



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Revisión de la estratigrafía y
estructura del pull-apart de
Ixtapa, Chiapas**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Gabriel Serrano López

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Elisa Fitz Díaz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Al proyecto PAPIIT IN105518: Estudio integral de la deformación, edad y geomorfología del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas, por el apoyo económico para realizar este trabajo y al Instituto de Geología de la UNAM por el préstamo del espacio y del material de campo y de laboratorio.

Le quiero agradecer en primer lugar a Elisa Fitz Díaz por la dirección y revisión de este escrito, por todo el apoyo académico, moral y personal y por toda la motivación que me dio durante la realización de esta tesis. Gracias por llevarme al campo, por todas tus lecciones, por enseñarme a ser un buen geólogo y por tantas pláticas y aventuras juntos. También le agradezco a Rogelio Hernández y a Jorge Sanz por el gran apoyo que me dieron durante las campañas de campo y por todo lo que me enseñaron durante este gran viaje, gracias por enseñarme a cartografiar y a ver todos los pequeños detalles que nos brindan los afloramientos.

Quiero agradecer también a Mario Ramos, Betania Palacios y Adriana Miranda por acompañarme al campo y por enseñarme a revisar todo con mucho detalle para hacer una buena cartografía. También me gustaría agradecer a la gente del Instituto de Geología que me ayudó en algún punto de este trabajo, especialmente a Joaquín, Fernando, Consuelo y Teo. Y a todos los amigos que hice dentro del IG y que me apoyaron explicándome como hacer la cosas, como utilizar algún programa y dándome sus valiosos consejos, especialmente a Marisa, Israel, Katya, Dany, Rodrigo, Memo, Bernardo, Ana Karen, Marco, Abel y Néstor.

A las autoridades y a la gente de los municipios de Chiapa de Corzo, Tuxtla Gutiérrez, Osumacinta, Ixtapa, Soyaló y Zinacantán por el apoyo en cuestión de seguridad, hospedaje y comida durante la realización del trabajo de campo, especialmente a la familia de la comunidad de Chile Verde por su hospitalidad y a Tobías Gómez por rescatarnos de los cocodrilos.

Quiero agradecer a toda mi familia por el apoyo moral y económico que me dieron, a mi papá por motivarme siempre a buscar la aventura, a mi mamá por enseñarme a dar mi mayor esfuerzo en todo y a mi hermana por siempre motivarme para terminar este proyecto. Gracias a mis abuelos Aurora, Juya, Gabe y Tino por sus consejos y sabiduría. Gracias a mi familia de García de Paredes por sus palabras de ánimo y por estar en mi vida Manuel, Rosa y Rosalía. Y gracias a mis primos y tíos por su apoyo y amistad, gracias a Renata, Carlos, Indy, Ignacio, Eduardo, Fernanda, Rosita, Luis, René, Anabel, Rafa, Paty, Pame, Miranda y Alexia,.

Finalmente, agradezco a mis amigos de la carrera y de la vida por sus invaluable consejos y apoyo, a Katerin, Diego, Kevin, Antonio, Isaac, Ricardo, Darío, Leo, Manuel D., Enrique, Rodrigo, Román, Santiago, Mariano, Manuel, Giselle, Dámaris y Daniela.

A mis abuelos y abuelas

Sólo las curvas del camino son suficientes para animar una caminata que dure todo un día, aunque caminemos por un lugar conocido o por una región deprimente. Algo que hemos visto a muchas millas de distancia, sobre una elevación, lleva tanto tiempo escondido a nuestros ojos -mientras divagábamos por valles profundos o entre los bosques- que cuando nos vamos acercando apuramos impacientes el paso y giramos en cada curva con el corazón latiendo fuerte. Es en estos tramos de expectación, en la sucesión de esperanzas, una tras otra, donde vivimos los momentos más prolongados de placer de una caminata que dura solo unas horas. Es siguiendo esas sinuosidades caprichosas cuando aprendemos, poco a poco y a través de alguna que otra coqueta reticencia, la hermosura absoluta del campo.

Robert Louis Stevenson

Revisión de la estratigrafía y estructura del pull-apart de Ixtapa, Chiapas

Índice

Resumen.....	I
1. Introducción.....	1
1.1. Localización del área de estudio.....	2
1.2. Objetivo general.....	3
1.3. Metas.....	3
1.4. Hipotesis	3
2. Marco Geológico.....	4
2.1. Escenario tectónico del sureste de México.....	4
2.2. Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas.....	5
2.2. Provincia de Fallas Transcurrentes.....	5
2.3. La cuenca <i>pull-apart</i> de Ixtapa.....	7
2.3.1. Falla Chicoasén-San Cristóbal (FCSC).....	7
2.3.2. Falla Malpaso-Aztlán.....	9
2.3.3. Fallas normales del SE.....	9
2.4. Estratigrafía del sur de Chiapas.....	10
2.4.1. Ensamble ígneo metamórfico del macizo de Chiapas.....	10
2.4.2. Jurásico.....	10
2.4.3. Cretácico.....	12
2.4.4. Cenozoico	14
3. Metodología.....	20
3.1. Trabajo de campo.....	21
3.2. Trabajo de laboratorio.....	23

3.3. Trabajo de gabinete.....	26
4. Resultados.....	28
4.1. Análisis de la estratigrafía de la cuenca de Ixtapa.....	28
4.1.1. Grupo 1.....	28
4.1.2. Grupo 2.....	30
4.1.3. Grupo 3.....	30
4.1.4. Grupo 4.....	31
4.1.5. Grupo 5.....	31
4.2. Análisis estructural de la cuenca de Ixtapa.....	33
4.2.1. Falla Malpaso-Aztlán.....	33
4.2.2. Falla Chicoasén-San Cristóbal.....	34
4.2.3. Sistemas de fallas.....	35
4.2.4. Pliegues.....	40
4.2.5. Análisis de Angelier.....	43
5. Discusión.....	45
5.1. Evento de deformación del Paleoceno-Eoceno en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas (CPCC).....	45
Apertura de la cuenca de Ixtapa.....	46
5.3. Cierre e inversión de la cuenca <i>pull apart</i> de Ixtapa	49
5.3. Actividad de las fallas FMA y FCSC del Plioceno a la actualidad	51
6. Conclusiones.....	55
7. Anexos.....	58
7.1. Marco teórico: Tectónica de transcurrencia.....	58
7.2. Marco teórico: Análisis de fallas.....	69
7.3. Resultados: Descripción de las unidades litoestratigráficas.....	73
8. Referencias.....	84

Índice de figuras

Figura 1.1. Ubicación de la cuenca de Ixtapa en el estado de Chiapas.

Figura 2.1. Marco tectónico del Cinturón de Pliegues y cabalgaduras de Chiapas. Hernandez-Vergara (2020).

Figura 2.2. Mapa de provincias geológicas de la Sierra de Chiapas.

Figura 2.3. Mapa geológico regional de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa y áreas circundantes en donde se observa la geometría general de la cuenca y las fallas que la limitan. (Meneses-Rocha, 2001).

Figura 2.4. Estratigrafía regional de la provincia de Fallas Transcurrentes de la Sierra de Chiapas. (Meneses-Rocha, 2001).

Figura 3.1. Metodología

Figura 3.2. Tablas utilizadas para el análisis de microfacies. (Flügel, 2010).

Figura 4.1. Columna estratigráfica de la cuenca de Ixtapa del Cretácico al Pleistoceno. A la derecha se indican las divisiones que se realizaron para el análisis de la estratigrafía.

Figura 4.2. Comparación de tres columnas estratigráficas en donde se puede observar la variación de las formaciones que se encuentran en los bloques (A) bloque Chingtón, (B) Cuenca de Ixtapa y (C) bloque Sumidero.

Figura 4.3. Mapa geológico estructural del área de Ixtapa, con dos secciones geológicas

Figura 4.4. Fotografías de fallas normales expuestas dentro de la cuenca de Ixtapa.

Figura 4.5. Fotografías de afloramientos en donde se observan fallas inversas afectando a las unidades Grupo Modelo (izquierda) y Lomut (derecha).

Figura 4.6. Carta en donde se indica los sitios en donde se levantaron las rosetas de fracturamiento y las rosetas resultantes de este análisis.

Figura 4.7. Fotografías de indicadores cinemáticos que sugieren desplazamientos de cinemática derecha sobre las fallas FMA y FCSC.

Figura 4.8. Fotografías de estructuras en flor positiva en la zona de falla FCSC afectando a paquetes de dolomía de la Fm. Angostura.

Figura 4.9. Pliegues de primer orden disectados en sus puntos de inflexión por la FMA y pliegues de segundo orden asociados a la actividad de la FMA.

Figura 4.10. Diagramas de polo que se obtuvieron para análisis de pliegues.

Figura 4.11. Pelotas de playa resultado del análisis de inversión de estrías de Angelier en las fallas FMA y FCSC.

Figura 5.1. Algunas de las evidencias de los sistemas de fallas y su cinemática durante la apertura e inversión de la cuenca de Ixtapa y el reflejo de su actividad en la estratigrafía.

Figura 5.2. Evolución de la cuenca durante el Cretácico Tardío y el Oligoceno.

Figura 5.3. Evolución de la cuenca durante el Mioceno temprano al Mioceno tardío-Plioceno.

Figura 5.4. Sismos recientes y mecanismos focales registrados históricamente en el área. Del catálogo histórico de sismos del Servicio Sismológico Nacional y de Gúzman-Speziale (2000)

Figura 7.1. Fallas laterales (Fossen, 2010).

Figura 7.2. Ejemplo de la formación de fallas de transferencia (Fossen, 2010)

Figura 7.3. Esquema comparativo de la orientación de las diferentes estructuras que se forman en una zona de falla lateral derecha e izquierda de acuerdo con el modelo de Riedel.

