-101.4	330.4	28.9	5.9	22	29/29	500
Nairn, 1976	Fm. Nazas	Cerritos Colorado	25.5	-105.5	350.6	28.4	8.2	24	14/14	500
Gose, 1982	Fm. La Joya	Cañón Peregrina	23.8	-99.2	124.3	-34	12.6	10.9	14/14	
Gose, 1982	Fm. La Joya	Cañón Huizachal	23.6	-99.2	141.5	-23.3	9.7	19.1	13/13	
Gose, 1982	Fm. La Boca	Miquihuana	23.7	-99.8	30	17.3	6.5	18.4	28/5	650
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón Caballeros	23.8	-99.2	40.8	3.1	13.1	10.2	14/6	650
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón Caballeros	23.8	-99.2	40	3.2	7.5	26.6	15/2	650
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón Caballeros	23.8	-99.2	44.7	27.7	10.1	11.4	20/4	650
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón Peregrina	23.8	-99.2	229.4	-25.1	13.9	10.7	12/12	
		Combinado Caballeros-Peregrina			223.4	-1.4	25.8	13.7	4	
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón La Boca	23.8	-99.2	284.1	-6.4	6	34.4	18/13	650
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón La Boca	23.8	-99.2	275.9	-18	5.6	41.5	17/14	650
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón La Boca	23.8	-99.2	263.8	-18.2	8	25.6	14/13	650
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón La Boca	23.8	-99.2	110.8	-1.2	9.2	14.2	19/13	650
		Combinado Cañón La Boca			278.9	-10.5	17	30.1	4	
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón Huizachal	23.6	-99.2	141.1	-4.6	3.5	35.5	49/47	625
Gose, 1982	Fm. La Boca	Cañón Huizachal	23.6	-99.2	156.1	-13.3	6.5	13.5	39/39	625
Gose, 1982	Fm. La Boca	Galeana	24.7	-100.1	137.1	-47.9	6	36.1	17/17	600
Warrior, 2008	Fm. La Joya	Real de Catorce	23.689	-100.88	298	18	9	28.1	14/10	ChRM
Warrior, 2008	Fm. La Joya	Real de Catorce	23.689	-100.88	278	-16.7	10.5	29.06	5/5	ChRM
Warrior, 2008	Fm. La Boca	Cañón La Perra	24.552	-99.89	131	5.8	11.1	10.46	15/12	ChRM
Warrior, 2008	Fm. La Boca	Cañón La Perra	24.552	-99.89	123	-24	15.21	4.35	20/15	300-550
Warrior, 2008	Fm. La Boca	Cañón La Perra	24.552	-99.89	258	8.1	5.05	111.54	20/3	300-550
Warrior, 2008	Fm. La Boca	Cañón La Perra	24.552	-99.89	269.2	-8.1	14.9	14.89	20/7	ChRM
Warrior, 2008	Fm. La Boca	Cañón La Perra	24.552	-99.89	86.4	12.9	9	28.1	10/9	ChRM
		Combinado La Perra			280.2	3.1	27.5	8.5	5	
Warrior, 2008	Fm. Nazas	Sta Maria del Oro	25.979	-105.35	334.2	-11.1	18.53	8.65	10/8	AF<20 mT
Warrior, 2008	Fm. Nazas	Sta Maria del Oro	25.979	-105.35	149.2	8.4	9.75	49.99	10/5	100-350
Warrior, 2008	Fm. Nazas	Sta Maria del Oro	25.979	-105.35	140.1	4.8	12.52	20.74	10/7	ChRM

Tabla 1. Resultados Paleomagnéticos previos en rocas de las Formaciones Nazas, La Boca y La Joya.*Esta unidad en la localidad de la Muralla corresponde actualmente a una formación del Cretácico Inferior en la cuenca de Sabinas y no estrictamente al Grupo Huizachal

3. MÉTODOS

Se tomaron muestras en cuarenta y ocho sitios paleomagnéticos en la Sierra Madre Oriental y zonas del Altiplano Central. Todos los núcleos fueron extraídos en campo con un taladro portátil y fueron orientados con una brújula solar y magnética cuando fue posible. En total se colectaron 10 sitios en la Formación Nazas en el área de Charcas, 7 en la Formación La Boca en el valle de Huizachal y 32 sitios en la Formación La Joya divididos en el valle de Huizachal y Real de Catorce. El muestreo se realizó a diferentes niveles estratigráficos (un sitio=una capa o flujo) y en tres diferentes bloques estructurales. Lo primero para poder determinar el registro de cambios en la polaridad y promediar la variación secular del campo magnético terrestre. Lo segundo para reconocer rotaciones locales vs. regionales. Las muestras se tomaron principalmente en lodolitas rojas y areniscas muy finas rojas, lejos de zonas de fallas, y que no presentaran venas para las formaciones La Boca y La Joya. En la Formación Nazas se tomaron muestras en rocas volcánicas (andesitas). Para cada sitio se extrajeron al menos 6 núcleos, que posteriormente fueron cortados al tamaño estándar de 2.2 cm de alto por 2.54 cm de diámetro.

En el área Charcas se muestreó a lo largo del río San Antonio en aproximadamente 80 metros de columna estratigráfica, con estratos compuestos por flujos de lava y brechas volcánicas de composición andesítica y capas delgadas de ignimbritas y tobas de caída; cada sitio paleomagnético corresponde con una unidad de enfriamiento no mayor a 2m de espesor, excepto los sitios Cha 1 y 2 colectados en un depósito epiclástico. En Real de Catorce, las muestras fueron tomadas sobre una secuencia granodecreciente de areniscas medias a finas, rojas, pertenecientes a la Formación La Joya, con un espesor de unos 60 metros. Los sitios fueron colectados especialmente en la granulometría más fina y cada uno de ellos fue tomado en un estrato con un espesor no mayor a 2m; los sitios RC11 a RC-17 fueron tomados en un pliegue sinclinal con un $\text{trend}=248^\circ$ y un $\text{plunge}=22^\circ$. En el valle de Huizachal se tomaron muestras de las formaciones La Boca y La Joya; estas unidades afloran a lo largo del valle en una estructura antiformal. Los sitios de la Formación La Boca fueron colectados en areniscas rojas de grano medio a muy fino, en la parte media del denominado Miembro Superior (Rubio-Cisneros *et al.* 2011) cerca al eje del anticlinal. Los sitios de la Formación La Joya fueron tomados en el flanco nororiente, en un afloramiento a lo largo de una vía secundaria que corta 130 metros de la unidad compuesta por areniscas finas y limolitas rojas; en esta área al igual que en Real de Catorce, cada sitio corresponde a un estrato con un espesor no mayor a 2m.

La desmagnetización de muestras piloto se realizó por campos magnéticos alternos (CA) y térmica en etapas progresivas. Estos procedimientos fueron realizados en los laboratorios de paleomagnetismo del centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (22 sitios) y la Universidad de Texas en Dallas (18 sitios), se rechazaron 9 sitios debido a ruptura de especímenes o con magnitudes en sus remanencias magnéticas naturales muy bajas, imperceptibles para los equipos utilizados. En laboratorio del centro de Geociencias se utilizó un magnetómetro Jr6 con una sensibilidad de 2×10^{-6} A/m, mientras que en la Universidad de Texas se usó un magnetómetro criogénico 2G Enterprises con una sensibilidad de 10^{-11} A/m.

Por el método CA se aplicaron los siguientes campos: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 75 y 90 mT, midiendo la dirección e intensidad de la remanencia en cada paso; esta técnica se utilizó

especialmente en las rocas volcánicas. Por el método térmico se calentó las muestras a 100, 175, 250, 325, 400, 450, 480, 510, 540, 560, 580, 590, 600, 620, 640, 650, 660, 670 y 680 °C, midiendo la remanencia y controlando la susceptibilidad magnética (k) en cada paso para monitorear potenciales alteraciones mineralógicas a altas temperaturas. Esta técnica se aplicó especialmente en rocas sedimentarias rojas. La corrección de orientación solar se realizó con el programa SUNUSGS y la declinación magnética promedio para el área de estudio (+6) se basó en el mapa de declinación magnética de Norteamérica para el año 2010 (NOAA's National Geophysical Data Center, <http://www.ngdc.noaa.gov>). No se encontró diferencia significativa entre orientación magnética corregida y orientación astronómica.

Para validar mediciones de echado en los derrames de lava se realizaron mediciones de susceptibilidad magnética. Mediciones de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) fueron hechas en las rocas volcánicas de la Formación Nazas, ya que los flujos volcánicos no desarrollan planos de estratificación bien definidos por tener desarrollo de brechas en su base y solo es posible determinar echados aparentes. Para estas mediciones se utilizó un medidor Kappabridge (KLY-3 AGICO). Por cada sitio se definieron los eigenvalores indicados como $K1 \geq K2 \geq K3$, siendo el $K1$ el valor máximo, $K2$ el intermedio y $K3$ el mínimo. Los parámetros de la AMS son los propuestos por Jelinek (1981) y las medias de los eigenvalores fueron evaluadas usando la estadística de Jelinek (Jelinek, 1977). El software empleado para la realización de estos cálculos fue el Anisoft 4. La forma del elipsoide de susceptibilidad fue analizada usando el parámetro T , el cual indica que si $T > 0$, el elipsoide tiene una forma oblada ($K1 \geq K2 \gg K3$); mientras que para un $T < 0$ el elipsoide tiene forma prolada ($K1 \gg K2 \geq K3$). Este parámetro T es usado para identificar el tipo de fábrica magnética y determinar condiciones de depositación de los flujos lávicos presentes en la Formación Nazas. Para validar el valor del plano de la estratificación se asume la media del $K3$ como polo de la estratificación.

Aunque esta suposición no es del todo exacta en virtud a que se pueden tener ligeras desviaciones debido a la imbricación de la fábrica inducida por el flujo en un sitio dado, estas desviaciones no siempre se presentan en el mismo sentido, en virtud a que en las partes inferiores y superiores de los flujos, las desviaciones por imbricación son opuestas (Cañón *et al.*, 1997; Merle 1998; Bascou *et al.*, 2005; Lock *et al.*, 2008). Por otro lado, en virtud a que el flujo generalmente sigue el curso de una paleogeografía irregular, la desviación por la imbricación puede tener sentidos diversos en cada sitio. De tal manera que una vez realizando el manejo estadístico, las posibles desviaciones en cada sitio se consideran compensadas unas con otras y dentro del rango de error que se puede tener normalmente en la toma de datos estructurales directamente en campo en las situaciones en que tales datos es posible obtener.

Los comportamientos magnéticos a los procesos de desmagnetización fueron interpretados a partir de los diagramas de desmagnetización ortogonales de Zijdeveld (1967). La determinación de las componentes magnéticas fue realizada mediante el análisis de los componentes principales (Kirschvink, 1980), aceptando componentes magnéticas definidas con desviación angular máxima $< 15^\circ$. El cálculo de las direcciones medias por sitio siguió el procedimiento estadístico de Fisher (1953), no obstante en los sitios donde el análisis de componentes de Kirschvink (1980) no se podía

realizar y los datos presentaran un arreglo para analisis de círculos mayores (Bailey y Halls, 1984), se siguieron las recomendaciones de (McFadden y McElhinny, 1988). Aquellos sitios que mostraron valores de $\alpha_{95} > 20^\circ$ y/o $k < 10$ se descartaron. Estos procedimientos se realizaron con el software Remasoft (AGICO) y Mean2 (Laboratorio Fort Hoofdijk).

4. REULTADOS

Se realizaron análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) en las rocas volcánicas de la Formación Nazas (**Tabla 2**). Si bien algunos rasgos estructurales permiten estimar la actitud general de los flujos volcánicos en la localidad de Charcas, una medición de rumbo y echado en este tipo de roca es generalmente difícil y en parte imprecisa. En los sitios analizados la susceptibilidad magnética (K) varía de 1.21E-4 a 2.87E-4 con una media de 2.02E-4. Las relaciones de anisotropía Pj muestran valores entre 1.016 y 1.041 con una media de 1.024 (**Figura 7**). Estos valores son típicos de rocas volcánicas no deformadas. De los sitios analizados el único que tiene forma prolada es el CHA-5 con un valor T=-0.104, los demás sitios tienen formas obladas cuyos valores de T varían entre 0.054 y 0.927 con una media de 0.64 (**Figura 7**). Los valores de foliación (F) varían entre 1.001 y 1.035, con un media de 1.02; finalmente la lineación (L) se encuentra en un rango de 1.001 y 1.049 con una media de 1.004.

Sitio	n	Km (E-4)	K1	K2	K3	Semieje menor (k1)	Semieje menor (k2)	Semieje menor (k3)	L	F	Pj	T
Cha-4*	7	1.72	174.5/21.1	272.5/19.8	41.7/60.3	18	18.8	14	1.049	1.011	1.016	0.444
Cha-5*	6	2.87	176.3/31.2	274.3/12.9	23.9/55.6	9.9	6.2	9.3	1.014	1.011	1.026	-0.104
Cha-7*	6	1.21	168.5/17.5	73.4/15.8	303.9/66.1	8	6.2	6.5	1.011	1.013	1.026	0.054
Cha-8*	5	1.44	105.5/0.8	195.6/4.8	6.0/85.1	4.7	13.7	4.5	1.008	1.021	1.03	0.449
Cha-9+	6	2.47	271.8/9.2	179.6/13.4	35.5/73.7	6.9	4.2	4.5	1.001	1.035	1.041	0.927
Cha-10+	5	2.42	197.9/6.8	288/0.2	19.5/83.2	11.6	4.5	5.9	1.002	1.024	1.029	0.819
Media	6	2.02	166.5/14.0	258.4/7.6	16.2/74.0	7.1	9.6	7.5	1.004	1.02	1.024	0.64

Tabla 2. Resultados de AMS en los sitios analizados para la Formación Nazas. n= Numero de especímenes analizados Km= susceptibilidad magnética media para cada sitio. K1 a K3 son las orientaciones de los ejes principales de susceptibilidad. * Sitios con litologías equivalentes a andesitas. +Sitios con litologías equivalentes riolitas muy cercanas a andesitas.

