



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

DEFORMACIÓN DE LA FORMACIÓN MÉNDEZ EN EL BORDE
ORIENTAL DE LA PLATAFORMA VALLES-SAN LUIS POTOSÍ,
ESTADOS DE QUERÉTARO Y SAN LUIS POTOSÍ

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:



ANDREA BILLARENT CEDILLO

TUTOR

DR. GUSTAVO TOLSON JONES

2017

Ciudad Universitaria, CDMX



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de Datos del Jurado

1. Datos del alumno
Billarent
Cedillo
Andrea
57 61 33 14
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
309013457
2. Datos del tutor
Dr.
Gustave Izard
Tolson
Jones
3. Datos del sinodal 1
M. en C.
Alberto
Vásquez
Serrano
4. Datos del sinodal 2
Dra.
Elisa
Fitz
Díaz
5. Datos del sinodal 3
M. en C.
Bernardo Ignacio
García
Amador
6. Datos del sinodal 4
Ing.
José Teodoro
Hernández
Treviño
7. Datos del trabajo escrito
Deformación de la Formación Méndez en el borde oriental de la Plataforma Valles-
San Luis Potosí, estados de Querétaro y San Luis Potosí
76 p.
2017

Índice

Agradecimientos

Resumen/ Abstract

Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Introducción	1
1.2 Localización.....	2
1.3 Hipótesis	3
1.4 Objetivos.....	4
1.5 Metas.....	4
Capítulo 2. Marco Geológico	5
2.1 Introducción	5
2.2 Estratigrafía	6
2.3 Geología Estructural	13
Capítulo 3. Marco Teórico	16
3.1 Deformación	16
3.2 Mecanismos de deformación	16
3.3 Zonas de cizalla	22
3.4 Rocas de falla (rocas de zona de cizalla)	25
3.5 Zonas de cizalla en el CPCM (límites entre plataforma y cuenca).....	26
Capítulo 4. Metodología	28
4.1 Trabajo de campo, gabinete y laboratorio.....	28
4.2 Análisis petrográfico	28
4.3 Análisis de las vetas en lámina delgada	29
4.3 Análisis estructural	30
Capítulo 5. Resultados	31
5.1 Petrografía de la Formación Méndez	31
5.2 Vetas en la zona de falla del contacto entre la Formación Méndez y la plataforma Valles-SLP	37
5.3 Petrografía de la Formación San Felipe/Agua Nueva y Formación Chicontepec	43
5.4 Orientación de estructuras	45
Capítulo 6. Discusión	58
6.1 Mecanismos de deformación en el espacio y tiempo.....	58
6.2 Historia de deformación de la Formación Méndez.....	65
Capítulo 7. Conclusiones	69
Referencias	70

Agradecimientos

Beware of the man who works hard
to learn something, learns it, and
finds himself no wiser than before.

Kurt Vonnegut

A la U.N.A.M. por abrirme sus puertas y convertirse en un segundo hogar, también al Instituto de Geología por facilitarme el uso de las instalaciones y equipos.

Al Dr. Gustavo Tolson por sus certeras observaciones para este trabajo y a su proyecto PAPIIT IN115314 por financiar las campañas de campo.

A los sinodales: la Dra. Elisa Fitz, el Ing. Teodoro Hernández y el M. en C. Bernardo García por tomarse el tiempo para revisar esta tesis, aportando sus conocimientos para mejorarla.

En especial quiero agradecer al M. en C. Alberto Vásquez por su apoyo y sobre todo su paciencia.

A las personas que me acompañaron a campo: Lilian, Arturo, Dulce, Rebeca y las chicas de Vulca.

Al Dr. Fernando Núñez por ayudarme a identificar fósiles y al técnico Joaquín Aparicio Aparicio por su ayuda con la laminación de las muestras.

A todos mis amigos y a Sebas por hacer mis días más felices, los quiero mucho <3

A mis padres por su esfuerzo de todos los días. A mi hermana porque me motiva a ser una mejor persona. A mis abuelos por su cariño y apoyo. A toda mi familia porque son mucho más que sólo tías, tíos y primos, para mí son otros padres y otros hermanos, los quiero mucho.

A todas esas personas que sembraron y siguen sembrando en mi corazón el amor a las Ciencias de la Tierra.

Resumen

En la región centro-este del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), la Formación Méndez aflora en el borde entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y la Cuenca Tampico-Misantla (CTM) y a lo largo de toda la CTM. En este trabajo se describen las características litológicas y estructurales de la Formación Méndez en dos zonas de estudio: una en el borde entre la PVSLP y la CTM, en las inmediaciones de la Cabalgadura Lobo-Ciénega y otra en la parte oriental de la CTM, en las inmediaciones de la Cabalgadura de Tamazunchale. Mediante un análisis sistemático de las estructuras geológicas a escala mesoscópica y microscópica en la Formación Méndez se pudieron reconocer los mecanismos de deformación que actuaron en las distintas zonas. Los mecanismos microscópicos de deformación dominantes en la Formación Méndez en el borde entre facies son tanto frágiles como dúctiles, mientras que en la parte oriental de la CTM dominan los mecanismos frágiles; a escala mesoscópica en ambas porciones dominan las estructuras frágil-dúctiles, principalmente los pliegues. La posición de las rocas dentro del cinturón, así como los contrastes litológicos juegan un papel importante en la intensidad y los patrones de deformación observados en ambas zonas de estudio. Los patrones de deformación también presentan variaciones en áreas pequeñas, bajo la cabalgadura Lobo-Ciénega se pudo ver que hay cambios de volumen de la Formación Méndez a rumbo, por lo que se separó en zonas delgadas y gruesas; en estas últimas los patrones de deformación son diferentes y las estructuras cambian según su distancia a la cabalgadura. A partir del trabajo cartográfico, petrográfico y estructural se propuso una historia de deformación para la Formación Méndez en ambas zonas de estudio, que considera 5 etapas de deformación con periodos de actividad e inactividad de las fallas, dentro del marco de una deformación progresiva.

Abstract

In the east-central region of the Mexican fold-and-thrust belt (MFTB), the Méndez Formation outcrops in the border between the Valles-San Luis Potosí Platform (VSLPP) and the Tampico-Misantla Basin (TMB), and throughout the TMB. In this work the lithologic and structural characteristics of the Méndez Formation are described in two study areas: one is located in the border between the VSLPP and the TMB, in the footwall to the Lobo-Ciénega thrust and the other in the eastern region of the TMB, in the footwall to the Tamazunchale thrust. The deformation mechanisms that worked in the study areas were recognized based on a systematic analysis of the geologic structures in mesoscopic and microscopic scale.

The predominant microscopic deformation mechanisms in the Méndez Formation at the border between facies are fragile and ductile, whilst in the eastern portion of the TMB the fragile mechanisms dominate. In mesoscopic scale the fragile-ductile structures prevail, mainly folds. The position of the rocks inside the belt, as well as the lithological contrasts play a significant role in the intensity and the deformation patterns observed in both study areas. The deformation patterns also show variability in small areas. In the footwall to the Lobo-Ciénega thrust, volume change occurs along strike direction, therefore this area was divided in thin and thick zones; in the latter the deformation patterns are different and the structures change according to the distance from the thrust. From the cartographic, petrographic and structural work, a deformation history for the Méndez Formation was proposed for both study areas, which considers 5 deformation stages with activity and inactivity periods of the faults, within the framework of a progressive deformation.

Capítulo 1. Introducción

1.1 Introducción

En límites de placas convergentes, la interacción de las placas resulta en la formación de montañas u orógenos. Como consecuencia del acortamiento tectónico horizontal de la corteza superior durante la orogénesis, se produce una serie de cabalgaduras, pliegues kilométricos y sus estructuras mesoscópicas asociadas, todas estas estructuras forman un cinturón de pliegues y cabalgaduras (*Marshak y Wilkerson, en van der Pluijm y Marshak, 2004*). Comprender la evolución de un orógeno, y por lo tanto de los cinturones de pliegues y cabalgaduras, es relevante porque éstos representan grandes sistemas hídricos que proveen de agua dulce a una gran parte de la población mundial o puede actuar como una “cocina” de hidrocarburos si las rocas contienen materia orgánica. Así mismo, la dinámica del orógeno determina si estos fluidos migran o quedan atrapados en una zona u otra. Además, los cinturones de pliegues y cabalgaduras son una fuente de minerales y materiales de construcción (*Cox et al., 1986; Viviroli y Weingartner, 2004; Picotti et al., 2007*).

La orogénesis es un proceso de gran relevancia en México, pues prácticamente todo el país está conformado por un gran orógeno: el orógeno mexicano (*Fitz-Díaz et al., 2017*). El traspais de este gran orógeno se encuentra al oeste de México y está conformado por el terreno Guerrero, compuesto por rocas de cuenca oceánica acrecionadas, complejos volcano-sedimentarios y complejos metamórficos (*Centeno-García, 2008*). El antepais del orógeno se encuentra al este del país y está conformado por el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), compuesto principalmente por rocas carbonatadas del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío deformadas por acortamiento durante el Cretácico Tardío y hasta el Eoceno (*Carrillo-Bravo, 1971; Suter, 1980, 1984 y 1987; Aranda et al., 2000; Eguluz de Antuñano et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2014*).

La estratigrafía en el área del CPCM durante el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano se componía de plataformas y cuencas carbonatadas intercaladas lateralmente, cuyo origen se relaciona con la apertura del golfo de México (*Goldhammer, 1999; Eguluz de Antuñano et al., 2000*). La Cuenca Tampico Misantla (CTM) es la cuenca más externa o alejada del traspais en este sistema de elementos paleogeográficos (*Suter, 1980 y 1987*). Durante el Cretácico Tardío se depositaron en la CTM rocas calcáreas de ambientes marinos profundos (*Carrillo-*

Bravo, 1971; Arz et al., 2001; López-Doncel 2003). Una de estas unidades es la Formación Méndez, objeto de estudio de esta tesis.

La Fm. Méndez forma parte del sistema de depósitos sintectónicos de la cuenca de antepaís del orógeno Mexicano. La mayoría de los sedimentos sintectónicos en el CPCM tiene un fuerte aporte de material siliciclástico, por ejemplo la Fm. Soyatal, Fm. Caracol y la Fm. Mineral de Pozos (*Hernández-Juáregui, 1997; Ortega-Flores et al., 2014; Fitz-Díaz et al., 2017*). Sin embargo la Fm. Méndez, que constituye la parte más joven y alejada del traspais de este sistema de depósitos sintectónicos, es diferente al resto de las unidades. En las rocas de la Fm. Méndez en el área de estudio de esta tesis, no se observan fuertes evidencias de depósitos fluviales o de sistemas deltaicos (no hay aporte de material terrígeno o volcánico), tampoco se observan secuencias tipo flysch como las que presentan las turbiditas sintectónicas de la Fm. Soyatal y la Fm. Caracol (*Carrillo-Bravo, 1971; Suter, 1987; Hernández-Juáregui, 1997*). En realidad se trata de turbiditas calcáreas, ricas en foraminíferos planctónicos y pobres en macrofauna, depositadas en ambientes marinos profundos (*Carrillo-Bravo 1971; Suter, 1984; Arz et al., 2001*).

En este trabajo se describirán a detalle las características litológicas, los mecanismos de deformación que actúan a escala micro- y mesoscópica, así como los patrones de deformación observados en la Fm. Méndez en diferentes zonas seleccionadas de la CTM. Ello ayudará a comprender cómo fue el desarrollo de las estructuras y las condiciones tectónicas, que las propiciaron. Este trabajo es una contribución al conocimiento sobre la deformación de los sedimentos sintectónicos de la Fm. Méndez en el frente del CPCM.

1.2 Localización

La zona de estudio abarca un área al este del estado de Querétaro y otra al sur del estado de San Luis Potosí, ambas se encuentran cerca de la frontera con el estado de Hidalgo (Figura 1.1). El acceso principal para la primer área de estudio es por la carretera federal no. 120 Xilitla-Jalpan de Serra; posteriormente se toma la desviación a la carretera no. 85 Matapla-Tamazunchale para llegar a la segunda área de estudio.

Una de las áreas de estudio se localiza en el límite entre la PVSLP y la CTM entre los -99.13° y los -99.09° de longitud y entre los 21.27° y 21.15° de latitud; delimitada al norte por la carretera 120 Xilitla-Jalpan de Serra y al sur por el río Moctezuma. A esta zona se le denomina transecto Lobo-Tangojé, al estar entre los pueblos El Lobo y Tangojé (Figura 1.1, recuadro 1).

La otra área de estudio se localiza al norte de Tamazunchale, entre los -98.81° y los -98.76° de longitud y entre los 21.29° y los 21.28° de latitud; específicamente se encuentra a lo largo de los caminos que van de Palictla a Ixteamel y de Palictla a Cuixcuatitla. A esta zona se le denomina transecto Ixteamel en este trabajo (Figura 1.1, recuadro 2).

Como parte del análisis, también se analizaron muestras fuera del área de estudio para comparar las características litológicas de la Fm. Méndez, las cuales corresponden al área del recuadro 3 en la Figura 1.1.

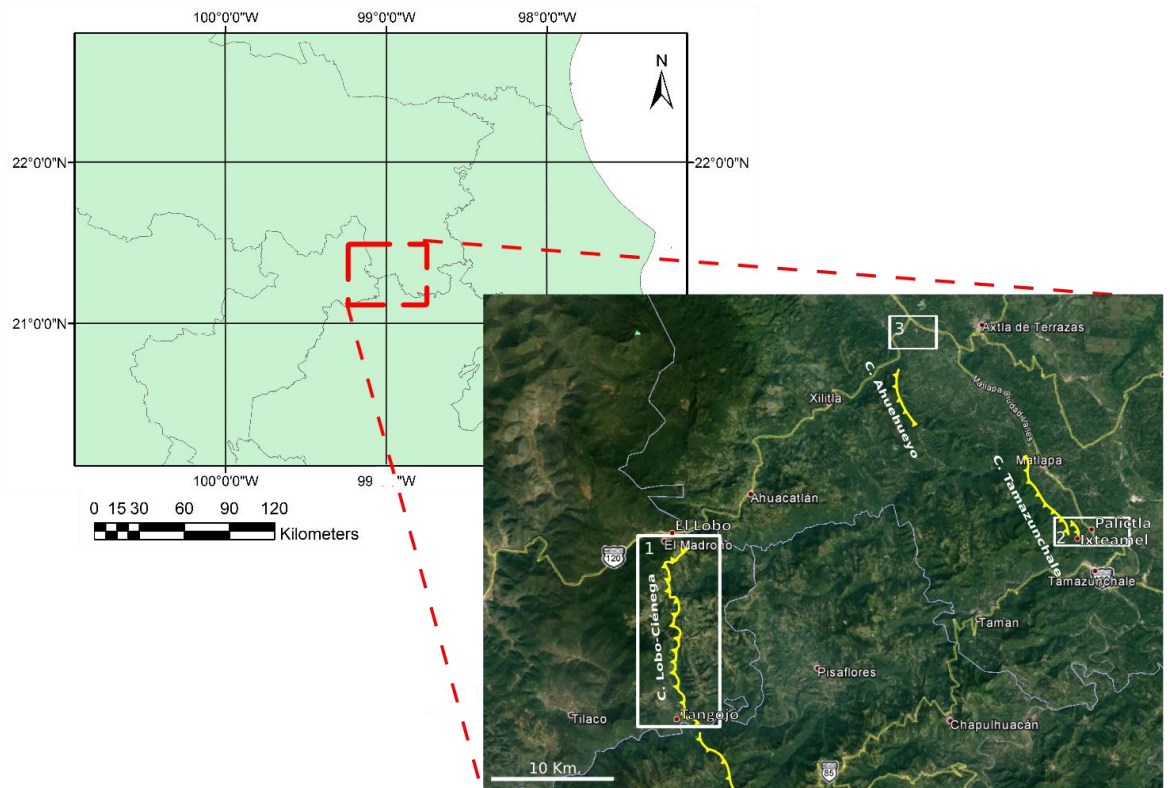


Figura 1.1. Localización del área de estudio. En la imagen a detalle se señalan en rectángulos las áreas donde se estudió a detalle a la Fm. Méndez; también se indica la localización de las cabalgaduras mayores.

1.3 Hipótesis

Las estructuras observadas en diferentes afloramientos de la Formación Méndez a lo largo de la CTM muestran variaciones en la intensidad de la deformación y en los mecanismos mesoscópicos que distribuyen dicha deformación. Mediante un análisis sistemático de las estructuras geológicas a escala mesoscópica y microscópica en la Formación Méndez, se puede conocer su historia de

deformación y la influencia que tienen los contrastes mecánicos/litológicos en los patrones de deformación observados en diferentes zonas de la CTM.

1.4 Objetivos

General

Analizar los mecanismos de deformación que actuaron en las rocas de la Formación Méndez en distintas zonas de la CTM y proponer una historia de deformación en el área de estudio, así como analizar la influencia de los contrastes mecánicos en los patrones de deformación.

Específicos

- Realizar un análisis detallado de la deformación a escala microscópica y mesoscópica de la Formación Méndez.
- Determinar la variación en los patrones de deformación producida por las cabalgaduras imbricadas localizadas en la frontera entre la PVSLP y la CTM; y compararla en zonas de estudio menos deformadas.
- Entender y explicar los efectos en los patrones de deformación que se producen por efecto de cizalla localizada.
- Proponer una historia de deformación de la Formación Méndez en el área de estudio.

1.5 Metas

- Colectar los datos estructurales necesarios en las áreas de estudio, analizarlos y mostrarlos de forma clara en un marco de evolución.
- Realizar dos mapas geológicos de las áreas de estudio y las secciones que sean necesarias.
- Realizar la petrografía de las muestras colectadas en campo y reconocer las microestructuras que las afectan.

- Realizar un análisis sistemático de las vetas a escala micro y mesoscópica en la zona de cizalla del contacto entre la PVSLP y la Formación Méndez para analizar la dinámica de la deformación en esa área.
- Analizar y comparar las variaciones de las estructuras mesoscópicas en ambas áreas de estudio.

Capítulo 2. Marco Geológico

2.1 Introducción

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), cuyo rasgo fisiográfico más prominente es la Sierra Madre Oriental (SMO), es la prolongación al sur del antepaís del Cinturón Cordillerano (CC) (Figura 2.1) (Coney et al. 1980; Eguiluz de Antuñano et al. 2000; English y Johnston, 2004). Éste se extiende desde Alaska en E.U.A. hasta el sureste de México y es producto de la actividad de la placa Farallón en subducción en el límite oeste de la placa de Norteamérica durante el Jurásico hasta el Cenozoico Temprano (Coney et al., 1980; Dickinson et al., 1978; Livaccari et al., 1981; DeCelles, 2004; English y Johnston, 2004).

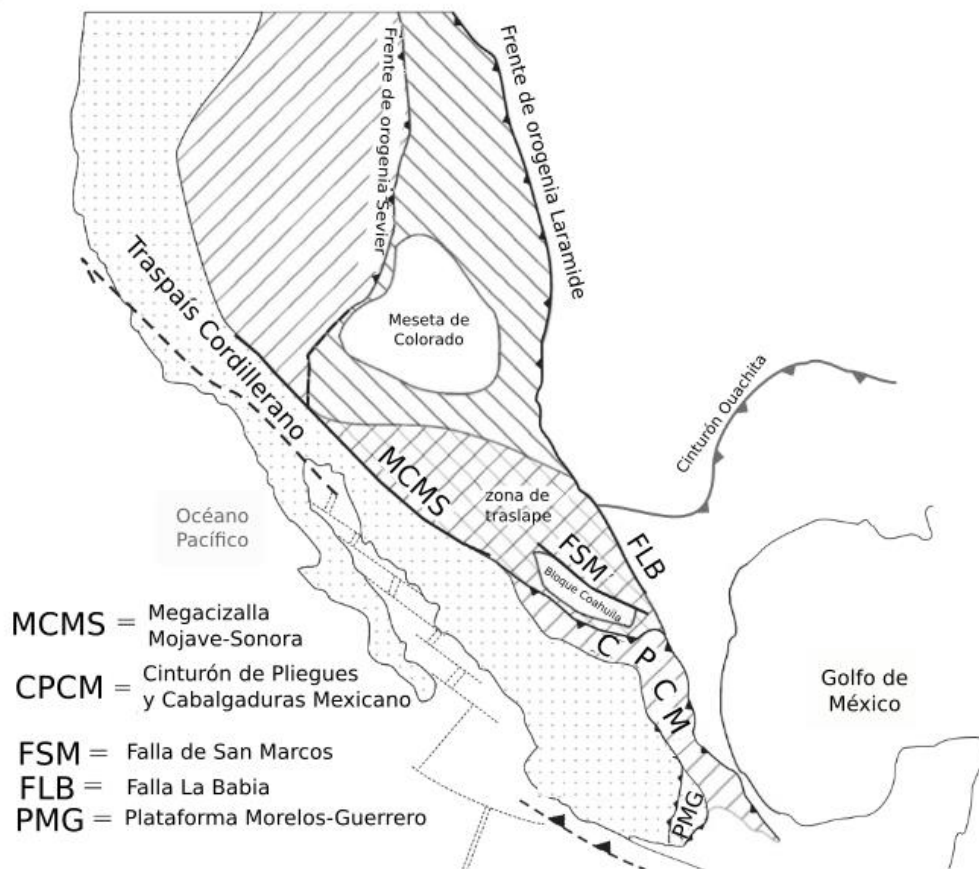


Figura 2.1 Mapa tectónico del suroeste de Norteamérica donde se muestran los rasgos tectónicos mayores. Modificado de Fitz-Díaz et al., 2012.

La arquitectura que actualmente se observa en el CPCM es el resultado de la interacción de las rocas carbonatadas depositadas en cuencas y plataformas desarrolladas durante el Jurásico Tardío y el Cretácico, en el antepaís del orógeno mexicano. El origen de las plataformas y cuencas se relaciona con un evento de transtensión, generado por la apertura del Golfo de México durante el Jurásico medio y Tardío (*Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano et al., 2000*). Este evento de transtensión provocó fallas normales que dejaron altos y bajos topográficos. Durante el Jurásico *Tardío* y hasta la mitad del Cretácico (Albiano-Cenomaniano), los altos topográficos formaron plataformas carbonatadas; mientras que los bajos topográficos evolucionaron a cuencas marinas profundas (*Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano et al., 2000*).

El área de estudio se encuentra en la parte más externa de la zona centro-este del CPCM, donde las rocas se deformaron entre el Cretácico *Tardío* y el Eoceno con un estilo de deformación de piel delgada (*Eguiluz de Antuñano et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2012*). En esta zona los depósitos de la Fm. Méndez se encuentran expuestos y muestran interesantes patrones de deformación que varían según su posición dentro de la CTM

2.2 Estratigrafía

2.2.1 Plataforma Valles-San Luis Potosí

La plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) es una de las estructuras paleogeográficas que se desarrolló en la porción centro-nororiental de México, actualmente se encuentra distribuida en los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo y Querétaro (*Carrillo-Bravo, 1971; Suter 1984 y 1990*).

Los depósitos de la PVSLP se desarrollan sobre rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas que fueron previamente plegadas y falladas. Sobre estas rocas se depositaron sedimentos marinos del Jurásico *Tardío* (Fm. Santiago) y rocas evaporíticas del Cretácico *Temprano* (Fm. Guaxcamá). Durante la mitad del Cretácico (Albiano-Cenomaniano), la PVSLP tuvo su mayor expansión y desarrollo, debido al depósito de sedimentos de plataforma (calizas de tipo arrecifal de la Fm. El Abra, facies el Abra y Taninul), y sus equivalentes de talud (facies Tamabra) (*Carrillo-Bravo 1971; Suter, 1984; López-Doncel 2003*). Durante el Cretácico Tardío se depositaron los sedimentos sintectónicos de la Formación Soyatal sobre las calizas de la Fm. El Abra en la margen occidental de la PVSLP. La actividad ígnea, que se desarrolló en la PVSLP por lo general es de tipo intrusivo y de edad Cenozoica (*Suter, 1984 y 1987*). Las unidades estratigráficas que constituyen a la PVSLP tienen un espesor promedio de 2000 m (*Suter, 1987*). En la Tabla 2.1 se

muestra un resumen de las características más importantes de la estratigrafía en la PVSLP. En la Figura 2.1 se observa la columna estratigráfica de la PVSLP.

2.2.2 Cuenca Tampico-Misantla

Así como la PVLSP, la CTM es un elemento paleogeográfico del Cretácico que se desarrolló en la porción centro-nororiental de México, actualmente se encuentra distribuida en los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo, Veracruz y Puebla (*Carrillo-Bravo, 1971; Suter, 1987 y 1990; Goldhammer, 1991*)

La estratigrafía de la CTM consta de rocas precámbricas como basamento, seguidas por rocas pre-Cretácicas que consisten de capas rojas de conglomerado, arenisca y limolita del Jurásico Medio (Fm. Cahuasas) y por areniscas del Jurásico Tardío (Fm. Huizachal) (*Carrillo-Bravo, 1971; Suter, 1987*). A inicios del Jurásico Tardío comenzó un incremento en el nivel del mar o una transgresión por lo que se depositaron calizas micríticas y lutitas (Fm. Santiago, Fm. Pimienta y Fm. Tamán) (*Suter, 1986*). Durante el Cretácico Temprano las condiciones de depósito en aguas profundas prevalecieron depositando *mudstone* y *wackestone* de la Fm. Tamaulipas (*Suter, 1984 y 1987*). Aunado a las condiciones de depósito profundas, a inicios del Cretácico Tardío, se registra un evento anóxico y bajo estas condiciones se deposita *wackestone* de la Fm. Agua Nueva (*Núñez-Useche et al., 2016*). En el Cretácico Tardío (del Coniaciano al Maestrichtiano Tardío), la Fm. San Felipe y la Fm. Méndez (considerada depósito sintectónico), presentan aporte de material clástico que probablemente fue transportado por corrientes de contorno, por lo cual, además de contener calizas pelíticas, en algunas zonas se puede encontrar lutita y grauvaca (*Carrillo-Bravo, 1971; Suter, 1984 y 1987; Padilla-y-Sánchez, 2007*). Durante el Paleoceno y hasta el Eoceno Temprano se depositaron secuencias de turbiditas en aguas someras (en ambientes de abanicos submarinos) de la Fm. Velasco y la Fm. Chicontepec (*Suter, 1987; Santillán-Piña y Aguayo-Camargo, 2010*). En la Tabla 2.2 se muestra un resumen de las características más importantes de la estratigrafía en la CTM. En la Figura 2.1 se observa la columna estratigráfica de la PVSLP.