Figura 7.4. Comparación entre la formación de fallas laterales dominadas por cizalla pura y cizalla simple.

Figura 7.5. Geometría de las zonas con geometrías oblicuas y zonas de extensión y compresión oblicua asociadas a fallas transcurrentes (Fossen, 2010).

Figura 7.6. Configuración tectónica de la Cuenca de La González, Venezuela (editada de Schubert, 1980).

Figura 7.7. Perfil sísmico de la cuenca de Yinggehai en donde se observa el relleno de la cuenca. Modificado de Clif y Sun (2006).

Figura 7.8. Relación ente la orientación de los esfuerzos principales (estado de esfuerzos) y el régimen tectónico de acuerdo con Anderson (1951).

Figura 7.9. Ejemplo de tabla en donde se registran los datos de campo para poder realizar un análisis de fallas con el método de Angelier.

Figura 7.10. Método gráfico de Angelier de análisis de fallas por inversión de estrías.

Figura 7.11. Afloramientos de estratos de dolomía de la formación Angostura. (Cretácico Superior).

Figura 7.12. Fósiles encontrados en la Formación Angostura (Campaniano-Maestrichtiano).

Figura 7.13. Fotografías de la Fm. Soyalo.

Figura 7.14. Afloramientos de la Formación Lomut.

Figura 7.15. Microfotografías de las calizas de la Formación Lomut en luz paralela.

Figura 7.16. Afloramientos de la Formación Mompuyil (Oligoceno).

Figura 7.17. Microfotografías de calizas de la Formación Mompuyil en luz paralela 10x.

Figura 7.18. Afloramientos del Grupo Modelo del Mioceno Inferior.

Figura 7.19. Microfotografías en luz paralela de caliza packstone del Grupo Modelo.

Figura 7.20. Fotografías de afloramiento de las unidades Conglomerado Zapotillo.

Figura 7.21. Columna estratigráfica, conteo de clastos y fotografías de afloramiento de la Fm. Ixtapa

Figura 7.22. Fotografías de afloramientos de los depósitos de cenizas y lahares del Pleistoceno, producto de los volcanes Navenchauc y Huitepec.

Resumen

El *pull-apart* de Ixtapa (PAI) es una cuenca invertida que se ubica en el centro del estado de Chiapas, dentro de la Provincia de Fallas Transcurrentes (PFT). Sus límites están definidos por dos fallas laterales, al norte por la falla Falla Chicoasén-San Cristóbal (CSC) y al sur por la falla Malpaso-Aztlán (MA), ambas con una orientación N50W-S50E. La cuenca tiene una forma romboidal alargada con 60 km de largo y 10 km de ancho, y preserva un registro estratigráfico con rocas del Cretácico medio hasta el Pleistoceno, incluyendo a las Formaciones: Sierra Madre (Cenomaniano-Campaniano), Angostura (Santoniano-Maestrichtiano), Soyaló (Paleoceno), Lomut (Eoceno medio-Eoceno superior), Mompuyil (Oligoceno), Grupo Modelo (Mioceno inferior), Grupo Río Hondo (Mioceno medio), Formación Ixtapa (Mioceno superior-Plioceno inferior) y depósitos volcánicoclásticos (Pleistoceno). Este registro permite analizar la relación entre la actividad de las fallas y depósitos sintectónicos.

Algunas observaciones de campo junto con el levantamiento de cuatro columnas estratigráficas, conteo de puntos en secuencias conglomeráticas y un análisis de microfacies en la Fm. Lomut, Fm. Mompuyil y Grupo Modelo, permitieron reconocer los ambientes sedimentarios en los cuales se depositaron las unidades litoestratigráficas y permitieron identificar cinco cambios de facies, los cuales se agrupan de la siguiente forma: 1) plataforma carbonatada a talud rico en terrígenos (Cretácico medio al Paleoceno); 2) talud rico en terrígenos (Paleoceno) en contacto discordante con plataforma carbonatada con influencia de terrígenos (Eoceno); 3) depósitos de plataforma carbonatada, ambientes costeros y deltáicos (Oligoceno al Mioceno medio) en discordancia con 5) lechos rojos continentales (Mioceno tardío); y finalmente, un contacto discordante con 6) depósitos volcánicos y volcánicoclásticos del Pleistoceno.

Se realizó una revisión de la configuración del PAI mediante cartografía geológica, la elaboración de secciones y el análisis cinemático y estadístico de fallas. Planos de falla subverticales de los sistemas CSC y MA, tienen una orientación N80W y N45W y estrías con cinemática dextral y sinistral. Estos planos de falla han registrado mecanismos focales de sismos sinistral recientes. Ambas fallas afectan a capas de edad Paleoceno hasta el Mioceno superior, las cuales muestran patrones de deformación compleja que se han interpretado como estructuras en flor. Por otra parte, se identificaron dos sistemas de fallas

lateral derecho de orientación N40E y N75E y fallas normales con orientación N20E, cuya cinemática es consistente con transcurrancia dextral a escala de la cuenca.

De acuerdo con el análisis estructural se determinó que lo que se conocía como Graben de Ixtapa, presenta un origen asociado a un sistema transtensivo dominado por fallas dextrales que delimitaron a una cuenca tipo pull-apart que posteriormente se invirtió, como consecuencia de la sobreposición de fallas sinistralas, las cuales posiblemente generaron un régimen transpresivo.

Abstract

The Ixtapa pull-apart basin (IPA) is an inverted basin found at the central portion of the state of Chiapas and belongs to the Strike-slip Fault Province (SSFP). It is surrounded by two major strike-slip faults, the Chicoasen-San Cristobal Fault (CSCF) to the north and the Malpaso-Aztlán Fault (MAF) to the south, both faults display a N50°W-S50°E orientation. This basin has a rhombochasm geometry with 60 km long and 10 km wide, and preserves one of the greatest stratigraphic records from the SSFP bearing rocks from the middle Cretaceous (Cenomanian) to Pleistocene, including the Sierra Madre Fm. (Cenomanian-Santonian), Angostura Fm. (Campanian-Maastrichtian), Lomut Fm. (middle to late Eocene), Mompuyil Fm. (Oligocene), Modelo Group (lower Miocene), Rio Hondo Group (middle Miocene), Ixtapa Fm. (late Miocene) and volcanoclastic deposits (Pleistocene). The study of this sedimentary record allows us to analyze the co-relation between faults activity and syntectonic deposits.

Field observations, along with four measured stratigraphic columns, clast counting on conglomeratic units and a microfacies analysis on the Lomut Fm., Mompuyil Fm. and the Modelo Group, allowed to identify the sedimentary depositional environments of this units and recognize five major facies changes grouped as described next: 1) carbonate platform to terrigenous rich slope deposits (middle Cretaceous to Paleocene); 2) terrigenous rich slope deposits (Paleocene) to terrigenous rich carbonate platform (Eocene); 3) carbonate platform, coastal and deltaic deposits (Oligocene to middle Miocene) follow by an unconformity with 5) continental red beds (late Miocene); and finally, an angular unconformity with 6) Pleistocene volcanoclastic deposits.

A setting review of the IPA was carried out using geological cartography, structural sections, and a statistical and kinematic analysis of the major faults. Subvertical fault planes from the CSC and MA fault systems display a mean orientation of N80W and N45W and show slickenlines and calcite fibers suggesting right and left lateral kinematics. Those fault planes have recorded focal mechanisms corresponding with left-ateral earthquakes. Both major faults are affecting Paleocene to late Miocene rock beds, which show complex structural patterns interpreted as flower structures. On the other hand, it has been identified the presence of two right-lateral strike-slip faults with a N40E and N75E orientation and normal faults with N20E orientation; this group of faults are consistent with a right-lateral kinematic along the basin previous to the sinistral event.

According to the structural analysis it's been determined that the feature usually known as the Ixtapa Graben, has an origin associated with a trantensive regime controlled by right-lateral strike-slip faults that surrounded the pull-apart basin and subsequently the basin was inverted, as a consequence of the overprint of left-lateral strike-slip faults, wich may have lead to a transpressional tectonic regime.

1. Introducción

El área de estudio se ubica en la parte central del estado de Chiapas a 30 km al noreste de Tuxtla Gutiérrez y corresponde a una cuenca *pull-apart* invertida desarrollada dentro de la Provincia de Fallas Transcurrentes de la Sierra de Chiapas. Esta estructura se encuentra limitada por dos fallas laterales izquierdas con orientación NW-SE, al norte por la Falla Chicoasén-San Cristóbal y al sur por la Falla Malpaso-Aztlán (Meneses-Rocha, 2001). Sus facies sedimentarias nos revelan un amplio registro estratigráfico preservado en el interior de una estructura sinclinal por lo que su estudio es fundamental para entender la evolución tectónica y sedimentológica de una porción Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas (CPCC).

Meneses-Rocha (2001) realizó el trabajo que documenta la estratigrafía y estructura de lo que denomina como el Graben de Ixtapa. En el presente trabajo se le da seguimiento a lo propuesto previamente por Meneses-Rocha mediante: 1) una descripción detallada de las unidades litoestratigráficas, 2) documentación de las estructuras de deformación que afectan a las rocas en los márgenes y dentro de la cuenca, 3) cartografía geológica y elaboración de una columna estratigráfica, 4) un análisis de microfacies y 5) propuesta de un modelo de la evolución tectónica. A partir de este trabajo, se busca definir la temporalidad y los mecanismos mediante los cuales se llevó a cabo la apertura e inversión de la cuenca de Ixtapa y sus implicaciones en la estratigrafía.

