



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis de paleocorrientes de
la formación Matzitz, a partir
de estructuras sedimentarias
y de la anisotropía de
susceptibilidad magnética**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Areli Karina Castillo Santiago

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Michelangelo Martini



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2026



**PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y
HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL
(Titulación con trabajo escrito)**



De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES DE LA FORMACION MATZITZI, A PARTIR DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y DE LA ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA que presenté para obtener el título de INGENIERA GEÓLOGO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

ARELI KARINA CASTILLO SANTIAGO
Número de cuenta: 315075038

Agradecimientos

Agradezco profundamente a la **Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)** por brindarme la oportunidad de formarme en una institución de tan alto prestigio y por permitirme crecer tanto en el ámbito académico como profesional.

A la **Facultad de Ingeniería** y a sus docentes, por acompañarme a lo largo de mi formación universitaria, por compartir sus conocimientos y por contribuir de manera significativa a mi desarrollo como profesionista.

Al **proyecto PAPIIT IN107924** por el apoyo brindado para la realización de este trabajo.

A los **Institutos de Geología y Geofísica**, por su apoyo y por brindarme la oportunidad de desarrollar este proyecto de tesis dentro de sus instalaciones, lo cual fue fundamental para la realización de esta investigación.

A mi asesor de tesis, Dr. **Michelangelo Martini**, por adoptarme como estudiante, por la confianza depositada en mí y por todo el apoyo brindado durante el desarrollo de este proyecto de investigación.

A mi co-asesor, Dr. **Bernardo Ignacio García Amador**, por su constante apoyo, orientación y contribuciones que enriquecieron significativamente este trabajo.

A mis sinodales, la **Dra. Claudia Mendoza**, el **Dr. Gabriel Vázquez** y la **Dra. Mildred Zepeda**, quienes con sus valiosos comentarios, recomendaciones y correcciones finales contribuyeron a mejorar esta tesis y aportaron a mi crecimiento académico y profesional.

Al **Dr. Harald Bohnel**, por permitirme trabajar en el laboratorio de paleomagnetismo de la **Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Juriquilla (ENES)**.

A la técnica **Ana María Jiménez Miranda**, del laboratorio de laminación del **Instituto de Geología**, por su apoyo en el proceso de elaboración de las láminas delgadas utilizadas en este proyecto de tesis.

Al técnico **José Antonio González Rangel**, del laboratorio de paleomagnetismo, por su apoyo durante las mediciones y por su orientación en el uso del equipo del laboratorio.

A la comunidad de **Los Reyes Metzontla** y de **Coatepec**, por permitirme trabajar en la zona y por recibirnos siempre con los brazos abiertos durante el trabajo de campo.

A mis padres, **Carlos Castillo** y **María Santiago**, a mi hermana **Erika Castillo** y a toda mi familia, por su amor, apoyo y por ser siempre mi sostén a lo largo de mi desarrollo personal y profesional.

A mi querida pareja, **Luis González**, y a su familia, por abrirme las puertas de su hogar y acompañarme con cariño y apoyo durante todos estos años.

Finalmente, a mis compañeros, amigos e investigadores: **Dr. Arnaldo, Dra. Cecilia, Dra. Betania, Abril, Jocelyn, Imanol, Jessica, David, Montse, Camilo y Joel**, quienes me brindaron su apoyo, compañía y ánimo durante todo el proceso de este proyecto.

Índice

Resumen.....	1
Abstract.....	2
1. Introducción	3
2. Marco Geológico.....	7
2.1. Construcción del supercontinente Pangea	7
2.2. La Falla de Caltepec	10
2.3. Destrucción del supercontinente Pangea	12
2.4. La Formación Matzitzí	14
3. Marco Teórico.....	18
3.1. Magnetización Remanente Depositional e Isotermal, y desmezcla (<i>unmixing</i>)	19
3.2. Ciclo de histéresis.....	22
3.3. Curvas de susceptibilidad vs. temperatura (K[T]).....	23
3.4. Adquisición de la Magnetización Remanente Característica: procesos de desmagnetización.....	24
3.5. Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.....	26
3.6. AMS en el estudio de rocas sedimentarias.	28
3.7. Paleocorrientes.....	30
3.8. Sistemas fluviales	31
3.9. Ríos anastomosados.....	33
3.9.1. Definición	33
3.9.2. Procesos de avulsión y patrón multicanal en sistemas fluviales anastomosados.....	34
3.9.3. Elementos geomorfológicos principales	34
3.9.4. Importancia sedimentológica	36
4. Caso de Estudio.....	37
4.1. Planteamiento del problema	37
4.2. Hipótesis.....	37
4.3. Objetivos.....	38

4.4. Localidad o área de estudio	38
5. Materiales y Métodos	39
5.1. Trabajo de campo	39
5.2. Muestreo paleomagnético	40
5.3. Preparación de muestras	43
5.4. Mediciones de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (AMS)	44
5.5. Susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura (KT)	47
5.6. Desmagnetización por campos alternos (AFD) y Desmagnetización térmica (THD).....	47
5.7. Adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM)	48
5.8. Ciclos de histéresis	48
5.9. Elaboración de láminas delgadas.....	49
5.10. Conteo de puntos en las láminas delgadas.....	49
6. Resultados	50
6.1. Reconocimiento de elementos fluviales en la Formación Matzitzi	50
6.1.1. Llanura de inundación.....	50
6.1.2. Canal	53
6.1.3. Abanico de desborde.....	55
6.2. Medición de paleocorrientes.....	57
6.3. Medición de fallas sin-sedimentarias.....	60
6.4. Mediciones de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética.....	63
6.5. Susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura	68
6.6. Adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM) y desmezcla (unmixing) .	70
6.7. Ciclos de histéresis	73
6.8. Análisis petrográfico.....	74
7. Discusión.....	81
7.1. Análisis de paleocorrientes a partir de mediciones de estructuras sedimentarias.....	81
7.2. Análisis de distribución de fallas sin-sedimentarias.	83
7.3. Análisis de paleocorrientes con base en datos de AMS.....	85
7.3.1. Minerales portadores de la fábrica magnética.....	85
7.3.2. Modelo conceptual de paleocorrientes en canales de sistema fluvial anastomosado. 88	
7.3.3. Fábricas secundarias: enterramiento, compactación, diagénesis, y acortamiento.....	93

7.3.4. Puntos remarcables de la AMS y posibilidades de paleocorrientes.	95
7.4. Interpretación del patrón de paleocorrientes y fallas sin-sedimentarias de la Formación Matzitzí en el marco tectónico regional	96
8. Conclusiones	99
Bibliografía.....	100
Anexo 1. Tablas de datos estructurales de todos los sitios y tipos de acortamiento.....	107

Resumen

La Formación Matzitzi, de finales del Paleozoico, es un registro importante para estudiar la transición entre el ensamble y la fragmentación de Pangea, ya que se depositó sobre la zona de sutura de Caltepec, lo que permite analizar el papel de las zonas de debilidad cortical en estos procesos. Sin embargo, la falta de estudios detallados de paleocorrientes y fallas sin-sedimentarias, junto con la limitada calidad de los afloramientos, dificulta reconstruir la geometría del sistema fluvial y de la cuenca.

Este trabajo tiene por objetivos evaluar la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) como herramienta para reconstruir paleocorrientes y reconstruir la geometría del sistema fluvial y de las fallas activas durante la sedimentación. Para ello se integraron análisis sedimentológicos, petrográficos y geofísicos, incluyendo mediciones de *foresets* y fallas en campo, así como análisis de AMS, magnetismo de rocas y petrografía en núcleos orientados recolectados en el sureste de Puebla.

Los resultados indican paleocorrientes con orientación preferencial NE–SW, coherentes con un sistema de fallas sin-sedimentarias con la misma orientación, lo que sugiere control tectónico sobre la sedimentación. Las rocas corresponden a areniscas cuarzo-feldespáticas a cuarzo-feldespato-líticas ricas en micas, donde la señal magnética está dominada por filosilicatos. No obstante, los datos de AMS muestran alta dispersión y no coinciden consistentemente con las mediciones de campo, debido a la orientación imperfecta y deformación de las micas, la presencia de filosilicatos intergranulares y posibles reorientaciones en la petrofábrica. Por ello, se concluye que los filosilicatos no son adecuados para reconstruir paleocorrientes mediante AMS.

Con base en los datos de campo, se propone que la Formación Matzitzi se depositó en una cuenca extensional orientada NE–SW, asociada a una extensión NW–SE durante el Pérmico medio–superior, posiblemente relacionada con una fase temprana de colapso litosférico posterior al ensamble de Pangea.

Palabras clave: paleocorrientes, sistema fluvial, AMS, filosilicatos, fallas sin-sedimentarias, fragmentación de la Pangea, Formación Matzitzi.

Abstract

The Matzitzi Formation, of Late Paleozoic age, represents an important record for studying the transition between the assembly and breakup of Pangea, as it was deposited over the Caltepec suture zone, allowing the role of crustal weakness zones in these processes to be analyzed. However, the lack of detailed studies on paleocurrents and syn-sedimentary faults, together with the limited quality of outcrops, makes it difficult to reconstruct the geometry of the fluvial system and the associated basin.

The objectives of this study are to evaluate anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) as a tool for paleocurrent reconstruction and to reconstruct the geometry of the fluvial system and the faults active during sedimentation. To achieve this, sedimentological, petrographic, and geophysical analyses were integrated, including measurements of foresets and faults in the field, as well as AMS, rock magnetism, and petrographic analyses of oriented cores collected in southeastern Puebla.

The results indicate paleocurrents with a preferential NE–SW orientation, consistent with a system of syn-sedimentary faults with the same orientation, suggesting tectonic control on sedimentation. The rocks correspond to quartz-feldspathic to quartz-feldspathic lithic sandstones rich in micas, in which the magnetic signal is dominated by phyllosilicates. However, the AMS data show high dispersion and do not consistently match the field measurements, due to the imperfect orientation and deformation of micas, the presence of intergranular phyllosilicates, and possible reorientations of the petrofabric. Therefore, it is concluded that phyllosilicates are not suitable for paleocurrent reconstruction using AMS.

Based on the field data, it is proposed that the Matzitzi Formation was deposited in an NE–SW–oriented extensional basin, associated with NW–SE extension during the Middle–Late Permian, possibly related to an early stage of lithospheric collapse following the assembly of Pangea.

Keywords: paleocurrents, fluvial system, AMS, phyllosilicates, synsedimentary faults, Pangea fragmentation, Matzitzi Formation.

1. Introducción

El supercontinente Pangea (Fig. 1a) tuvo su origen a finales del Paleozoico (~350–270 Ma), amalgamándose a través de la progresiva colisión entre las principales masas continentales, como Gondwana, Laurentia y Báltica, y un gran número de otros microcontinentes y bloques de menor tamaño (*e.g.*, Nance *et al.*, 2012). Su construcción produjo, en términos generales, el cierre del Océano Reico, proceso que ocurrió de manera diacrónica de este a oeste, y que culminó con la formación del sistema orogénico Transpangeano, conformado por las cadenas Variscana (Kroner *et al.*, 2007), Aleghaniana (Hatcher, 2010; Fig. 1a) y el cinturón Ouachita-Marathon-Sonora (Poole *et al.*, 2005; Fig. 1a).

Pangea se mantuvo estable por un largo periodo de tiempo (~50 Ma), hasta que empezó a fragmentarse durante el Mesozoico Temprano (Schettino y Turco, 2009; Labails *et al.*, 2010) probablemente por una reorganización global de las placas tectónicas, el efecto combinado de la inestabilidad gravitacional y colapso de los orógenos formados durante el ensamble del supercontinente (Klitgord y Schouten, 1986), además de la inestabilidad térmica de la masa supercontinental debida al calor acumulado en la astenosfera por debajo de esta misma (Worsley *et al.* 1986). La fragmentación de Pangea ocurrió por medio de un sistema de *rift* muy complejo, cuya cinemática y dinámica son todavía objeto de debate en muchas localidades del supercontinente. En términos generales, este sistema de *rift* separó África primero de Norteamérica y, posteriormente, de Sudamérica, formando el Océano Atlántico y numerosas cuencas subsidiaria como la Cuenca del Golfo de México (Schettino y Turco, 2009; Pindell *et al.*, 2021; Fig. 1b).

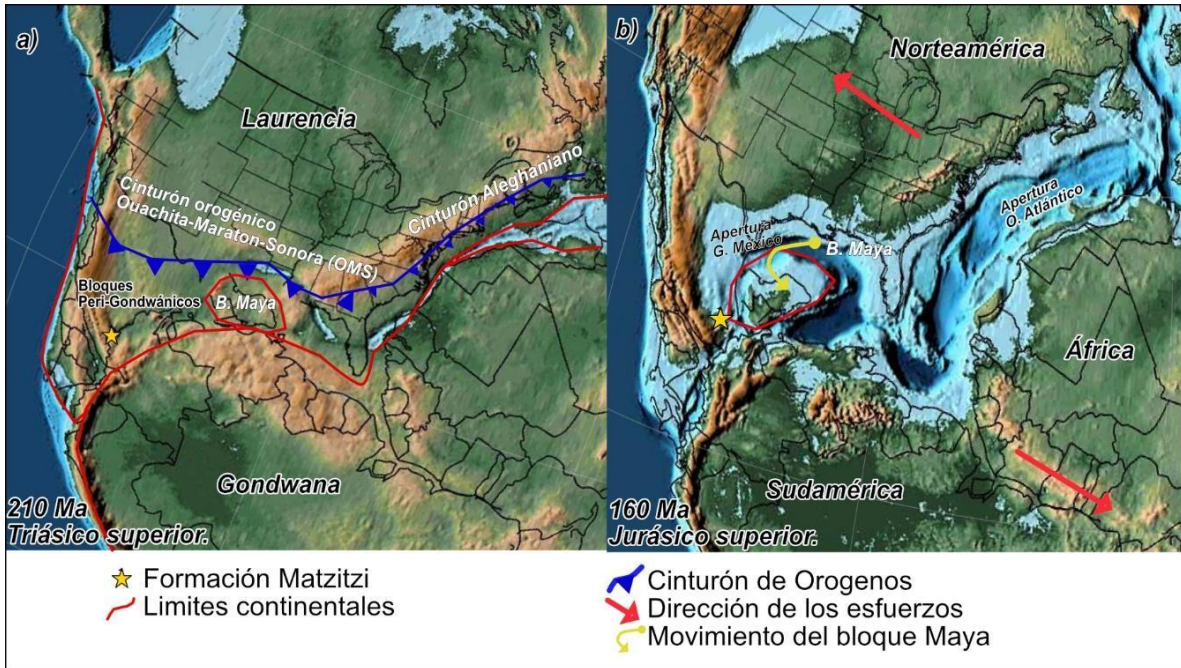


Figura 1. Reconstrucción paleogeográfica de las masas continentales durante los últimos 270 Ma, la cual muestra la formación del supercontinente Pangea, así como la formación de los cinturones orogénicos al sur de Laurentia (a) y su progresiva destrucción que forma la apertura del océano Atlántico y del Golfo de México; además de la rotación y reacomodo del bloque maya (b). Modificado de Scotese (2016).

La fragmentación de Pangea ha jugado un papel fundamental en el desarrollo del mundo moderno, en cuanto ha reorganizado la distribución de las masas continentales en el planeta y ha influenciado totalmente la circulación de corrientes oceánicas y atmosféricas. También ha determinado cambios importantes en el clima y en la distribución de los ecosistemas, lo que impulsó de manera definitiva la biodiversidad que actualmente caracteriza la Tierra (Hay, 1996; Tabor *et al.*, 2019). Por ello, entender cómo y por qué ocurrió este evento tectónico de escala global es fundamental para entender los procesos actuales y reconstruir el origen del entorno en donde vivimos. Por otro lado, el estudio de la fragmentación de la Pangea es fundamental también para planear de manera más eficiente la exploración y explotación de ciertos recursos naturales. En efecto, muchas de las cuencas que se formaron como resultado del proceso de destrucción del supercontinente alojan importantes yacimientos de hidrocarburos (Lawton *et al.* 2009; Cossey *et al.* 2020). Un ejemplo icónico es la Cuenca del

Golfo de México, la cual contiene algunos de los principales yacimientos del planeta y representa un área estratégica para la economía del país.

A pesar de su gran importancia, las causas y la dinámica del proceso de fragmentación de Pangea son ampliamente debatidas, sobre todo en ciertas zonas en donde todavía no se ha identificado de manera clara o entendido a detalle el registro estratigráfico y estructural del final del Paleozoico e inicio del Mesozoico. Una de estas zonas es México. En este país hay un amplio conocimiento de las cuencas jurásica y cretácicas del *rift* (e.g., Goldhammer, 1999; Martini y Ortega G., 2018); sin embargo, poco se conoce sobre el registro estratigráfico del Pérmico superior y Triásico, el cual se formó durante la transición entre el ensamble y la fragmentación continental en esta porción de Pangea y, por ende, que nos podría dar información fundamental sobre los procesos que provocaron esta inversión del régimen tectónico global. A pesar de existir un gran registro de depósitos marinos triásicos (Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno G. 2017), aún se desconoce mucho sobre las cuencas continentales de este mismo periodo. Recientemente, se ha documentado que parte del registro estratigráfico fluvial expuesto en el sur de México (Puebla y Oaxaca) y conocido como Formación Matzitzzi abarca un rango temporal que va del final del Pérmico medio al Pérmico superior, con la posibilidad de que, en ciertas localidades, la sucesión se extienda hasta el Triásico medio (Flores B. *et al.*, 2019; Martini *et al.*, 2021). Además, estos depósitos continentales se encuentran cubriendo discordantemente a la Falla de Caltepec (Elías H. *et al.*, 2005), que es una de las grandes suturas tectónicas formadas durante la fase de ensamble del supercontinente en el Pérmico temprano. Por lo tanto, estos depósitos continentales podrían proporcionar una gran cantidad de información sobre el inicio de la fragmentación de Pangea en México y el papel que han jugado las zonas de debilidad preexistentes en el desarrollo de este proceso tectónico de escala global.

En este trabajo se reportan nuevos datos sedimentológicos, estructurales y de fábrica magnética que permiten refinar nuestro conocimiento sobre la geometría de la cuenca de la Formación Matzitzzi, entender la arquitectura de los depósitos y reconstruir la orientación de las principales estructuras que han controlado la sedimentación. En particular, se presenta aquí un estudio estadístico de las fallas sin-sedimentarias de la Formación Matzitzzi y de paleocorrientes, las cuales fueron obtenidas tanto midiendo en campo estructuras

sedimentarias expuestas tridimensionalmente. Asimismo, se evaluó la fábrica magnética a través de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS, por sus siglas en inglés), técnica del Magnetismo de Roca, subdisciplina geofísica, buscando obtener la paleocorriente de los canales fluviales que presentaban o no estructuras sedimentarias claras en los afloramientos. Esto, con el fin de enriquecer la estadística de los datos y poner a prueba virtudes y fallas de ambos métodos, dependiendo de los resultados obtenidos.

2. Marco Geológico

Los procesos de ensamble y fragmentación de la Pangea son complejos y aún poco entendidos en profundidad en ciertas zonas del supercontinente. A continuación, se presenta una síntesis de los acontecimientos principales que ocurrieron a escala regional durante las fases de construcción y disgregación de esta masa continental, haciendo énfasis posteriormente en el conocimiento que se tiene sobre la geología de México dentro de este marco regional.

2.1. Construcción del supercontinente Pangea

El supercontinente Pangea se ensambló a finales del Paleozoico, a partir de la colisión y amalgamación de Gondwana, Laurentia y Báltica, que son las principales masas continentales que existían en aquel tiempo (Murphy y Nance 2013; Stampfli, 2013; Nance *et al.*, 2014; Fig. 2). En el proceso de formación de la Pangea fueron involucrados también numerosos bloques subcontinentales de menor tamaño, algunos de los cuales quedaron atrapados entre los continentes más grandes, mientras que otros colisionaron a lo largo de la periferia del supercontinente y, en algunos casos, fueron transportados por cientos a miles de kilómetros paralelamente a ésta. La formación de Pangea determinó el cierre de dos grandes océanos que se extendían entre las principales masas continentales: el Jápeto y el Reico (Nance *et al.*, 2012; Fig. 2). La colisión continental que llevó a la formación de Pangea ocurrió de manera diacrónica, de este a oeste (Nance *et al.*, 2012). Primeramente, durante el Misisípico temprano, ocurrió la colisión entre Báltica y Gondwana, formando un cinturón orogénico llamado Variscano (Kroner *et al.*, 2007; Fig. 2), el cual es ampliamente expuesto hoy en día en Europa. Posteriormente, al final del Misisípico, Gondwana entró en colisión con la parte oriental de Laurentia, dando origen a la cadena orogénica Aleghaniana (Hatcher, 2010; Fig. 2). Sucesivamente, entre el Pensilvánico y el Pérmico temprano, el margen de Gondwana se termina de suturar con la parte occidental de Laurentia, formando el cinturón de Ouachita-Maratón-Sonora, ubicado actualmente en el sureste de EUA y el norte de México (Poole *et al.*, 2005; Lawton *et al.*, 2021; Fig. 2). Durante esta etapa de la colisión, varios bloques subcontinentales quedaron atrapados entre Gondwana y Laurentia, tal como

el subcontinente Oaxaquia y el Bloque Maya (Fig. 3), siendo estos partes de la columna vertebral de la litosfera de México (Ortega G. *et al.*, 2018). En conjunto, las suturas mencionadas formaron un complejo sistema orogénico transcontinental, el cual se extendió de un lado al otro del supercontinente (Fig. 2).

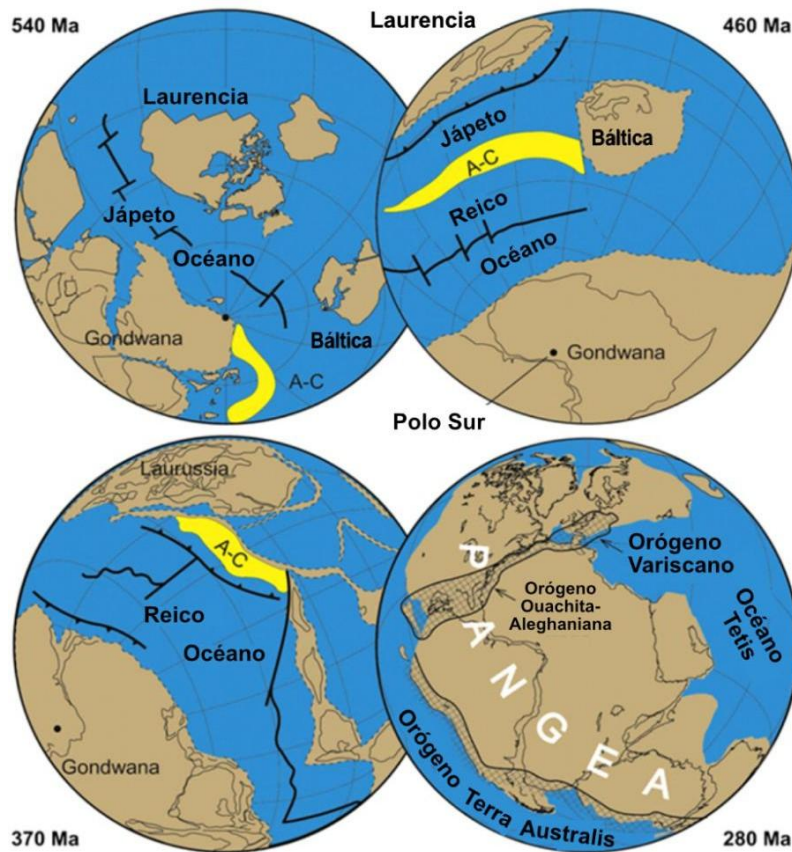


Figura 2. Secuencia de la formación de Pangea. Donde A-C: Avalonia-Carolina. Modificado de Nance *et al.* (2012).

Adicionalmente a este orógeno transcontinental, el proceso de construcción de Pangea llevó a la formación de suturas subsidiarias, que se generaron por la colisión de bloques continentales de menor tamaño localizados en la periferia del supercontinente. Una de estas suturas subsidiarias es la Falla de Caltepec (Fig. 3), la cual se encuentra expuesta en el sur de México, y se formó por la colisión del Complejo Acatlán con el subcontinente Oaxaquia, ubicado a lo largo del borde de Gondwana durante la fase de ensamble de Pangea (Elías H. y Ortega G., 2002; Ortega G. *et al.*, 2018).

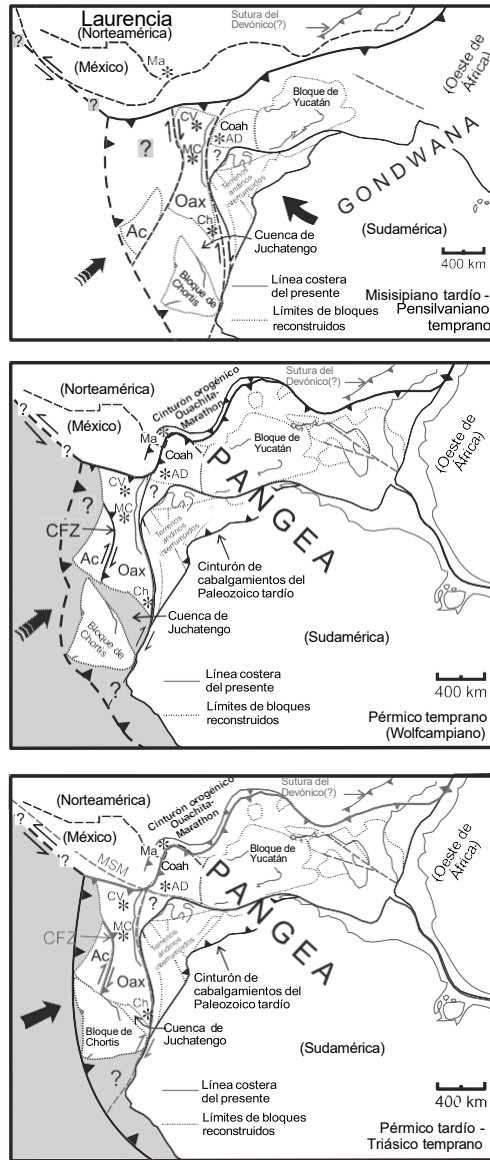


Figura 3. Reconstrucciones geotectónicas del Paleozoico tardío de la región centro-occidental de Pangea. Siendo las siglas Oaxaquia (Oax), bloque Acatlán (Ac), mega cizallamiento Mojave-Sonora (MSM), zona de Falla de Caltepec (CFZ), bloque Coahuila (Coah), región Marathon (Ma), Acatita-Las Delicias (AD), Ciudad Victoria (CD), Molango-Calnali (MC) y Chicomuselo (Ch). Las flechas negras indican el movimiento inferido de las placas. Modificado de Elías H. y Ortega G. (2002).

Como resultado de estas interacciones y colisiones entre los diferentes bloques, se formó un supercontinente caracterizado por un gran número de zonas de debilidad, las cuales probablemente controlaron de manera sustancial la dinámica del posterior proceso de fragmentación continental.

2.2. La Falla de Caltepec.

La Falla de Caltepec (Elías H. y Ortega G., 2002; Fig. 4a) está ubicada en el sur de México, en los estados de Puebla y Oaxaca. Esta falla es una frontera litosférica importante que separa dos de las principales unidades peri-Gondwánicas de México, es decir el subcontinente proterozoico Oaxaquia y el Complejo Acatlán (Fig. 4b y c), una unidad paleozoica cuyo origen y evolución paleogeográfica es todavía objeto de debate (*e.g.*, Ortega G. *et al.*, 2018). Dicha falla se formó por la colisión oblicua entre estos dos bloques continentales, los cuales se ubicaban a lo largo del margen noroeste de Gondwana para el final del Paleozoico (Elías H. y Ortega G., 2002; Elías H. *et al.*, 2005). La falla tiene una orientación N-S a NNW-SSE, y los indicadores cinemáticos documentan un desplazamiento dextral asociado a una componente de acortamiento importante. De acuerdo con Elías H. y Ortega G. (2002), este cinturón transpresivo tiene una arquitectura en flor positiva, tal como se aprecia en la Figura 4c. Este cinturón presenta un ancho de 2 a 6 km, involucrando tanto a los gneises proterozoicos en facies de granulitas de Oaxaquia, como a los esquistos paleozoicos del Complejo Acatlán (Elías H. *et al.*, 2005).

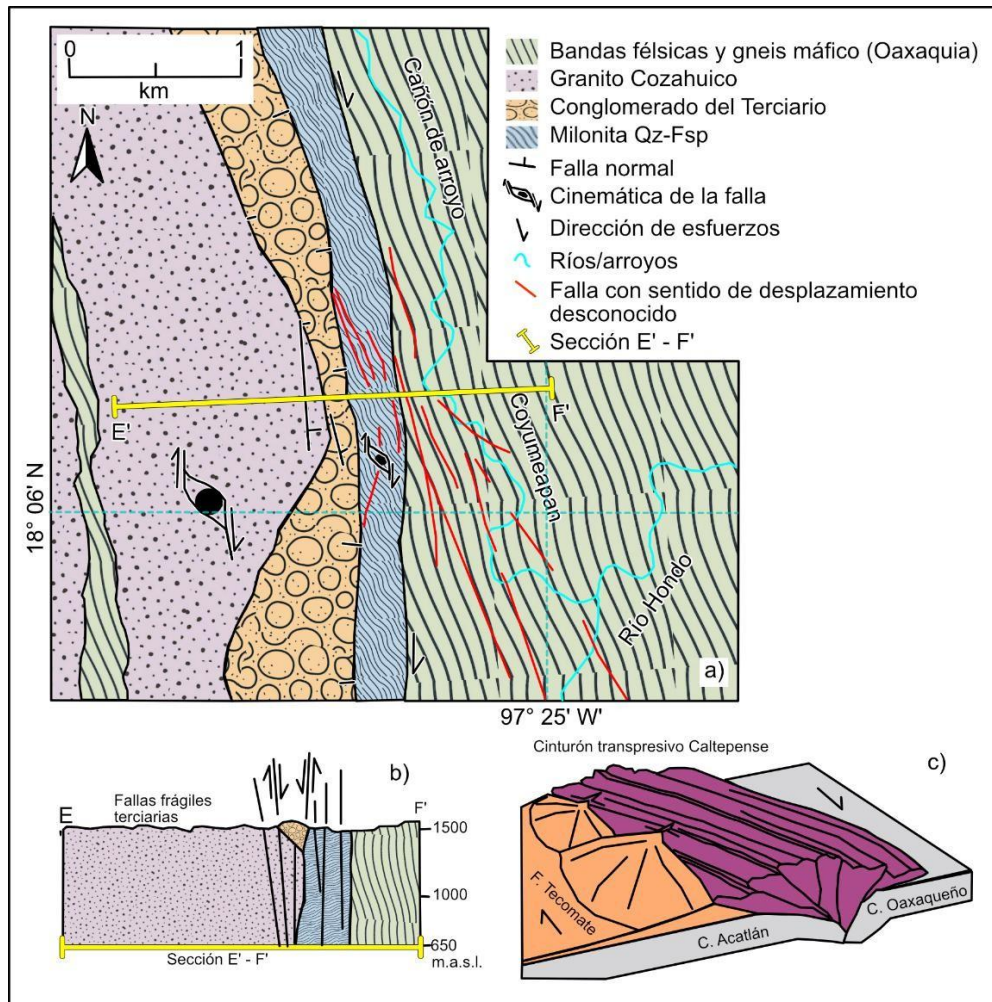


Figura 4. Mapa de la falla de Caltepec y geometría del cinturón transpresivo Caltepecense. Donde a) representa la falla vista de planta, con sus diferentes litologías que la componen; b) es un perfil geológico de la falla, en donde se aprecia la cinemática de las fallas entre las litologías; y c) representa el Cinturón Transpresivo Caltepecense, con una estructura de flor transpresiva positiva. Modificado de Elías H. y Fernando O. (2002); y Martini *et al.* (2021).

En el núcleo de este cinturón, se encuentra un cuerpo intrusivo de composición granítica denominado granito Cozahuico (Fig. 4a y 4b), el cual ha arrojado una edad U-Pb en circón de ~ 270 Ma (Elías H. *et al.*, 2005). El análisis estructural indica que el granito Cozahuico es un cuerpo sin-tectónico, es decir que se emplazó en la zona de sutura mientras que la deformación estaba activa. Al ser así, la edad del granito corresponde con la edad de actividad de la Falla de Caltepec.

La historia mesozoica y cenozoica de la Falla de Caltepec es poco conocida. Elías H. *et al.* (2005) han propuesto que esta estructura ha funcionado como una zona de debilidad de la litósfera que se ha reactivado múltiples veces. Sin embargo, no existe todavía un estudio enfocado en entender estos eventos de reactivación y determinar su temporalidad.

2.3. Destrucción del supercontinente Pangea

Después de un periodo de ~50 Ma de aparente estabilidad tectónica, durante el Mesozoico temprano, el supercontinente Pangea empezó a experimentar una fase de extensión y adelgazamiento litosférico, lo que culminó en su ruptura en diferentes partes y la formación de nuevos océanos, como el Océano Atlántico (Schettino y Turco, 2009; Labails *et al.*, 2010; Fig. 1b). Las causas que llevaron a la inestabilidad de Pangea son todavía objeto de debate. Algunos autores han sugerido que Pangea se empezó a fragmentar a partir de la actividad de una pluma del manto, la cual debilitó la masa continental hasta su destrucción (Mitchell *et al.*, 2021). Otros autores han propuesto que la fragmentación de Pangea fue el resultado del colapso gravitacional de los orógenos formados durante su ensamble (Klitgord y Schouten, 1986), en conjunto con la inestabilidad producida por el calor acumulado en el manto astenosférico por debajo del supercontinente (Worsley *et al.*, 1986). Finalmente, otros autores han propuesto que la destrucción de Pangea fue simplemente el resultado de una reorganización global de las placas tectónicas y de sus movimientos relativos (*e.g.*, Müller *et al.*, 2016; Scotese, 2001). A pesar de estas diferencias de opiniones, algo en que concuerdan todos los autores es que el proceso de fragmentación de la Pangea fue largo, empezando en el Triásico y extendiéndose hasta los tiempos actuales. Este proceso consta de dos etapas principales. La primera es la de *rift* continental, en la cual la extensión determinó una topografía abrupta y compleja, caracterizada por pilares y fosas tectónicas, dentro de los cuales escurrían grandes sistemas fluviales que acumularon importantes cantidades de sedimento. Conforme la extensión avanzó, la litosfera continental se fue adelgazando hasta el punto de quedar en gran parte por debajo del nivel del mar, lo que llevó a los continentes a ser transgredidos por las aguas marinas y a que la sedimentación a cambiar drásticamente de continental a marina (*e.g.*, Goldhammer, 1999). En una segunda etapa, la extensión de la litósfera continental culminó con su ruptura, para comenzar con el desarrollo de una dorsal

oceánica, quien comenzó a separar los márgenes pasivos de los continentes (Fig. 5). Esta etapa de deriva continental y generación de nuevos océanos es denominada etapa de *drift*.

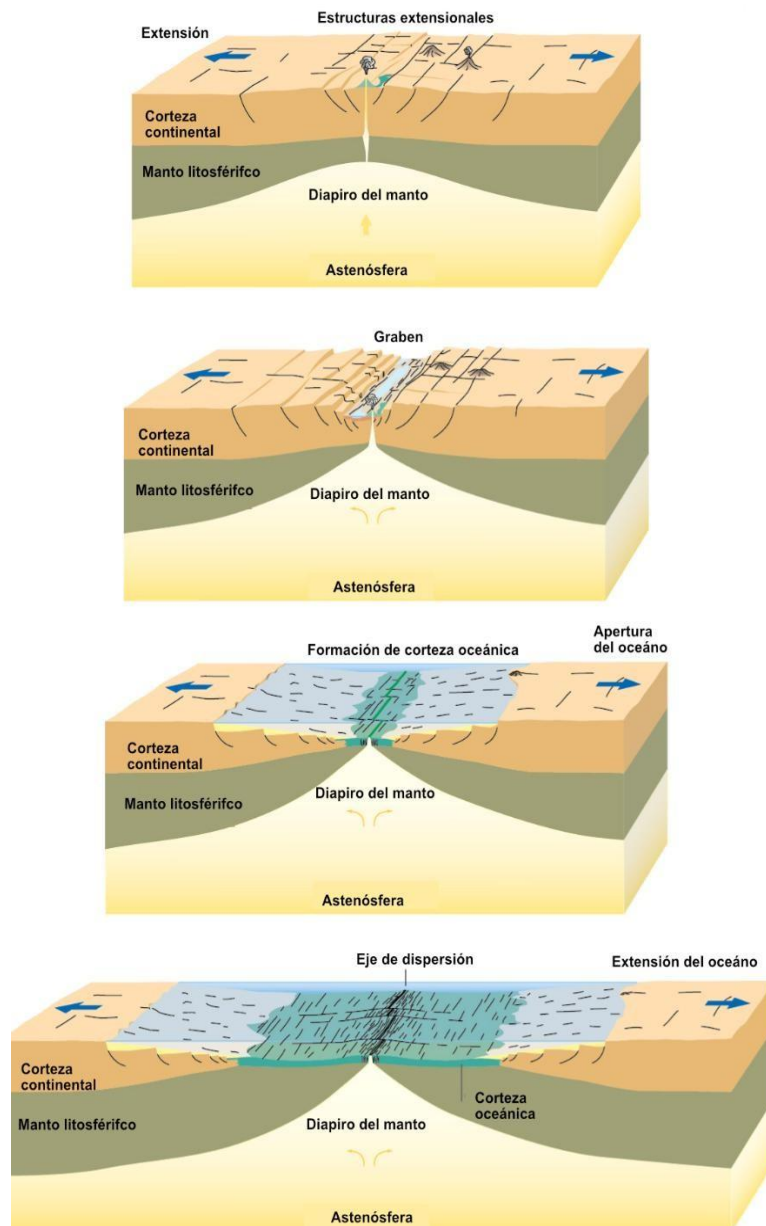


Figura 5. Evolución de un *rift*. El inicio del *rift* comienza con la extensión de la litosfera continental y adelgazamiento cortical con ascenso del manto, continúa con la formación de un graben central y mayor adelgazamiento de la corteza, con magmatismo incipiente, luego llega la separación de la corteza continental e inicio de la formación de corteza oceánica. Y finalmente el establecimiento de un eje de dispersión y generación continua de corteza oceánica, formando así una dorsal oceánica. Modificado de Meschede (2005).