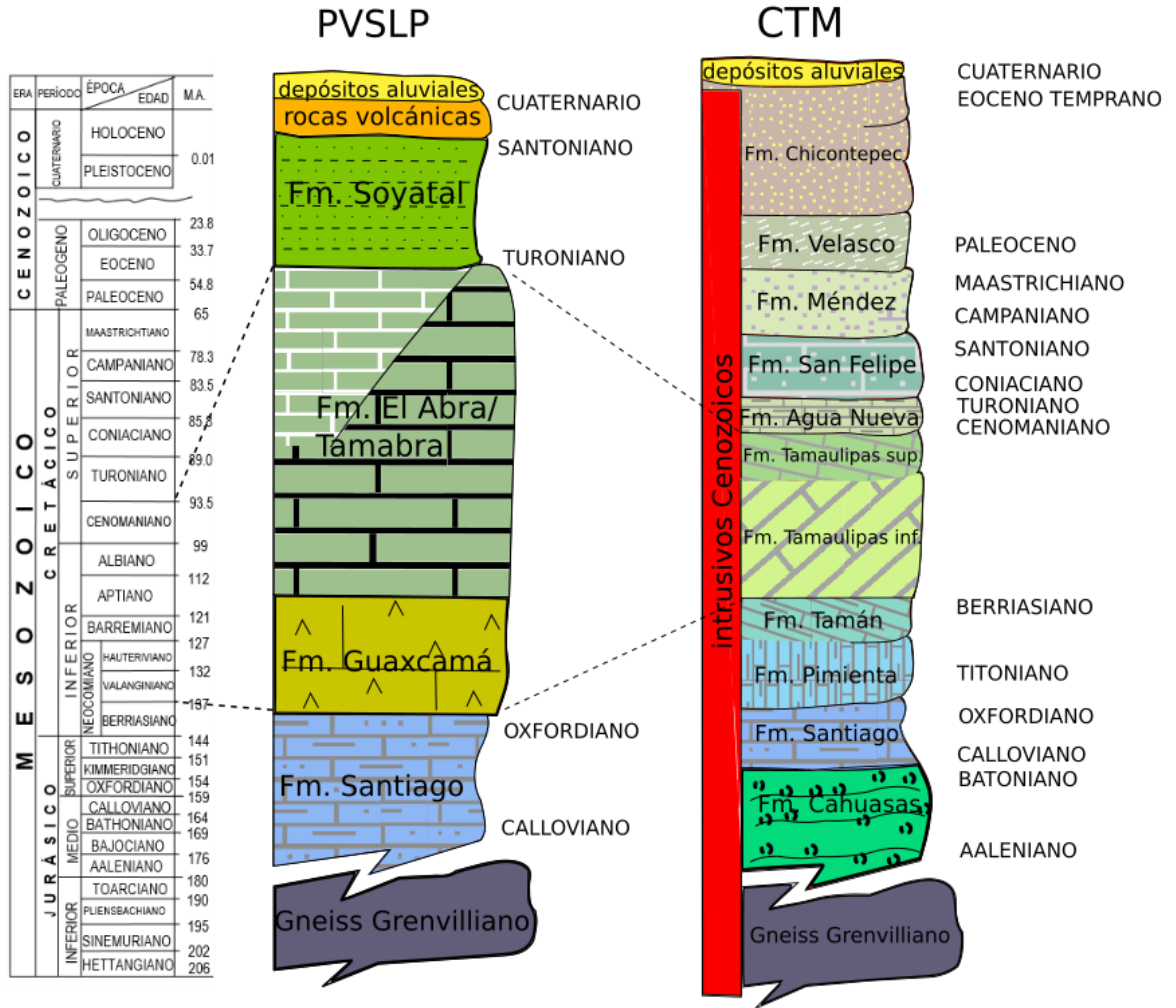


Figura 2.1. Columnas estratigráficas de la PVSLP y de la CTM. Modificado de (Suter, 1987).

Tabla 2.1 Descripciones de la litología en la PVSLP

Formación	Espesor promedio (m)	Edad	Descripción
Reciente	-	-	Depósitos aluviales y fluviales. ³
Rocas intrusivas	-	Cenozoico ⁵	Intrusivos y diques dioríticos-granodioríticos y máficos. ³
Formación Soyatal	300 ^{1,4}	Tauroniano-Santoniano ^{1,4}	Secuencia de turbiditas de arenisca fina, limo, lutita y margas interestratificadas con capas esporádicas de caliza micrítica color gris oscuro. Su color de intemperismo es pardo-amarillo y gris con tintes verdes. ⁴
Formación El Abra	2000 ^{1,6}	Albiano-Cenomaniano ^{1,6}	Caliza con intraclastos de estratificación gruesa a delgada y color gris claro en superficie fresca. Los intraclastos son angulosos con fósiles de aguas someras y fragmentos procedentes del borde arrecifal. ⁵
			Facies de borde de plataforma con caliza arrecifal de estructura masiva y alta porosidad de color crema-amarillo. Parcialmente dolomitizada. ^{1,3}
			Caliza lagunar de estratificación gruesa o en ocasiones de estructura masiva de color gris claro al intemperismo, con dolomía que se encuentra generalmente en la porción basal de la formación y caliza dolomítica en el borde de esta facies. ¹
Formación Guaxamá	300 ¹	Berriasiano-Aptiano ^{1,2}	Secuencia de evaporita de aspecto bandeado con esporádicos estratos de caliza y dolomía. ¹
Gneiss	-	Grenvilliano	Gneiss de facies de granulita

Grenvilliano	(Mesoproterozo ico) ^{1,2}	(constituye el basamento cristalino continental). ¹
--------------	------------------------------------	--

Las edades reportadas se obtuvieron mediante bioestratigrafía. Los espesores se obtuvieron a partir de observaciones en campo. La información se obtuvo de Carrillo-Bravo, 1971¹; Suter 1987²; Suter, 1990³; Hernández-Jáuregui, 1997⁴; López-Doncel, 2003⁵; Santamaría et al., 1990 en Ortega-Flores, 2011⁶

Tabla 2.2 Descripciones de la litología en la CTM.

Formación	Espesor promedio (m)	Edad	Descripción
Formación Chicontepec	600- 2000 ¹⁴	Paleoceno tardío - Eoceno temprano ²	Secuencia de areniscas con estratificación media a delgada intercalada con lutitas. ¹⁴ En la zona de estudio se clasificó como una marga arenosa o <i>quartz-wacke</i> con estratificación media a delgada intercalada con lutita.
Formación Velasco	80 ⁶	Paleoceno Temprano ¹³	Secuencia rítmica de arenisca y lutita con estratificación delgada ligeramente calcárea. ^{6,13}
Formación Méndez	250-500 ^{4,6}	Campaniano Temprano – Maestrichtiano Tardío ^{1,7,11}	En el área de estudio, la Fm. Méndez se clasificó como una <i>wackestone</i> con estratificación delgada (10 a 30cm) de color gris, marrón con tintes grises y gris con tintes verdes. El color de intemperismo de las rocas varía de un marrón con tintes amarillos y grises a un gris con tintes verdes.
Formación San Felipe	100 ^{1,6}	Coniaciano-Santoniano ⁷	Caliza arcillosa con estratificación delgada de color verde con tintes grises, intercalada con arenisca, limolita y lutita calcárea de color verde Tiene horizontes de bentonita. ³ <i>Wackestone</i> con estratificación mediana a delgada (15-40 cm) de color gris con tintes verdes y azules, y marrón con tintes grises.

Formación Agua Nueva	100 ^{4,6}	Cenomaniano-Turoniano ^{7,12}	Caliza arcillosa o <i>wackestone</i> con estratificación delgada de color gris oscuro, con nódulos y bandas de pedernal negro. Presenta intercalaciones de lutita calcárea con clivaje de lápiz, de color negro. Ocasionalmente se intercalan horizontes de bentonita de color verdoso. Intemperiza en tono gris con tintes amarillos. ^{3,4,7}
Formación Tamaulipas Superior	300 ⁶	Albiano Temprano-Medio-Cenomaniano ⁷	<i>Mudstone-wackestone</i> de estratificación delgada con frecuentes bandas de pedernal. ^{3,5}
Formación Tamaulipas Inferior	350 ⁶	Berriasiano – Hauteriviano ⁷	<i>Mudstone-wackestone</i> de estratificación media a gruesa de color gris claro. Contiene nódulos de pedernal. ^{5,7}
Formación Tamán	300 ⁶	Kimmeridgiano-Titoniano temprano ^{3,9}	<i>Wackestone</i> de estratificación delgada con algunas bandas de pedernal. ^{1,4}
Formación Pimienta	300-500 ⁶	Titoniano-Berriasiano ¹²	<i>Wackestone</i> de estratificación muy delgada intercalada con lutita carbonosa. ⁴
Formación Santiago	300 ⁶	Calloviano medio – Oxfordiano tardío ^{3,9}	Secuencia de <i>wackestone</i> de estratificación delgada a media, intercalada con capas de lutita carbonosa y calcárea. ⁴
Formación Cahuasas	600 ⁶	Aaleniano-Batoniano ⁹	Secuencia estratificada de arenisca, conglomerado y limolita de color rojo. ^{1,4}

Las edades reportadas se obtuvieron mediante bioestratigrafía. Los espesores se obtuvieron a partir de observaciones en campo. La información se obtuvo de Carrillo-Bravo, 1971¹; Gamper, 1977²; Suter, 1984³, Suter, 1987⁴; Carrillo-Martínez, 1989⁵; Suter, 1990⁶; Santamaría et al., 1990 en Ortega-Flores, 2011⁷; Cantú-Chapa, 1998⁸; Ochoa-Camarillo et al., 1998⁹; Goldhammer, 1999¹⁰; Arz et al., 2001¹¹; López-Doncel, 2003¹²; Alzaga-Ruiz, 2009¹³; Santillán-Piña y Aguayo-Camargo, 2011¹⁴.

2.2.3 Formación Méndez

La primera descripción de la Fm. Méndez fue hecha por Jeffreys en 1910, quien acuña su nombre y la describe como una marga intercalada con capas irregulares de arenisca y caliza (*Léxico Estratigráfico de México del S.G.M., Abril 2007*). Carrillo-Bravo (1971) describe esta unidad como lutita y marga gris y gris con tintes verdes con estratificación mediana que alterna con capas delgadas de bentonita blanca. Según las descripciones de Suter (1980), la Fm. Méndez es una caliza arcillosa amarillo-marrón intercalada con delgadas capas de lutita y arenisca. Otros autores mencionan que tiene un alto aporte de material terrígeno (*Carrillo-Martínez, 1981; Padilla y Sánchez, 2007*), aunque no presentan ningún análisis de procedencia de sedimentos.

En el área de estudio, la Fm. Méndez se clasificó como una *wackestone* con un alto contenido de foraminíferos, con estratificación mediana (los espesores de los estratos varían de 10 a 30 cm) de color gris, marrón con tintes grises y gris con tintes verdes. El color de intemperismo de las rocas varía de un marrón con tintes amarillos y grises a un gris con tintes verdes.

El espesor de la Fm. Méndez es muy irregular, Muir (1936) (*en el Léxico Estratigráfico de México del S.G.M., Abril 2007*), reporta 300 m en su localidad tipo. La localidad tipo se encuentra ubicada a 300 m al este de la estación Méndez, en el estado de Veracruz, sobre el ferrocarril Tampico-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971). Carrillo-Bravo (1971), menciona que en la región de San Nicolás-La Concha, en el Sinclinal de Valles, el espesor de la Formación Méndez varía de 150 a 300 m; y en el margen sureste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (sureste de Aquismón, San Luis Potosí) varía de 500 m a poco más de 1000 m. Suter (1990) considera que hacia el poniente de Ahuatitlán, S.L.P., el espesor varía entre 300 y 400 m; en Tamazunchale, S.L.P., al norte del río Moctezuma considera un espesor de 500 m y en el flanco inferior de la Cabalgadura Lobo-Ciénega, calcula un espesor de 250 m. Los espesores que se obtuvieron en este trabajo concuerdan con los de Suter (1990): al norte de Tamazunchale el espesor calculado es de 600 m y en el flanco inferior de la Cabalgadura Lobo-Ciénega el espesor varía de los 50 m a los 300 m.

Los contactos de la Formación Méndez en el área de estudio son tectónicos y estratigráficos. En el área cercana al límite entre la PVSLP y la CTM (recuadro 1 de la Figura 1.1), la cabalgadura Lobo-Ciénega pone a la Fm. El Abra sobre la Fm. Méndez. En el área próxima a la cabalgadura de Tamazunchale (recuadro 2 de la Figura 1.1), ésta pone a la Fm. Tamaulipas y a la Fm. San Felipe sobre la Fm. Méndez. En lo concerniente a los contactos estratigráficos, la Fm. Méndez sobreyace concordante y transicionalmente a la Fm. San Felipe y subyace discordantemente a la Fm. Velasco y a la Fm. Chicontepec.

La edad de la Fm. Méndez ha sido constreñida del Campaniano *Temprano* al Maastrichiano *Tardío* con base en su contenido microfaunístico (principalmente por foraminíferos planctónicos) y su posición estratigráfica (*Carrillo-Bravo, 1971; Arz et al., 2001; Santamaría-Orozco et al., 1990, en Ortega-Flores, 2010*).

El depósito de la Fm. Méndez corresponde a una etapa de subsidencia y de incremento del nivel del mar (*Suter 1984, 1987; Fitz-Díaz et al., 2017*). Según *Arz et al. (2001)* las rocas de esta formación en la zona de Coxquihui, Veracruz, se depositaron en un medio batial profundo, a unos 1000-1500 m de profundidad durante el límite Cretácico-Paleógeno. La Fm. Méndez se correlaciona cronológicamente con la parte superior de la Fm. Soyatal y la parte superior de la Fm. Caracol (también sedimentos sintectónicos) (*Santamaría-Orozco et al., 1990, en Ortega-Flores, 2010*).

2.3 Geología Estructural

2.3.1 Estructuras mayores y mesoscópicas en la plataforma Valles-San Luis Potosí.

La mayoría de las estructuras en la PVSLP reflejan deformación frágil dominada por cabalgaduras (Figura 2.2), lo que implica que hubo desplazamientos grandes (de cientos de metros hasta de 1 km) pero poco acortamiento interno (*Suter, 1984 y 1987; Ortega-Flores, 2011; Fitz-Díaz et al., 2012*). La deformación es penetrativa a escala kilométrica, y a escala métrica se distinguen clivaje, vetas y estilolitas. A escala de grano la deformación se concentra en zonas de cizalla (*Fitz-Díaz et al., 2012*). La mayoría de los pliegues en la PVSLP son por flexión de falla y por propagación de falla (*Suter, 1980; Suter, 1987; Contreras y Suter, 2015*). El rumbo de las cabalgaduras es NW-SE con un promedio de 150° (Figura 2.2) (*Suter, 1990; Ortega-Flores 2011*). Las lineaciones indican una dirección de transporte al 050-060° (*Fitz-Díaz et al., 2012*). La PVSLP se sobrepone a la CTM a través de una serie de cabalgaduras imbricadas (*Contreras y Suter, 2015*).

2.3.1 Estructuras Mayores y Mesoscópicas en la Cuenca Tampico-Misantla

En la CTM se pueden observar estructuras que corresponden a dos fases de deformación (*Fitz-Díaz et al., 2012 y 2014*). Las estructuras predominantes pertenecen a la primera fase y son las de mayor magnitud. Esta deformación es distribuida en cabalgaduras, pliegues, vetas, clivaje y pequeños dúplex (*Suter, 1980, 1984 y 1987; Ortega-Flores, 2011; Fitz-Díaz et al., 2012*).

Las cabalgaduras mayores tienen un rumbo constante NW-SE e inclinación hacia el SW que va de los 27° a los 50°. La inclinación de las cabalgaduras disminuye hacia el antepaís. Los desplazamientos verticales que acomodan éstas fallas son del orden de 400-800 m (*Ortega-Flores, 2011*). Hay cabalgaduras de menor magnitud que acomodan desplazamientos a escala mesoscópica en las diferentes unidades de la CTM. La mayoría de estas estructuras se comportan de forma similar a las cabalgaduras mayores, con rumbo NW-SE y con planos que buzcan al SW (*Ortega-Flores, 2011*). Las estrías en los planos de falla indican una dirección de transporte tectónico hacia el NE (*Ortega-Flores, 2011; Fitz-Díaz et al., 2012*).

Los pliegues varían en estilo, al oeste de la CTM se ven pliegues isoclinales y al este los pliegues son más abiertos. La mayoría de los pliegues son de tipo *chevron*, excepto los más cercanos a la PVSLP los cuales son muy apretados y muestran charnelas engrosadas y flancos atenuados (*Ortega-Flores, 2011; Fitz-Díaz et al., 2012*). Ortega-Flores (2011) menciona que en las capas más calcáreas se pueden encontrar pliegues tipo *chevron* (clase 1B) y pliegues de clase 1C, mientras que en las capas menos competentes se pueden ver pliegues de clase 3 (según la clasificación de pliegues de Ramsay y Hubert, 1987).

Al norte de Tamazunchale, se tiene a la cabalgadura de Tamazunchale con un rumbo NW-SE. Esta estructura involucra varias unidades, en la zona de estudio el bloque de techo está conformado por las formaciones Tamaulipas Inferior y Superior, las cuales se sobreponen a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Es posible encontrar cabalgaduras subordinadas como la que se encuentra en el transecto Ixteamel (recuadro 2 de la Figura 1.1), donde se tiene a la Formación San Felipe cabalgando a la Formación Méndez (*Suter, 1980, 1987; Ortega-Flores, 2011*).

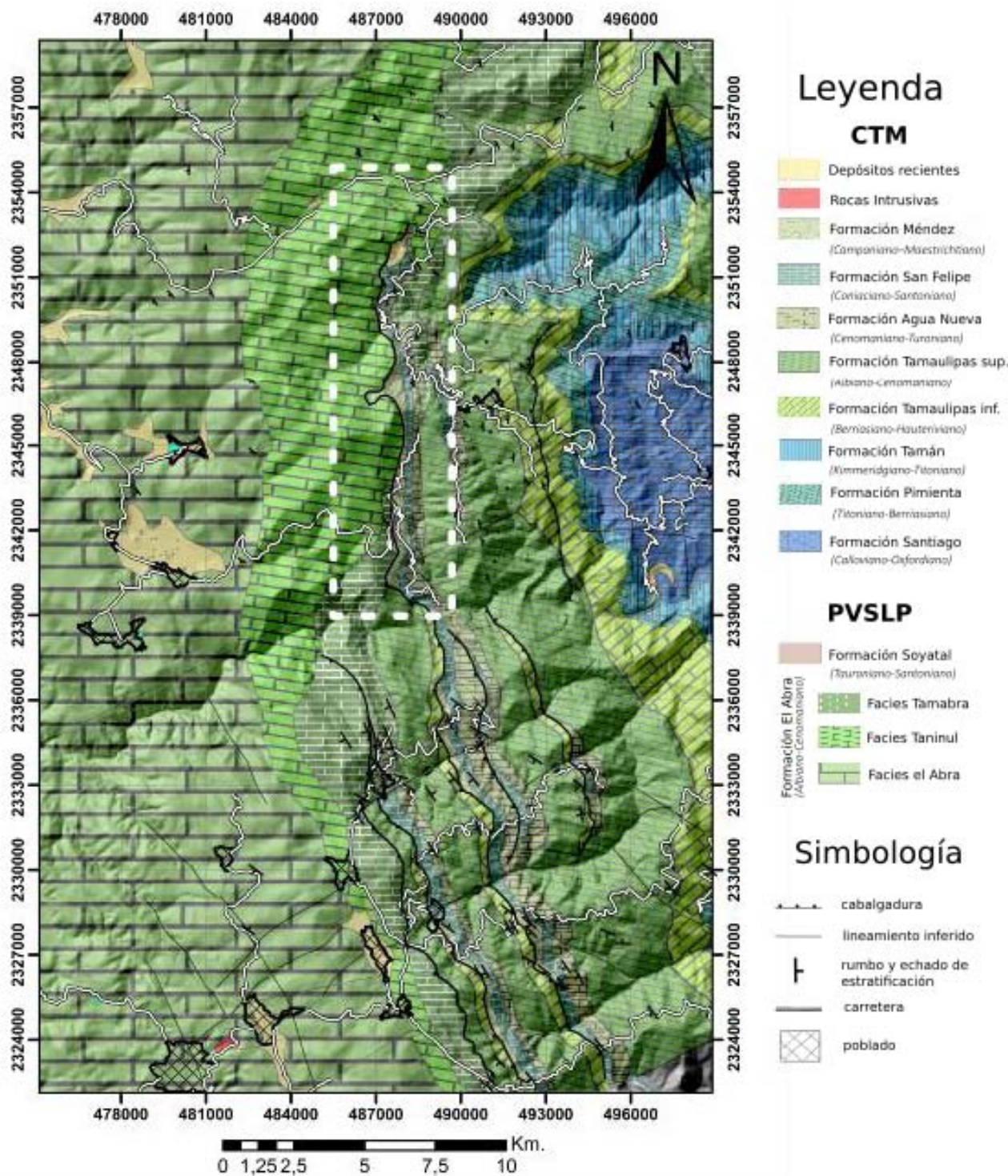


Figura 2.2. Mapa con la localización de las estructuras mayores en la frontera entre la PVSLP y la CTM. El área dentro de la línea punteada del mapa es la misma que la del recuadro 1 de la Figura 1.1. Modificado de los mapas de Suter, 1990 y Ortega-Flores, 2011.

Capítulo 3. Marco Teórico

3.1 Deformación

En geología estructural, la deformación se define como la transformación de un cuerpo con una geometría inicial a una final por medio de movimientos de traslación y rotación (de cuerpo rígido), distorsión interna y cambios de volumen (*van der Pluijm y Marshak, 2004; Fossen, 2010*). Así mismo, se puede decir que la deformación representa la diferencia geométrica entre el estado no deformado y deformado de un objeto (*Fossen, 2010*). Por ejemplo, al aplastar una esfera, la geometría final que se obtiene es un elipsoide, la deformación es evidenciada por este cambio de forma o distorsión interna.

3.1.1 Deformación Homogénea y Heterogénea

La deformación es homogénea cuando es igual en todo el volumen de roca. Si una roca tiene marcadores lineales que inicialmente son rectos y paralelos, y después de un evento de deformación permanecen rectos y paralelos entonces la deformación es homogénea. Por otro lado, cuando no se cumplen dichas condiciones, la deformación es heterogénea. Es importante considerar que la escala en la que se observa la deformación puede determinar si ésta se observa como homogénea o heterogénea (*Means, 1976; Fossen, 2010*). Por ejemplo, se sabe que en una zona de cizalla domina la deformación heterogénea. Sin embargo, se puede encontrar evidencias de deformación homogénea si se observa a una escala más pequeña (*Fossen, 2010*).

3.2 Mecanismos de deformación

La deformación en las rocas puede acomodarse mediante diversos mecanismos a escala microscópica (granos individuales) y mesoscópica. Los mecanismos involucrados dependen de factores como la mineralogía, composición del fluido intergranular, tamaño de grano, orientación preferente de la red cristalina, porosidad, permeabilidad, temperatura, presión litostática, esfuerzo diferencial, presión de fluido y la tasa de distorsión impuesta externamente (*Passchier y Trouw, 2005*). Estos mecanismos pueden variar con el tiempo durante la deformación progresiva según la posición de las rocas dentro del sistema que está siendo deformado. Las estructuras de deformación que se observan actualmente

en una roca, reflejan los mecanismos que actuaron en algún momento de la historia de deformación de ésta (*Fossen, 2010*).

3.2.1 Mecanismos a escala microscópica

Durante la deformación de un cuerpo de roca hay procesos que ocurren a escala atómica hasta una escala de agregados de granos, que promueven un cambio de forma o de volumen. En la corteza superior o a una tasa de distorsión alta predominan los mecanismos frágiles como el fracturamiento, el deslizamiento friccional, el flujo granular y el flujo cataclásico. A niveles más profundos de la corteza o en regímenes plásticos, las rocas se deforman a través de varios mecanismos cristal-plásticos y de difusión: maclado, *kinking* y dislocaciones intracristalinas, así como disolución por presión y difusión en la frontera de los granos (*Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*). Los mecanismos relevantes para el desarrollo de este trabajo son la disolución por presión, el maclado y *kinking*, por lo que se describirán a continuación:

- Disolución por presión

Aunque la mayoría de los mecanismos de difusión suceden bajo condiciones de alta temperatura o alta presión, la disolución por presión y la consecuente transferencia de material en solución son procesos dominantes en condiciones diagenéticas hasta de metamorfismo de bajo grado, donde los fluidos son abundantes (*Passchier y Trouw, 2005*).

La disolución por presión es un proceso que ocurre en una pequeña película de fluido en las fronteras de los granos, también se le puede llamar difusión húmeda y se considera un mecanismo plástico (*Rutter, 1983; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*). La disolución por presión está localizada donde el esfuerzo en el grano es alto, esto suele ocurrir donde los granos están en contacto a lo largo de superficies que se encuentran a un ángulo alto respecto a la dirección de acortamiento instantáneo. Por ejemplo, en una arenisca donde los granos están en contacto, la celda mineral del grano cerca de los puntos de contacto se comprime mucho más fuerte que en otras partes, y como resultado el material se disuelve cerca de estos puntos de contacto y es depositado en sitios con un bajo esfuerzo diferencial (Figura 3.1 a) (*Rutter, 1983; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*).

- Maclado y *Kinking*

El maclado mecánico es un mecanismo cristal-plástico que puede acomodar una cantidad limitada de distorsión en una sola dirección cristalográfica. Durante el maclado los enlaces atómicos se reacomodan, es decir, la red cristalina rota debido a esfuerzos de cizalla en la dirección en la que sus átomos se desplacen lo menos posible (*van der Pluijm y Marshak, 2004; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*). El plano de maclado o la frontera de la macla, es un plano de simetría (con una orientación cristalográfica específica para cada mineral) para las porciones del cristal “doblado” que son separadas por esa macla. La orientación ideal para la formación de un plano de maclado mecánico es donde el esfuerzo de cizalla sea máximo, lo cual sucede a 45° del esfuerzo principal (Figura 3.1 b). El maclado ocurre cuando el esfuerzo de cizalla que actúa sobre el plano de maclado supera un valor crítico, diferente para cada mineral, por ejemplo para la calcita ese valor crítico es de 10 MPa (*van der Pluijm y Marshak, 2004; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*).

El maclado es común en minerales con baja simetría como la calcita y las plagioclasas. Las maclas de deformación usualmente tienen forma curva, tabular o muestran un patrón “parchado” (*van der Pluijm y Marshak, 2004; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*).

El *kinking* es muy similar al maclado, la diferencia reside en que éste acomoda la deformación en la dirección paralela al esfuerzo máximo principal y no se limita a planos cristalográficos específicos. El *kinking* ocurre cuando la red cristalina no soporta más acortamiento generado por el deslizamiento de un plano cristalográfico, y por lo tanto la red cristalina se pliega o dobla bruscamente. Al doblarse la red cristalina, la deformación se concentra en las bandas de *kinking*, lo cual permite que el acortamiento en el cristal continúe (Figura 3.1 c) (*Vernon, 2004; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*).

El *kinking* es común en cristales anisotrópicos, los cuales usualmente tienen un solo plano de deslizamiento preferencial (p. ej. una superficie del cristal donde es más sencillo acomodar desplazamiento) como las micas, aunque también ocurre en minerales con varios planos de deslizamiento como cuarzos, feldespato, anfíboles y otros (*Vernon, 2004*).

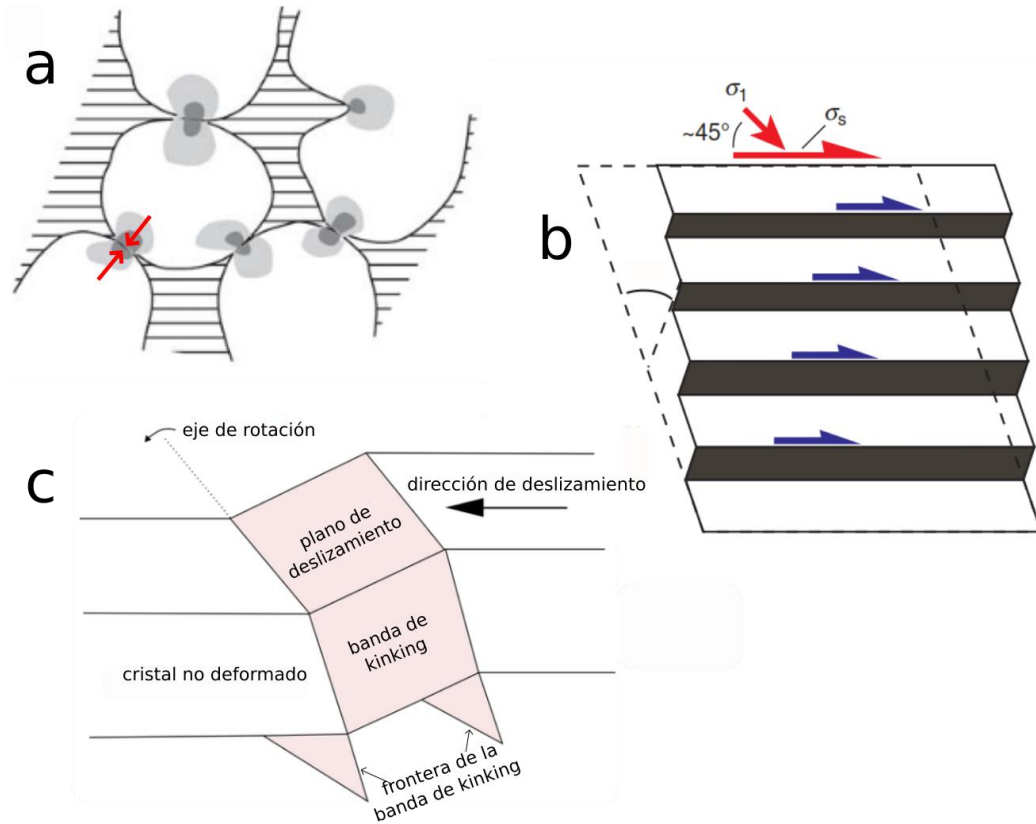


Figura 3.1. **a**, Granos rodeados por un fluido; en los puntos de contacto entre granos, el esfuerzo diferencial es alto lo que produce disolución por presión. **b**, Mecanismo de maclado; el plano de cizalla se encuentra a 45° del esfuerzo principal y las bandas negras han sido cizalladas. **c**, Mecanismo de *kinking*; el deslizamiento sobre el plano no es suficiente para acomodar el acortamiento por lo que la red cristalina se dobla alrededor del eje de rotación. Modificado de *Vernon, 2004; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*

3.2.2 Mecanismos a escala mesoscópica/ Estructuras de deformación

En la naturaleza encontramos diversas estructuras debido a las diferentes propiedades mecánicas de las rocas, condiciones de presión y temperatura y a los diferentes mecanismos de deformación a microescala, mediante los cuales puede cambiar la estructura interna, forma y volumen de las rocas (*Fossen, 2010*). Cuando se repiten las características geométricas en la configuración de estructuras geológicas (por deformación) se puede hablar de un patrón de deformación.