1.1. Localización del área de estudio

La cuenca de Ixtapa se localiza al centro del estado de Chiapas, a 30 Km al noreste de Tuxtla Gutiérrez y abarca los municipios de Ixtapa, Chiapa de Corzo, Osumacinta, Soyaló y Chicoasén. Las coordenadas de la parte central del área son: $16^{\circ}48'05.6''\text{N}$, $92^{\circ}54'30.9''\text{W}$. Fisiográficamente, la cuenca pertenece a la región conocida como los Altos de Chiapas o la Altiplanicie Central de la Sierra de Chiapas y geológicamente, abarca la porción central de la Provincia de Fallas Transcurrentes (Meneses-Rocha, 2001).

Esta cuenca se encuentra limitada por dos fallas laterales de gran extensión que se orientan hacia el NW y que actualmente presentan una cinemática izquierda: hacia el norte la falla Chicoasén-San Cristóbal la cual se extiende a lo largo de 88 km y al sur por la falla Malpaso-Aztlán que tiene una longitud de 54 km (Figura 1.1).

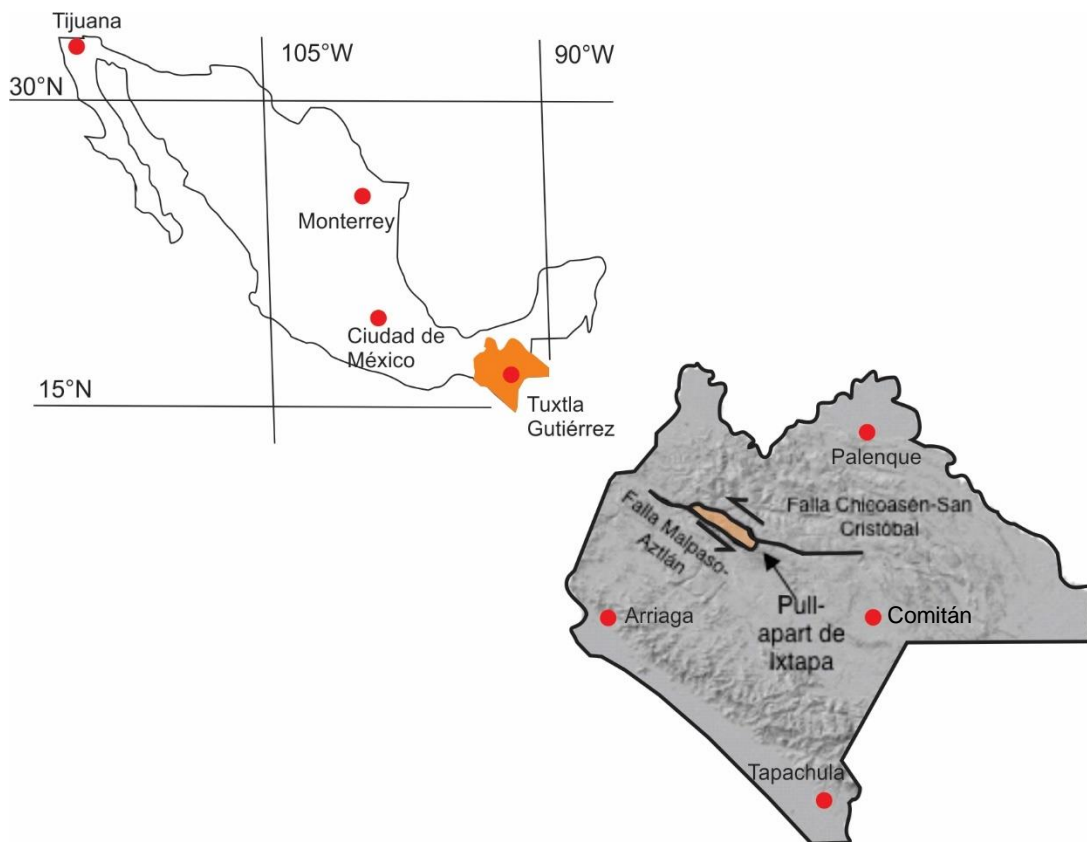


Figura 1.1. Ubicación de la cuenca de Ixtapa en el estado de Chiapas.

1.2. Objetivo general

Establecer la historia de deformación de la cuenca pull-apart de Ixtapa y su reflejo en el registro estratigráfico.

1.3. Objetivos particulares

Realizar un mapa geológico de la porción central de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa.

Describir y definir la geometría, cinemática y temporalidad de las principales estructuras de deformación que afectaron a la cuenca *pull-apart* de Ixtapa, e interpretar la dirección de acortamiento y extensión requeridos para formar dichas estructuras.

Identificar y describir las características generales de las diferentes formaciones que se encuentran en el área de Ixtapa.

Determinar cuáles fueron los principales eventos de deformación que tuvieron lugar en la cuenca, su temporalidad, el estilo de deformación y su reflejo en el registro estratigráfico.

1.4. Hipótesis

A través del análisis estratigráfico y estructural de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa se pretende comprender su historia de deformación y su reflejo en la estratigrafía. A partir de los trabajos realizados con anterioridad en el área (Langenheim, 1965, Quezada-Muñetón, 1987; Meneses-Rocha, 2001): se propone comprobar la siguiente hipótesis acerca del origen de la cuenca, su evolución y finalmente su inversión y levantamiento:

La deformación de la cuenca se dio en tres eventos: a) primero un evento compresivo que plegó a las rocas que se depositaron entre el Cretácico y el Eoceno; b) un evento extensivo que generó una configuración de pilares y fosas (*horst y graben*) en donde se depositaron las rocas que van del Oligoceno al Mioceno medio en cuencas limitadas por fallas normales; y finalmente c) un evento de transcurrencia en donde las fallas normales se reactivaron como fallas laterales izquierdas y se dio el desarrollo de la cuenca *pull-apart*, cuyo relleno fue acortado y la cuenca invertida cuando el sistema transcurrente revirtió su cinemática.

2. Marco Geológico

2.1. Escenario tectónico del SE de México

La configuración tectónica del estado de Chiapas se encuentra dominada por la interacción de tres placas: Norteamericana, del Caribe y de Cocos en un punto triple difuso. La placa de Cocos subduce por debajo de las placas Norteamericana y del Caribe a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, mientras que el límite entre la placa Norteamericana y la del Caribe está definido por el sistema de Fallas Polochic-Motagua (SFPM) (Pindell *et al.*, 1988; Ross, *et al.*, 1988; Guzmán Speziale *et al.*, 2000). Hacia el oeste, las fallas que conforman el SFPM se pierden en un límite difuso sobre la zona de subducción de la placa de Cocos (Authemayou *et al.*, 2011). La placa Norteamericana se mueve al oeste relativa a la placa del Caribe y este movimiento no modifica la geometría de la trinchera mesoamericana, por lo que toda la deformación se acomoda en las placas que la sobreyacen (Figura 2.1). En consecuencia de la deformación de la cubierta sedimentaria sobre la placa Norteamericana en el área de Chiapas, debido a la interacción de las tres placas, se levantó un orógeno de orientación NW-SE denominado fisiográficamente como la Sierra de Chiapas y geológicamente como el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas (Figura 2.2).

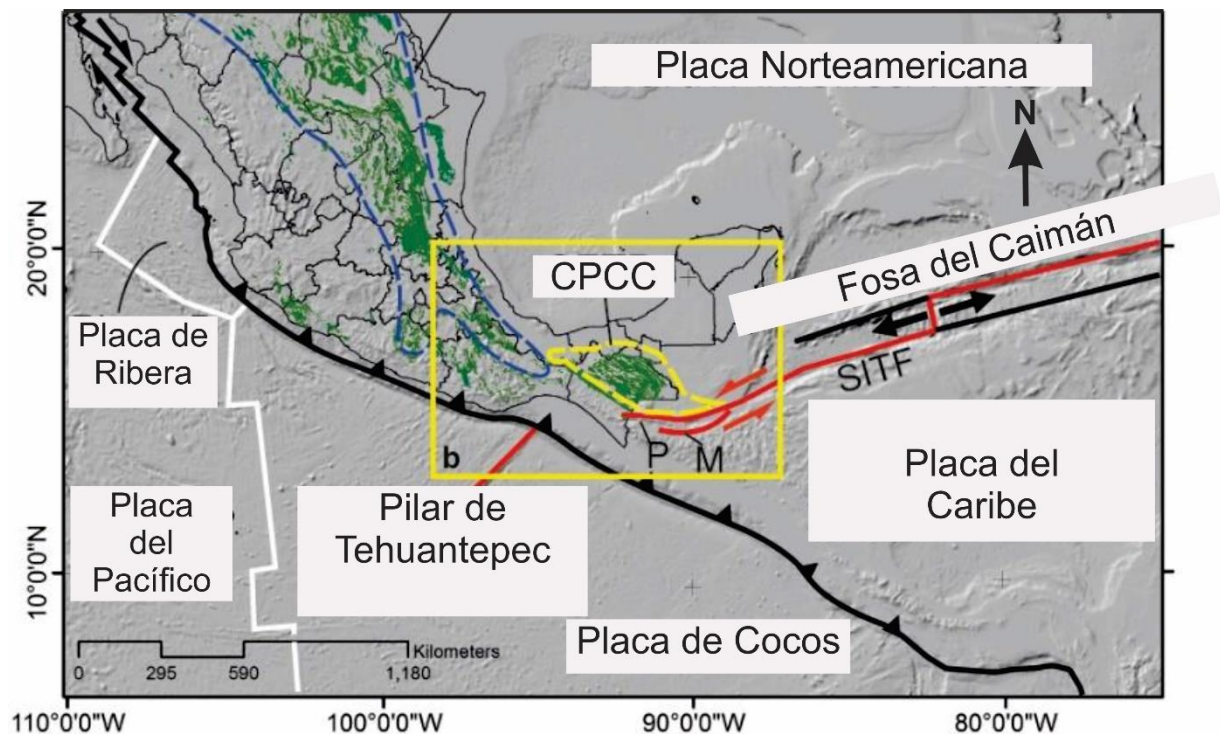


Figura 2.1. Marco tectónico del Cinturón de Pliegues y cabalgaduras de Chiapas. Hernández-Vergara (2020).