En México, se han reconocido varias cuencas asociadas al proceso de fragmentación de la Pangea (*e.g.*, Goldhammer, 1999; Martini y Ortega G., 2018). Por supuesto, la más estudiada es la Cuenca del Golfo de México, la cual es de gran interés económico por sus yacimientos de hidrocarburos. Sin embargo, existen otras más (*i.e.*, cuencas de Tlaxiaco, Huayacocotla, Huizachal, Sabinas, Parras, Chicontepepec, entre otras) que están expuestas hoy en día en el continente, y cuyo estudio ha aclarado varios aspectos sobre el desarrollo de este proceso de *rift*. Uno de los problemas fundamentales en el entendimiento del *rift* en México es identificar el registro estratigráfico asociado al principio de este proceso. Mientras que en varias partes del mundo se ha documentado de manera fundamentada que la extensión empezó ya en el Triásico (*e.g.*, Schettino y Turco, 2009), en México hay todavía pocos trabajos que reconocen cuencas extensionales con sedimentación continental durante este periodo de tiempo (Ramírez C. *et al.*, 2021), siendo casi todos los trabajos enfocados en el estudio del registro Jurásico y Cretácico.

2.4. La Formación Matzitzi

La Formación Matzitzi aflora en el sur de México, en los estados de Puebla y Oaxaca, entre las localidades de Los Reyes Metzontla, Xochiltepec y Coatepec, igual que sobre la carretera federal 135D Tehuacán-Oaxaca (Fig. 6).

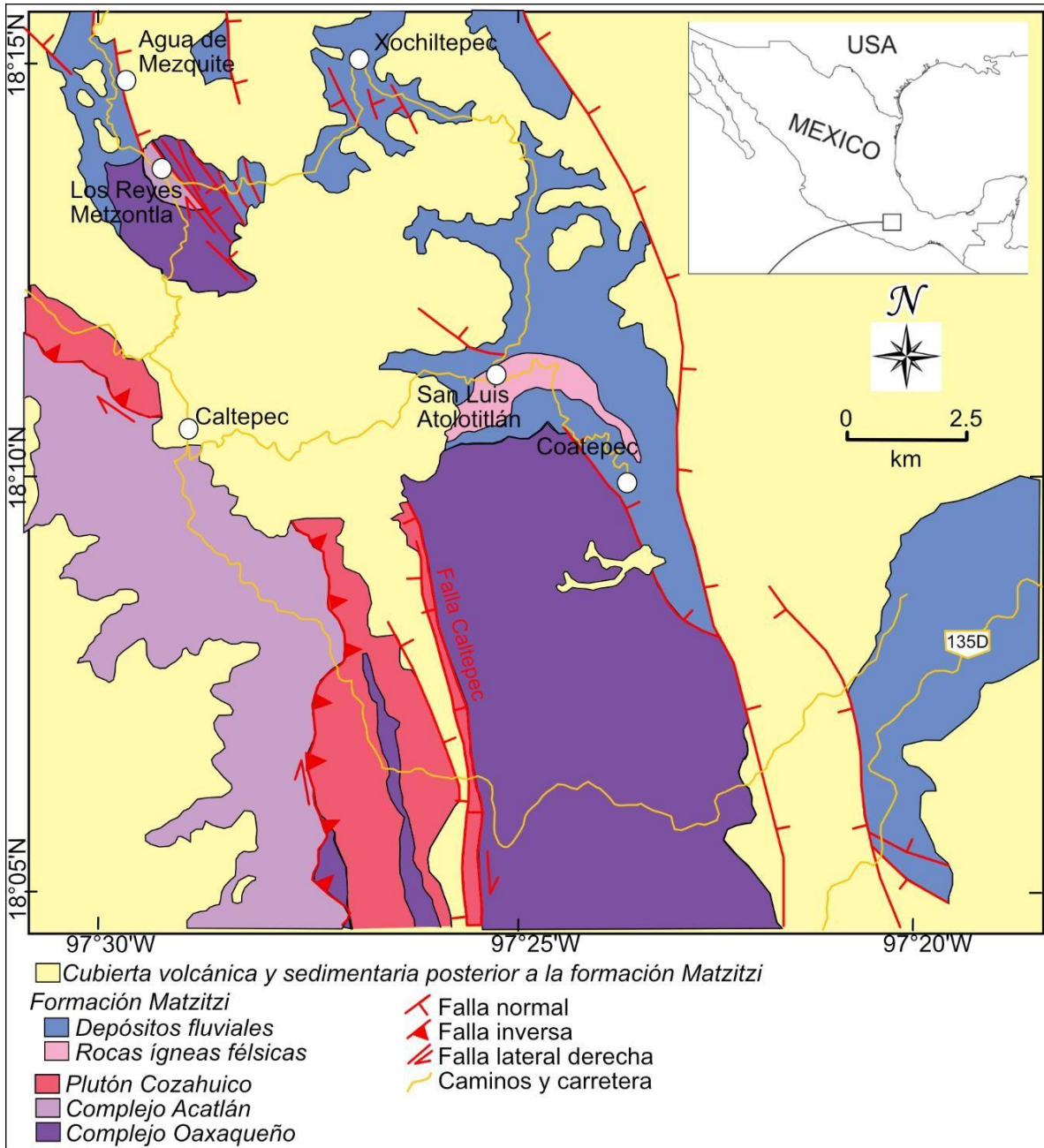


Figura 6. Mapa geológico con la distribución de la Formación Matzitzi y unidades circundantes. Modificado de Bedoya *et al.* (2021) y Elías H. y Ortega G. (2002).

Esta unidad está compuesta por arenisca, lodolita y escaso conglomerado de origen fluvial (Centeno G. 2009), los cuales sobreyacen discordantemente al cinturón transpresivo de la Falla de Caltepec (Elías H. *et al.*, 2005). El análisis de facies ha permitido reconocer que los depósitos de la Formación Matzitzi representan el registro estratigráfico de un río

anastomosado compuestos por grandes canales bordeados por amplias zonas de *overbank*, en las cuales se desarrollaron llanuras de inundación y abanicos de desborde (Centeno G. *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2021; Fig. 7). Debido a la intensa deformación por las fallas laterales y normales, es difícil reconstruir con detalle la arquitectura interna de la cuenca en la cual se depositó la Formación Matzitzi. Martini *et al.* (2021) han reportado unos datos de paleocorriente en algunos afloramientos de esta unidad. Sin embargo, la cantidad de datos es indudablemente insuficiente para hacer cualquier análisis estadístico y tener una idea clara de la orientación del río y sentido de transporte del sedimento.

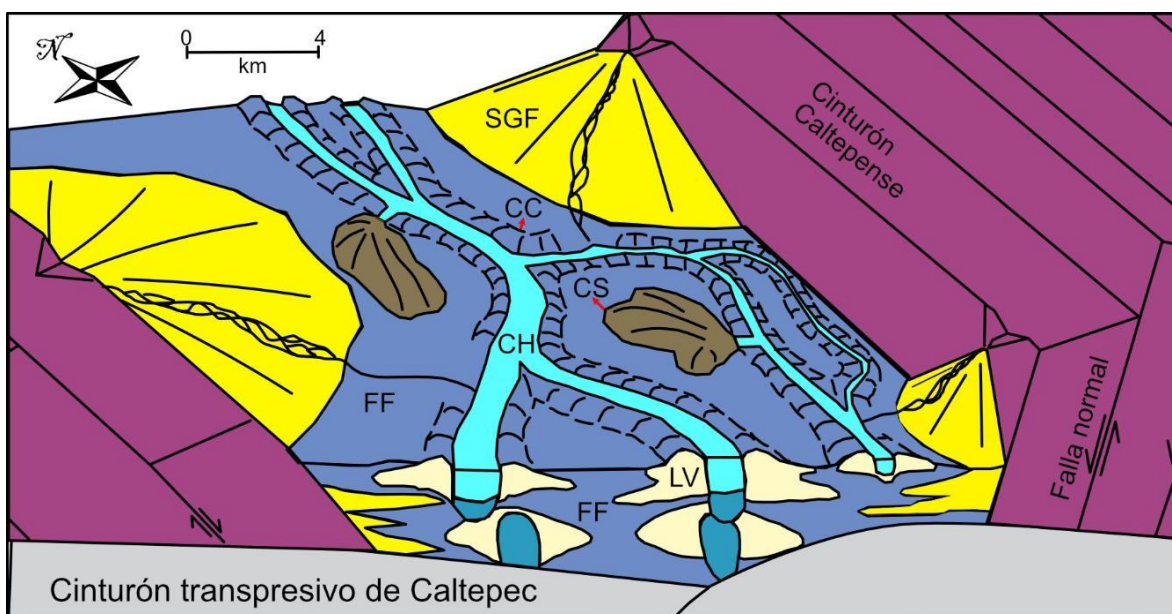


Figura 7. Representación esquemática de un río anastomosado. Se muestran los principales elementos arquitectónicos fluviales de la Formación Matzitzi: *FF*: *Floodplain Fines* (llanura de inundación); *CH*: *Channel* (canal); *LV*: *Levee Deposits* (depósitos de dique natural); *CS*: *Crevasse-Splay Deposits* (depósitos de desbordamiento); *CC*: *Crevasse-Channel Deposits* (depósitos de canal de desbordamiento); *SGF*: *Sediment-Gravity-Flow Deposits* (depósitos de flujo gravitacional de sedimentos o abanicos de desborde). Modificado de Martini *et al.* (2021).

El análisis de procedencia, indica que los depósitos de la Formación Matzitzi fueron alimentados principalmente por altos de basamento locales, compuestos por las rocas proterozoicas de Oaxaquia (Martini *et al.*, 2021). Además, esta unidad parece presentar un registro estratigráfico relativamente local, aflorando solo por encima de la Falla de Caltepec.

Esto sugiere que la Formación Matzitzi se depositó probablemente en una cuenca restringida y de extensión limitada.

La edad de la Formación Matzitzi ha sido objeto de controversias durante el último siglo. Originalmente, Aguilera y Ordoñez (1896) y Calderón G. (1956) propusieron una edad del Mesozoico inferior para esta unidad, con base en correlaciones estratigráficas muy tentativas. Posteriormente, varios autores documentaron una flora fósil bien preservada en varios de los afloramientos de la Formación Matzitzi, y, con base en estos ejemplares, asignaron una edad del Pensilvánico a estos depósitos (Silva-Pineda, 1970; Di Pasquo y Hernández-Láscars, 2013). Weber (1997) evaluó nuevamente el material paleontológico trabajado por los autores anteriores y concluyó que algunos ejemplares representan restos de gigantopteridales, los cuales son típicos del Leonardiano (Pérmico inferior) en Norteamérica. La edad leonardiana fue aceptada por varios autores (Elías H. *et al.*, 2005; Centeno G. *et al.*, 2009), pero sin tomar en cuenta de la evidente contradicción con la posición estratigráfica de esta unidad, la cual cubre discordantemente la Falla de Caltepec del Pérmico medio. Recientemente, Villanueva-Amadoz *et al.* (2020) han cuestionado la identificación de algunos ejemplares reportados por Weber (1997), en particular la asignación de algunos de ellos al grupo de las gigantopteridales, cuestionando por ende la edad leonardiana de la Formación Matzitzi. Finalmente, Martini *et al.* (2021) han identificado y fechado por el método U-Pb en circón unos depósitos volcánicos intercalados con las capas fluviales de la Formación Matzitzi, así como un lacolito con peperitas en sus bordes, las cuales documentan penecontemporaneidad entre el emplazamiento del magma y el depósito de las rocas fluviales encajonantes. Los datos obtenidos indican que la Formación Matzitzi abarca un rango de tiempo que va por lo menos de ~260 Ma a ~245 Ma. Estas edades son fundamentales, porque ponen en evidencia que la Formación Matzitzi contiene depósitos fluviales de edad triásica, los cuales podría ser el registro estratigráfico asociado con el inicio de la fragmentación de Pangea en el territorio mexicano.

3. Marco Teórico

El estudio del Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas, como subdisciplinas de la geofísica, nos permite comprender la propiedad física del magnetismo en las rocas, así como sus implicaciones en la formación y evolución de éstas. El Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas en las rocas sedimentarias ha contribuido a comprender procesos multiescalares y multitemporales, como las reconstrucciones tectónicas o la diagénesis (*e.g.*, Kodama, 2012; Kars *et al.*, 2015). En los ambientes fluviales, como es el caso de este estudio, donde los sedimentos están en constante movimiento hasta su depósito, el paleomagnetismo, en primer lugar pueden ayudar a comprender la orientación del Campo Magnético de la Tierra (CMT) del pasado a través de los minerales magnéticos (*i.e.*, ferromagnéticos *s.l.*), ya que estos “guardan” la dirección del CMT en el momento de su depósito, a lo que también se le denomina Magnetización Remanente Depositional (DRM, por sus siglas en inglés). En un sentido amplio, la DRM puede ayudar a entender diversos procesos tectónicos, desde la deformación de las rocas hasta su dinámica litosférica como parte de un fragmento cortical. En segundo lugar, el magnetismo de rocas, a través de la anisotropía magnética de los minerales y rocas, permiten determinar la fábrica de la roca (*i.e.*, petrofábrica), independientemente si lo minerales son día-, para-, o ferromagnéticos, como se observa en la figura 8, y así comprender la dinámica del depósito (*e.g.*, paleocorrientes) o la deformación en las rocas sedimentarias (Tarling y Hrouda, 1993; Borradaile y Jackson, 2004).

En los siguientes subcapítulos se esbozan los principios teóricos del Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas, que pueden encontrarse en cualquier libro de texto sobre estas subdisciplinas de la geofísica (*e.g.*, Butler, 1992; Tarling y Hrouda, 1993; Tauxe *et al.*, 2010), y que están enmarcados en el objetivo de estudiar las paleocorrientes en los depósitos fluviales de la Formación Matzitzi.

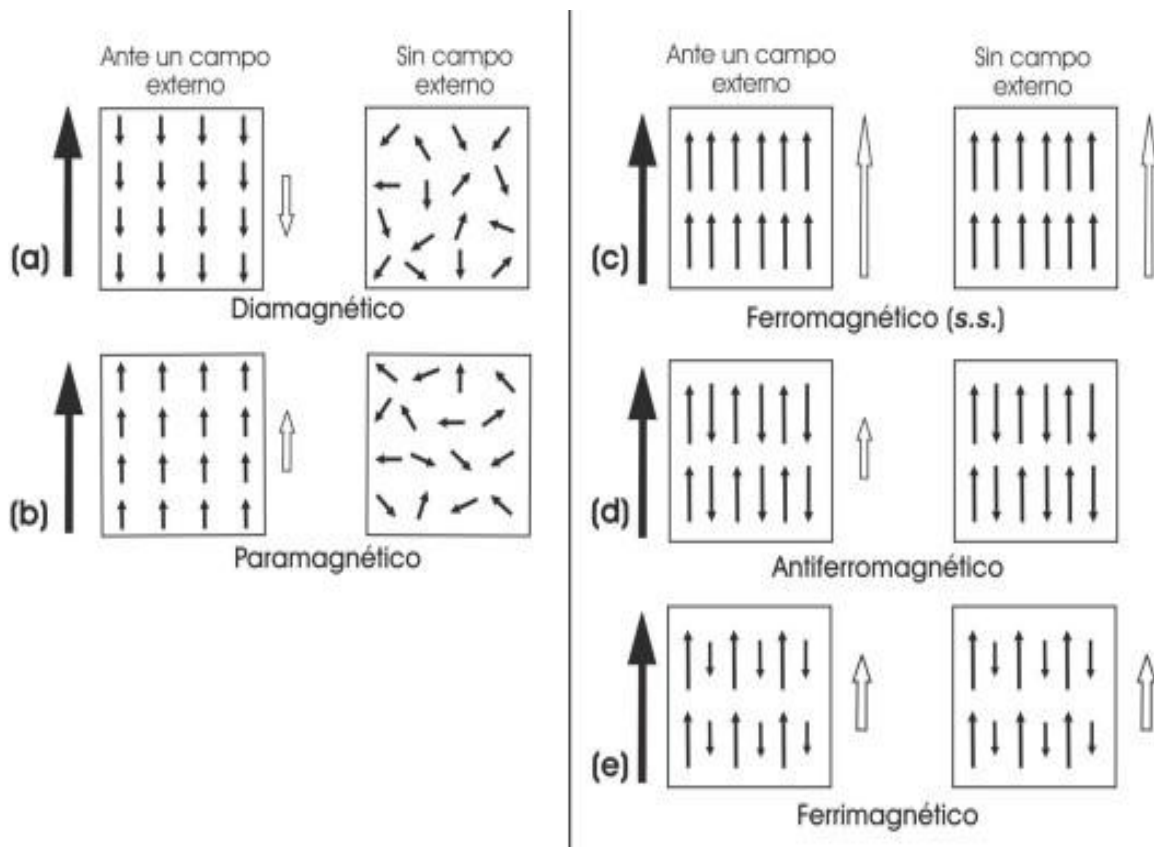


Figura 8. Definición gráfica de los diferentes alineamientos de espines (flechas negras pequeñas) con presencia o ausencia de campo magnética externo (flechas negras grandes), y con momentos magnéticos resultantes (flechas blancas), que dan como resultado: materiales diamagnéticos (a), paramagnéticos (b) y ferromagnéticos (c-e). Tomado de Caballero M. (2011).

3.1. Magnetización Remanente Depositional e Isotermal, y desmezcla (*unmixing*)

La Magnetización Remanente Depositional (DRM) es el proceso fundamental mediante el cual las rocas sedimentarias adquieren una magnetización remanente natural (NRM, por sus siglas en inglés) durante su depósito, ya que los sedimentos contienen granos ferromagnéticos, sueltos o como parte de lóticos, que ya poseen una magnetización previa (heredada de su roca fuente) y que actúan como pequeñas agujas imantadas de brújula que, mientras se asientan en un medio fluido, un torque de su momento dipolar magnético alinea y orienta las partículas en la dirección del CMT, venciendo la resistencia viscosa del fluido. Lo anterior es el principio del paleomagnetismo en las rocas sedimentarias; no obstante, procesos secundarios en dichas rocas pueden generar una magnetización remanente

postdepósito (pDRM), ya sea por bioturbación, deshidratación y compactación, deformación de sedimento suave, o incluso por la rotación de granos submicrométricos en la porosidad, generando un registro espurio del CMT.

La Magnetización Remanente Isothermal (IRM, por sus siglas en inglés) es la remanencia magnética resultante de la exposición de una muestra (de roca o mineral) a un campo magnético intenso durante un corto tiempo (fracciones de segundo) y a una temperatura constante (generalmente la temperatura ambiente). Lo que ocurre en este fenómeno es que el campo magnético externo aplicado es lo suficientemente grande como para superar la fuerza coercitiva de los minerales ferromagnéticos, obligando a sus momentos magnéticos a rotar hacia la dirección más favorable respecto al campo y dejando una magnetización permanente; esto es, una magnetización remanente isothermal. Este tipo de remanencia se utiliza comúnmente en magnetismo de rocas para identificar los minerales magnéticos presentes, así como para evaluar sus propiedades de resistencia al ser (des)magnetizados conocido como *coercitividad*. Para obtener esto se requiere aplicar pulsos de campo magnético cada vez más grandes a una muestra, lo que genera que las partículas cuya coercitividad está por debajo del campo aplicado tengan una inversión en sus momentos magnéticos con ángulo más favorable al nuevo campo aplicado, resultando así en un aumento de la remanencia magnética en la nueva dirección, como se observa en la figura 8, en donde se aprecian los espines de los electrones dependiendo del tipo de material (Tauxe *et al.*, 2010).

Además, es importante mencionar que la magnitud depende de la mineralogía magnética, la concentración y el tamaño de grano. Por otro lado, una vez se haya llegado al punto de saturación en donde la remanencia que queda es la magnetización de saturación, M_r , la muestra se puede girar y volver a aplicar campos pequeños para determinar la fuerza del campo necesaria para obtener una remanencia neta de cero. De esta forma se puede obtener lo que se le llama “*Back-field*”, que es el campo necesario para remagnetizar la mitad de los momentos (obteniendo una remanencia de cero) encontrando el valor de la coercitividad de remanencia, $\mu_0 H_{cr}$, todo esto se puede apreciar de manera gráfica en la figura 9 (Tauxe, 2010).

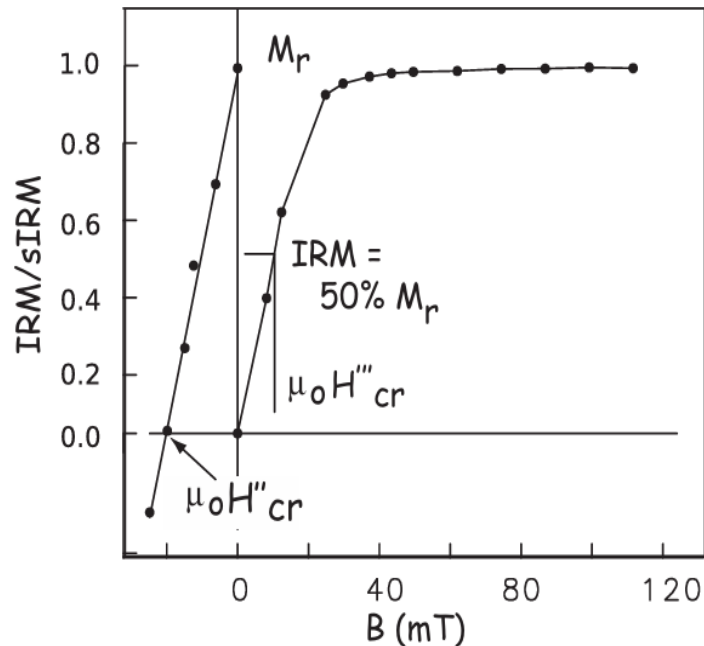


Figura 9. Curva de magnetización remanente isotérmica (IRM) normalizada en función del campo magnético aplicado. La remanencia aumenta hasta alcanzar la saturación, definida por M_r . Posteriormente, la aplicación de campos opuestos (*back-field*) reduce la remanencia hasta anularla, permitiendo determinar la coercitividad de remanencia ($\mu_0 H''_{cr}$), equivalente al campo necesario para reducir la remanencia al 50 % de M_r . Tomado de Tauxe *et al.* (2010).

Las curvas de adquisición de IRM y/o *back-field*, como las que se presenta en la figura 9, reflejan la suma de coercitividades de los minerales magnéticos en una roca. Robertson y France (1994) propusieron que, dado que las poblaciones de materiales magnéticos en una roca suelen tener espectros de coercitividad con distribuciones log-normales, es posible desglosar una curva de adquisición de IRM para identificar los parámetros de los componentes individuales, como su media y desviación estándar. Lo anterior condujo al desarrollo de la descomposición matemática de la señal magnética global de la IRM (o *back-field*) en sus componentes o fracciones individuales, lo que se denomina desmezcla o “*unmixing*” (Kruiver *et al.*, 2001; Egli, 2003). El *unmixing* es una técnica crucial del magnetismo de rocas para develar mezclas complejas de minerales magnéticos en las rocas, sedimentos y suelos, donde pueden coexistir magnetitas de origen biogénico, detrítica, hematitas secundarias, entre otros (Maxbauer *et al.*, 2016).

3.2. Ciclo de histéresis

La histéresis magnética describe la forma en que un material puede adquirir magnetismo cuando se le aplica un campo magnético y conservar parte de ese magnetismo aun después de que dicho campo se retira. Esto ocurre porque, a nivel microscópico, el magnetismo dentro de cada partícula tiende a organizarse en una dirección que minimiza su energía interna, conocida como un estado metaestable. Aunque esta orientación es relativamente estable, puede modificarse si se aplican campos magnéticos externos suficientemente intensos. En general, cuanto más estable es una partícula magnética, mayor es el campo necesario para cambiar la dirección de su magnetismo. Por esta razón, el comportamiento de la histéresis permite evaluar qué tan fácil o difícil es invertir el magnetismo de un material y cuánta remanencia magnética puede conservar, propiedades que también dependen del tiempo durante el cual el magnetismo puede mantenerse estable. La Figura 10 ilustra este comportamiento a través de un ciclo completo de histéresis (Tauxe *et al.*, 2010).

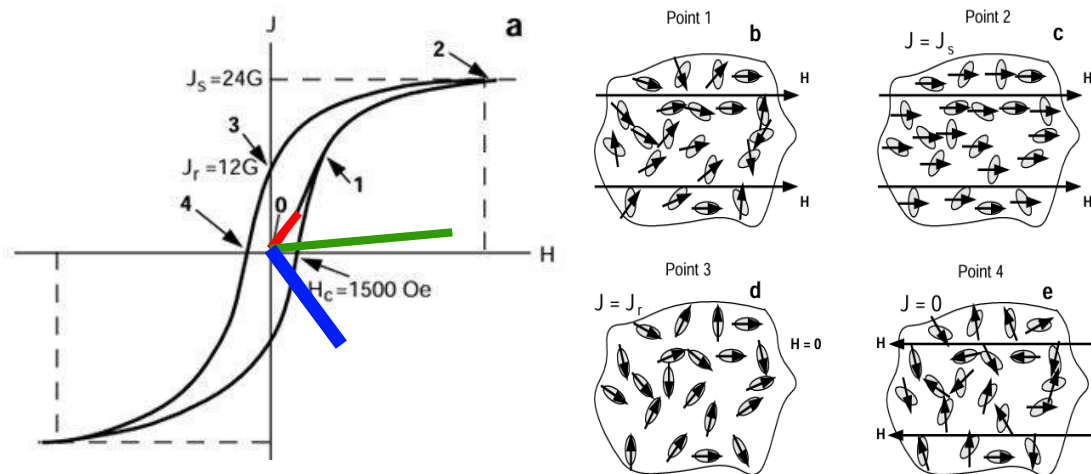


Figura 10. Curva de histéresis magnética, donde J_s es la magnetización de saturación y J_r la magnetización remanente. En el punto 0 la muestra no ha sido sometida a campo magnético y las direcciones de magnetización están orientadas de manera preferente hacia el eje largo de los cristales. En el punto 1 se aplica un campo magnético que va alineando progresivamente las magnetizaciones con la dirección del campo. En el punto 2 el campo es lo suficientemente intenso para saturar la muestra (J_s), alineando todas las magnetizaciones. Al disminuir el campo hasta $H = 0$ (punto 3), la muestra conserva una magnetización remanente (J_r). Al aplicar un campo en sentido opuesto, se alcanza el campo coercitivo (H_c), que es el valor de campo necesario para que la magnetización total se vuelva cero. Si el campo inverso continúa aumentando, se alcanza el campo coercitivo remanente (H_{cr}), que corresponde al campo requerido para eliminar completamente la magnetización

remanente ($J_r = 0$). Las líneas de colores representan el comportamiento magnético de distintos tipos de minerales: ferromagnéticos (rojo), paramagnéticos (verde) y diamagnéticos (azul). Modificada de Butler (1992).

Los parámetros del ciclo de histéresis (J_r , J_s , H_c , y H_{cr} ; Fig. 10) dependerán del ensamble de minerales ferromagnéticos presentes en la muestra, permitiendo distinguir si estos son coercitivos o no, estimar la geometría y tamaño del grano, e incluso su porcentaje en masa dentro de la muestra (Jackson y Solheid, 2010). Además, si la componente ferromagnética es débil en una muestra, también se podrán observar las contribuciones día- y paramagnéticas. Por esta razón, el estudio del ciclo de histéresis es una herramienta fundamental para identificar y caracterizar los minerales magnéticos presentes en una roca ya que cada mineral tiene su propio comportamiento de histéresis (Hrouda, 2007).

3.3. Curvas de susceptibilidad vs. temperatura (K[T])

La susceptibilidad, K , es una propiedad física que indica qué tan fácilmente un material puede magnetizarse cuando se le aplica un campo magnético externo. Siendo la razón entre la magnetización inducida y un campo magnético aplicado (M_i/H), ésta es una propiedad muy trabajable de las partículas, aplicable de muchas formas en el magnetismo de rocas y que puede darnos información sobre la litología, tamaño de grano, estado de dominio, fábrica magnética, etc. Hablando en un contexto atómico la susceptibilidad magnética es producto de la respuesta de las orbitas electrónicas y/o el giro sin aparear de espines por un campo aplicado (Tauxe *et al.*, 2010). De acuerdo con el tipo de material es la manera en la que actúa la K . Si se trata de material diamagnético la muestra tendrá una K débil y negativa; en cuanto a los paramagnéticos la respuesta de K es débil pero positiva; sin embargo, en los materiales ferromagnéticos la K tendrá los valores más altos y positivos (Tauxe *et al.*, 2010). En los materiales para- y ferromagnéticos la K es dependiente de la temperatura, por lo que, una de las formas en la que se mide la K es por medio del aumento (o disminución) de la temperatura, proyectando gráficas de $K[T]$. En la figura 11 se observan los comportamientos de los materiales día-, para-, y ferromagnéticos en función de la temperatura. En este punto se habla de la temperatura de Curie (o Néel, para materiales antiferromagnéticos), presentándose

cuando los materiales ferromagnéticos se van acercando de manera abrupta o semicontinua a una $K \approx 0$, como se aprecia en las curvas de la figura 11b. Cada mineral ferromagnético tiene su propia temperatura de Curie (o Néel), como la magnetita $\sim 580^\circ\text{C}$, permitiendo así ser caracterizados a través de las curvas de $K[T]$ (Dunlop y Özdemir, 2015).

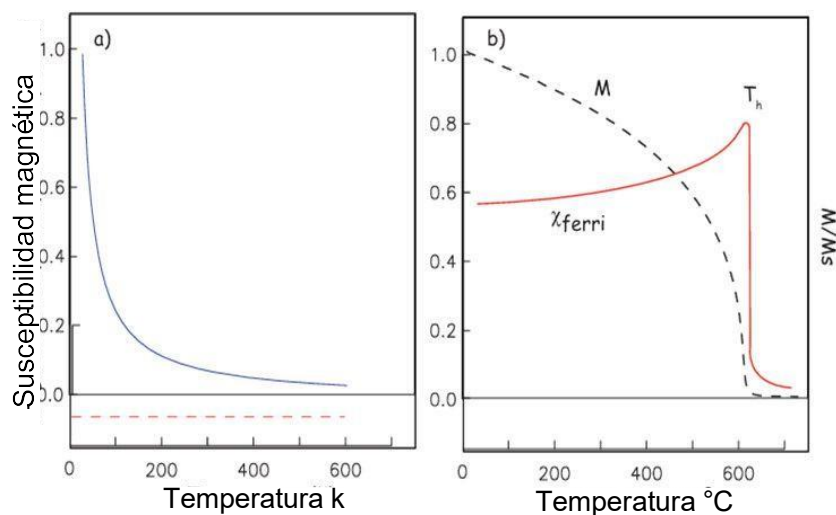


Figura 11. Curvas de susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura, en donde a) indica el comportamiento de los materiales en función de la temperatura, para el comportamiento diamagnético (línea discontinua roja) que es negativa e independiente de la temperatura; el paramagnético (línea sólida azul) que es inversamente proporcional a la temperatura, y luego tenemos en b) la línea sólida roja que representa el comportamiento ferrimagnético de la susceptibilidad tal que el material llega a su temperatura de Curie. La línea negra discontinua representa la temperatura de Curie a través de la razón de la magnetización de saturación, M/M_s . Abreviación: T_h , efecto Hopkinson (Obtenida de Tauxe *et al.*, 2010).

3.4. Adquisición de la Magnetización Remanente Característica: procesos de desmagnetización

La Magnetización Remanente Característica (ChRM, por sus siglas en inglés) es la componente de mayor estabilidad de la NRM, y que es aislada mediante técnicas de desmagnetización parcial, o “lavado magnético” en el laboratorio. Los dos tipos principales de desmagnetización son: (1) la desmagnetización por campos alternos (AFD, por sus siglas en inglés) y (2) la desmagnetización por temperatura (THD, por sus siglas en inglés). La AFD consiste en exponer a la muestra a un campo magnético alternante, este método tiene como

objetivo la eliminación del campo magnético remanente en la muestra de una manera gradual y controlada, como se observa en la figura 12, esto nos permite trabajar con la muestra para los procesos de IRM mencionados anteriormente, sin tener que lidiar con magnetizaciones anteriores o ruido en las señales (Butler, 1992). La THD versa en la eliminación de las temperaturas de desbloqueo de los minerales magnéticos al aumentar la temperatura en diversos pasos y de manera progresiva, y observando su magnetización remanente resultante. Lo anterior se realiza en hornos con blindaje magnético, lo que evita que los minerales que pierden su remanencia por el aumento de temperatura adquieran una orientación de un campo externo. Esto hará que las rocas pierdan progresivamente su magnetización remanente, descubriendo si éstas presentan o no una sola componente de magnetización (Butler, 1992).

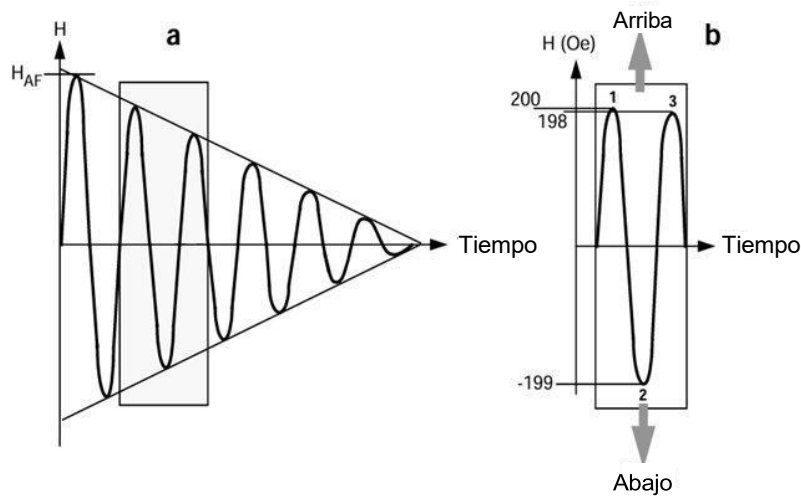


Figura 12. Diagrama de ondas explicando la desmagnetización, en a) se muestra cómo el campo alterno alcanza inicialmente un valor máximo (H_{AF}) y luego oscila entre valores positivos y negativos mientras su amplitud se reduce de forma gradual. Cada oscilación obliga a los momentos magnéticos de la muestra a reorientarse repetidamente en sentidos opuestos. A medida que la intensidad del campo disminuye, los granos magnéticos van quedando atrapados en estados de menor energía, lo que provoca una reducción progresiva de la magnetización remanente, hasta acercarse a un estado prácticamente desmagnetizado. Luego en b) se presenta un acercamiento a una de estas oscilaciones del campo alterno, mostrando cómo el campo varía simétricamente entre valores positivos y negativos (indicados como *Up* y *Down*). Esta inversión continua del campo es la que permite desordenar las direcciones preferenciales de magnetización previamente adquiridas por la muestra. Obtenida de Butler (1992).

3.5. Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS, por sus siglas en inglés) es la propiedad física de una roca o mineral a magnetizarse en función de la dirección en la que se aplica un campo magnético externo. La AMS se describe matemáticamente mediante un tensor simétrico de segundo orden (una matriz de 3x3), donde los componentes de la magnetización inducida se relacionan con el campo aplicado a través de la ecuación $M_i = \chi_{ij}H_j$. Este tensor se visualiza físicamente como un elipsoide, denominado elipsoide de magnitud de AMS, definido por sus tres ejes principales o autovalores $K_{\text{máx}}$ ó $K_1 \geq K_{\text{int}}$ ó $K_2 \geq K_{\text{mín}}$ ó K_3 . La anisotropía en las rocas es la consecuencia de tres fenómenos: (1) la anisotropía magnetocristalina con la orientación preferencial de los cristales (CPO, por sus siglas en inglés); (2) la anisotropía de forma en conjunto con la orientación preferencial de forma (SPO, por sus siglas en inglés); y (3) la anisotropía de distribución (no-uniforme) de los granos y poros (Biederman, 2020; Sagnotti, 2021).

La anisotropía magnetocristalina ocurre en la red de una estructura cristalina ordenada, y se define como la energía por átomo necesaria para mover la dirección magnética del cristal. Hablando de su estructura atómica, este fenómeno se da en el acoplamiento de espín-orbita (cómo los vistos en la Fig. 8), siendo que existen direcciones de magnetización fáciles y difíciles, a las cuales se puede cambiar con los giros magnéticos; esto determina la orientación de los momentos de espín (Sagnotti, 2021).

Todos los minerales ferromagnéticos tienen sus estructuras de espín ordenadas, por lo cual estos últimos serán más fáciles de coordinar en algunas direcciones que en otras, siendo su dirección fácil en donde los espines alcanzan una magnetización máxima del campo que se les aplica, y esto varía según el mineral, un ejemplo es la magnetita que alcanza su máximo en la diagonal del cristal, es decir, en su cara cristalográfica [111], como se observa en la figura 13, mientras que la hematita alcanza su máximo en el eje cristalográfico c. Cabe mencionar que mientras el campo que se le aplica al mineral sea en la misma dirección que su eje fácil, no sufrirá gran alteración, mientras que, si es de manera contraria o con algún ángulo, la alteración será mayor (Sagnotti, 2021).

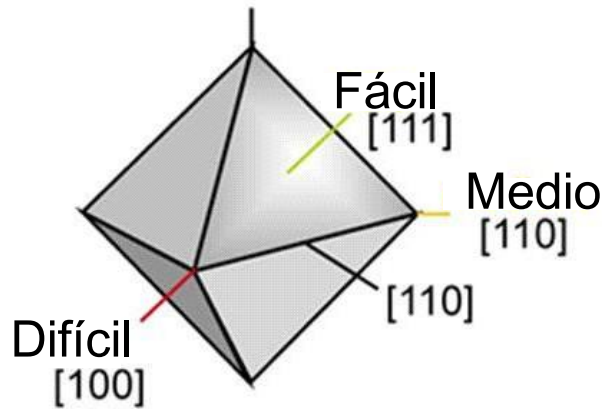


Figura 13. Ejes y planos de un cristal de magnetita, en donde se aprecia el eje más difícil de orientar y el más fácil. Obtenida de Chadima, M. AGICO Inc., (s.f.).

En cuanto a la anisotropía de forma, esta ocurre normalmente en minerales ferromagnéticos con susceptibilidad y baja anisotropía (magnetita, maghemita), esto es porque al desviar un poco la forma del mineral, la anisotropía comienza a cambiar notablemente, esto se da porque se generan polos magnéticos superficiales en los extremos de los granos (Fig. 14), por lo que se debe minimizar la energía magnetostática del mineral (Sagnotti, 2021).