La proyección estereográfica de las direcciones de susceptibilidad máxima (K1), intermedia (K2) y mínima (K3) de los sitios muestra que de las orientaciones axiales, las que corresponden a K3 están bien agrupadas, mientras que K1 y K2 son ligeramente distribuidas en el plano de la foliación magnética. El agrupamiento de los valores K3 está cerca de la vertical en la proyección estereográfica pero desplazada ligeramente hacia el cuadrante NE (Tabla 2) y los valores de K1 y K2 forman una franja o guirnalda que proyecta un plano, cuyo rumbo es de 105° y su buzamiento es 15° (**Figura 6**). Los flujos de lava de la Formación Nazas en la localidad de Charcas son geoquímicamente de composición riodacítica y riolítica, lo cual sugieren que durante su depositación se comportaban como fluidos viscosos Zavala-Mosivais *et al.* (2012);

Ahora bien, en un modelo esperado de fábrica magnética en las lavas, el eje máximo de susceptibilidad K1 coincide con la dirección de flujo, mientras que K3 es perpendicular a la superficie del flujo de la lava (Cañón-Tapia *et al.* 1997; Cañón-Tapia *et al.* 1995; Lenhardt *et al.* 2013). A pesar de lo anterior, se considera que la mejor aproximación ante la imposibilidad de tomar suficientes datos estructurales confiables para estos sitios, es tomar el valor de este plano de foliación magnética (195/15), dirección de buzamiento y buzamiento) para realizar la corrección estructural de todos los sitios de la Formación Nazas en el área del arroyo donde se colectaron los sitios cha-4 a 10.

Este valor obtenido es similar a la medición del rumbo del echado aparente obtenida en el campo para la secuencia de derrames, los cuales varían de 15° a 24°. El rumbo de la estimación de echado a partir de mediciones de petrofábrica magnética también es similar al rumbo medido en capas de la Formación la Joya que sobreyace a la Formación Nazas, el cual es de N80°E. Por otro lado, aunque consideramos que en lavas del Holoceno se puede observar desviaciones de hasta 20° de eje mínimo de susceptibilidad magnética, la consistencia de las observaciones en 7 flujos individuales sugiere que éste es estadísticamente compensado para el caso para la Formación Nazas.

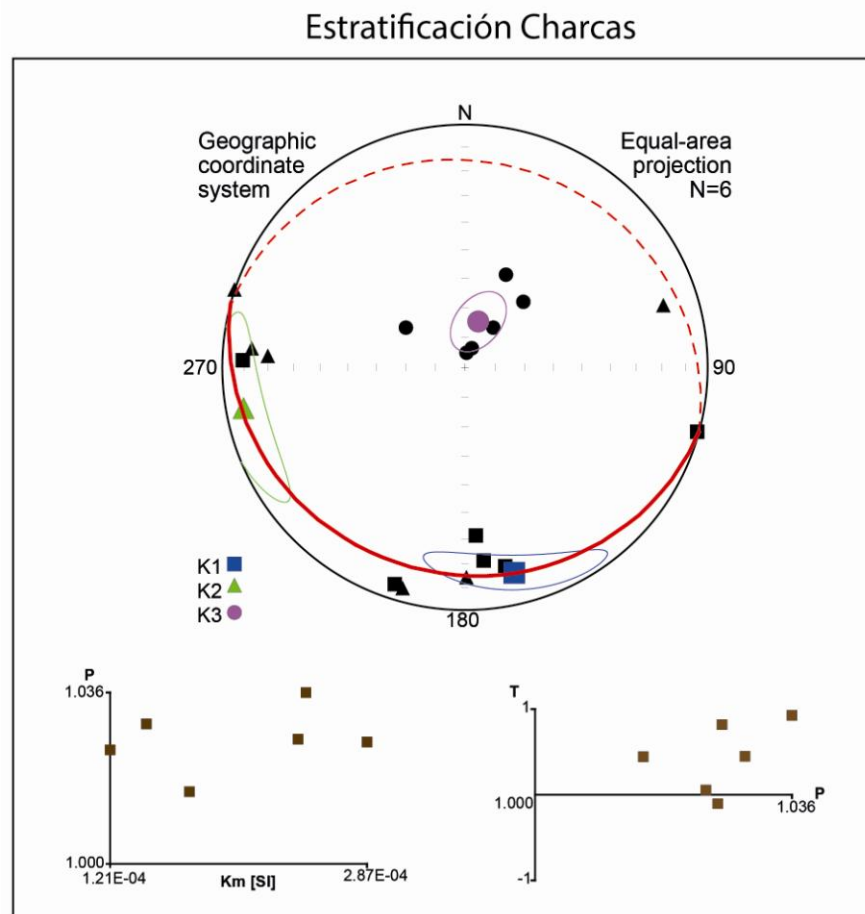


Figura 7. Resultados AMS de las medias de los sitios enlistados en la Tabla 2, correspondientes a las lavas de la Formación Nazas en Charcas. Los cuadrados son direcciones de K1, triángulos K2 y círculos K3. La media se muestra con un símbolo de mayor tamaño. Proyecciones en el hemisferio inferior. La línea roja es el plano de foliación magnética. Abajo se muestra gráfica de grado de anisotropía vs. susceptibilidad media y el parámetro de forma T vs. grado de anisotropía.

Las muestras analizadas para paleomagnetismo presentan en general un patrón multivectorial y rara vez univectorial en sus diagramas de desmagnetización (**Figura 8**). Las magnetizaciones aisladas en todos los sitios se agrupan en 3 componentes principales, cuyos rangos de desbloqueo se indican en la **Tabla 3**, junto con las direcciones medias y parámetros estadísticos. Una componente de baja estabilidad, generalmente removida a los 250°C está dirigida al norte y es de inclinación positiva moderada (in-situ). El componente B es de temperaturas de desbloqueo intermedias (250-580°C). En general, las declinaciones son hacia el sureste y las inclinaciones negativas intermedias (60°-30°) a someras ($\leq 30^\circ$). El tercer componente C fue identificado a altas temperaturas y/o coercividades (20-90mT/640-680°C), presenta direcciones hacia el nor-noreste y este así como inclinaciones positivas y negativas cercanas a la horizontal, con sus direcciones antipodales. Los componentes B y C fueron identificados en la mayoría de las muestras sin diferenciar dominio estructural, área de trabajo o posición estratigráfica, excepto en el caso de las rocas volcánicas de la Formación Nazas que tienen un comportamiento casi univectorial que define la componente C.

En los siguientes párrafos se hará una descripción mas detallada de los componentes paleomagnéticos aislados en cada unidad geológica.

En la Formación Nazas (área de Charcas) 7 sitios mostraron resultados favorables para hacer un análisis paleomagnético, mientras que 3 sitios no dieron resultados satisfactorios, uno de estos sitios (CHA-2) fue tomado en una brecha volcánica. La intensidad de magnetización remanente natural (NRM) es alta y está en un rango entre 0.49 y 3.93E-3 A/m. En las rocas volcánicas de grano fino de esta unidad se aisló el componente C con magnetizaciones univectoriales dirigidas hacia el noreste (**Figura 8A**), cuyas inclinaciones in-situ son negativas (Sitios CHA-1, CHA-4, CHA-5, CHA-6, CHA-9 y CHA10) y que se mantiene negativa el sitio CHA-1 luego de la corrección estructural. Ocasionalmente en algunos especímenes se pudo observar un componente de bajas coercividades (0-9mt) con direcciones hacia el norte.

En la Formación la Boca de los 7 sitios analizados, solo uno (HUI-43) presentó direcciones dispersas a altas temperaturas y no fue tenido en cuenta en el cálculo de la media de las direcciones (**Tabla 3**). La intensidad de NRM se encuentra en un rango 6.3E-3 y 4.9E-4 A/m. El comportamiento es complejo y multivectorial, con componentes cuyo espectro de temperaturas de desbloqueo se traslapa. En estos sitios se pudieron aislar tres componentes (**Figura 8B y 8C**). La componente de menor estabilidad está dirigida al norte es de inclinación positiva. Una componente intermedia B que presenta declinaciones hacia el sureste y con inclinaciones negativas se define en el rango de temperaturas entre ~250 y ~600°C; sin embargo, en el sitio HUI-42 esta componente tiene direcciones hacia el noreste y con inclinaciones positivas. La componente de alta temperatura C, presenta declinaciones hacia el norte-noreste de inclinaciones negativas someras, excepto en los sitios HUI-47 y HUI-48 que tienen inclinaciones positivas someras. Luego de la corrección estructural las inclinaciones de todos los sitios se hacen más someras. Al igual que en la Formación Nazas, en algunos especímenes se pudo observar un componente de bajas temperaturas con dirección hacia el norte que sugieren su origen es viscoso (**Figura 8B y 8C**).

CHARCAS							In Situ		Corrección Estructural		α95 (°)	k	Comp.
Sitio	Unidad	Latitud	Longitud	Dd/dip	N/n	AF (mT)	Dec	Inc	Dec	Inc			
CHA-1	Fm. Nazas	23.105778	-101.179000	185/15	6/6	0-90	57.4	-38.4	50	-28.4	8.3	66.4	c
CHA-3	Fm. Nazas	23.095550	-101.173933	185/15	5/5	40-90	10.9	3.2	11.2	18.1	5.1	223.3	c
CHA-4	Fm. Nazas	23.095550	-101.173933	185/15	6/6	50-90	25	-5.5	25.1	8.6	8.2	68.2	c
CHA-5	Fm. Nazas	23.095550	-101.173933	185/15	6/6	50-90	27.6	-10.4	27.3	3.5	6.8	98.8	c
CHA-6	Fm. Nazas	23.095550	-101.173933	185/15	5/4	50-90	26.5	-2.9	26.9	11.1	8.2	125	c
CHA-9	Fm. Nazas	23.095550	-101.173933	185/15	6/5	0-90	13.5	-14.2	13.2	0.6	8.5	82.1	c
CHA-10	Fm. Nazas	23.095550	-101.173933	185/15	5/5	0-90	20.9	-2.8	21.2	11.7	10.6	52.9	c
REAL DE CATORCE							In Situ		Corrección Estructural		α95 (°)	k	Comp.
Sitio	Unidad	Latitud	Longitud	Dd/dip	N/n	Termal (°C)	Dec	Inc	Dec	Inc			
†RC-11	Fm. La Joya	23.700150	-100.892317	340/28	8/3	250-600	166.1	-35.2	160	-7.4	3.6	1170.3	b
					4/2	650-670	359.1	41.7	349.5	14.5	5.9	150.7	c
RC-12	Fm. La Joya	23.700250	-100.892592	305/50	7/7	175-670	164.3	-42.5	144.6	0.2	4.5	178.5	b
					7/6	650-670	334.8	37.1	320.3	-8.2	13.1	118	c
†RC-13	Fm. La Joya	23.700300	-100.892717	305/50	9/9	325-650	169.3	-43	147.5	-2.1	7.1	52.9	b
					9/8	650-670	355	35.4	335.4	-1.7	8.1	103.4	c
RC-14	Fm. La Joya	23.700333	-100.892750	204/32	6/6	325-660	156	-42.2	124.9	-56.3	7.8	74.8	b
					6/6	650-670	345.4	45	310.3	63.2	19.4	135.3	c
†RC-15	Fm. La Joya	23.700383	-100.892783	220/27	6/6	175-660	137.1	-53.8	105.2	-40.8	7.7	76.7	b
					6/6	650-670	320.3	50.1	291.1	47.4	19.5	30.2	c
RC-16	Fm. La Joya	23.700417	-100.892800	220/27	6/6	325-620	151.9	-59.3	107.4	-52.5	9	56.9	b
					6/6	650-670	3.7	12.5	358.6	33.4	10.6	30.9	c
†RC-17	Fm. La Joya	23.700483	-100.892800	204/32	9/6	175-580	174.5	-51.5	126.6	-12	4.8	194.3	b
					9/5	640-660	18.5	24.7	19.2	56.5	8.3	85.8	c
RC-18	Fm. La Joya	23.700600	-100.892783	220/27	6/6	100-650	169.9	-49	135.8	-59.6	9.5	51.2	b
					6/4	650-670	11.2	22.3	11	46.5	11.6	64.6	c
RC-19	Fm. La Joya	23.700567	-100.892800	220/27	7/6	250-660	169.9	-44.9	141.2	-56.6	9.9	46.7	b
					6/6	650-670	350	38.1	328.2	51.2	23.3	107.4	c
†RC-20	Fm. La Joya	23.700800	-100.892978	220/27	6/4	100-660	131.6	26.1	Viscoso		24.8	14.7	b*
					6/4	650-670	32.2	-8.6	34.3	18.1	12.3	30.7	c
RC-21	Fm. La Joya	23.700850	-100.892617	206/30	6/6	175-640	172.2	-43.1	152.9	-22.9	2.7	614.7	b
					6/6	650-670	344.1	41.7	327.1	19.1	20.9	64.9	c
†RC-22	Fm. La Joya	23.701050	-100.892550	206/30	6/6	175-650	162.3	-42.9	145.9	-19.7	6	125.7	b
					6/6	650-670	2.5	25.3	349.3	10.9	10.9	244	c
†RC-23	Fm. La Joya	23.701150	-100.892517	206/30	6/6	175-650	165.4	-40.2	149.3	-18.1	5.8	133.9	b
					6/6	650-670	347.7	31.9	334	11.2	14.5	18.4	c
RC-24	Fm. La Joya	23.701333	-100.892300	206/30	6/5	0-670	170.3	-32.9	156.1	-13	15.4	19.8	b
†RC-25	Fm. La Joya	23.701533	-100.892567	238/30	4/4	250-670	167.4	-39.7	141.3	-42.9	9.1	103.7	b
					4/4	640-670	357.4	29.1	338.6	38.5	18.3	192.9	c
RC-26	Fm. La Joya	23.701667	-100.892583	238/30	6/5	0-640	163.9	-44	134.1	-44	12.2	40.1	b
					6/4	640-660	1.2	43	329.5	52.3	17	329.5	c