2.2. Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas

Algunos autores como Sánchez Montes de Oca (1979) y Meneses-Rocha (1985 y 2001) han dividido al estado de Chiapas en cinco subprovincias tectónicas de acuerdo con su litología y estilo de deformación: la Provincia de Fallas Transcurrentes, la Provincia de Pliegues y Cabalgaduras, la Sierra Monoclinal, el Anticlinorio de Chicomuselo y el Ensamble ígneo-metamórfico del Macizo de Chiapas (Figura 2.2). El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas se ubica en la parte norte del estado y abarca las provincias de Pliegues y Cabalgaduras y de Fallas Transcurrentes, fisiográficamente se le conoce como Sierra de Chiapas y corresponde con una cadena montañosa que se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta la frontera entre México y Guatemala con una orientación NW-SE y E-W.

La cuenca de Ixtapa se encuentra en la parte central de la Provincia de Fallas Transcurrentes, y tiene un alto grado de preservación de la secuencia estratigráfica y de las estructuras que afectan a ésta por lo que a continuación se da una breve explicación sobre la geología regional de la provincia (Figura 2.2).

2.2. Provincia de Fallas Transcurrentes

La Provincia de Fallas Transcurrentes abarca la parte norte de la Sierra de Chiapas y corresponde fisiográficamente con los Altos de Chiapas y las Montañas del Norte (Figura 2.2). El relieve general de la región se conforma por montañas alargadas y valles elongados con elevaciones que van de los 100 a los 2000 msnm. El ancho de este cinturón de fallas de transurrencia es de alrededor de 100 km y el largo es de 350 km aproximadamente (Guzmán-Speziale *et al.*, 2000).

La estructura de la provincia está dominada por bloques levantados o pilares y bloques caídos o fosas, limitados entre sí por fallas laterales con cinemática actual sinistral. Las crestas de los bloques emergidos están formadas en su mayoría por anticlinales con ejes con orientación NW-SE que involucran rocas del Cretácico tardío y el Paleoceno. Mientras que las fosas, que se forman en donde las fallas laterales son divergentes, consisten en cuencas o valles que están rellenos por secuencias de rocas del Cenozoico con disconformidades locales y grandes variaciones de facies y espesores indicando depositación sintectónica (Guzmán-Speziale *et al.*, 2000).

En la porción oriental de la provincia, las fallas tienen una orientación E-W, mientras que hacia el poniente se orientan hacia el N50°W y muestran terminaciones de cola de caballo (Sánchez Montes de Oca *et al.*, 1979; Meneses-Rocha, 1985 y 2001).

De acuerdo con mecanismos focales (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989), estrías de falla horizontales que acusan desplazamientos laterales, la orientación de algunos pliegues y la presencia de zonas de transtensión y transpresión; en donde las fallas forman escalonamientos o cambia el trazo de la falla (Meneses-Rocha, 1985, 1991) se ha podido determinar que el desplazamiento de las fallas corresponde con un movimiento lateral izquierdo con desplazamientos de varias decenas de kilómetros (Viniegra, 1971; Sánchez, 1979; Meneses-Rocha, 1985 y 1991).

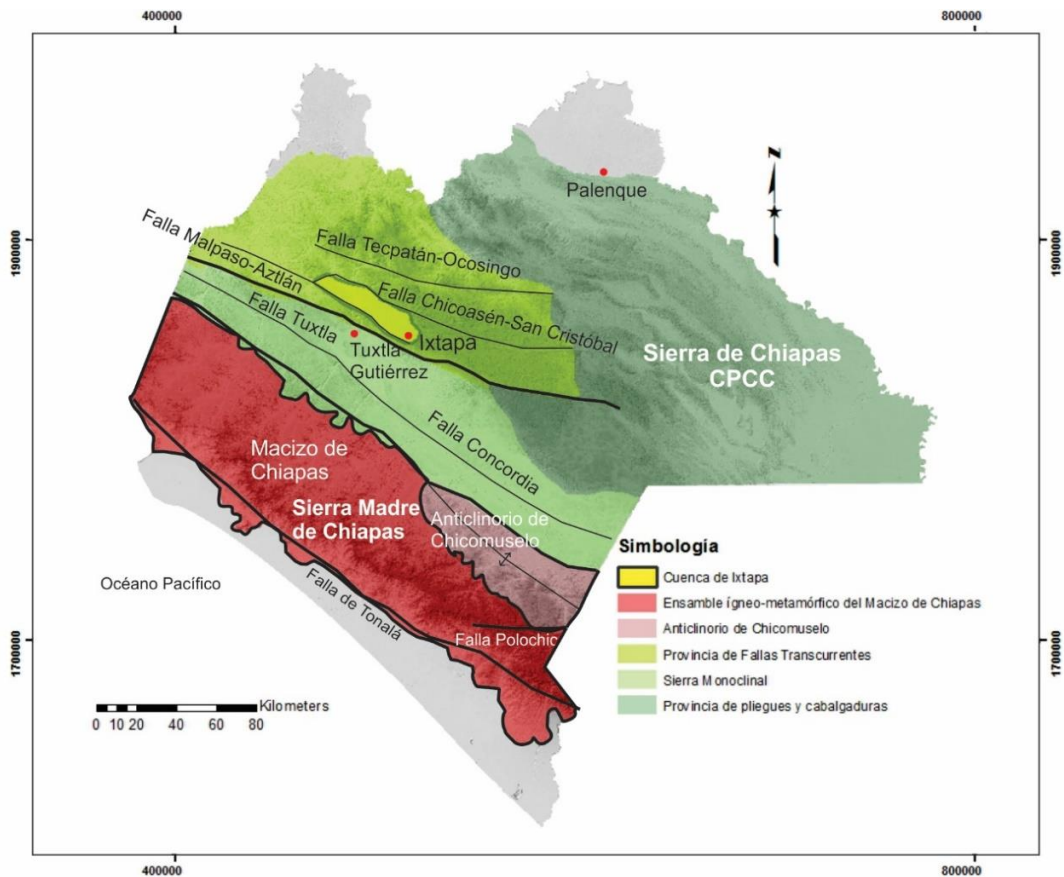


Figura 2.2. Mapa de provincias geológicas de la Sierra de Chiapas divididas de acuerdo con el estilo de deformación y la litología dominante. En este mapa se puede observar la localización del ensamble ígneo-metamórfico del Macizo de Chiapas, el Anticlinorio de Chicomuselo, la sierra monoclinial, la provincia de pliegues y cabalgaduras y la provincia de fallas transcurrentes en el estado de Chiapas. En amarillo se encuentra la ubicación y distribución de la cuenca de Ixtapa en la Provincia de Fallas Transcurrentes.

2.3. La cuenca *pull-apart* de Ixtapa

La cuenca *pull-apart* de Ixtapa, es una cuenca que se desarrolló durante el Cenozoico y se localiza en la porción central de la Provincia de Fallas Transcurrentes. Esta cuenca tiene una geometría elongada y se encuentra limitada por dos grandes fallas subparalelas con orientación NW-SE. La cuenca tiene una longitud de alrededor de 60 km y un ancho de 4 km en la parte norte y se ensancha hasta alcanzar 10 km en la porción SE de la cuenca (Figura 2.3).

Las rocas que se encuentran bordeando a la cuenca hacia el NE y hacia el SW son calizas cretácicas de plataforma, depósitos turbidíticos del Paleoceno y algunos depósitos carbonatados de edad eocénica y oligocénica. Por otra parte, a lo largo de la cuenca se encuentra una sucesión de rocas sedimentarias que van del Albiano-Cenomaniano hasta el Pleistoceno acomodadas en un sinclinal inclinado al sureste conocido como el Sinclinal de San Gabriel, en donde las capas se inclinan al SE y se encuentran dispuestas de las más antiguas a las más jóvenes del NW al SE. En los bordes de la cuenca, las capas se encuentran volcadas por fallas inversas subparalelas a las fallas principales que limitan la cuenca. Al SE de la cuenca, se encuentra la planicie de Zinacantan, en donde las rocas sedimentarias del Mioceno tardío al Plioceno se encuentran cubiertas por un delgado paquete de depósitos volcanoclásticos subhorizontales, los cuales forman una planicie de alrededor de 5 km de ancho por 19 km de largo. Estos depósitos fueron producidos por los volcanes Huitepec y Navenchuc durante el Plioceno-Pleistoceno (Meneses-Rocha, 2001).

En cuanto a los márgenes de la cuenca, ésta se encuentra limitada por tres zonas de falla: dos fallas laterales izquierdas de decenas de kilómetros que presentan una orientación NW-SE y que bordean a toda la cuenca y un sistema de fallas normales de orientación NE-SW que limitan la cuenca al SE. En cuanto a las dos fallas laterales que limitan a la cuenca, al sur se encuentra la Falla Malpaso-Aztlán (FMA) y al norte la falla Falla Chicoasén-San Cristóbal (FCSC), que hacia el NW intersecta a la FMA con un ángulo agudo. (Meneses-Rocha, 2001). A continuación, se mencionan las características principales de estas fallas, así como de las diferentes formaciones y unidades que se encuentran en el área.