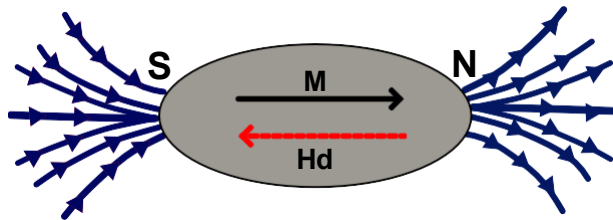


Figura 14. Ejemplificación de un grano magnetizado. En donde tenemos un cristal al cual se le está aplicando un campo magnético, este cristal tiene entonces dos polos, uno norte de donde salen las líneas magnéticas y un polo sur en donde entran dichas líneas, esto genera un campo interno antiparalelo (H_d) a la lineación de la magnetización del cristal (M), debido a que el campo antiparalelo es el campo desmagnetizante y proporcional a la magnetización del cristal, entonces tenemos la ecuación $H_d = -NM$, en donde N es un factor desmagnetizante dependiente de la forma del cristal. Se puede decir que los minerales diamagnéticos, paramagnéticos y antiferromagnéticos tienen una susceptibilidad magnética intrínseca débil ($K_i \ll 1$), esto debido a que el factor NK_i es despreciable, siendo $K_o = K_i$; por otro lado, para los minerales ferromagnéticos la susceptibilidad es alta ($K_i \gg 1$). Modificado de Sagnotti, 2021.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, definiremos ahora la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), la cual depende del contenido mineral, de su abundancia relativa, susceptibilidad intrínseca y anisotropía, orientación cristalográfica preferencial y alineación de la forma del grano. Esta propiedad nos permite determinar la distribución espacial de los minerales para inferir la petrofábrica y diversos procesos geológicos. La AMS comúnmente es representada por medio de un elipsoide como se ve en la figura 15 (Sagnotti, 2021).

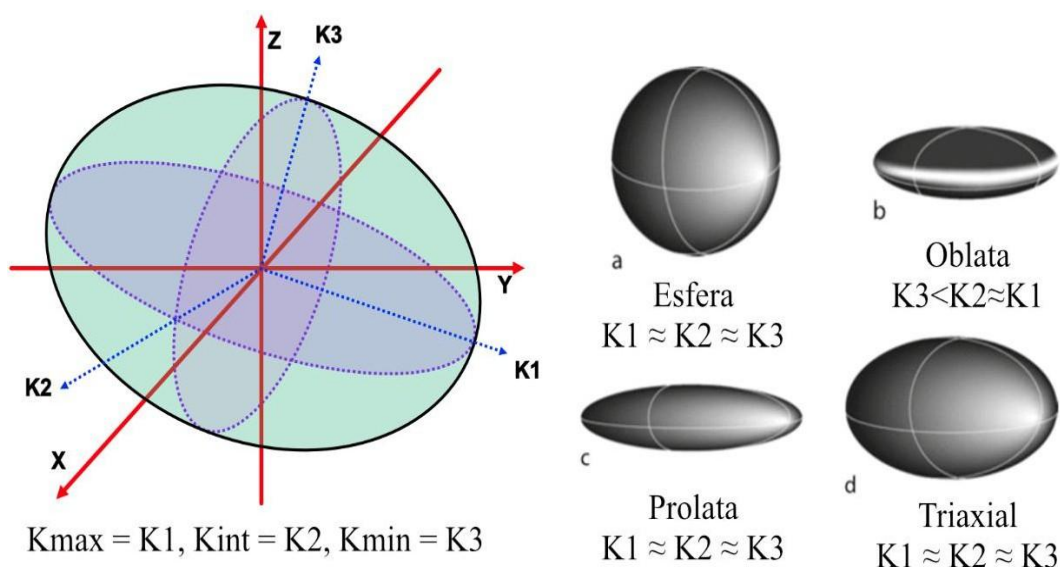


Figura 15. Tipos de forma del elipsoide. En donde se indican 3 ejes de susceptibilidad principales, estos son $K_{m\acute{a}x}$ o $K3$, K_{int} o $K2$, y $K_{m\acute{i}n}$ o $K3$, los cuales son ortogonales entre sí. Se define el plano ortogonal al auto vector $K_{m\acute{i}n}$ como la foliación magnética, y al auto vector K_{max} como la lineación magnética. Dependiendo de la magnitud de los auto vectores, la geometría del elipsoide de susceptibilidad puede variar, como se muestra en a-d. Modificado de Sagnotti, 2021.

3.6. AMS en el estudio de rocas sedimentarias.

La AMS ha resultado en una poderosa metodología para reconocer la (petro)fábrica y subfábricas en las rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, y su significado geológico (e.g., Tarling y Hrouda, 1993; Parés, 2015; Stachowska *et al.*, 2020; García A. *et al.*, 2021). Para el caso de las rocas sedimentarias, particularmente en la obtención de las paleocorrientes, la distribución y orientación de los minerales dentro de las rocas pueden

proveer valiosa información a través de los auto-vectores del elipsoide de susceptibilidad. La caracterización de los sitios de estudio con este tipo de método, como se ejemplifica en la figura 16, se puede apreciar en una agrupación de las orientaciones de K1, K2, y K3 en un estereograma. Es importante remarcar que en los grupos de estereogramas de la figura 16 (B-D), K1 como un cuadrado y K3 como un círculo, representaría a un único espécimen de medición, es decir, que varios especímenes en una estructura geológica determinarían la distribución expresada en la figura 16. Lo anterior, es de enfatizar para considerar que en un estudio de AMS se deben analizar varios especímenes de un solo sitio para una mejor distribución y estadística de la fábrica que se pretende encontrar. También se debe remarcar que cada espécimen dará la dirección del elipsoide de susceptibilidad del conjunto de minerales que lo conforman y no de un solo mineral en concreto, por lo que a este método deben sumársele estudios de magnetismo de rocas, como la anisotropía de remanencia magnética (Jackson, 1991), así como observaciones petrográficas antes de comenzar a hacer una interpretación de los resultados (Sagnotti, 2021).

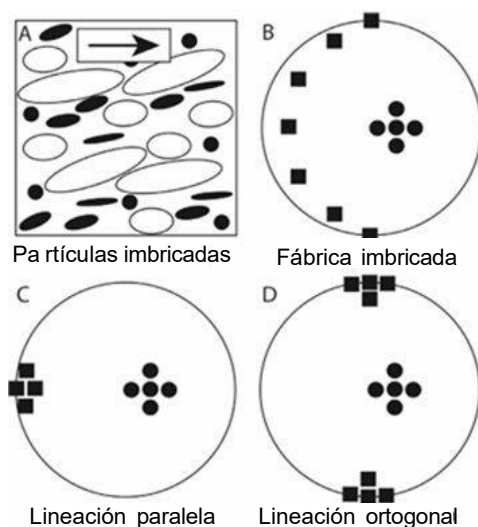


Figura 16. Modelos teóricos del análisis de los datos de anisotropía de rocas sedimentarias. en donde A muestra una estructura de imbricación de los clastos con una dirección de flujo hacia la derecha, y en B se muestra la fábrica que tendría dicha estructura, con los ejes mínimos (K3, círculos) en la dirección del flujo, mientras que los ejes máximos (K1, cuadrados) están en un plano con una pequeña elevación. En C tenemos la textura imbricada con una lineación magnética paralela al flujo, siendo $K_{mín}$ y $K_{máx}$ son paralelos. Finalmente, en D tenemos la textura de imbricación con una lineación magnética ortogonal al flujo, esto por una posible rotación de las partículas. Obtenida de Bilardello (2016).

La AMS resulta conveniente para comprender la petrofábrica en comparación con otras técnicas más robustas (*e.g.*, *Electron Back-Scatter Diffraction*, EBSD), gracias a su rapidez, rentabilidad, aplicabilidad en todos los tipos de roca, sin dejar de mencionar la gran cantidad de información que arroja con menor esfuerzo. No obstante, como se dijo antes, este método debe complementarse con otros análisis para una interpretación efectiva (Sagnotti, 2021). Además, la AMS también puede ayudar a corregir la inclinación magnética en los sedimentos, es decir, la reorientación de las partículas magnéticas al momento de depositarse en un plano o capa sedimentaria con otro tipo de orientación, como es el caso de algún proceso de la pDRM (Garcés *et al.*, 1996; Bilardello, 2016).

El estudio de la AMS en rocas de diversos ambientes sedimentarios ha sido aplicado exitosamente para resolver las paleocorrientes y comprender la hidrodinámica de distintos tipos de depósitos, principalmente marinos (*e.g.*, Tarling y Hrouda, 1993; Novak *et al.* 2014; Stachowska *et al.*, 2020). Sin embargo, la aplicabilidad para resolver la fábrica en distintas estructuras sedimentarias y elementos arquitectónicos de los depósitos continentales sigue siendo un amplio campo por explorar (*e.g.*, Rathi *et al.*, 2007; García L. *et al.*, 2013).

3.7. Paleocorrientes

Las paleocorrientes (Fig. 17) son las direcciones de flujo de agua, viento o hielo que existieron en el pasado geológico y que quedaron registradas en las rocas sedimentarias mediante estructuras o texturas formadas durante el transporte y depósito del sedimento. Estas direcciones antiguas se determinan a partir de indicadores de paleocorriente, siendo los más comunes la estratificación y laminación cruzada, la imbricación de clastos y los surcos de erosión. Estas estructuras permiten determinar la dirección y, en muchos casos, también el sentido del flujo que dio origen a los depósitos (Collinson y Thompson, 1970). El análisis de paleocorrientes consiste en recolectar datos direccionales medidos en estas estructuras, graficarlos y posteriormente analizarlos estadísticamente con el fin de reconstruir los patrones de dispersión de sedimentos y, de esta forma, determinar la procedencia del sedimento y reconocer tendencias tectónicas y paleogeográficas dentro de una cuenca sedimentaria entre otras cosas. Estos indicadores de paleocorrientes se dividen en dos grupos: 1) los unidireccionales, los cuales indican tanto la dirección como el sentido de la corriente,

y 2) los bidireccionales, los cuales indican solo la dirección del flujo, siendo posibles ambos sentidos (Bello Abraham, 2020).

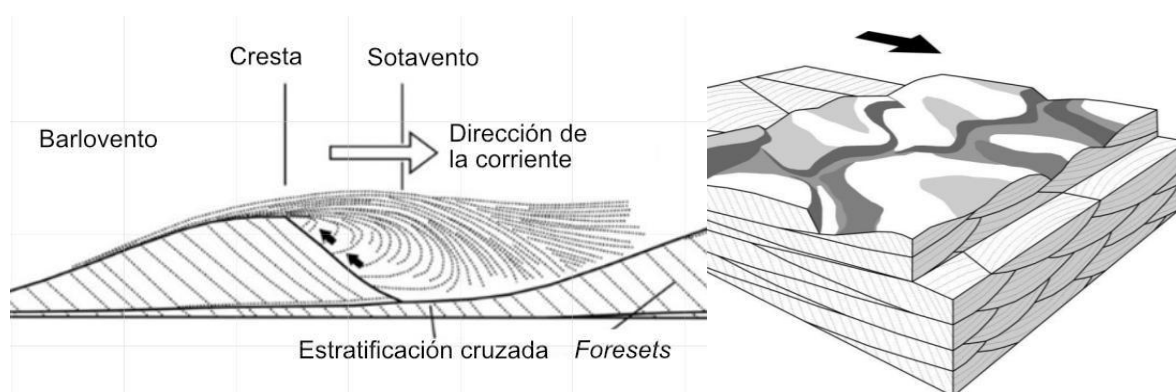


Figura 17. Formación y forma de paleocorrientes. El primer panel presenta una dirección de corriente que va de izquierda a derecha. En el lado de barlovento (*stoss side*), el flujo empuja los granos de sedimento cuesta arriba hasta la cresta. Al sobrepasar esta cresta, la velocidad del flujo disminuye en el lado de sotavento (*lee side*), generando una zona de menor energía donde los sedimentos caen y se acumulan por gravedad. Este proceso da lugar a los *foreset* (laminación cruzada), que se depositan inclinados en el sentido del flujo y registran directamente la dirección y el sentido de la paleocorriente. El segundo panel presenta estas mismas estructuras en tres dimensiones. Modificado de *Geology Is the Way*. (s. f.).

3.8. Sistemas fluviales

Los sistemas fluviales pueden presentar diferentes características morfológicas e hidrodinámicas, las cuales definen su estilo y registro estratigráfico. Algunos de los parámetros fundamentales que se han utilizado para clasificar los diferentes tipos de sistemas fluviales son: 1) el grado de sinuosidad, 2) la frecuencia de bifurcaciones y 3) la estabilidad de los canales (*e.g.*, Miall, 2006). Con base en estos parámetros, es posible identificar al menos tres grupos principales: 1) los sistemas trenzados, caracterizados por baja sinuosidad, alta frecuencia de bifurcaciones y una elevada inestabilidad de los canales, los cuales van migrando lateralmente y cambiando rápidamente (años a décadas) de posición durante el tiempo; 2) los sistemas meándricos, los cuales presentan una alta sinuosidad, muy baja frecuencia de ramificaciones y canales, los cuales migran lateralmente pero de manera lenta, en tiempos mucho más largos (cientos a miles de años) que en los sistemas trenzados; 3) los sistemas anastomosados, que se caracterizan por una sinuosidad variable, un patrón con alta

frecuencia de bifurcaciones y canales muy estables, los cuales no migran lateralmente en el tiempo (Miall, 2006). Estos diferentes tipos de sistemas fluviales se caracterizan por diferentes conjuntos de elementos arquitectónicos. Una síntesis de estos sistemas se presenta en la Tabla 1.

Tabla 1. Síntesis de las características principales de los diferentes tipos de sistemas fluviales (elaborada con base en Miall, 2006)

Tipo de ambiente fluvial	Características principales	Procesos sedimentarios dominantes	Elementos arquitectónicos típicos
Sistema fluvial anastomosado	<ul style="list-style-type: none"> - Sinuosidad variable - Alta frecuencia de ramificaciones - Alta estabilidad de los canales 	<ul style="list-style-type: none"> - Relleno de canales por agradación - Desbordes frecuente que culminan con la avulsión debido a la colmatación de los canales 	<ul style="list-style-type: none"> - Canal (CH) - Llanura de inundación (FF) - Depósito de desborde (CS) - Dique natural (LV)
Sistema fluvial meándrico	<ul style="list-style-type: none"> - Sinuosidad alta - Muy baja frecuencia de ramificaciones - Estabilidad de los canales media 	<ul style="list-style-type: none"> - Migración lateral de meandros, erosión de bancos y sedimentación de <i>point bars</i> - Desborde en ocasiones de precipitación extraordinaria. 	<ul style="list-style-type: none"> - Barra de meandro (LA) - Llanura de inundación (FF) - Depósito de desborde (CS) - Dique natural (LV)
Sistema fluvial trezado (distributivo y contributivo)	<ul style="list-style-type: none"> - Sinuosidad baja - Alta frecuencia de ramificaciones - Estabilidad de los canales baja 	<ul style="list-style-type: none"> - Formación de barras internas a los canales con acreción de sedimento en la dirección de la corriente fluvial - Remoción en masa por inestabilidad del sedimento a lo largo de la pendiente. 	<ul style="list-style-type: none"> - Barras y formas de fondo conglomeráticas (GB) - Barras de acreción corriente abajo (DA) - Depósitos de remoción en masa (SG)

Debido a que la Formación Matzitzi se considera como el registro estratigráfico de un sistema fluvial anastomosado (Centeno G. *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2021), se presenta a continuación una explicación más a detalle de las características principales de este tipo de sistema fluvial, de los procesos que gobiernan su dinámica y de los elementos arquitectónicos que los caracterizan.

3.9. Ríos anastomosados

3.9.1. Definición

Un río anastomosado es un sistema fluvial compuesto por múltiples canales rectos a sinuosos interconectados (Fig. 18) y activos simultáneamente, los cuales están separados por zonas de *overbank*, donde se desarrollan los diques naturales que bordean los canales (elemento LV: *Levee*), la llanura de inundación (elemento FF: *Floodplain Fines*) y depósitos de abanico de desborde (elemento CS: *Crevasse Splay Deposits*). Este tipo de río se desarrolla sobre llanuras aluviales de baja pendiente, bajo condiciones de flujo estable y energía reducida, predominando la agradación (acumulación vertical del sedimento) sobre la erosión y migración lateral de los canales (Makaske, 2000; Miall, 2006). A diferencia de los ríos trezados, los cuales también presentan un patrón en planta caracterizado por una alta frecuencia de bifurcaciones, los canales de un sistema anastomosado no están separados por barras arenosas móviles, sino por zonas de *overbank* estables, frecuentemente vegetadas, que permanecen durante largos periodos de tiempo (Makaske, 2000).



Figura 18. Río anastomosado. Tomado de Figueroa, 2023.

3.9.2. Procesos de avulsión y patrón multicanal en sistemas fluviales anastomosados

Los sistemas anastomosados se caracterizan por su patrón multicanal generado por la frecuente avulsión, proceso mediante el cual el flujo principal abandona un canal que está en fase de colmatación y crea uno nuevo sobre la llanura de inundación a través de desbordes continuos y persistentes. Existen dos mecanismos principales de avulsión. El primero es la avulsión por derivación, durante el cual la corriente fluvial abre un solo canal alternativo, rompiendo progresivamente el dique que lo bordea y generando una bifurcación en la cual se mantienen activos, al menos temporalmente, los dos canales. Por otro lado, durante la avulsión por división de flujo, el caudal se reparte y excava múltiples canales activos de manera simultánea, generando un patrón multicanal complejo. Ambos procesos son favorecidos por una alta tasa de agradación dentro de los canales, la pérdida de capacidad hidráulica ocasionada por la sedimentación interna, las pendientes muy bajas del valle fluvial y la ocurrencia de eventos excepcionales como crecidas extremas, acumulación de troncos y la presencia de dunas eólicas internas (Makaske, 2000).

3.9.3. Elementos geomorfológicos principales

De acuerdo con Makaske (2001) y Miall (2006), los sistemas fluviales anastomosados modernos presentan un conjunto de 4 elementos principales: 1) los canales (CH), 2) los diques naturales (LV), 3) las llanuras de inundación (FF) y los abanicos de desborde (CS).

Canales:

Los canales de los sistemas anastomosados son muy anchos (hasta decenas de metros) y someros (algunos metros), presentando una razón anchura: profundidad de 5:1 hasta 15:1. La sinuosidad de los canales es variable. Sus márgenes se mantienen estables gracias a la cohesión de los sedimentos finos y a la presencia de vegetación en las zonas de *overbank* adyacentes. Los canales presentan una forma lenticular y una base erosiva cóncava hacia arriba, mostrando un relleno por agradación compuesto predominantemente por depósitos arenosos y limosos, generalmente con estratificación cruzada y una disminución progresiva del tamaño de grano hacia la cima. Los canales están frecuentemente rodeados por

sedimentos finos provenientes de la llanura de inundación pasada (Maskake, 2001; Miall, 2006).

Llanura de inundación:

La llanura de inundación constituye el elemento volumétricamente más abundante dentro del sistema anastomosado, pudiendo representar entre el 50% y el 90% del registro sedimentario total. Está compuesta principalmente por limolita y arcillolita finamente laminadas, que suelen contener horizontes de paleosuelos, niveles orgánicos e incluso capas de carbón en climas húmedos. Las llanuras son zonas adyacentes a los canales, que se inundan periódicamente durante las crecidas, permitiendo el depósito de materiales finos que favorecen la agradación y el relleno progresivo del relieve. Además, suelen contener canales abandonados o lagunas tipo *oxbow lakes* que evidencian la dinámica fluvial pasada (Maskake, 2001; Miall, 2006).

Diques naturales:

Los diques naturales son acumulaciones elongadas de arena y limo, que se forman a lo largo de los márgenes de los canales durante las crecidas. Funcionan como barreras naturales que separan el canal principal de la llanura de inundación adyacente. Aunque su altura suele ser de pocos metros, resulta suficiente para controlar el flujo hacia la llanura durante los eventos de desborde. En sección transversal, los diques presentan una geometría triangular, haciéndose progresivamente más delgados alejándose del canal. En vista en planta, los diques se observan como cordones paralelos al canal, presentando una granulometría que se hace más fina hacia el exterior, con sedimentos más gruesos en su base pasada (Maskake, 2001; Miall, 2006).

Abanicos de desborde

Los abanicos de desborde se originan cuando, durante una crecida, se produce una ruptura o *crevasse* en el dique natural, permitiendo el desborde del agua fluvial y la inundación local de la llanura adyacente. Como resultado de este proceso, se deposita un abanico de arena y limo sobre la llanura de inundación, con una forma lobulada o triangular, espesores decimétricos a métricos y una amplia extensión lateral. Estos abanicos representan un mecanismo clave de redistribución de sedimentos y desempeñan un papel fundamental en la

alimentación de nuevos canales durante los procesos de avulsión pasada (Maskake, 2001; Miall, 2006).

3.9.4. Importancia sedimentológica

Estos ríos se desarrollan en una amplia variedad de ambientes, desde regiones subárticas hasta zonas templadas, húmedas o áridas. Son de gran interés porque preservan excepcionalmente los registros estratigráficos y, por ende, permiten reconstruir con mucho detalle los patrones de paleocorrientes, volviéndose así elementos claves en el análisis de dispersión del sedimento y en la reconstrucción tectónica. Hay que aclarar que, para realizar el análisis de paleocorrientes usando el registro de un sistema fluvial anastomosado, es de suma importancia reconocer antes los diferentes elementos que componen este ambiente de depósito. En efecto, solamente las estructuras formadas en los canales dan información sólida sobre la trayectoria del sistema fluvial. Estructuras de paleocorrientes se forman también en las zonas de *overbank*, en los depósitos de dique natural y de abanico de desborde; sin embargo, éstas no proporcionan información sobre la orientación regional del sistema fluvial, si no sobre la dirección de los eventos de desborde, los cuales pueden generar flujos tanto en dirección perpendicular al canal como en la misma dirección o en dirección contraria. Por ende, cualquier estudio que pretende reconstruir la dirección regional de un sistema fluvial anastomosado requiere de un estudio sedimentológico previo enfocado en el reconocimiento de los diferentes elementos del sistema fluvial.

4. Caso de Estudio

4.1. Planteamiento del problema

La Formación Matzitzi es una unidad estratigráfica de finales del Paleozoico y, posiblemente inicios del Mesozoico, que nos puede brindar información fundamental sobre la transición entre el ensamble y la fragmentación de la Pangea. Además, al ubicarse por encima de la zona de sutura de Caltepec, esta unidad representa un laboratorio natural para entender el papel que juegan las zonas de debilidad preexistente en la fragmentación de los supercontinentes. Sin embargo, no se ha realizado hasta el momento un estudio de paleocorriente y de fallas sin-sedimentarias que permita reconstruir la geometría del sistema fluvial y de la cuenca asociada. Martini *et al.* (2021) publicaron anteriormente algunos datos; sin embargo, son todavía insuficientes para tener una idea clara de la geometría de la cuenca. La baja densidad de datos de paleocorrientes en la Formación Matzitzi es debida a que no todos los afloramientos de canales tienen la calidad necesaria para mostrar claramente las estructuras sedimentarias en tres dimensiones. Por lo tanto, es deseable explorar otros métodos para obtener direcciones de paleocorrientes, como lo es el caso de la AMS.

4.2. Hipótesis

La hipótesis de este trabajo es que, al orientarse hidráulicamente los granos para- y ferromagnéticos en los depósitos sedimentarios, estos generen una fábrica magnética que permita reconstruir la dirección de la corriente. Al ser así, el análisis de AMS representa una manera alternativa para obtener datos de paleocorrientes, como ha sido ya reconocido anteriormente por varios autores. Por ende, la integración de datos medidos a partir de estructuras sedimentarias y de datos obtenidos por el análisis de AMS puede permitir reconstruir de manera más detallada la geometría del sistema fluvial de la Formación Matzitzi y obtener la geometría de la cuenca.

4.3. Objetivos

Este trabajo tiene como objetivo poner a prueba una metodología y resolver un problema geológico. En primer lugar, se quiere poner a prueba el análisis de AMS como método para obtener datos de paleocorriente. En segundo lugar, este trabajo pretende reconstruir la geometría del sistema fluvial Matzitzi y de las fallas que controlaron la sedimentación, para poder interpretar el significado de la cuenca en la cual se depositó la Formación Matzitzi.

4.4. Localidad o área de estudio

Los afloramientos de la Formación Matzitzi que se trabajaron en este trabajo están localizados a lo largo de la autopista Tehuacán–Oaxaca y a lo largo de terracerías y veredas de la localidad comprendida entre Los Reyes Metzontla y Coatepec; entre las coordenadas 14Q 667730 mE, 2015821 mN y las coordenadas 14Q 679578 mE, 200790 mN, coordenadas tomadas con el datum WGS84; esto se aprecia mejor en la Figura 19.



Figura 19. Localización de la Fm. Matzitzi en México. a) Mapa de la república mexicana en donde se marca la Fm. Matzitzi; donde SMO: Sierra Madre Occidental, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana y EUA: Estados Unidos de América. b) Localización de los sitios por medio de una imagen satelital de Google Earth. En donde L indica las diferentes localidades de donde se obtuvieron muestras, siendo L1: la localidad sur de la carretera Tehuacán-Oaxaca y L2: la localidad norte de la misma carretera; L3: la localidad ubicada al oeste de Los Reyes Metzontla (siendo un camino de terracería); y finalmente L4: la localidad ubicada en Coatepec (siendo sobre el cauce de un río). Esto siguiendo el orden en el que se tomaron los sitios, siendo las 3 primeras localidades realizadas en la primera campaña, y la última localidad realizada en una segunda campaña.

5. Materiales y Métodos

Lo primero en realizarse fue una etapa de recopilación y análisis de información bibliográfica con el objetivo de contextualizar los resultados obtenidos y establecer el estado actual del conocimiento sobre la Formación Matzitzi. En esta fase se consultaron diversos artículos científicos y los datos publicados hasta la fecha sobre esta unidad litoestratigráfica, incluyendo descripciones litológicas, registros estratigráficos, dataciones, etcétera. Esta revisión permitió integrar los antecedentes disponibles, identificar vacíos de información y orientar la investigación hacia esos vacíos, sin perder el objetivo de este trabajo.

Una vez recopilada y analizada toda la información previa sobre la Matzitzi, se procedió al trabajo de campo, el cual se basa en observaciones y mediciones realizadas directamente en los sitios de afloramiento, así como en el análisis de muestras que fueron colectadas estratégicamente de los afloramientos estudiados, procesadas en gabinete y analizadas en laboratorio con diferentes equipos. A continuación, se explican los diferentes métodos que se aplicaron, tanto durante el trabajo de campo, como para los análisis realizados en laboratorio.

5.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en recorrer las principales carreteras, terracerías y barrancas a lo largo de las cuales se encuentran los afloramientos de la Formación Matzitzi. Los sitios que se procedieron a estudiar son aquellos en que resultó fácil identificar los diferentes elementos arquitectónicos de la sucesión fluvial, y que contienen los canales. Para la identificación de los diferentes elementos del sistema fluvial, se siguió la metodología de Miall (2006), la cual consiste en determinar las litofacies y sus asociaciones, además de reconocer su geometría y arquitectura tridimensional. La descripción detallada de las litofacies y de los elementos reconocidos en los afloramientos se presenta en el capítulo 6.

Además del análisis de los elementos fluviales, el trabajo de campo permitió obtener direcciones de paleocorriente mediante la medición de estructuras sedimentarias específicas.

En particular, en este trabajo, se midieron los *foresets* de las barras fluviales que rellenan los canales. Los datos de paleocorriente fueron restaurados a la horizontal con la ayuda de la red estereográfica, siguiendo los pasos descritos por Collinson *et al.* (2006). Para la restauración, fue necesario obtener en campo una referencia de la paleo-horizontal, la cual se considera dada por los estratos de llanura de inundación.

Finalmente, el trabajo de campo permitió también la medición de fallas sin-sedimentarias, las cuales cortan pervasivamente en muchas localidades a los depósitos de la Formación Matzitzzi. También en el caso de las fallas, estas fueron restauradas a la paleo-horizontal dada por los estratos de llanura de inundación. La restauración es para obtener la geometría original de las estructuras formadas durante el depósito de la unidad.

5.2. Muestreo paleomagnético

Los canales de los cuales se tomaron datos de paleocorrientes, además de otros que no presentaban claras estructuras medibles, fueron muestreados para el análisis de susceptibilidad magnética. Para la perforación se emplearon dos equipos: una motosierra modificada marca Stihl y otra de fabricación alemana, ambas equipadas con barrenas de punta de tungsteno con incrustaciones de diamante, que operan con gasolina y con un sistema de refrigeración por agua a presión mediante bomba manual. Las perforaciones se realizaron en cada afloramiento con una separación aproximada de 30 cm, procurando que la distribución tuviera la geometría de la cara de un dado (Fig. 20).



Figura 20. Toma de muestras en el sitio 2, donde se muestran los huecos de los núcleos extraídos con las perforadoras.

Antes de perforar, se controló que la roca fuera consistente y libre de fracturas, y se marcaron los puntos de extracción con un plumón. Durante la extracción, un miembro del equipo manejó la perforadora, mientras que otro bombeó agua de un tanque a la perforadora, para evitar el sobrecalentamiento de la barrena (Fig. 21a). Inicialmente, se realizó una muesca en la roca que sirvió como referencia para la reorientación del núcleo en caso de romperse.

Una vez extraído cada núcleo, éste se orientó utilizando un orientador tipo Pomeroy con orientador solar y con una brújula tipo Brunton (Fig. 21b), tomando la lectura de la declinación e inclinación. Los datos estructurales del rumbo y buzamiento se midieron de acuerdo con la convención de dirección de inclinación de la capa/buzamiento (*dip direction/dip*), sin corrección de declinación para posteriormente ser corregida en el gabinete (Fig. 21b). Se tomaron datos sobre las orientaciones de los núcleos y, para mantener la referencia, se trazó una línea guía en el núcleo con el plumón, siguiendo una ranura del orientador, reforzada con el tallado de un alambre de bronce (Fig. 21c). Se marcaron flechas

indicando la parte superior del núcleo, coincidiendo con la muesca inicial. Finalmente, se codificó cada núcleo con una clave y se almacenó en bolsas individuales con la información del sitio (Fig. 21d). En el caso en que algún núcleo se fracturara, este se reconstruyó con adhesivo no-magnético, embonando las partes en su posición original con ayuda de la muesca previamente marcada en el afloramiento.



Figura 21. Método de perforación, a) Perforación de núcleos, b) Orientación de núcleo con brújula magnética y solar, c) marcado del núcleo antes de sacarlo, d) codificación de núcleos, y e) corte y marca de especímenes.

En total se obtuvieron 84 núcleos, siendo un promedio de entre 5 a 6 núcleos por sitio, y se realizaron un total de 16 sitios distribuidos en cuatro localidades (Fig. 19). Se debe considerar que el sitio 10 fue dividido entre “canal a” y “canal b” debido a su cercanía.

5.3. Preparación de muestras

Las muestras y mediciones de paleomagnetismo y magnetismo de rocas se llevaron a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, en Ciudad Universitaria. En el laboratorio, los núcleos se cortaron en especímenes cilíndricos de aproximadamente 2.2 cm de altura, empleando una cortadora automática con medidas preestablecidas. Antes del corte, se marcaron líneas guía con regla, y se escribió la clave correspondiente en cada sección (Fig. 21e). Se obtuvieron un total de 225 especímenes, con un promedio de 2 a 3 especímenes por núcleo, con algunas excepciones de 4 especímenes para algunos núcleos. Además, los especímenes se nombraron con el número del núcleo seguido de a, b, c y d, según corresponda, siendo a la parte más superficial del núcleo, en donde se encuentra la muesca, y d la parte más profunda.

Durante el corte de los especímenes, se generaron fragmentos menores, los cuales fueron conservados y debidamente etiquetados, ya que resultaron útiles para otros análisis, como el de K[T]. Posteriormente, se verificó el tamaño de cada espécimen, se eliminaron las rebabas y se lavaron con agua para retirar residuos de arcilla o polvo. Finalmente, las muestras se dejaron secar, fueron pesadas, medidas nuevamente y registradas en una bitácora junto con la clave de sitio y la localidad (Fig. 22). Los datos completos se pueden apreciar en la tabla 1 del anexo 1.

Sitio					MTZ-02		Fecha		24/08/2024	
Coordenadas	UTM: 14Q	0675654 mE	2003707	± 3m	Geográficas	Lat: 18.115061691638896	Long: -97.33984487049601			
	Datum: WGS84	Altura	1623 m			Lat: 18° 06' 54.2221" N/+	Long: 97° 20' 23.4415" W/-			
Litología	Arenisca St (CH)									
Notas	Los datos estructurales se tomaron con Dip Direction									
SO										
Paleocorrientes										
Fallas con SO										
Núcleos	$\Delta\alpha$	$\Delta\alpha$ corrección	Inc	Sol	Hora	Observaciones	Especimen	Peso (g)	Medida (cm)	
24MTZ006	042	045	44		12:50		A	28	2.1	
							B	27.8	2.2	
							4PZ	5.4		
24MTZ007	041	044	50		12:59		A	24.9	2.1	
							B	27.3	2.2	
24MTZ008	040	043	47		13:08		A	17.8	1.5	
							B	29	2.2	
24MTZ009	040	043	42		13:12		A	28.3	2.2	
							B	28.6	2.2	
							1PZ	7.3		
24MTZ010	027	030	53		13:16	Falta un 0 en la clave	A	28.6	2.2	
							B	28.5	2.2	
							1PZ	1.2		
24MTZ011	027	030	34		13:20		A	19.5	1.9	
							B	28.9	2.2	
							1PZ	1		
No. Especímenes	12	Total:	225							
Declinación	3°									
Observaciones geológicas										

Figura 22. Ejemplo de tabla de datos tomados en campo y trabajados en laboratorio por sitio.

Por otro lado, antes de realizar los experimentos, fue necesario aplicar la corrección de declinación de la brújula a cada uno de los datos. Dado que dicha corrección no se efectuó en campo por convención, debe realizarse posteriormente, sumando 3° a cada valor obtenido, ya que ésta fue la corrección de la declinación magnética para la fecha y lugar de la toma de muestras revisada en los modelos de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*; <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml>).

Finalmente, para que los datos estén completamente corregidos, es necesario rotar los datos de paleocorriente a la paleo-horizontal, utilizando el plano de estratificación, S_o , medido en campo. Este procedimiento se llevó a cabo mediante una red estereográfica, empleando el método de restitución estereográfica de planos, el cual consiste en rotar la S_o hacia la horizontal y luego rotar el polo de la paleocorriente o falla el mismo número de grados y en la misma dirección que la S_o , con el fin de obtener el plano y datos contenidos ya corregidos.

5.4. Mediciones de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (AMS)

La AMS se midió en los 225 especímenes que salieron en total de ambas campañas; para más detalles, en el anexo 1 se agrega la tabla 1 con todos los datos de los especímenes obtenidos, sus datos estructurales y a que sitios y localidades pertenecen. Para las mediciones se utilizó un susceptibilímetro de puente Kappabridge MFK1-FA (AGICO), utilizando un rotor de especímenes conectado al equipo y controlado con el software Safir (AGICO; Fig. 23a). Antes de las mediciones, se encendió el sistema y se verificó su correcto funcionamiento. La calibración se realizó en dos pasos: primero con una muestra estándar de calibración incluida en los accesorios del equipo y posteriormente con el *holder* vacío, asegurando que los valores se mantuvieran dentro de los parámetros esperados, minimizando el ruido de fondo. Cada espécimen se midió en tres posiciones diferentes cambiadas de manera manual; al concluir la tercera posición, el sistema efectuó automáticamente la medición de K_{bulk} . Se validó que el error porcentual fuera mínimo y los datos se guardaron en carpetas organizadas por sitio. El instrumento MKF1-FA operó a un campo de 200 A/m y una frecuencia de 976 Hz.

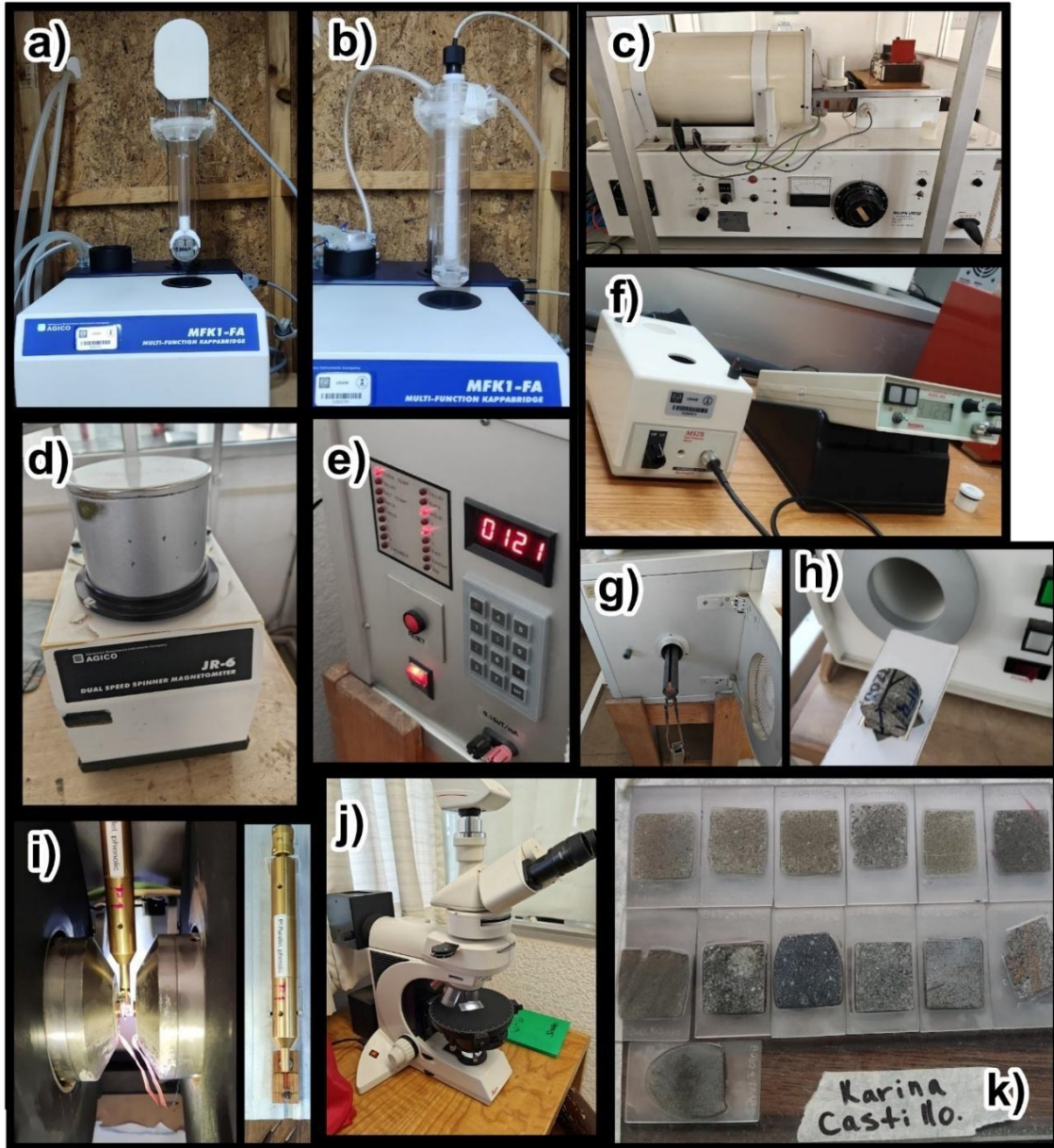


Figura 23. Fotografías de los instrumentos de acuerdo a cada medición elaborada en este estudio: a) MFK1-FA con la pieza del rotor para la medición de AMS; b) MFK1-FA con la pieza para medir KLT; c) desmagnetizador Molspin que aplica campos alternos; d) magnetómetro de giro JR6 para medir la remanencia magnética; e y g) horno desmagnetizador térmico automatizado MM TD-60, f) susceptibilímetro Bartington, h) Magnetizador de pulsos para obtener la IRM, i) bobinas y porta muestras del MicroMag; j) microscopio petrográfico (Leica) para la observación de las láminas delgadas, y k) preparación de láminas delgadas.