HUIZACHAL							In Situ		Corrección Estructural		α95 (°)	k	Comp.
Sitio	Unidad	Latitud	Longitud	Dd/dip	N/n	Termal (°C)	Dec	Inc	Dec	Inc			
HUI-28	Fm. La Joya	23.588470	-99.222070	165/13	6/5	100-580	153.5	-28.6	151.5	-43.3	11.9	42.1	b
					6/4	620-670	112	-19.1	107.5	-26.5	22.5	17.6	c
†HUI-29	Fm. La Joya	23.588510	-99.222100	160/20	7/3	175-540	143.8	-46.8	132.8	-65.2	16.7	55.7	b
					7/5	640-670	94.8	11.8	97.2	3	22.5	12.5	c
†HUI-31	Fm. La Joya	23.588540	-99.222150	184/15	6/6	250-620	150.7	-35.6	143.3	-46.8	11	49.1	b
					6/6	650-670	95.4	17.6	99.7	16.7	17.1	22.4	c
†HUI-32.5	Fm. La Joya	23.588600	-99.222270	168/18	8/5	620-670	116.9	10.4	118	-1.1	18.1	18.9	c
†HUI-35	Fm. La Joya	23.588750	-99.222420	157/17	8/7	600-670	109.6	19.7	112.6	7.8	12.7	23.5	c
HUI-36	Fm. La Joya	23.588830	-99.222480	218/10	7/7	640-660	90.8	2.6	91.6	8.6	21.9	10.1	c
HUI-37	Fm. La Joya	23.590320	-99.223160	170/12	6/4	100-620	154.8	-38.8	151.3	-50.3	10.5	78.1	b
†HUI-38	Fm. La Joya	23.590310	-99.223230	170/12	7/6	100-580	165.3	-42.1	164.1	-54	9.5	50.9	b
38+37					14/3	650-670	76.7	2	76.6	13.9	6.3	63	c
†HUI-40	Fm. La Joya	23.590190	-99.223300	160/28	7/5	100-660	162.8	-33.5	164.9	-61.4	8.5	33.4	b
					7/4	660-670	115.9	13.4	106.9	32.2	17.5	20	c*
†HUI-42	Fm. La Boca	23.584570	-99.233310	28/4	7/6	100-660	149.8	-18.5	151	-16.4	19	17.2	b
					7/6	660-680	359.2	-31.8	357.1	-29.8	10.1	44.7	c
HUI-43	Fm. La Boca	23.584520	-99.233750	16/15	6/4	175-600	149	-18.5	151.5	-8	19	17.2	b
					6/5	660-680	20.1	-20	Viscoso		43	5.5	c
†HUI-44	Fm. La Boca	23.584470	-99.234010	256/10	7/6	250-580	170.9	-31.1	164.8	-31.4	9.3	68.5	b
					7/6	660-680	353.6	-18.6	356.8	-17.0	8.7	60.3	c
†HUI-45	Fm. La Boca	23.584420	-99.234440	248/12	6/5	660-680	356.7	-10.9	357.8	-6.9	10.3	56.4	c
HUI-46	Fm. La Boca	23.584400	-99.234570	256/11	6/6	250-620	145.4	-21.1	141.9	-16.9	14.1	22.4	b
					6/5	660-680	3.2	-23.5	7.3	-19.9	18.5	18.1	c
†HUI-47	Fm. La Boca	23.584360	-99.235030	259/18	6/5	325-540	154.4	-21.7	148.5	-16.2	15.7	24.8	b
					6/6	660-680	337.5	7.7	335.7	3.8	17	22.8	c*
HUI-48	Fm. La Boca	23.584300	-99.235520	226/15	7/6	175-620	151.2	-17.7	146	-21	20.2	15.3	b
					7/6	660-680	15.4	1.7	14.3	14.6	12.4	38.8	c

†Muestras Analizadas en la Universidad de Texas *Muestras analizadas por círculos mayores

Tabla 3. Datos Paleomagnéticos y parámetros estadísticos para las formaciones Nazas, La Boca y La Joya. **Dd** (Dirección de Buzamiento), **N** (Número Total de sitios), **n** (Número de sitios donde se aislo componente), **Dec** (Declinación), **Inc** (Inclinación). Las direcciones con valores de α95 > 20° y/o k < 10 no se le calculó corrección estructural ni se le asigna componente, estas direcciones se descartaron por su alta dispersión en el cálculo de las direcciones media

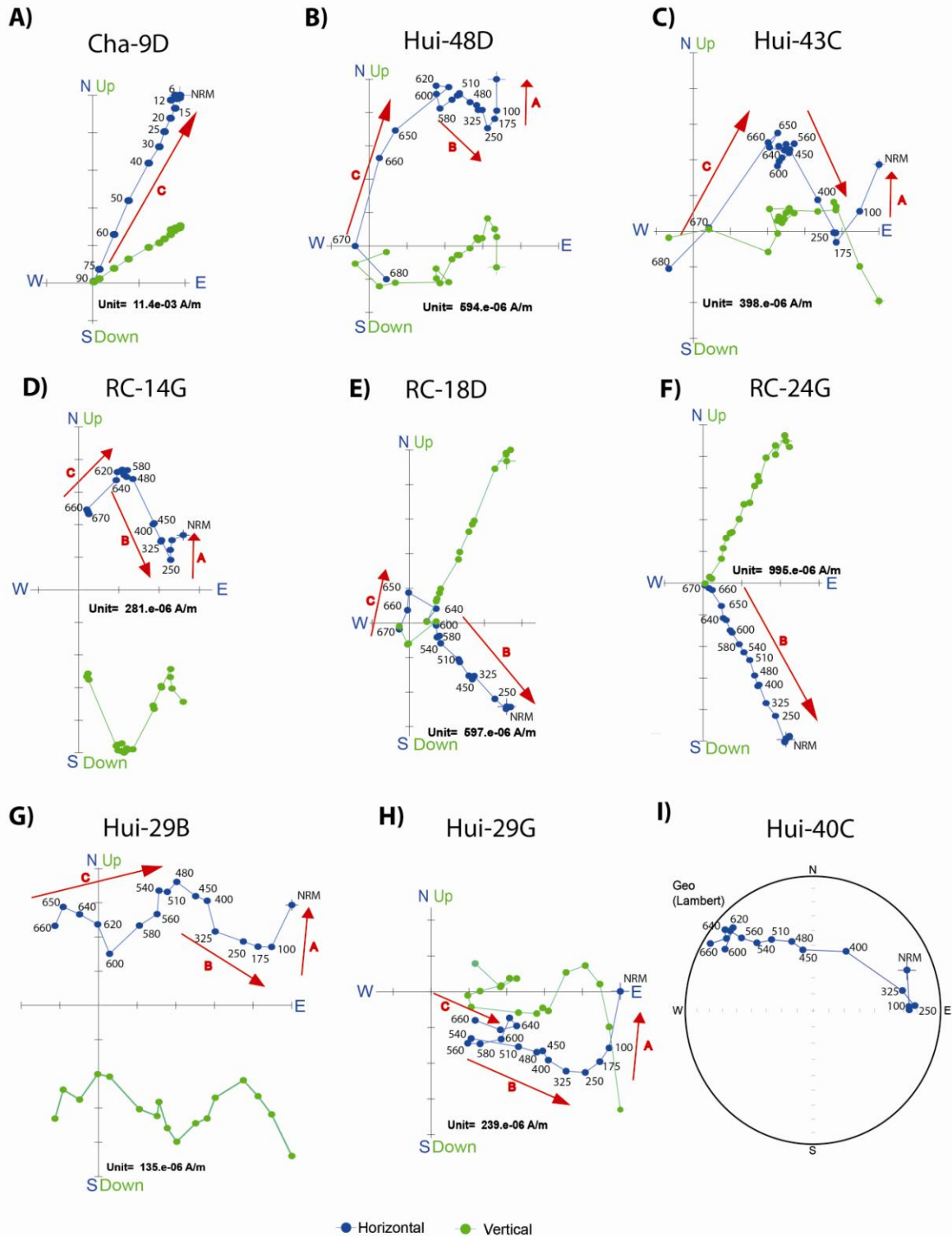


Figura 8. Diagramas de Zijderveld A) Formación Nazas (área Charcas), B) y C) Formación La Boca (área Huizachal), D) E y F) Formación La Joya (área Real de Catorce). G) H) Formación La Joya (área Huizachal) I) Diagrama de igual área para la Formación La Joya (área Huizachal) mostrando círculo mayor entre 250°C y 660°C. Números en la horizontal indican las temperaturas (°C) o las coercividades (mT) a las que fue medida la remanencia magnética de las rocas. Flechas rojas en la horizontal indican componentes aisladas en los diferentes sitios.

La Formación la Joya fue muestreada en dos localidades, en el área de Real de Catorce y en el área de Huizachal (**Tabla 3**). Para esta unidad describiré los resultados de acuerdo a cada una de las áreas en las que fueron tomadas las muestras, porque presentan diferencias entre un área y la otra. En el área de Real de Catorce las muestras tienen una intensidad de NRM entre $8.8E-3$ y $6.7E-4$ A/m. Se pudieron aislar tres componentes. Una de bajas temperaturas A, tiene declinaciones al norte e inclinaciones positivas intermedias a altas temperaturas, observada a nivel de espécimen (**Figura 8D**). Un componente intermedio B, con declinaciones hacia el sureste e inclinaciones intermedias negativas (**Figura 8E**), es la magnetización dominante, inclusive en algunos especímenes solo llega a estar presente esta componente (**Figura 8F**). Luego de la corrección estructural las direcciones son ligeramente más someras (**Tabla 3**). A altas temperaturas fue aislado un componente C, que presenta declinaciones hacia el norte con inclinaciones positivas someras a moderadas, las cuales, después de la corrección estructural son ligeramente más dispersas. Los sitios RC-11, RC-12 y RC-13 fueron tomados en el flanco sur de un pequeño pliegue, mientras que los sitios RC-14, RC-15, RC-16 y RC-17 fueron tomados en el flanco norte de este mismo pliegue. La prueba del pliegue de Ekin (2003) para estos sitios con las direcciones encontradas para el componente B (**Figura 9A**) indica que el mejor ajuste de los datos ocurre con una horizontalización (Unfolding) del $24.7\% \pm 21.4\%$ y que por consiguiente el test es indeterminado. Esta misma prueba para las direcciones de altas temperaturas (Componente C) indica que el mejor ajuste de los datos ocurre con una horizontalización (Unfolding) del $26.9\% \pm 38.9\%$ (**Figura 9B**) y que por consiguiente el test es negativo.

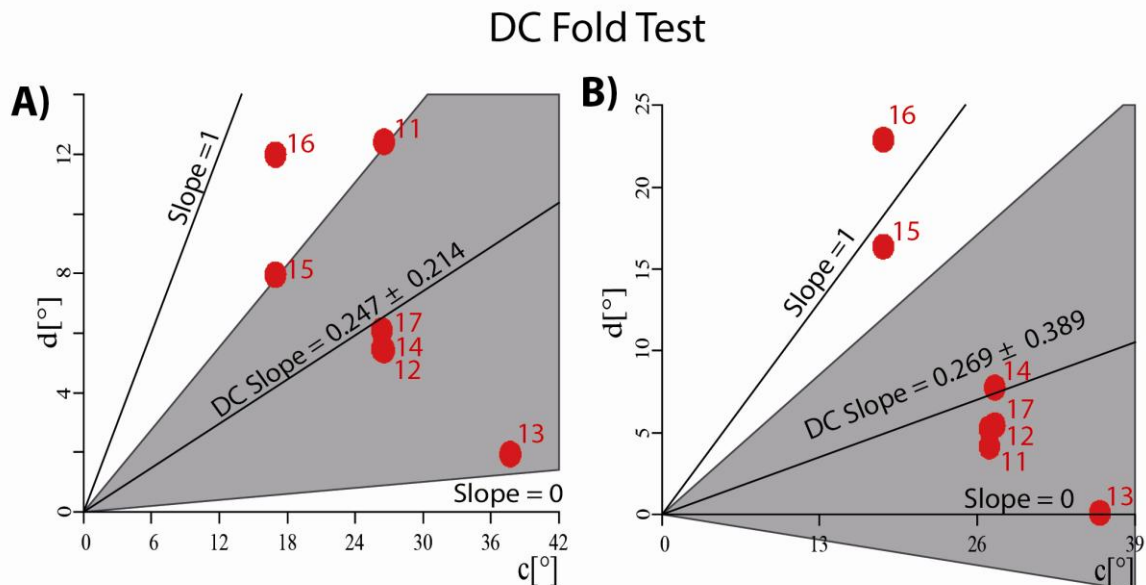


Figura 9. Resultados de la prueba de pliegue (DC-Test, Ekin, 2003) para los sitios RC-11 a RC-17 (Puntos rojos) de la Formación La Joya. A) Prueba de DC-test para la componente B. B) Prueba de DC-test para la componente C. El valor c representa el ángulo entre la dirección media in situ y la dirección media corregida estructuralmente por la relación angular entre las direcciones medias in situ y corregidas por buzamiento. El valor d es una proyección del arco entre las direcciones medias in situ y la dirección media in situ sobre el arco usado para calcular el valor c. El área sombreada representa la región del 95% de confianza.

En el área de Huizachal en los sitios de la Formación la Joya tienen una intensidad de NRM entre $5.2E-3$ y $1.2E-4$ A/m. Se pudieron aislar cuatro componentes, una de bajas temperaturas A, tiene declinaciones al norte e inclinaciones positivas intermedias a altas (**Figura 8G**); un segundo componente intermedio B, tiene declinaciones hacia el sureste e inclinaciones negativas intermedias, las cuales luego de la corrección estructural son más altas. El tercer componente de temperaturas medias a altas C tiene declinaciones hacia el este con inclinaciones positivas y/o negativas someras, este componentes se observó a nivel de varios especímenes (**Figura 8H**). Finalmente, un cuarto componente D de altas temperaturas con declinaciones hacia el oeste e inclinaciones someras positivas, después de la corrección estructural estas inclinaciones se hacen más someras. Esta componente se define por las trayectorias de desmagnetización pero en un número de especímenes insuficientes para calcular su dirección media (**Figura 8I**). De los sitios analizados el HUI-40 corresponde a una dirección antipodal de las de los otros sitios.

El cálculo de la dirección media se realizó para cada formación y en cada una de las áreas estudiadas. Este cálculo fue obtenido para el componente intermedio B y la componente de altas temperaturas C (**Tabla 4**).

		N	In Situ		a95	k	Corrección Estructural		a95	k
			Dec	Inc			Dec	Inc		
Fm. La Joya (Real 14)	Comp B	15	164.6	-44.6	4.4	76.5	140.3	-30.7	12.4	10.5
Fm. La Joya (Huizachal)	Comp B	6	155.3	-37.8	7.4	83.9	151.6	-53.9	9	56.9
Fm. La Boca	Comp B	6	153.1	-21.6	7.9	72.1	150.4	-18.4	8.7	59.9
Fm. La Joya (Real 14)	Comp C	9	355.9	31.6	8.8	34.8	341.4	23.8	18.6	8.6
Fm. La Joya (Huizachal)	Comp C	8	101.4	7.6	13.9	18.8	101.2	7.1	14.9	14.9
Fm. La Boca	Comp C	6	357.6	-12.8	16.5	17.5	358.1	-9.5	17.7	15.3
Fm. Nazas	Comp C	6	20.8	-5.5	7.7	75.8	20.9	9	7.8	75.6

Tabla 4. Direcciones medias para los componente B y C para las formaciones Nazas, La Boca y La Joya. N (Número Total de sitios), Dec (Declinación), Inc (Inclinación) con 100% de unfolding luego de la corrección estructural.