Las estructuras se pueden clasificar bajo diferentes parámetros, uno de ellos es según el grado de cohesión mesoscópica durante la deformación. Bajo este parámetro se tienen estructuras:

- Frágiles: formadas por la ruptura de enlaces atómicos a lo largo de superficies discretas, en donde se localiza la distorsión. La deformación frágil sólo ocurre cuando los esfuerzos exceden un valor crítico y por lo tanto, después de que la roca ya ha sufrido algo de deformación elástica o plástica. Ejemplos de estas estructuras son: fracturas y fallas.
- Dúctiles: formadas sin la pérdida de cohesión a través de una superficie discreta. Estas estructuras son producto de mecanismos cristal-plástico o de flujo granular y cataclásico, a escala microscópica. Ejemplos de estas estructuras son: pliegues, foliaciones y lineaciones. Frágil/dúctiles: involucran aspectos frágiles y dúctiles. Ejemplos de estas estructuras son: vetas *en echelon* (van der Pluijm y Marshak, 2004) y pliegues tipo chevron (Ramsay, 1974). Unas de las estructuras de deformación a escala mesoscópica relevantes para el desarrollo de este trabajo son las vetas, por lo que se describirán a continuación:

Una veta es un agregado de minerales o de un mineral que precipita a partir de un fluido acuoso en sitios donde hay una extensión o dilatación. La mayoría de las vetas se forman por el crecimiento de minerales en espacios creados por fracturas dentro de un cuerpo de roca. Las fracturas son superficies planas (o relativamente planas) donde hay una discontinuidad de las propiedades mecánicas de las rocas o minerales (van der Pluijm y Marshak, 2004; Passchier y Trouw, 2005; Bons et. al, 2000).

Las fracturas (y vetas) pueden dividirse en fracturas de cizalla y extensionales (Figura 3.2 a). En las fracturas de cizalla, hay un desplazamiento pequeño (milímetros a decímetros) paralelo a la fractura, mientras que en las fracturas extensionales existe una propagación perpendicular a las paredes de la fractura (Fossen, 2010; Bons et. al, 2000). La forma en que se abren las fracturas es un factor que determina la geometría de las vetas, por lo que es importante mencionar que existen tres modelos de fracturamiento (Figura 3.2 b) (Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010; Bons et. al, 2012):

- Modo I: el vector de desplazamiento de la fractura es perpendicular al plano de la misma. Este modo agrupa a las fracturas extensionales.
- Modo II: el vector de desplazamiento de la fractura es paralelo al plano de la fractura y paralelo a la dirección de propagación de la fractura.
- Modo III: el vector de desplazamiento de la fractura es paralelo al plano de la fractura y perpendicular a la dirección de propagación de la fractura. Este modo II y III agrupan a las fracturas de cizalla.

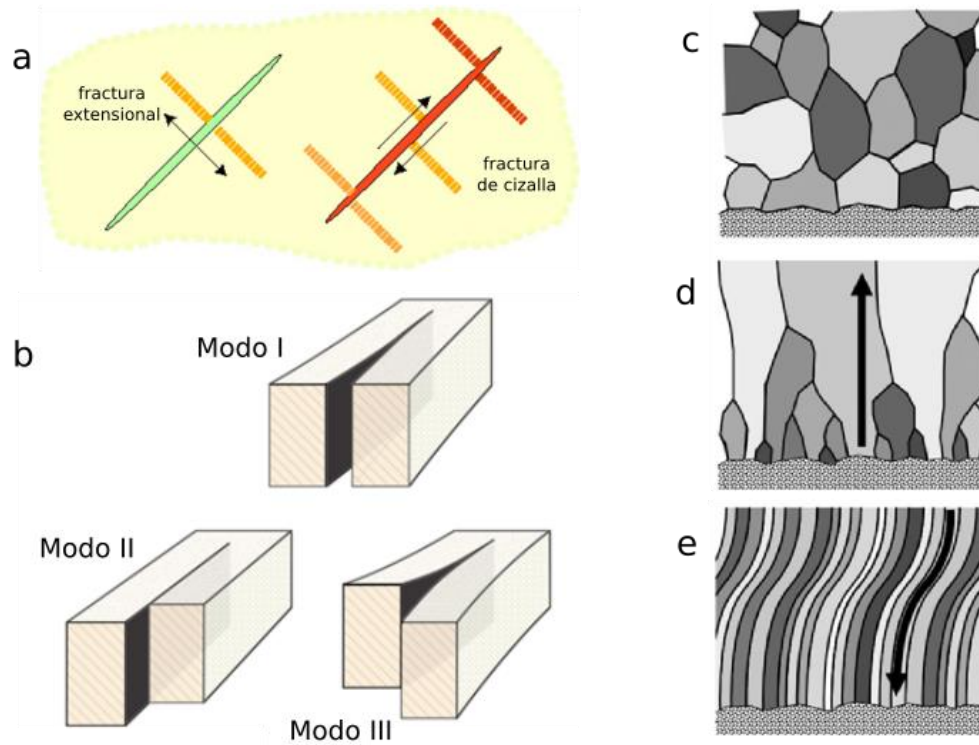


Figura 3.2 a, esquema de una fractura de cizalla y extensional. b, modelos de fracturamiento. c, textura de bloque. d, textura de bloques elongados. e, textura fibrosa. Modificado de Fossen, 2010 y Bons *et. al*, 2012

La forma y la disposición de los cristales dentro de las vetas son una fuente de información sobre las condiciones bajo las cuales éstas se formaron. En general, se pueden distinguir tres texturas principales del relleno de vetas:

- Textura en bloques: Los cristales son casi equidimensionales y no están orientados (Figura 3.2 c). Esta textura es consecuencia del relleno de una fractura abierta, de la recristalización de una veta preexistente o de un crecimiento mineral con pocos sitios de nucleación durante el crecimiento de la veta (Bons *et. al*, 2000).
- Textura de bloques elongados: Los cristales son elongados, es decir, el largo del cristal es 10 veces mayor que el ancho. En esta textura los ejes largos de los cristales están alineados. El crecimiento de cristales ocurre en los bordes de granos minerales preexistentes (Figura 3.2 d) (Bons *et. al*, 2000).
- Textura fibrosa: Los cristales tienen una forma alargada casi acicular, el largo del cristal es mucho mayor que el ancho, puede llegar a ser hasta 100 veces mayor. Los ejes largos de los cristales están alineados y casi todos tienen la misma forma. Esta textura puede desarrollarse mediante un

proceso de rompimiento-sellamiento (crack-seal) o por procesos de difusión. En algunos casos la orientación de las fibras puede relacionarse con los parámetros cinemáticos de deformación (p. ej. ejes instantáneos de estiramiento, Figura 3.2 e) (*Passchier y Trouw, 2005; Bons et. al, 2000, 2012*).

3.3 Zonas de Cizalla

Una zona de cizalla es un cuerpo rocoso de forma relativamente tabular en la que la distorsión es mucho mayor que en las rocas que lo rodean. Las zonas de cizalla ocurren casi a cualquier escala geológica, en cualquier régimen tectónico y a cualquier profundidad en la corteza (*Ramsay, 1980; Fossen, 2010*).

Una falla puede considerarse como una zona de cizalla no dúctil que distribuye la deformación en una dirección preferencial. Las zonas de cizalla dúctiles distribuyen la deformación en un área (distorsión plana) o en un volumen (zona de cizalla general) (*Ramsay, 1980; Fossen, 2010*). Las zonas de cizalla dúctiles pueden involucrar mecanismos de deformación tanto frágiles como plásticos mientras que en las fallas dominan los mecanismos frágiles (*van der Pluijm y Marshak, 2004; Fossen, 2010*). Dichos mecanismos dependen de la temperatura, presión, reacciones metamórficas, cementación, tasa de distorsión y de la cantidad de fluido disponible, así como de las propiedades y de la distribución de las rocas y minerales en la zona de cizalla. Es importante señalar que los mecanismos de deformación pueden variar a lo largo de la historia de vida de una zona de cizalla debido a cambios en las condiciones físicas como: estado de esfuerzos, presión, temperatura, etc. (*van der Pluijm y Marshak, 2004; Fossen, 2010*).

En una zona de cizalla ideal las fronteras son perfectamente planas y las rocas fuera de la zona de cizalla no se encuentran deformadas, o al menos no están deformadas por el evento que deformó las rocas dentro la zona de cizalla (*Ramsay, 1980*). Las zonas de cizalla ideales son dúctiles, por lo que no existen superficies de deslizamiento interno o discontinuidades (*Fossen, 2010*). En la Figura 3.3 se muestra un esquema de una zona de cizalla ideal y la relación geométrica de ésta con ciertas estructuras, como la foliación y la lineación.

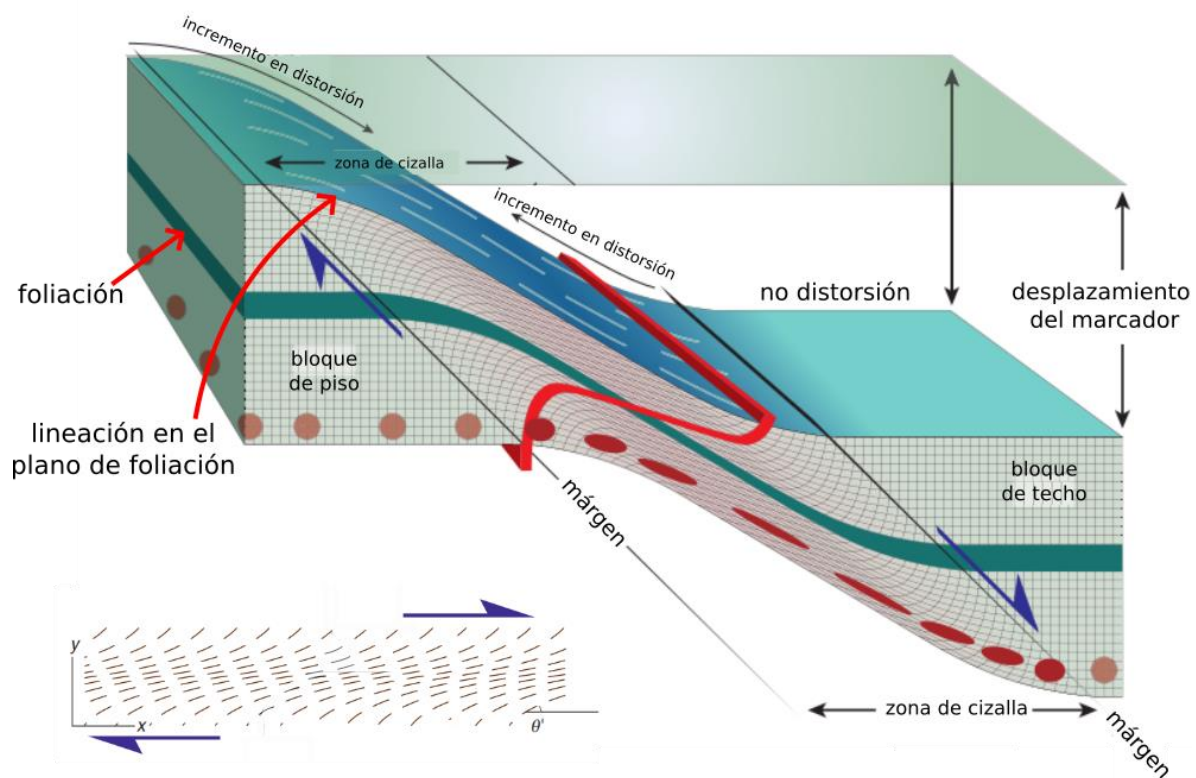


Figura 3.3 Zona de cizalla dúctil. Se observa un gradiente de distorsión que crece hacia el centro de la zona de cizalla. La imagen inferior muestra los patrones de foliación que se observarían en una zona de cizalla ideal. Modificado de Fossen, 2010.

En general, las zonas de cizalla dúctiles usualmente muestran un gradiente de desplazamiento y distorsión, el cual es máximo en el centro de la zona y decrece hacia el margen. Lo que provoca que las fábricas planas tectónicamente inducidas de la zona de cizalla muestren una forma sigmoideal (Ramsay, 1980; Fossen, 2010) como la que se muestra en la Figura 3.3. Muchas zonas de cizalla se desvían de las condiciones ideales. Las paredes pueden no ser paralelas y estar deformadas, pueden ocurrir superficies de deslizamiento u otras discontinuidades bruscas, el desplazamiento también puede variar a lo largo de la zona (Fossen, 2010).

Las zonas de cizalla pueden clasificarse según su estilo de deformación en zonas frágiles, frágil-dúctiles/semi-frágiles y dúctiles (Ramsay, 1980; Fossen, 2010) (Figura 3.4). En una zona de cizalla dúctil los marcadores se pueden seguir de forma continua a través de la zona. En una zona de cizalla frágil-dúctil los marcadores son desplazados localmente por discontinuidades bruscas (superficies de deslizamiento, vetas, etc). En una zona de cizalla frágil los marcadores no se pueden seguir de forma continua, como ocurre en los núcleos de falla (Fossen, 2010).

Según el mecanismo de deformación, las zonas de cizalla pueden clasificarse en zonas plásticas y frágiles (Figura 3.4). En las zonas de cizalla plásticas la

deformación ocurre con mecanismos cristal-plásticos y de difusión, mientras que en las zonas de cizalla frágiles la deformación está dominada por mecanismos frágiles (Fossen, 2010). En zonas de cizalla frágil-dúctiles es muy posible que la parte dúctil de la historia de deformación se haya formado en un momento distinto a la discontinuidad de la falla (Ramsay, 1980).

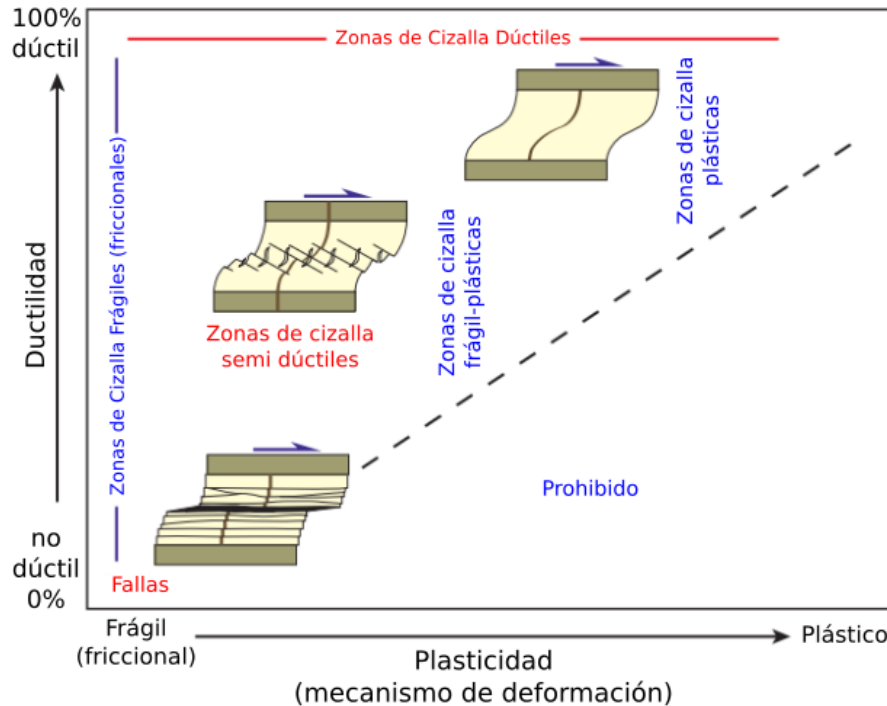


Figura 3.4 Clasificación de zonas de cizalla. Modificado de Fossen, 2010.

En zonas de cizalla dúctiles, la roca distorsionada progresivamente se vuelve más fácil de deformar, a esto se le llama reblandecimiento por distorsión (*strain softening*) (Ramsay, 1980). Además, en muchos ambientes, la transferencia de material en solución tiene mucha influencia en la plasticidad física. Las zonas de cizalla pueden actuar como canales para ciertos elementos u iones, y es posible que estas fases fluidas jueguen un rol importante en la formación y propagación de zonas de cizalla dúctiles (Ramsay, 1980).

Las zonas de cizalla frágil-dúctil con fracturas *en-echelon* se encuentran en niveles de la corteza medios a altos y muestran un incremento de volumen como resultado del relleno de vetas, este puede ser el reservorio de material removido de zonas de cizalla que pierden volumen en niveles más profundos de la corteza. (Ramsay, 1980). Existen estudios que resaltan la importancia de los fluidos en el fomento del fracturamiento frágil y del reblandecimiento químico que conducen a la localización de la distorsión y el desarrollo de zonas de deformación dúctil (Tourigny y Temblay, 1997).

3.4 Rocas de falla (rocas de zona de cizalla)

Las rocas que se encuentran en una zona de cizalla pueden dividirse en rocas de falla frágiles y rocas de falla dúctiles o milonitas (Figura 3.5). Las rocas de falla a su vez se dividen en cohesivas y no cohesivas (*van der Pluijm y Marshak, 2004; Paschier y Trouw, 2005 y Fossen, 2010*).

En las rocas de falla frágiles no cohesivas podemos encontrar:

- Salbanda de falla: roca compuesta de material cuyo tamaño de grano ha sido reducido mecánicamente por pulverización. Los granos miden menos de 1 mm de diámetro, puede tener foliación.
- Brecha de falla: roca compuesta de fragmentos angulares de roca mayores a 1 mm y hasta 1 m de diámetro. Consiste de más del 30% de volumen de fragmentos angulares de roca o de vetas fracturadas, separadas por una matriz de grano fino.

En las rocas de falla frágiles cohesivas podemos encontrar:

- Pseudotaquilita: material microcristalino que se forma cuando el calentamiento por fricción funde la roca durante el deslizamiento en una falla.
- Arcilla escamosa: se forma en rocas arcillosas (p. ej. lutita o pizarra), está caracterizada por una foliación muy fuerte, ondulante y trenzada.
- Cataclasita: roca de falla cohesiva que se compone de granos rotos, apastados o rotados. Al contrario que la brecha, ésta es una roca sólida que no se desintegra cuando se golpea con un martillo. En una cataclasita menos del 30% de volumen de fragmentos están presentes en una matriz de grano fino. Domina la deformación por flujo cataclásico.

Las rocas de falla dúctiles o milonitas son rocas altamente deformadas que han sido expuestas a una reducción de tamaño de grano por mecanismos de deformación cristal-plásticos. Las milonitas presentan foliación y en algunos casos desarrollan lineaciones congruentes con la cinemática de la zona de cizalla. Muchas milonitas contienen porfiroclastos que son remanentes de granos minerales resistentes de un tamaño mayor a los granos que componen la matriz. Estos remanentes de la textura original o de los minerales originales pueden encontrarse como largos lentes o fragmentos envueltos en la foliación milonítica. Las milonitas se clasifican según qué tanta roca original está intacta (no recristalizada) en tres grupos:

- Protomilonita: contiene menos de 50% de matriz (granos nuevos) o un 90-50% de granos originales.
- Milonita: contiene de 50% a 90% de matriz

- Ultramilonita: contiene más de 90% matriz

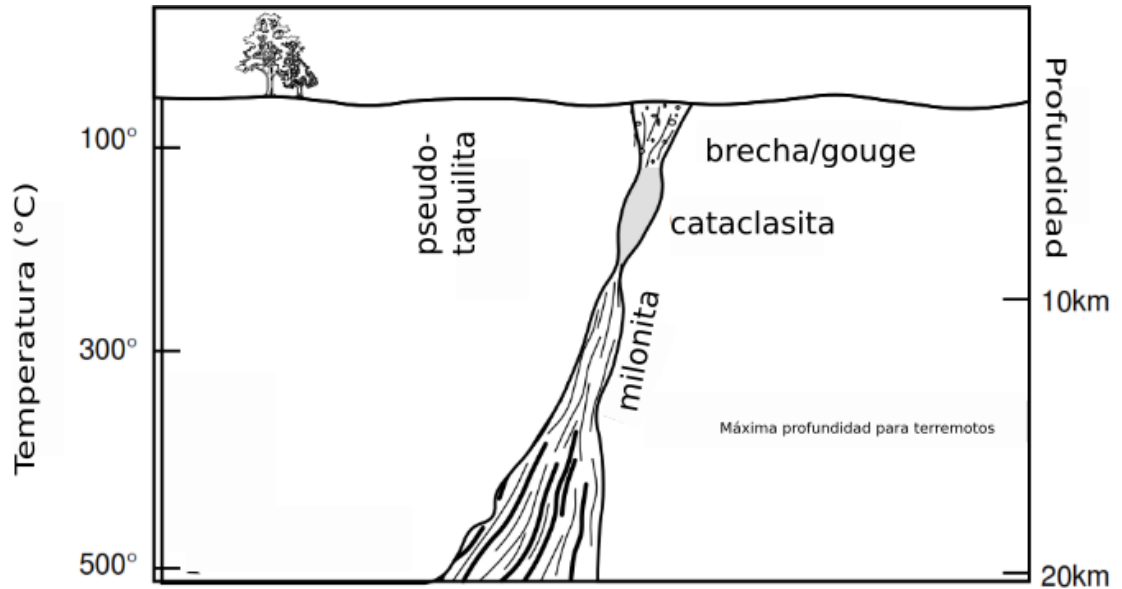


Figura 3.5 Rocas de falla y su relación con la profundidad y temperatura. Modificado de van der Pluijm y Marshak, 2004.

3.5 Zonas de cizalla en el CPCM (límite entre plataforma y cuenca)

Las zonas de cizalla y por lo tanto las rocas de falla son muy comunes en los cinturones de pliegues y cabalgaduras (CPC) (Sanderson, 1982; Ramsay et al., 1983; McClay y Price, 1981; DeCelles et al. 2001, entre muchos otros). En los CPC como los Apeninos, Alpes, las Rocosas Canadienses y la Sierra Madre Oriental se tienen ejemplos de zonas de cizalla y se ha observado que los cambios o contrastes de litología pueden favorecer su desarrollo (Dahlstrom, 1970 en Spratt et al. 2004; Suter, 1987, 1989; Woodward y Rutherford, 1989; Pfiffner 1993; Ford et al. 1995; Ghisetti y Vezzani, 1997; Fitz-Díaz et al. 2012).

Suter (1984, 1986 y 1990) explica que en el CPCM, la deformación en las fronteras entre las plataformas y las cuencas de la porción centro-este del CPCM es acomodada mediante cabalgaduras, por ejemplo en la frontera entre la PVSLP y la CTM se encuentra una serie de cabalgaduras imbricadas (Figura 2.2). Este comportamiento es similar a lo observado en el antepaís alpino al sureste de Francia donde hay una transición de facies de plataforma a facies de cuenca y se pueden observar una serie de cabalgaduras concentradas en el límite de facies (Ford et al., 1995).

Fitz-Díaz et al. (2012) mencionan que los desplazamientos a lo largo de las cabalgaduras en el CPCM son más grandes hacia el oeste, del orden de unos

cuantos km (p. ej. cabalgaduras de Higuierillas o El Doctor); y que los desplazamientos decrecen hacia el este, en el frente del CPCM, donde se estima que los desplazamientos son de cientos de metros a 1 km (p. ej. cabalgadura de Enramaditas).

Fitz-Díaz *et al.* (2012) también indican que la mayoría de las zonas de cabalgadura poseen, al menos en parte, una fábrica frágil que incluye vetas relacionadas a las cabalgaduras. Hacia el oeste, la deformación asociada con las cabalgaduras mayores muestra una fábrica predominantemente cataclásica (localmente puede cambiar progresivamente a calco-milonitas en horizontes de grano fino) y las vetas que se observaron son gruesas y abundantes. Hacia el este, la deformación asociada a las cabalgaduras mayores se encuentra con una fábrica brechada de grano más grueso (también se desarrollan cataclasitas en horizontes ricos en lutita), las vetas en esta zona son más delgadas y menos abundantes.

Además de las observaciones en campo, se han realizado modelos analógicos y numéricos para entender los patrones de deformación relacionados con los límites de facies carbonatadas (Spratt *et al.*, 2004; Dixon 2004; Contreras y Suter, 2015). Lo que se observa en los modelos es que en etapas tempranas de la deformación el acortamiento por *buckling* se propaga por toda la cuenca hacia el antepaís, luego empieza el acortamiento de la plataforma por cabalgaduras que vergen hacia el antepaís, las cuales se propagan del traspais hacia el antepaís al mismo tiempo que el acortamiento y engrosamiento de la cuenca siguen en progreso. Las estructuras y geometrías resultantes de los modelos se acerca mucho a lo observado en los cinturones de pliegues y cabalgaduras naturales (Spratt *et al.*, 2004; Dixon, 2004).

Capítulo 4. Metodología

4.1 Trabajo de campo, gabinete y laboratorio

Anterior al trabajo de campo se realizó un trabajo de gabinete que consistió en la elaboración de un mapa geológico y topográfico de la zona de estudio a partir de los mapas de Suter (1990) y de Ortega-Flores (2011); con el fin de delimitar las áreas de interés. Por otro lado, el trabajo de campo se realizó con tres objetivos principales:

1. Cartografiar la zona de estudio con especial énfasis en delimitar la extensión de la Formación Méndez y sus contactos superiores e inferiores.
2. Colectar datos estructurales de las Formaciones Méndez, Abra, San Felipe y Agua Nueva (datos de estratificación, foliación, clivaje, contactos, fallas, estructuras S/C, lineaciones, etc.)
3. Colectar muestras para su posterior laminación y análisis en microscopio petrográfico.

4.2 Análisis petrográfico

Se realizó la laminación y descripción de 5 muestras de la Formación Méndez que pertenecen a la zona del rectángulo 3 de la Figura 1.1. Aunque estas muestras no corresponden a las zonas de estudio, también se laminaron y describieron pues son muestras de la Formación Méndez y sirvieron con fines de comparación con las muestras que se recolectaron en el trabajo de campo, de donde se realizaron 7 láminas delgadas (5 de la Fm. Méndez, 1 de la Fm. San Felipe y 1 de la Fm. Chicontepec) para hacer análisis de petrografía. En la elaboración de las láminas de muestras orientadas se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones para seleccionar los planos de corte y orientar las láminas (Figura 4.1):

- Un plano perpendicular a la foliación y paralelo a la lineación: En este corte se espera ver las estructuras que reflejan la máxima deformación que sufrió la roca porque representa el plano XZ del elipsoide de deformación (*Passchier y Trouw, 2005*) (láminas MZ01-2 y MZ02).