2.3.1. Falla Chicoasén-San Cristóbal (FCSC)

Esta falla limita la margen norte de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa y se caracteriza por tener grandes escarpes de falla. Hacia el oriente, la falla tiene un rumbo E-W por 80 km y cambia a N55°W hacia la parte más occidental por otros 50 km (Figura 2.3).

En el área se encuentran diversas unidades geomórfológicas asociadas a la actividad de la FCSC. Una de estas unidades se encuentra en el área de la Presa Chicoasén y es una depresión en forma de cuña por donde corre el Río Grijalva. Ésta se forma en donde se traslapan dos segmentos de la FCSC y se encuentran formando un patrón *en-echelon* con un escalonamiento izquierdo. Otra de las estructuras asociadas con el movimiento de la falla es un lago tectónico (*sag-pond*) que se encuentra en el área de Francisco Romo Serrano, en donde se sobrepone un segmento de falla con rumbo NW-SE a otro con orientación E-W (Meneses-Rocha, 2001).

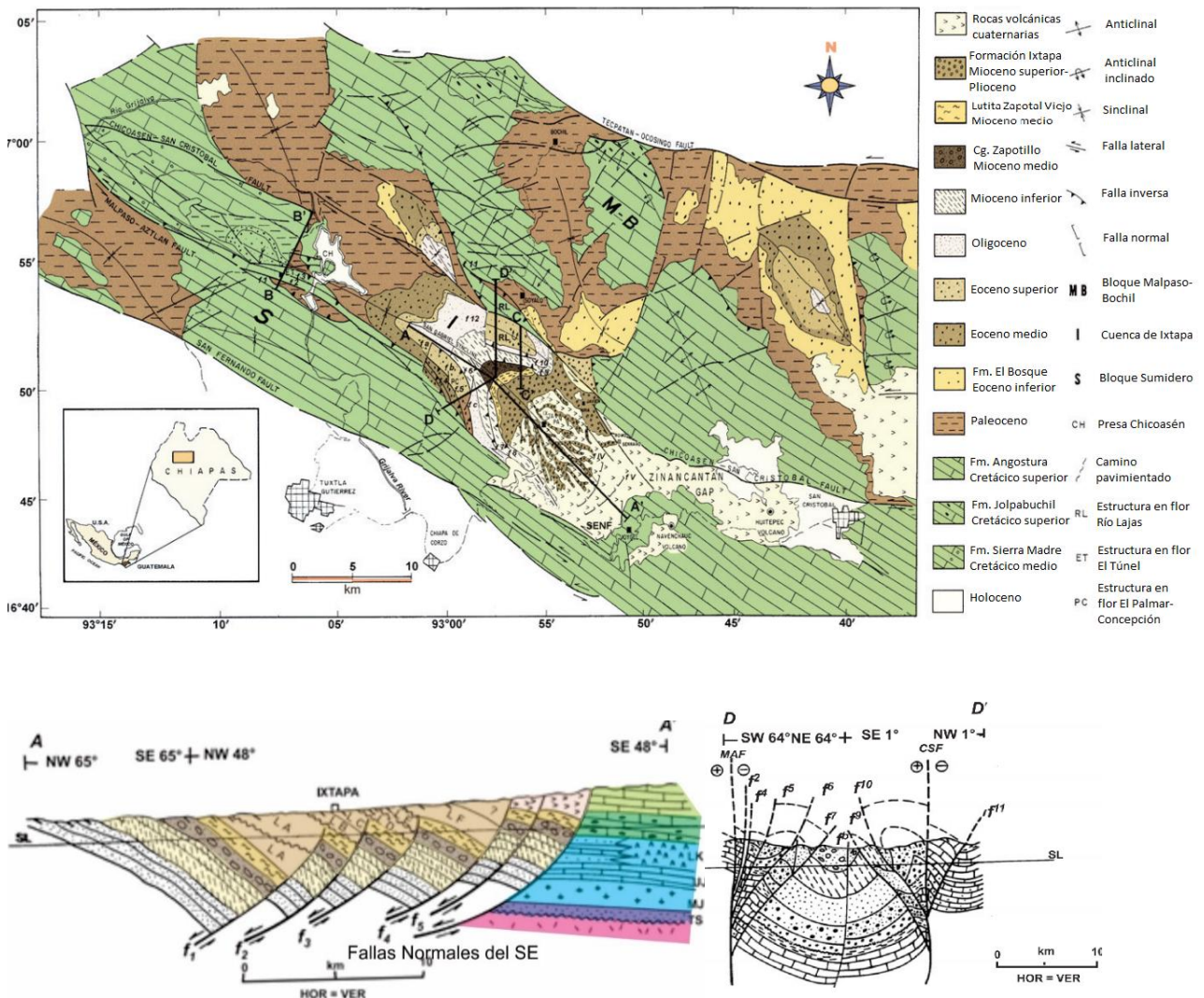


Figura 2.3. Mapa geológico regional de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa y áreas circundantes en donde se observa la geometría general de la cuenca y las fallas que la limitan. Debajo se observan dos secciones de la cuenca, una longitudinal A-A' y una transversal B-B' (Meneses-Rocha, 2001).

Se sabe que la FCSC es activa debido algunas características fisiográficas como los valles alineados a la falla, la formación de *sag ponds* y los grandes escarpes de falla. Además, las estrías de falla, la geometría *en-echelon* de algunas de las estructuras y la relación entre el escalonamiento y la formación de valles en las discontinuidades de la falla, permiten establecer una cinemática lateral izquierda para la FCSC (Meneses-Rocha, 2001).

2.3.2. Falla Malpaso-Aztlán (FMPA)

La FMPA tiene una traza casi continua, en comparación con la de la FCSC y corre con un rumbo NW-SE por 54 Km. También en este caso, la presencia de estrías horizontales y la orientación de los pliegues que se encuentran en el bloque norte de la falla, indican que la falla ha experimentado cinemática izquierda. Esto además corresponde con los mecanismos focales de sismos que han ocurrido recientemente sobre la traza de esta falla (Guzmán Speziale *et al.*, 1989). Debido a que hacia el SE los depósitos se vuelven más jóvenes, hacia esa dirección también el desplazamiento vertical sobre la falla aumenta. El bloque de la falla que siempre sube es el que se encuentra al SW, también llamado Bloque Sumidero (Meneses-Rocha, 2001), y está formado por capas de caliza cretácica de la Formación Angostura (Figura 2.3).

Sobre la traza de la falla se pueden destacar dos principales estructuras en flor positiva: la Estructura en Flor el Túnel (EFT) y Estructura en Flor El Palmar-Concepción (EFPC). La EFT se encuentra en la parte más occidental de la falla e involucra bloques rocosos del Cretácico tardío y Paleoceno. La EFPC se encuentra perpendicular a la falla Malpaso-Aztlán cerca de la población de El Palmar y se encuentra intensamente dislocada por fallas inversas. Esta estructura involucra a rocas del Eoceno al Mioceno inferior y se caracteriza por grandes valles longitudinales y *hogbacks* alineados NW-SE (Meneses-Rocha, 2001).

2.3.3. Fallas Normales del SE

La cuenca se encuentra limitada al SE por un sistema de fallas normales de orientación N45°E-S45°W. El bloque de piso se levanta 500 m por encima de la planicie de Ixtapa-Zinacantán y está formado por rocas carbonatadas cretácicas, mientras que el bloque de techo se encuentra cubierto por los depósitos volcánico-clásticos del Pleistoceno que cubren a la Formación Ixtapa del Mioceno superior (Figura 2.3). Se han generado deslizamientos históricos a lo largo de estas fallas, por lo que se ha interpretado que son activas (Meneses-Rocha, 2001).

2.4. Estratigrafía del sur de Chiapas

2.4.1. Ensamble ígneo-metamórfico del macizo de Chiapas

Este ensamble aflora al sur del estado de Chiapas y se extiende por 240 km con una orientación NW-SE. Este macizo ígneo-metamórfico está compuesto por rocas ígneas predominantemente del Pérmico tardío, rocas sedimentarias paleozoicas y rocas ígneas del Pérmico temprano afectadas por un metamorfismo de medio a alto grado que ocurrió durante el Pérmico tardío (Weber *et al.*, 2007). Las rocas que conforman este ensamble constituyen el basamento de la Sierra de Chiapas y de la Provincia de Fallas Transcurrentes.

2.4.2. Jurásico

Formación Todos Santos

La formación Todos Santos en Chiapas consiste en estratos medianos a gruesos compuestos por conglomerados polimícticos, areniscas, limolitas, rocas volcánicas y depósitos volcanoclásticos. Estas rocas se depositaron en un ambiente de abanicos aluviales, sistemas fluviales y ambientes lacustres, formando megasecuencias con un espesor de entre 250 y 1350 m (Blair, 1987). Esta formación ha sido interpretada como lechos rojos asociados con los primeros episodios de apertura del Golfo de México, los cuales se depositaron sobre una topografía irregular (Viniegra, 1971).

Formación San Ricardo

Sobre la Fm. Todos Santos se depositó la Fm. San Ricardo del Kimmeridgiano-Portlandiano (Tithoniano), formada por capas de lutita, arenisca, caliza y evaporitas de ambiente transicional y marino somero (Alencáster, 1971). El contacto entre estas dos unidades es transicional y las dos se encuentran interdigitadas con depósitos de evaporitas (Viniegra, 1971).