El componente intermedio B tiene direcciones medias hacia el sureste en las formaciones La Boca y La Joya con inclinaciones negativas intermedias que se hacen más someras, exceptuando a las de la Formación La Joya en el área de Huizachal; los parámetros estadísticos k y α_{95} empeoran en ambas unidades litológicas luego de realizar la corrección estructural. En el área de Real de Catorce dentro de la Formación La Joya (**Figura 10A**) ocurrió un desagrupamiento de los datos; mientras que en la Formación La Boca este desagrupamiento es leve (**Figura 10B**). Esto sugiere que la componente B para interpretaciones debe considerarse en coordenadas in-situ.

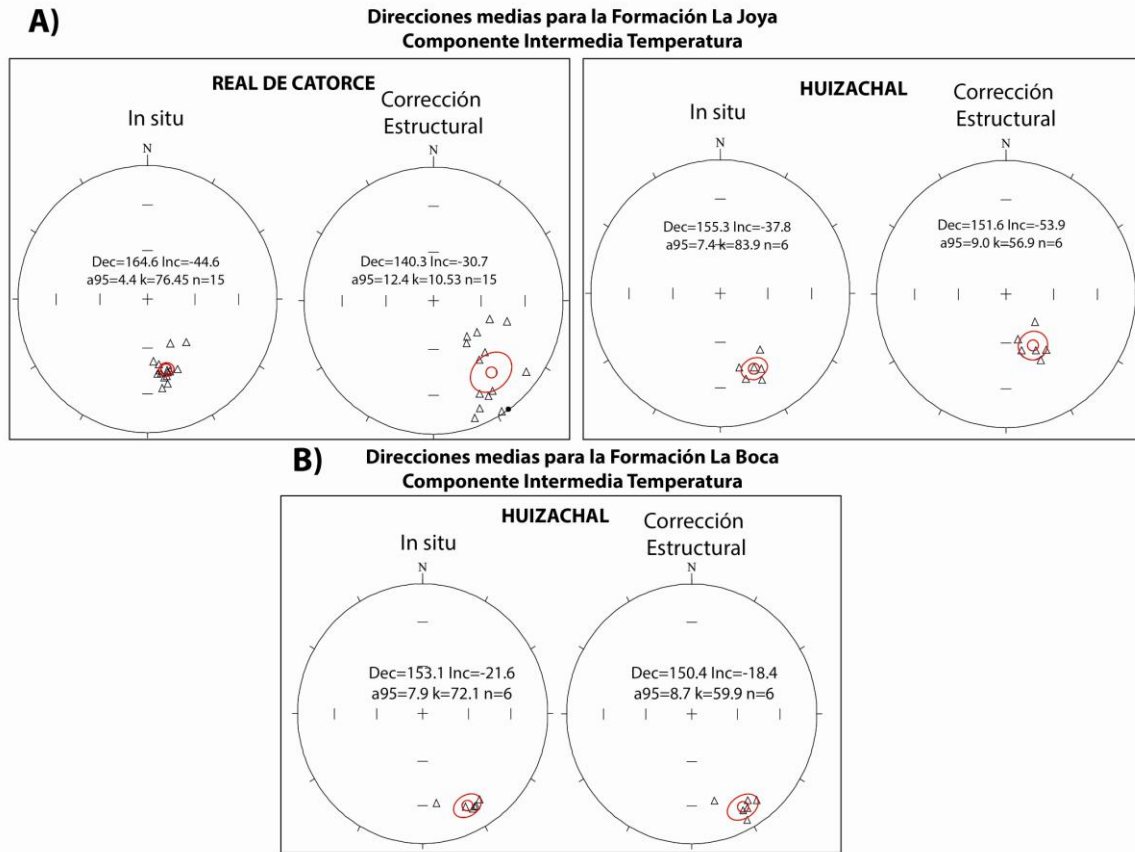


Figura 10. Diagramas de igual área para el componente de intermedia temperatura B en las formaciones La Boca y La Joya. Símbolos cerrados (abiertos) representan inclinaciones positivas (negativas). Símbolos rojos representan direcciones medias con su respectivo cono de confianza.

El componente C de altas temperaturas tiene diferentes direcciones en cada una de las formaciones trabajadas e inclusive muestra cambios dentro de una misma Formación (La Joya) en áreas diferentes de muestreo. La Formación Nazas presenta direcciones medias hacia el noreste con inclinaciones negativas, después de la corrección estructural estas inclinaciones son positivas someras y sus parámetros estadísticos α_{95} y k se mantienen casi constantes (**Figura 11A**). Por su parte, en la Formación La Boca las direcciones son hacia el norte con inclinaciones negativas que luego de la corrección estructural son más someras y se mantienen negativas (**Figura 11B**); al igual que la Formación Nazas los parámetros estadísticos se mantienen casi constantes. La Formación La Joya es un caso particular, porque presenta dos direcciones medias. En el área de Real de Catorce la dirección característica es hacia el norte con inclinaciones someras positivas y después de la corrección estructural las inclinaciones son más altas y los parámetros estadísticos α_{95} y k empeoran ligeramente, el intervalo de confianza aumenta y la precisión k disminuye (**Figura 11C**). En el valle de Huizachal la dirección característica en la Formación La Joya es hacia el oriente con inclinaciones positivas someras y prácticamente no hay cambios luego de la corrección estructural tanto en la declinación e inclinación, como en los parámetros estadísticos. Para la interpretación, la componente C es considerada entonces primaria y en coordenadas corregidas, excepto para La Joya en la localidad de Real de Catorce.

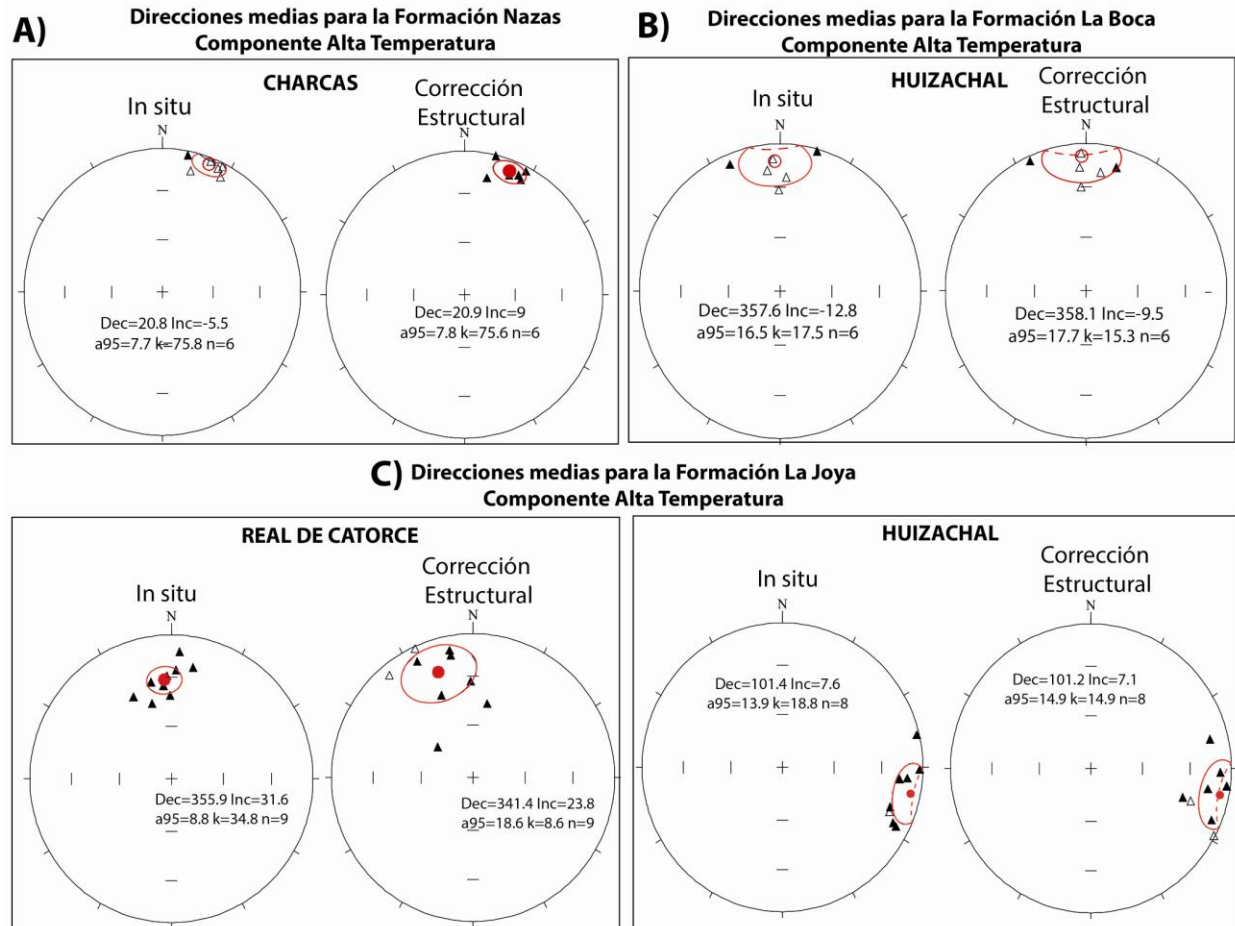


Figura 11. Diagramas de igual área para el componente de alta temperatura C en las formaciones Nazas, La Boca y La Joya. Símbolos cerrados (abiertos) representan inclinaciones positivas (negativas). Símbolos rojos representan direcciones medias.

5. DISCUSIÓN

Determinar la temporalidad de las magnetizaciones y los minerales portadores de estas magnetizaciones es importante en los análisis paleomagnéticos, por que de un estudio cuidadoso de ellas se pueden hacer reconstrucciones tectónicas fidedignas; especialmente durante el lapso del Jurásico Temprano a Medio, tiempo en el que fueron depositadas las rocas de este estudio, las cuales registran los cambios paleolatitudinales producto de la ruptura de Pangea ecuatorial occidental.

Para la Formación Nazas, los patrones univectoriales de los diagramas de Zijderveld terminando en el origen y el nulo cambio de los parámetros estadísticos luego de la corrección estructural sugiere que la componente C con direcciones hacia el norte es primaria. El mineral portador de la remanencia es magnetita, que es un mineral más común en rocas volcánicas y cuya remanencia magnética es borrada a los campos alternos de ~ 90 mT (**Figura 12**). La Formación La Boca por su parte fue muestreada en los estratos compuestos por areniscas y limolitas rojas, el mineral predominante que es el portador de la remanencia magnética es la hematita en este tipo de rocas. En esta unidad se

observó que el borrado total de dicha remanecia ocurre a los 680°C (**Figura 12**), que es la temperatura de Curie para la hematita. Por consiguiente, se sugiere que las direcciones calculadas para la componente C son primarias; mientras que el componente B que presenta un mayor desagrupamiento de las direcciones luego de la corrección estructural indica que es secundario.

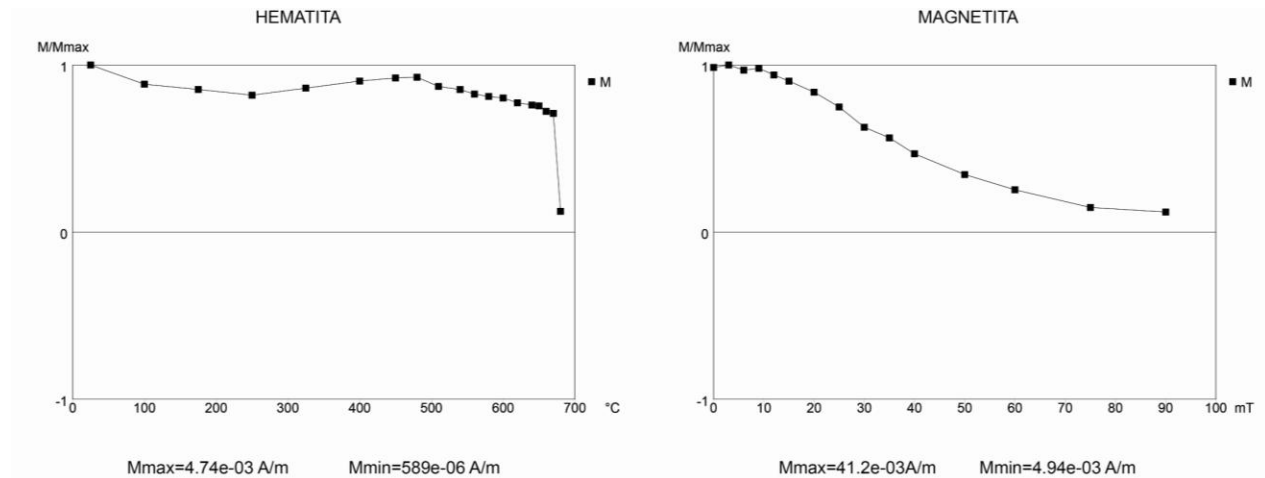


Figura 12. Diagramas del borrado característico para minerales como Hematita (termal) y de magnetita (Campos Alternos) en muestras de las formaciones la Boca y Nazas respectivamente.

Los sitios muestreados en la Formación La Joya también son areniscas y limolitas, no obstante, el patrón de sus diagramas de Zijderveld es más complejo que los de la Formación La Boca, especialmente en el área de Huizachal, debido a esto se realizaron análisis petrográficos para determinar cuáles minerales magnéticos están presentes en estas rocas y la temporalidad de su formación. Además de la prueba del pliegue realizada en la Formación La Joya, se realizaron análisis petrográficos de luz reflejada y luz transmitida sobre rocas de esta unidad, con el objeto de establecer cuáles son los minerales portadores de las magnetizaciones de alta y baja temperatura (componentes B y C).

Las muestras analizadas petrográficamente con luz reflejada en rocas de la Formación La Joya, presentan minerales opacos diseminados en la roca en un 3% del armazón; ocasionalmente se encuentran formando laminas delgadas (“heavy mineral laminations”). Los principales minerales constituyentes son magnetitas, las cuales son grises, de baja reflectividad, isotrópicas, anhedrales y ocasionalmente son subhedrales. Su tamaño de grano es inferior al del armazón de la roca (**Figura 13**). No obstante, hematitas detríticas están presentes en esta unidad, en menor proporción que las magnetitas, con formas euhedrales a subhedrales, ligeramente se observan reflejos internos, tienen baja reflectividad (**Figura 13**).