- Perpendicular a la foliación y perpendicular a la lineación: representa el plano YZ del elipsoide de deformación. Se realizó este corte para poder tener datos en 3 dimensiones de la deformación (lámina MZ01-3).
- Perpendicular a la foliación y oblicuo a la lineación: se obtuvo como corte extra para observar la variación de las microestructuras.

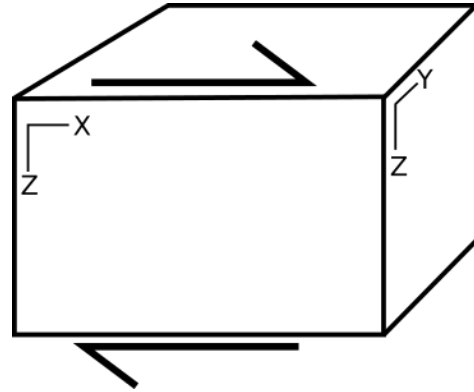


Figura 4.1 Planos de corte de las láminas delgadas orientadas.

La elaboración de las láminas delgadas se realizó en el Taller de Laminación del Instituto de Geología de la U.N.A.M.

4.2.1 Espaciamiento del clivaje

Para describir el clivaje a escala microscópica se usó la clasificación morfológica y la definición de espaciamiento del clivaje de Borradaile *et al.* (1982) y Passchier y Trouw (2005). El espaciamiento se define como: $e = L / n$, donde L es la longitud de una línea de muestreo en una lámina delgada y n es el número de dominios de clivaje que esa línea cruza (Figura 4.2).

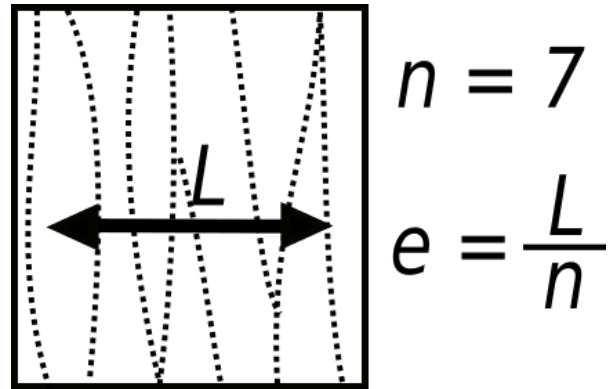


Figura 4.2 Espaciamiento del clivaje. Modificado de Passchier y Trouw, 2005.

4.3 Análisis de las vetas en lámina delgada

A las láminas MZ01-2, MZ01-3 y MZ02 se les tomó fotografías del campo visual completo y mediante un tratamiento de las imágenes se obtuvo una mejor calidad de imagen, donde se distinguieron la mayoría de las vetas y las relaciones de corte entre ellas. Con la ayuda de estas imágenes y el uso simultáneo del microscopio petrográfico se realizaron los mapas de las vetas que se muestran en el capítulo de resultados (Figura 5.5).

4.3.1 Inclinación de las trazas de vetas

Con las vetas separadas según el tipo de relleno y las relaciones de corte, se procedió a medir la inclinación respecto a la horizontal de las trazas de las vetas; el ángulo se midió en el sentido de las manecillas del reloj (Figura 4.3). Esto se hizo para todas las vetas y luego para cada generación con el fin de distinguir las inclinaciones preferenciales y así agruparlas. Los ángulos se graficaron en diagramas de rosa para cada lámina delgada, se usaron diagramas de rosa por practicidad pero se debe tener en cuenta que no se tratan de rumbos.

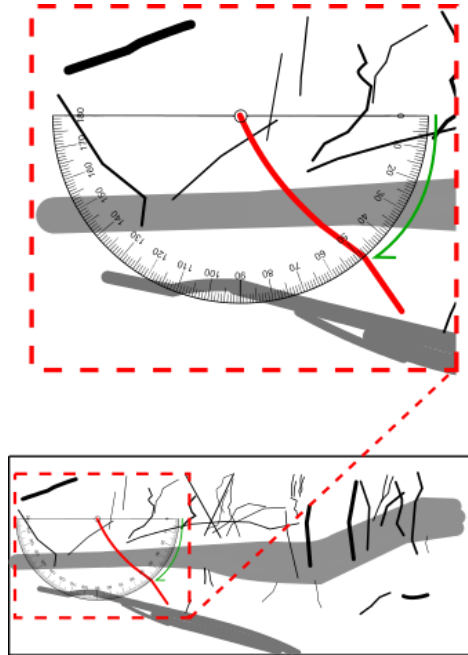


Figura 4.3 Procedimiento para medir la inclinación de las trazas de vetas.

4.4 Análisis estructural

Con la información recabada en campo se realizaron 2 mapas (figuras 4.9 y 4.15) y 4 secciones geológicas (figuras 4.10, 4.11, 4.12 y 4.16). En los mapas se señala la orientación de planos de estratificación, foliación, promedios de estructuras C y contactos. También se encuentra la localización de las muestras. Para estos mapas no se diferenció entre la Formación San Felipe y la Formación Agua Nueva debido a la gran similitud entre ambas unidades y a que el enfoque estuvo centrado en la distribución de la Fm. Méndez. En todas las secciones y en el mapa de la Figura 4.9 se incluyen redes estereográficas con todos los datos estructurales recabados en las zonas señaladas.

4.3.1 Patrones de S1

El ángulo entre S1 (la foliación y el clivaje de plan axial) y el plano de falla, denominado ϑ , se graficó con respecto a la distancia a la cabalgadura (cabalgaduras Lobo-Ciénega y Tamazunchale, según sea el caso) para cada sección geológica. También se graficó la variación del ángulo de inclinación de S1 con respecto a la distancia a la cabalgadura. Es importante mencionar que el ángulo del plano de falla utilizado, se obtuvo a partir del plano de falla medido en el campo y de estructuras S-C cercanas al plano de cabalgadura real.

Capítulo 5. Resultados

5.1 Petrografía de la Formación Méndez

Para una mejor comprensión del análisis petrográfico, a continuación se presentan los resultados de las muestras de la Formación Méndez según la deformación que se observa en las láminas delgadas.

5.1.1 Rocas de la Formación Méndez sin una deformación penetrante

En general se observa que las características litológicas de la Formación Méndez son similares y consistentes en zonas donde la intensidad en la deformación es moderada, por ejemplo, en zonas donde la roca se encuentra plegada. Las muestras que corresponden a estas zonas son las MZ03 y MZ04 (Figura 5.9). Así como las muestras EST2TMZ, TMZ02, TMZ03 y TMZ04 que corresponden al área del rectángulo 3 de la Figura 1.1, las cuales se encuentran a más de 70 metros de la cabalgadura de Ahuehueyo.

Las rocas en muestra de mano tienen una apariencia clástica y matriz soportada (Figura 5.1 a). La matriz es de arcilla calcárea con clastos calcáreos subredondeados y de tamaño arena fina. El color de intemperismo de las rocas varía de un marrón con tintes amarillos y grises a un gris con tintes verdes. El color en fresco varía de gris y marrón grisáceo a un gris verdoso.

Según las descripciones en lámina delgada de estas rocas, se clasifican como *wackestone* (acorde a la clasificación de *Dunham, 1962*), debido a que tienen una matriz micrítica dominante, del 30% al 60% y un porcentaje de aloquímicos mayor al 10% (Figura 5.1 b, c, d). Los componentes que no son micrita pueden dividirse en: microfósiles (3% - 35%), óxidos (5% - 15%) y cuarzo (5% - 30%); en menor proporción hay plagioclasa (<1% - 3%), biotita (<1% - 4%) y glauconita (<1%).

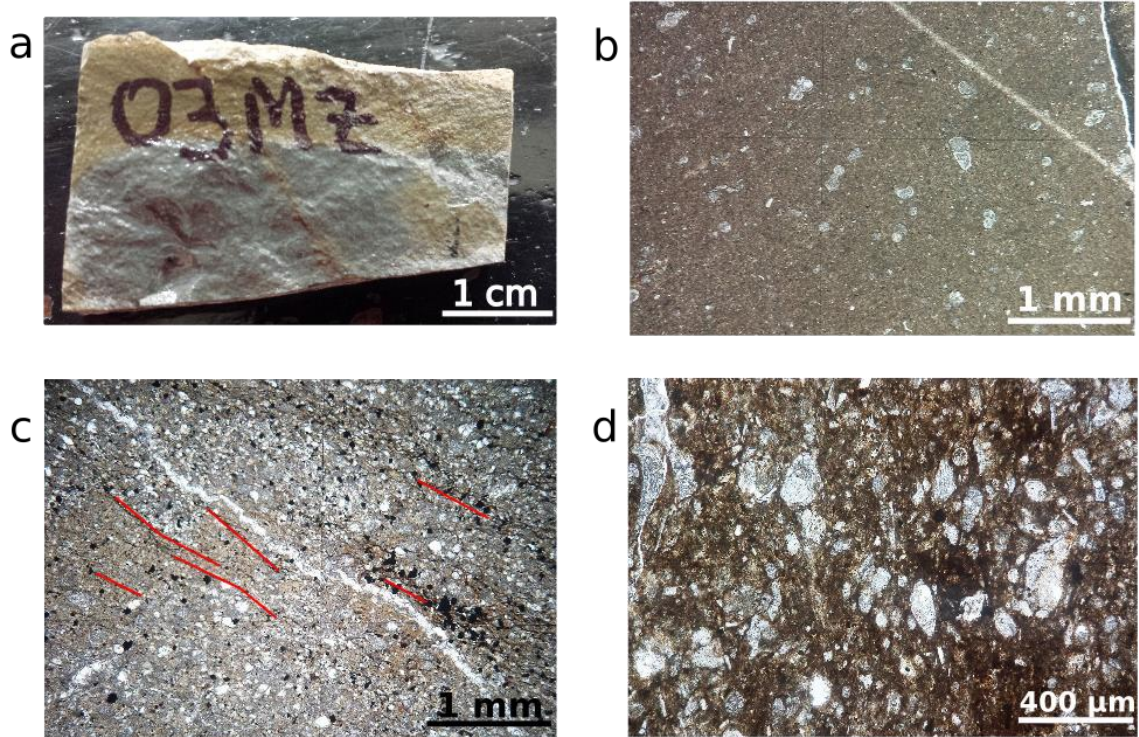


Figura 5.1. **a**, Muestra MZ03, en muestra de mano tiene una apariencia clástica. **b**, Lámina delgada de la muestra EST2-TMZ con luz paralela, muestra un alto contenido de micrita. **c**, Lámina delgada de la muestra MZ03 con luz paralela, se observa un clivaje discontinuo, una veta y minerales opacos. **d**, Lámina delgada de la muestra MZ04 con luz paralela, muestra un alto contenido de fósiles y poco cuarzo.

Los microfósiles que se observaron son principalmente foraminíferos planctónicos, bentónicos y radiolarios. Se distinguieron 3 fósiles muy comunes:

1. Foraminífero circular u elíptico que se encuentra solo o en racimos, usualmente de tamaño pequeño ($\sim 75 \mu\text{m}$ de diámetro o menor). Representa alrededor del 65% del total de organismos fósiles encontrados (Figura 5.2 a,b).
2. Foraminífero que parece tener septa, algunas de ellas angulosas (con forma de cuerno). Los tamaños varían (los más grandes miden $\sim 350 \mu\text{m}$ de largo). Representa alrededor del 20% del total de organismos fósiles encontrados (Figura 5.2 a).
3. Radiolario circular u elíptico con septa en forma de espiral. El tamaño de este fósil no varía mucho en las muestras observadas ($\sim 150 \mu\text{m}$ de diámetro). Representa alrededor del 15-20% del total de organismos fósiles encontrados (Figura 5.2 b).

En la muestra MZ03 se observa un clivaje concentrado en ciertas zonas de la lámina delgada. El clivaje es espaciado y anastomosado, en su mayoría rugoso y liso, con un espaciamiento de 0.32 mm y con un 35-50% de porcentaje de

dominios de clivaje; estas zonas representan alrededor del 25% del área de la lámina delgada (según la clasificación de *Borradaile et al., 1982; Passchier y Trouw, 2005*). Algunos fósiles están aplastados y tienen una orientación preferencial, además se encontraron vetas ligeramente plegadas con una orientación similar a la del clivaje (Figura 5.1 c). En la muestra MZ04 no se encontró un clivaje evidente. Sin embargo los fósiles tienen una orientación preferencial (Figura 5.1 d), lo cual implica que fueron depositados por una corriente unidireccional u orientados por deformación.

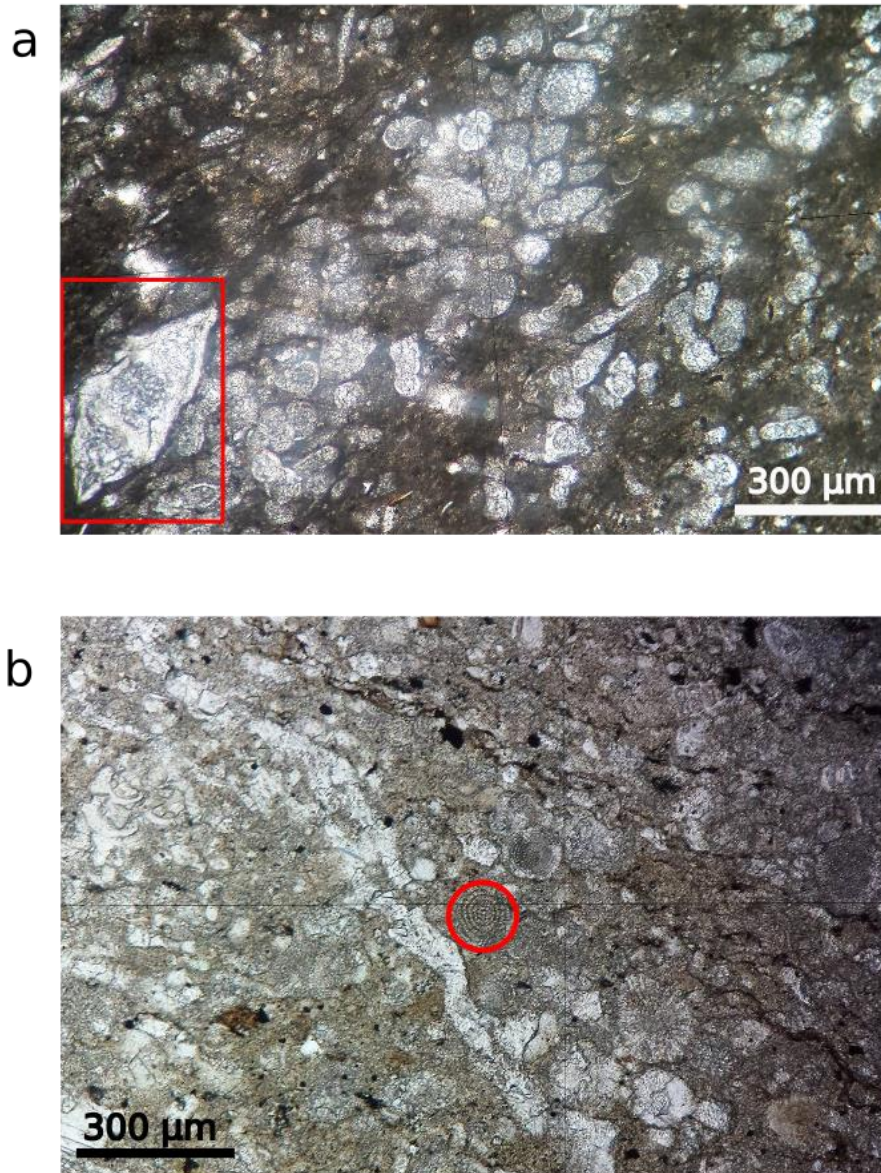


Figura 5.2. **a**, Lámina delgada de la muestra TMZ02 con luz paralela, se pueden ver fósiles del tipo 1 agrupados y un fósil del tipo 2 dentro del rectángulo. **b**, Lámina delgada de la muestra MZ03 con luz paralela, se pueden ver fósiles del tipo 3 (se señala uno de ellos con un círculo rojo), también se ven fósiles del tipo 1 aplastados entre dominios de clivaje en la parte superior derecha de la imagen.

5.1.2 Rocas de la Formación Méndez con una deformación intensa.

Las rocas de la Formación Méndez cercanas a la cabalgadura Lobo-Ciénega presentan características distintas. En esta zona se tiene una roca de falla no cohesiva con más de 30% de fragmentos de roca con forma lenticular y vetas en una matriz de grano fino, por lo cual se clasificó como una brecha de falla milonitizada (Figura 5.3 a). Los fragmentos de roca se encuentran rodeados por minerales opacos (óxidos y sulfuros), que a escala mesoscópica componen los planos de foliación. El color de intemperismo de la roca es marrón con tintes grises y el color en fresco es marrón.

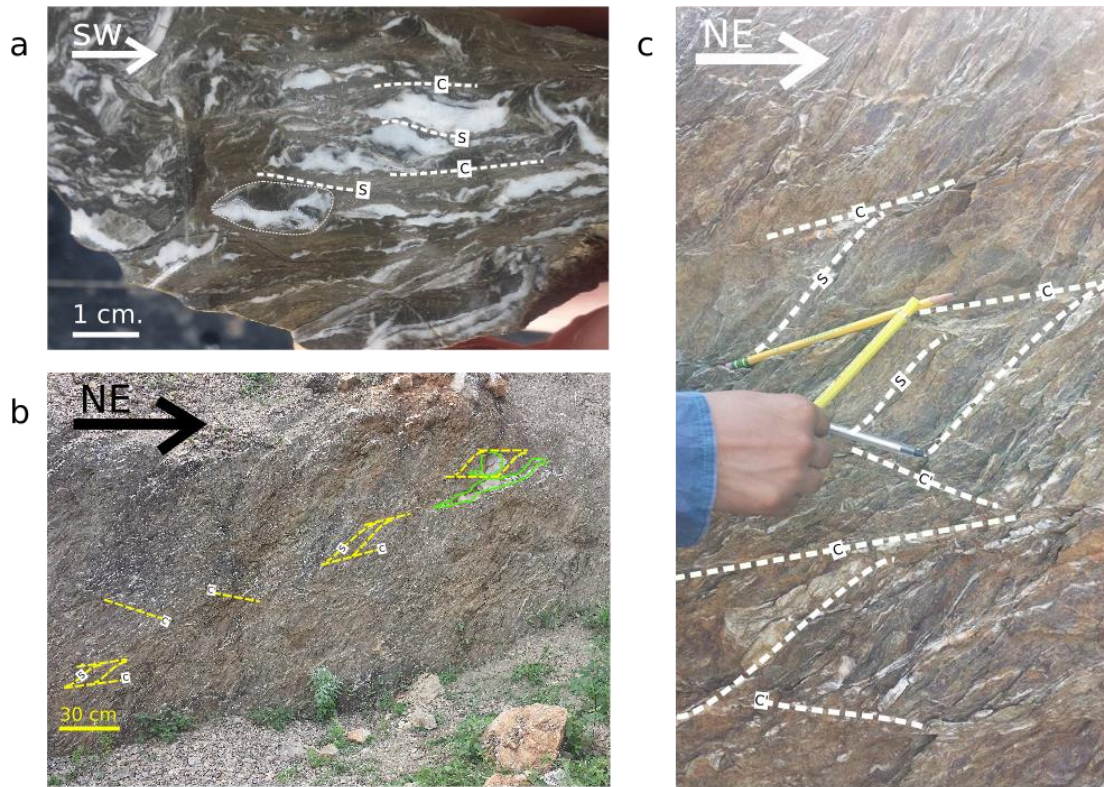


Figura 5.3 a, Muestra de mano de MZ01; se pueden ver las vetas de calcita con forma irregular y algunos planos de foliación y estructuras C. b, Afloramiento de la Fm. Méndez cercano a la cabalgadura Lobo-Ciénega, se observan estructuras S-C-C' c, Detalle de estructuras S-C-C' en el afloramiento.

Las rocas de la Formación Méndez cercanas a las cabalgaduras, presentan una foliación penetrativa a escala centimétrica (Figura 5.3). La foliación que se observa se clasificó como un clivaje espaciado y anastomosado, en su mayoría liso con algunas zonas donde se ve rugoso (acorde a la clasificación de *Borradaile et al., 1982*). Según las observaciones petrográficas se determinó que en las zonas donde se encuentra clivaje, el espaciamiento promedio es de 0.48 mm (según *Passchier y*

Trouw, 2005). En la lámina MZ01.2 se tiene un 15% de volumen de dominio de clivaje distribuido en toda el área de la lámina. En MZ02 se tiene un 35-40% de volumen de dominio de clivaje en alrededor del 25 % del área de la lámina delgada. Para calcular los porcentajes de dominio de clivaje se considera que éste es conformado por minerales opacos y que el dominio de microlitones lo conforman los fragmentos de brecha (Figura 5.3 a).

En afloramientos cercanos a las cabalgaduras, especialmente en el afloramiento donde se obtuvieron las muestras MZ01 y MZ02, se distinguen pequeñas fallas subparalelas con desplazamientos pequeños, del orden de milímetros hasta unos cuantos centímetros. La foliación forma ángulos menores o iguales a 45° con las fallas (la mayor cantidad de datos se encuentra entre los 25° y 40°), y se curva levemente al acercarse a ellas, por lo que el ángulo entre estas estructuras disminuye un poco en esa zona. También se distinguió otro conjunto de fallas subparalelas menos abundantes que forman ángulos de 45° a 65° con la foliación y ángulos de 25° a 45° con el otro grupo de fallas. A este conjunto de elementos (la foliación y ambos grupos pequeñas fallas) se le denomina fábrica S-C-C', donde el primer grupo de fallas que se describió representan a las estructuras C y el segundo grupo a las C' (Figura 5.3 c). Sobre el plano de las estructuras C se encuentran estrías de falla relacionadas con crecimiento de fibras de calcita.

En lámina delgada se observa que la matriz de la brecha milonitizada se compone de arcilla. Esta arcilla puede distinguirse de la que se encuentra dentro de los fragmentos de roca porque la primera es marrón y la segunda es más amarillenta, presenta una tenue birrefringencia de primer orden (color de interferencia amarillo fuerte también) y una extinción anómala en ciertas partes con luz polarizada (Figura 5.4 a). Los fragmentos de brecha están rodeados por minerales opacos de sulfuros y óxidos, los cuales representan el clivaje en lámina delgada (Figura 5.4 a).

Con el análisis petrográfico se comprobó que los fragmentos de roca en la brecha corresponden a la misma Formación Méndez. Un buen número de estos fragmentos tienen fósiles de foraminíferos planctónicos como los que se encuentran en las muestras MZ03, MZ04, EST2TMZ, TMZ02, TMZ03 y TMZ04 (Figura 5.4 f). Además de fósiles, se pueden distinguir cristales pequeños de cuarzo, plagioclasa y escasa biotita dentro de los fragmentos.

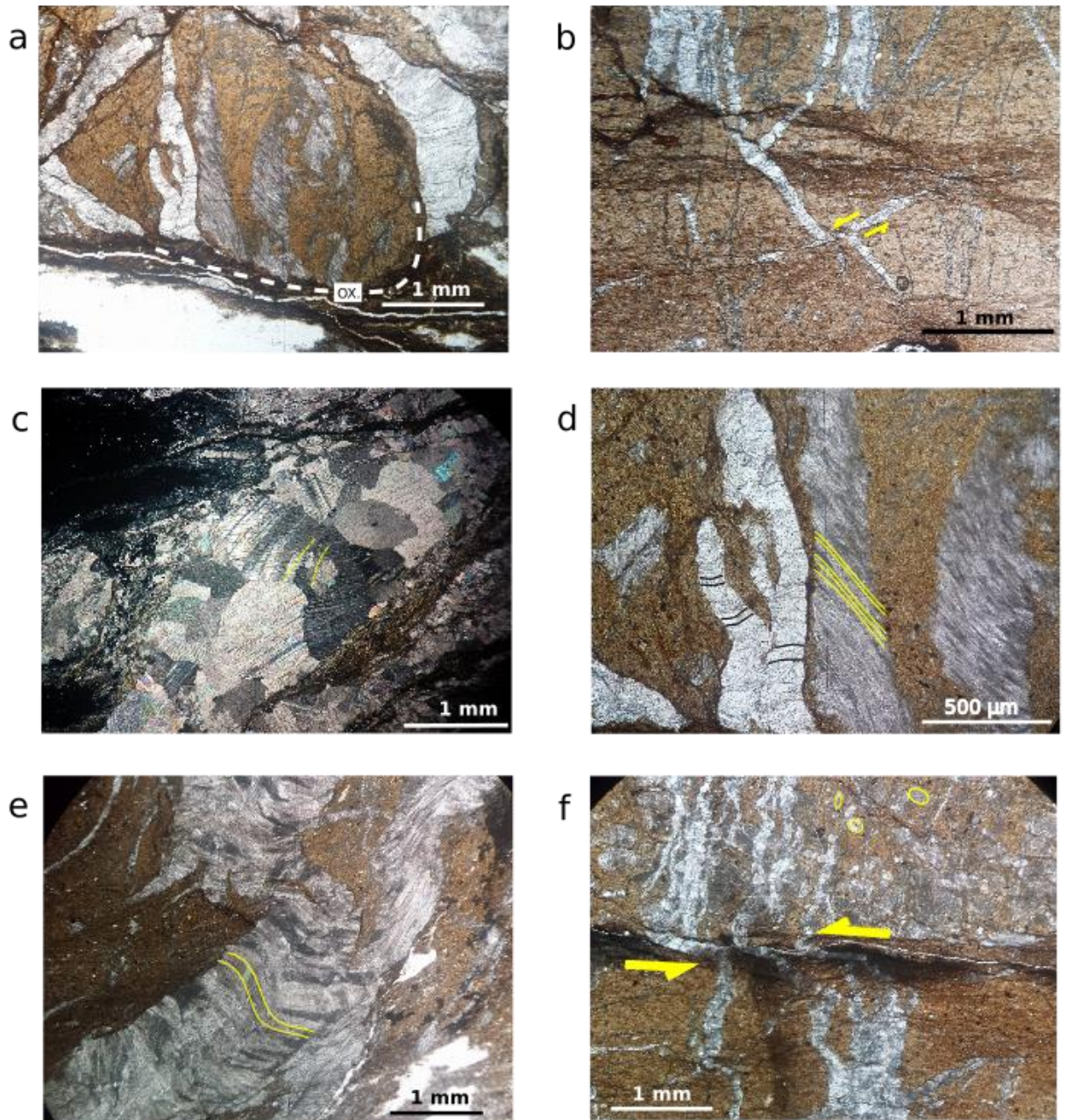


Figura 5.4 Microfotografías. **a**, Fragmento de brecha rodeado por minerales opacos de la muestra MZ01-2, dentro del fragmento se encuentran vetas. **b**, Veta de cizalla en la muestra MZ02. **c**, Veta rellena de calcita en mosaico de la muestra MZ01-3 con nicols cruzados, se observa un maclado curvo. **d**, Acercamiento a las vetas del recuadro a. La calcita en las vetas tiene un hábito tabular y fibroso. **e**, Veta deformada rellena de calcita con hábito tabular y fibroso de la muestra MZ01-3, en algunas zonas se puede ver maclas de calcita. **f**, Vetas deformadas por una microzona de cizalla de la muestra MZ02, en la parte superior se pueden ver foraminíferos aplastados.

5.2 Vetas en la zona de falla del contacto entre la Formación Méndez y la plataforma Valles-SLP

Algunas de las rocas de la Fm. Méndez cercanas a la cabalgadura Lobo-Ciénega contienen vetas de calcita con grosores variables (de ~ 0.1 mm a ~ 3 cm). Las muestras MZ01 y MZ02 poseen una gran cantidad de vetas, algunas de éstas dentro de fragmentos de la brecha (Figura 5.4 a) y algunas otras cortando o rellenando a la brecha. La mayoría de las vetas se encuentran abudinas, plegadas, cizalladas o con una historia de deformación más compleja. En la Figura 5.5 a,b y c se puede observar a grandes rasgos la geometría de dichas vetas. Se reconocieron dos tipos de vetas: vetas extensionales (Modo I) y vetas de cizalla (Modo II y III) (*Bons et al., 2012*). Las vetas de cizalla se reconocieron porque hay desplazamiento paralelo a la veta (Figura 5.4 b).