En la tabla 2 se hace un resumen de los especímenes a los que se les realizó cada experimento, indicando el sitio y la localidad a la que pertenecen.

Tabla 2. Experimentos realizados en distintos especímenes, separados por sitios y localidad. Donde KT: se refiere a la susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura ya sea alta (HT) o baja (LT); AFD: indica la desmagnetización por campos alternos; THD: es la desmagnetización por temperatura; IRM: es la adquisición de la magnetización remanente isotérmica; Hys: representa los ciclos de histéresis y BF: es el *back-field* estos dos se realizaron en el mismo espécimen y se indica además la cantidad de mg utilizada para cada uno de ellos; finalmente se indican las láminas delgadas y su respectivo plano de corte, es decir, el plano desde el cual se cortó el espécimen para obtener la lámina delgada.

Localidad	Sitios	KT (LT-HT)	AFD	THD	IRM	Hys. y BF	Lámina delgada /plano de corte	
1	1	004	001B	005C	001B	002B 31 mg	001B	264/55
	2	-	006A	009B	006A	006B 31 mg	010A	084/140
2	3	015	016A	013A	016A	012A 40 mg	016A	076/136
	4	-	018B	019B	018B	021C 50mg	018B	076/226
	5	-	023A	025B	023A	026B 35 mg	023A	076/42
	6	032	028C	033B	028C	030C 34 mg	028C	151/88
3	7	038	037C	035B	036C	036B 32 mg	036C	146/66
	8	-	041B	039B	041B	042B 46 mg	041B	113/70
	9	-	048A	048B	048A	044B 30 mg	048A	159/44
4	10a	049	049A	053B	049A	049D 25 mg	049A	345/64
	10b	-	060B	059B	060B	057C 41 mg	060B	011/60
	11	-	062B	066B	062B	064C 32 mg	062B	015/58
	12	-	067B	070C	067B	068A 34 mg	067B	149/72
	13	-	074B	073B	074B	076B 32mg	074B	175/90
	14	-	079B	082B	079B	079B 39 mg	079B	342/87
	15	084	084B	084C	084B	087A 42 mg	084B	180/70

5.5. Susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura (KT)

Las curvas de susceptibilidad magnética se obtuvieron a bajas y altas temperaturas (KLT y KHT, respectivamente; Fig. 23b). Para ello, se trituraron fragmentos de muestra en un mortero de agata hasta obtener un polvo fino, el cual se colocó en un vial de cuarzo. Las muestras analizadas se aprecian en la tabla 2.

En el caso de la KHT, el vial se introdujo en un horno conectado al instrumento MFK1-FA, aumentando su temperatura de ambiente (~ 20 °C) hasta 700 °C; mientras que para KLT se utilizó un dispositivo nombrado Cryosat, al que se le inyecta nitrógeno líquido lentamente en el vial hasta alcanzar aproximadamente -190 °C, para su posterior calentamiento hasta temperatura ambiente, asegurando una distribución homogénea del sedimento y controlando el exceso de nitrógeno mediante válvulas de salida. Posteriormente, se inició la medición. Las mediciones de K[T] solo se hicieron para 6 sitios diferentes, siendo al menos una por localidad, y en un caso se seleccionaron cima o base de un canal. Todos los datos obtenidos fueron almacenados en carpetas específicas y analizados con el software Cureval (AGICO), que permitió generar las curvas de comportamiento térmico.

5.6. Desmagnetización por campos alternos (AFD) y Desmagnetización térmica (THD)

La AFD se realizó intercalando dos instrumentos de laboratorio, un desmagnetizador Molspin (Fig. 23c), y con mediciones subsecuentes de la remanencia magnética en un magnetómetro de giros JR6 (AGICO; Fig. 23d). Primero se midió la magnetización remanente natural (NRM) de cada espécimen, para después someterlos a desmagnetización en 15 pasos progresivos, entre 2 y 100 mT.

En el caso de la THD se utilizó un horno desmagnetizador térmico automatizado MM TD-60 (Fig. 23e, 23g). Cada espécimen fue inicialmente medido en cuanto a su NRM y posteriormente sometido a 15 pasos de calentamiento progresivo, desde 120 °C hasta 680 °C. De manera adicional, se midió la susceptibilidad magnética con un susceptibilímetro Bartington (Fig. 23f) después de cada paso de calentamiento.

Independientemente del experimento para cada paso, los especímenes se midieron en cuatro posiciones diferentes en el JR6, asegurando un error inferior a $\pm 2.5^\circ$ y $\pm 2.5\%$. Los

resultados fueron organizados por sitio y procesados con el software Rema6 (AGICO). Cabe mencionar que ambos experimentos se realizaron en todos los sitios, siendo un total de 16 especímenes analizados por experimento (Tabla 2), con el fin de verificar si las areniscas de la Formación Matzitzzi contenían una componente estable, es decir, una ChRM.

5.7. Adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM)

La adquisición de la IRM se llevó a cabo en especímenes previamente desmagnetizados por AFD a 100 mT. Cada espécimen fue colocado siempre en la misma orientación (posición Z, con flechas apuntando hacia arriba y hacia afuera) dentro de un magnetizador de pulsos ASC IM-10 (Fig. 23h). Se realizaron 60 pasos de aplicación de campos, desde 2 hasta 1225 mT (o de 2 a 360 Am). Tras cada pulso, se midió la intensidad resultante en el magnetómetro JR6. Del mismo modo que las desmagnetizaciones, se analizó una muestra por sitio, siendo un total de 16 especímenes analizados (Tabla 2).

5.8. Ciclos de histéresis

El análisis de histéresis se llevó a cabo en el equipo MicroMag AGM (Fig. 23i), instrumento que es parte del Laboratorio de Magnetismo de Rocas del Instituto de Geociencias, UNAM, en Juriquilla, Querétaro. Para ello, se seleccionó una esquirla de roca con un peso aproximado de 50 mg, con superficie plana y regular (tabla 2), éstas se tomaron de los trozos que salieron durante el corte de cada espécimen contenidas en la tabla 1 del anexo 1.

El equipo fue previamente calibrado con una lámina estándar de referencia, asegurando su correcta colocación en el porta-muestras y el centrado entre bobinas. Con el software micromagVSM se llevó a cabo el análisis en el equipo, en donde se comienza con procesos de *autotune* inicial e *incremental* hasta alcanzar estabilidad (<1 unidad de diferencia). Posteriormente, se midieron las curvas de histéresis y *back-field* bajo parámetros ajustados a cada muestra. Los archivos se guardaron individualmente, diferenciando entre ambos tipos de medición, y solo se seleccionaron los especímenes de mayor susceptibilidad de cada sitio.

5.9. Elaboración de láminas delgadas

Para determinar la mineralogía y textura de las muestras que se analizaron con los métodos geofísicos, se elaboraron láminas delgadas petrográficas de cada sitio, siendo 16 en total (Tabla 2) en el Taller de Laminación del Instituto de Geología, UNAM, en Ciudad Universitaria. Cada muestra se cortó con una sierra manual con respecto a un plano previamente marcado, que es perpendicular a la estratificación cruzada de los depósitos (este plano se determinó con ayuda de los datos de AMS previamente obtenidos) el plano de cada lámina se presenta en la tabla 2; posteriormente se desbastó con abrasivos de diferentes tamaños de grano para alcanzar un espesor de 30 micras, el cual es el adecuado para el análisis petrográfico (Fig. 23k).

5.10. Conteo de puntos en las láminas delgadas

Una vez realizadas las láminas delgadas, se procedió a su observación al microscopio petrográfico (Fig. 23j). Después de haber reconocido los principales componentes clásticos de cada muestra, se realizó el análisis modal con ayuda de un contador de puntos manual, usando la metodología de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Este tiene la posibilidad de mover la lámina delgada en dos direcciones ortogonales con un paso regular de 1 mm, para formar una malla ficticia cuyos nudos son los puntos que contar. Se contaron un entre 120 y 156 puntos por lámina delgada. Las categorías empleadas en el conteo representan los minerales observados en cada muestra (cuarzo, feldespato y micas entre otros), así como los varios tipos de granos líticos (metamórficos, volcánicos y sedimentarios). Luego de ello, se procedió a colocar los datos en diagramas ternarios que permitan representar similitudes y diferencias en la mineralogía de las muestras.

6. Resultados

6.1. Reconocimiento de elementos fluviales en la Formación Matzitzi

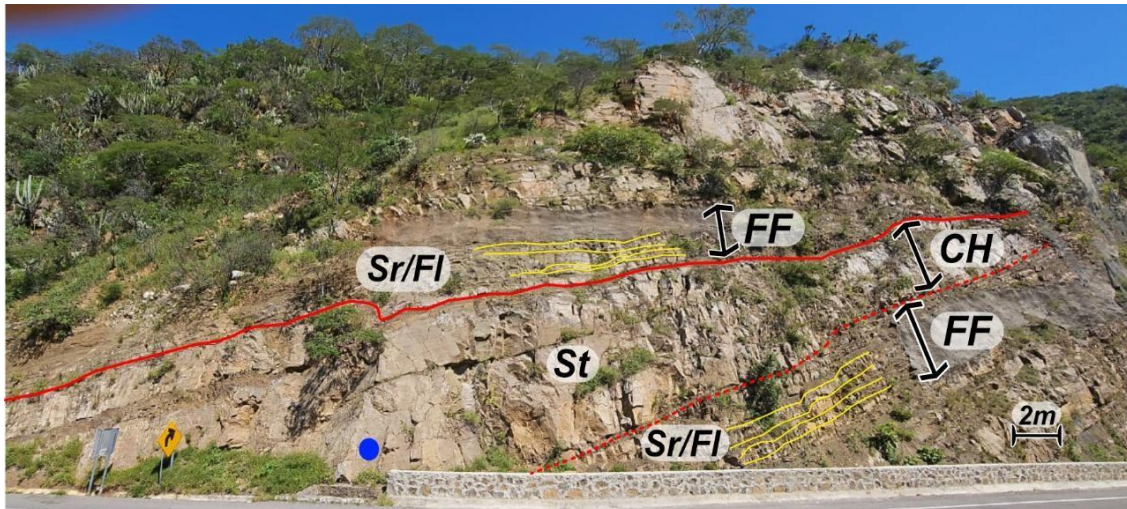
Los afloramientos muestreados de la Formación Matzitzi están compuestos por diferentes elementos arquitectónicos, los cuales pueden reconocerse en campo por sus diferentes conjuntos de litofacies, así como por la manera en que estas están organizadas tridimensionalmente. En todos los afloramientos analizados en este trabajo, se han reconocido los mismos elementos, los cuales se describen a continuación, proporcionando descripciones generales que reúnan las observaciones realizadas en varios cortes de exposición.

6.1.1. Llanura de inundación

Este elemento arquitectónico, también indicado con la clave FF por su nombre en inglés (*Floodplain Fines*), está compuesto por una alternancia de estratos centimétricos a decimétricos de arenisca muy fina con rizaduras (Sr) y lodolita, la cual se presenta en ocasiones con laminación plano-paralela de régimen inferior (Fl) y, en otras ocasiones, completamente masiva (Fm). Los estratos presentan una geometría tabular y muestran una continuidad lateral por distancia de decenas a cientos de metros (Fig. 24). Los niveles de lodolita contienen abundantes plantas fósiles, en particular tapetes de hojas de helecho (Fig. 25a). Localmente, se observan láminas y estratos centimétricos de carbón (litofacies C) intercalados con las litofacies de lodolita. En algunos casos, los depósitos anteriormente descritos se intercalan con niveles lodosos con un aspecto nodular y moteado que podrían representar paleosuelos (P), todas estas litofacies mencionadas se presentan en la Tabla 3.

Tabla 3. Síntesis de las características principales las litofacies observadas en campo.

Litofacies	Definición	Interpretación	Fuente
P – Paleosuelo (<i>Paleosoil</i>)	Depósitos finos bioturbados con aspecto moteado, desarrollados durante periodos de estabilidad subaérea dentro de sucesiones fluviales y preservados en el registro sedimentario.	Nivel de paleosuelo bioturbado por actividad biológica, indicativo de interrupciones en la sedimentación y estabilidad de la planicie de inundación.	Miall (2006)
C – Carbón (<i>Coal</i>)	Estratos tabulares de carbón con centímetros a decímetros de espesor. Esta litofacies comúnmente se encuentra interestratificada con depósitos de la litofacies Fl.	Depósito de pantano vegetado formado bajo condiciones climáticas húmedas.	Makaske (2001); Miall (2006)
Fm – Lutita y limolita masivas (<i>Massive Mudstone and Siltstone</i>)	Estratos tabulares de arcillolita y limolita, con centímetros a metros de espesor, sin organización interna.	Depósito formado por la decantación de la carga suspendida durante eventos de inundación en la parte más distal de la llanura de inundación.	Miall (2006)
Fl – Arenisca, limolita y lutita laminadas (<i>Laminated sandstone, siltstone, and mudstone</i>) y Fsm – lutita, limolita (<i>siltstone, mudstone</i>)	Estratos tabulares de arcillolita, limolita y arenisca de grano muy fino, con centímetros a metros de espesor, con laminación horizontal. Estos depósitos contienen impresiones de hojas y raíces de plantas perpendiculares a la estratificación. La litofacies Fsm difiere de la litofacies Fl por la ausencia de capas de arenisca.	Depósito formado por la decantación de la carga suspendida durante eventos de desbordamiento e inundación.	McLean and Jerzykiewicz (1978); Miall (2006)
Sr – Arenisca con laminación cruzada por rizaduras (<i>Ripple-cross-laminated sandstone</i>)	Estratos con centímetros de espesor de arenisca de grano muy fino a medio y limolita, con laminación cruzada de rizaduras unidireccionales. Se presentan laminación convoluta y estructuras menores de carga y de flama.	Depósitos formados por la migración de campos de rizaduras bajo un régimen de flujo bajo.	Allen (1984); Miall (2006)
Sp y St – Areniscas con estratificación cruzada planar y en canal (<i>Planar- and Trough-Cross-Bedded Sandstones</i>)	Depósitos de decímetros a metros de espesor, compuestos por areniscas de grano fino a muy grueso con estratificación cruzada (St) a planar (Sp). El buzamiento de la estratificación cruzada varía entre 15° y 24°.	Barras de arena transversales y linguoide	Miall (2006)
Ss – Areniscas y conglomerados de fondo (<i>Scour-fill sandstones</i>)	Depósitos de arenisca de grano grueso y pobremente seleccionada, con decímetros a metros de espesor, que rellenan superficies erosivas cóncavas hacia arriba. Localmente, la arenisca presenta estratificación cruzada a planar. En su base, los depósitos de la litofacies Ss contienen de manera ubicua intraclastos de arcillolita y arenisca de grano muy fino derivados del depósito subyacente.	Relleno de canal durante el depósito rápido de carga de fondo gruesa y pobremente seleccionada.	Miall (2006)



Superficie erosiva concava hacia arriba (base del canal).

Techo de canal

Intercalaciones de estratos plano paralelos de areniscas y arcillolitas.

Espesor del elemento arquitectónico

Sitio 1 de muestreo

ELEMENTO ARQUITECTÓNICO DEL SISTEMA FLUVIAL:
CH – Canal (Channel)

FF – Llanura de inundación (Floodplain fines)

LITOFACIES:

FI – Arenisca, limolita y lutita laminadas (Laminated sandstone, siltstone and mudstone)

Sr – Arenisca con laminación cruzada por rizaduras (Ripple cross-laminated sandstone)

St – Arenisca con estratificación cruzada (Trough cross-bedded sandstone)

Figura 24. Reconocimiento de los elementos arquitectónicos y las litofacies encontradas en el afloramiento del sitio 1 de muestreo.

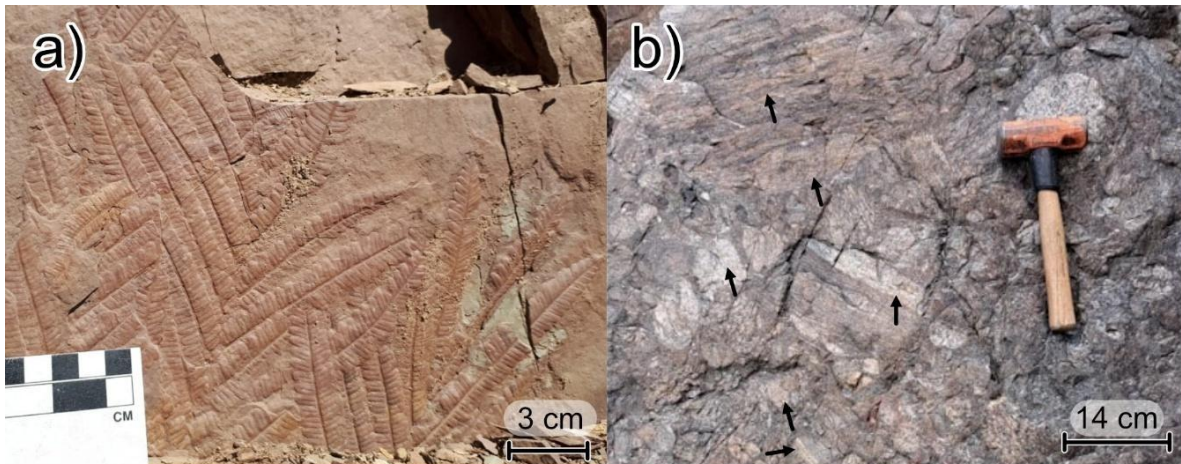
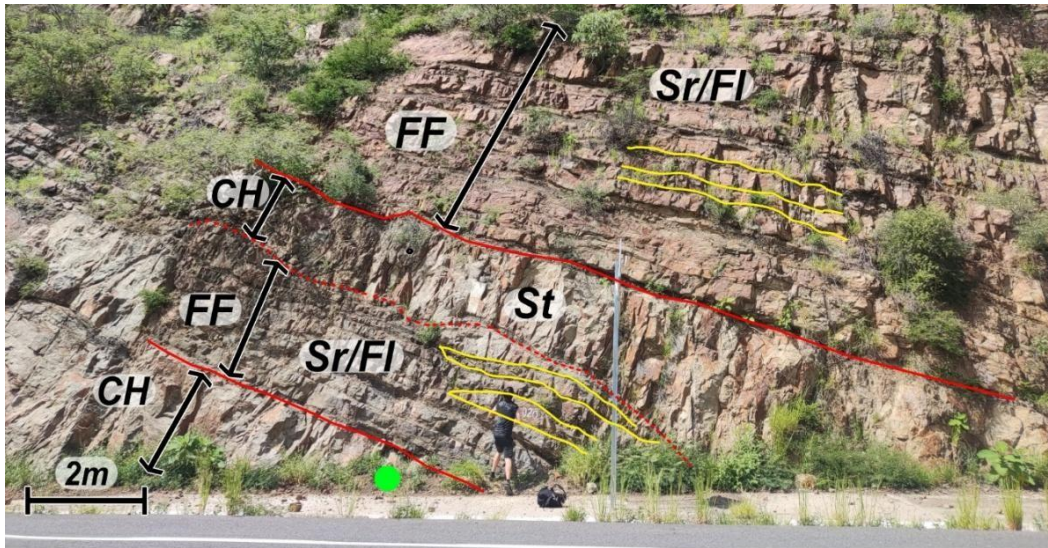


Figura 25. Fósiles encontrados en la Fm Matzitzi. a) Tapete de helechos contenido en una pared. b) Pared con marcas de troncos. Ambos tipos de fósiles están contenidos dentro de litofacies FI (areniscas, limolita y lutitas laminadas).

De acuerdo con Miall (2006), las características reportadas para este elemento son las típicas de la llanura de inundación, la cual bordea los principales canales de un río, y es inundada de manera intermitente durante los mayores eventos de desborde del sistema fluvial. Durante la primera parte del evento de desborde se forman los depósitos arenosos con estructuras de tracción al fondo, mientras que durante la fase de aguas encharcadas se desarrollan los niveles de lodolitas con laminaciones por decantación de partículas finas en suspensión. Considerando que los niveles finos de la llanura de inundación forman mantos horizontales lateralmente continuos, la estratificación de este elemento puede ser considerada una buena aproximación de la paleo-horizontal durante el depósito.

6.1.2. Canal

El elemento Canal, indicado también con el acrónimo CH por su nombre en inglés (*Channel*), es íntimamente relacionado con los depósitos de llanura de inundación, encontrándose siempre embebido en estos. Está compuesto por un cuerpo predominantemente arenoso de forma lenticular (Figs. 24 y 26), con un espesor de algunos pocos metros y una extensión lateral que puede llegar en algunos casos hasta aproximadamente 20 m, presentando una relación alto:ancho de aproximadamente 1:15 en promedio. La base de este elemento es erosiva y cóncava hacia arriba, cortando netamente los estratos de la llanura de inundación. El cuerpo del canal está compuesto en su base por un conglomerado y arenisca conglomerática con muy mala clasificación y abundantes intraclastos de las lodolitas y areniscas de la llanura de inundación subyacente (Ss). Localmente, estos depósitos basales contienen fragmentos de madera petrificada y moldes de troncos (Fig. 25b). Sobre estos conglomerados, más arriba en el canal, se encuentran areniscas muy gruesas a gruesas con estratificación cruzada de tipo curvado a planar (St y Sp; Fig. 27), las cuales conforman la mayor parte del elemento. La parte más superior del canal está conformada por areniscas mediana a finas con rizaduras (Sr), las cuales pasan hacia arriba de manera transicional a los depósitos de llanura de inundación (FF). Las litofacies mencionadas están organizadas dentro del cuerpo lentiforme con una arquitectura agradacional, es decir se encuentran apiladas una por encima de la otra, indicando que el depósito produjo un apilamiento vertical del sedimento.



⋯ Superficie erosiva concava hacia arriba (base del canal).

— Techo de canal

~ Intercalaciones de estratos plano paralelos de areniscas y arcillolitas.

↘ Espesor del elemento arquitectónico

● Sitio 4 de muestreo

ELEMENTO ARQUITECTÓNICO DEL SISTEMA FLUVIAL:

CH – Canal (Channel)

FF – Llanura de inundación (Floodplain fines)

LITOFACIES:

FI – Arenisca, limolita y lutita laminadas (Laminated sandstone, siltstone and mudstone)

Sr – Arenisca con laminación cruzada por rizaduras (Ripple cross-laminated sandstone)

St – Arenisca con estratificación cruzada (Trough cross-bedded sandstone)

Figura 26. Reconocimiento de los elementos arquitectónicos y las litofacies encontradas en el afloramiento del sitio 4, al centro de la foto en la superficie erosiva del canal se aprecia el truncamiento que realiza el canal en los estratos paralelos de la llanura de inundación.

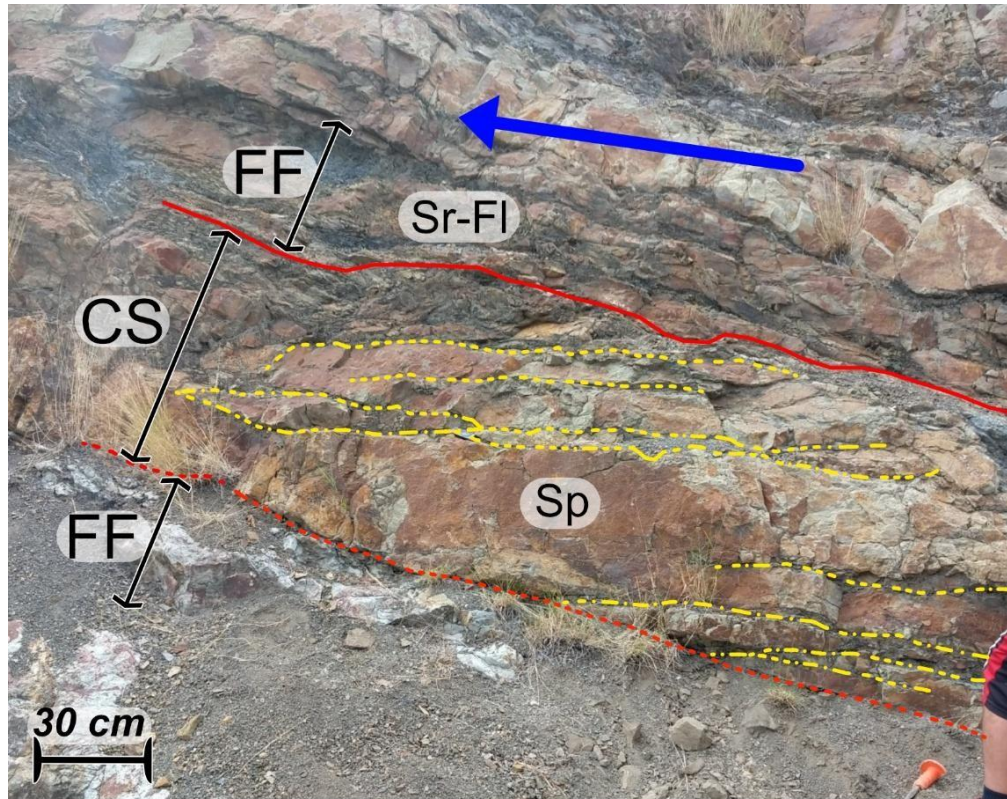


Figura 27. Litofacies de arenisca gruesa con estratificación cruzada curvada (St) dentro de un canal.

De acuerdo con Miall (2006), Los canales se hacen camino por encima de la llanura de inundación, se rellenan gradualmente por el depósito de barras arenosas que crecen predominantemente en la vertical y, finalmente, cuando ya están colmatados, son abandonados y sepultados por depósitos de llanura de inundación.

6.1.3. Abanico de desborde

Este elemento, conocido también con el acrónimo CS por su nombre en inglés (*Crevasse Splay Deposits*), está compuesto por cuerpos arenosos lentiformes, los cuales presentan espesores de varios decímetros a un máximo de un par de metros, y una continuidad lateral de algunos metros. A diferencia del elemento canal (CH), el cual presenta una arquitectura de depósito indicativa de agradación vertical, el abanico de desborde muestra crecimiento por acreción frontal del sedimento. Este elemento está conformado por un apilamiento de clinoformas arenosas (Fig. 28), los cuales están compuestos por arenisca con estratificación cruzada planar (Sp). Las clinoformas buzan en la dirección de la corriente, lo cual indica claramente que el sedimento fue acrecionado frontalmente, y que estos cuerpos arenosos no crecían predominantemente en la vertical como los canales, sino en dirección de la corriente.



↔ Espesor del elemento arquitectónico

--- Límites de las capas de clinoformas

--- Base del abanico de desborde

~ Techo del abanico de desborde

← Dirección de la corriente

ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS DEL SISTEMA FLUVIAL:

CS- Abanico de desborde (*Crevasse-splay deposits*)

FF - Llanura de inundación (*Floodplain fines*)

LITOFACIES:

Sp - Arenisca con estratificación cruzada planar
(*Planar cross-bedded sandstone*)

Sr - Arenisca con laminación cruzada por rizaduras
(*Ripple-cross-laminated sandstone*)

FI - Arenisca, limolitas y lutita laminadas
(*Laminated sandstone, siltstone, and mudstone*)

Figura 28. Identificación del abanico de desborde (CS) junto con la geometría y límites de las clinoformas que lo conforman con litofacies Sp.

De acuerdo con Miall (2006), el elemento CS representa abanicos que se forman al margen de los canales de un sistema fluvial por la ruptura de los diques naturales. Durante estos eventos de ruptura, el agua invade la llanura de inundación, generando una corriente que puede escurrir perpendicularmente al canal o, incluso, en dirección contraria. Por esto, la dirección de paleocorriente medidas en este elemento fluvial no necesariamente coincide con la dirección del sistema fluvial.

6.2. Medición de paleocorrientes

Se colectaron datos de paleocorriente en varios afloramientos, en particular en 7 canales que también fueron sitios de muestreo para los estudios de AMS, a través de la medición de la estratificación cruzada. Se tomaron mediciones únicamente en los depósitos de canal, debido a que los de llanura de inundación y abanico de desborde pueden formarse a partir de corrientes que no reflejan la corriente principal del sistema fluvial, objetivo de este estudio. Los resultados se grafican por sitio y se presentan en la Figura 29.

graficados en las proyecciones estereográficas y las rosetas. Para cada sitio, se indica también la medición de la So de los depósitos de llanura de inundación, misma que fue utilizada para la restauración de las medidas.

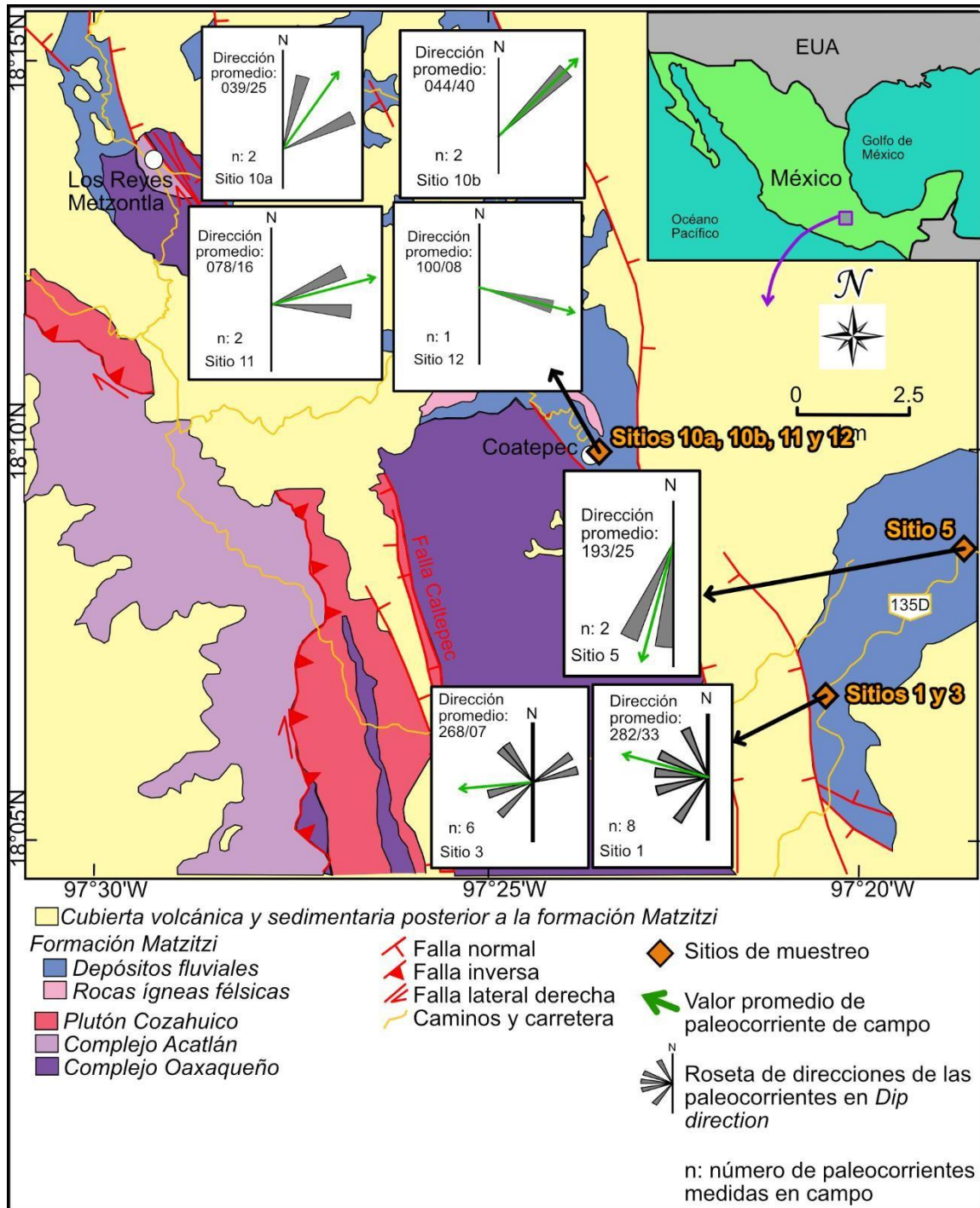


Figura 30. Diagrama de rosas de las direcciones de paleocorrientes obtenidas en campo ya restauradas a la horizontal. Modificado de Bedoya *et al.*, (2021).

Como es posible observar, en algunos sitios se tomaron más datos que en otros. Esto depende de la calidad de la exposición y de la facilidad de reconocer las estructuras sedimentarias en los diferentes afloramientos. En general, de la Figura 30 se puede observar que los sitios analizados a lo largo de la autopista Tehuacan-Oaxaca (sitios 1, 3 y 5) proporcionan direcciones de transporte del sedimento mayoritariamente hacia el SW y W. Por otro lado, los cuatro sitios medidos en el área de Coatepec (10a, 10b, 11 y 12) muestran direcciones de transporte hacia el NE y E. Sin embargo, hay que resaltar que estos cuatro sitios son canales que se encuentran a una distancia de pocos metros uno del otro y, por lo tanto, a pesar de ser cuatro, estos sitios son representativos de un solo punto en el mapa.

6.3. Medición de fallas sin-sedimentarias

En campo fue posible observar que los depósitos de la Formación Matzitzí se encuentran cortados de manera pervasiva por fallas. Algunas de estas fallas presentan características de fallas sin-sedimentarias, es decir estructuras que se formaron y propagaron durante el depósito de la unidad. Las características que permiten clasificar estas estructuras como sin-sedimentarias son:

- 1) el desplazamiento de las capas a lo largo del plano de falla va disminuyendo progresivamente hacia arriba, hasta llegar a los estratos que no se encuentran afectados (Fig. 31a);
- 2) el espesor de los estratos de los dos lados de la falla es diferente, siendo mayor en el bloque de techo (Fig. 31b);
- 3) la presencia de discordancias angulares locales en la cercanía de algunas de estas estructuras.

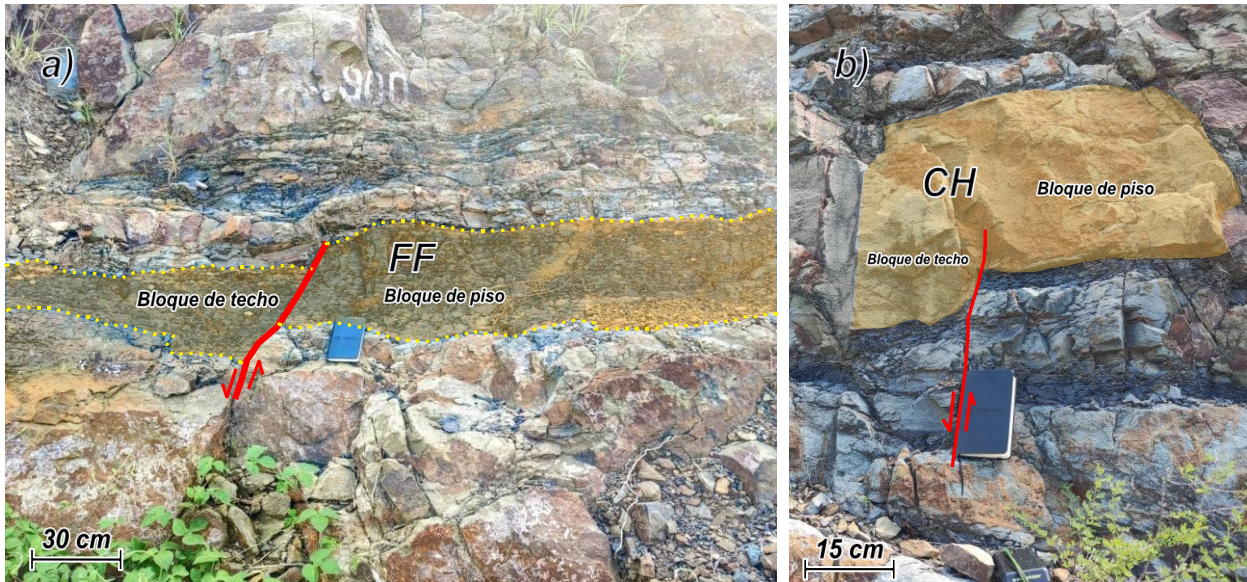


Figura 31. Identificación de fallas sin-sedimentarias normales (línea roja), en la foto a) se sombrea la capa afectada por la falla y en la foto b) se aprecia el cambio notable en el espesor del bloque de techo comparado con el bloque de piso. Donde CH: canal y FF: llanura de inundación.

Mientras que las discordancias angulares fueron observadas solo en algunas localidades, las características de los puntos 1 y 2 son, básicamente, observables en todas las estructuras que se interpretaron como sin-sedimentarias.

Se midieron rumbo y echado de las fallas sin-sedimentarias encontradas en varios sitios de exposición de la Formación Matzitzi; específicamente en los sitios 3 con catorce fallas, 4 con dos fallas, 5 con una falla y el sitio 9 con dos fallas (estos datos se aprecian mejor en la tabla 2C del anexo 1); siendo un total de 19 fallas totales medidas en campo. Los resultados se grafican en proyecciones estereográficas representativas de cada sitio (Fig. 32), y se ubican en el mapa geológico de la Figura 33, con el objetivo de ver la distribución de estas estructuras en el espacio.

Lo que se observa claramente es que, excepto por el sitio 9, en el cual las estructuras muestran una tendencia NW-SE, las fallas sin-sedimentarias de la región presentan una orientación dominante NE-SW, la cual se observa consistente en los sitios 3, 4 y 5.

El desplazamiento de los estratos a lo largo de los planos de falla indica un movimiento normal, con el bloque de techo que baja y el de piso que sube (Fig. 31a). No es posible descartar que haya existido alguna componente de movimiento lateral.