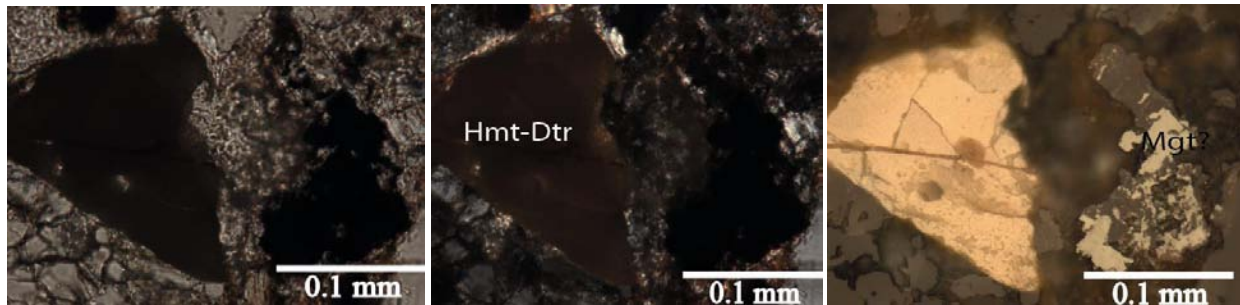


Figura 13. Fotomicrografía del sitio HUI-28 correspondiente a la Formación La Joya, en la cual se observa magnetita anhedral (**mgt**), Hematita detritica subhedral (**Hmt-Dtr**) con reflejos internos en sus fracturas. Luz polarizada plana (Izquierda), luz polarizada cruzada (centro), luz reflejada cruzada (Derecha).

Las magnetitas a menudo tienen texturas esqueletales y han sido reemplazadas por martita parcialmente o totalmente (**Figura 14**); la martita se encuentra relleno de espacios porosos e intersticiales. El origen de la martita en lechos rojos se ha interpretado como post-deposicional, producto de oxidación post-deposicional de magnetita detritica (Walker *et al.*, 1981). El reemplazamiento ocurrió después de la deposición y durante el sepultamiento, donde los granos fueron lavados por aguas intersticiales las cuales tienen condiciones estables de Eh-pH favorables para la formación de hematita (Walker *et al.* 1981; Rey *et al.* 1996).

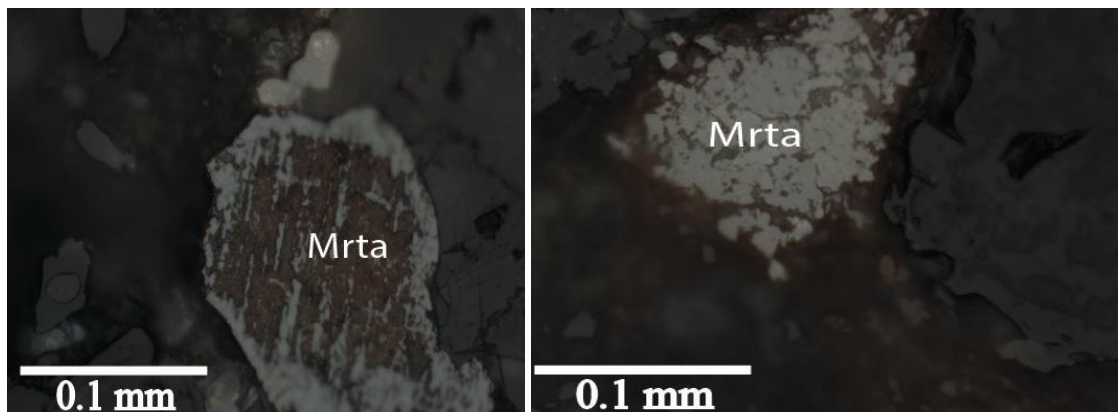


Figura 14. Fotomicrografía del sitio HUI-37 correspondiente a la Formación La Joya en luz reflejada cruzada, la cual muestra magnetitas reemplazadas por Martita (**Mrta**), con texturas esqueletales (Izquierda) y relleno de espacio intersticial (Derecha).

La formación de hematita microcristalina que rellena el espacio poroso y que cubre los principales granos del armazón (cuarzo y feldespato) corresponde al último evento en la historia de diagénesis de estas rocas. Esto se evidencia en la temporalidad de los cementos presentes. El primer cemento está constituido por calcita que rodea los granos de cuarzo e incluso parece reemplazarlos (**Figura 15**), el origen de este cemento probablemente sea la disolución de calizas producto de efectos diagenéticos en las rocas que suprayacen a esta unidad (Grupo Zuloaga). Sobre esta calcita se encuentra la hematita microcristalina, sugiriendo que fue formada después del cemento calcáreo y que correspondería a un segundo cemento, que por ende es más tardío y es además el más invasivo dentro del espacio intersticial. Adicionalmente, Rey *et al.* (1996) sugieren que en lechos rojos la desmagnetización térmica permite aislar la remanencia característica, pero no ocurre lo mismo con la magnetización química asociada con el componente más joven. Esta es la situación presente con la

hematita microcristalina, la cual debió adquirir una magnetización de tipo química durante la diagénesis de las rocas de la Formación La Joya.

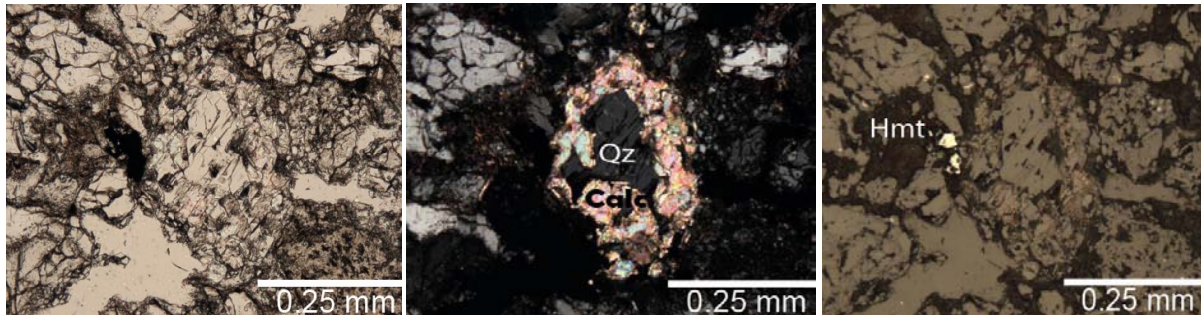


Figura 15. Fotomicrografía del sitio HUI-34 correspondiente a la Formación La Joya, en la cual se observa hematita anhedral (Hmt) relleno de espacio intersticial, Cuarzo anhedral (Qz) y Calcita (Calc) como cemento primario. Luz polarizada plana (Izquierda), luz polarizada cruzada (centro), luz reflejada cruzada (Derecha).

Por lo tanto, la hematita es producto de la diagénesis, y el magnetismo remanente adquirido por estos minerales ocurrió mucho tiempo después de su depositación; esto conlleva a sugerir que la hematita formada producto de alteración de la magnetita (i.e., martita) y la hematita microcristalina son las responsables de la magnetización del componente B y en gran medida de la componente C de alta temperatura de La Formación La Joya en el área de Real de Catorce.

La prueba del pliegue (DC-Test; Enkin, 2003) para las componentes B y C de la Formación La Joya en Real de Catorce, reafirma el carácter secundario de su magnetización al menos de manera parcial. Para el componente B el resultado es una prueba indeterminada, mientras que para la componente C la prueba es negativa con un porcentaje de horizontalización (Unfolding) 24.7% y 26.9% respectivamente, sugiriendo que la magnetización fue probablemente adquirida después del plegamiento o al menos durante el plegamiento. Además, Böhnelt *et al.* (1990) reportan direcciones hacia el sureste con inclinaciones negativas al Sur de la Sierra Madre Oriental para rocas del Grupo Huizachal y Huayacocotla del Jurásico Temprano, esto en la Formación Tamán del Jurásico Superior y Formación Pimienta del Cretácico Inferior. Esta observación sugieren a Böhnelt *et al.* (1990) que estas direcciones son completamente remagnetizadas producto de una fase de deformación del Cretácico Temprano o durante la Orogenia Laramide en el Cretácico Tardío.

La presencia de hematita detrítica sugiere que este es el mineral portador de la remanencia característica C en la Formación La Joya, especialmente en las rocas aflorantes del Valle de Huizachal. Además, la constancia en los parámetros estadísticos α_{95} y k luego de las correcciones estructurales soportan la idea de su carácter primario para las direcciones encontradas en esta área.

5.1 Implicaciones Tectónicas y Paleogeográficas

Las rotaciones sobre ejes verticales pueden explicar y a su vez llevar a una mejor interpretación de los datos paleomagnéticos, y estas rotaciones son calculadas con base en las diferencias de valores en declinación esperada y la observada. Las curvas de vagabundeó polar aparente (APWP, siglas en inglés) para Norteamérica en el lapso Jurásico a Cretácico inferior han sido construidas en los últimos 40 años con base en diferentes métodos como el de ventana de tiempo móvil (*sliding-time-window*) (Irving y Irving 1982), con Polos de Euler Paleomagnéticos (Gordon *et al.*, 1984) y haciendo las correcciones de error por inclinación de los polos hallados en rocas sedimentarias (Kent y Irving 2010). Sin embargo, en estas curvas persisten polos que presentaban discrepancias para el transecto Jurásico (Gordon *et al.*, 1984; Irving y Irving 1982) y estos persisten a pesar de hacer la corrección por inclinación o incluir exclusivamente rocas ígneas (Kent y Irving 2010). La curva tiene cambios abruptos de los paleopolos; por ejemplo, en la curva de (Kent y Irving 2010) hay un salto entre 160 Ma y 150Ma. Con el objetivo de tener una curva con menos cambios abruptos y con los polos procedentes de rocas sedimentarias corregidos por el error de inclinación, se construyó una nueva curva de vagabundeó polar aparente con solo polos de Norteamérica y Suramérica (**Tabla 5**) (**Figura 16**) con el método de ventana de tiempo móvil para el lapso Jurásico Inferior al Cretácico Inferior. Para esto los polos de Suramérica se rotaron a coordenadas de Norteamérica utilizando los parámetros de Pindell y Kennan (2009). Esto permite además considerar la interpretación de datos en localidades cercanas en una reconstrucción de Pangea (por ejemplo, Bayona *et al.*, 2010).

Edad (Ma)	Lat	Long	A95	K	N
145-135	68.1	188.7	6	162	4
150-140	68.8	170.3	7.6	64.2	7
155-145	68.3	169.3	7.9	59.6	7
160-150	69.7	167.2	8.4	64.3	6
165-155	71.9	144	8.9	57.4	6
170-160	70.4	114.4	6.8	57.6	9
175-165	70.2	109.9	5.9	76.2	9
180-170	71.1	110.2	6.7	60.8	9
185-175	75	116.6	7.4	35.3	12
190-180	78	109.6	7.5	42.8	10
195-185	71.2	82.1	10.5	28.6	8
200-190	61.7	69.2	5.7	72.2	10
205-195	62.4	70.9	6.2	61.2	10

Tabla 5. Paleopolos utilizados para la construcción de la curva de vagabundeó polar aparente (APWP) de Norteamérica y Suramérica combinadas.

Debido a que para cada unidad litológica no se observa un patrón general de declinación e inclinación, se sugiere que estas rocas pudieron haber sido sometidas a rotaciones locales sobre ejes verticales, en lugar de todo el bloque de Oaxaquia estar rotado regionalmente como algunos bloques adyacentes. Por ejemplo, el bloque Maya experimentó una rotación antihoraria de 35° a 40° Godinez-Urban et al. (2011b). Teniendo como referencia un punto intermedio entre las áreas de muestreo (23.5°N , 101°W) y la curva de vagabundo polar aparente (**Tabla 5**), se calculó la dirección esperada. Comparando las direcciones esperadas y observadas determinamos los parámetros R y F y sus errores asociados (**Tabla 6**).

Estudios previos han concluido que las áreas donde se realizó el muestreo han rotado, particularmente en la Sierra Madre Oriental. Gose *et al.* (1982) sugieren una rotación antihoraria de 130° para la Formación La Boca respecto de Norteamérica, Belcher (1979) de 120° antihoraria para todo el grupo Huizachal y Warrior (2008) una rotación tectónica antihoraria de 50° para la Formación La Joya en Real de Catorce. Los datos de Gose *et al.* (1982) son cuestionables, pues en su estudio no reconoce el carácter multivectorial de la magnetización remanente natural. Existe también rotación aparente entre localidades, ya que los resultados para el cañón de La Boca difieren en declinación de los resultados para los cañones Caballeros y Peregrina. Ambos resultados difieren también para los datos del cañón La Perra, que reporta Warrior (2008).

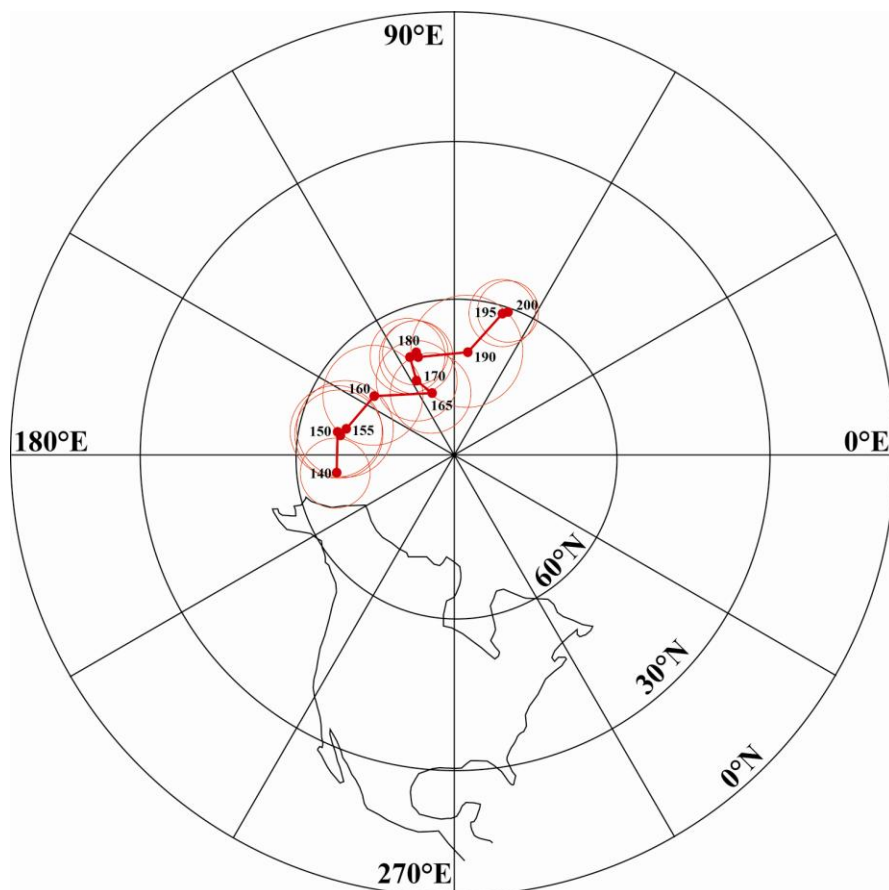


Figura 16. Curva de vagabundo polar aparente para Norteamérica (APWP). Números indican edades en Ma.