Dentro de las vetas se distinguieron tres tipos de hábitos o fábricas de calcita: textura de bloques (granos minerales bien formados); textura de bloques elongados (cristales elongados y escalenoédricos); y textura fibrosa, algunas de ellas plegadas. (Figura 5.4 c, d, e, y Figura 5.5 g). En todas las vetas el relleno es de cristales de calcita, aunque cabe mencionar que en una veta gruesa con relleno de granos de calcita bien formados (lámina MZ02) se encontraron agrupados escasos granos de cuarzo de tamaño no mayor a ~ 25 μm . Los minerales de calcita en las vetas con fábrica de bloques presentan un maclado fino del tipo 1 y un maclado grueso y curvo del tipo 2 y 3 (*Burkhard, 1993; Ferrilla et al., 2004*) (Figura 5.4 c).

Los minerales de calcita con hábito fibroso se encuentran rellenando vetas de pequeña y mediana longitud (0.1 cm - 1.5 cm), de las cuales las más delgadas son las que cortan fragmentos de brecha, clivaje e incluso otras vetas. También se observó calcita en un hábito fibroso muy fino y ondulado, con aspecto micáceo (Figura 5.4 d, e).

En las muestras MZ01-2 y MZ02 se alcanzan a ver microzonas de cizalla dúctil, donde las vetas se pliegan (Figura 5.4 f). También hay zonas de cizalla frágil donde las vetas se rompen y desplazan, así como zonas donde una veta grande se fragmenta en otras pequeñas por la acción de una zona de cizalla.

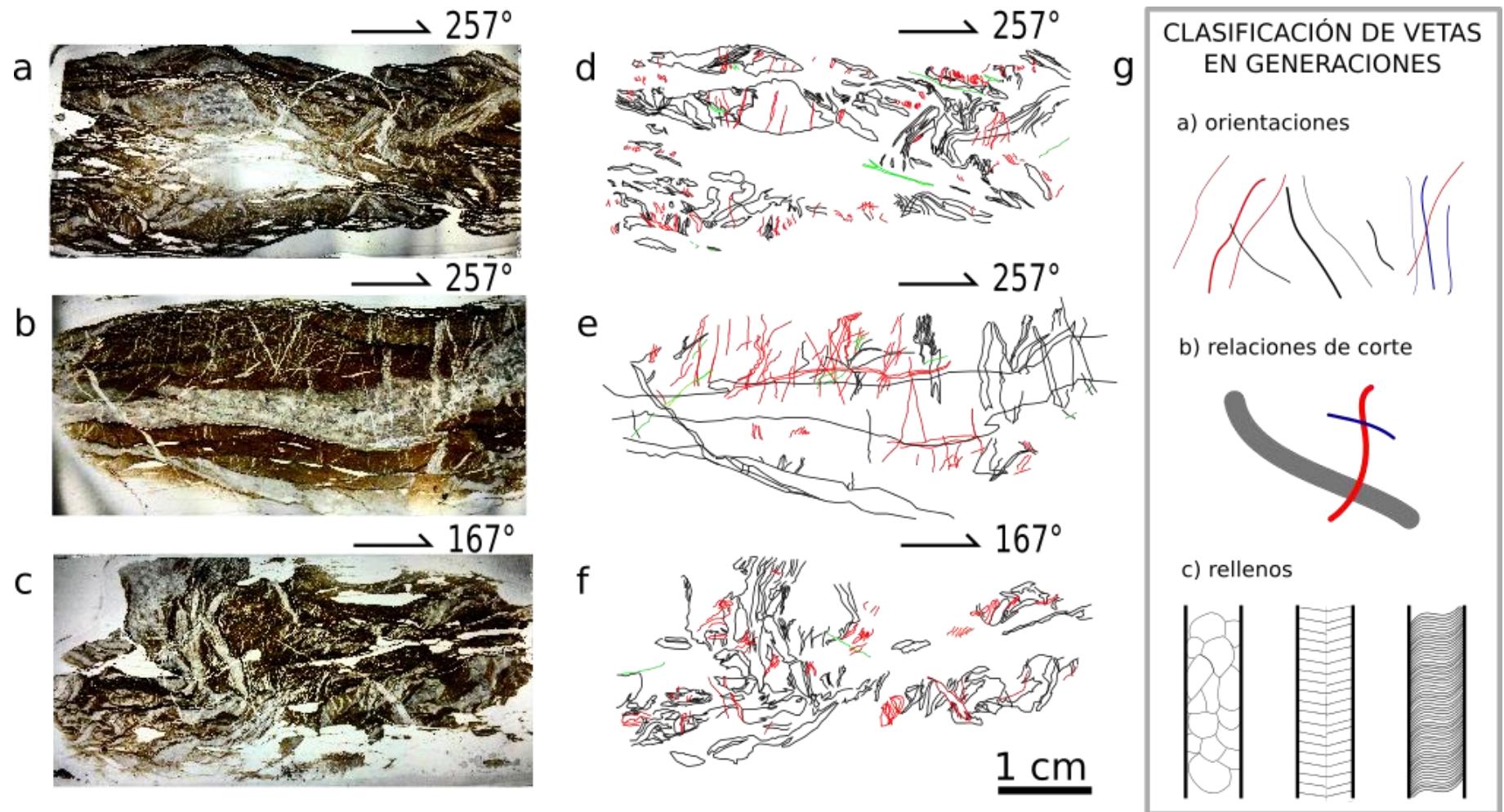


Figura 5.5 a, Fotografía de lámina MZ01-2. **b**, Fotografía de lámina MZ02. **c**, Fotografía de lámina MZ01-3. **d**, Mapa de las vetas en la lámina MZ01-2. **e**, Mapa de las vetas en la lámina MZ02. **f**, Mapa de las vetas en la lámina MZ01-3. En los mapas de vetas, el color negro corresponde a la primera generación, el color rojo a la segunda y el color verde a la tercera. **g**, Criterios para separar a las vetas en generaciones. La orientación del corte de cada lámina se señala en la parte superior derecha de las mismas.

5.2.1 Generaciones de vetas

A primera vista, la disposición de las vetas puede parecer un tanto caótica (Figura 5.5 a, b, c), por lo que se organizaron en 3 generaciones para facilitar su estudio. Las generaciones se dividieron según el tipo de relleno, orientaciones y las relaciones de corte entre ellas (Figura 5.5 g); en la Tabla 4.1 se presenta un resumen para cada generación.

Tabla 5.1 Características de cada generación de vetas en las láminas MZ01-2, MZ01-3 y MZ02.

G1 Negro	G2 Rojo	G3 Verde
<p>La mayoría de estas vetas se encuentra rellenando espacios entre los fragmentos de brecha o dentro de los fragmentos de roca que componen la brecha.</p>	<p>La mayoría de las vetas son largas y delgadas (0.1-1.5 cm de largo y 0.2 -1 mm de ancho). Algunas atraviesan completamente los fragmentos de brecha y el clivaje.</p>	<p>La mayoría de estas vetas son largas y delgadas (≤ 1 cm de largo y 0.2 -1 mm de ancho). Algunas se reconocen como vetas de cizalla (modo II y III).</p>
<p>En general son grandes (hasta varios cm de longitud), gruesas (≤ 1 cm) e irregulares. Muchas tienen una forma tabular aboudinada o deformada en los bordes (se disuelven en los bordes). Algunas cuantas vetas son delgadas y pequeñas. Muchas de las fronteras de estas vetas son difusas.</p>	<p>La calcita que rellena estas vetas está conformado por cristales con hábito tabular (textura de bloques elongados) y , algunas tienen relleno de cristales con hábito escalenoédrico o fibroso. Algunos de los cristales presentan maclado de deformación. En algunas de las vetas fibrosas se puede distinguir una línea media. La mayoría de las fronteras de estas vetas están bien definidas.</p>	<p>En general son más rectas y parecen menos deformadas que las vetas de generaciones anteriores.</p>
<p>La calcita que rellena las vetas usualmente tiene una textura de bloques, con cristales subhedrales, equidimensionales y en mosaico, algunos de ellos deformados</p>		<p>El relleno predominante de estas vetas es de calcita con hábito fibroso.</p>

<p>intensamente, que presentan maclas o <i>kinking</i>. Otras vetas tienen un relleno fibroso fino y plegado que también puede presentar maclado por deformación.</p>		
---	--	--

5.2.2 Inclinaciones de las trazas de vetas

En la lámina MZ01-2 (Figura 5.6 a, b) existe un grupo abundante de vetas con una traza prácticamente horizontal y otros grupos menos abundantes con ángulo de las trazas de 60° y 130° para la primera generación (G1). Para la segunda generación (G2), las vetas tienen una traza con un ángulo casi de 90°. La tercera generación (G3) es escasa comparada con las dos anteriores; la mayoría de estas vetas tienen una traza horizontal y otro pequeño grupo trazas con ángulos de 120°.

En la lámina MZ02 (Figura 5.6 b, c) se tienen abundantes vetas de la G1 con una traza casi vertical, y otros dos grupos menos abundantes con ángulos de 30° y de 150°. Para las vetas de la G2 las trazas son casi verticales, mientras que para las pocas vetas de la G3, las trazas tienen ángulos de 130° en promedio.

En la lámina MZ01-3 (Figura 5.6 d, e), la mayoría de las vetas de la G1 y de la G2 tienen una traza de 25°-30°. Las vetas de la G1 y G2 son igual de abundantes aproximadamente. Para la G3 tan sólo se encontraron dos vetas conjugadas con trazas a 60° y 105°.

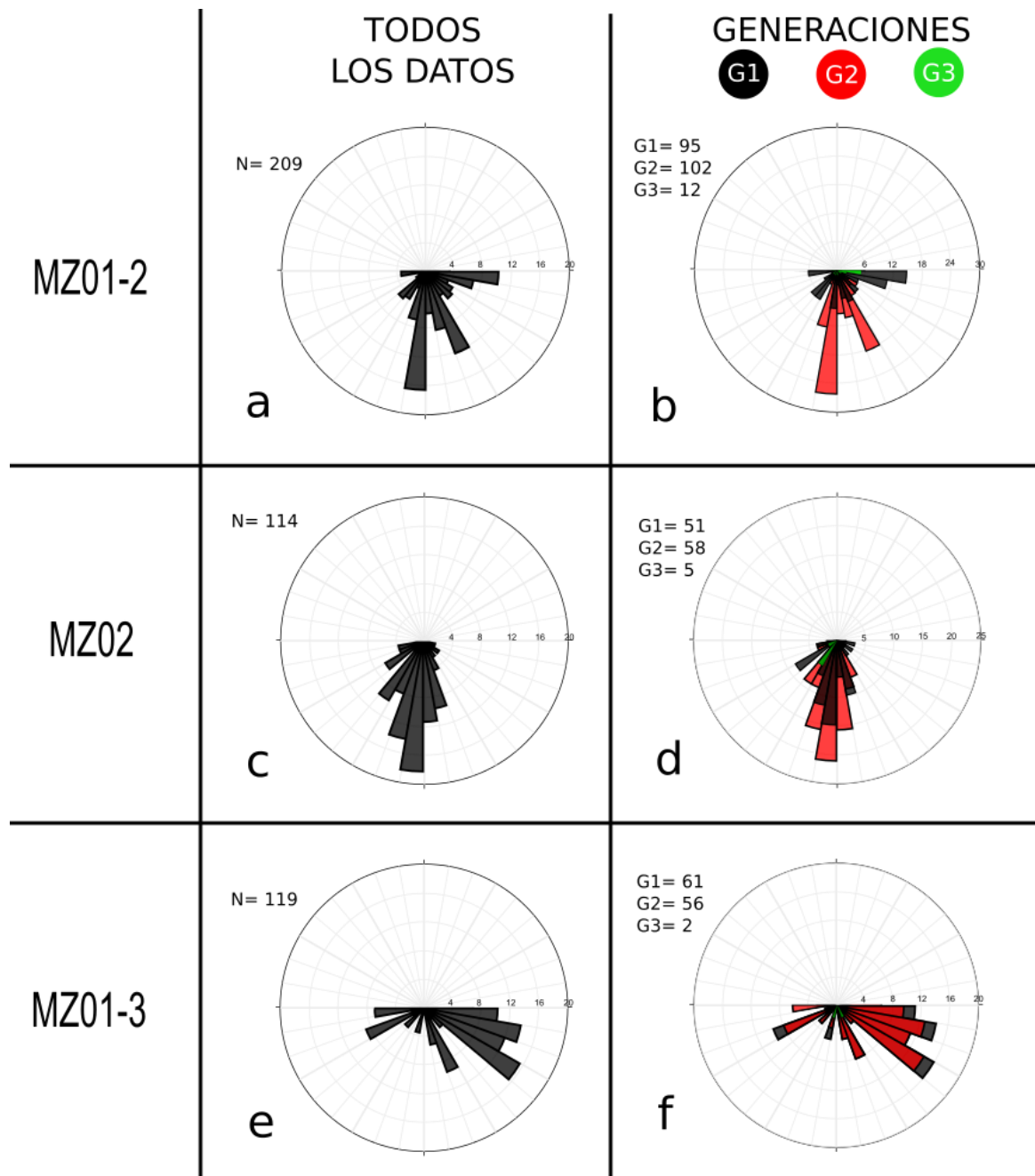


Figura 5.6.- Diagramas de rosa de las vetas. La primera columna de los diagramas se realizó con todos los datos; la segunda columna de diagramas se realizó con las vetas separadas en generaciones.

Así mismo, con los datos recabados en el afloramiento de la orientación de las vetas mesoscópicas se realizó una proyección esférica y un diagrama de rosa (Figura 5.7). En el diagrama de rosa se puede observar que existen 4 familias de vetas: una muy abundante con rumbo N-S (F1 en la Figura 5.7); dos familias menos abundantes con rumbo NE-SW, una de ellas prácticamente E-W (F2 en la Figura 5.7) y una familia con rumbo NW-SE (F3 en la Figura 5.7). Es probable que sólo se hayan medido vetas de la G1 en el afloramiento, pues éstas son las más gruesas y fáciles de ver a simple vista.

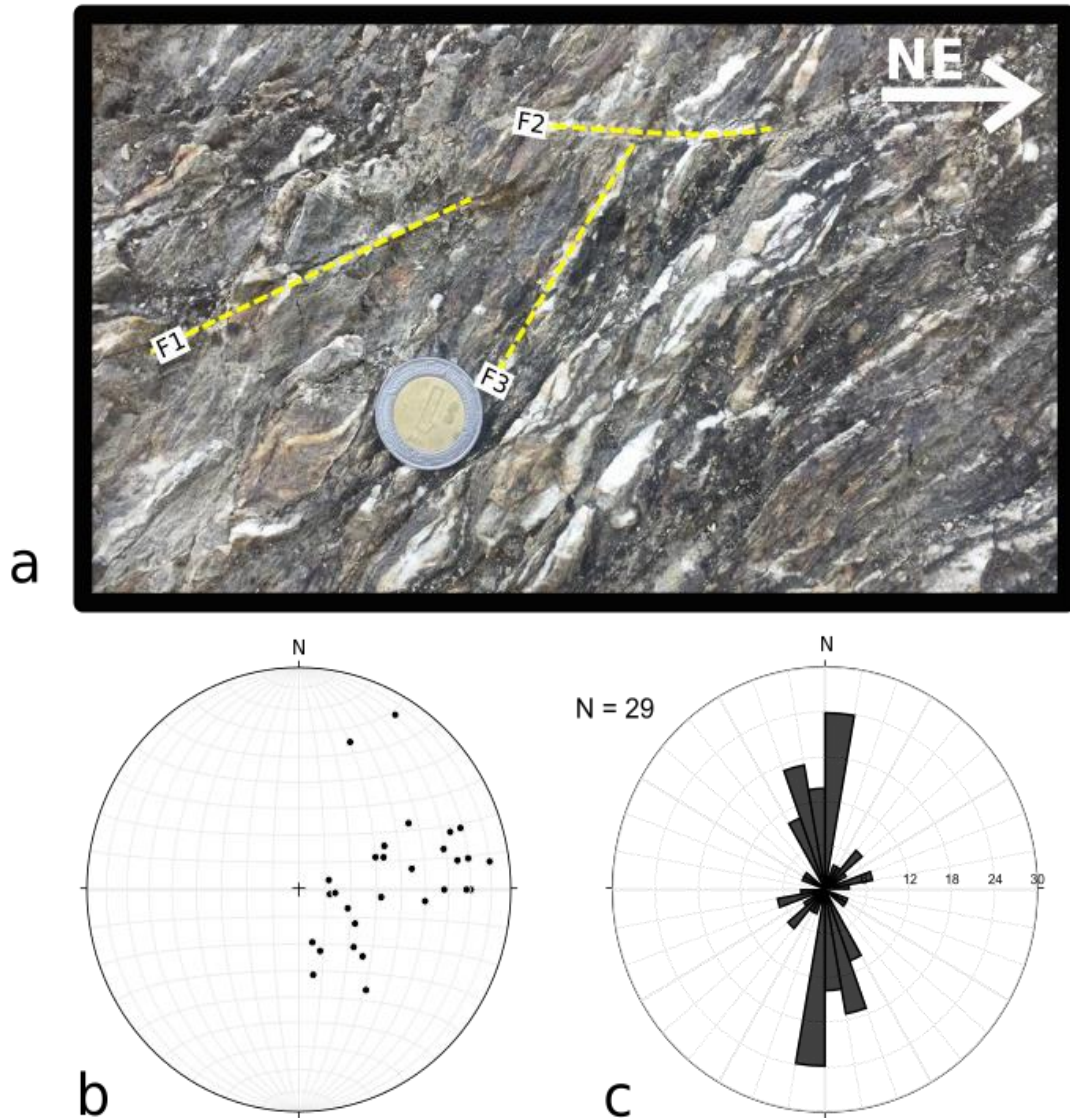


Figura 5.7. a, Fotografía de las vetas en el afloramiento de donde se obtuvieron las muestras MZ01 y MZ02. Se puede distinguir 3 familias de orientaciones principales de vetas. **b,** Red estereográfica equiareal con los polos de las familias de vetas que se distinguieron en el afloramiento. **c,** Diagrama de rosa de los rumbos de todos los datos de las vetas.

5.3 Petrografía de la Formación San Felipe/Agua Nueva y Formación Chicontepec

Además de las muestras colectadas de la Formación Méndez se tienen las muestras SF01 y MZ05 que corresponden a la Formación San Felipe/Agua Nueva y a la Formación Chicontepec, respectivamente, las cuales se describen a continuación.

5.3.1 Formación San Felipe

Las rocas de la Formación San Felipe se encuentran estratificadas, presentan un color gris y gris con tintes verdes y azules. Según el análisis petrográfico, la muestra SF01 que pertenece a la Fm. San Felipe se clasificó como una *wackestone* (acorde a la clasificación de *Dunham, 1962*), a diferencia de las muestras de la Formación Méndez, ésta tiene mayor contenido fósil. Los fósiles que se distinguieron fueron foraminíferos planctónicos circulares del tipo 1. La muestra presenta un clivaje espaciado, rugoso y trenzado con un espaciamiento de los dominios de clivaje promedio (de 10 mediciones) de 0.2 mm y un 35% en volumen de dominio de clivaje en prácticamente toda la lámina (acorde a clasificación de *Borradaile et al., 1982; Passchier y Trouw, 2005*); también se encuentran algunas vetas. Los fósiles y minerales están orientados con una dirección preferencial e incluso algunos fósiles tienen colas de calcita que asemejan estructuras delta (Figura 5.8 a).

5.3.2 Formación Chicontepec

Las rocas de la Formación Chicontepec se encuentran estratificadas, tienen una textura clástica, el tamaño de sus componentes granulométricos son limo y arena fina. Las rocas presentan un color marrón con tintes grises y están intercaladas con capas más delgadas y menos competentes de lutita que presentan un clivaje. En lámina delgada, la muestra MZ05 que pertenece a la Fm. Chicontepec, se clasificó como una arenisca calcárea o "*quartz-wacke*" (acorde a la clasificación de *Pettijohn et al., 1987*), pues a diferencia del resto de las muestras, y aunque también contiene mucha micrita (30-40%), ésta contiene mucho más cuarzo, alrededor de un 25-30% y un 2-3% de glauconita. La muestra no presenta estructuras de deformación como clivaje, vetas o fracturas (Figura 5.8 b).

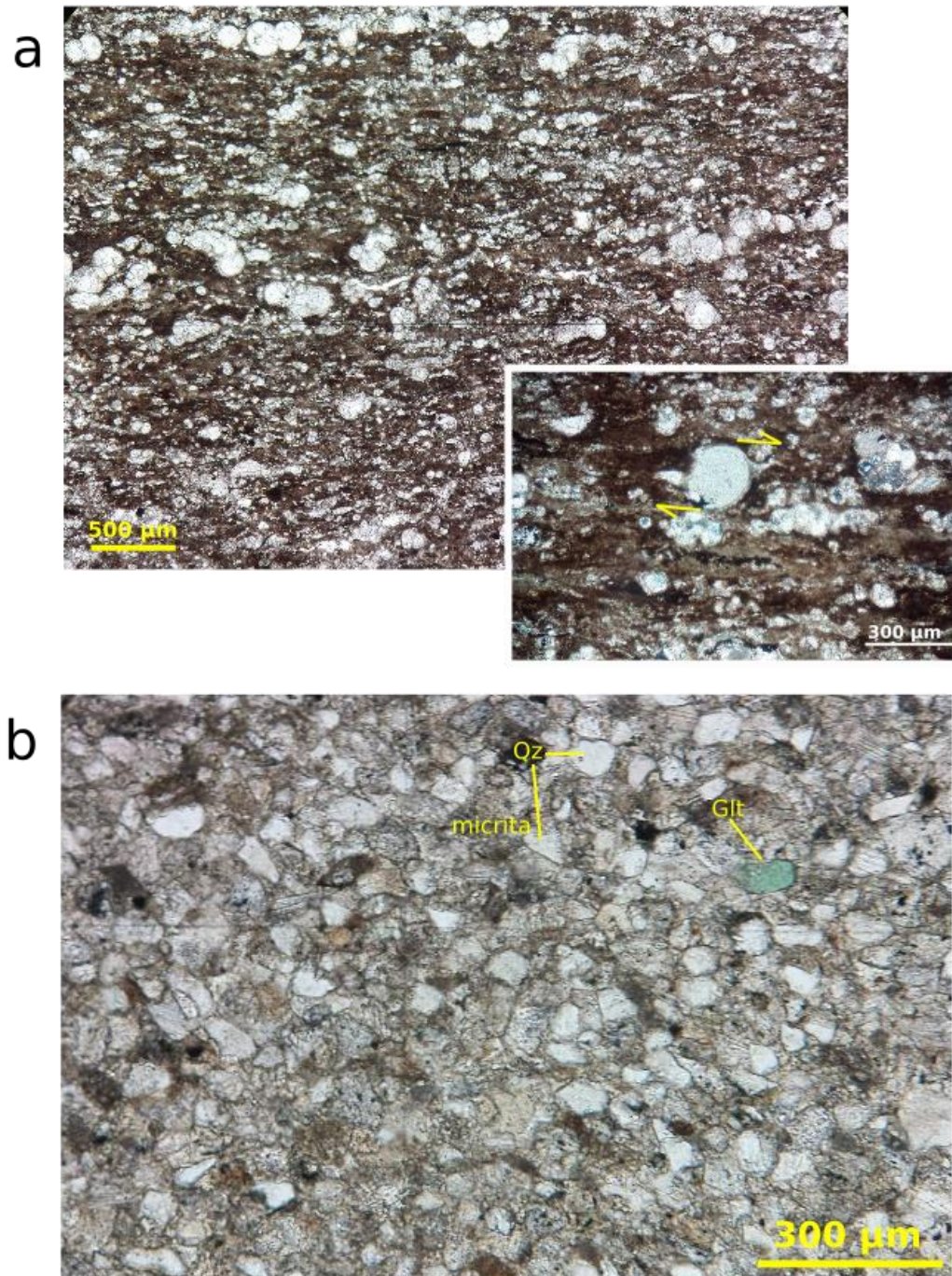


Figura 5.8 a, Microfotografía de la muestra SF-01, en el recuadro de la derecha hay un detalle de la lámina. **b**, Microfotografía de la muestra MZ05.

5.4 Orientación de estructuras

5.4.1 Transecto El Lobo-Tangojé

En el Transecto El Lobo-Tangojé, se observó que la deformación en las rocas de la Formación Méndez cambia de un lugar a otro a rumbo, por ejemplo, se encontraron zonas donde la Formación Méndez se adelgaza en extremo (~60 m) y la deformación es muy intensa. También se encontraron zonas donde los espesores de la Formación Méndez son mayores (~200 m), en donde la deformación varía notablemente según su distancia a la cabalgadura Lobo-Ciénega. Por este motivo se decidió elaborar tres secciones; una de ellas corresponde a una zona donde la Formación Méndez tiene un espesor considerable (Figura 5.10) y dos zonas donde el espesor es reducido (figuras 5.11 y 5.12).

En las secciones se puede apreciar que los patrones de deformación son distintos entre zonas “gruesas” y “delgadas”. En las zonas donde la Formación Méndez se adelgaza (figura 5.11 y 5.12), la foliación es muy penetrativa, con estructuras C, en algunos casos C', estrías y vetas. Para estas zonas el contacto con la Formación San Felipe es transicional y parece estar cizallado. Las rocas de la Formación San Felipe y de la Formación Méndez cercanas al contacto se encuentran foliadas con el mismo rumbo y echado.

En las zonas donde el espesor de la Formación Méndez es “grueso” (más de 100 m) (Figura 5.10) se puede observar que muy cerca de la cabalgadura (en los primeros 50 m) se encuentran las mismas estructuras que se ven en las zonas “delgadas” (menos de 100 m), las rocas tienen una foliación penetrativa a escala milimétrica y centimétrica, con estructuras C y algunas vetas. Conforme nos alejamos de la cabalgadura la foliación se encuentra más espaciada y es subparalela a planos de estratificación. En el resto de la sección se tienen datos de estratificación y clivaje paralelos, en esta zona la geometría de los pliegues es inferida debido a que únicamente se tienen datos de los flancos que se inclinan hacia el SW. Más alejados de la cabalgadura (150 – 200 m) se infiere que los pliegues se vuelen menos cerrados, tan sólo se observó un pliegue en la Formación Méndez muy cerca del contacto con la Formación San Felipe. El contacto con la Formación San Felipe no se observó directamente. Sin embargo, se considera que es transicional, las rocas de la Formación San Felipe continúan con el patrón de deformación presente en la Formación Méndez.

En la Formación San Felipe/Agua Nueva se observaron pliegues tipo *chevron* alejados de la cabalgadura a más de 350 m, mientras que en la Formación El Abra

las evidencias de deformación que se observaron son fracturas en zonas muy cercanas al contacto con la Formación Méndez. Esto se aprecia especialmente bien en la zona de la sección a detalle de A-A', en donde se vio a la Formación El Abra con diversas familias de fracturas. En zonas alejadas de la cabalgadura las rocas se encuentran con una estratificación masiva y prácticamente no se observa deformación.

En la Formación Méndez, el clivaje (de plano axial) y la foliación (en zonas cercanas a las cabalgaduras), representados como S1 en la Figura 5.9, son los elementos con mayor número de mediciones, se puede ver que la mayoría de los planos tienen una dirección de inclinación al SW y al W con diferentes inclinaciones. En los estereogramas de la Figura 5.9 se puede notar una leve tendencia en la orientación de S1 de cambiar del SW (en afloramientos al norte del mapa, recuadros 2 y 3) al W (en afloramientos al sur, recuadros 4 y 6). Así mismo, para las estaciones en zonas donde la Formación Méndez es "gruesa", se puede observar que conforme nos alejamos de la cabalgadura la orientación de la estratificación y del clivaje cambia del SW al W (Figura 5.10).