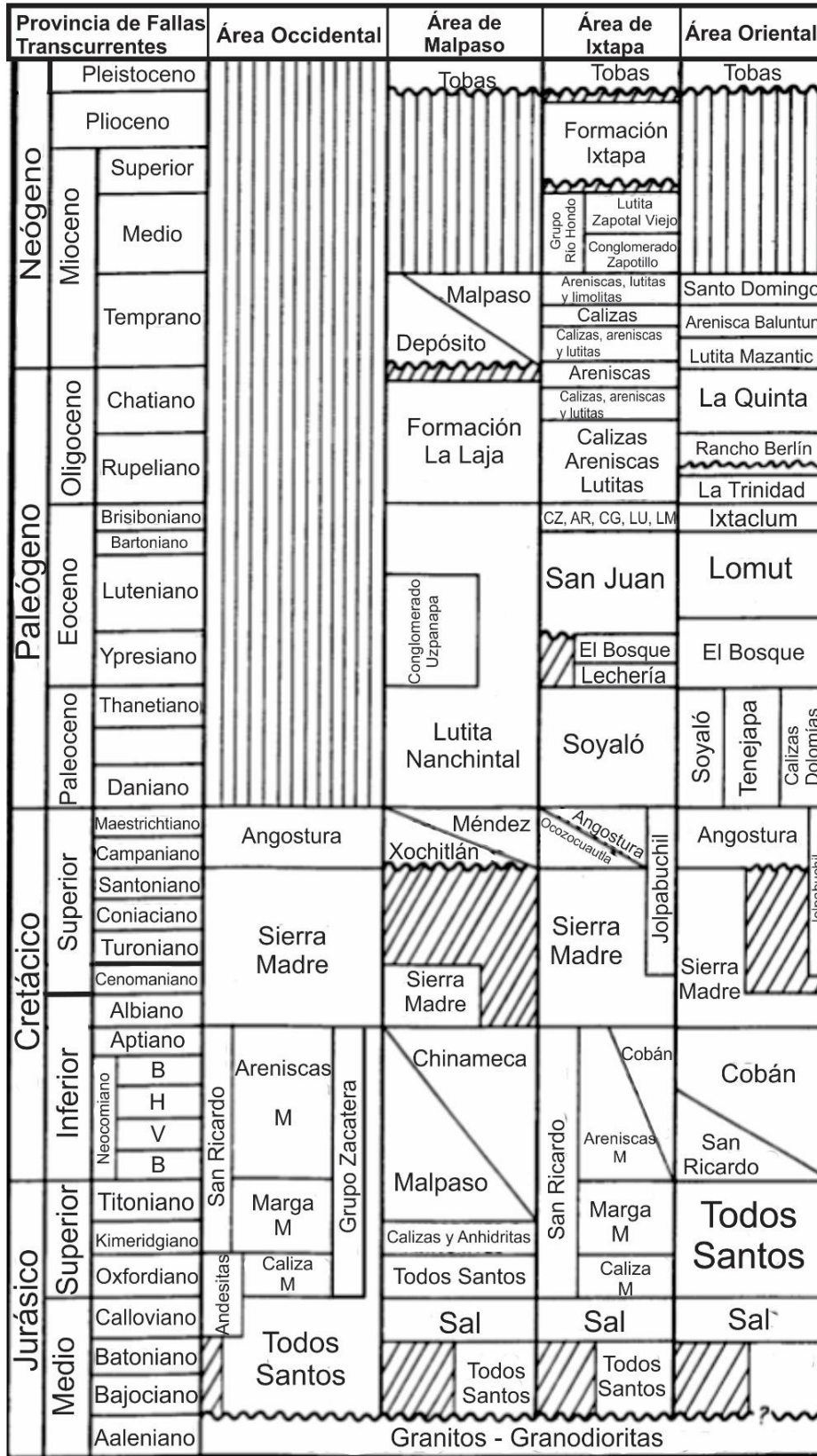


Figura 2.3. Estratigrafía regional de la provincia de Fallas Transcurrentes de la Sierra de Chiapas (Meneses-Rocha, 2001).

2.4.3. Cretácico

Las secuencias sedimentarias de carbonatos de plataforma del Cretácico que se encuentran en la Sierra de Chiapas fueron primero descritas por Nutall (1929) y luego por Salas (1949). Las secuencias del Albiano al Santoniano, corresponden con depósitos carbonatados de plataforma y de cuenca que se integran en el grupo Sierra Madre y comprenden a las Formaciones Cantelhá, Jolpabuchil y Cintalapa (Sánchez-M. de O., 1969; Castro et al., 1975; Quezada-Muñetón, 1987). La secuencia que va del Campaniano al Maastrichtiano, está representada por cuatro Formaciones depositadas en un ambiente profundo y marino somero respectivamente: Fm. Méndez, Fm. Xochitlán, Fm. Angostura y Fm. Ocozocuatla.

Grupo Sierra Madre (Albiano-Santoniano)

Fm. Cantelhá (Albiano-Cenomaniano)

Esta formación fue descrita primero por Nutall (1929) y fue nombrada Fm. Cantelhá por Gonzalez (1963). La formación se ha dividido en dos miembros. El inferior tiene un espesor de 835 m y consiste en estratos tabulares de 20 a 200 cm de dolomía con bioclastos intercalada con lutita con laminación paralela. El superior tiene un espesor de 45 m y consiste de lutita masiva intercalada con caliza wackestone y packstone recristalizada con *pellets*, intraclastos y ostrácodos (Gonzales, 1963; Quezada-Muñetón, 1987).

Sus contactos son en general concordantes excepto en algunas secciones con las Formaciones Angostura, Xochitlán y Ocozocuatla. La edad de esta formación se constriñó entre el Albiano y el Cenomaniano basado en bioestratigrafía.

Esta formación se encuentra ampliamente distribuida en la Sierra de Chiapas, especialmente en la porción centro y norte de las provincias de fallas transcurrentes y de pliegues y cabalgaduras. Para la unidad inferior se determinó un ambiente de plataforma carbonatada mientras que, para la unidad superior, un ambiente de litoral (Quezada-Muñetón, 1987).

Fm. Jolpabuchil (Turoniano-Santoniano)

Consta de 161 m de estratos delgados (de 2 a 40 cm) de caliza wackstone-packstone con una matriz criptocristalina, con nódulos de pedernal y con algunos niveles de lutita carbonosa con microforaminíferos (Gonzales, 1967). Se encuentra distribuida

principalmente en la parte norte de la Sierra de Chiapas y sus contactos con las formaciones adyacentes son concordantes. Hacia el sur cambia de facies, a brechas calcáreas y caliza masiva. A estas últimas se les da el nombre de Formación Cintalapa.

La edad de esta formación se definió por asociación microfaunística entre el Turoniano y el Santoniano y el ambiente de depósito que se determinó para los carbonatos de la Formación Jolpabuchil es de facies de cuenca profunda con depósitos turbidíticos distales (Sánchez-Montes de Oca, 1967). Para las brechas calcáreas se interpretó un ambiente de talud y para las calizas masivas de la Formación Cintalapa un ambiente de plataforma carbonatada.

Fm. Angostura (Campaniano-Maastrichtiano)

La Fm. Angostura está formada por estratos delgados a gruesos de dolomía, caliza wackestone y packstone y brecha calcárea con fragmentos de rudistas, corales, algas y gasterópodos. Se ha calculado un espesor medio de 1100 m para esta formación (Mandujano *et al.*, 1996).

Esta unidad se extiende sobre todo en la porción central y oriental de la Sierra de Chiapas (Quezada-Muñetón, 1987). Su contacto inferior con la Formación Sierra Madre y el superior con las Formaciones Soyaló, Lacandón y Lutita Nanchintal son concordantes (Meneses-Rocha, 2001).

Dado que contiene a los rudistas *Thyrastylon* y *Durania* se le ha asignado una edad del Cretácico superior-Maastrichtiano a las rocas de esta formación (Alencaster, 1974). De acuerdo con el contenido fósil y sus características litológicas se determinó que estas rocas se formaron en un ambiente de plataforma somera (Quezada-Muñetón, 1987).

Fm. Xochitlán (Campaniano-Maastrichtiano)

Consiste en un paquete de brechas calcáreas dolomitizadas a la base y estratos de 10 a 50 cm de caliza packstone de bioclastos, pellets e intraclastos con fragmentos de moluscos, placas de equinodermos y algas, intercaladas con capas de marga limosa, lutita calcárea, limolita calcárea, brecha calcárea y caliza wackestone de bioclastos (Sanchez-Montes de Oca, 1967). En su sección tipo la formación tiene 710 m de espesor.

De acuerdo con la litología y el contenido fósil de esta formación, se definió que el depósito de ésta se llevó a cabo en un ambiente de talud entre el Campaniano y el Maestrichtiano (Quezada-Muñetón, 1987).

Fm. Méndez (Campaniano-Maastrichtiano)

Consiste en estratos de 5 a 20 cm de espesor de marga color gris claro a amarillento, bien consolidada, con laminaciones onduladas y al microscopio fueron descritas como wackestone de planctónicos con pellets, intraclastos y valvas de ostrácodos (Jeffreys, 1912; Palmer, 1927). La Formación Méndez tiene un espesor irregular que va de 100 a 600 m (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990).

En Chiapas esta formación se distribuye en el frente norte del Cinturón de Pliegues y cabalgaduras de Chiapas desde la región que se encuentra al sur de Teapa, Tab., hasta los alrededores del Río Chalchijapa. Tanto su contacto inferior con la Formación Jolpabuchil como su contacto superior con la Formación Soyaló y la Lutita Nanchintal (Paleoceno) son concordantes. Por asociación faunística se le determinó una edad del Campaniano al Maestrichtiano para esta formación. Finalmente se interpretó que las rocas de la Formación Méndez se depositaron en facies de mar abierto (Quezada-Muñetón, 1987).