Con base en los datos de las declinaciones medias encontradas para los componentes característicos (Comp. C) de las formaciones Nazas, La Boca y La Joya y comparándolas con los paleopolos encontrados en la curva de vagabundeo polar aparente definida en este trabajo, se calculó las rotaciones sobre ejes verticales. La Formación Nazas presenta una rotación horaria de $30.2^{\circ} \pm 8^{\circ}$ con un flattening de $12.2^{\circ} \pm 12^{\circ}$ usando el paleopolo de 180 Ma (**Tabla 5**). La Formación La Boca tiene una rotación horaria de $6.9^{\circ} \pm 15^{\circ}$ y un flattening de $11.9^{\circ} \pm 17^{\circ}$ con un paleopolo de 170 Ma (**Tabla 5**). Finalmente, la mayor magnitud de rotación ocurre en los estratos de la Formación La Joya en el valle de Huizachal siendo de $117.8^{\circ} \pm 13^{\circ}$ en sentido horario y con un flattening de $20.2^{\circ} \pm 16^{\circ}$, usando el paleopolo de 160 Ma (**Tabla 5**). Ya que a los datos de las formaciones La Joya y la Boca no se les realizó correcciones por error de inclinación, los estimados de F son valores máximos.

Ahora bien, como las rocas de la Formación La Joya son más jóvenes, la rotación a la que fueron sometidas estas rocas debe ser utilizada para corregir las direcciones en las unidades infrayacentes como es la Formación La Boca; por consiguiente, si calculamos la rotación para esta unidad previo a la rotación experimentada por la Formación La Joya, el resultado final en la Formación La Boca tendría una dirección media de $D=239.5$ e $I=-12.8$, también sugiriendo una rotación horaria de 76.5° (**Tabla 6**) asumiendo que la magnetización es de polaridad reversa.

Comparado con las interpretaciones hechas por Gose *et al.* (1982) y por Warrior (2008), los valores encontrados en este trabajo para la Formación La Boca indican inclinaciones similares pero las rotaciones obtenidas son muy diferentes. Igualmente, las rotaciones en la Formación La Joya reportadas por Gose *et al.* (1982) y por Warrior (2008) difieren bastante a las obtenidas aquí, dado que sus rotaciones son antihorarias en Real de Catorce y las encontradas en este trabajo para el Valle de Huizachal son horarias.

Sin embargo, si se revisa cuidadosamente los datos de Gose *et al.* (1982) y Warrior (2008) (**Tabla 1**), se encuentran datos significativos que muestran similitudes con los encontrados en este trabajo. Las direcciones reportadas por Gose *et al.* (1982) con declinaciones hacia el sureste e inclinaciones negativas intermedias para la Formación La Joya en las localidades de Cañón de Peregrina y Valle de Huizachal son similares a aquellas que corresponden al componente B de este trabajo para esta misma unidad. De forma parecida ocurre con las direcciones reportadas por este mismo autor para la Formación La Boca en las localidades de Galeana y Valle de Huizachal; aunque en el área de Galeana a pesar de ser descrita esta unidad por algunos autores, no existe la Formación La Boca (por no depósito del Jurásico Inferior) solo existen capas rojas del Triásico (Formación El Alamar, de Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), suprayacidas por la Formación La Joya. No obstante, las direcciones de la localidad de Cañón de Caballeros con declinaciones hacia el noreste e inclinaciones positivas someras son mas cercanas a las direcciones características encontradas en este trabajo para la Formación La Boca en el valle de Huizachal. Aun así, sigue siendo importante recalcar que Gose y colaboradores no reconocen el carácter multivectorial de la magnetización remanente. Unos resultados también interesantes reportados por Gose *et al.* (1982) corresponden con los del Cañón de

La Boca, en esta zona las direcciones características son hacia el oeste con inclinaciones negativas, resultados similares a este son reportados por Belcher (1979). Con reservas, podrían indicar que no parecen haber sido afectadas por la rotación horaria de la Formación La Joya, si calculamos una media para estos sitios la declinación es 278.7° y la inclinación -10.5° , que sugeriría la misma rotación horaria de las direcciones reportadas en este trabajo para esta unidad asumiendo polaridad reversa.

Ahora, observando los datos de Warrior (2008) (**Tabla 1**), las direcciones reportadas para algunos sitios en las formaciones Zuloaga, Zacatecas y La Boca podrían también corresponder con la componente B observada en este estudio. Por otro lado, para la Formación La Joya en Real de Catorce, Warrior (2008) reporta direcciones ligeramente antipodales a las encontradas en este trabajo en el valle de Huizachal, lo cual sugiere que dentro de la Formación La Joya se registran normales y reversos del campo magnético. Las direcciones para la Formación La Boca tomadas en el Cañón de La Perra (Barboza-Gudiño en comunicación personal, indica que en este cañón solo existen capas rojas del Triásico Superior asociadas a la Formación el Alamar y sobreyacidas por la Formación La Joya) no tienen un patrón general, incluso un par de sitios con intervalos de desmagnetización entre 300°C y 550°C tienen direcciones similares a las de la componente B de este trabajo. Sin embargo, un solo sitio con declinación de 269.2° e inclinación de -8.1° , tiene un comportamiento similar al de las muestras de Gose *et al.* (1982) para esta unidad en el Cañón de La Boca, sugiriendo nuevamente una rotación horaria para la Formación La Boca asumiendo, de nuevo, polaridad reversa.

La evolución estructural de la Sierra Madre Oriental (SMO) ha sido ampliamente documentada (De Cserna, 1956, 1989; Suter 1984, 1987; Campa y Coney 1983, Marrett y Aranda, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). En la parte central de esta serranía, específicamente en el área comprendida entre Ciudad Victoria, Real de Catorce y Charcas (**Figura 17**) Eguiluz de Antuñano *et al.*, (2000) indican que la deformación es de escamas gruesas (Thick Skin), con fallas inversas que involucran basamento, el cual está inclinado hacia el oeste del antepaís y con un acortamiento del 20%. Hacia la parte más oriental (Ciudad Victoria-Valle Huizachal) de esta área, los pliegues ocurren por doblamiento de falla (Fault-bend-folds), mientras que hacia la parte más occidental (Miquihuana-Real de Catorce) los pliegues son por propagación de fallas. Zhou *et al.* (2006) sugieren además que el hinterland experimenta muy poca deformación comparada con la SMO como un todo. A diferencia de los sectores septentrional y sur de la SMO donde los despegues de las fallas involucra niveles evaporíticos asociados a las formaciones Minas Viejas del Calloviense-Oxfordiense (sector Norte) y Guaxcama del Aptiense (en el sector Sur), en el área de estudio los despegues de las fallas están asociados a niveles de lutitas.

Para explicar la influencia de estos cambios dentro de la evolución estructural de la SMO, Zachary (2012) sugiere que existe una zona donde las estructuras de basamento fueron las responsables para guiar la deformación dentro del cinturón plegado de cabalgaduras de la SMO condicionadas por la estratigrafía presente durante las etapas deformativas. Esto permitió una propagación preferencial del frente de deformación desde el oeste al este, creando salientes (ie. Saliente Monterrey) o rellanos (Zonas de poco avance en el frente de deformación), un ejemplo de estas zona corresponde al

Rellano de Potosí (Potosí Recess); la formación de esta estructura está relacionada con la ausencia de depósitos de evaporitas de las formaciones Minas Viejas y Guaxcama en la SMO (**Figura 17**).

	Edad Paleopolo (Ma)	R	ΔR	F	ΔF
Fm. La Joya (Huizachal)	160	117.8	13	20.2	16
Fm. La Boca	170	76.5	15	11.9	17
Fm. Nazas	180	30.2	8	12.2	12

Tabla 6. Parámetros de rotación R (Rotation) y F (Flattening) para las direcciones medias de alta temperatura en las formaciones Nazas, La Boca y La Joya.

Las rotaciones horarias de más de 80° encontradas en Real de Catorce y Huizachal serian explicadas, porque estas áreas se encuentran en una zona de transición entre el Rellano Potosí (Potosí Recess) y el mayor frente de deformación en sentido estricto de la SMO; por consiguiente, durante la deformación transpresional de las formaciones La Joya y La Boca el componente lateral tendría mayor incidencia en las direcciones que fueron registradas en las magnetizaciones de estas unidades.

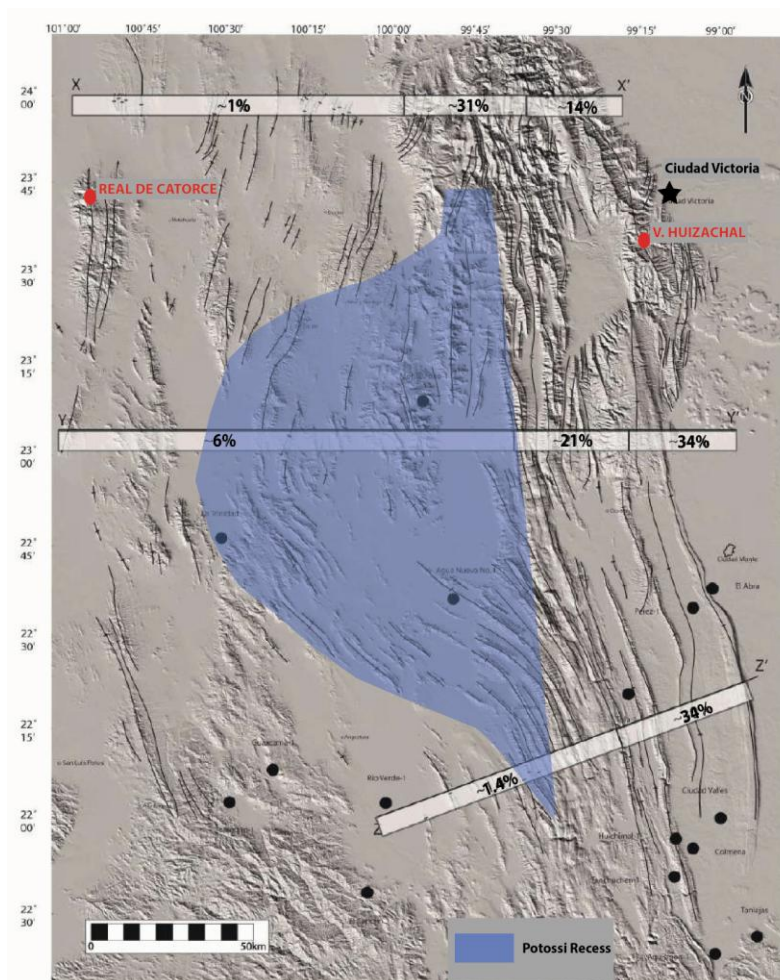


Figura 17. Imagen STRM de la Sierra Madre Oriental con los estimativos de acortamiento para tres secciones estructurales y el área del Rellano de Potosí (Potosí Recess), Tomado y Modificado de Zachary (2012).

Complementariamente a los datos de rotaciones que se pueden calcular con los valores de las declinaciones, de las inclinaciones se pueden derivar las paleolatitudes en las que se encontraban estas rocas el momento de obtener su magnetización característica. Los resultados de las inclinaciones medias de las formaciones La Boca y Nazas (**Tabla 5**) sugieren que estas rocas se magnetizaron en paleolatitudes ecuatoriales; para la Formación Nazas la paleolatitud es $4.5^{\circ}\text{N} \pm 4^{\circ}$, tomando los resultados de Warrior (2008) para esta misma Formación, su paleolatitud es $4.1^{\circ}\text{N} \pm 6^{\circ}$. Estos resultados se han comparado con los valores esperados para el bloque Oaxaquia usando las curvas de vagabundeo polar aparente (APWP) de Kent y Irving (2010) y la construida en este trabajo (**Figura 16**).

Nuevamente, revisando la curva de Kent e Irving (2010) se observa que si se utiliza esta curva, las paleolatitudes encontradas para La Formación Nazas son discordantes respecto a esta curva, lo cual sugeriría una traslación hacia el norte de los terrenos dentro del bloque Oaxaquia. Sin embargo, cuando se revisan los resultados paleomagnéticos en otras localidades dentro del bloque Oaxaquia, por ejemplo las Capas de Colorado González-Naranjo *et al.* (2010), la Formación San Marcos González-Naranjo *et al.* (2010), e inclusive en otros bloques relacionados con la placa Norteamericana como el Maya y la formación asociada a este bloque la Formación Todos Santos, los resultados de Godinez-Urban *et al.* (2011b) muestran de nuevo la discordancia entre estos respecto a la curva de Kent e Irving (2010). Además, si comparamos esta curva con una localidad usada para construir la misma como Corral Canyon en Arizona (May *et al.*, 1986) luego de hacer la corrección por rotación del Colorado Plateau, la curva de Kent e Irving (2010) también indica resultados discordantes respecto a Norteamérica. Por consiguiente, esta curva no refleja el comportamiento dinámico de la placa Norteamérica y por ende del bloque Oaxaquia durante el Jurásico y el Cretácico Temprano.

Contrastantemente, cuando relacionamos estos mismos resultados con la curva que se construyó en este trabajo, se observa que tales discordancias no existen. Además la curva es más suave y con menores sobresaltos en los cambios paleolatitudinales que la de Kent y Irving (2010). Esta concordancia entre los valores esperados para Oaxaquia y los datos obtenidos para distintas unidades litológicas en diferentes localidades dentro de este bloque, permite sugerir que este bloque esta acrecionado a la placa Norteamericana y se movió hacia el norte junto con esta placa durante el Jurásico, y no refleja la idea de un movimiento intraplaca hacia el sur a través de una megacizalla en el Jurásico Medio expuesta por Anderson y Schmidt (1983).

Esto indica que los estratos volcánicos asociados con la Formación Nazas fueron depositados en el bloque Oaxaquia mientras este se encontraba en latitudes ecuatoriales durante el Jurásico Inferior a Medio (**Figura 18**). No obstante, la paleolatitud encontrada para la Formación La Boca si es discordante y sugiere que esta se encontraría en latitudes ecuatoriales, pero en el sur (4.8°S). Una explicación a esta discordancia es que las direcciones de la Formación La Boca corresponden a un reverso del campo magnético dentro del Jurásico Medio y la rotación para esta unidad sería horaria y sus inclinaciones positivas (corrigiendo de acuerdo a la rotación registrada en estratos de La Joya), teniendo así una paleolatitud de $4.8^{\circ}\text{N} \pm 10^{\circ}$, las cual sería muy cercana a la de la Formación Nazas (**Figura 18**).