La dirección de inclinación de las estructuras C es también predominante al SW y al W. Mientras que las estructuras C' y las estrías (L) sólo se observaron en una estación (sección B-B'). Dentro de la sección B-B', las estructuras C' tienen una dirección de inclinación predominante al NE e inclinación subvertical, mientras que las estrías se inclinan hacia el SW y son subhorizontales. Las fracturas que se observaron en la Formación Méndez cortan los planos de foliación y tienen una dirección de inclinación al NW.

También se graficaron los datos de estratificación y clivaje de la Formación San Felipe/Agua Nueva, las redes estereográficas se incluyen en las figuras 5.9, 5.10 y 5.12. La dirección de inclinación preferencial de los planos es al SW y algunos al NE; en este caso no se ve una variación en el rumbo con la distancia.

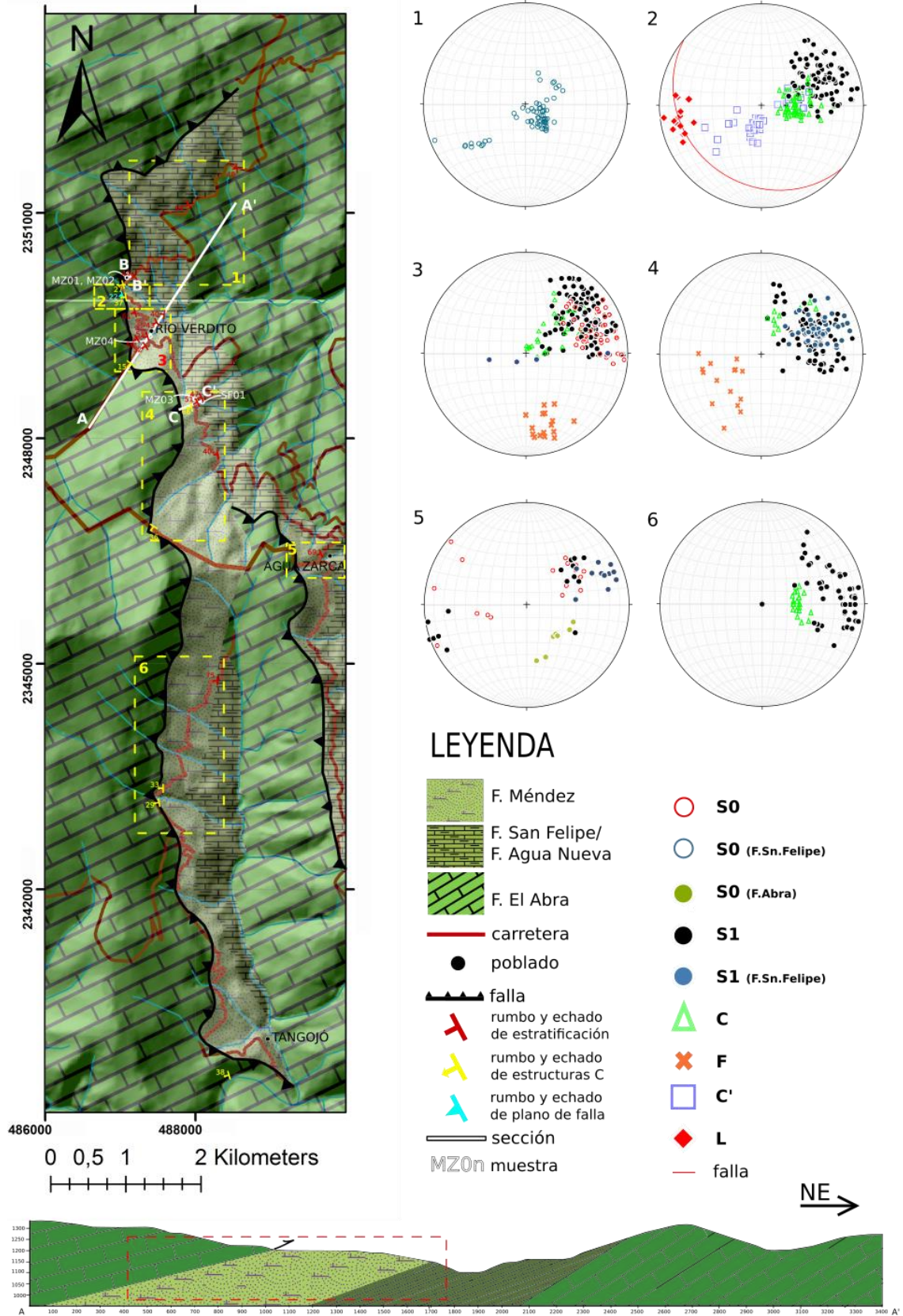


Figura 5.9 Mapa de la zona de estudio entre los pueblos El Lobo y Tangojé. Se incluyen redes estereográficas con todos los datos medidos repartidos en las zonas numeradas y marcadas en el mapa con recuadros amarillos. En la parte de abajo se muestra la sección A-A'. El área en el recuadro rojo marcado en la sección se estudió a detalle y se encuentra en la Figura

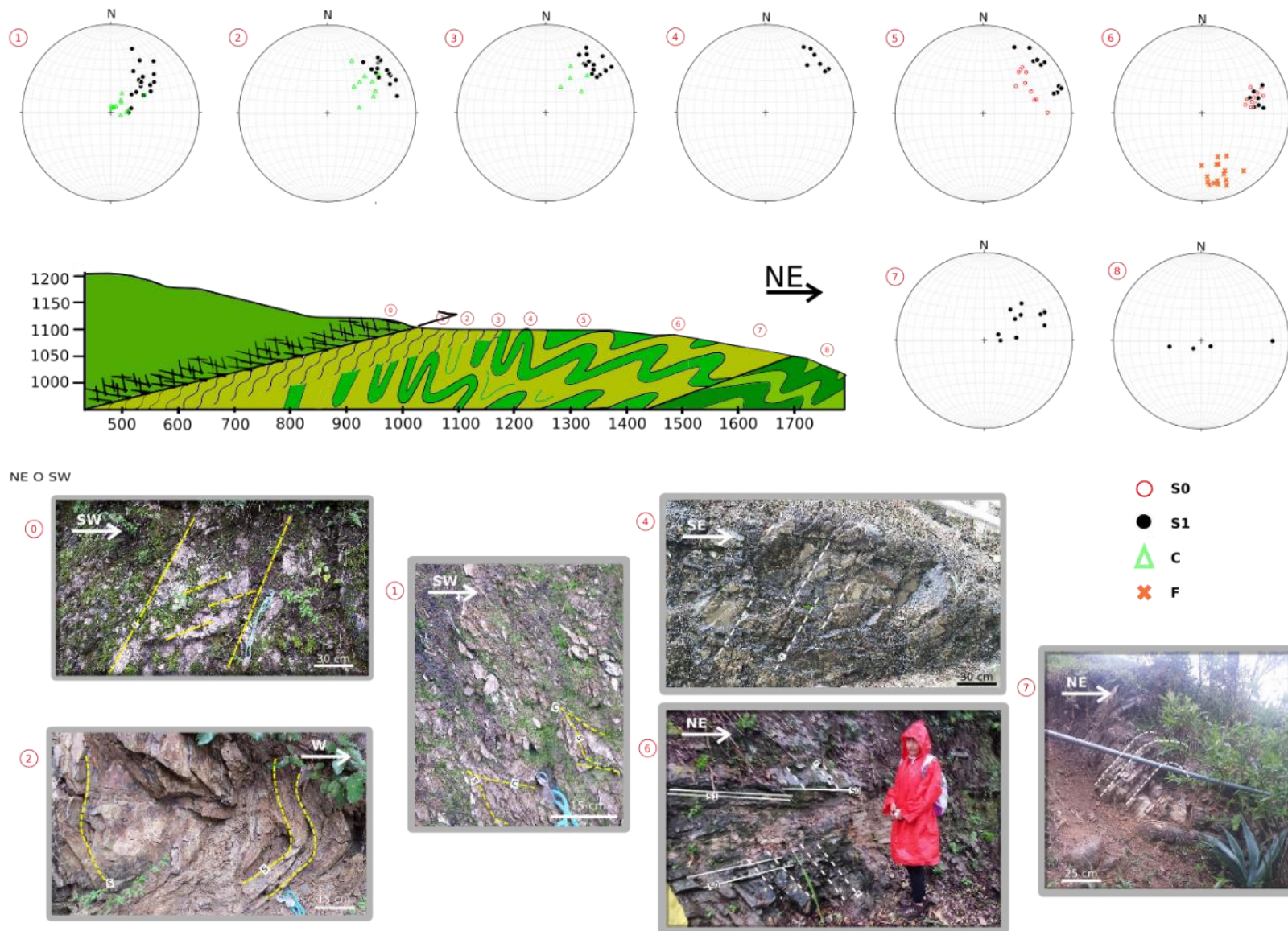


Figura 5.10 Detalle de sección A-A'. Se incluyen fotografías y las redes estereográficas correspondientes a los puntos señalados en la sección. Se graficaron datos de estratificación, foliación, estructuras C y fracturas.

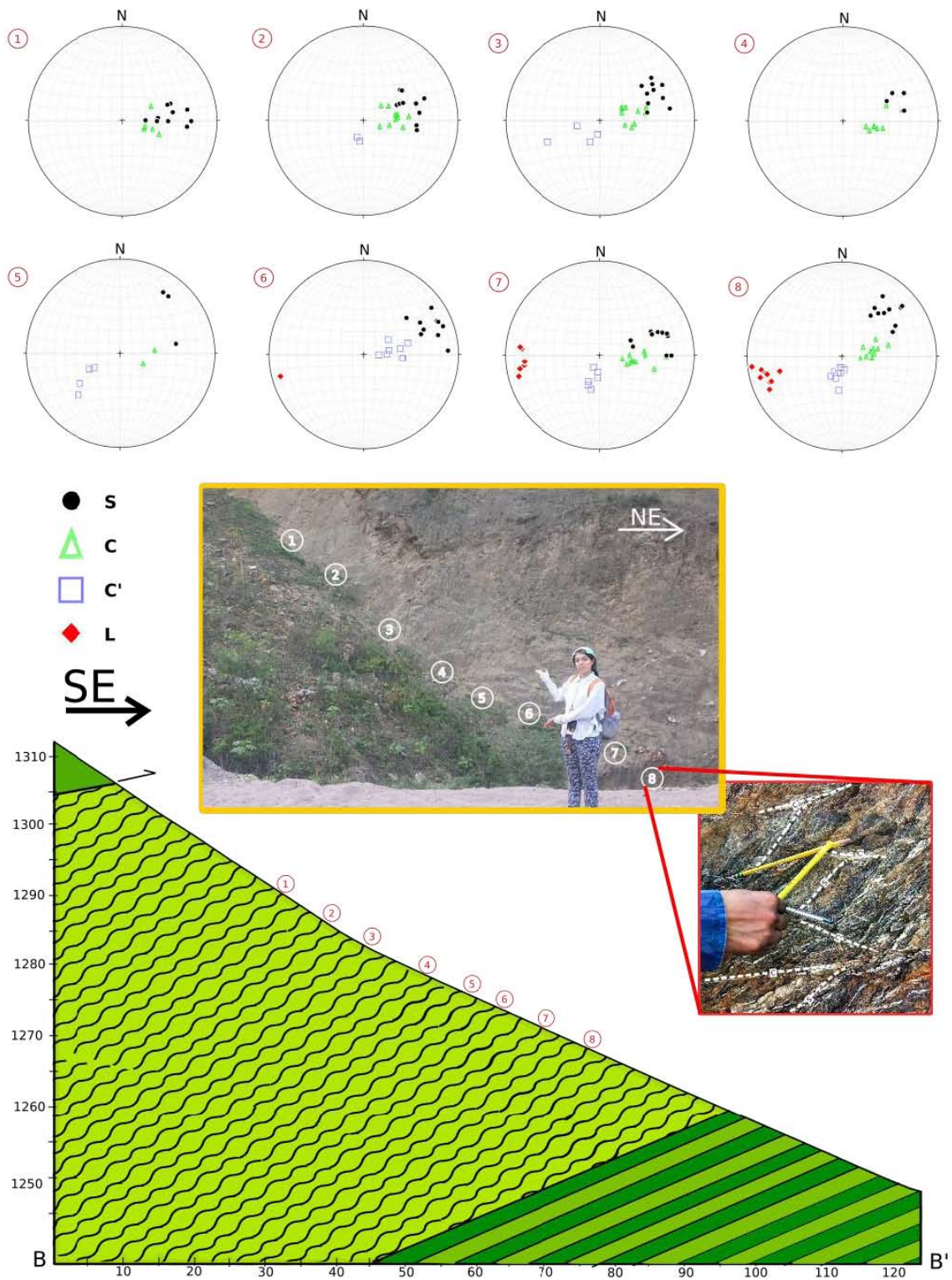


Figura 5.11 Sección B-B'. Se incluyen fotografías y las redes estereográficas correspondientes a los puntos señalados en la sección. Se graficaron datos de foliación, estructuras C, estructuras C' y estrías.

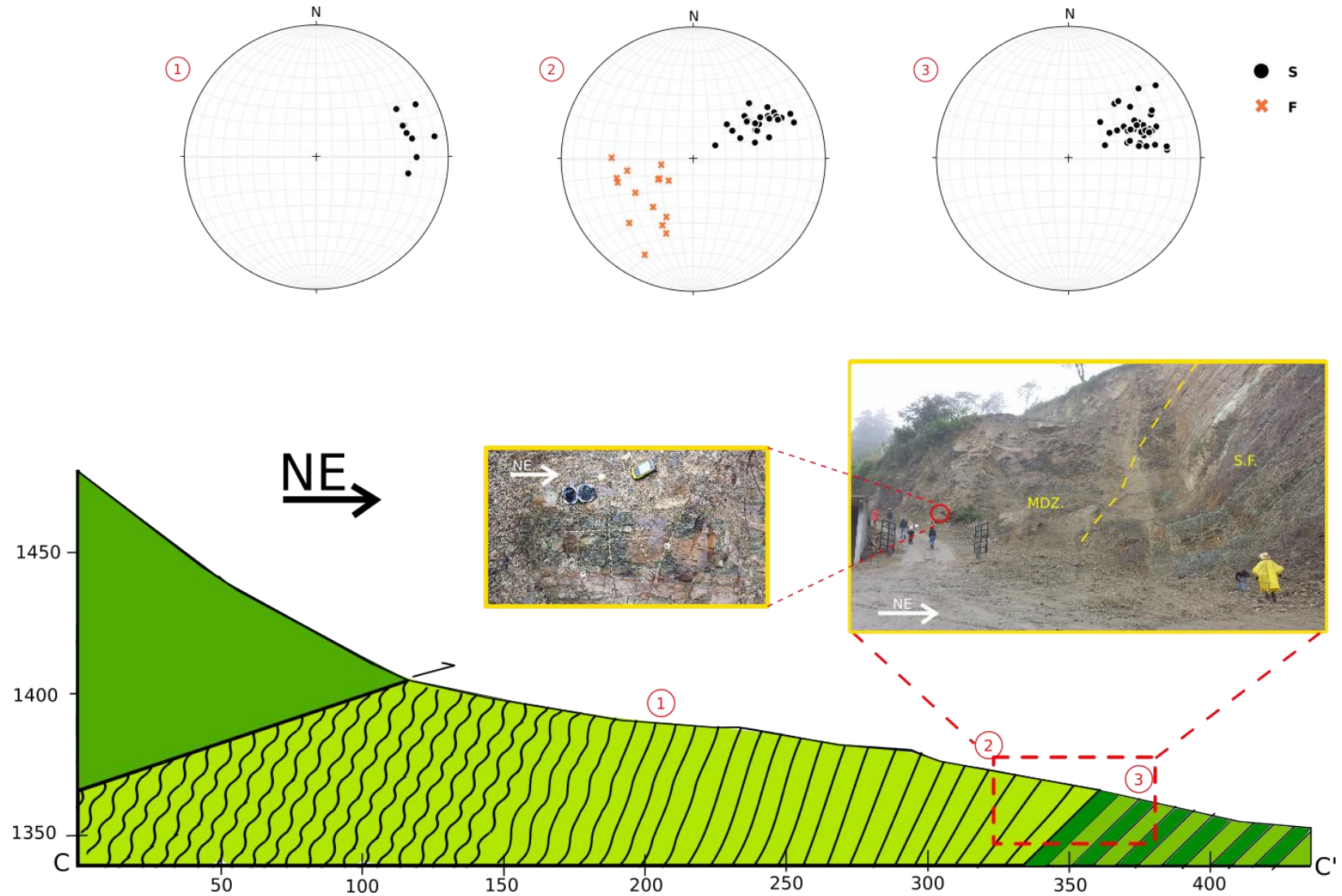


Figura 5.12 Sección C-C' con redes estereográficas y fotografías. Se incluyen fotografías y las redes estereográficas correspondientes a los puntos señalados en la sección. Se graficaron datos de foliación y fracturas.

5.4.2 Patrones de S1 en el Transecto el Lobo-Tangojé

Para las zonas donde la Formación Méndez es “gruesa” se puede ver que en algunos casos S1 y ϑ muestran un amplio rango de valores, como en las estaciones cercanas a la cabalgadura, donde S1 se inclina entre 20°-70° al SW (Figura 5.13 b). Entre los valores mínimo y máximo, se observa una tendencia ascendente hasta 80 m de distancia. Después de este punto, las variables analizadas tienden a disminuir. Este comportamiento continúa en la Formación San Felipe con un rango similar y valores altos. La mayoría de los valores del ángulo ϑ (Figura 5.14 b) se encuentran por encima de los 45°, a excepción de los datos en las estaciones cercanas a los contactos con la Fm. El Abra y la Fm. San Felipe, donde la mayoría de los ángulos se encuentran por debajo de los 45°.

En las zonas donde la Formación Méndez es “delgada” también encontramos que los valores de S1 y ϑ presentan un amplio rango de valores. En la sección B-B' (Figura 5.13 a) podemos ver que S1 muestra una tendencia ascendente hasta los 40 m y posteriormente una ligera disminución, mientras que los valores de ϑ muestran un rango más reducido, cuyo comportamiento es constante con la distancia (Figura 5.14 a). En la sección C-C' (Figura 5.13 c) se puede observar que S1 tiende a disminuir con la distancia; a 40 m de distancia del contacto con la plataforma, S1 tiene un rango de valores en la inclinación que van de 58°-80° hacia el SW; a 125 m, S1 tiene valores entre 15°-55°. Cerca del contacto entre las formaciones Méndez y San Felipe, ésta última presenta un S1 inclinado 22°-75° hacia el SW. Para la sección B-B' se puede observar que prácticamente todos los valores de ϑ se encuentran por debajo de los 45° (Figura 5.14 a), mientras que en la sección C-C' se observa este comportamiento a partir de los 88 m. en la cercanía del contacto con la Fm. San Felipe (Figura 5.14 c).

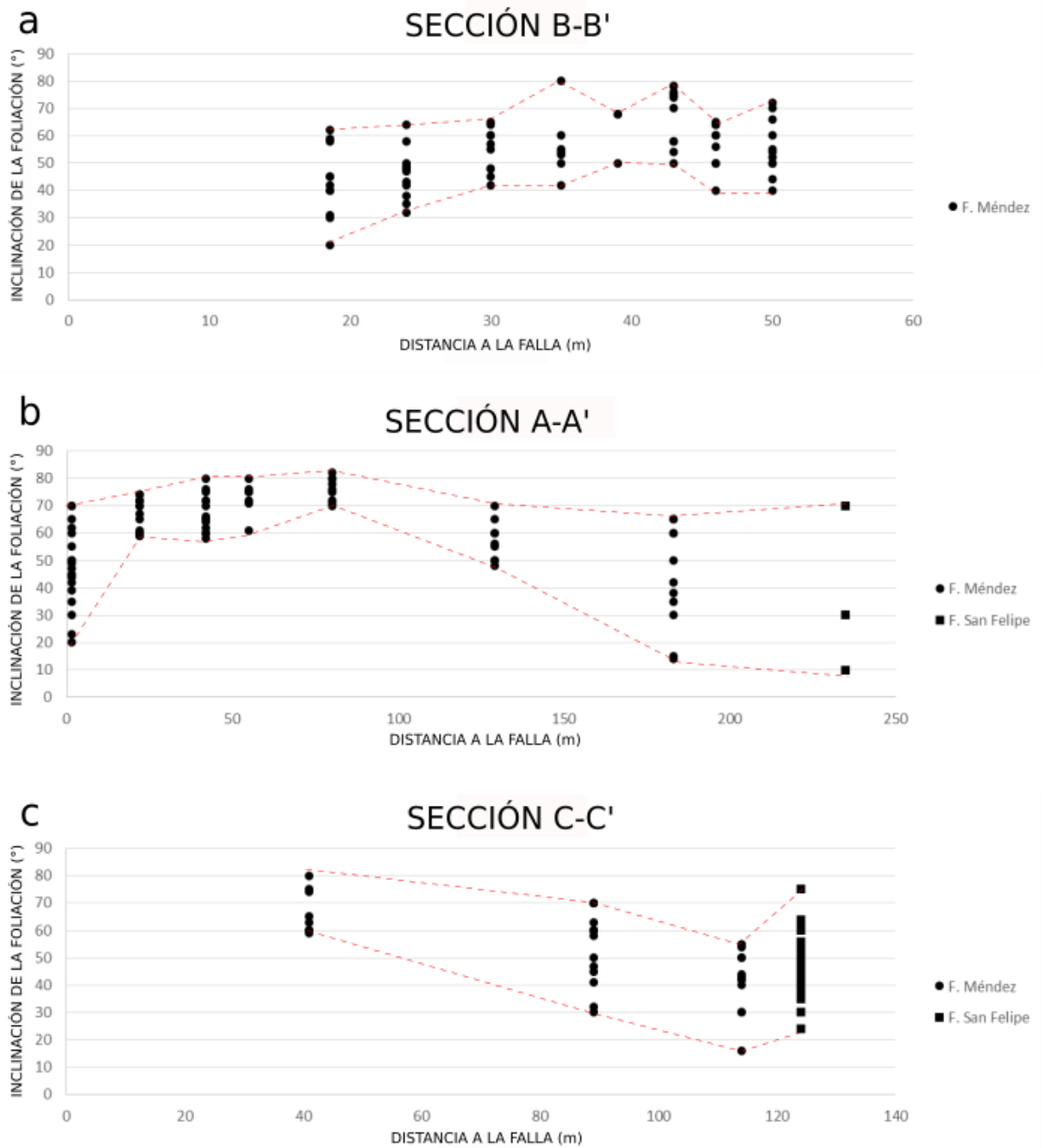


Figura 5.13 a, Gráfica de la variación del ángulo de inclinación de la foliación respecto a la distancia para la sección B-B'. b, Gráfica de la variación del ángulo de inclinación de la foliación respecto a la distancia para la sección A-A'. c, Gráfica de la variación del ángulo de inclinación de la foliación respecto a la distancia para la sección C-C'.

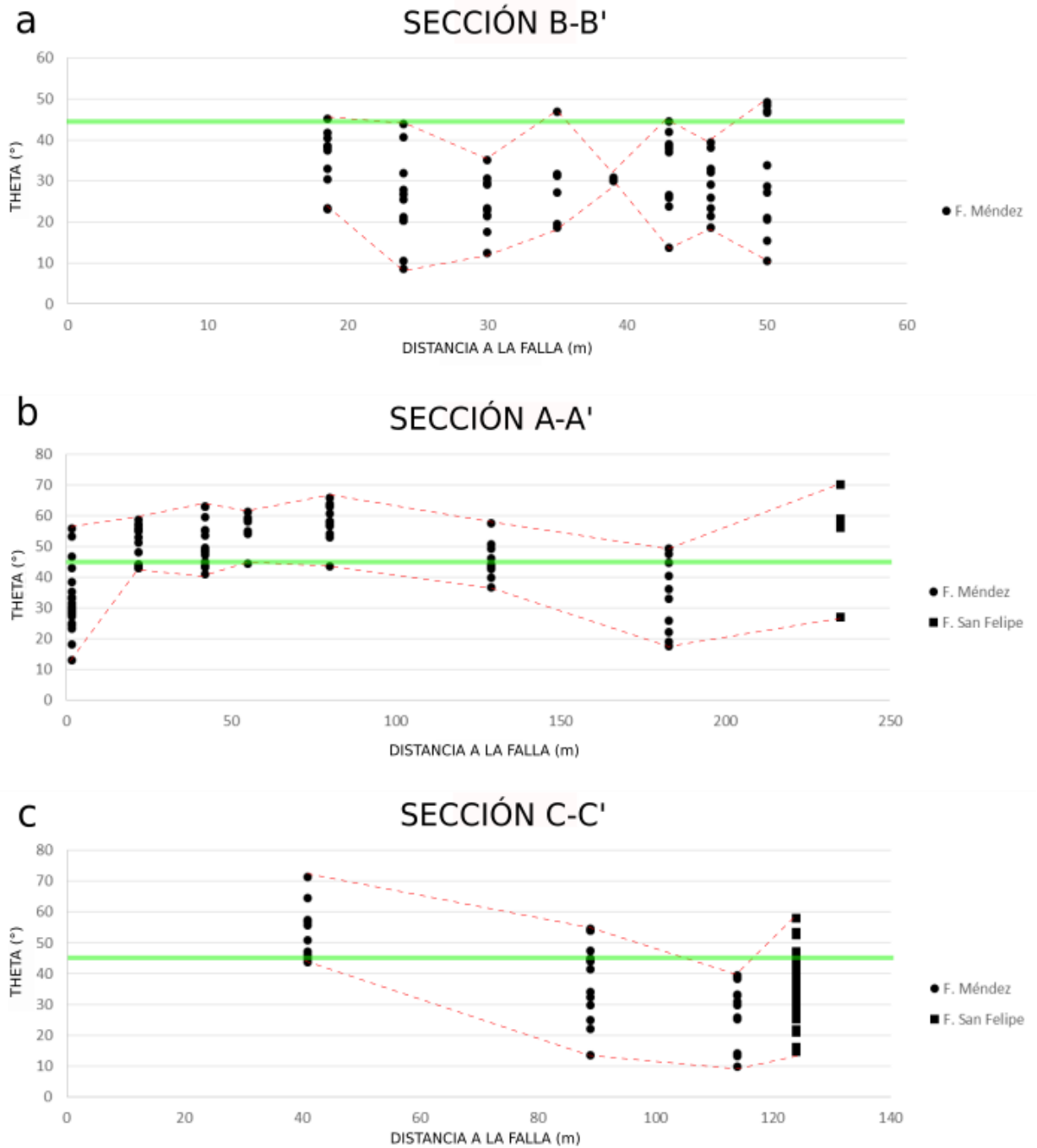


Figura 5.14 a, Gráfica de la variación del ángulo ϑ respecto a la distancia para la sección B-B'. **b,** Gráfica de la variación del ángulo ϑ respecto a la distancia para la sección A-A'. **c,** Gráfica de la variación del ángulo ϑ respecto a la distancia para la sección C-C'.

5.4.3 Transecto Ixteamel

Para la elaboración del mapa en el transecto Ixteamel, se complementó la información recabada en campo con los mapas de Suter (1990) y de Ortega-Flores (2011). Al igual que para el transecto El Lobo – Tangojé, se observó la variación de la deformación con la distancia a la cabalgadura de Tamazunchale.