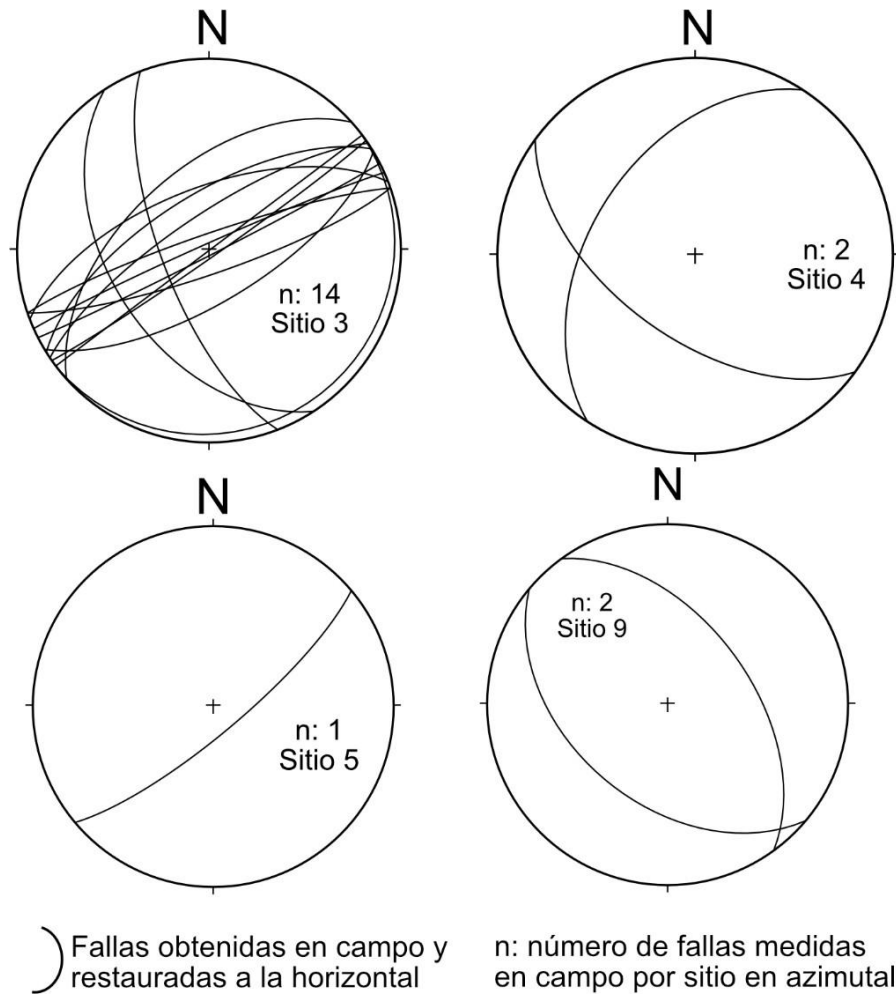


Figura 32. Estereograma de las fallas sin-sedimentarias medidas en campo.

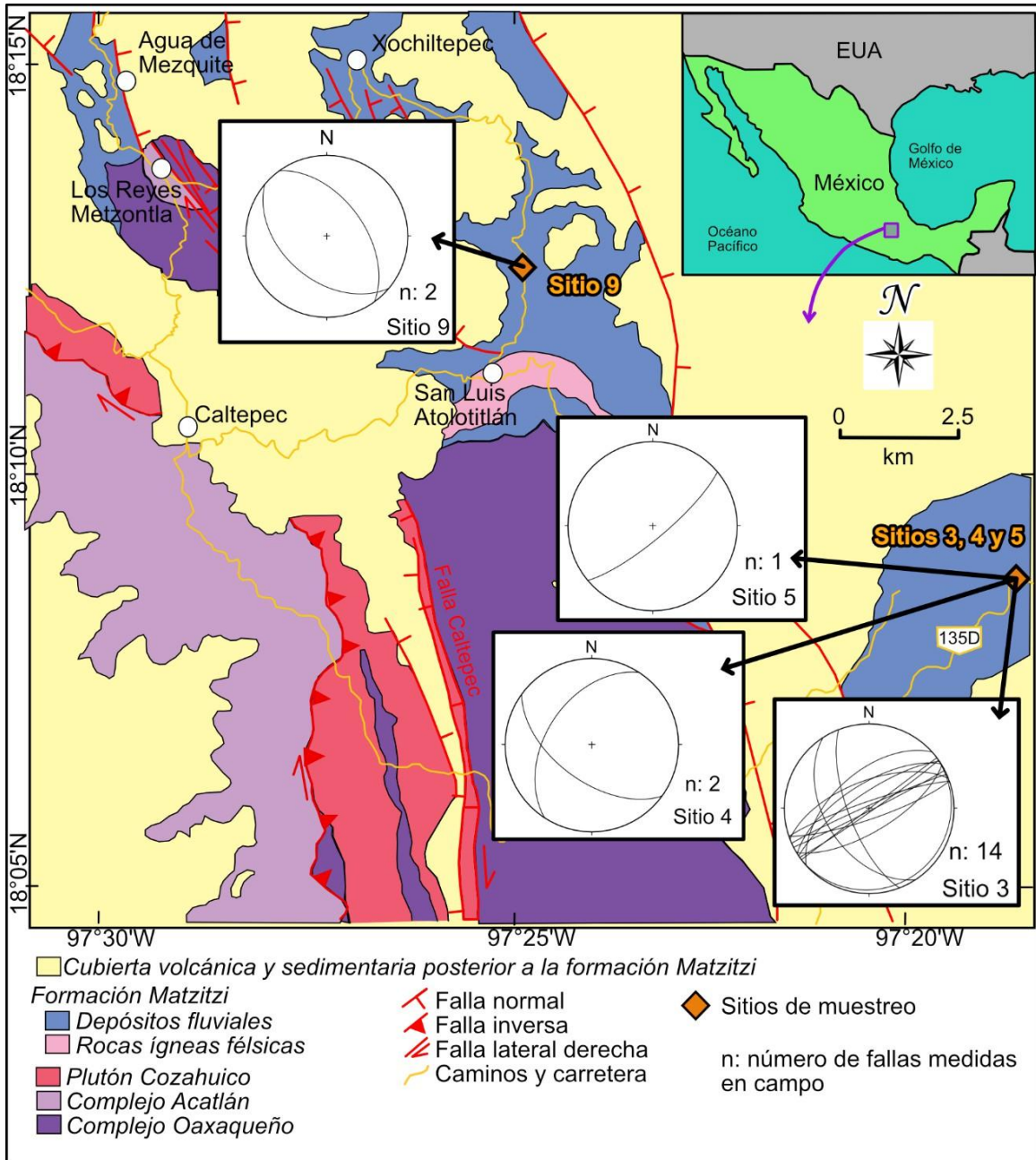


Figura 33. Mapa con estereogramas de las direcciones de las fallas sin-sedimentarias obtenidas en campo.

Modificado de Bedoya *et al.*, (2021).

6.4. Mediciones de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética

De los 7 canales seleccionados para la medición de estructuras de paleocorriente, se tomaron también muestras para el análisis de AMS. Adicionalmente, se recolectaron muestras para

análisis de AMS de otros 9 canales, en los cuales no fue posible observar claras estructuras sedimentarias. Para el análisis de AMS se realizaron mediciones en un total de 225 especímenes, teniendo entre 7 y 21 especímenes por sitio. Los análisis realizados permitieron reconstruir el elipsoide de la AMS para cada espécimen y, por medio de los datos de S_0 medidos en campo, fue posible restaurar cada elipsoide a su posición original, esto es, a la paleohorizontal. Para cada sitio, se representan todos los elipsoides obtenidos de cada espécimen en una misma proyección estereográfica, representando los diferentes ejes con colores y geometrías distintas (Fig. 34). Asimismo, se calcularon algunos factores cuantitativos de la anisotropía, como L, F, T, y Pj (Tarling y Hrouda, 1993), y que se detallan más adelante. Lo anterior, en conjunto con el cálculo de la orientación media de los autovectores del tensor, obtenida con la estadística de Jelinek (1981) y la susceptibilidad media (Km) de cada sitio, y que se observan en la tabla 4.

Tabla 4. Orientación de los autovectores K1, K2, y K3 del tensor de susceptibilidad calculada a partir de la estadística de Jelinek, así como de los factores cuantitativos de anisotropía más comunes. Las orientaciones están calculadas a partir de la restauración de las capas a la horizontal.

Sitio	n	K1 Dec	K1 Inc	K2 Dec	K2 Inc	K3 Dec	K3 Inc	Km (SI)	L	F	Pj	T
1	11	339.7	28.7	92.4	35.1	220.7	41.4	1.26E-03	1.006	1.007	1.014	0.069
2	12	356.9	4	87.7	11.7	248.3	77.7	2.59E-04	1.004	1.009	1.013	0.33
3	7	187.6	0.2	97.5	14.5	278.3	75.5	3.01E-04	1.006	1.012	1.018	0.071
4	13	167.1	2	77	4.6	280.5	85	1.09E-04	1.007	1.012	1.02	0.227
5	12	349	29.2	85.8	11.9	195.5	58	2.54E-04	1.005	1.003	1.009	-0.218
6	18	184.3	1.8	274.3	0.3	12.3	88.2	2.65E-04	1.009	1.01	1.019	0.061
7	14	168.8	3.3	259.7	16	67.6	73.6	1.72E-04	1.006	1.007	1.014	0.028
8	10	339.3	0.7	249.3	2.5	85.6	87.4	2.48E-04	1.008	1.005	1.013	-0.21
9	10	153.3	5.1	244.5	14	43.7	75.1	2.77E-04	1.009	1.008	1.018	-0.081
10a	18	157.9	6.5	66.4	13.4	273.1	75.1	2.85E-04	1.008	1.011	1.019	0.121
10b	21	161.9	6	71	8.6	286.3	79.5	2.35E-04	1.006	1.026	1.035	0.602
11	15	252.8	67.5	114.4	17.2	20	14.1	2.88E-04	1.009	1.007	1.017	-0.173
12	15	338.1	3	247.5	11.3	82.9	78.3	2.39E-04	1.008	1.021	1.03	0.418
13	16	171.3	1.2	261.6	14.4	76.6	75.5	1.72E-04	1.009	1.014	1.024	0.077
14	13	189.8	20.5	290.4	26.1	66.5	55.7	1.09E-04	1.004	1.008	1.013	0.268
15	15	161.7	10.9	70.3	7.4	306.6	76.7	3.06E-04	1.014	1.016	1.03	0.041

Tabla 4. Donde n: número de especímenes de cada sitio; K1, K2, K3: ejes de la elipsoide de anisotropía; Dec: rumbo; Inc: echado; Km: valor de la susceptibilidad media; L: lineación magnética; F: foliación magnética; Pj: grado de anisotropía magnética; T: Forma del elipsoide de anisotropía.

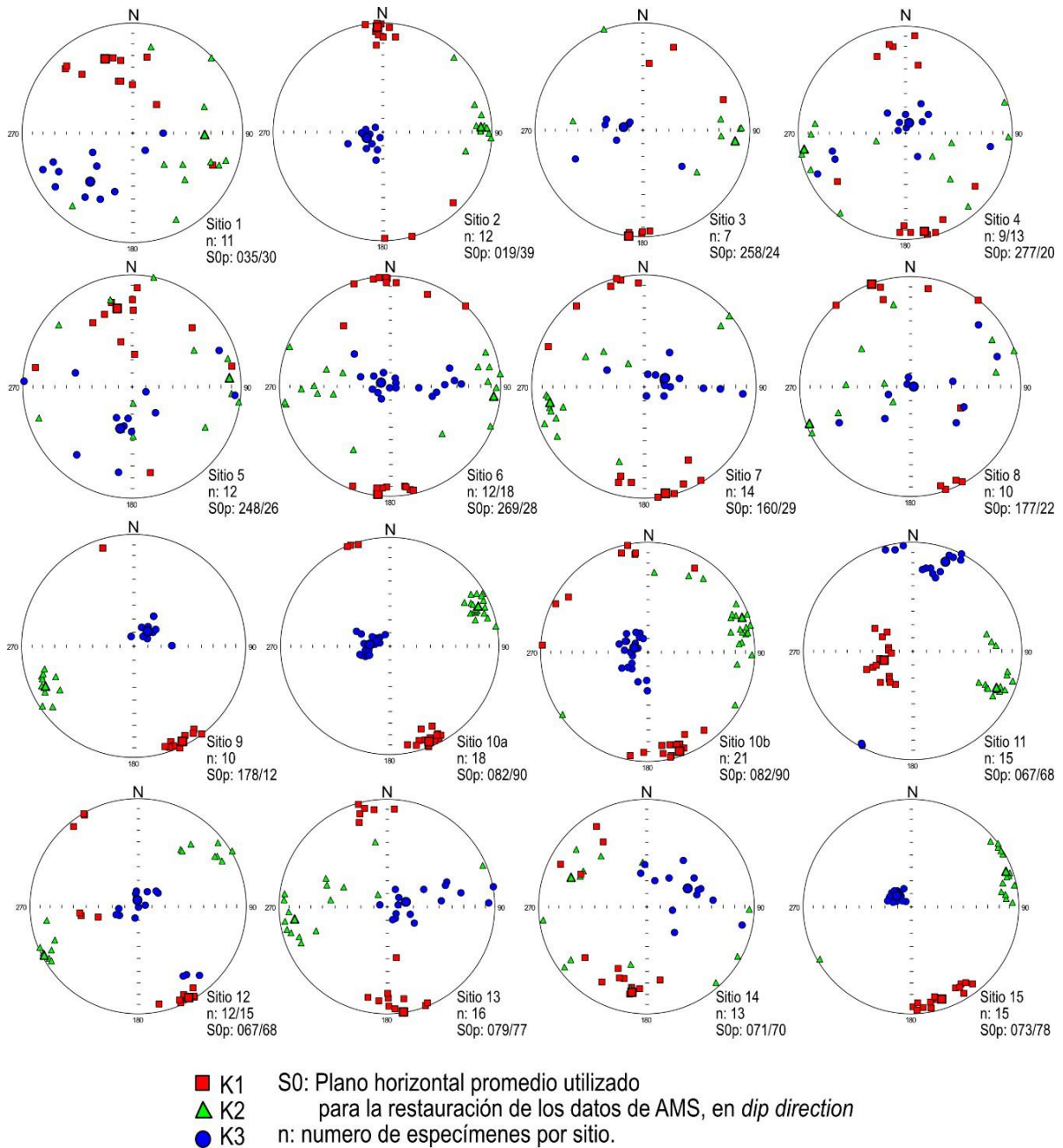
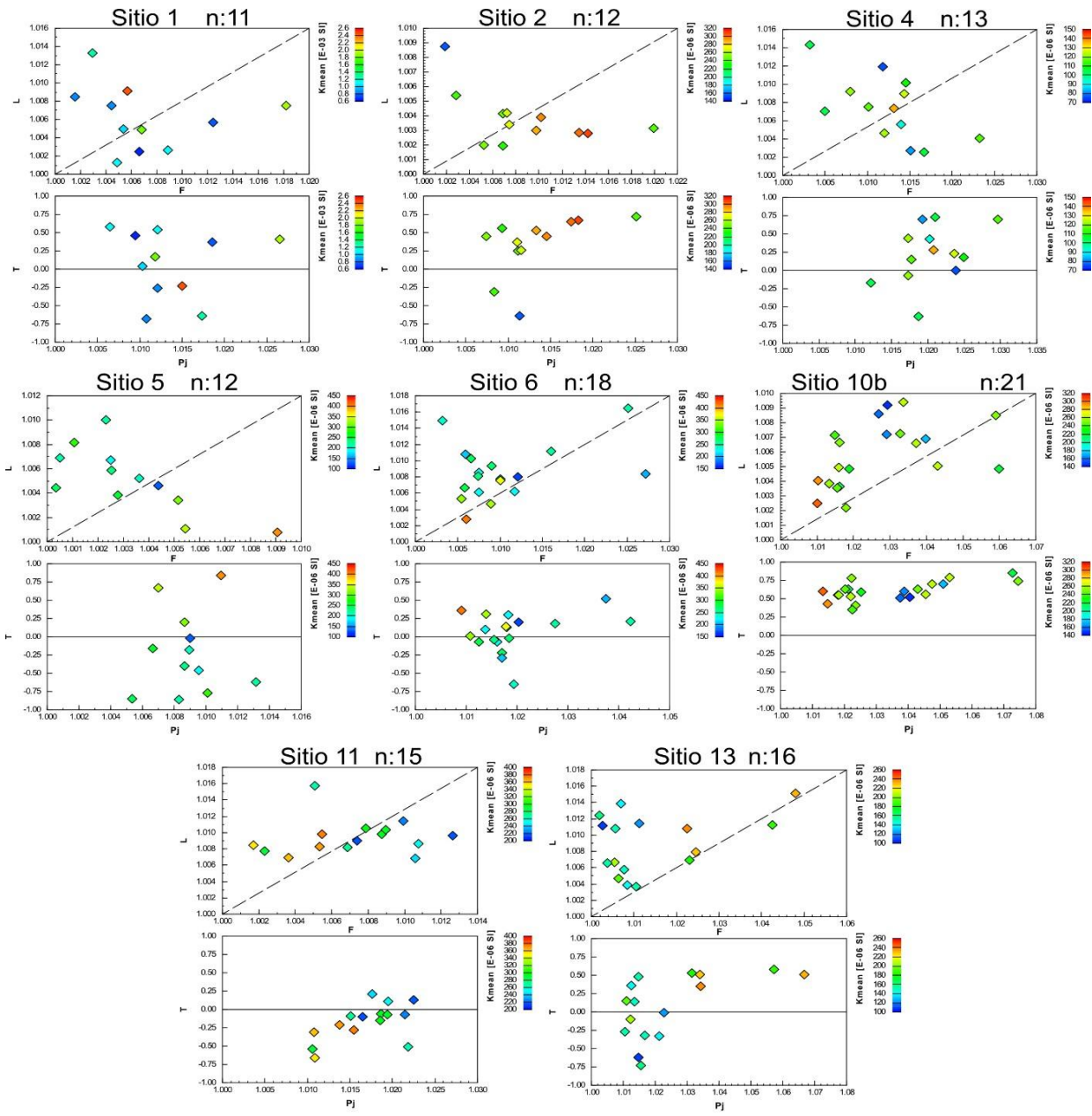


Figura 34. Estereogramas de los datos de AMS por sitio rotados a la (paleo)horizontal.

Los diagramas típicos de AMS se construyen a partir de los factores cuantitativos y estos son: el diagrama de Flinn, lineación magnética vs. foliación magnética (L vs. F); y el diagrama de Jelinek, parámetro de forma vs. grado de anisotropía (T vs. Pj) por sitio (Fig. 35), los cuales ayudan a caracterizar el grado y la geometría del elipsoide de anisotropía

magnética de las muestras. El diagrama L vs. F representa la relación entre la lineación magnética ($L = K1/K2$) y la foliación magnética ($F = K2/K3$), donde la línea diagonal $L = F$ constituye un umbral que separa fábricas proladas ($L > F$), en la parte superior, de aquellas obladas ($F > L$), en la parte inferior, mientras que los datos cercanos a la diagonal indican una contribución comparable de ambos componentes y, en general, un elipsoide “triaxial”. Por otro lado, el diagrama T vs. Pj divide los elipsoides oblados, dominados por foliación magnética ($T > 0$), y los elipsoides prolados, dominados por lineación ($T < 0$), siendo los valores cercanos a cero indicativos de formas triaxiales. En ambos diagramas, la susceptibilidad magnética promedio (K_m), representada mediante una escala de colores, aporta información sobre la concentración y el tipo de minerales magnéticos presentes, siendo que los valores bajos (colores fríos) de K_m indican menos presencia de minerales paramagnéticos, mientras que valores altos (colores cálidos) indican una mayor cantidad de minerales ferromagnéticos.



n: numero de especímenes por sitio.
T: Forma del elipsoide de anisotropía
Pj: Grado de anisotropía magnética

L: Lineación magnética (K1/K2)
F: Foliación magnética (K2/K3)
Kmean: Suceptibilidad magnética media

Figura 35. Diagramas L vs. F y T vs. Pj por cada sitio. Para las gráficas T vs. Pj se muestra que la mayoría de los sitios tienen una preferencia por formas oblatas, siendo estos el 1, 2, 4, 6, 10b y 13; mientras que para las gráficas de L-F se tiene una mayoría de sitios dominados por la lineación magnética, siendo estos el 3, 4, 5, 6, 10b, 11, y 13.

Los datos obtenidos permiten reconstruir la fábrica magnética de cada muestra, la cual será discutida en el siguiente capítulo, con el fin de entender si esta puede reflejar la dirección de paleocorriente de los canales muestreados o dan información sobre otros procesos geológicos.

6.5. Susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura

La interpretación de las paleocorrientes, en este caso a través del elipsoide de AMS, primero requiere entender qué mineral o minerales son los que dominan la fábrica magnética (Tarling y Hrouda, 1993). Con este fin, se realizaron experimentos de susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura $K[T]$ para determinar las temperaturas de Curie o Néel representativo de cada mineral ferromagnético. Se midieron fragmentos de muestras de seis sitios repartidos en las cuatro localidades de este estudio. Los comportamientos de estas curvas de $K[T]$ se observan en la figura 36, cuyos gráficos que tienen una curva verde del lado izquierdo que expresa las bajas temperaturas (KLT), y dos curvas de altas temperaturas (KHT), una roja (calentamiento) y azul (enfriamiento). En general, las curvas de KLT presentan un aumento en la K a bajas temperaturas, típico de una fuerte contribución de paramagnéticos (Dunlop y Özdemir, 2015), y una geometría de “tipo gancho”, característico de un aporte de titanomagnetitas (Moskowitz *et al.*, 1998). El único sitio que presenta un comportamiento distinto en KLT es el sitio 1, ya que éste presenta transición de Verwey al verse una abrupta pendiente entre los ca. -150 °C, lo cual indica presencia de magnetita (Dunlop y Özdemir, 2015). Por otro lado, los resultados de altas temperaturas (KHT) en la mayoría de los casos presentan un comportamiento K positivo que decrece suavemente con la temperatura (Fig. 36), y al enfriarse la K aumenta al menos una orden de magnitud. Este comportamiento es típico de paramagnéticos con un bajo contenido de titanomagnetitas. El sitio 10a presenta una transformación a los ≥ 450 °C, aumentando K y posteriormente disminuyendo a los ~ 600 °C, posiblemente producto de la transformación de filosilicatos como la biotita a (titano)magnetita (*e.g.*, Trindade *et al.*, 2001) y a su subsecuente oxidación (*i.e.*, maghemitización) (Dunlop y Özdemir, 2015). El sitio 1 es el único que presenta una pendiente a los ~ 580 °C, típico de la temperatura de Curie de la magnetita, lo que confirma la curva de KLT, una fuerte contribución de este mineral ferrimagnético.

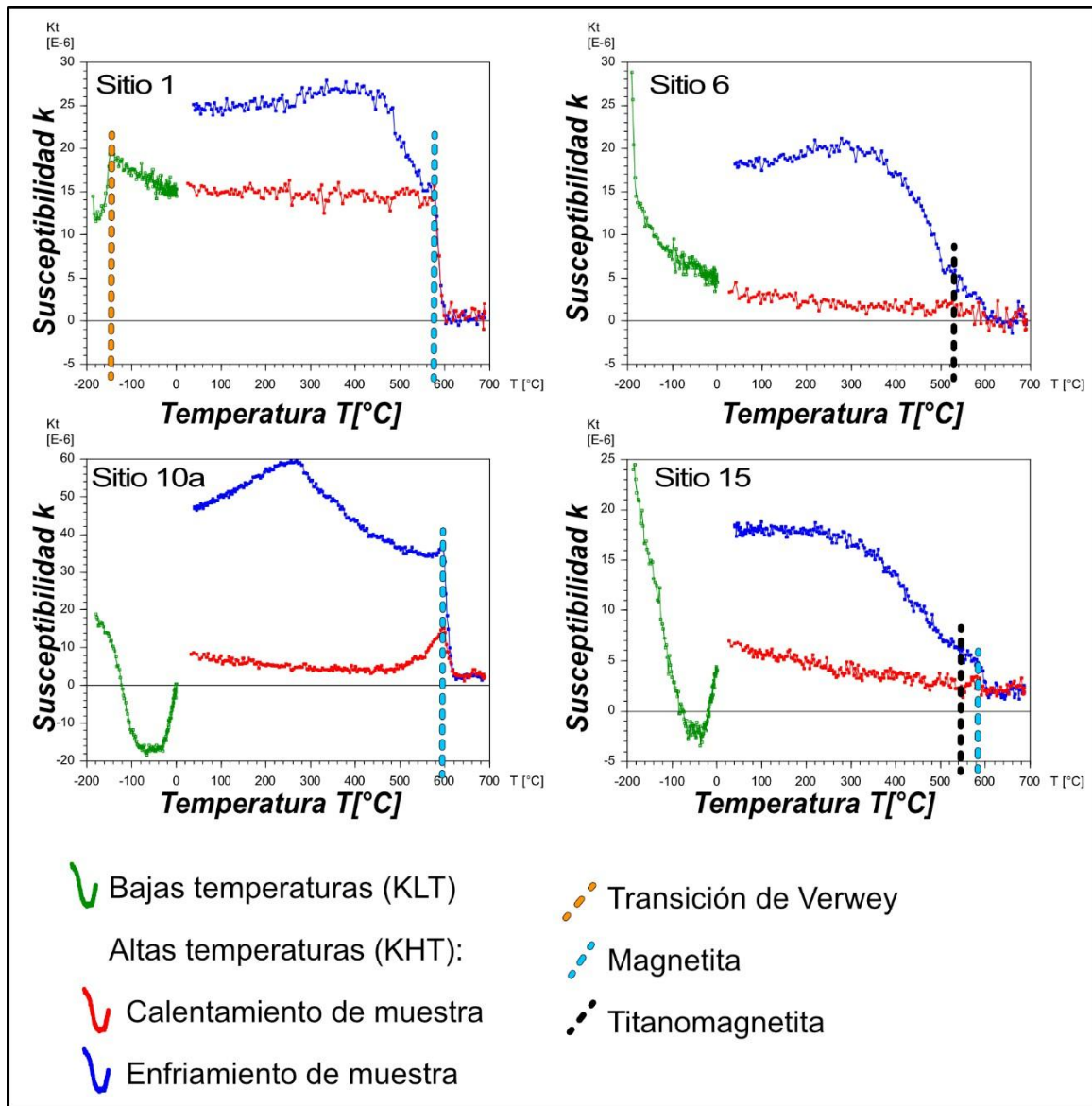


Figura 36. Curvas KLT y KHT de los sitios más representativos.

6.6. Adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM) y desmezcla (unmixing)

Las curvas de adquisición de IRM también nos ayuda a determinar el tipo de mineral magnético en las muestras, para ello nos podemos guiar por la tabla 5 en donde se nos especifica el tipo de mineral que se tiene con respecto al valor de susceptibilidad a la cual satura la muestra.

Tabla 5. Valores de saturación magnética con respecto al tipo de mineral.

Mineral magnético	Comportamiento magnético	Campo de saturación IRM (mT)	Comportamiento característico en la curva IRM	Fuente
Magnetita	Ferrimagnético	50 – 300	Incremento muy rápido y saturación temprana	Dunlop & Özdemir (1997); Lowrie (1990)
Titanomagnetita	Ferrimagnético	100 – 400	Similar a magnetita, saturación a campos bajos	Dunlop & Özdemir (1997)
Hematita	Antiferromagnético	>1000 – 2000	Incremento progresivo, no satura fácilmente	Lowrie (1990)
Goetita	Antiferromagnético	>1500 – 3000	Curva muy gradual, domina a campos altos	Dunlop & Özdemir (1997)

Los resultados de las curvas de adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM) se muestran en la figura 37. La mayoría de las muestras presenta un incremento rápido de la magnetización a campos bajos, alcanzando la saturación a intensidades del orden de 200–400 mT, lo que indica la dominancia de minerales de baja coercividad, principalmente (titano)magnetita o (titano)maghemita, como principales portadores de la magnetización remanente. No obstante, los sitios 12 y 7 muestran un incremento progresivo de la magnetización hasta campos elevados, sin llegar a la saturación, llegando a valores superiores a los 1000 mT, lo que sugiere la presencia de minerales de alta coercividad, como hematita o goetita (Tabla 5). En conjunto, estos resultados indican que, aunque es poca su contribución, como se observa en la Km de los sitios, la mineralogía magnética está mayormente controlada por (titano)magnetita. Estos resultados son coincidentes con los datos de K[T] antes mencionados.

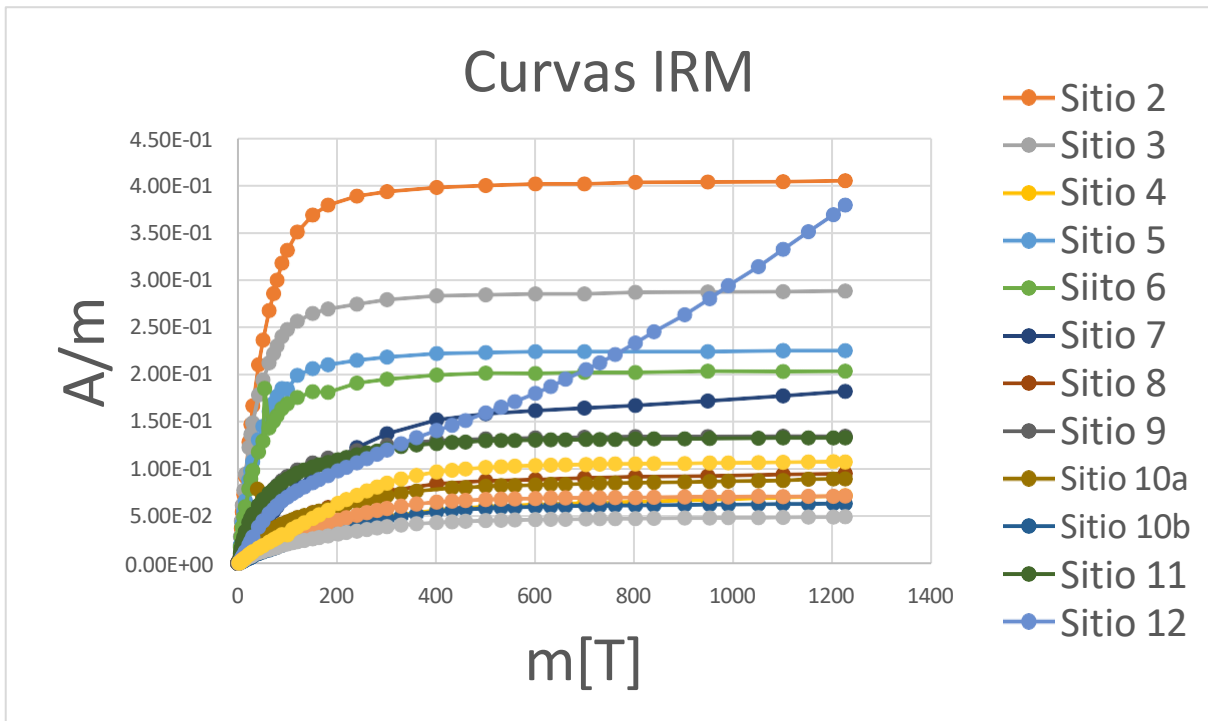
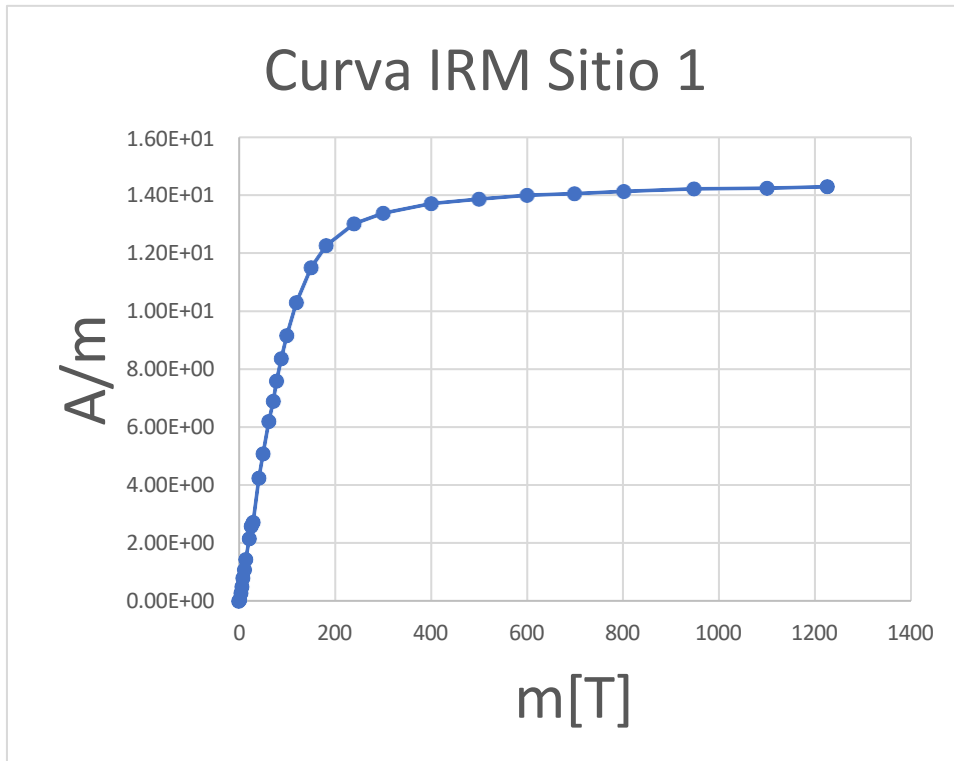


Figura 37. Comportamiento de la magnetización remanente isotérmica por sitio, el sitio 1 se colocó aparte debido a la diferencia de susceptibilidad, pues este tiene valores de 1.06 y el resto de los sitios no rebasa los valores E-01, lo que afecta a la escala y la buena apreciación de los datos.

Con ayuda de los resultados de IRM se realizaron análisis de desmezcla *unmixing*, en el cual se presentan los diferentes tipos de minerales presentes en la roca, dependiendo del número de curvas de cada sitio, en la figura 38 podemos ver que en el sitio 1 se presentan 2 minerales, magnetita y titanomagnetita; en el sitio 2 solo se ve la fase de magnetita; por otro lado en el sitio 10b se observan tres minerales: magnetita, titanomagnetita y quizá hematita (siendo representada por la curva morada). Por último, para el sitio 12 no se alcanza a completar la curva, lo que indica que la muestra no llegó a saturarse (tal como en la curva de IRM de la fig. 37). Este comportamiento implica la posible presencia de goetita. La interpretación de las curvas se fundamenta en resultados reportados en estudios previos (e.g., Egli, 2003; Maxbauer et al., 2016).

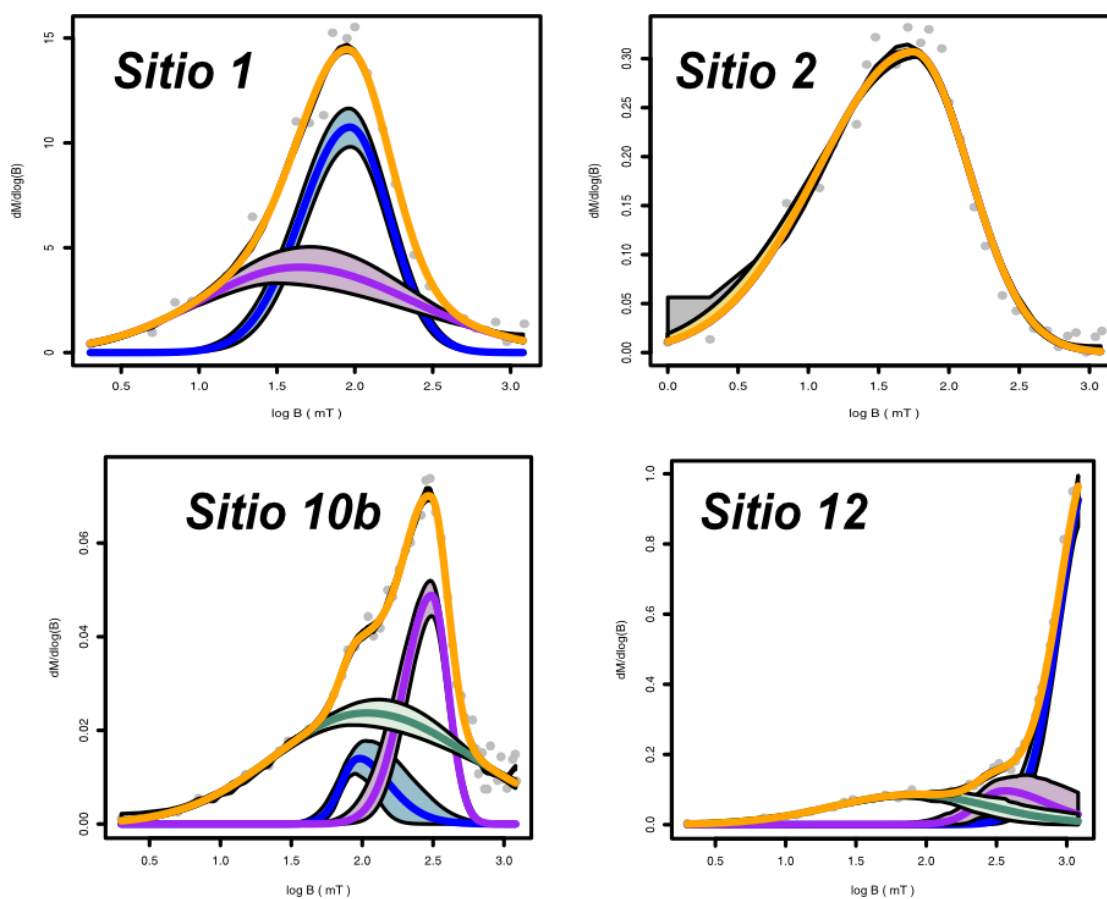


Figura 38. Análisis de desmezcla *unmixing*. Datos más representativos en donde la curva amarilla representa la contribución de todo el ensamble de minerales en la muestra, y el resto de los colores indican diferentes fases minerales encontradas en la muestra.

6.7. Ciclos de histéresis

Los ciclos de histéresis solo se realizaron para los sitios del primer campo, es decir, del sitio 1 al 9; los datos de cada sitio se muestran en la tabla 2. Los resultados presentan dos comportamientos magnéticos contrastantes en todas las muestras, como se expresan en la figura 39. Mientras que la magnetización remanente y coercividad claramente definidas, indicando la dominancia de minerales ferrimagnéticos de baja coercividad, como magnetita o titanomagnetita, cuyos granos se encuentran principalmente en estados de dominio simple a pseudo-dominio simple (SD-PSD) en el sitio 1; por el contrario, el resto de muestras presentan una respuesta prácticamente lineal y reversible frente al campo aplicado (Fig. 39, sitio 9), sin histéresis apreciable, característico de la predominancia de minerales paramagnéticos sobre los ferromagnéticos. A pesar de ser bastante contrastantes en los datos totales se observa una mayoría de sitios con curvas de histéresis muy similares al sitio 1; por lo que podemos definir nuevamente una dominancia magnética por parte de la magnetita y la titanomagnetita.