PALEOLATITUD ESPERADA PARA OAXAQUIA

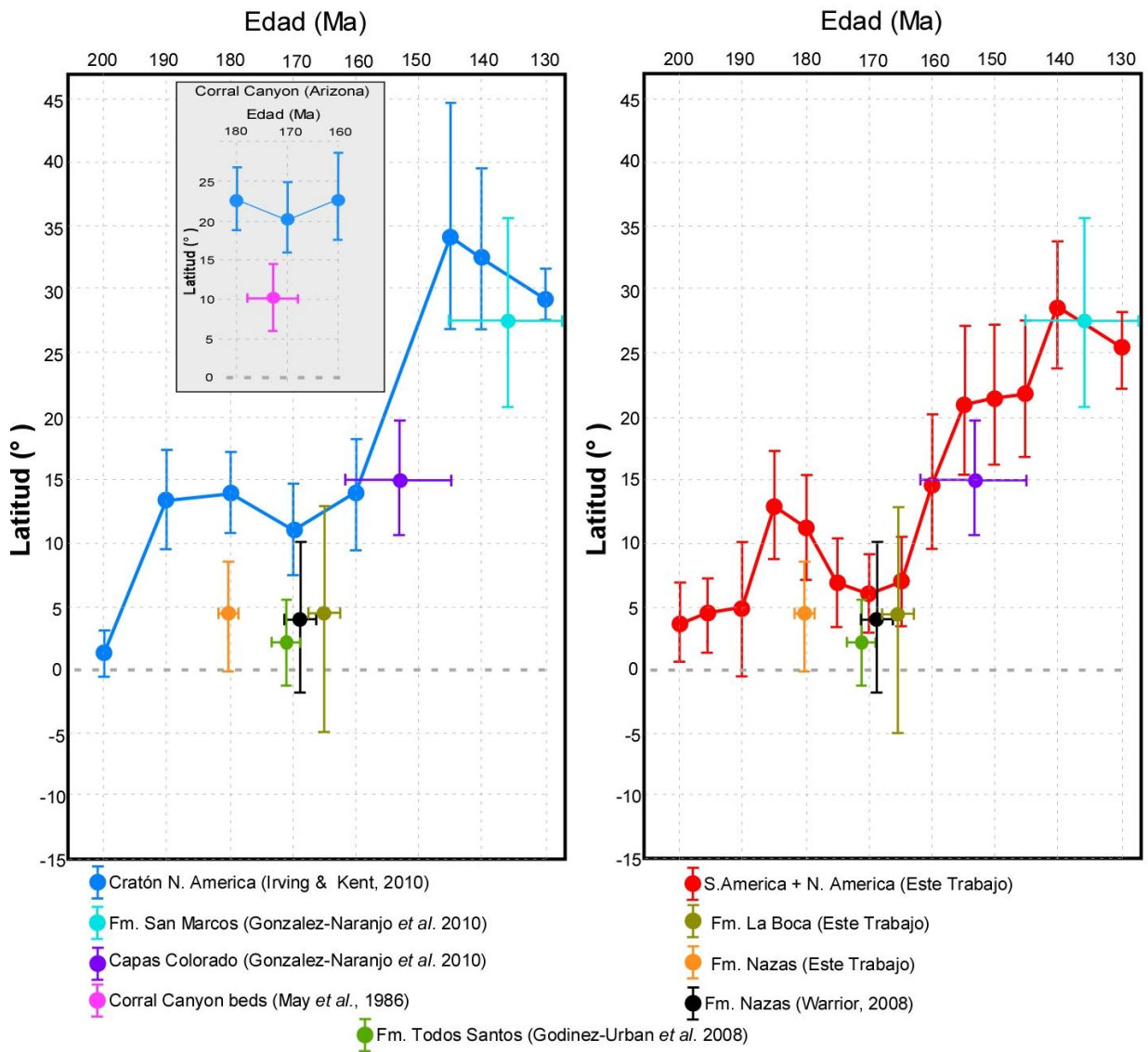


Figura 18. Cambios paleolatitudinales para el Bloque Oaxaquia durante el Jurásico a Cretácico Inferior

6. CONCLUSIONES

El análisis de los diagramas de Zijderveld permiten indicar que los sitios de las formaciones La Boca y La Joya tienen comportamientos multivectoriales, mientras que los sitios correspondientes a la Formación Nazas son univectoriales. En estas unidades fueron interpretados tres componentes, uno de bajas temperaturas y/o coercividades denominado componente A, un componente de intermedias temperaturas (B) y finalmente un tercer componente de altas temperaturas (C).

El componente B de intermedias temperaturas con declinaciones hacia el sureste e inclinaciones negativas es de carácter secundario y está relacionado con eventos deformativos de la Sierra Madre Oriental probablemente durante el Cretácico Tardío, como lo indica Böhnel *et al.* (1990) entre otros autores.

El componente C de altas temperaturas y/o coercividades presenta diferentes variaciones en sus direcciones e interpretación. Mientras que para la Formación La Joya en Real de Catorce es secundario y con direcciones hacia el norte someras. En la Formación Nazas es hacia el noreste con inclinaciones someras positivas, en la Formación La Boca es hacia el norte con inclinaciones someras negativas y en la Formación la Joya en el Valle de Huizachal es hacia el este-sureste con inclinaciones someras positivas; en estos últimos tres casos el componente C es primario.

Los análisis petrográficos de mineralogía magnética en rocas de la Formación La Joya, permiten sugerir que el componente de baja temperatura es secundario y esta asociado a la magnetización química producto de la alteración de magnetita a martita, y la formación de hematita microcristalina como cemento secundario que recubre un cemento primario de calcita. La componente de alta temperatura está asociada a magnetitas y hematitas detríticas.

Las direcciones encontradas en las formaciones Nazas, La Boca y La Joya sugieren rotaciones horarias locales dentro del bloque Oaxaquia, en lugar de rotaciones regionales para todo el bloque; estas rotaciones están asociadas a una zona de transición entre una zona de mayor avance del frente de deformación de la Sierra Madre Oriental y zonas de relativa menor deformación en la que se encuentra la zona de estudio. Sin embargo, los valores de las inclinaciones permiten indicar que las formaciones Nazas y La Boca se encontraban en paleolatitudes ecuatoriales (Formación Nazas= $4.5^{\circ}\text{N} \pm 4.1^{\circ}$ y Formación la Boca= $4.8^{\circ}\text{N} \pm 10^{\circ}$) en el momento de su depositación, evento que ocurrió entre el Jurásico Inferior a Medio.

6.1 Consideraciones Finales

Con base en los valores de las paleolatitudes y el análisis cronoestratigráfico para la región, se ha elaborado una reconstrucción paleogeográfica que abarca el Jurasico Temprano a Medio (Calloviense) manteniendo a Norteamérica fijo (**Figura 19**), aunque sin datos para definir esta paleogeografía en esta reconstrucción se sugiere que el bloque Chortis se encontraba en la parte mas occidental de Pangea y estaba acrecionado al bloque Oaxaquia, el cual tiene un arco volcánico que sería el responsable de la depositación de la Formación Nazas y que ha sido denominado ampliamente como “Arco Nazas” por Bartolini (1998); Bartolini *et al.* (2003); Dickinson y Lawton, (2001); Barboza *et al.*, (2008); Pindell y Kennan, (2009); Lawton y Molina, (2014).

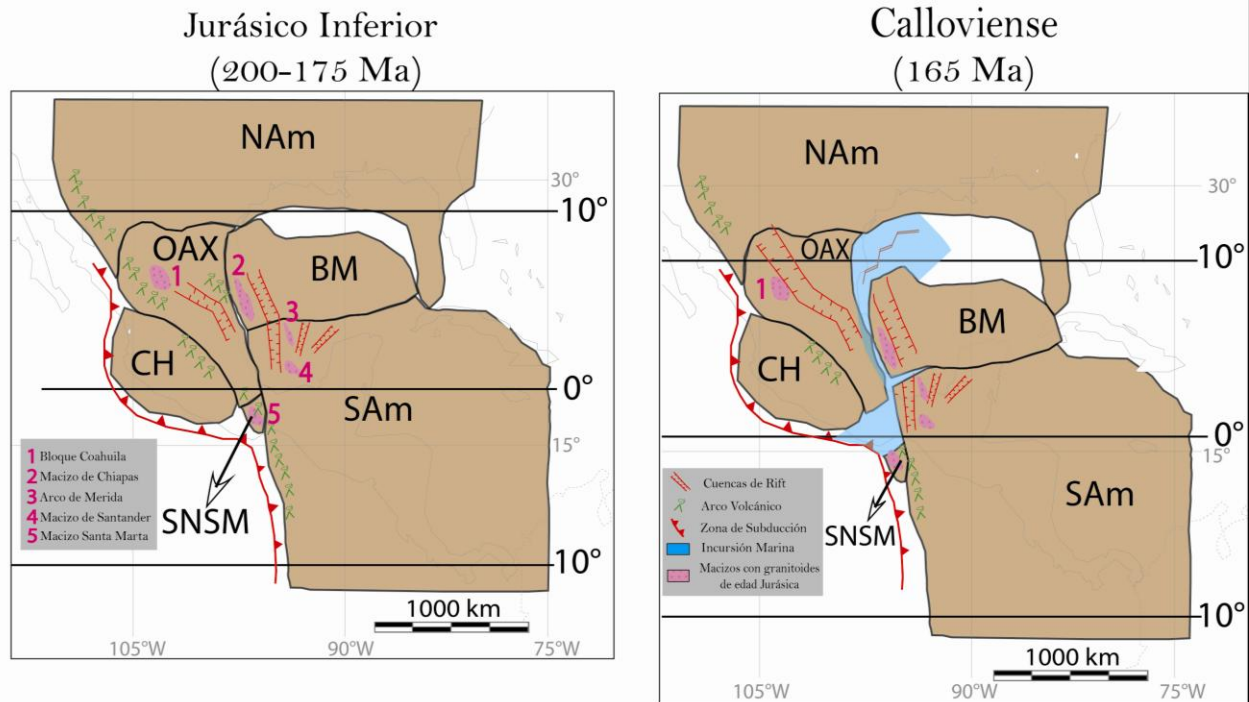


Figura 19. Reconstrucción Paleogeográfica para Pangea Occidental durante el Jurásico Inferior (Izquierda) y el Calloviense (Jurásico Medio) (Derecha), Norteamérica se mantiene fijo.

Asociado con este arco y de forma contemporánea se encuentra un sistema de cuencas extensionales en las cuales se depositaron formaciones tales como La Boca al norte en el bloque Oaxaquia, Rosario y Cahuasas al sur de este mismo bloque. En bloques aledaños como el Maya se depositó la Formación La Silla y Formación Todos Santos también en sistemas de arco y rift respectivamente, inclusive se sugiere que el rift del bloque Maya puede estar relacionado con el del norte de Colombia. Análisis de circones detríticos reportados por Godínez-Urban *et al.* (2011a) para la Formación Todos Santos, Montañó *et al.* (2012) para la Formación Rancho Grande y Nova *et al.* (2012) para la Formación La Quinta, muestran similitudes considerables entre sus poblaciones de edades.

Finalmente, para el Calloviense cuando se da inicio a la disgregación de Pangea y apertura del Golfo de México, los sistemas extensionales fueron evolucionando como cuencas de rift dentro del bloque Oaxaquia y el bloque Maya, permitiendo la entrada del mar en el golfo de México y la deposición de facies marinas en el sur del bloque Oaxaquia, las cuales están representadas por las formaciones Tepexic y Yucuñuti, mientras que dentro de los sistemas de rift se deposita la Formación La Joya.

7. REFERENCIAS

ANDERSON, T.H., y SCHMIDT., V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 941–966.

BARBOZA-GUDIÑO, J.R., HOPPE, M., GÓMEZ-ANGUIANO, M., y MARTÍNEZ-MACÍAS, P.R., 2004. Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, p. 299–319

BARBOZA-GUDIÑO, J.R., OROZCO-ESQUIVEL, M.T., GOMEZ- ANGUIANO, M., Y ZAVALA-MONSIVÁIS, A., 2008. The early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, v. 25, p. 49–63.

BARBOZA-GUDIÑO, J.R., ZAVALA-MONSIVÁIS, A., VENEGAS- RODRÍGUEZ, G., y BARAJAS-NIGOCHÉ, L.D., 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: Geosphere, v. 6, p. 621–640.

BARBOZA-GUDIÑO, J.R., MOLINA-GARZA, R.S., y LAWTON, T.F., 2012. Sierra de Catorce: Remnants of the ancient Pacific margin of western Pangea in central Mexico: Geological Society of America Field Guide, v. 25, p. 1–18

BARTOLINI, C., 1998. Stratigraphy, Geochronology, Geochemistry and Tectonic Setting of the Mesozoic Nazas Formation, North-Central Mexico (Ph.D. thesis): El Paso, Texas, University of Texas, 557 p.

BARTOLINI, C., LANG, H., y SPELL, T., 2003. Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to northern South America, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J.F., eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*: AAPG Memoir 79, p. 427–461.

BASCOU, J., CAMPS, P., DAUTRIA, J. M., 2005. Magnetic versus crystallographic fabric in a basaltic lava flow. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 145, 119-135.

BAILEY, R. C. y H. C. HALLS, 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data, Journal of Geophysics, Vol. 54, p. 174-182

BAYONA, G., JIMENEZ, G., SILVA, C., CARDONA, A., MONTES, C., RONCANCIO, J., y CORDANI, U., 2010. Paleomagnetic data and K.Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta Massif: A preliminary interpretation for block rotations and translations: Journal of South American Earth Sciences, v. 29, p. 817-831.

BELCHER, R. C., 1979. Depositional environments, paleomagnetism, and tectonic significance of the Huizachal Red Beds (lower Mesozoic), northeastern Mexico [Ph.D. thesis]: Austin, University of Texas, 286 p.

BÖHNEL, H., GOSE, W. A., TESTARMATA, M. M., y NORIEGA, G. B. 1990. Palaeomagnetic results from the southern Sierra Madre Oriental, Mexico: evidence for Early Cretaceous or Laramide remagnetization?. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64 (2), 211-223.

CAMPA, M.F. y CONEY, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 20, p. 1040-1051.