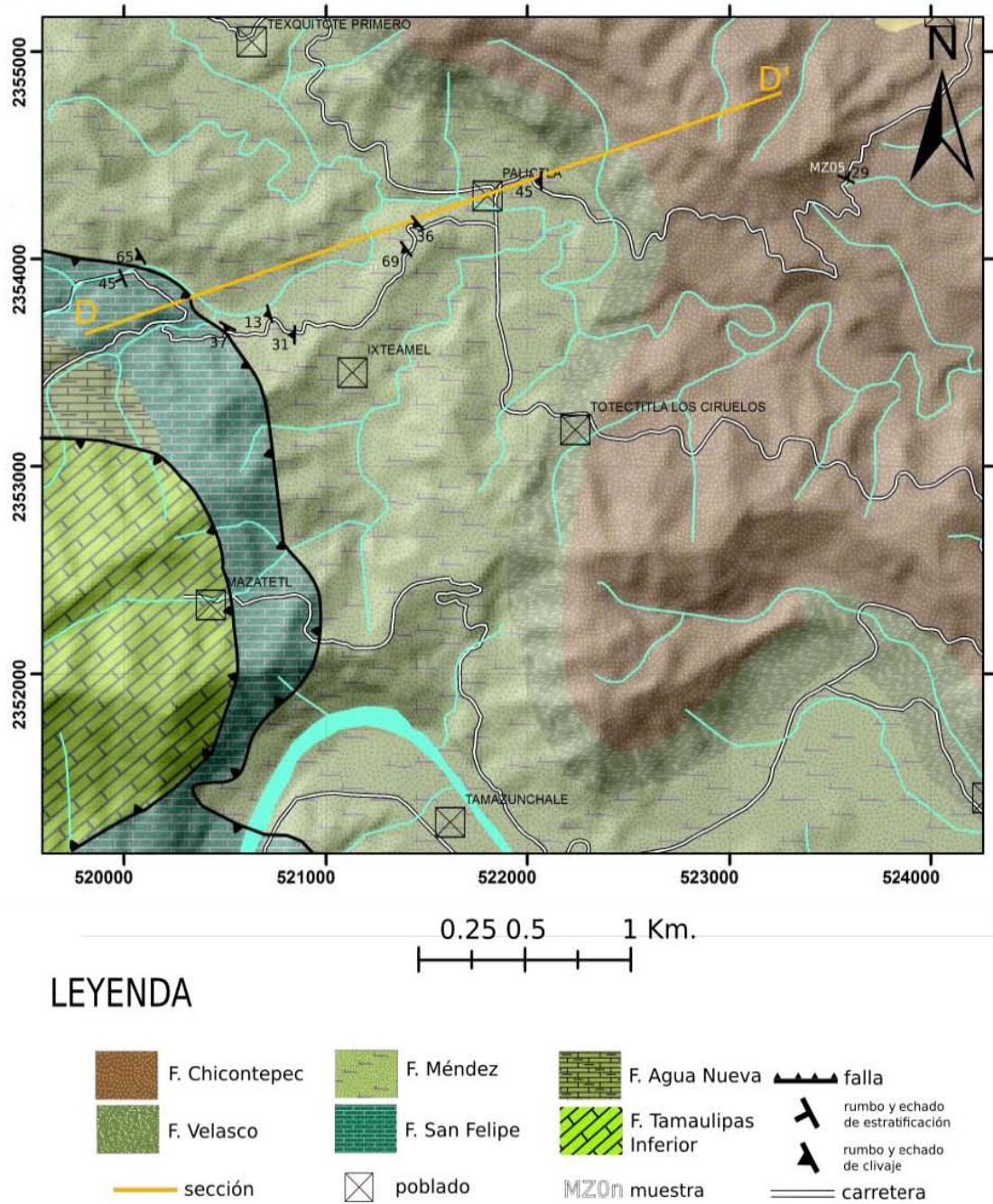


Figura 5.15 Mapa de la zona de estudio de la sección Ixteamel. Recuadro 2 de la Figura 1.1.

Las rocas de la Formación Méndez cerca de la cabalgadura se encuentran foliadas, en algunos de estos afloramientos también se encontraron planos de estratificación, los cuales son paralelos a la foliación. En la estación más cercana a la cabalgadura también se pudieron ver algunas estructuras S-C. En algunos afloramientos a lo largo de toda la sección se encontraron dispersas algunas fallas con desplazamientos de alrededor de decenas de centímetros con rumbos NW-SE.

En las rocas de la Formación San Felipe cercanas a la cabalgadura se pudieron observar pliegues tipo chevron con vergencia al NE (Figura 5.16). El contacto de la Formación Méndez con la Formación Velasco no se pudo ver en campo, pero se midieron planos de estratificación de la Formación Chicontepec cercanos al contacto, los cuales tienen rumbos similares a los de la Formación Méndez y una inclinación promedio de 30°. No se observó clivaje de plano axial en la Fm. Chicontepec.

5.4.5 Patrones de S1 en el Transecto Ixteamel

Los valores de S1 (Figura 5.17 a) muestran un amplio rango en toda la sección, especialmente cerca de la cabalgadura donde S1 se inclina de 30°-70° al SW; sin embargo no se observa algún patrón evidente. El rango de valores de ϑ también es amplio y los ángulos muestran un ligero incremento hasta los 200-300 m, después los valores disminuyen; para la estación más lejana los valores incrementan de nuevo. El ángulo ϑ (Figura 5.17 b) se distribuye de forma irregular en la sección. Sin embargo se puede apreciar que cerca del contacto con la Fm. San Felipe la mayoría de los ángulos son menores de 45°, no así con los valores cercanos al contacto con la Fm. Chicontepec.

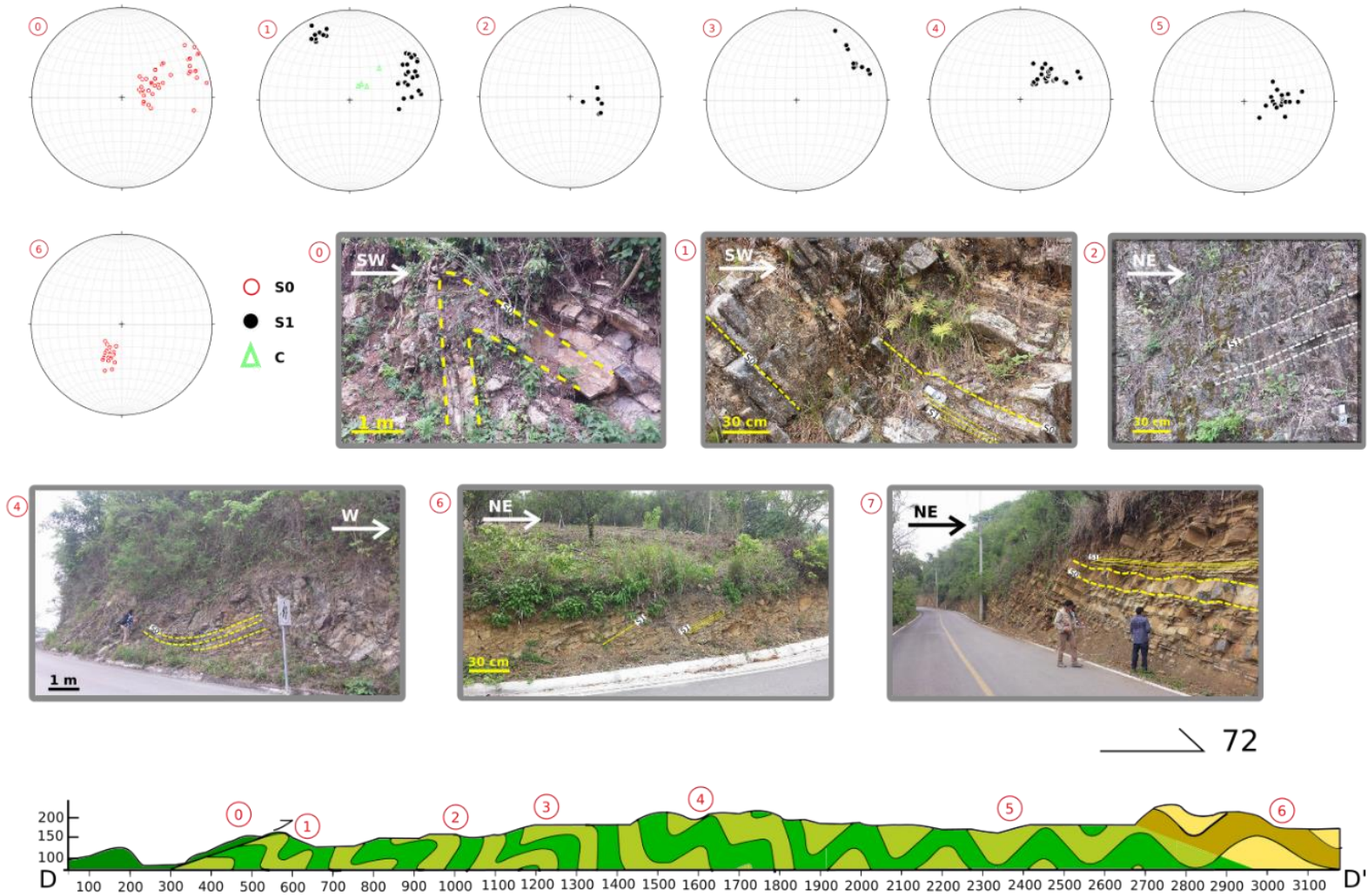


Figura 5.16 Sección D-D'. Se incluyen fotografías y las redes estereográficas correspondientes a los puntos señalados en la sección. Se graficaron datos de estratificación, foliación y estructuras C .

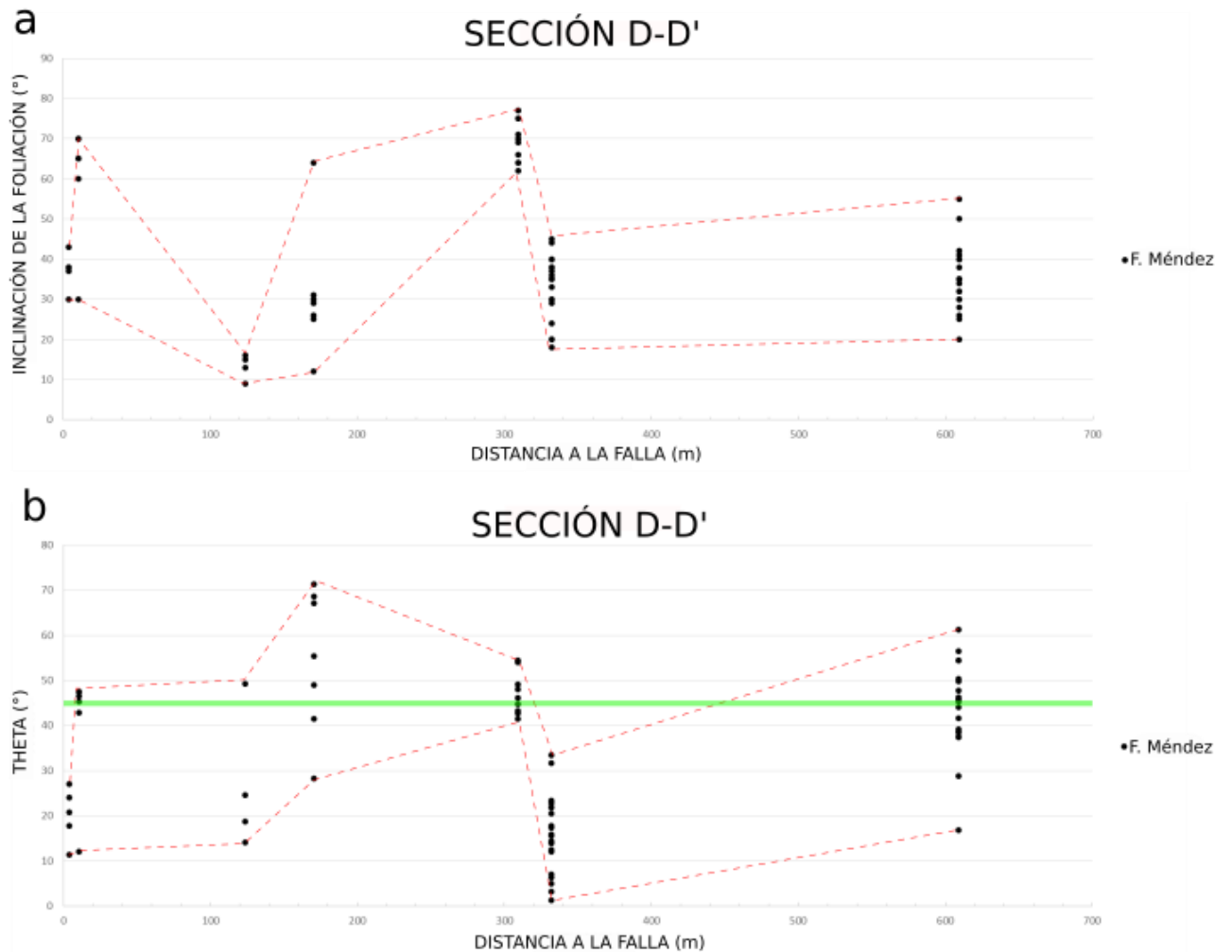


Figura 5.17 a, Gráfica de la variación del ángulo de inclinación de la foliación respecto a la distancia para la sección D-D'. b, Gráfica de la variación del ángulo ϑ respecto a la distancia para la sección D-D'.

Capítulo 6. Discusión

6.1 Mecanismos de deformación en el espacio y tiempo

Las estructuras que se observan en las rocas de la Formación Méndez pueden usarse para entender los principales mecanismos de deformación que operaron durante su deformación, en los siguientes párrafos se discutirán estos mecanismos y sus implicaciones para la historia de deformación. Para abordar adecuadamente la discusión se dividirá el área de estudio en dos zonas: una zona “delgada”, donde las rocas de la Formación Méndez tienen poco espesor y la deformación es acomodada por cizalla; y en una zona “gruesa”, en donde existe una variación en la deformación al alejarse del contacto con la PVSLP. También analiza la deformación en las rocas que están por debajo de la cabalgadura de Tamazunchale en la parte oriental del área de estudio (Figura 6.1).

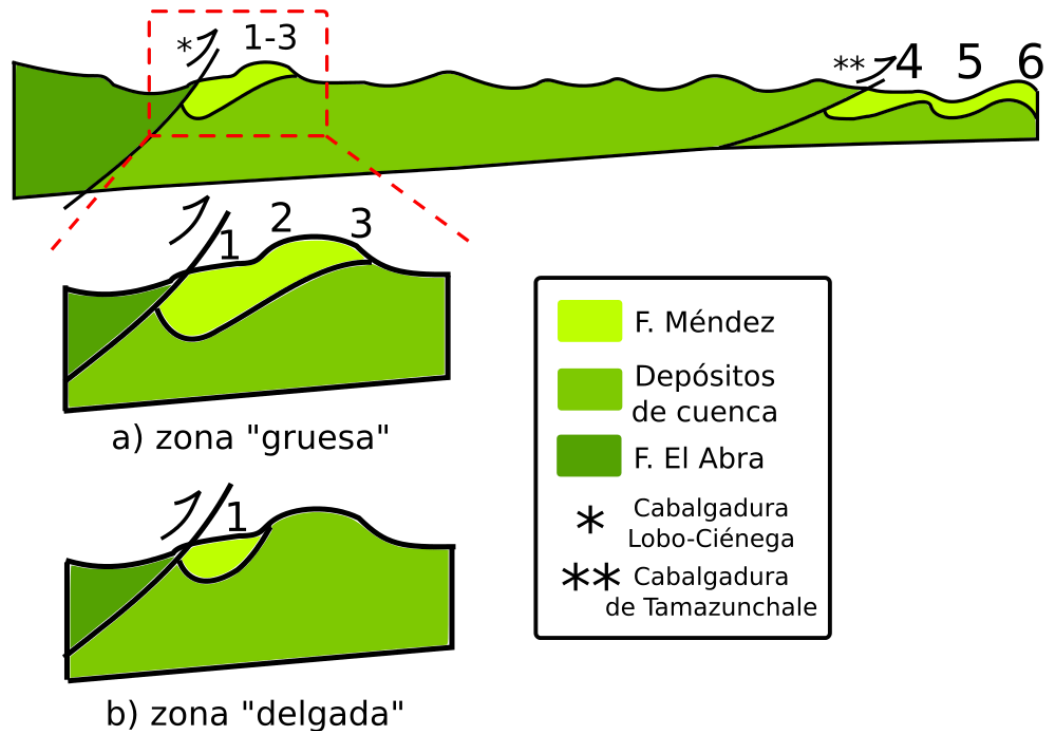


Figura 6.1 Sección esquemática sin escala que muestra las cabalgaduras El Lobo-Ciénega y Tamazunchale. Los números representan los sectores que se usan en la Tabla 5.1. Las rocas de la Fm. Méndez se separan en sus variantes de “zona gruesa” y “zona delgada” en las inmediaciones de la cabalgadura Lobo-Ciénega. Bajo la cabalgadura de Tamazunchale sólo hay “zona gruesa”.

6.1.1 Mecanismos a microescala

La disolución por presión es un mecanismo de deformación dominante en las rocas de la Formación Méndez, esto es evidenciado por la gran cantidad de vetas de calcita cercanas a la cabalgadura Lobo-Ciénega, la geometría de las vetas, los fragmentos de brecha en esta zona y la presencia de minerales opacos alrededor de éstos (figuras 5.4a; 5.5a, b, c; 6.2 a,b,c). En las zonas “gruesas” la disolución por presión se asocia a pliegues porque ocurre sobre los planos de clivaje de plano axial, el cual es mucho menos penetrativo. En las zonas “delgadas”, donde hay deformación localizada, se puede asociar este mecanismo a la cizalla generada por la cabalgadura Lobo Ciénega, esto debido a que el clivaje es mucho más penetrativo y muestra patrones de inclinación fuertemente influenciados por una cizalla (figuras 5.15 y 5.16).

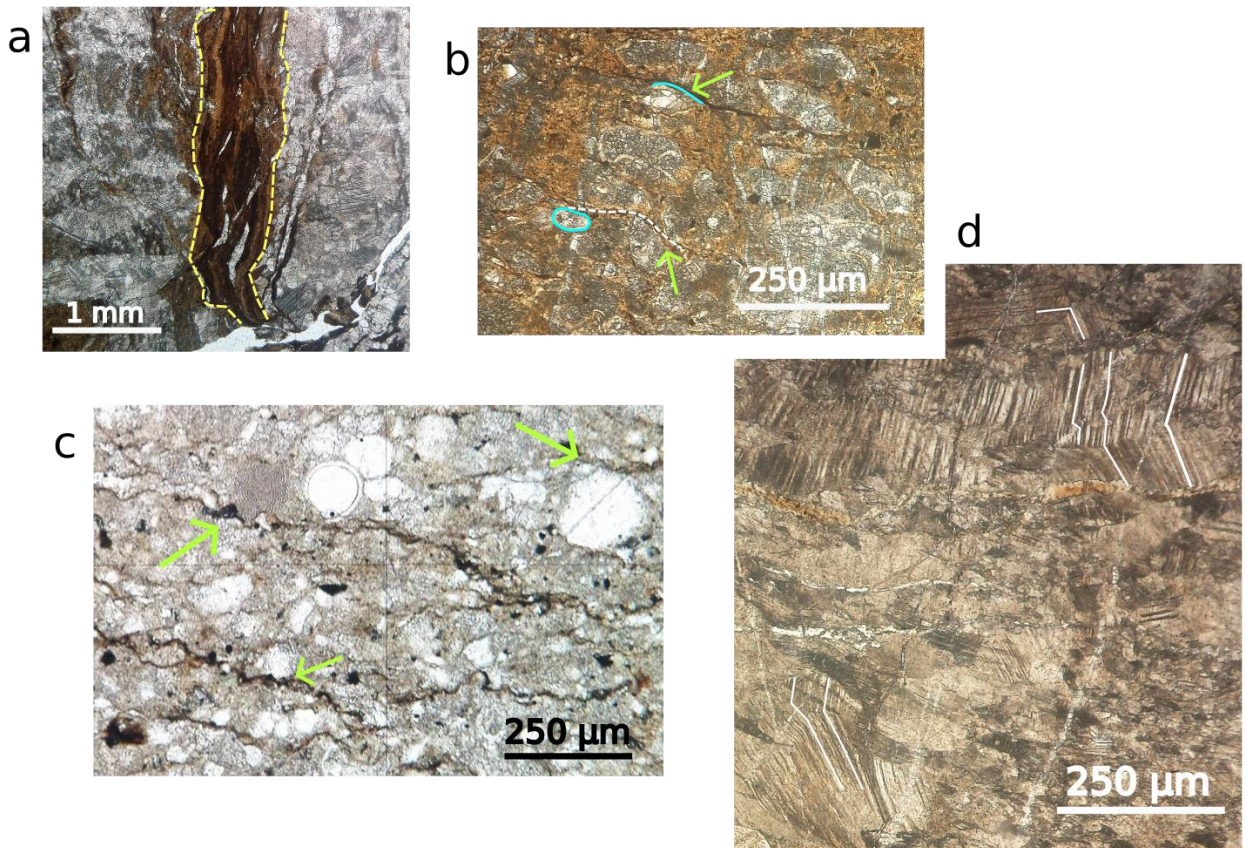


Figura 6.2 a, Vetas de calcita (de la lámina MZ02) disueltas en los bordes, se observa una alta concentración de minerales opacos. **b**, Foraminíferos aplastados dentro de un fragmento de brecha en la lámina MZ01-2, se puede ver en el borde de algunos fósiles una alta concentración de minerales opacos. **c**, Foraminíferos en la lámina MZ03, se puede ver que algunos de los fósiles fueron truncados o disueltos en los bordes. **d**, Cristales de calcita dentro de una veta de la lámina MZ01-2, se observan un maclado “doblado” o con *kinking*.

De acuerdo los análisis de vetas de calcita realizados por Fitz-Díaz *et al.* (2011) y Nava-Urrego (2008) se sabe que los fluidos en esta zona han sido movilizados. La mayoría de las vetas en la CTM precipitaron de un fluido procedente de los poros de las rocas huéspedes (o encajonantes) mediante un transporte de masa relativamente lento, a través de la matriz de roca y a escala local (distancias de cm). Algunas de las vetas, sobre todo aquellas emplazadas a lo largo de cabalgaduras mayores precipitaron de un fluido con una composición isotópica y de elementos traza diferentes al fluido presente en la roca huésped (agua formacional), lo cual indica que las cabalgaduras mayores pueden servir de conducto de fluidos a gran escala y el material puede ser transportado rápidamente a través de distancias largas (m-km) (Nava-Urrego, 2008; Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Es posible que el fluido que rellena las vetas, o algunas de ellas, en las zonas “delgadas”, provenga de zonas alejadas o de zonas profundas de la Fm. Méndez o de otras unidades de cuenca.

Los cristales de calcita “nuevos”, formados por el depósito de calcita de una solución no tendrían estructuras de deformación intracristalina. En cambio, tendrían sus caras cristalinas y maclas de crecimiento bien definidas (Passchier y Trouw, 2005). Las maclas de crecimiento se diferencian de las de deformación por ser más delgadas, rectas y ocupar toda la superficie del cristal (Passchier y Trouw, 2005). Es posible que algunas de las maclas que se vieron en las láminas sean de crecimiento pero también se identificaron muchas maclas de deformación (Figura 5.4c). En algunos cristales de calcita también se pudo observar un *kinking* del maclado (Figura 6.2d).

Según la clasificación de maclas de calcita de Burkhard (1993) y de Ferrill *et al.* (2004), las maclas que se observaron en algunos cristales de calcita pertenecientes al sector 1 son del tipo 1, 2 y unas pocas del tipo 3. Éstas últimas pueden usarse como geotermómetros y señalan temperaturas de hasta 200°-250°C (Figura 6.3). Gray *et al.* (2001) y Fitz-Díaz *et al.* (2011) señalan una temperatura máxima de 155 a 170°C al este de la PVSLP y de 190°C al borde oeste de la CTM. Las altas temperaturas que insinúan las maclas observadas en las vetas de la Fm. Méndez podrían explicarse suponiendo que la deformación provocada por la cabalgadura Lobo-Ciénega produce una fuerte anomalía térmica, aunado a la circulación de fluidos que transportan calor proveniente de otras zonas del orógeno .

En la zona “gruesa” alejados de la cabalgadura (sectores 2 y 3 de la Figura 6.1) no se tienen mecanismos de *kinking* y los mecanismos de maclado se encuentran tan solo en los cristales de calcita que rellenan las escasas vetas microscópicas o como granos minerales (~1%) traídos de otra fuente.

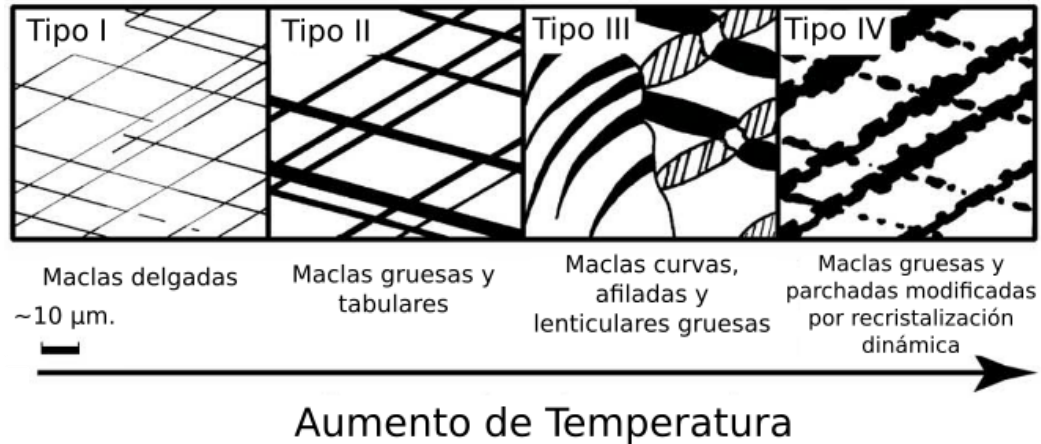


Figura 6.3 Influencia de la temperatura en la deformación mediante maclado de la calcita. Modificado de Ferrill *et al.*, 2004

En los cristales de calcita del sector 1 se observaron pocas microfracturas. Sin embargo, debieron existir fracturas milimétricas que rompieron la roca original en trozos y formaron una brecha en algún punto de la historia de deformación de la Fm. Méndez. No se pudieron reconocer evidencias de flujo cataclásico porque no se encontraron fragmentos pequeños de brecha o fragmentos elongados y alineados que podrían evidenciar cizalla (*Passchier y Trouw, 2005*). Tampoco se ven fragmentos de brecha en contacto directo. Quizás en algún momento en la historia de deformación de la Formación Méndez existió flujo cataclásico; aunque no hay evidencias de éste, porque los planos donde ocurría el deslizamiento entre granos fueron rellenados por calcita o por minerales opacos, o porque los fragmentos pequeños fueron completamente disueltos.

5.1.2 Mecanismos a escala mesoscópica

Como se mencionó en el capítulo de marco teórico, según el grado de cohesión mesoscópica durante la deformación, se tienen estructuras frágiles, dúctiles y frágil/dúctiles como fracturas, fallas y pliegues (*van der Pluijm y Marshak, 2004*).

En las rocas de la Formación Méndez se pueden observar diferentes maneras mediante las cuales se acomoda la deformación en cada zona (mecanismos a escala mesoscópica). En las zonas “delgadas” se observaron mecanismos frágiles como vetas mesoscópicas, y mecanismos dúctiles como zonas de cizalla dúctiles (Figura 5.3 a y c). En las zonas “gruesas” el mecanismo dominante son los pliegues, aunque es diferente en las inmediaciones del contacto con la plataforma VSLP (Figura 5.10).

En las zonas cercanas a la cabalgadura Lobo-Ciénega los pliegues son más cerrados (isoclinales) en comparación a los observados en el área cercana a la cabalgadura de Tamazunchale, esto coincide con lo reportado por Fitz-Díaz *et al.* (2012). La manera en que se acomoda la deformación en la Formación Méndez en el área del transecto Ixteamel se asemeja a lo observado al suroeste por Fitz-Díaz *et al.* (2012) en los depósitos de la Fm. Soyatal en el área de la cuenca de Zimapán, donde los pliegues son más abiertos con charnelas redondeadas y con un clivaje de plano axial.

Las variaciones observadas en el ángulo de inclinación del clivaje (de plano axial) y la foliación, así como del ángulo ϑ , en la zona “gruesa” en el área del transecto el Lobo-Tangojé se pueden explicar suponiendo que existe una mayor componente de cizalla simple cerca de los contactos con la Fm. El Abra y con la Fm. San Felipe. La componente de cizalla cerca del contacto con la Fm. el Abra es un comportamiento esperado pues el contacto es una cabalgadura. Para el contacto con la Fm. San Felipe, esta componente de cizalla puede explicarse suponiendo que en existe una zona de despegue local paralela a la cabalgadura Lobo-Ciénega, desarrollada por la baja competencia mecánica de la Fm. Méndez al momento de la deformación.