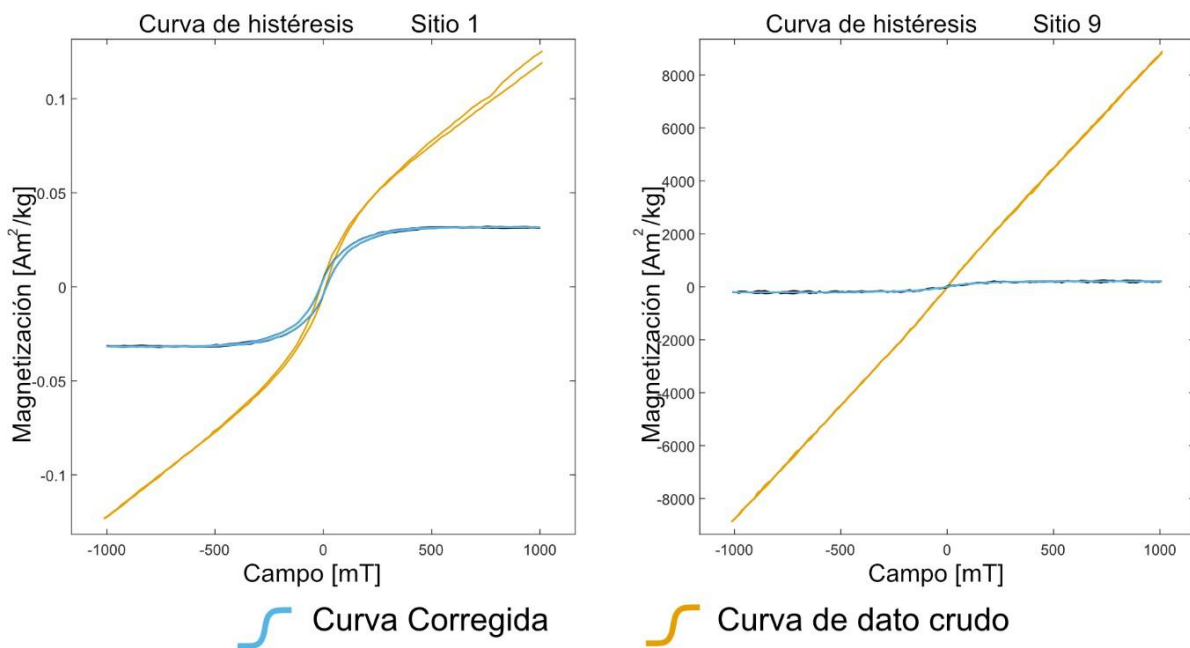


Figura 39. Comportamiento de la curva de histéresis de los sitios más representativos.

6.8. Análisis petrográfico

Se examinaron 16 láminas delgadas de arenisca, cada una representativa de cada uno de los canales muestreados para el análisis de AMS. Se realizó el conteo de puntos de cada lámina, con el objetivo de entender la textura y mineralogía de las muestras analizadas, así como determinar cuáles fases minerales son las que pueden generar la susceptibilidad magnética, y verificar si estos minerales definen una orientación preferencial. Para el conteo de puntos, se establecieron categorías de clastos, tanto monominerales como granos líticos. En la tabla 6 se enlistan las diferentes categorías usadas en este trabajo. En general, las muestras observadas presentan tamaño de grano variable, de muy finas a muy gruesas. La clasificación granulométrica es también altamente variable, presentando las muestras más finas una clasificación mejor que las gruesas (Figs. 40a y b), y habiendo entre las areniscas gruesas, muestras que van de muy mal clasificadas a bien clasificadas. En todas las muestras observadas, los clastos están en contacto entre ellos, presentando relaciones longitudinales a cóncavo-convexas. Por lo que concierne el material intergranular, algunas muestras presentan una matriz compuesta por minerales arcillosos y opacos (Fig. 41a), mientras que otras presentan abundante clorita, la cual puede inclusive ser autigénica y haber cristalizado durante la diagénesis (Fig. 41b). En la muestra del sitio 14, se observan vetas milimétricas rellenas de minerales opacos que cortan la arenisca de manera pervasiva (Fig. 42).

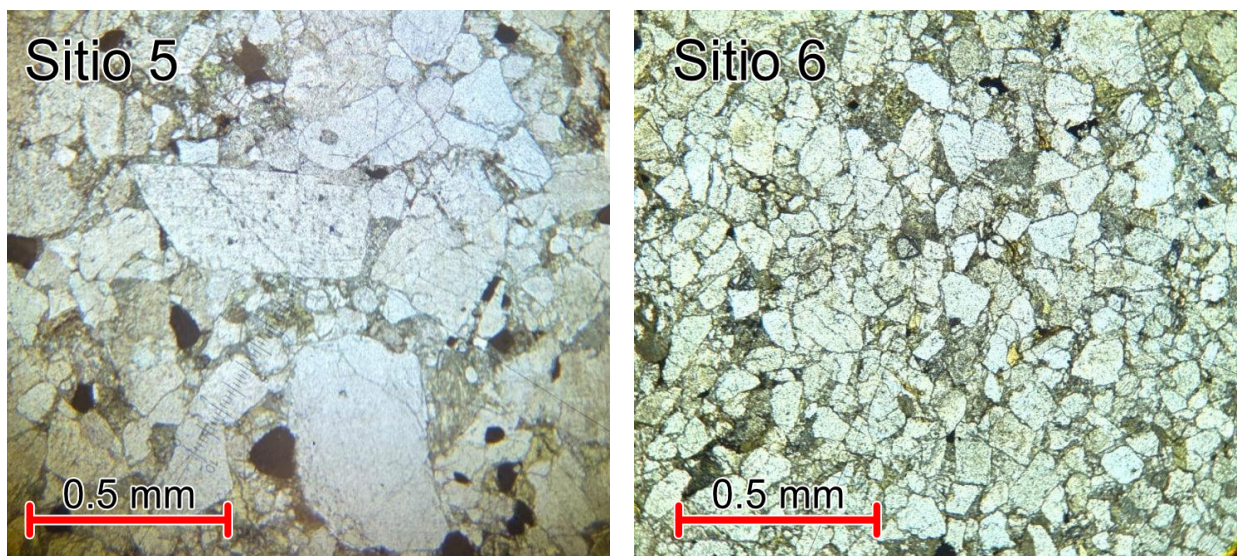


Figura 40. Fotomicrografía en luz paralela, de areniscas en donde a) areniscas de grano grueso mal clasificada. b) areniscas de grano fino bien clasificada.

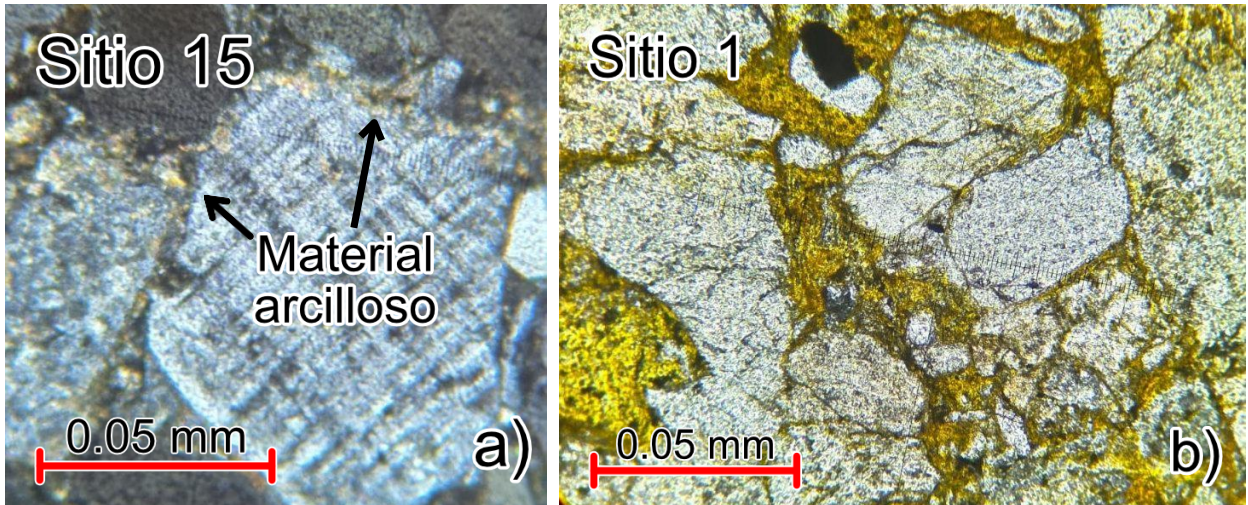


Figura 41. Láminas delgadas en donde en a) se presenta el material arcilloso que rodea los clastos más grandes con nicols cruzados. Y en b) se aprecia la clorita intergranular con luz paralela.



Figura 42. Lámina delgada del sitio 14 en donde se aprecia las vetillas de opacos, con luz paralela.

En cuanto a la composición, las muestras presentan una tendencia similar, definiendo una agrupación bien delimitada en el diagrama ternario de cuarzos-feldespatos-líticos (QFL) (Fig. 43a). De acuerdo con la nomenclatura propuesta por Garzanti (2019), las muestras analizadas varían de areniscas cuarzo-feldespáticas a cuarzo-feldespato-líticas (Fig. 43b).

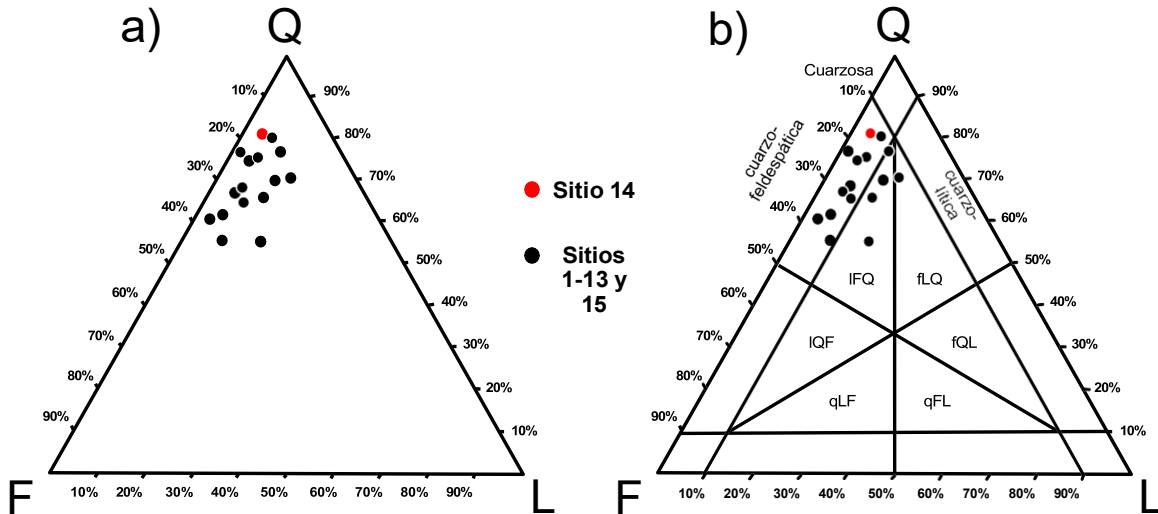


Figura 43. Diagramas ternarios en donde a) presenta los resultados del conteo de puntos, y b) indica el tipo de roca obtenido a partir de la agrupación de los datos del conteo de puntos. Siendo que IFQ: Cuarzo-feldespato-líticas, fLQ: cuarzo-lítico-feldespático, IQF: feldespático-cuarzo-lítico, fQL: lítico-cuarzo-feldespático, qLF: feldespático-lítico-cuarzo y qFL: lítico-feldespático-cuarzo. Por otro lado, todos los sitios se representan con los puntos negros, a excepción del sitio 14 que se remarca en color rojo debido a que es el único sitio con vetillas de óxidos

Tabla 6. Datos del conteo de puntos en %, en donde se contabilizaron clastos (monominerales y líticos) por sitio; en donde Q: cuarzo, F: feldespato (potásicos más plagioclasas), Chl: clorita, Op: opacos, Bt: biotita, Msv: moscovita, Gr: granate, Lv: líticos volcánicos, Lm: líticos metamórficos, Ls: líticos sedimentarios y Totales: es la suma de todos los puntos contados en cada sitio.

Sitios	Lámina	Q %	F %	Chl %	Lv %	Lm %	Ls %	Op %	Bt %	Musc %	Gr %	Totales
1	001B	62.8	20.9	14.0	1.6	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	129
2	010A	76.8	12.6	1.3	6.6	0.0	0.0	2.0	0.7	0.0	0.0	151
3	016A	62.2	25.6	2.6	0.6	4.5	0.0	0.6	3.2	0.0	0.6	156
4	018B	56.2	21.2	0.7	1.4	0.7	3.4	1.4	13.7	1.4	0.0	146
5	023A	50.7	33.1	0.7	5.4	2.0	0.7	4.1	2.0	0.0	1.4	148
6	028C	55.9	33.6	0.7	1.3	0.7	1.3	1.3	4.6	0.7	0.0	152
7	036C	66.9	16.5	0.8	3.1	0.0	2.4	1.6	7.9	0.8	0.0	127
8	041B	59.3	24.0	6.7	0.0	7.3	0.0	0.7	0.7	1.3	0.0	150
G	48	58.0	19.6	2.9	2.2	3.6	5.1	7.2	1.4	0.0	0.0	138
10a	049A	67.9	11.4	0.0	2.9	0.0	6.4	6.4	4.3	0.7	0.0	140
10b	060B	56.3	11.1	0.0	2.1	0.0	10.4	6.3	13.9	0.0	0.0	144
11	062B	47.6	24.1	0.7	5.5	2.1	6.9	6.9	6.2	0.0	0.0	145
12	067B	50.8	14.2	0.0	0.8	0.0	2.5	15.0	15.8	0.8	0.0	120
13	074B	55.1	29.4	0.0	0.0	0.0	5.1	1.5	8.8	0.0	0.0	136
14	079B	58.7	10.7	0.0	0.8	0.0	2.5	24.8	2.5	0.0	0.0	121
15	084B	53.4	13.5	1.5	1.5	0.0	8.3	2.3	18.8	0.0	0.8	133

En la tabla 6 se presentan los datos del conteo de puntos, indicando que, en orden de abundancia decreciente, las muestras están conformadas por: cuarzo monocristalino (76.8-47.6%), feldespato (33.6-10.7%), clorita (14-0%), moscovita (1.4-0%), granate (1.4-0%), líticos volcánicos (5.4-0%), líticos metamórficos (7.3-0%) y líticos sedimentarios (10.4-0%). Los minerales opacos son subordinados en casi todas las muestras, presentando una abundancia modal de entre 0.6 y 15%, excepto para el sitio 14, en el cual su contenido aumenta hasta el 24.8% por la presencia de vetillas rellenas de óxidos.

En cuanto a los líticos, estos son de tres tipos. Los granos líticos volcánicos presentan una textura porfírica, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz microgranular de cuarzo (Fig. 44a). Los granos líticos metamórficos (Fig. 44b) están representados por fragmentos metapelíticos y esquistos de cuarzo-moscovita y cuarzo-clorita. En estos clastos, las micas presentan una orientación preferencial que forma una foliación. Y finalmente

tenemos los granos líticos sedimentarios, que son fragmentos de arcillolita y están compuesto predominantemente por minerales arcillosos.

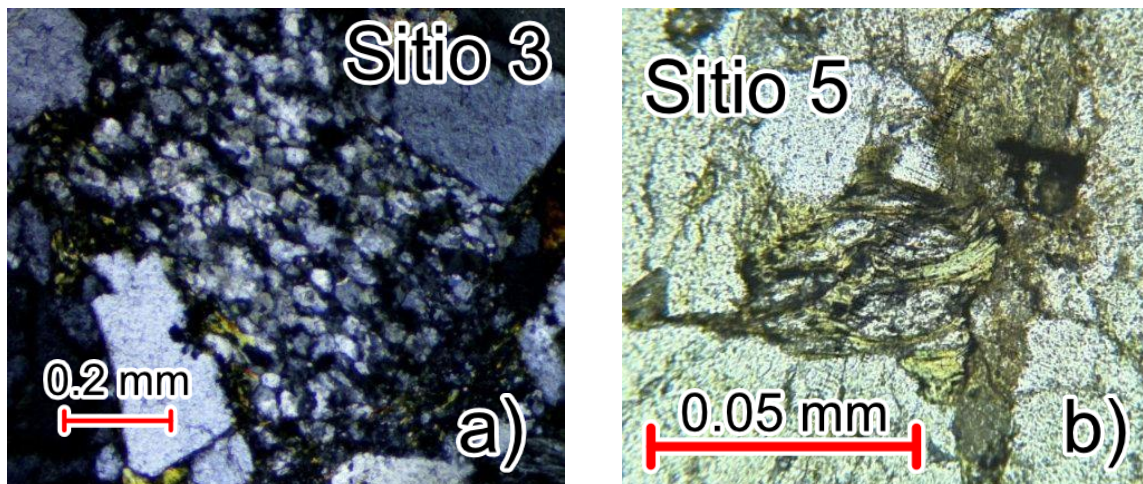


Figura 44. Láminas delgadas en donde a) presenta un lítico metamórfico de esquistos de cuarzo y clorita (con luz paralela); b) presenta un lítico volcánico (en nicoles cruzados).

A pesar de las similitudes muy marcadas entre las muestras, existen algunas diferencias entre ellas. En efecto, estas difieren por su contenido de minerales opacos y micas. En el diagrama QFOP de la Figura 45, es evidente que, a excepción de la muestra del sitio 14 (punto en rojo en la figura), la cual presenta alto contenido de minerales opacos, todas las muestras están dominadas por minerales de baja susceptibilidad magnética como el cuarzo y el feldespato (Fig. 46). Adicionalmente, las micas son de naturaleza distinta en las diferentes muestras. En el diagrama ChlBtMsv (Fig. 45) se observa que la biotita es la mica dominante en la mayoría de las muestras, siendo asociada a cantidades variables de clorita en algunas muestras y cantidades subordinadas de moscovita.

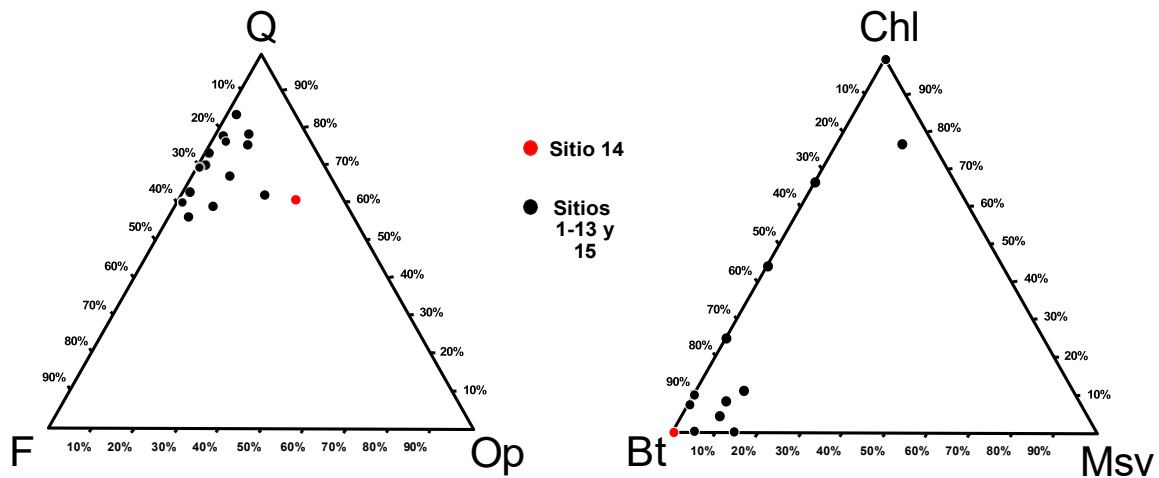


Figura 45. Diagrama ternario QF(Op+Micas) y ChlBtMsv; en donde se agrupan los resultados del conteo de puntos. Por otro lado, todos los sitios se representan con los puntos negros, a excepción del sitio 14 que se remarca en color rojo debido a que es el único sitio con vetillas de óxidos

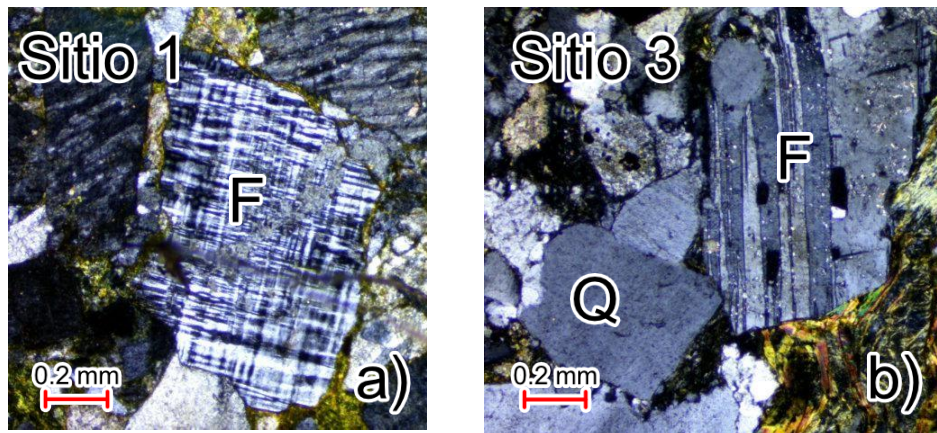


Figura 46. Láminas delgadas en donde se presentan dos tipos de feldespatos (F), una microclina en la figura a) y otra mesoperitea en la figura b); también se muestran clastos de cuarzo (Q); ambas fotos se presentan con nicoles cruzados.

En general, las micas presentan una alineación preferencial. Considerando que las láminas fueron realizadas a partir de cortes perpendiculares a la estratificación cruzada de los depósitos, se observa que las micas se encuentran alineadas a lo largo de los *foresets* (Fig. 47). Es importante remarcar, que la alineación de las micas es buena pero no es perfecta; ya que, existe una dispersión de aproximadamente 20-30° en promedio de los ejes mayores de los cristales.

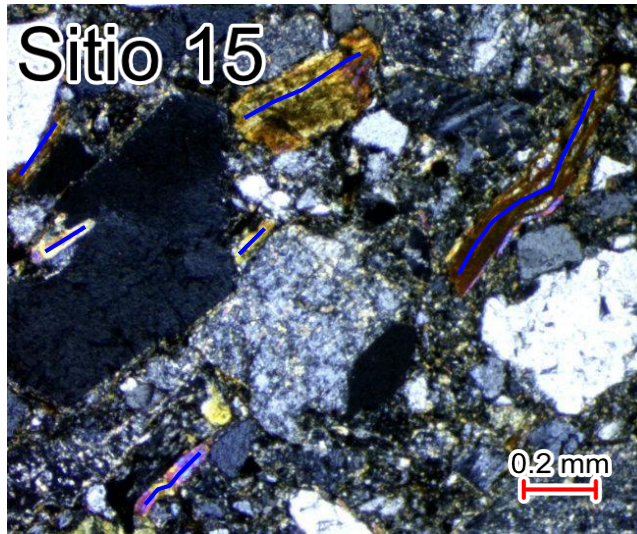


Figura 47. Se presentan micas, en donde la línea azul indica la dirección de su eje más largo; en conjunto forman una alineación. Foto en nicoles cruzados.

Adicionalmente, en las muestras de mayor tamaño de grano y que presentan menor grado de clasificación, los granos de mica están aplastados por los clastos de cuarzo y feldespato adyacentes, y presentan una deformación importante, con la característica formación de pliegues por *kinking* (Fig. 48).

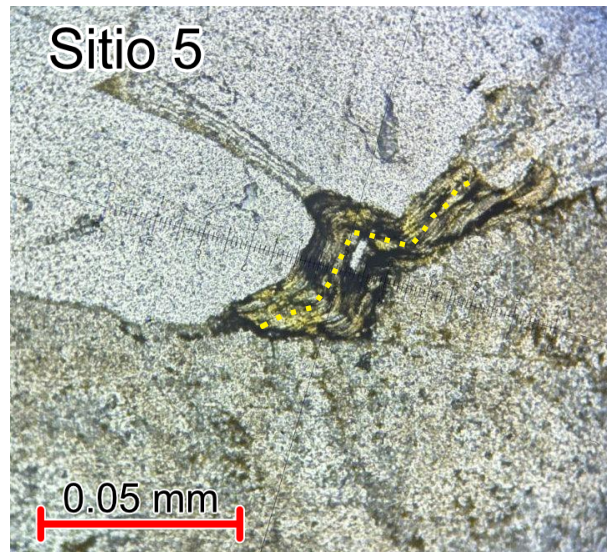


Figura 48. Lámina delgada en donde se presenta una biotita con los pliegues *kinking*, con luz paralela, y donde la línea punteada amarilla representa el plano del hábito cristalino de la mica.

7. Discusión

7.1. Análisis de paleocorrientes a partir de mediciones de estructuras sedimentarias

La premisa fundamental de este trabajo es que los datos de paleocorriente fueron recolectados únicamente a partir de canales fluviales. Esto es de importancia primaria, ya que los depósitos de llanura de inundación y abanico de desborde pueden formarse por corrientes que van en dirección ortogonal e, inclusive, opuesta a la de la corriente fluvial principal y, al ser así, no deben de tomarse en cuenta en las reconstrucciones de los drenajes fluviales. Los sitios que cuentan con datos de paleocorriente obtenidos a partir de estructuras sedimentarias medidas en los canales vistos en campo definen básicamente tres localidades principales en el mapa geológico (Fig. 30). Esto porque, a pesar de haber recolectado datos de 7 sitios, varios de los canales están a distancias de pocos metros entre ellos, por lo que son representativos de la misma localidad. En particular, los datos de las dos localidades en la carretera Tehuacán-Oaxaca indican direcciones principales de transporte de sedimento hacia el SW y W, mientras que la localidad cerca del poblado de Coatepec indica direcciones hacia el NE y E. Considerando que solamente se trata de tres localidades, es difícil establecer si este sistema fluvial tenía un transporte dominante hacia el SW-W con localmente algunos canales que fluían en dirección contraria, o si la dirección de transporte dominante fue hacia el NE-E, siendo las corrientes al SW-W que representan, en vez, desviaciones locales. Ambas posibilidades están abiertas y deben de tomarse en cuenta. Los dos posibles escenarios se plasman de manera esquemática en la figura 49.

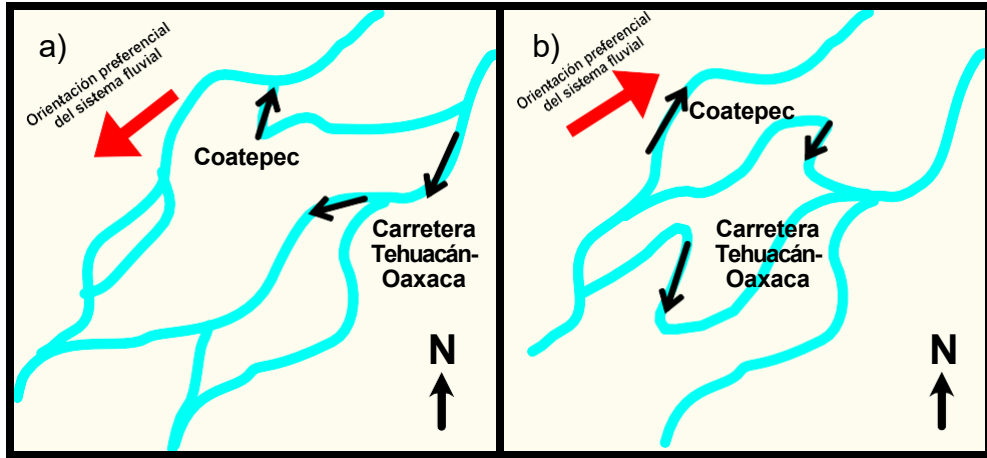


Figura 49. Posibles escenarios de la dirección del flujo del sistema fluvial, en donde a) indica una dirección del río SW, teniendo como guía las direcciones obtenidas sobre la carretera Tehuacán-Oaxaca, siendo la dirección de Coatepec un desvío local en el flujo; b) indica una dirección del río NE, contemplando que la dirección obtenida en Coatepec es la del flujo principal, mientras que las direcciones de la carretera son los desvíos locales del flujo.

Ejemplos de ríos anastomosados en los cuales localmente se pueden generar canales con un sentido de transporte opuesto al principal son abundantes en la literatura, como el Río Tisza en Hungría (Koložsvári, *et al.* 2015; Fig. 50).



Figura 50. Fotografía de satélite que muestra el cambio de direcciones en un sistema fluvial anastomosado. Río Tisza, Hungría. Tomada de Koložsvári, *et al.* 2015.

Independientemente de la dirección de transporte del sedimento, se puede decir que el sistema fluvial tenía una orientación NE-SW, con posibilidad de fluir hacia en NE o hacia el SW; esto con respecto a las direcciones de las paleocorrientes obtenidas a partir de la medición de estratificaciones cruzadas encontradas en canales bien identificados y principales del sistema fluvial anastomosado de la Formación Matzitzi (Fig. 51).

7.2. Análisis de distribución de fallas sin-sedimentarias.

Las fallas sin-sedimentarias son estructuras de importancia vital en la reconstrucción de las cuencas sedimentarias, debido a que permiten entender la orientación y cinemática de las estructuras principales que fueron activas durante la sedimentación. Es común que las fallas sin-sedimentarias reflejen, a una menor escala, las grandes fallas que bordean la cuenca y, por lo tanto, permitan reflejar una idea tanto de la geometría del sistema sedimentario como del régimen tectónico bajo el cual éste se desarrolló. En el caso de la Formación Matzitzi, las fallas sin-sedimentarias presentan predominantemente un rumbo NE-SW, con un número menor de estructuras con rumbo NW-SE (Fig. 33). Es interesante notar que el rumbo dominante de este sistema de fallas coincide con la dirección del sistema fluvial indicada por las paleocorrientes. Por lo tanto, los datos actualmente disponibles parecen indicar que la cuenca de la Formación Matzitzi fue un surco extensional con orientación NE-SW, en el cual escurría un sistema fluvial que presentaba una orientación dominante paralela a la elongación principal de la cuenca (Fig. 51).

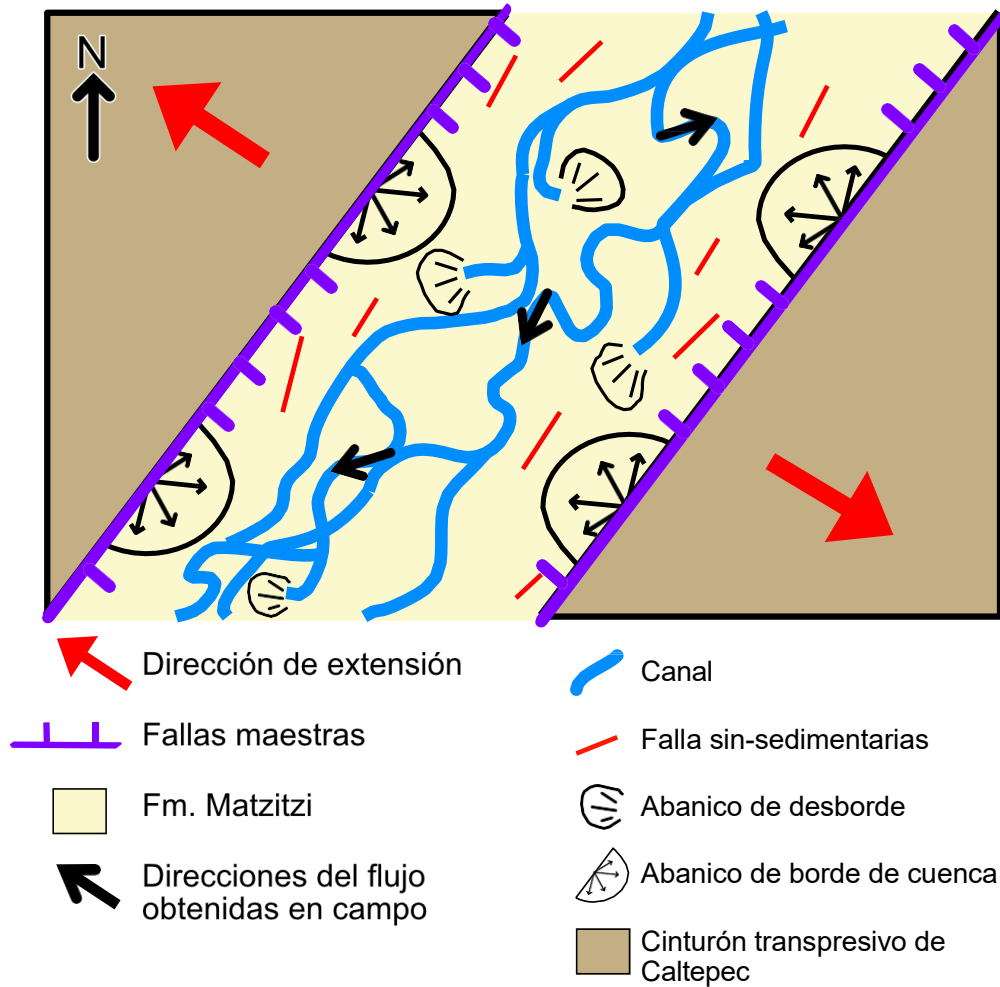


Figura 51. Representación esquemática de la formación Matzitz sobre la cuenca extensional con dirección NE-SW.

El dibujo esquemático de la Figura 51 es una representación simplificada de la cuenca, dado que hay un número subordinado de fallas sin-sedimentarias con orientación NW-SE que podrían indicar posibles complejidades locales. Sin embargo, se considera que se necesitan datos adicionales para reconstruir con más detalle este sistema sedimentario. Hay que considerar también que esta cuenca está afectada además por fallas NNW asociadas a la reactivación mesozoica y cenozoica de la Falla de Caltepec (Elías H. *et al.*, 2005), las cuales producen desplazamientos laterales importantes y complican adicionalmente la reconstrucción de la geometría y la arquitectura de la cuenca.

7.3. Análisis de paleocorrientes con base en datos de AMS.

Las paleocorrientes de los canales (CH) en el registro del sistema fluvial anastomosado de la Formación Matzitzi a partir de la AMS deben ser comprendidas tomando en cuenta tres aspectos cruciales: (1) conocer los minerales portadores de la fábrica magnética; (2) entender el modelo sedimentario de depósito de canales en un sistema fluvial anastomosado; y (3) considerar la posibilidad de una fábrica secundaria en los sitios de estudio, por ejemplo, producto de la compactación, el acortamiento, etc. A continuación, se abordarán estos tres aspectos para definir la dirección de las paleocorrientes en este estudio, y posteriormente discutir las a partir de los datos observados en campo y del modelo tectono-sedimentario de la región.

7.3.1. Minerales portadores de la fábrica magnética.

La fábrica magnética a partir del análisis de la AMS, primeramente, debe interpretarse considerando la susceptibilidad magnética promedio (K_m) de los especímenes y sitios de estudio. Es decir, tan solo una concentración de 0.1–1.0% de volumen de magnetita en la roca podría dominar la AMS y, por lo tanto, reservar la interpretación de la fábrica a este mineral (Hrouda, 2007). Lo anterior puede apreciarse mejor en la figura 52. Para este estudio, los valores de K_m (Tabla 4) suelen estar en el rango de $1.09\text{--}3.01 \times 10^{-4}$ (SI), indicando una preponderancia de los minerales paramagnéticos en la AMS. La excepción es el sitio 1, con una K_m de 1.26×10^{-3} (SI), lo que indicaría una contribución de la magnetita en la AMS, y que también se puede confirmarse por los resultados de $K[T]$, IRM, *unmix*, y ciclos de histéresis (Fig. 37, 38 y 39). Por un lado, dentro de los minerales paramagnéticos formadores de rocas que suelen dominar la AMS son los filosilicatos (mica, clorita, y minerales de arcilla), e inosilicatos (anfíbol y piroxeno). Además, cabe mencionar que, otros minerales formadores de rocas como cuarzo, calcita o feldespatos, cuyo comportamiento es diamagnético, lo que significa una K muy baja y negativa, suele ser despreciable al momento de interpretar la AMS (Biedermann, 2018). Por otro lado, aunque no todos los minerales opacos observados en una lámina delgada suelen ser óxidos de Fe-Ti, los resultados de magnetismo de rocas en este trabajo nos dan certeza de que hay minerales ferromagnéticos en las rocas estudiadas, lo que permite deducir que algunos de estos “ópacos” deben ser

(titano)magnetitas, o posibles hematitas (?), e incluso goetitas(?), como es el caso del comportamiento de la IRM del sitio 4. Así que, como se ha observado en el análisis petrográfico de este estudio, los minerales magnéticos que dominan la AMS en los sitios 2 al 15 son los filosilicatos, como la biotita, la moscovita, la clorita, y las arcillas en diferentes proporciones, con una posible contribución menor (< 0.1%) de (titano)magnetitas. La tabla 7 concentra la Km de los especímenes seleccionados para el tipo de fábrica magnética interpretada, así como la posible aportación de minerales (“de mayor a menor”) de acuerdo con lo encontrado en la petrografía y reafirmado por el análisis de las propiedades magnéticas.

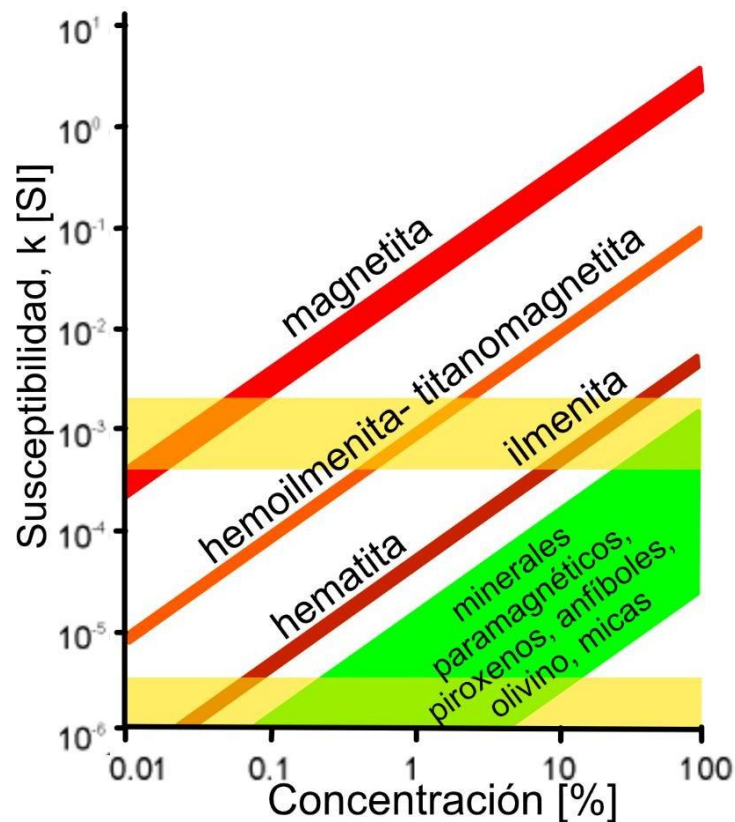


Figura. 52. Gráfico log-log que indica el tipo de mineral en una muestra dependiendo de su concentración vs. su valor de Km. Las franjas amarillas horizontales son una estimación a partir de los datos de la Tabla 7, y la figura 35. El sitio 1 sería una interpretación de la franja amarilla superior, con una Km dominada por magnetita; por el contrario, el resto de sitios caería sobre la franja inferior, donde la Km es dominada por paramagnéticos. Modificada de Hrouda (2007).