CANTÚ-CHAPA, A., 1992. The Jurassic Huasteca Series in the subsurface of Poza Rica, Eastern Mexico: *Journal of Petroleum Geology*, v. 15, no. 3, p. 259–282.

CANTÚ-CHAPA, A., 1998. Las Transgresiones Jurásicas en México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, No. 1 p. 25-37.

CANTÚ-CHAPA, A., 2001, Mexico as the western margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic, *in* C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p. 1-27.

CAÑÓN TAPIA, E., WALKER, G. y HERRERO-BERVERA, E., 1995. Magnetic fabric and flow direction in basaltic pahoehoe lava of Xitle volcano, Mexico, *J. Volc. geotherm. Res.*, 65, p. 249–263.

Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. L., Herrero-Bervera, E., 1997. The internal structure of lava flows –insights from AMS measurements II: Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava and 'a'a. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 19-46

CARRASCO-RAMIREZ, R.S., 2003. Los Ammonites del Caloviano de la región Mixteca, Oaxaca, México.

CENTENO-GARCIA, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments, central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography: *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds. *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper*, vol. 393, p. 631-670.

COHEN, K.M., FINNEY, S.C., Y GIBBARD, P.L., 2013. Tabla Cronoestratigrafica Internacional. IUGS

CAMPA, M. F., y CONEY, P. J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.

CONEY, P.J., Y CAMPA, M.F., 1987. Lithotectonic Terrane Map of México (west of the 91st meridian): U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map and Report MF-1874-D, scale: 1:10,000,000, 1 sheet.

DASCH, L.E., 1982. U–Pb Geochronology of the Sierra de Perijá. Unpublished PhD thesis. Case Western Reserve University, 163 p.

DE CSERNA, Z., 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX Congreso Geológico Internacional, 87 p.

DE CSERNA, Z., 1989. An outline of the geology of Mexico. *In*: Bally, A.W., Palmer, A.R. (Eds.), *Decade of North American Geology, Volume A: The Geology of North America—An Overview*. Geological Society of America, pp. 233–264.

EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., ARANDA-GARCÍA, M., MARRETT, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53, 1–26.

ERBEN, H.K., 1956. El Jurásico Medio y el Calloviano de Mexico: Universidad Nacional Autónoma de Mexico, Instituto de Geología, Congreso Geológico Internacional, 20, Mexico, D.F., Monografía, p. 140.

FASTOVSKY, D.E., CLARKE, J.M., STRATER, N.H., MONTELLANO, M., HERNÁNDEZ, R.R., y HOPSON, J.A., 1995, Depositional environments of a Middle Jurassic vertebrate assemblage, Huizachal Canyon, Mexico: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 15, p. 561–575.

FASTOVSKY, D.E., HERMES, O.D., STRATER, N.H., BOWRING, S.A., CLARK, J.M., MONTELLANO, M., y HERNÁNDEZ, R., R., 2005, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, México, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*: Geological Society of America Special Paper 393, p. 401–426

FISHER, R.A., 1953. Dispersion on a sphere: *Proceedings of the Royal Society of London*, v. Series A217, p. 295-305.

GARCÍA-OBREGÓN, R., 2007. Relaciones Entre el Vulcanismo y la Sedimentación Continental Durante el Mesozoico Temprano en el Valle de Huizachal, Tamaulipas, México (Lic. Tesis): Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, 137 p.

GODÍNEZ-URBAN, A., LAWTON, T.F., MOLINA-GARZA, R.S., IRIONDO, A., WEBER, B., y LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., 2011a. Jurassic volcanic and sedimentary rocks of La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: *Geosphere*, v. 7, p. 121–144

GODINEZ-URBAN, A., MOLINA GARZA, R. S., GEISSMAN, J. W., WAWRZYNIEC, T., 2011b. Paleomagnetism of the Todos Santos and La Silla Formations, Chiapas: Implications for the opening of the Gulf of Mexico, *Geosphere*, v. 7, p. 145-158

GOLDHAMMER, R.K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and sedimentary evolution of northeast Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North- Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, p. 1–58.

GONZÁLEZ-NARANJO, G. A., MOLINA-GARZA, R. S., y CHÁVEZ-CABELLO, G., 2008. Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks north of San Marcos fault, central Coahuila, México. *Geofísica internacional*, Vol. 47(1), p. 41-55.

GOSE, W.A., BELCHER, R.C., y SCOTT, G.R., 1982, Paleomagnetic results from northeastern Mexico: Evidence for large Mesozoic rotations: *Geology*, vol. 10, p.50-54.

GORKA, T. 2002. Standsicherheitsuntersuchungen von Böschungen entlang der Straßen Neubaustrecke Cd. Victoria - Jaumave (Carretera Rumbo Nuevo), Tamaulipas, México. Diplomarbeit. Inédito. Univ. Bochum. Alemania.

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*, v. 3, p. 499–537.

IMLAY, R.W., CEPEDA, E., ALVAREZ, M., y DIAZ-GONZÁLEZ, T.E., 1948. Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 32, p. 1750–1761.

IRIONDO A., y MCDOWELL F.W., 2011. New Middle Jurassic U-Pb zircon age for a felsic ignimbrite intercalated with the clastic Plomosas Formation in Chihuahua, northern Mexico. *Simposio Dr. Zoltan de Cserna: Sesenta años geologizando en México. Libro Resúmenes*. Ciudad de Mexico. p. 99-100

IRVING, E., y IRVING, G. A., 1982. Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana, *Geophys. Surv.*, v. 5, p. 141–188.

JELINEK, V., 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 22, p.50–62.

JELÍNEK, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67.

KENT, D. V., y IRVING, E., 2010. Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and Jurassic apparent pole wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics, *J. Geophysical. Research.*, 115, B10103.

KIRSCHVINK, J., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.*, v. 62, p. 699-718.

LAWTON, F., y MOLINA, R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin* Doi:[10.1130/B30827.1](https://doi.org/10.1130/B30827.1)

LENHARDT, N., BÖHNEL, H., HINDERER, M., y HORNING, J. 2013. Paleocurrent direction measurements in a volcanic setting by means of anisotropy of magnetic susceptibility: A case study from the Lower Miocene Tepoztlán Formation (Transmexican Volcanic Belt, Central Mexico). *Sedimentary Geology*, 290, 1-14.

LOOCK, S., DIOT, H., VAN WYK DE VRIES, B., LAUNEAU, P., MERLE, O., VADEBOIN, F., PETRONIS, M. S. 2008. Lava flow internal structure found from AMS and textural data: An example in methodology from the Chaîne des Puys, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 1092-1104.

MARRET, R. J., y ARANDA, G. M., 1999. Structure and kinematics development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico, In: Wilson, J.L., Ward, C, and Marret, R.M., Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental; Monterrey and Saltillo areas; northeastern Mexico, a field book and related papers: San Antonio, Tx., South Texas Geological Society, p. 69-98.

MAY, S. R., BUTLER, R. F., SHAFIQULLAH, M., y DAMON, P. E. 1986. Paleomagnetism of Jurassic volcanic rocks in the Patagonia Mountains, southeastern Arizona: Implications for the North American 170 Ma reference pole. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 91 (B11), 1154-1155.

MCFADDEN, P. L., y M. W. MCELHINNY. 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth Planetary Sciences Letters.*, No. 87, p.161-172.

MICHALZIK, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, 71, p.243-259

MIXON, R.B., MURRAY, G.E., y DIAZ-G., T., 1959. Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, p. 757–771.

MERLE, O., 1998. Internal strain within lava flows from analogue modeling, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81, 189-206.

MOLINA-GARZA, R.S., VAN DER VOO, R., y URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1992. Paleomagnetism of the Chiapas massif, southern México: Evidence for rotation of the Maya

Block and implications for the opening of the Gulf of México: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 1156–1168

MONTAÑO, P.C., NOVA G., BAYONA G., RAPALINI A., CARDONA A., y CAMILO MONTES C., 2012. Paleomagnetismo y Geocronología detrítica de rocas mesozoicas en la Alta Guajira (Colombia). Revista Geología Colombiana. Edición X Semana Técnica de Geología e Ingeniería Geológica. **37** (1), p. 26. Bogotá, Colombia.

MORÁN-ZENTENO, D.J, CABALLERO-MIRANDA, C, I, SILVA-ROMO, G, ORTEGA-GUERRERO, B, y GONZÁLEZ-TORRES, E, 1993. Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane southern México: Geofísica Internacional 32, 453–473.

NAIRN, A.E.M., 1976, A paleomagnetic study of certain Mesozoic formations in Northern Mexico: Physics of the Earth and Planetary Science Interiors, vol. 13, p. 47-56.

NOVA, G., MONTAÑO, P.C., BAYONA, G., RAPALINI, A.E., MONTES, C., SILVA, C., MAHECHA, H., CARDONA, A. y VALENCIA, V., 2012. Contribuciones paleomagnéticas y geocronológicas sobre la paleogeografía del Jurásico en la Serranía del Perijá. Revista Geología Colombiana. Edición X Semana Técnica de Geología e Ingeniería Geológica. **37** (1), 24. Bogotá, Colombia.

OCHOA-CAMARILLO, H.R., BUITRON, B.E., Y SILVA-PINEDA., A. 1998. Contribución al Conocimiento de la Bioestratigrafía, Paleoecología y Tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, No. 1 p. 57-63.

ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., RUÍZ, J., y CENTENO-GARCÍA, E., 1995. Oaxaquia-A Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic: Geology, v. 23, p. 1127–1130

ORTIZ-MARTINEZ E.L., VELASCO DE LEON, M.P., SALGADO-UGARTE, I., SILVA-PINEDA, A. 2013. Clasificación del área foliar de las Gimnospermas Fósiles de la Zona norte de Oaxaca, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 30, No. 1 p. 150-158.

PANTOJA-ALOR, J., 1972. La Formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango (resumen), *en* Segunda Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, 25-31.

PINDELL, J.L., 1985. Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of México, Bahamas, and Proto-Caribbean: Tectonics, v. 4, p. 1–39.

PINDELL, J.L., y KENNAN, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update, *in* James, K.H., Lorente, M.A., and Pindell, J.L., eds., The Origin and Evolution of the Caribbean Plate: Geological Society of London Special Publication 328, p. 1–55.

PINILLA A., 2013. Modelo de Ambiente Tectónico a partir de estudios petrográficos y geoquímicos de la Riodacita de Ipapure-Cerro La Teta. (Msc Tesis), Bogotá, Colombia. Universidad Nacional de Colombia. 157 p.

REY, D., TURNER, P., y RAMOS, A. 1996. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Middle Triassic in the Iberian Ranges (Central Spain). Geological Society, London, Special Publications, v.105(1), p. 59-82.

ROSS, M.I., y SCOTese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of México and Caribbean Region: Tectonophysics, v. 155, p. 139–168.

RUBIO-CISNEROS, I.I., RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A., y GARCÍA- OBREGÓN, R., 2011. Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas jurásicas del Valle de Huizachal, sierra madre oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino, *in* Avances y paradigmas de la tectónica y la historia geológica del Noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana v. 63. No 2. p. 137-156.

RUBIO-CISNEROS, I.I., y LAWTON, T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: Geosphere, v. 7, p. 159–170.

RUEDA-GAXIOLA, J., LÓPEZ-OCAMPO, E., DUEÑAS, M.A., AND RODRÍGUEZ-BENÍTEZ, J.L., 1991. Palinoestratigrafía, tectónica y potencial de hidrocarburos del alogrupo La Boca en el anticlinorio de Huizachal-Peregrina, Tamaulipas: Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, v. 6, p. 203–205.

RUEDA-GAXIOLA, J., 1999. The Palynological Method: Its applications to understanding the origin, evolution and distribution of red beds. In Bartolini, C., Wilson, J., and Lawton, T., Eds. Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico, Boulder, Colorado Geological Society of America. Special Paper 340, p.339-346.

SEDLOCK, R.L., ORTEGA-GUTIERREZ, F., y SPEED, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper, vol. 278, 153 p.

SALVADOR, A., WESTERMANN, G.E.G., OLORITZ, F., GORDON, M.B., y GURSKY, H.J., 1992. Meso-America. In G.E.G., Westermann Ed. The Jurassic Of Circum-Pacific. Cambridge University Press. Cambridge, p. 93-122.

SUTER, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate plataform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1387-1397.

SUTER, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in eastcentral Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 249-264.

TORSVIK, T.H., VAN DER VOO, R., PREEDEN, U., MAC NIOCAILL, C., STEINBERGER, B., DOUBROVINE, P.V., VAN HINSBERGEN, D.J.J., DOMEIER, M., GAINA, C., TOHVER, E., MEERT, J.G., MCCAUSLAND, P.J.A., y COCKS, L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews* 114 (3), p. 325-368.

VILLARREAL-FUENTES. J., LEVRESSE G., NIETO-SAMANIEGO A.F., y CORONA-ESQUIVEL R., 2014. New geological and geochronological data of the Placer de Guadalupe uplift, Mexico: a new piece of the Late Triassic–Jurassic Nazas Arc?, *International Geology Review*, Vol. 56, No. 16, 2000–2014.

WALKER, D.A., GOLONKA, J., REID, A., y REID, D., 1995. The Effects of Paleolatitude and Paleogeography on Carbonate Sedimentation, in the Late Paleozoic: In Alain-Yves Eds; *Paleogeography, Paleoclimate and Source Rocks*. AAPG Studies in Geology, No. 40, p. 173-191.

WALKER, T. R., LARSON, E. C. y HOBLITT, R. P. 1981. Nature and Origin of Hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: A Contribution to the origin of Magnetism in Red Beds. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 317-333.

WARRIOR, S., 2008. A Paleomagnetic investigation of the Mojave-Sonora Megashear hypothesis in North-Central and Northeastern Mexico. (Msc Thesis). El Paso, Texas, University of Texas, 188 p.

ZACHARY D.W., 2012. Stratigraphic Controls on the Structural Evolution of the Sierra Madre Oriental Fold-thrust Belt, Eastern Mexico (Msc Thesis). Houston, Texas, University of Houston, 74 p.

ZAVALA-MONSIVÁIS, A., BARBOZA-GUDIÑO, J.R., VELASCO-TAPIA, F., y GARCÍA-ARREOLA, M.E., 2012. Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 64, p. 277–293

ZHOU, Y., MURPHY, M.A., y HAMADE, A., 2006. Structural development of the Peregrina-Huizachal Anticlinorium, Mexico. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p.494-507.

ZIJDERVELD, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results, in Collison, D.W., Creer, K.M., and Runcorn, S.K., eds., *Methods of Paleomagnetism*, Elsevier Science, p. 254-286.