2.4.4. Cenozoico

Formación Soyaló (Paleoceno)

Consiste de caliza packstone de miliólidos y alveolínidos a la base y a la cima capas delgadas de lutita calcárea color gris verdoso y café rojizo intercaladas con capas de arenisca y horizontes de conglomerado con nódulos arcillo-arenosos (González, 1967; Quezada-Muñetón, 1987). En el área de Ixtapa, la formación ha sido dividida en dos miembros. El inferior consiste de estratos de 30 a 150 cm de brecha calcárea y caliza wackestone con foraminíferos planctónicos. Mientras que el superior consiste de un paquete de estratos delgados de lutita y limolita con algunos exoclastos de caliza (Meneses-Rocha, 2001). La formación tiene una distribución amplia en toda la porción central de la Sierra de Chiapas y tiene un espesor medio de 975 m.

El contacto superior es concordante y gradual los depósitos continentales de la Formación El Bosque (Mandujano *et al.*, 1996). Sin embargo, en el área de Ixtapa, el contacto superior con la Formación Lomut del Eoceno es parcialmente erosivo. Al oriente esta unidad cambia

lateralmente a la Formación Lacandón, la cual consiste de estratos de caliza masiva formada en un ambiente de plataforma y hacia el poniente cambia a la Lutita Nanchintal, la cual consiste de capas de lutita depositada en un ambiente de cuenca.

De acuerdo con el contenido microfaunístico se determinó que esta formación es paleocénica (Quezada-Muñetón, 1987; De la Cruz y Peña, 1991). El ambiente de depósito para la base de la formación corresponde con facies de talud, las cuales cambian a la cima a un ambiente de plataforma externa y de mar abierto.

Formación El Bosque (Eoceno inferior-medio)

Consiste de estratos delgados de limolita rojiza intercalados con paquetes de estratos de 10 a 30 cm de arenisca con mica de grano fino a grueso con una matriz arcillosa color gris rojizo (González, 1965). También tiene niveles de conglomerado con gravas y guijas. Se ha calculado que el espesor de esta formación varía entre 400 a 900 m (Quezada Muñetón, 1987).

Esta formación aflora en la parte central y oriental de la Sierra de Chipas. Su contacto inferior con las Formaciones Soyalo y Lacandón es concordante y transicional. Mientras que su contacto superior varía en diferentes partes de la Sierra de Chiapas, en algunas partes la formación tiene un contacto traslapado con las calizas de la Formación Lomut, con la que está interdigitada a la base (Ham-Wong, 1979), en otras partes, el contacto es una discordancia angular con los depósitos del Mioceno inferior (Quezada Muñetón, 1987).

La edad de esta formación se ha definido por su posición estratigráfica, debido a la ausencia de fósiles índice y se ha establecido que se depositó entre el Eoceno inferior y el Eoceno medio. El ambiente de depósito de esta formación corresponde con ambientes fluviales, aluviales y lacustres (continentales).

Formación San Juan (Eoceno medio)

Consiste de una secuencia de lutita, limolita, arenisca y arenisca con grava, en donde la lutita tiene un gran contenido fósil que incluye: milóridos, ostrácodos, anélidos, moluscos, crustáceos, equinodermos, gasterópodos, tiburones y madera (Licari, 1960). En el área de Ixtapa se ha calculado un espesor máximo de 1950 m para esta formación. Ésta solo aflora en el área de Ixtapa y al sur de Tuxtla Gutiérrez en la mesa de Copoya (Meneses-Rocha, 2001).

El contacto inferior con la Formación El Bosque es transicional cerca de Tuxtla Gutiérrez, mientras que en el área de Ixtapa es una discordancia angular con la Formación Soyaló del Paleoceno. De acuerdo con el contenido fósil de esta formación se le ha asignado una edad de Eoceno medio. El ambiente de depósito que se determinó para esta formación de acuerdo con su litología y contenido fósil, es de plataforma siliciclástica con influencia carbonatada (Meneses-Rocha, 2001).

Formación Lomut (Eoceno)

Esta formación fue descrita primero por González (1963) cerca de Bochil y Yajalón, Chiapas. Se le ha dado el nombre de Formación Lomut a los depósitos carbonatados del Eoceno que afloran en la sierra (Quezada-Muñetón, 1987). En el área de Bochil, Chiapas (al norte de Ixtapa) la formación fue dividida en dos unidades que corresponden con el Eoceno medio y el Eoceno superior. La unidad inferior consiste de capas delgadas de arenisca arcillosa con mica y niveles de ostrácodos, un paquete grueso de estratos que van de 10 cm a 4 m de conglomerado de cuarzo y pedernal y caliza arcillosa de aspecto conglomerático con conchas de ostrácodos y equinodermos. La unidad superior consiste de capas de arenisca con mica de grano fino a medio intercalada con lutita, la cual en algunos niveles contiene conchas de ostrácodos. El espesor de esta formación varía de 1540 a 1950 m (Quezada-Muñetón, 1987; Meneses-Rocha, 2001).

Esta unidad se distribuye en la porción central de la Sierra de Chiapas formando una franja con orientación NE-SW desde Palenque a Tuxtla Gutiérrez. Su contacto inferior con la Fm. El Bosque es transicional, aunque en el área de Ixtapa el contacto es discordante con la Fm. Soyaló. Su contacto superior es concordante y transicional. De acuerdo el contenido microfaunístico y su posición estratigráfica se le ha asignado una edad general del Eoceno a esta formación, aunque en el área de Ixtapa su edad va del Eoceno medio al superior. Los ambientes de depósito que se le han asignado varían de facies lagunares, litorales y de plataforma carbonatada y siliciclástica (Langenheim *et al.*, 1974)

Formación Mompuyil (Oligoceno)

Es una sucesión de capas de caliza del Oligoceno que aflora en la Sierra de Santa Lucía (Gutiérrez, 1949; Quezada-Muñetón, 1987). La formación se ha dividido en un miembro inferior de rocas carbonatadas y uno superior de evaporitas. El inferior consiste de caliza conglomerática, arcillosa, biogénica y con niveles de coquina y biocalcarenita. Se encuentra intercalada con lutita y arenisca calcárea. La superior, llamada Yeso Zinacantán, consiste

en depósitos de yeso y anhidrita (González, 1965). El espesor del miembro inferior tiene un espesor que va de 1495 a 1800 m, mientras que el miembro superior tiene un espesor de 400 m (Quezada Muñetón, 1987; Meneses-Rocha, 2001).

Esta unidad se distribuye en la porción central de la Sierra de Chiapas en los alrededores de Ixtapa y Bochil Chiapas y en el frente del orógeno en Palenque. Su contacto inferior con la Fm. Lomut es transicional (Alcudia, 1987; Meneses-Rocha, 2001), mientras que su contacto superior es discordante con la Fm. Ixtapa al sur del área de estudio y concordante con los depósitos del Mioceno inferior en la parte central de la cuenca de Ixtapa (González, 1963; Meneses-Rocha, 2001)

De acuerdo con los conjuntos faunísticos que se describieron en esta formación se asignó una edad del Oligoceno al depósito de estas rocas (Alcudia, 1987). Por las características litológicas y el contenido microfaunístico se definió que esta formación se depositó en ambientes que varían de plataforma somera a litoral (Langenheim, 1974).

Grupo Modelo (Mioceno inferior)

El Grupo Modelo fue descrito y definido por Frost y Langenheim (1974) y fue dividido en tres formaciones (en orden ascendente): Marga Na Bolom, Caliza Río Lajas y Formación Santa Ana. La primera formación tiene un espesor de 300 m y consiste de marga intercalada con arenisca, lutita y limolita calcárea. La Caliza Río Lajas tiene un espesor de 315 m y consiste de caliza masiva, caliza arenosa y arenisca calcárea. La Formación Santa Ana tiene 1100 m de espesor y consiste de un paquete de 448 m de caliza con niveles de corales que cambian a la cima a un paquete de 640 m de arenisca y lutita calcárea (Meneses-Rocha, 1985).

Esta formación es de distribución local y solo aflora al SE de la cuenca de Ixtapa. Su contacto inferior con la Fm. Mompuyil es concordante al igual que su contacto superior con el Grupo Río Hondo del Mioceno medio. De acuerdo con el contenido microfaunístico se le ha asignado una edad del Mioceno inferior a este grupo. Por otra parte, se ha interpretado que las rocas se depositaron en un ambiente marino somero de acuerdo con sus características litológicas y su contenido paleontológico (Meneses-Rocha, 1985).

Grupo Río Hondo (Mioceno medio)

El Grupo Río Hondo fue descrito por Frost y Langenheim (1974), quienes lo dividieron en dos miembros: el miembro inferior Conglomerado Zapotillo y el superior Lutita Zapotal Viejo. El Conglomerado Zapotillo consiste de una intercalación de conglomerado, arenisca, limolita y algunos niveles esporádicos de caliza. El conglomerado es masivo, su granulometría va de guijarros a cantos y los clastos van de redondeados a subredondeados. El conglomerado incluye fragmentos líticos de granito, gneiss, cuarcita y arenisca. Las capas de arenisca intercaladas con las capas de conglomerado tienen 50 cm de espesor y contienen litarenita a sublitarenita de grano fino con abundante cuarzo y fragmentos líticos volcánicos. Las rocas presentan imbricaciones aleatorias de clastos y gradación normal. El espesor máximo de esta formación es de 800 m. La Lutita Zapotal Viejo tiene 690 m de limolita con laminación plano-paralela que grada a lutita fosilífera con concreciones sideríticas, restos de hojas y algunas grietas de desecación (Frost, 1974; Meneses-Rocha, 2001).