Tabla 7. Resultados de la interpretación de la AMS y sus minerales portadores de la fábrica magnética para determinar el azimut de paleocorrientes vs. dirección de acortamiento. En donde n/N: número de especímenes calculadas/total de especímenes por sitio; *Tipo de fábrica de acuerdo con Parés (2015; tabla 3 del anexo 1) o Bilardello (2016). Orientación de auto vectores calculados a partir de coordenadas geográficas, el resto está en coordenadas con corrección de la So

Sitio	n/N	K1 Dec	K1 Inc	K2 Dec	K2 Inc	K3 Dec	K3 Inc	Km (SI)	L	F	Pj	T	Minerales portadores	Tipo de fábrica*	Azimut de la paleocorriente/acortamiento
1 [#]	11/11	319.9	41.7	117.2	46	219.4	11.5	1.26E-03	1.006	1.007	1.014	0.069	Mag ≥ Chl	Acortamiento IIb y III	NE-SW
2	12/12	356.9	4	87.7	11.7	248.3	77.7	2.59E-04	1.004	1.009	1.013	0.33	Chl ≥ Bt ≥ Mag	Lineación ortogonal	60.7
3	5/7	184.1	3.7	93.2	13.8	288.8	75.7	3.18E-04	1.006	1.016	1.023	0.285	Bt ≥ Chl	Fábrica imbricada	98
4 [#]	13/13	347.6	4.8	256.4	14.2	95.8	75	1.09E-04	1.007	1.012	1.02	0.227	Bt > Marc ≥ Mag	Acortamiento IIb	ENE-WSW
5 [#]	12/12	1	21.4	265.8	12.9	146.9	64.6	2.54E-04	1.005	1.003	1.009	-0.218	Marc ≥ Mag ≥ Bt	Acortamiento IIa y IIb	E-W
6 [#]	18/18	182.8	4.1	275	28.1	85.3	61.5	2.65E-04	1.009	1.01	1.019	0.061	Bt ≥ Mag?	Acortamiento IIb	E-W
7	11/14	343.8	0.5	253.6	16	75.5	74	1.67E-04	1.006	1.009	1.015	0.19	Bt > Marc	Fábrica imbricada	257
8 [#]	10/10	158.1	20.2	251.4	8.9	3.9	67.8	2.48E-04	1.008	1.005	1.013	-0.21	Chl > Mag	De acortamiento IIb	ENE-WSW
9	10/10	153.3	5.1	244.5	14	43.7	75.1	2.77E-04	1.009	1.008	1.018	-0.081	Mag ≥ Chl > Bt	Lineación ortogonal	228.6
10 ^a	18/18	157.9	6.5	66.4	13.4	273.1	75.1	2.85E-04	1.008	1.011	1.019	0.121	Marc > Mag ≥ Bt	Lineación ortogonal	94.2
10b	21/21	161.9	6	71	8.6	286.3	79.5	2.35E-04	1.006	1.026	1.035	0.602	Bt > Mag ≥ Marc	Fábrica imbricada	88.4
11	15/15	252.8	67.5	114.4	17.2	20	14.1	2.88E-04	1.009	1.007	1.017	-0.173	Mag? ≥ Marc ≥ Bt	Fábrica inversa(?)	71.6(?)
12 [#]	12/15	158.9	6.7	53.8	65.6	251.8	23.3	2.36E-04	1.008	1.021	1.03	0.443	Mag? ≥ Marc ≥ Bt	Acortamiento IIb	NE-SW
13 [#]	16/16	350.7	1.9	84.4	62.4	259.7	27.5	1.72E-04	1.009	1.014	1.024	0.077	Bt ≥ Marc > Mag?	Acortamiento IIb	ENE-WSW
14	11/13	178.2	14.2	276.9	31.1	66.9	55.2	1.02E-04	1.004	1.009	1.013	0.393	Marc ≥ Mag?	Fábrica imbricada	242
15 [#]	15/15	173.4	3.5	42	84.7	263.7	4	3.06E-04	1.014	1.016	1.03	0.041	Bt ≥ Marc > Mag	Acortamiento III	ENE-WSW

7.3.2. Modelo conceptual de paleocorrientes en canales de sistema fluvial anastomosado.

Los modelos para interpretar las paleocorrientes a través de la AMS suelen conceptualizarse a partir del arreglo de los granos sobre una superficie (sub)horizontal. Cabe recordar que estos arreglos suelen definirse a través del conjunto de los tres autovectores (K_1 , K_2 , K_3) de varios especímenes dentro de un sitio de estudio. Los cuatro modelos conceptuales principales que expresan el arreglo de los granos y la distribución de los ejes del elipsoide de la AMS, como se ven en los incisos de la figura 53: (A) un arreglo de granos depositados en “aguas tranquilas” por decantación; (B) un arreglo de granos imbricados, generalmente con una distribución de los ejes K_1 y K_2 en guirnalda; (C) un arreglo de granos elongados cuyos ejes máximos, K_1 , son perpendiculares a la dirección de flujo, e interpretada como un “flujo de alta velocidad” y (D) un arreglo de granos imbricados cuyo eje máximo, K_1 , es paralelo a la dirección de flujo (Tarling y Hrouda, 1993; Tauxe, 2003; Bilardello, 2016; Stachowska *et al.*, 2020). Sin embargo, para el caso de un canal (CH) en un sistema fluvial anastomosado, la estratificación/laminación cruzada o *foreset*, nos conduce a repensar dichos modelos conceptuales.

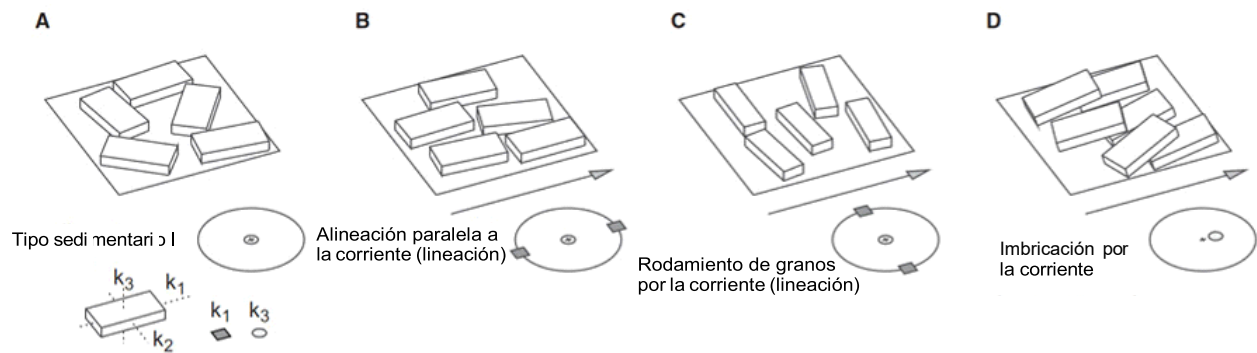


Figura 53. Modelos conceptuales del arreglo de las partículas dependiendo el tipo flujo y sedimentación, así como la interpretación de los ejes K_1 y K_3 del elipsoide de AMS para cada caso. Tomado de Stachowska *et al.*, 2020.

Los *foreset*s son superficies que generalmente presentan muy baja inclinación, variando aproximadamente entre 15° y 25° en el sedimento húmedo y entre 25° y 35° en el sedimento seco (Collinson *et al.*, 2006). Es importante tomar en cuenta que reconstruir la orientación de una superficie subhorizontal es una tarea que implica complicaciones importantes, debido a que una

imprecisión de unos pocos grados ($15\text{--}20^\circ$) puede generar que dicha superficie cambie totalmente la dirección de su buzamiento y, en el caso en específico, indique una dirección de paleocorriente diferente e inclusive opuesta a la real. En efecto, es notorio que la reconstrucción de superficies se vuelve progresivamente más imprecisa conforme éstas se hacen menos inclinadas. Es por lo que, en el caso del análisis de paleocorrientes, una pequeña imprecisión puede expresar errores muy grandes. Teniendo en cuenta esto, debemos de considerar que el fundamento teórico en que se basa el análisis de AMS considera el escenario ideal en que la naturaleza se comporta de una manera perfecta. De acuerdo con este escenario, las micas, cuyo eje K3 coincide con el eje menor “c” del hábito cristalino (Fig. 54), buscaría orientarse de manera ortogonal al plano de *foreset* (Fig. 55). De acuerdo con esta premisa, los ejes K3 obtenidos para cada espécimen se deberían de orientar de manera perfectamente paralela a la superficie de *foreset*, como se representa en el modelo teórico ideal de la figura 55a. En este caso ideal, los ejes K3 de las micas serían todos paralelos y con una orientación ortogonal al *foreset*, lo que permite usar este eje para determinar la dirección de la paleocorriente en los estereogramas de la AMS, sin embargo, tal como se aprecia en la figura 56 las direcciones de las paleocorrientes obtenidas por la AMS no corresponden con las paleocorrientes obtenidas con datos de campo. Esto nos habla de que, en la realidad, la naturaleza se desvía de este escenario perfecto, generando un arreglo de los granos minerales más complejo de lo estimado en el modelo teórico ideal. En el caso de las micas, a pesar de que éstas sí se orientan a lo largo del *foreset*, también generan un paralelismo imperfecto con éste. Esto es debido a que su acomodo depende de la presencia de otros granos más gruesos. Como podemos ver en el ejemplo de la figura 55b, la presencia de otros granos como el cuarzo y el feldespato, los cuales tienden a presentar formas prismáticas y no tabulares, pueden controlar la orientación de las micas en el depósito y producir desviaciones del paralelismo de estos minerales con respecto a la superficie del *foreset*. Como es posible ver en el ejemplo, las micas pueden acomodarse inclusive definiendo un plano que buza en una dirección opuesta a la del *foreset* (Fig. 55b). Por lo tanto, en el caso real, los ejes K3 de las micas no serán todos paralelos y orientados perpendicularmente al *foreset*, sino que presentarán un arreglo más complejo y con mayor dispersión de estos ejes. La figura 57 muestra cómo se definirían los planos de *foreset* definidos a través de los ejes K3 de cada espécimen en todos los sitios de este estudio, expresando una dispersión importante, indicando rumbos que varían, en la mayor parte de los casos, dentro de un rango de 120° o más. En algunos

casos, la dirección de paleocorriente obtenida a partir de las estructuras sedimentarias cae adentro o muy cerca de este rango (sitios 1, 10b, 11 y 12), pero en otros casos no (sitios 3, 5 y 10a).

Mica (monoclínico)

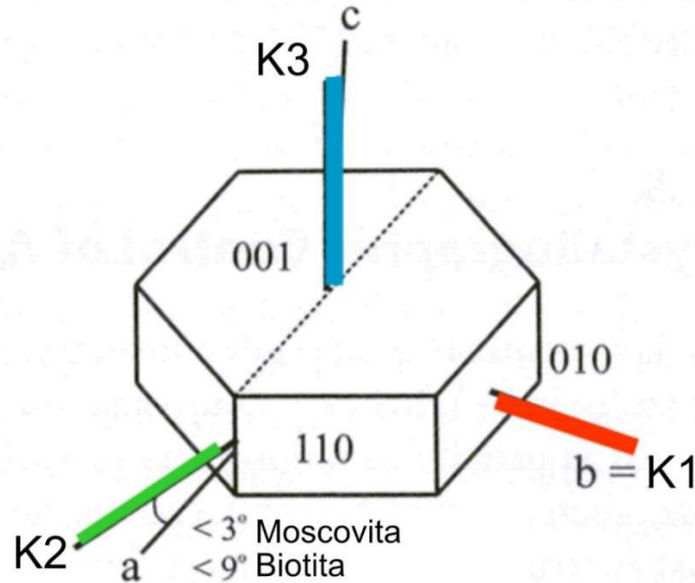


Figura 54. Hábito cristalino de las micas, y su correspondencia con los ejes K1, K2, K3 del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética, en la que se aprecia la correspondencia del eje corto “c” con en el eje K3. Modificado de Biedermann, 2018.

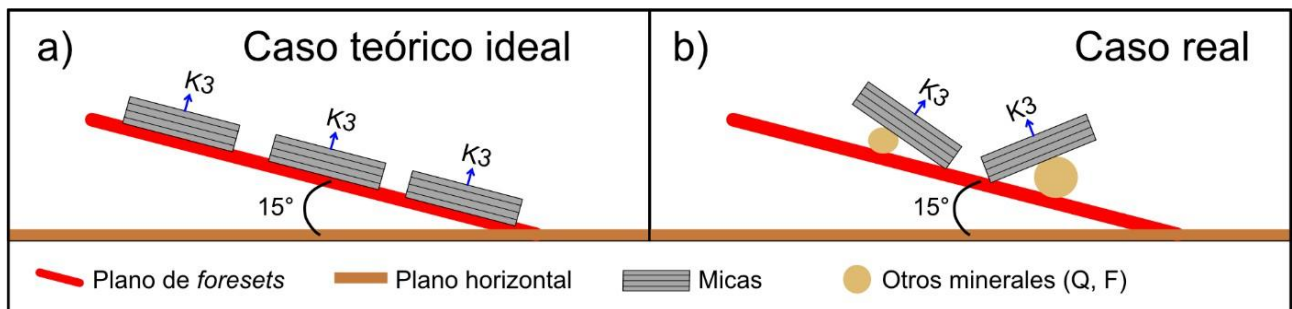


Figura 55. Orientación de las micas depositadas sobre el plano de *foresets*, caso ideal en donde las micas son paralelas al plano y por ende los ejes K3 son perpendiculares al mismo; y caso real en donde las micas pueden verse reorientadas por otros minerales y de esta forma alterar la dirección de los K3, provocando que la dirección obtenida no sea la perpendicular al plano del *foresets*.

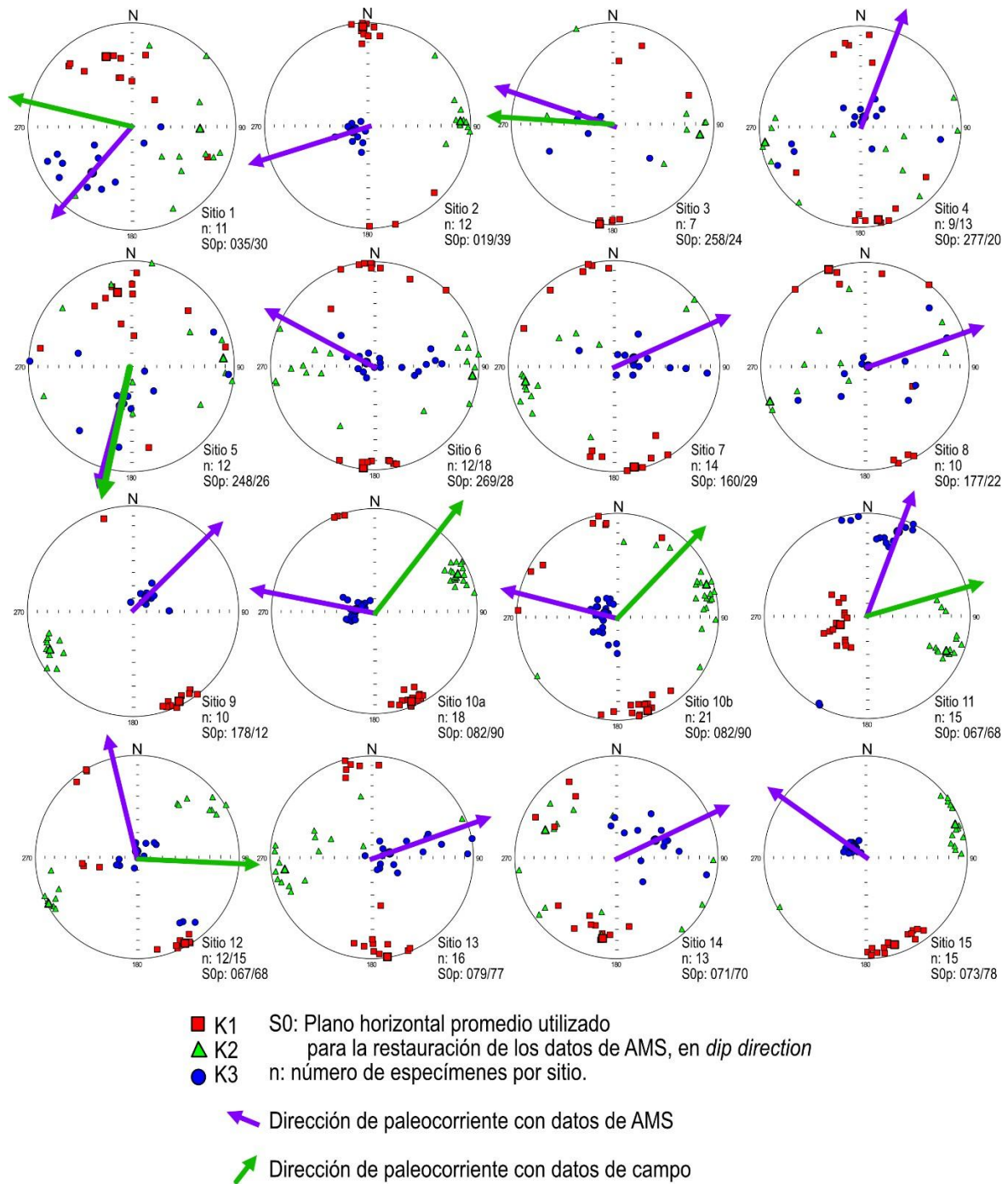


Figura 56. Comparación de direcciones de paleocorrientes obtenidas con AMS (definidas por el promedio de los ejes K3) vs paleocorrientes obtenidas con datos de campo, y direcciones de paleocorrientes en los canales donde no se obtienen datos de campo; podemos apreciar una diferencia de pocos grados como el sitio 5 hasta mayor a 90° en otros. Por otro lado, las principales direcciones obtenidas con AMS son NE y NW, esto sin considerar las paleocorrientes con datos de campo.

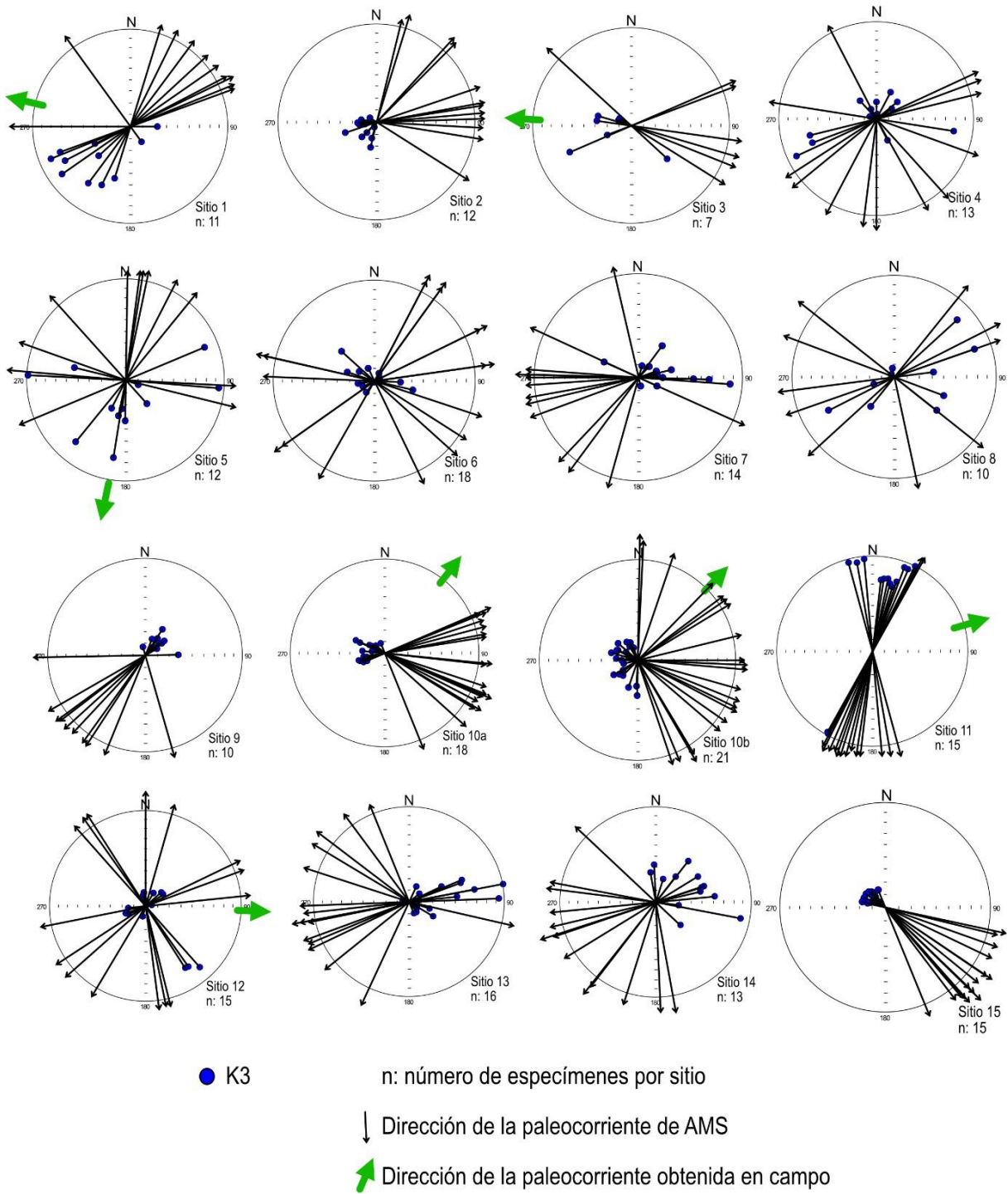


Figura 57. Direcciones de las paleocorrientes definida por los ejes K3 de cada espécimen por sitio; y direcciones de las paleocorrientes obtenidas en campo.

La medición de la AMS nos proporciona una representación promedio de este arreglo, que después se interpreta con respecto al eje K3 para el caso de los filosilicatos, pero claramente vemos que en la mayoría de los casos este promedio no representa la dirección de la paleocorriente medida con datos de campo, esto nos indica que este arreglo de minerales no coincide perfectamente con la superficie de *foreset*, debido a que, por naturaleza, habrá micas que no se orientaron paralelamente a éste. Como se mencionó antes, pequeñas imprecisiones, de unos pocos grados, pueden comprometer la reconstrucción de la orientación de una superficie subhorizontal, en cuanto pueden cambiar totalmente la dirección de su buzamiento. Siendo así, la reconstrucción de la superficie del *foreset* a partir de la orientación de las micas es poco preciso, y resultando en una gran dispersión de los datos como se observa en las Figuras 56 y 57. Una posible solución a esto podría ser profundizar en estudios de AMR para conocer la fábrica magnética de los granos ferromagnéticos cuyas geometrías serían más prismáticas (¿y equidimensionales?) como el caso de los cuarzos y feldespatos.

7.3.3. Fábricas secundarias: enterramiento, compactación, diagénesis, y acortamiento.

Las micas, como portadores de la fábrica magnética, son minerales muy fácilmente deformables durante el enterramiento y la compactación, debido a su hábito cristalino en forma de libro, las micas tienden a ser los granos menos resistentes y a ser los que acomodan preferencialmente la deformación generada por la presión litostática durante el enterramiento. Evidencia de deformación de las micas en las muestras analizadas son los pliegues *kinking* observados en varias de las láminas delgadas. Al ser deformadas, los ejes K3 de las micas ya no serán orientados de forma paralela entre sí, si no que definirán una distribución compleja (*e.g.*, Kuehn *et al.*, 2019), cuyo promedio no reflejará la orientación del plano de *foreset*, si no una distribución que tiene más bien que ver con procesos que ocurrieron posteriormente al depósito.

Adicionalmente, es necesario comentar que, en las muestras analizadas, el estudio petrográfico revela que los filosilicatos no están representados únicamente por clastos detríticos de mica, sino hay presencia también de minerales arcillosos y clorita como material intergranular. El material intergranular no se orienta paralelamente al *foreset*, sino que se acomoda bordeando los clastos de tamaño arena, los cuales controlan la fábrica de la roca en estos depósitos arenosos.

Igualmente, en el caso de que estas arcillas y clorita fueran autigénicas, su orientación no tendría ninguna relación con la superficie del *foreset*, sino con los espacios intragranulares (poros) y a los esfuerzos diferenciales a los que estuviese sujeta la roca (Parés, 2015). Estos filosilicatos producen una señal magnética que se promedia con la generada por los clastos de mica, generando así la señal magnética de una fábrica secundaria, y haciendo que los resultados obtenidos puedan presentar una desviación importante diferente a la orientación real del *foreset*.

Los datos de AMS, al ser analizados por espécimen, sitio, y localidad en sus coordenadas geográficas, esto es, sin la rotación a la horizontal por la superficie de depósito original (paleohorizontal: S_0), nos permiten observar un patrón en el arreglo de los K1 y K3, que según Parés (2015) representa un acortamiento. Algunos ejemplos de esto pueden observarse en la figura 58. Este patrón de los ejes máximo y mínimo, es constante en todas las localidades, K1 siendo NNW-SSE/NW-SE y K3 ENE-WSW/NE-SW, sin importar que la orientación de las capas sea diferente para cada sitio. Lo anterior, estaría sugiriendo una fábrica por acortamiento tipo IIa, IIb y III, según Parés (2015), con un azimut principalmente NE-SW o ENE-WSW. Estas observaciones llevan a replantear un proceso posterior al depósito y enterramiento, que modifica la fábrica primaria de las rocas. El acortamiento habría ocurrido a la par del basculamiento de las unidades, ya que no importa el buzamiento de las capas, la fábrica magnética por acortamiento es constante. De los 16 sitios estudiados, 8 sitios presentan este acortamiento, como se observa en la interpretación de la fábrica magnética de la tabla 7.

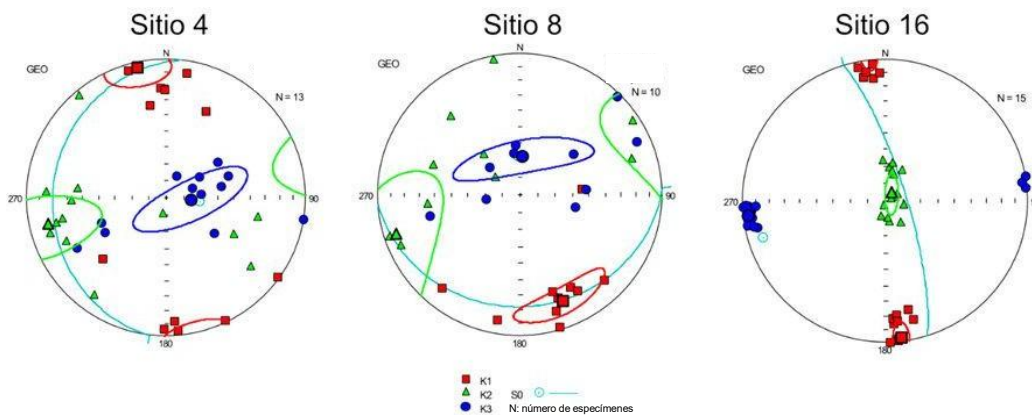


Figura 58. Posibles fábricas por un acortamiento NE-SW y ENE-WSW. Independientemente de la localidad y el rumbo y buzamiento de las capas, los ejes K1 son subhorizontales y orientados al NW-SE o NNW-SSW, mientras que los K3, o se distribuyen en una guirnalda NE-SW o ENE-WSW, y tienden a la subhorizontal

7.3.4. Puntos remarcables de la AMS y posibilidades de paleocorrientes.

Con base en las consideraciones arriba mencionadas, se concluye que los filosilicatos no son los minerales más indicados para llevar a cabo un estudio de paleocorrientes a partir del análisis de la AMS, al menos en los canales de la Formación Matzitzi. Esto es principalmente debido a que: 1) las micas imponen trabajar con los ejes K3, los cuales se usan para reconstruir la orientación de los *foreset* y siendo que los *foresets* son superficies subhorizontales difíciles de identificar en casos reales; 2) las micas son de los minerales que mayormente se distorsionan durante la compactación y el acortamiento, produciendo así patrones de distribución de los ejes K3 muy complejos; 3) la presencia de filosilicatos como material intergranular y con una orientación que no tiene nada que ver con la geometría de la estratificación cruzada, y que hablan de otro proceso secundario. Posiblemente, otros minerales que no presenten estas problemáticas funcionarían como el material ideal para realizar este estudio, tal como los anfíboles y piroxenos, quienes podrían ser los más indicados, dado que presentan una elongación preferencial pronunciada que permite que se orienten con el flujo; además de ser resistentes y no son tan fácilmente deformados por los procesos de compactación, incluyendo que son raramente encontrados como material intergranular. Si este fuera el caso, no se trataría de reconstruir la orientación del *foreset* (caso problemático por tratarse de una superficie subhorizontal), si no que el análisis consistiría en reconstruir la orientación de una alineación subhorizontal, lo que ahorraría un gran problema. Finalmente, estos minerales tienen valores de susceptibilidad magnética mayores al de las micas, así que incluso pueden proporcionar una mejor respuesta y patrones de AMS mejor definidos. Sin embargo, una limitante importante al uso de estos minerales es que son generalmente escasos en depósitos sedimentarios, debido a su alto potencial de alteración durante la meteorización y diagénesis (Garzanti *et al.*, 2018).

Finalmente, en la tabla 7 se puede apreciar un esfuerzo de la interpretación de los 16 sitios estudiados y 225 especímenes medidos por AMS. Se puede concluir que, de todo el estudio, 8 sitios presentan fábricas de acortamiento, un sitio parece mostrar una fábrica inversa (sitio 12), y que 7 sitios presentan posibles paleocorrientes, suponiendo que todos los especímenes en promedio representan un arreglo general del *foreset*. Estas paleocorrientes interpretadas quedarían bien definidas, a reserva de ser analizadas con algún método de Anisotropía de Remanencia Magnética (AMR, por sus siglas en inglés; Jackson, 1991).

A pesar de que los datos de paleocorriente a partir de la AMS no son tan certeros y que la tasa de éxito es <50%, estos pueden integrarse a los datos obtenidos en campo y mejorar la reconstrucción del sistema fluvial de la Formación Matzitzi, los resultados obtenidos son importantes, en cuanto permiten entender que el análisis de AMS no proporciona datos confiables con cualquier tipo roca y mineral magnéticamente dominante. Por lo tanto, lo que los datos ponen en evidencia es que la composición de las rocas clásticas juega un papel fundamental en su uso para el análisis de AMS. Es importante remarcar que a pesar de que los análisis reportan resultados, las rocas que proporcionan una señal magnética a través de las micas no arrojan un dato confiable. A la luz de esto, resulta ser de suma importancia que se indique cual es el mineral o los minerales a partir de los cuales se obtiene el elipsoide de AMS. Al no ser disponible este dato, los resultados son de difícil interpretación e, incluso, podrían no ser representativos de la realidad. Los resultados de este trabajo, entonces, permiten refinar la estrategia de muestreo para la realización de un estudio de paleocorriente basado en el estudio de la AMS, poniendo en evidencia que no cualquier roca garantiza resultados aceptables, y que es importante conocer el mineral magnéticamente dominante y determinar si es confiable para el caso de estudio.

7.4. Interpretación del patrón de paleocorrientes y fallas sin-sedimentarias de la Formación Matzitzi en el marco tectónico regional

Los datos disponibles al momento indican que la Formación Matzitzi representa el registro estratigráfico de un sistema fluvial que escurría en un surco extensional con orientación NE-SW. Esto sugiere que esta cuenca se formó de acuerdo con una extensión con orientación NW-SE. Interpretar el significado de esta extensión en un marco regional es difícil, pero se considera que representa un ejercicio importante que hay que realizar. Considerando que los datos disponibles abarcan una localidad de extensión limitada, se tiene muy claro que las interpretaciones regionales son tentativas y sujetas a futuros cambios con la generación de nuevos datos.

El punto de partida para poder discutir el significado de esta extensión es determinar su edad. Considerando que las fallas extensionales con rumbo NE-SW muestran ser claramente sin-sedimentarias, entonces, su edad es la del depósito de la Formación Matzitzi. Esta interpretación es sostenida por el paralelismo entre las fallas y el sistema fluvial de la Formación Matzitzi, lo que indica el control de la tectónica extensional sobre la sedimentación en la cuenca. La edad de la

Formación Matzitzi es objeto de discusión, aunque actualmente, con base en el fechamiento U-Pb en circón de depósitos volcánicos y la flora fósil, la mayoría de los autores concuerda en que esta unidad abarque por lo menos el final del Pérmico medio y el Pérmico superior (Flores B. *et al.*, 2019; Martini *et al.*, 2021). Algunos autores han propuesto extender la edad de depósito hasta el Triásico (Martini *et al.*, 2021), sin embargo, aún está la discusión abierta. Considerando una edad del final del Pérmico medio y Pérmico superior para la Formación Matzitzi, este evento de extensión representa el más antiguo reportado en México a partir del ensamble de la Pangea. Siendo así, que el evento de *rifting* de la Pangea se asocia típicamente a las cuencas del Triásico Superior, Jurásico y Cretácico (*e.g.*, Goldhammer, 1999), mientras que la extensión de la Formación Matzitzi es al menos 30 millones de años más antigua. Otra característica muy interesante de este evento de extensión es que es muy local, como lo demuestra el hecho de que la Formación Matzitzi solamente aflora en el área de estudio y no hay ningún otro registro sedimentario del Pérmico superior en el sur de México. Además, es interesante notar como la cuenca extensional de la Formación Matzitzi se desarrolla específicamente por encima de una zona de sutura importante, la Falla de Caltepec. Esta es, en realidad, un cinturón transpresivo, descrito por Elías H. and Ortega G. (2002) como una estructura en flor positiva, la cual se formó durante la fase final de ensamble de la Pangea por la colisión del Complejo Acatlán contra el subcontinente Oaxaqueño (Fig. 59a). Esta zona de sutura se formó durante el Pérmico inferior, como lo atestiguan los granitoides sin-tectónicos de 270 Ma reportados por Elías H. *et al.* (2005). Considerando que estas zonas de sutura formadas durante el ensamble final de la Pangea implican un proceso de engrosamiento litosférico importante, en cuanto se trata de un momento en que varios bloques continentales (Laurentia, Gondwana y todos los bloques peri-Gondwánicos) entran en colisión entre sí, y sabiendo que, por cuestiones de estabilidad gravitacional, el espesor litosférico no puede crecer de manera infinita porque se vuelve inestable, la actividad extensional de la Formación Matzitzi, tan temprana y localizada en una de las zonas de sutura de la Pangea, podría representar el inicio del colapso litosférico (Fig. 59b). Este proceso se asocia muy comúnmente con la formación de grandes orógenos, como por ejemplo el evento de extensión del *Basin and Range* en EUA y México, que representa el colapso de los orógenos cordilleranos de Norte América (Malavielle, 1993). Es posible que la extensión iniciada por el colapso litosférico siga posteriormente, desembocando en un evento de *rift*. De acuerdo con este escenario, se propone muy tentativamente la posibilidad de que la cuenca extensional de la Formación Matzitzi, con su

drenaje interno que corría paralelamente a los bordes de la cuenca, sea el registro del colapso litosférico posterior a la formación de la Pangea y desencadenó sucesivamente en un *rifting* en México. En este escenario, queda muy claro que las zonas de suturas pre-existentes juegan un papel fundamental en el colapso y destrucción de los supercontinentes; referido a este caso, el supercontinente empieza a manifestar su inestabilidad exactamente a lo largo de estas viejas cicatrices, como han teorizado por varios autores (*e.g.*, Audet y Burgmann, 2011).

A pesar de ser una propuesta interesante y plausible, hoy en día es todavía demasiado temprano para poderla confirmar o descartar. Falta explorar más el registro estratigráfico del país en búsqueda de otras unidades del Pérmico superior, las cuales puedan aportar más información sobre los sucesos posteriores al ensamble de la Pangea y el desarrollo de las suturas entre los diferentes bloques que antiguamente colisionaron. Por lo tanto, esta propuesta queda por ser validada o rechazada por los datos que se generarán en estudios futuros.

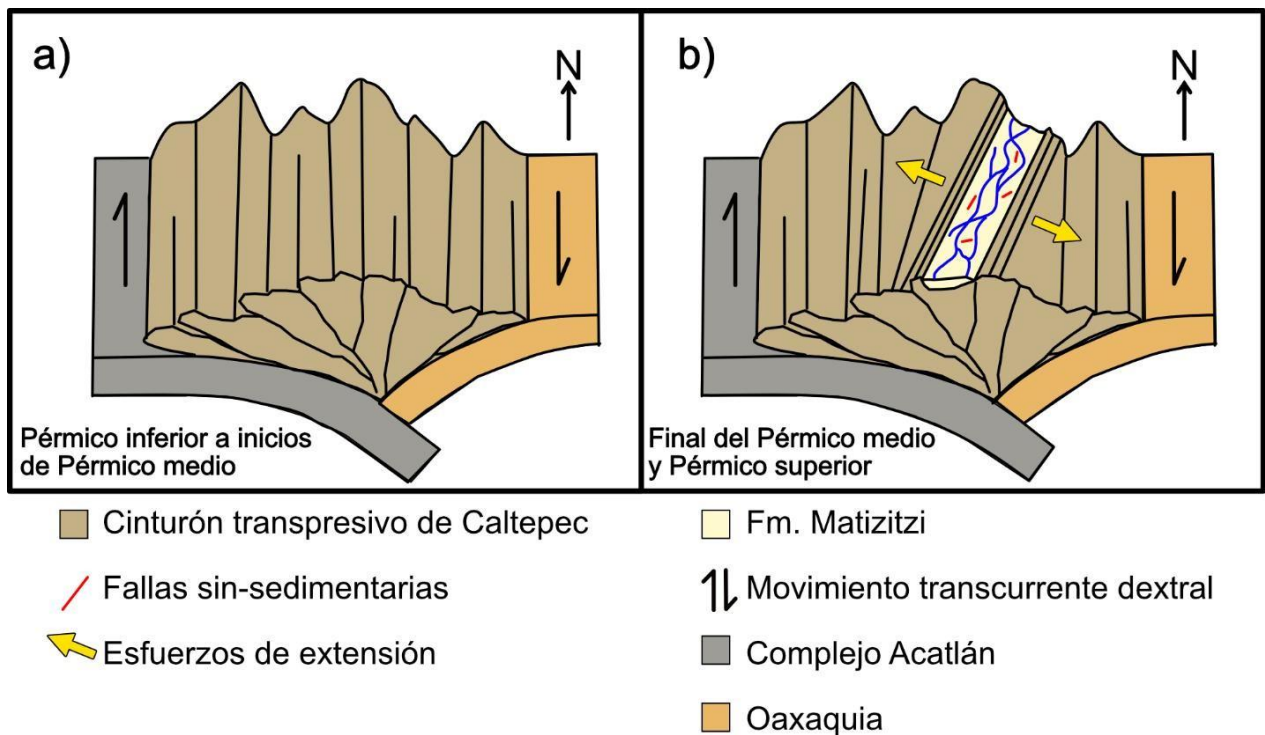


Figura 59. Esquema del cinturón transpresivo de Caltepec, siendo a) la formación de este cinturón gracias a la colisión entre Oaxaquia y el complejo Acatlán; y b) representa el inicio de la apertura del *rift* dentro del cinturón transpresivo de Caltepec.