El clivaje de plano axial en la zona “gruesa” del transecto Ixteamel no presenta un patrón muy claro, pero en general la mayoría de los valores de inclinación del clivaje y ϑ son un poco más bajos que los del transecto Lobo-Tangojé. Lo cual es similar a lo observado en los pliegues en la Fm. Tamaulipas en esa área según lo reportado por Vásquez-Serrano (2010).

En la zona “gruesa” (Figura 6.1) adyacente a la cabalgadura Lobo-Ciénega (sector 1) se observaron vetas mesoscópicas y estructuras S/C, mientras que en el transecto de Ixteamel no se observaron vetas, sólo unas cuantas estructuras S/C cercanas a la falla. En estas zonas no se llega a metamorfismo o milonitización como en otras zonas de cizalla al oeste de la sección Vizarrón-Tamazunchale (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

En las zonas “delgadas” se esperaba encontrar patrones de la foliación a escala mesoscópica similares a los de una zona de cizalla dúctil pues en esta zona se observó una deformación intensa con mecanismos de deformación cristal-plástico y de difusión a micro y meso escala, como disolución por presión, maclado mecánico y kinking (figuras 5.3 y 6.2). Aunque los valores de ϑ son menores de 45° , el comportamiento no sigue el modelo de una zona de cizalla (compresional) dúctil perfecta, donde la foliación se vuelve subparalela al plano de cizalla (estructuras C) hacia el centro de la zona de cizalla. Esto puede atribuirse al comportamiento no simétrico de la zona de cizalla, en la cual, el núcleo de la falla

se localiza en el contacto con la caliza, también es posible que la deformación sea repartida de manera no uniforme cerca del contacto plataforma-cuenca.

Otro mecanismo importante que se observó en el área de estudio está representado por un evento frágil que acomodó la deformación a través de fracturas. Estas estructuras cortan a otras más antiguas como la foliación pero lo hacen con el mismo rumbo (NE-SW). Este mecanismo se suele observar principalmente en el sector 2 y 3 (Figura 6.1) y cerca del contacto con la Fm. San Felipe en la zona delgada de la sección C-C'.

Lo observado en el transecto Lobo-Tangojé y en el transecto Ixteamel se asemeja a lo observado en otros orógenos, donde las propiedades mecánicas de las rocas juegan un papel importante en la deformación. En el capítulo de marco teórico se mencionó que en las zonas donde la diferencia entre las propiedades mecánicas de las rocas es mayor, es común encontrar una serie de cabalgaduras; mientras que en zonas al interior de la facies de cuenca, la deformación es acomodada principalmente por pliegues.

Tabla 6.1 Mecanismos de deformación en las rocas de la Formación Méndez.								
MECANISMO DE DEFORMACIÓN			SECTOR					
			1	2	3	4	5	6
MICROESCALA	FRÁGIL	Microfracturamiento	X*	X*	X*			
	CRISTAL- PLÁSTICO Y DIFUSIÓN	Maclado mecánico	X	X''	X''			
		<i>Kinking</i>	X					
		Disolución por presión- Reprecipitación	X	X**	X^			
MESOESCALA	FRÁGIL	Fracturas		X	X			
		Vetas (fracturas rellenas)	X					
		Fallas					X	X
	DÚCTIL	Pliegues		X	X	X	X	X
		Zonas de cizalla continuas	X			X		

*Escasas microfracturas, tan solo ~1% de los cristales tienen microfracturas. "Las maclas se observan en granos de calcita en clastos y en vetas milimétricas. **Clivaje muy escaso y ninguna veta. ^ Sólo se observa clivaje pero la muestra corresponde a una roca cercana al contacto con la Fm. San Felipe en la zona "delgada" de la sección C-C'.

6.2 Historia de deformación de la Formación Méndez.

Según las observaciones realizadas en este trabajo, es evidente que existen mecanismos de deformación frágil y dúctil que actúan en la deformación de las rocas de la Formación Méndez. Estos mecanismos pueden ser contemporáneos (a diferente escala) u operar en distinto tiempo; de acuerdo con lo observado se puede sugerir la siguiente historia de deformación (Figura 6.3), la cual se describe a continuación:

1. En un intervalo de tiempo inicial al cual llamaremos fase 1, la deformación por acortamiento afectó a estas rocas, distorsionando fósiles, generando estilolitas y un clivaje perpendicular al eje de acortamiento (S1) mediante un proceso de disolución por presión; se considera que es así porque estos elementos se pueden encontrar dentro de los fragmentos de brecha (figuras 5.2 b; 5.4 a, f; 6.2 b,c). A escala mesoscópica, el clivaje posiblemente esté asociado a la formación de pliegues. Así mismo, se formaron fracturas que fueron rellenas por calcita (figuras 5.3 a, 5.4, 5.5).

En este intervalo de tiempo la deformación aún no ha llegado a afectar a las rocas en el transecto Ixteamel.

2. En un segundo intervalo de tiempo o en la fase 2, se forma una falla inversa poco inclinada (según lo observado en modelos de Contreras y Suter, 2015) en el borde entre la cuenca Tampico-Misantla y la Plataforma VSLP que afecta a la Formación Méndez de manera frágil mediante una brecha de falla.

No mucho después del brechamiento de la roca, la circulación de fluidos jugará un papel fundamental en la deformación de la brecha. La evidencia radica en las muestras MZ01 y MZ02, donde hay muchas vetas de calcita entre los fragmentos de la brecha. Estas vetas son en su mayoría gruesas, amorfas y no tienen rellenos de calcita fibrosa (figuras 5.4 c, 5.5), por lo que parece que rellenan los espacios abiertos provocados por el brechado. Por sus inclinaciones y características estas vetas se relacionan con las vetas de la G1 a nivel microscópico (a excepción de las que se encuentran dentro de los fragmentos de brecha) y a las vetas con rumbos N-S y NE-SW, medidas en el afloramiento (figuras 5.6 y 5.7). En lugares alejados a la zona de falla, la deformación es acomodada mediante pliegues tipo *chevron*.

Las rocas de la Fm. Méndez en el área del transecto Ixteamel experimentan un acortamiento que comienza a plegar las rocas a partir de esta fase, pues según los modelos de Dixon (2004) y Contreras y Suter (2015) el acortamiento suele transferirse hacia el interior de la cuenca en dirección hacia el antepaís. Muy probablemente los mecanismos que comenzaron a actuar a microescala en esta zona son los mismos que en el transecto El Lobo-Tangojé en la fase 1.

3. En la fase 3, la deformación es acomodada a nivel microscópico mediante la distorsión de las maclas de calcita y *kinking*, así como una fuerte disolución en las orillas de las vetas y en algunos cristales formados en etapas anteriores (figuras 5.4 a, b, c, 6.2). En esta etapa es probable que comenzara una proto-milonitización evidenciada por el plegamiento, rompimiento y cizallamiento de vetas de la fase 2 (Figura 5.5); también porque los fragmentos de brecha son disueltos y estirados, por lo que toman una forma lenticular en la zona de falla de la cabalgadura Lobo-Cienega (Figura 5.3a).

En esta fase, probablemente se forman planos de cizalla paralelos al plano de cizalla principal que conforman las estructuras C que vemos a escala de afloramiento (Figura 5.3). En algunos de estos planos se deposita calcita. Contemporáneamente a la precipitación de calcita, se forman las lineaciones por estiramiento de granos sobre los planos C. Como no se trata de lineaciones penetrativas a escala milimétrica o centimétrica en todo el volumen de roca (como las lineaciones por estiramiento), las orientaciones de estas lineaciones no pueden ser asociadas directamente con la dirección del flujo, es decir, no representan la dirección de máxima extensión finita (*Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010*), pero sí nos da la dirección de movimiento de la falla principal, la cual es hacia el E-NE (estereograma 2 de la Figura 5.9).

En esta etapa, también se forman otras vetas, las cuales asociamos al grupo G2 a nivel microscópico. Estas vetas suelen ser más delgadas y fibrosas, cortan a la brecha, otras vetas y algunos planos de clivaje. El relleno de calcita usualmente no es elongado, por lo que este hábito anómalo se relaciona con un mecanismo de crecimiento, es decir, crecen al tiempo en que se deforman (*Passchier y Trouw, 2005*). En algunas vetas, estas fibras de calcita están curvas o plegadas; por lo cual se puede suponer que en esta fase la falla se encontraba activa. La mayoría de estas vetas no se están disolviendo en sus orillas, lo que indica que son más jóvenes que las vetas formadas en la fase 2 (Figura 5.4 f).

En esta fase los pliegues continúan desarrollándose en la Fm. Méndez hacia el interior de la cuenca, y como ahora se tiene una cabalgadura activa debe haber una componente de cizalla que afecte a las rocas al tiempo en que experimentan acortamiento. Esto podría explicar la asimetría de los pliegues y los patrones de foliación en esta zona (*Ramsay et al., 1983; Carosi et al., 2004*).

En el transecto Ixteamel, las rocas de la Fm. Méndez siguen desarrollando pliegues tipo chevron, al tiempo en que la cabalgadura de Tamazunchale está activa, lo cual genera la asimetría de las estructuras observada cerca del contacto. Así mismo, es esta fase que se generan las zonas de cizalla dúctiles (estructuras S/C) cerca de esta cabalgadura.

4. En un cuarto intervalo de tiempo, la deformación continúa al menos en la zona cercana a la cabalgadura Lobo-Ciénega. Una de las evidencias es que hay cristales en las vetas de la G2 que también presentan un maclado mecánico. Así mismo, se observó que algunas de las vetas de la G1 cortadas por vetas de la G2, muestran el mismo maclado (Figura 6.4 b), lo que indica que los cristales de ambas vetas fueron deformados en un mismo episodio. En esta fase se piensa que se formaron las pequeñas y escasas vetas de cizalla porque hay evidencia de que algunas vetas de la G1 y G2 son cortadas por zonas de cizalla en las cuales se suele desarrollar una foliación y en algunos sitios precipitación de calcita representada por vetas paralelas a estas zonas de cizalla (Figura 5.4b).

En el transecto Ixteamel es probable que el acortamiento comience a acomodarse de forma frágil, ello es evidenciado por las fallas inversas con desplazamiento de decenas de centímetros en partes medias y distales a la cabalgadura de Tamazunchale.

5. En este quinto intervalo de tiempo, que puede ser inmediatamente después o mucho después de la fase 4, se generan fracturas en las rocas de la Fm. Méndez en un área media y distal a la cabalgadura Lobo-Ciénega. Es posible que las fracturas estén asociadas al mismo evento de acortamiento que actuó en las fases de deformación anteriores (una reactivación tardía de la falla) porque las fracturas tienen el mismo rumbo que el resto de las estructuras.

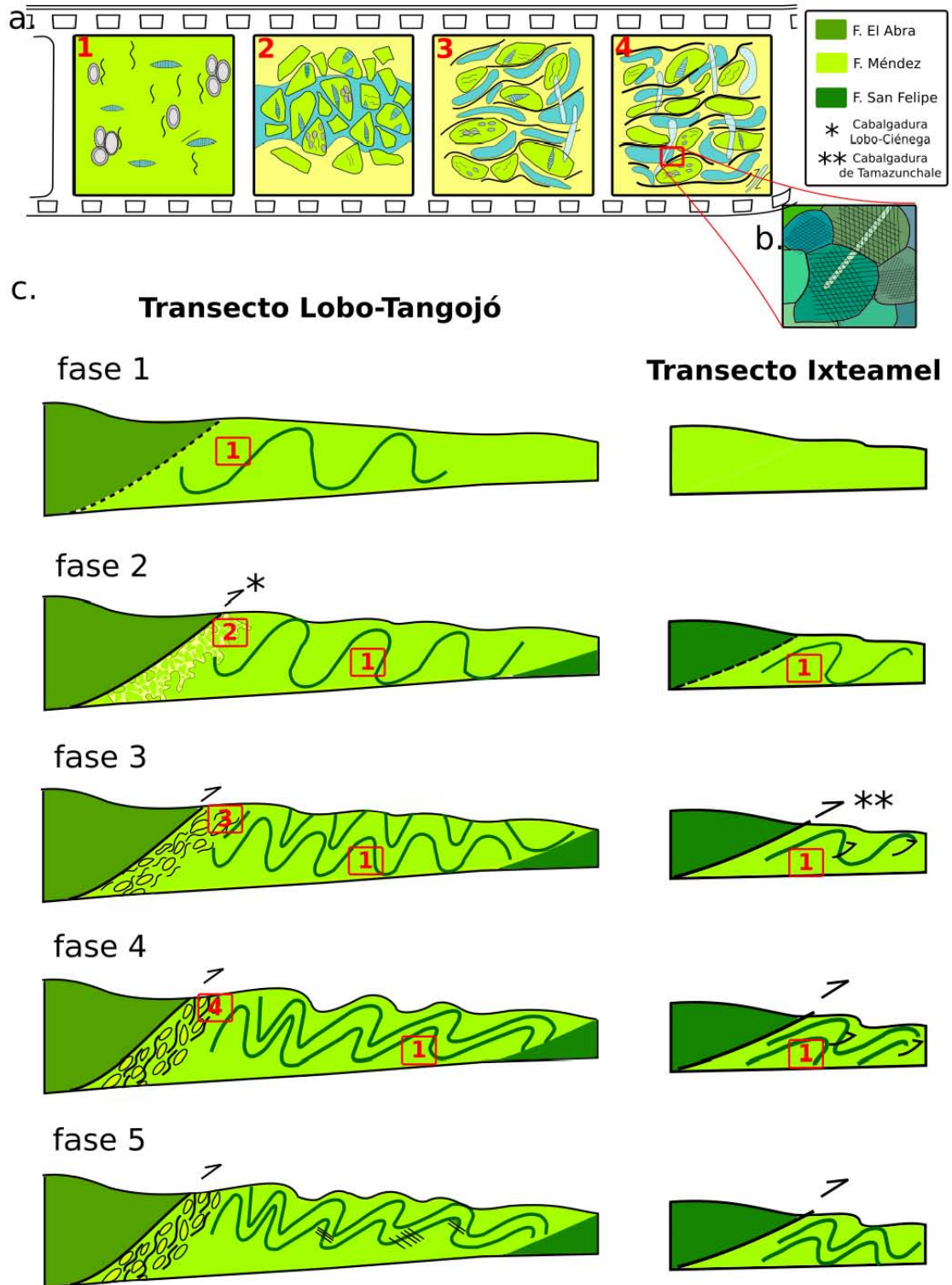


Figura 6.4 a, Secuencia de deformación de la Fm. Méndez. b, Detalle de maclado por deformación en cristales de calcita dentro de vetas. c, Historia de deformación a escala mesoscópica de la Fm. Méndez en el transecto el Lobo-Tangojé y en el transecto Ixteamel.

Capítulo 7. Conclusiones

- En el transecto Lobo-Tangojé, donde la Fm. El Abra cabalga sobre la Fm. Méndez vemos espesores más delgados de la Fm. Méndez, cambios de volumen a lo largo del rumbo y mecanismos de deformación más complejos que varían con la distancia a la falla. Mientras que en el transecto Ixteamel, donde la Fm. San Felipe cabalga sobre la Fm. Méndez los espesores son gruesos y la deformación es menos compleja y variable.
- Los patrones de deformación son distintos en las zonas de estudio. En el transecto Ixteamel, el mecanismo dominante a escala mesoscópica es el plegamiento. En el transecto El Lobo-Tangojé el mecanismo dominante a escala mesoscópica es el plegamiento y a escala microscópica es la disolución por presión y fracturamiento. Es importante mencionar que en esta zona además de la foliación asociada a pliegues, se tiene una foliación asociada a la cizalla provocada por la cabalgadura Lobo-Ciénega, además de otras estructuras relacionadas a zonas de cizalla como estructuras S-C y S-C-C'.
- A escala regional, tomando en cuenta ambas zonas de estudio, se nota que existe un gradiente de deformación que disminuye hacia el antepaís. Pero si se estudia a una escala mayor, se puede ver que el gradiente no es “homogéneo”, éste es perturbado por diversas zonas de cizalla en el borde de la PVSLP como la que representa la cabalgadura Lobo-Ciénega.
- El transporte de fluidos es localizado sobre la cabalgadura Lobo-Ciénega, dentro del área de estudio. Sería interesante investigar qué tanta influencia tienen los fluidos a lo largo de toda la cabalgadura (al sur del área de estudio) y cómo varía su influencia en las unidades litoestratigráficas más antiguas.
- Las propiedades mecánicas de las rocas, la cantidad de deformación y la forma en la cual se aplica dicha deformación en la zona de cizalla dictan los mecanismos de deformación que actúan sobre ella.
- Según lo observado, la deformación es progresiva en el área de estudio pues no hay evidencias de que las condiciones de deformación (presión, temperatura, régimen de esfuerzos, etc.) hayan cambiado significativamente durante las fases de deformación propuestas.

Referencias

Alzaga-Ruiz, H., López, M., Roure, F., Séranne, M., 2009. Interactions between the Laramide Foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico: *Marine and Petroleum Geology*, v.26, p. 951-973.

Aranda-Gómez, J. J., Torres-Hernández, R., Carrasco-Nuñez, G., Aguillón-Robles, A., 2000. Contrasting styles of Laramide folding across the west-central margin of the Cretaceous Valles-San Luis Potosí Carbonate Platform, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 17, p. 97-111.

Arz J. A., Alegret L., Arenillas I., Liesa C. L., Molina E. , Soria A.R., 2001. Extinción de foraminíferos en el límite Cretácico/Terciario de Coxquihui (México) y su relación con las evidencias de impacto. *Revista Española de Micropaleontología* vol. 33 p. 221-236.

Bons, P.D., Jessell, M.W., Urai, J.L., 2000. The formation of veins and their microstructures; Stress, strain and structure; a volume in honor of W. D. Means. *Journal of the Virtual Explorer* 2.

Bons, P.D., Elburg, M.A., Gómez-Rivas E., 2012. A Review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, v. 43, p. 33-62.

Borradaile, G.J., Bayly, M.B., Powell, C. McA., 1982. *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 551 p.

Boyer, S.E., Elliot, D., 1982. Thrust Systems: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, p. 1196-1230.

Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 351-368.

Cantú-Chapa A., 1998. Las Transgresiones Jurásicas en México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 25-37.

Carosi, R., Iacopini, D., Montomoli, C., 2004. Asymmetric fold development in the Variscan Nappes of central Sardinia (Italy). *C.R. Geoscience*, v. 336, p. 939-949.

- Carrillo-Bravo, J., 1971. La plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 23, p. 1-112.
- Carrillo-Martínez, M., 1989. Estratigrafía y Tectónica de la parte centro-oriental del estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 188-193.
- Carrillo-Martínez, M., 1981. Contribución al Estudio Geológico del Macizo Calcáreo El Doctor, Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 25-29.
- Cello, G., Mazzoli, S., 1999. Appenine tectonics in southern Italy: a review: Journal of Geodynamics, v. 27, p. 191-211.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suategui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. Geological Society of America Special Paper, v. 436, p. 279-308.
- Coney, P.J., Jones, D. L., Monger, J. W. H., 1980. Cordilleran suspect terranes: Nature, vol. 288, p. 329-333.
- Contreras, J., Suter, M., 2015. Mechanical stability model of progradational carbonate platform margins under tectonic loads: Deformation of Cretaceous carbonate platforms in the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt (east central Mexico): Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 120, p. 1288-1308.
- Cox, S. F., Etheridge, M. A., Wall, V. J., 1986. The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. Ore Geology Reviews, v. 2, p. 65-86.
- DeCelles, P. G., Robinson, D. M., Quade, J., Ojha, T. P., Garzione, C. N., Copeland, P., Upreti, B. N., 2001. Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal: Tectonics, v.20, p. 487-509
- DeCelles, P. G., 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A: American Journal of Science, v. 304, p. 105-168.
- Dickinson, W. R., Snyder, W. S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny: Geological Society of America Memoirs, v. 151, p. 355-366.
- Dixon, J. M., Liu, S., 1991. Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults: McClay, K. R., Thrust tectonics: London: Chapman & Hall, p. 53 -70.

- Dixon, J. M., 2004. Physical (centrifuge) modeling of fold-thrust shortening across carbonate bank margins — timing, vergence, and style of deformation in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir v. 82, p. 223 – 238.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W. E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks: AAPG Memoir 1, pp. 108–121.
- Eguiluz-de-Antuñano, S., Aranda-García, M., Marret, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII p. 1-26.
- English, J. M., Johnston, S. T., 2004. The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces?: Journal of International Geology Review v. 46, p. 833-838.
- Ferrill, D. A., Morris, A. P. , Evans, M. A. , Burkhard, M. , Groshong, R. H. , Onasch, C. M., 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer: Journal of Structural Geology, v. 26, p. 1521-1529.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubí, A., Tolson, G., Pi, T., 2011. Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican Fold-Thrust Belt: Journal of Structural Geology, v.33, p. 1237-1253.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega- Flores, B., Vásquez-Serrano, A., 2012. The role of folding in the development of the Mexican Fold-Thrust Belt: Geosphere, v.8, p. 931-949.
- Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Hudleston, P., Tolson, G., 2014. Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: International Geology Review, v.56, p. 734-755.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2017. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics, Earth Science Reviews, en prensa.
- Ford, M., Stahel, U., 1995. The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition: The Ventoux-Lure fault zone, SE France: Tectonics, v. 14, p. 1393-1410.
- Fossen, H., 2010. Structural Geology: New York, Cambridge University Press, 457 p.

- Fusseis, F., Handy, M. R., Schrank, C., 2006. Networking of shear zones at the brittle-to-viscous transition (Cap de Creus, NE Spain): *Journal of Structural Geology* v. 28, p. 1228-1243.
- Gamper, M. A., 1997. Bioestratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca Tampico–Misantla basada en los foraminíferos planctónicos. *Revista del Instituto de Geología*, v.1(2), p.117–128.
- Ghissetti, F., Vezzani, L., 1997. Interfering paths of deformation and development of arcs in the folds-and-thrust belt of the central Apennines (Italy): *Tectonics*, v. 16, p. 523-536.
- Goldhammer, R. K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeography of northeast Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, v. 340, p. 1-58.
- Gray, G. G., Pottorf, R. J., Yurewicz, D. A., Mahon, K. I., Pevear, D. R., Chuchla, R. J., 2001. Thermal and Chronological Record of Syn- to Post-Laramide Burial and Exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico: *AAPG Memoir 75: The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*, p. 159 – 181.
- Hernández-Jáuregui, R., 1997. Sedimentación sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano Medio-Campaniano) y modelado cinemático de la cuenca de flexura de Maconí, Querétaro: tesis de maestría. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, 94 p.
- Livaccari, R.F., Burke, K., and Şengör, A.M.C., 1981. Was the Laramide orogeny related to subduction of an oceanic plateau?: *Nature*, v. 289 p. 276-278.
- López-Doncel, R., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, p. 1-19.
- Marshak, S., Wilkerson, M. S., 2004. Fold-Thrust Belts-An Essay en van der Pluijm, B. A., Marshak S., *Earth Structure: an introduction to structural geology and tectonics*: New York, United States of America: Norton & Company, Inc, p. 444-475.
- McClay, K. R., Price, N. J., 1981. Introduction en K. McClay and N. Price (Editors), *Thrust and Nappe Tectonics*, Geological Society of London, Special Publication, p. 1-7.
- Means, W. D., 1976. *Stress and Strain: Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists*: Springer-Verlag, Heidelberg, 273p.

- Nava-Urrego, L. M., 2008. Caracterización Geoquímica e Isotópica de vetas asociadas a estructuras de acortamiento en el área de Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale en los estados de Querétaro, Hidalgo, San Luis Potosí y Veracruz: Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 84 p.
- Nemcok, M., Schamel, S., Gayer, R., 2005. Thrustbelts: Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems: Cambridge University Press, 541 p.
- Núñez-Useche, F., Canet, C., Barragán-Manzo, R., Alfonso, P., 2016. Bioevents and redox conditions around the Cenomanian-Turonian anoxic event in Central Mexico, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 449, p. 205-226.
- Ochoa-Camarillo H. R., Buitrón B.E., Silva-Pineda A., 1998. Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 57-63.
- Ori, G. G., Friend, P. F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets: *Geology*, v. 12, p. 475-478.
- Ortega-Flores B., 2011. Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano: Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 102 p.
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., Ortega-Obregón, C., 2014. Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review*, v. 56, p. 237–261.
- Padilla-y-Sánchez, J. R., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIX, p. 19-42.
- Paschier, C., Trouw, R., 2005. *Microtectonics*: Berlin, Springer-Verlag, 366 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*, 2ª edición, 553 p. New York : Springer Verlag.
- Pfiffner, O. A., 1993. The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 511-521.
- Picotti V., Capozzi R., Bertozzi G., Mosca F., Sitta A., Tornaghi M., 2007. The Miocene Petroleum System of the Northern Apennines in the Central Po Plain

(Italy). In: Lacombe O., Roure F., Lavé J., Vergés J. (eds) Thrust Belts and Foreland Basins. *Frontiers in Earth Sciences*. Springer, Berlin, Heidelberg

Piña-Arce, M., López-Palomino, I., Abril 2007. Formación Méndez, Léxico Estratigráfico de México del S.G.M.

Ramsay, J. G., 1974. Development of Chevron Folds. *The Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1741- 1754.

Ramsay, J. G., 1980. Shear zone geometry: A review: *Journal of Structural Geology*, v. 2, p. 83-99,.

Ramsay, J. G., Casey, M., Kligfield, R., 1983. Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland: *Geology*, v. 11, p. 439-442.

Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures*: London, Orlando, San Diego, New York, Austin, Boston, Sydney, Tokyo, Toronto: Academic Press, 391 p.

Rutter, E.H., 1983. Pressure solution in nature, theory and experiment. *Journal of the Geological Society* v.140, p. 725-740.

Sanderson, D. J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: A review: *Tectonophysics*, v. 88, p. 201-233.

Santamaría, O. D., Arenas P. R., Escamilla H. A., 1990. Normalización de la nomenclatura estratigráfica de las cuencas Mesozoicas de México (Etapa 1: Zona Norte. Cretácico). Informe del Instituto Mexicano del Petróleo (inédito). En Ortega-Flores, 2011.

Santillán-Piña, N, Aguayo-Camargo, J.E., 2011. Facies sedimentarias turbidíticas del Terciario Inferior en la Cuenca de Chicontepec, Centro-Oriente de México: *Ingeniería, investigación y tecnología*, v. 12, p. 337-352.

Segall, P., Simpson, C., 1986. Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures: *Geology* v. 14, p. 56-59.

Spratt, D. A., Dixon, J. M., Beattie, E. T., 2004. Changes in structural style controlled by lithofacies contrast across transverse carbonate bank margins - Canadian Rocky Mountains and scaled physical models in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82*, p. 259–275.

Suter, M., 1980. Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental Thrust-and-Fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí states): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 4, p. 19-31.

- Suter, M. 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1387-1397.
- Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: *The Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 249-264.
- Suter, M., 1990. Geología de la hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. Carta Geológica de México, serie de 1:100,000 No. 22. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Tourigny, G., Temblay, A., 1997. Origin and incremental evolution of brittle/ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 15-21.
- Van der Pluijm, B. A., Marshak S., 2004. *Earth Structure: an introduction to structural geology and tectonics*: New York, United States of America: Norton & Company, Inc., 656 p.
- Vásquez-Serrano, A., 2010. Estimación de acortamiento a través del análisis de pliegues tipo chevron en la sección VizarrónTamazunchale: Estados de Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí: Tesis de licenciatura, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, Facultad de Ingeniería, 92 p.
- Vernon, R., H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 578 p.
- Viviroli D., Weingartner R., 2004. The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 8, p. 1016-1029.
- White, J. C., White, S. H., 1983. Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand: *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 579-589.
- Woodward, N. B., Rutherford, E., 1989. Structural lithic units in external orogenic zones: *Tectonophysics*, v. 158, p. 247-267.
- Yonkee, W. A., Weil, A. B., 2015. Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system: *Earth Science Reviews*, v. 150, p.531-593.