8. Conclusiones

Los datos obtenidos en este trabajo permiten concluir los siguientes puntos:

- 1) La Formación Matzitzí es el registro estratigráfico de un sistema fluvial con una orientación principal NE-SW que escurría adentro de un surco extensional controlado por fallas que tenían esta misma orientación.
- 2) En el área de estudio se generó una extensión NW-SE cuya edad es definida por la edad de depósito de la Formación Matzitzí; es decir, a finales del Pérmico medio y Pérmico superior.
- 3) Dicha extensión podría representar la fase del colapso litosférico que siguió la fase de engrosamiento asociado al ensamble de la Pangea.
- 4) Los estudios de AMS deben estar acompañados de observaciones detalladas de la petrografía con el fin de entender a qué corresponde la fábrica magnética de una roca y evitar sesgos en la interpretación de la fábrica magnética.
- 5) Las paleocorrientes de la AMS y las paleocorrientes con datos de campo tienen diferencias incluso mayores a los 180° .
- 6) Los filosilicatos no son minerales ideales para realizar un estudio de paleocorriente a través del análisis de AMS dentro del elemento canal en los sistemas fluviales.

Bibliografía

- Aguilera, J. G., & Ordoñez, E. (1896). Bosquejo geológico de México: Instituto Geológico de México. Boletines, 4– 6, 1– 262.
- Allen, J. R. L. (1984). *Sedimentary structures: Their character and physical basis* (663p.). Elsevier.
- Audet, P., & Bürgmann, R. (2011). Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. *Nature Geoscience*, 4, 184–187. <https://doi.org/10.1038/ngeo1080>
- Bedoya, A., Anaya- Guarneros, J. A., Abdullin, F., Martini, M., & Solari, L. (2021). Provenance analysis of the Matzitzi and Agua de Mezquite formations, southern Mexico: Different fluvial successions formed during late Paleozoic and post- Middle Jurassic time along the southernmost North America Pacific margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102999. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102999>
- Bello A. Y. (2020). Seminar report on paleocurrent analysis. Department of Geology, Ahmadu Bello University, Zaria. *Geology*. pg 1-3.
- Biedermann, A. R. (2020). Current challenges and future developments in magnetic fabric research. *Tectonophysics*, 795, 228632. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2020.228632>
- Biedermann, A. R. (2018). Magnetic anisotropy in single crystals: A review. *Geosciences*, 8(8), 302. <https://doi.org/10.3390/geosciences8080302>
- Bilardello, D. (2016). *Magnetic anisotropy: Theory, instrumentation, and techniques*. Institute for Rock Magnetism, University of Minnesota, Minneapolis, MN, USA. Elsevier Inc. pg. 1-3.
- Borradaile, G. J., & Jackson, M. (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 299. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>
- Butler, R. F. (1992). Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic terranes. In *Electronic edition*. <https://doi.org/10.1006/icar.2001.6754>
- Caballero M. C. I. (2011). La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México. pg. 14.
- Calderón G. A. (1956). Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya. Puebla in XX Congreso Geológico Internacional, Libro guía Excursión A- 11 (pp. 9– 27). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Centeno G. E., Mendoza- Rosales, C. C., & Silva- Romo, G. (2009). Sedimentología de la Formación Matzitzi (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla- San Luis Atlotitlán. Estado de Puebla: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 18– 36.

- Centeno G. E., (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview: *Ore Geology Reviews*, v. 81, p. 1035–1052.
- Chadima, M. AGICO Inc., (s.f.). *Magnetic Anisotropy of Rocks*. Brno, Czech Republic; Institute of Geology, ASCR, v.v.i., Prague, Czech Republic (AGICO). Disponible en: https://www.agico.cz/downloads/documents/agicoprints/ams_rocks_pres.pdf
- Collinson, D. W., & Thompson, R. (1970). Partial anhysteretic remanent magnetization in multidomain grains. *Nature*, 228, 178–179. <https://doi.org/10.1038/228178a0>
- Collinson, J. D., Mountney, N., & Thompson, D. B. (2006). *Sedimentary structures* (3rd ed., 207p.). Terra Publishing.
- Cossey, S.P.J., Bitter, M.R., Titus, M.W., Zumberge, A., and Zumberge, J., (2020). Hydrocarbon sources and migration events in the chicontepec formation (wilcox group equivalent) of eastern Mexico: *GeoGulf Transactions*, 70, 95–106.
- Di Pasquo, M. M., Hernández- Láscars, D. (2013) Primeros registros palinológicos de las formaciones Matzitzi y Zapotitlán, regiones de Coatepec y Teotitlán, Estados de Oaxaca y Puebla, México. In V. H. Reynoso (Ed.), VIII Congreso Latinoamericano de Paleontología y XIII Congreso Nacional de Paleontología (Guanajuato 2013), Abstracts (p. 45). Universidad de Guanajuato.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (2015). *Magnetizations in rocks and minerals*. University of Toronto, Toronto, ON, Canada. Elsevier B.V.pg. 281-283
- Egli, R. (2003). Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2002JB002023>
- Elías H. M., y Ortega G., F., 2002, Caltepec fault zone: an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: *Tectonics*, v. 21, p. 4–19.
- Elías H. M., Ortega G., F., Sánchez Z., J. L., Macías R., C., Ortega R., A., & Iriondo, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 83–109.
- Figueroa, G. (2023). Rios anastomosados. *JovaGeology*. Recuperado de: <https://www.jovageology.com/2023/11/rios-anastomosados.html>
- Flores B., M. A., Velasco de L., M. P., Lozano C., D. E., & Ortega C., E. (2019). Avance en el conocimiento de la paleoflora de la Formación Matzitzi y sus implicaciones temporales: *Boletín del Instituto de Geología*. Universidad Nacional Autónoma De México, 122, 21–22.
- Garcés, M., Parés, J. M., & Cabrera, L. (1996). Further evidence for inclination shallowing in red beds. *Geophysical Research Letters*, 23(16), 2065–2068. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/96GL02060>

- García A., B. I., Alva-Valdivia, L. M., & Hernández-Cardona, A. (2021). Syn-tectonic Dipilto batholith (NW Nicaragua) linked to arc-continent collision: High- and room-temperature AMS evidence. *Tectonophysics*, 815, 229000. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2021.229000>
- García L., C., Oliva U., B., Román B., T., Casas, A. M., & Pérez L., F. (2013). Development of magnetic fabric in sedimentary rocks: insights from early compactional structures. *Geophysical Journal International*, 194(1), 182–199. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt098>
- Garzanti, E., (2019). Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth Sci. Rev.* 192, 545–563. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014>.
- Garzanti, E., Andò, S., Limonta, M., Fielding, L., & Najman, Y. (2018). Diagenetic control on mineralogical suites in sand, silt, and mud (Cenozoic Nile Delta): Implications for provenance reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 185, 122–139. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.010>
- Geology Is The Way. (s. f.). Cross-bedding. Recuperado de <https://geologyistheway.com/sedimentary/cross-bedding/>
- Goldhammer, R.K., (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F. eds., *Mesozoic sedimentary and International Geology Review 15 tectonic history of north-central Mexico*, Geological Society of America Special Paper, Vol. 340, 1–58.
- Hatcher, R. D. Jr. (2010). The Appalachian orogen: A brief summary. In R. P. Tollo, M. J. Bartholomew, J. P. Hibbard, & P. M. Karabinos (Eds.), *From Rodinia to Pangea: The lithotectonic record of the appalachian region* (pp. 1–19). Geological Society of America Special Paper 206
- Hay, W. W. (1996). Tectonics and climate. *Geologische Rundschau*, 85, 409–437.
- Hrouda, F. (2007). Magnetic susceptibility, anisotropy. In D. Gubbins & E. Herrero-Bervera (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (pp. 546–560). Springer.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103–116.
- Jackson, M. (1991). Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure and Applied Geophysics*, 136(1), 1–28. <https://doi.org/10.1007/BF00878885>
- Jackson, M., & Solheid, P. (2010). On the quantitative analysis and evaluation of magnetic hysteresis data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(4), 1–25. <https://doi.org/10.1029/2009GC002932>
- Kars, M., Aubourg, C., & Suárez-Ruiz, I. (2015). Neoformed magnetic minerals as an indicator of moderate burial: The key example of middle Paleozoic sedimentary rocks, West Virginia. *AAPG Bulletin*, 99(3), 389–401. <https://doi.org/10.1306/06301413006>

- Klitgord, K.D., and Schouten, H., (1986). Plate kinematics of the Central Atlantic in Vogt, P.R., and Tucholke, B.E. (eds.) *The Western North Atlantic Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. M, p. 351–378.
- Kodama, K. P. (2012). *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation*. John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118384138>
- Kolozsvári, I., Szabó, L. J., & Dévai, G. (2015). The anastomosing riverine channel system of the River Tisza around the villages Vilok, Nove Szelo and Tiszobikeny with the presentation of main-side-dead channels and backwater (Google Earth satellite image 04.05.2012). En Dragonfly assemblages in the upper parts of the River Tisza: a comparison of larval and exuvial data in three channel types. ResearchGate
- Kroner, U., Hahn, T., Romer, R. L., & Linnemann, U. (2007). The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian Zoned heterogeneous overprint of Cadomian/Palaeozoic Peri-Gondwana crust. In U. Linnemann, R. D. Nance, P. Kraft, & G. Zulauf (Eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avaloniane Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. Special Paper 423 (pp. 153–172). Geological Society of America.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., & Heslop, D. (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3), 269–276. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00367-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00367-3)
- Kuehn, R., Hirt, A. M., Biedermann, A. R., & Leiss, B. (2019). Quantitative comparison of microfabric and magnetic fabric in black shales from the Appalachian plateau (western Pennsylvania, U.S.A.). *Tectonophysics*, 765, 161–171. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.013>
- Labails, C., Olivet, J. L., Aslanian, D., & Roest, W. R. (2010). An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3–4), 355–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024>.
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Gehrels, G.E., and Amato, J.M., (2009) Provenance of upper cretaceous–Paleogene sandstones in the foreland basin system of the sierra madre oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, 1215–6, 820–836.
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), 159–162. <https://doi.org/10.1029/GL017i002p00159>
- Timothy F. L., Ronald C. B., Daniel F. S., Li L., (2021). Late Paleozoic (Late Mississippian–Middle Permian) sediment provenance and dispersal in western equatorial Pangea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 572.
- Malavieille, J. (1993). Late orogenic extension in mountain belts: Insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, 12(5), 1115–1130.
- Martini, M., Anaya G. J. A., Solari L., Bedoya, A., Zepeda M. M., & Villanueva A. U., (2021). The Matzitz Formation in southern Mexico: A record of Pangea final assembly or breakup

- initiation along inherited suture belts? *Basin Research*, 34(2), 727–747. <https://doi.org/10.1111/bre.12638>
- Martini, M., and Ortega G., F., (2018). Tectonostratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review: *Earth-Science Reviews*, v. 83, p. 38–55.
- Makaske, B. (2001). Anastomosing rivers: A review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth- Science Reviews*, 53(3– 4), 149– 196. [https://doi.org/10.1016/S0012 - 8252\(00\)00038 - 6](https://doi.org/10.1016/S0012 - 8252(00)00038 - 6)
- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., Fox, D. L., & Clyde, W. C. (2016). Magnetic minerals as recorders of weathering, diagenesis, and paleoclimate: A core–outcrop comparison of Paleocene–Eocene paleosols in the Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 452, 15–26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.029>
- McLean, J. R., & Jerzykiewicz, T. (1978). Cyclicity, tectonics, and coal: Some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau- Paskapoo Formations, Coal Valley area, Alberta, Canada. In A. D. Miall (Ed.), *Fluvial sedimentology* (Vol. 5, pp. 441– 468). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir.
- Meschede, M. (2005). Diagrama de discriminación tectónica Nb–Zr–Y para basaltos. Manuscrito inédito. En: Deutsche Geologische Gesellschaft – Geologische Vereinigung (DGGV). 3.1 Del valle del rift a la zona de dispersión. Recuperado de: <https://www.dggv.de/es/portfolio/3-1-rift-a-zona-dispersion/>
- Miall, A. D. (2006). *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology* (582p.). Springer.
- Mitchell, R. N., Zhang, N., Salminen, J., Liu, Y., Spencer, C. J., Steinberger, B., Murphy, J. B., & Li, Z. X. (2021). The supercontinent cycle. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2, 358–374.
- Moskowitz, B. M., Jackson, M., & Kissel, C. (1998). Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 157(3–4), 141–149. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00033-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00033-8)
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D., (2013). Potential geodynamic relationships between the development of peripheral orogens along the northern margin of Gondwana and the amalgamation of West Gondwana. *Mineralogy and Petrology*.
- Nance, R. D., Gutiérrez A., G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., & Woodcock, N. H. (2012). A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, 3(2), 125– 135. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.11.008>.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., & Santosh, M. (2014). The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Research*, 25, 4– 29. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.026>
- Novak, B., Housen, B., Kitamura, Y., Kanamatsu, T., & Kawamura, K. (2014). Magnetic fabric analyses as a method for determining sediment transport and deposition in deep sea sediments. *Marine Geology*, 356, 19–30. <https://doi.org/10.1016/J.MARGE.2013.12.001>

- Ortega G., F., Elías H., M., Morán Z., D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna G., L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico: 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>
- Parés, J. M. (2015). Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Frontiers in Earth Science*, 3, 4. <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2015.00004>
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina G. R., Graham, R., Weber, B. (2021). A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. Geological Society, London, Special Publications, 504(1), 29-76.
- Poole, F. G., Perry, W. J. Jr, Madrid, R. J., & Amaya M. R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. In T. H. Anderson, J. A. Nourse, J. W. McKee, & M. B. Steiner (Eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Vol. 393, pp. 543–596). Geological Society of America Special Paper.
- Ramírez C. M., Bedoya, A., Abdullin, F., Martini, M., Solari, L., & Ortega O., C. (2021). Triassic breakup of Pangea in southern Mexico: Thermochronological evidence from the Tianguistengo formation. *Geochemistry*, 81(3), 125776. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125776>
- Rathi, G., Sangode, S. J., Kumar, R., & Ghosh, S. K. (2007). Magnetic fabrics under high-energy fluvial regime of the Himalayan Foreland Basin, NW Himalaya. *Current Science*, 92(7), 933–944. <http://www.jstor.org/pbidi.unam.mx:8080/stable/24097674>
- Robertson, D. J., & France, D. E. (1994). Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 82(3–4), 223–234. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90074-4](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90074-4)
- Sagnotti, L. (2021). Rock magnetism and directional recording in the solid Earth. In H. K. Gupta (Ed.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (pp. 923–929). Springer Nature Switzerland AG. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-58631-7>
- Schettino, A., & Turco, E. (2009). Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. *Geophysical Journal International*, 178, 1078– 1097. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04186.x>
- Scotese, C. R. (2016). PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program (Dataset). PALEOMAP Project. <https://doi.org/10.5281/zenodo.10251792>
- Silva P. A. (1970). Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán. *Paleontología Mexicana*, 29, 1– 108.
- Silva R. G., Arellano G. J., Mendoza R. C., Nieto O. J., (2000) A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, n. 4–5, p. 429–442.

- Stampfli, G. M., von Raumer, J. F., Finger, F., & Veselá, P. (2013). Durbachites–Vaugnerites – a geodynamic marker in the central European Variscan orogen. *Terra Nova*, 25(5), 401–409. <https://doi.org/10.1111/ter.12071>
- Stachowska, A., Łoziński, M., Śmigielski, M., Wysocka, A., Jankowski, L., & Ziólkowski, P. (2020). Anisotropy of magnetic susceptibility as an indicator for palaeocurrent analysis in folded turbidites (Outer Western Carpathians, Poland). *Sedimentology*, 67(7), 3783–3808. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/sed.12770>
- Tabor, C. R., Feng, R. y Otto B. B. L. (2019). Climate responses to the splitting of a supercontinent: implications for the breakup of Pangea. *Geophysical Research Letters*, 46(11), 6059–6068.
- Tarling, D. H., & Hrouda, F. (1993). *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Springer.
- Tauxe, L. (2003). *Paleomagnetic Principles and Practice*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Tauxe, L. (2010). Chapter 7: Magnetic Anisotropy. In *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press.
- Tauxe, L., Banerjee, S. K., Butler, R. F., & van der Voo, R. (2010). *Essential of Paleomagnetism (Fifth Web Edition)*. University of California Press. <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>
- Trindade, R. I. F., Nguema, T. M. M., & Bouchez, J. L. (2001). Thermally enhanced mimetic fabric of magnetite in a biotite granite. *Geophysical Research Letters*, 28(14), 2687–2690. <https://doi.org/10.1029/2001GL013218>
- Villanueva A., U., Gerwert N., M., Juncal, M. A., & Diez, J. B. (2020). Paleobotanical and palynological evidence for the age of the Matzitzi Formation, Mexico. *Comptes Rendus Géoscience*, 352(6– 7), 515– 538. <https://doi.org/10.5802/crgeos.33>
- Weber, R. (1997). How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas, and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 225– 243.
- Worsley, T.R., Nance, R.D., Moody, J.B. (1986). Tectonic cycles and the history of the Earth's biogeochemical and paleoceanographic record. *Paleoceanography* 1, 233–263.

Anexo 1. Tablas de datos estructurales de todos los sitios y tipos de acortamiento

Tabla 1. Datos estructurales de los núcleos obtenidos en campo y de los especímenes obtenidos de cada uno, en donde Δx representa la dirección de máxima pendiente (Dip direction) de cada núcleo; Δx corrección es el dato de dip direction con la suma de los 3° de la declinación magnética; Inc: se refiere al dato de inclinación de cada muestra y en la parte de Especímen se especifica cuantos especímenes de cada núcleo se obtuvieron.

Localidad	Sitio /Descripción	Núcleos	Δx	Δx corrección	Inc	Especímen	Peso (g)	Medidas (cm)	Volumén (cm ³)
1	<p>1</p> <p>Coordenas: 14Q 0675654 mE, 2003707 mN</p> <p>Altura: 1609 m Fecha: 24/08/24</p> <p>Número de especímenes: 15</p>	24MTZ001	344	347	70	A	8.6	1.5	3.89
						B	28.2	2.2	8.36
						C	28.8	2.2	8.36
		24MTZ002	358	361	76	A	5.5	1	1.73
						B	27.4	2.2	8.36
						C	29	2.2	8.36
						D	29	2.2	8.36
		24MTZ003	000	003	76	A	13	1.5	3.89
						B	26.4	2.2	8.36
						C	28	2.2	8.36
		24MTZ004	019	022	74	A	28	2.2	8.36
						B	28	2.2	8.36
						3 trozos	1.8		
		24MTZ005	018	21	80	A	29	2.2	8.36
						B	28.7	2.2	8.36
C	28.7					2.2	8.36		
1 trozo	1								
2	<p>2</p> <p>Coordenadas: 14Q</p>	24MTZ006	042	045	44	A	28	2.1	7.62
						B	27.8	2.2	8.36
						4 trozos	5.4		
						A	24.9	2.1	7.62

	0675654 mE,					B	27.3	2.2	8.36
--	-------------	--	--	--	--	---	------	-----	------

	2003707 mN Altura: 1623m Fecha: 24/28/24 Número de especímenes: 12	24MTZ008	040	043	47	A	17.8	1.5	3.89		
						B	29	2.2	8.36		
		24MTZ009	040	043	42	A	28.3	2.2	8.36		
						B	28.6	2.2	8.36		
						1 trozo	7.3				
		24MTZ010	027	030	53	A	28.6	2.2	8.36		
						B	28.5	2.2	8.36		
						1 trozo	1.2				
		24MTZ011	027	030	34	A	19.5	1.9	6.24		
						B	28.9	2.2	8.36		
						1trozo	1				
		2	3 Coordenadas: 14Q 0679578 mE, 2007990 mN Altura: 1623 m Fecha: 24/08/24 Número de espeímenes: 7	24MTZ012	234	237	64	A	28.3	2.2	8.36
				24MTZ013	231	234	57	A	28.2	2.2	8.36
1 trozo	8.5										
24MTZ014	216			219	53	A	26.5	2.1	7.62		
						3 trozos	17.9				
24MTZ015	221			224	54	A	27.8	2.2	8.36		
						B	23	2.1	7.62		
24MTZ016	222			225	58	A	27.8	2.2	8.36		
						B	28	2.2	8.36		
24MTZ017	232			235	50	A	26.6	2.2	8.36		
						B	26	2.2	8.36		
4 Coordenadas: 14Q 0679566 mE, 2008008 mN Altura: 1623 m Fecha: 24/08/24 Número de especímenes: 14	24MTZ018			222	225	54	A	16	1.4	3.39	
							B	27.7	2.2	8.36	
		C	23.3				2.2	8.36			
	24MTZ019	228	231	49	A	17.7	1.5	3.89			
					B	28.4	2.2	8.36			
					C	27.7	2.2	8.36			
	24MTZ020	243	246	41	A	28	2.2	8.36			
					B	27.5	2.2	8.36			
					1 trozo	9.2	1.1				
	24MTZ021	226	229	46	A	1.6	1.5	3.89			
B					27.5	2.2	8.36				
C					28.3	2.2	8.36				
24MTZ022	219	222	46	A	23.6	2	6.91				
				B	28.1	2.2	8.36				

	<p>5</p> <p>Coordenadas: 14Q 0679526 mE, 2008021 mN</p> <p>Altura: 1623 m</p> <p>Fecha: 24/08/24</p> <p>Número de especímenes: 12</p>	24MTZ023	190	193	62	C	27.8	2.2	8.36
						A	28.4	2.1	7.62
						B	27.6	2.2	8.36
						2 trozos	5		
		24MTZ024	182	185	59	A	26.8	2.2	8.36
						B	28.7	2.2	8.36
						1 trozo	1		
		24MTZ025	181	184	57	A	18.1	1.8	5.60
						B	27.5	2.2	8.36
						C	27.2	2.2	8.36
		24MTZ026	212	215	53	A	18.6	1.6	4.42
						B	29	2.2	8.36
	C					28.6	2.1	7.62	
	24MTZ027	191	194	39	A	28.7	2.2	8.36	
					B	25.6	2.2	8.36	
					4 trozos	6.4			
	<p>6</p> <p>Coordenadas: 14Q 0679488 mE, 2008035 mN</p> <p>Altura: 1623 m</p> <p>Fecha: 24/08/24</p> <p>Número de especímenes: 18</p>	24MTZ028	197	200	41	A	19.8	2	6.91
						B	27.7	2.2	8.36
						C	28.3	2.2	8.36
		24MTZ029	195	198	39	A	21.5	2.1	7.62
B						28.5	2.2	8.36	
C						28	2.2	8.36	
24MTZ030		200	203	31	A	25.9	2.2	8.36	
					B	28.6	2.2	8.36	
					C	28	2.2	8.36	
					2 trozos	2.5			
24MTZ031		179	182	50	A	22.5	2.1	7.62	
					B	28.6	2.2	8.36	
					C	28	2.2	8.36	
					D	28.2	2.2	8.36	
					2 trozos	0.1			
24MTZ032		177	180	44	A	23.3	2.2	8.36	
					B	28.6	2.2	8.36	
					C	28.3	2.2	8.36	
	3 trozos								
24MTZ033	230	233	49	A	10	1.5	3.89		

						B	29	2.2	8.36
						C	27.2	2.2	8.36
3	7 Coordenadas: 14Q 0667716 mE, 2015881 mN Altura: 2050 m Fecha: 27/08/24 Número de especímenes: 14	24MTZ034	236	239	62	A	16	1.6	4.42
						B	26.8	2.2	8.36
						C	27.3	2.2	8.36
						1 trozo	0.7		
		24MTZ035	254	257	78	A	24.6	2.2	8.36
						B	29.2	2.2	8.36
						C	29	2.2	8.36
						1 trozo	0.7		
		24MTZ036	246	249	40	A	24.6	2.2	8.36
						B	29.1	2.2	8.36
						C	29.8	2.2	8.36
		24MTZ037	297	300	33	A	27.2	2.2	8.36
	B					18.2	1.8	5.60	
	24MTZ038	302	305	39	A	28	2.2	8.36	
					B	27.4	2.2	8.36	
					C	29.1	2.2	8.36	
					1 trozo	1.6			
	8 Coordenadas: 14Q 0667723 mE, 2015842 mN Altura: 2050 m Fecha: 27/08/24 Número de especímenes: 10	24MTZ039	225	228	37	A	27.5	2.2	8.36
B						29.8	2.2	8.36	
1 trozo						7.8			
24MTZ040		239	242	64	A	25	2.1	7.62	
					B	23.2	2.2	8.36	
24MTZ041		200	203	44	A	25.7	2.2	8.36	
					B	29	2.2	8.36	
					1 trozo	0.7			
24MTZ042		254	257	62	A	25.5	2.2	8.36	
					B	27.5	2.2	8.36	
24MTZ043	321	324	29	A	27.2	2.1	7.62		
				B	26.6	2.2	8.36		
				1 trozo	7				
9 Coordenadas: 14Q 0667730 mE,	24MTZ044	242	245	47	A	28	2.1	7.62	
					B	28.4	2.2	8.36	
	24MTZ045	249	252	48	A	15.6	1.5	3.89	
					B	29.8	2.2	8.36	

4	2015822 mN Altura: 2050 m Fecha: 27/08/24 Número de especímenes: 10	24MTZ046	246	249	39	A	14.8	2.2	8.36
						B	29.5	1.5	3.89
		24MTZ047	275	278	23	A	27.6	2.2	8.36
						B	28.9	2.2	8.36
						1 trozo	1.3		
		24MTZ048	259	262	69	A	27.8	2.2	8.36
						B	30	2.2	8.36
		25MTZ049	119	122	16	A	28	2	6.91
						B	28	2.1	7.62
						C	27.4	2	6.91
				D	14	1	1.73		
	10a Coordenadas: 14Q 670356 mE, 2010387 mN Altura: 1760 m Fecha: 20/02/25 Número de especímenes: 18	25MTZ050	96	99	18	A	26.8	2.2	8.36
					B	29.4	2.2	8.36	
					C	18	1.3	2.92	
25MTZ051		164	167	48	A	26.1	2.1	7.62	
					B	28	2	6.91	
					C	27.4	2.1	7.62	
					Moneda	4.6	0.4	0.28	
25MTZ052		149	152	33	A	27.4	2.2	8.36	
					B	28.6	2	6.91	
					C	28.5	2	6.91	
					Moneda	6.7	0.5	0.43	
25MTZ053		161	164	44	A	22.2	2.2	8.36	
					B	30.1	2	6.91	
					C	29.2	2.2	8.36	
					D	15.2	1	1.73	
25MTZ054		165	168	43	A	21.2	2.2	8.36	
					B	28.4	2.2	8.36	
					C	21.6	1.5	3.89	
	10b Coordenadas: 14Q 670356 mE, 2010387 mN Altura: 1760 m	25MTZ055	160	163	41	A	21.7	2.2	8.36
					B	24.2	2	6.91	
25MTZ056		149	152	44	A	25.2	2.1	7.62	
					B	28.8	2.2	8.36	
					C	27.2	2	6.91	
				Moneda	8.4	0.6	0.62		
	25MTZ057	147	150	39	A	27.1	2.2	8.36	

Fecha: 20/02/25 Número de especímenes: 21					B	28.7	2.1	7.62
					C	28.7	2	6.91
					Moneda	7.0	0.5	0.43
	25MTZ058	163	166	36	A	23.8	2	6.91
					B	25.7	2	6.91
					C	27.7	2	6.91
	25MTZ059	155	158	39	Moneda	8.6	0.5	0.43
					A	25.3	2.2	8.36
					B	28.5	2.1	7.62
	25MTZ060	149	152	34	C	28.1	2	6.91
					A	27.2	2.1	7.62
					B	28.4	2.1	7.62
	25MTZ061	179	182	45	C	28.9	2.2	8.36
A					26.5	2.2	8.36	
B					28.2	2.1	7.62	
C					68.1	2.1	7.62	
11 Coordenadas: 14Q 670426 mE, 2010340 mN Altura: 1758 m Fecha: 20/02/25 Número de especímenes: 15	25MTZ062	160	163	41	D	18.1	1.4	3.39
					A	27.4	2.2	8.36
					B	29	2.1	7.62
	25MTZ063	149	152	44	C	66.9	2	6.91
					A	28	2.2	8.36
					B	28.2	2.1	7.62
	25MTZ064	147	150	39	C	29.2	2.2	8.36
					A	29.4	2.2	8.36
					B	28.6	2	6.91
	25MTZ065	163	166	36	C	28.7	2.2	8.36
A					28.5	2.1	7.62	
B					28.2	2.1	7.62	
25MTZ066	155	158	39	C	29.7	2.1	7.62	
				A	29.2	2.2	8.36	
				B	28.7	2.1	7.62	
12	25MTZ067	86	89	29	C	29.2	2.2	8.36
					A	26	2.2	8.36
					B	27.9	2.1	7.62
25MTZ068	166	169	43	A	20.2	1.6	4.42	
					A	25.2	2.1	7.62

Coordenadas: 14Q 640432 mE, 2010343 mN Altura: 1758 m Fecha: 20/02/25 Número de especímenes: 15	25MTZ069	67	70	21	B	23.5	2.1	7.62
					C	27.2	2.1	7.62
					4 Trozos	6.4		
					A	28	2.2	8.36
	25MTZ070	221	224	16	A	26.5	2.2	8.36
					B	27.3	2.1	7.62
					C	27.6	2.2	8.36
	25MTZ071	139	142	22	A	28	2.2	8.36
					B	28.2	2.1	7.62
					C	26.5	2.1	7.62
Moneda					3			
13 Coordenadas: 14Q 670312 mE, 2010090 mN Altura: 1747 m Fecha: 20/02/25 Número de especímenes: 16	25MTZ072	58	61	11	A	28.8	2.1	7.62
					B	28.5	2.2	8.36
					C	24.2	1.8	5.60
	25MTZ073	66	69	12	A	28.8	2.2	8.36
					B	27.2	2	6.91
					C	18.4	1.5	3.89
	25MTZ074	290	293	3	A	28	2.2	8.36
					B	28.0	2.1	7.62
					C	29.2	2.1	7.62
	25MTZ075	321	324	7	A	25.4	2.2	8.36
					B	22.2	2	6.91
					1 trozo	6.2	1.5	
	25MTZ076	169	172	16	A	27.4	2.2	8.36
B					27.4	2	6.91	
C					27.6	2.2	8.36	
A					26.2	2.1	7.62	
25MTZ077	184	187	6	B	20.8	2.1	7.62	
				5 Trozos	2.2			
				A	25.9	2.2	8.36	
14 Coordenadas: 14Q 670312 mE,	25MTZ078	280	283	7	B	28	2.1	7.62
					C	15.1	2	6.91
					A	27.9	2.1	7.62
	25MTZ079	96	99	11	B	27.4	2.2	8.36

2010090 mN Altura: 1747 m Fecha: 20/02/25 Número de especímenes: 12					C	14	1.3	2.92	
	25MTZ080	139	142	6	A	26.9	2.2	8.36	
					B	26.8	2.1	7.62	
	25MTZ081	124	127	2	A	27.6	2.2	8.36	
					B	28.1	2.2	8.36	
	25MTZ082	182	185	5	A	26.6	2.2	8.36	
					B	26.8	2.1	7.62	
					C	18	1.4	3.39	
	15 Coordenadas: 14Q 670312 mE, 2010090 mN Altura: 1747 m Fecha: 20/02/25 Número de especímenes: 16	25MTZ083	28	31	6	A	28.9	2.2	8.36
						B	28.2	2.1	7.62
C						28.1	2	6.91	
D						18.4	1.5	3.89	
25MTZ084		70	73	7	A	28.5	2.2	8.36	
					B	28.5	2.1	7.62	
					C	29	2.1	7.62	
					Moneda	6.1	0.4	0.28	
25MTZ085		228	231	13	A	24.6	2.1	7.62	
					B	29.1	2.2	8.36	
					C	27.4	2.1	7.62	
					Moneda	4.5	0.4	0.28	
25MTZ086		133	136	34	A	28.2	2.2	8.36	
					B	28.5	2.1	7.62	
					C	26.9	2.2	8.36	
					Moneda	3.1	0.4	0.28	
25MTZ087	124	127	33	A	29.2	2.2	8.36		
				B	29.2	2.2	8.36		
				C	25.2	1.8	5.60		

Tabla 2A. Datos estructurales de la S0 medida a partir de la superficie de estratificación de la llanura de inundación.

Datos estructurales de S0 de campo					
Sitios	Dato crudo de campo		Dato declinado (+3°)		Promedio
	Rumbo (Strike)	Buzamiento (Dip)	Rumbo (Strike)	Buzamiento (Dip)	
1	28	29	31	29	035/30
	53	27	56	27	
	16	39	19	39	
	20	25	23	25	
	24	23	27	23	
	38	37	41	37	
	15	32	18	32	
60	30	63	30		
2	16	39	19	39	019/39
3	255	16	257	16	258/24
	245	15	248	15	
	298	23	301	23	
	280	20	283	20	
	260	32	263	32	
	258	20	261	20	
	209	40	212	40	
	308	25	311	25	
	230	35	233	35	
	245	40	248	40	
260	20	263	20		
4	281	24	284	24	277/20
	293	28	296	28	
	271	14	274	14	
	233	18	236	18	
5	240	18	243	18	248/26
	253	19	256	19	
	254	20	257	20	
	296	18	299	18	
	254	20	257	20	
	234	44	237	44	
225	48	228	48		
6	267	30	270	30	269/28
	264	26	267	26	
7	165	28	168	28	160/29
	179	38	182	38	
	110	32	113	32	
	143	32	146	32	
	170	28	173	28	
172	25	175	25		
8	174	22	177	22	177/22
9	175	12	178	12	178/12
10a	79	90	82	90	082/90
10b	79	90	82	90	082/90
11	64	68	67	68	067/68
12	64	68	67	68	067/68
13	76	77	79	77	079/77
14	68	70	71	70	071/70
15	70	78	73	78	073/78

Tabla 2B. Datos estructurales de paleocorrientes medidas a partir del plano de *foresets* en canales datos crudos medidos en campo, datos declinados en gabinete y datos restaurados a la paleohorizontal con ayuda de los datos de la S0 de la tabla 2A.

Paleocorrientes						
Sitios	Dato crudo de campo		Dato declinado (+3°)		Dato restaurado	Promedio
	Rumbo (Strike)	Buzamiento (Dip)	Rumbo (Strike)	Buzamiento (Dip)	Rotada a mano	
1	319	37	322	37	282/37	282/33
	319	37	322	37	294/45	
	334	31	337	31	253/24	
	342	40	345	40	213/25	
	337	30	340	30	289/23	
	12	40	15	40	331/29	
	296	40	299	40	279/60	
	324	32	327	32	288/45	
3	264	36	267	36	252/16	268/07
	278	26	281	26	055/07	
	278	30	281	30	312/13	
	235	36	238	36	326/16	
	246	47	249	47	223/40	
	217	32	220	32	073/15	
5	217/28	28	220	28	186/30	193/25
	225/36	36	228	36	202/20	
10a	248	65	251	65	60/28	039/25
	236	80	239	80	15/25	
10b	222	50	225	50	047/50	044/40
	238	69	241	69	040/30	
11	78	64	81	64	092/12	078/16
	58	85	61	85	069/21	
12	68	74	71	74	100/08	100/08
Se midieron en total 23 datos de paleocorrientes en 7 sitios diferentes.						

Tabla 2C. Datos estructurales de las fallas medidas en campo, con su respectivo dato declinado y su rotación realizada con los datos de S0 de la tabla 2A.

Fallas						
Sitios	Dato crudo de campo		Dato declinado (+3°)		Dip	Promedio
	Rumbo (Strike)	Buzamiento (Dip)	Rumbo (Strike)	Buzamiento (Dip)	Rotada a mano	
3	141	78	144	78	142/06	297/35
	305	60	308	60	318/55	
	164	62	167	62	161/80	
	332	82	335	82	339/63	
	144	64	147	64	145/87	
	153	68	156	68	153/88	
	334	90	337	90	149/68	
	292	90	295	90	328/66	
	320	90	323	90	323/90	
	237	86	240	86	237/47	
	337	87	340	87	341/83	
	320	90	323	90	249/70	
	330	90	333	90	336/87	
	320	85	323	85	326/75	
4	295	79	298	79	303/46	256/42
	229	66	232	66	216/56	
5	142	74	145	74	140/78	140/78
9	320	60	323	60	220/45	113/09
	139	68	142	68	054/52	
Se midieron un total de 19 datos de fallas en 4 sitios diferentes.						

Tabla 3. Interpretación de los tipos de acortamiento dependiendo del tipo de fábrica AMS. Obtenida de Parés (2015).

Tipo de fábrica AMS	Proceso dominante	Tipo de compactación / acortamiento	Geometría del elipsoide AMS	Características de la fábrica magnética	Interpretación estructural
Tipo I	Sedimentario	Compactación sedimentaria primaria (vertical)	Oblada	Kmin normal al plano de estratificación; Kmax y Kint dispersos dentro del plano de la cama	Compactación por carga litostática; ausencia de acortamiento tectónico
Tipo IIa	Mixto (sedimentario + tectónico)	Inicio de acortamiento tectónico (LPS incipiente)	Oblada → transicional	Competencia entre plano de estratificación y plano de acortamiento; Kmax paralelo a la intersección de ambos planos; Kmin define una guirnalda	Registro temprano del acortamiento horizontal previo a clivaje
Tipo IIb	Mixto (tectónico dominante)	Acortamiento tectónico progresivo (LPS)	Transicional (oblada–prolada)	Kmax bien definido; Kmin formando una guirnalda inclinada; anisotropía controlada por deformación	Acortamiento penetrativo sin expresión macroscópica clara
Tipo III	Tectónico	Acortamiento tectónico penetrativo	Prolada	Kmin paralelo al eje de máximo acortamiento; Kmax paralelo a la intersección entre planos tectónicos	Deformación tectónica bien desarrollada, cercana a clivaje incipiente
Tipo IV (cuando se reconoce)	Tectónico avanzado	Deformación intensa con clivaje	Prolada (control tectónico)	AMS dominada por clivaje; Kmax paralelo a la intersección clivaje–estratificación	Deformación avanzada, post-compactación