La distribución del Grupo Río Hondo es local y solo aflora en la porción SE de la cuenca de Ixtapa. El contacto inferior de este grupo con el Grupo Modelo es transicional, mientras que su contacto superior con la Fm. Ixtapa es una discordancia angular erosiva. La edad de esta unidad se infirió por posición estratigráfica y por bioestratigrafía del Mioceno temprano-medio. El ambiente que se le ha asignado a esta formación es de marino somero y deltáico de acuerdo con sus características litológicas y estratigráficas.

Formación Ixtapa (Mioceno superior-Plioceno inferior)

La formación fue descrita por Hinojosa (1964), quién la describió con criterio cronoestratigráfico, y por Gónzales (1965) quién la definió como una unidad litoestratigráfica. La formación se caracteriza por una intercalación de conglomerado, arenisca y limolita en diferentes proporciones (Meneses-Rocha, 2001). Para su estudio se ha dividido en tres miembros: conglomerado inferior, unidad tobácea y conglomerado superior (Gónzales, 1965). El primero está formado por capas de conglomerado con clastos de 2 a 30 cm, subredondeados y compuestos por caliza del Cretácico y el Paleógeno. El segundo consiste de arenisca tobácea y conglomerado con granito y caliza con algunos niveles de moluscos, troncos y tallos carbonizados (Hinojosa, 1964). El tercero consiste de conglomerado color gris oscuro, con clastos redondeados cristalinos (ígneos y/o metamórficos) algunos clastos de caliza cretácica. En la parte media, el conglomerado tiene

lentes de carbón y madera silicificada. El espesor de esta formación varía entre 4760 y 6770 m (Quezada-Muñetón, 1987; Meneses-Rocha, 2001).

Esta formación se distribuye en la planicie de Ixtapa-Zinacantán, al SE de la cuenca de Ixtapa. Al centro de la cuenca, el contacto inferior con el Grupo Río Hondo es una discordancia angular erosiva al igual que su contacto superior con los depósitos volcánicos y pleistocénicos (Meneses Rocha, 2001). Mientras que en la Porción SE de la cuenca, ésta sobreyace discordantemente al Yeso Zinacantán de la Formación Mompuyil del Oligoceno (Hinojosa, 1964; Gonzáles, 1965; Quezada-Muñetón, 1987)

La microfauna encontrada en la Unidad Tobácea y un molar de mastodonte encontrado en la cima de la formación, suponen una edad del Mioceno inferior al Plioceno temprano. De acuerdo con la clasificación de litofacies de Mial (1978) y Rust (1978), esta formación tiene cinco miembros según su ambiente depósito: abanico aluvial proximal y flujos de escombros, abanico aluvial proximal y flujos hiperconcentrados, lacustre, fluvial anastomosado y fluvial recto (Meneses-Rocha, 2001).

Depósitos volcánicos (Pleistoceno)

Los depósitos volcánicos fueron descritos y fechados por Damon y Montesinos (1978), y consisten de cenizas y brechas soportadas por cenizas y con clastos de andesita de hornblenda y caliza. Estos depósitos tienen un espesor máximo de 1200 m en el área de Ixtapa y se distribuyen por toda la porción SE de la cuenca de Ixtapa, suavizando el relieve y formando la planicie Ixtapa-Zinacantán (Quezada-Muñetón, 1987).

Este paquete se depositó de manera discordante sobre la Fm. Ixtapa. Para fechar esta unidad se obtuvieron edades de K-Ar de las andesitas de 2.14 ± 0.04 y 1.95 ± 0.04 Ma (Damon y Montesinos, 1976). Se ha interpretado que estas rocas son depósitos de caída y depósitos de densidad piroclástica producto de los volcanes Huitepec y Navenchauc y que se depositaron en un ambiente lacustre y aluvial (Meneses-Rocha, 1985 y 2001).

3. Metodología

Para cumplir los objetivos de este trabajo y verificar la hipótesis propuesta, fueron utilizadas diferentes metodologías, las cuales fueron llevadas a cabo en tres etapas: trabajo de campo, trabajo de laboratorio y trabajo de gabinete. El trabajo de campo consistió en tres campañas en donde se realizó la cartografía a detalle de la zona, se recopilaron datos estructurales, se describieron unidades que afloran en el área y se tomaron muestras de roca para su análisis en laboratorio. El trabajo de laboratorio consistió la realización y descripción de láminas delgadas de las rocas que afloran en el área, la elaboración de secciones y cartas geológicas y el análisis de datos estructurales por medio de métodos geoestadísticos. Finalmente, el trabajo de gabinete consistió en recopilar información bibliográfica, generar bases de datos de la información obtenida en campo y sintetizar y analizar los resultados obtenidos. A continuación, se describen con detalle las metodologías utilizadas durante las tres etapas en las que se llevó a cabo el trabajo (Figura 3.1).

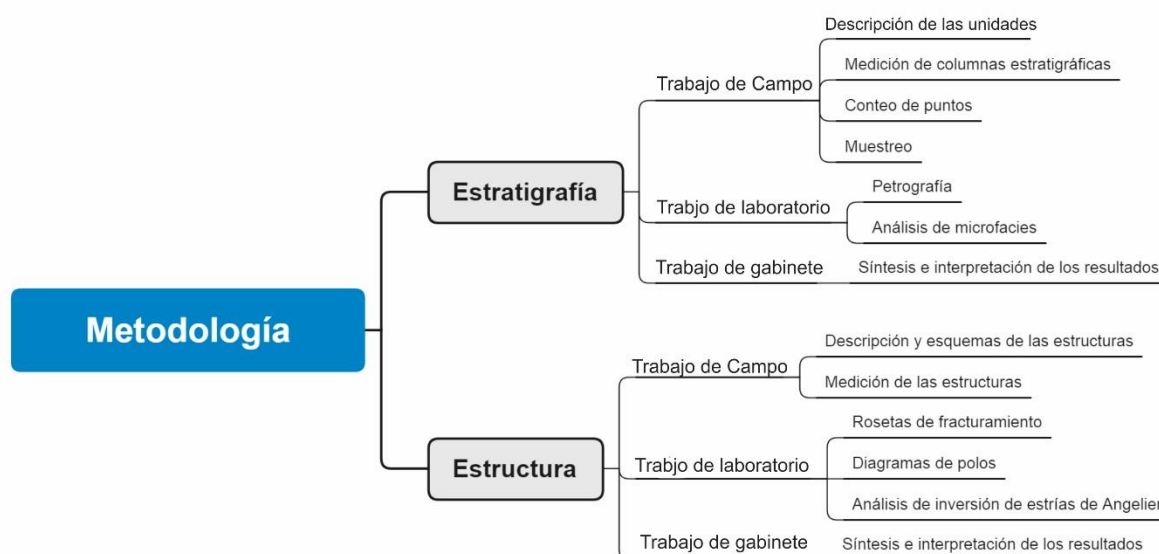


Figura 3.1. Flujo de trabajo que se llevó a cabo para realizar el análisis de la estratigrafía y la estructura de la cuenca de Ixtapa.

3.1. Trabajo de campo

Para el análisis de la cuenca de Ixtapa se realizaron tres visitas al área de estudio. Estas campañas se realizaron del 16 al 19 de marzo de 2018, del 6 al 12 de noviembre de 2018 y del 28 de marzo al 2 de abril de 2019 en los municipios de Ixtapa, Soyaló, Osumacinta, Chiapa de Corzo, Zinacantán, Tuxtla Gutiérrez y San Cristóbal de las Casas en Chiapas (Figura 1.1 y 4.3).

Las actividades que se llevaron a cabo durante estas campañas fueron: a) Reconocimiento y descripción detallada de la litología y estructuras de las formaciones que afloran en el área de estudio; b) levantamiento de columnas estratigráficas en algunas formaciones para su descripción detallada; c) conteo de puntos en las formaciones compuestas por conglomerados; d) muestreo de rocas para su análisis en laboratorio; e) observación detallada, descripción y medición de estructuras, f) medición de planos de falla e indicadores cinemáticos para el análisis de fallas; g) realización de una carta a detalle del área y levantamiento de dos secciones (Figura 3.2).

Para la realización de estas campañas se utilizó una camioneta proporcionada por el Instituto de Geología de la UNAM para el traslado al área de estudio. También se utilizó material para el trabajo en campo como martillo de geólogo, brújula, transportador de campo, escalímetro, navegador GPS, lupa, HCl al 10%, flexómetro, bolsas para muestreo, marcador, cinta adhesiva, cartas topográficas y cartas geológicas del área.



Figura 3.2. (A) Muestreo de rocas para análisis en lámina delgada. (B) Medición de flancos de pliegues para análisis estructural.

3.1.1. Levantamiento de columnas estratigráficas y conteo de puntos

Para reconocer y describir a las Formaciones Lomut (Eoceno medio-superior, Mompuyil (Oligoceno) e Ixtapa (Mioceno superior-Plioceno) se realizaron tres columnas estratigráficas de entre 80 y 100 m de espesor, se utilizó un flexómetro de 3 m, una brújula Brunton, lupa y ácido clorhídrico (HCl) al 10%. Para el levantamiento se eligieron afloramientos en donde los estratos estuvieran bien expuestos y las rocas poco alteradas para su correcta descripción. Para la medición del espesor de la columna se midió la orientación de los planos de estratificación y se colocó la cinta métrica perpendicular al echado de estas. Luego se describió la litología, el contenido fósil y las estructuras primarias y secundarias observadas en los diferentes estratos de la columna.

Para las formaciones del Grupo Modelo (Mioceno inferior), el conglomerado Zapotillo (Mioceno medio) y la Formación Ixtapa (Mioceno superior) se aplicó la técnica de conteo de puntos (Howard, 1993). Esta técnica consiste en utilizar mallas con cuadros de 1, 2 y 5 cm, elaboradas con acetatos y plumones. Luego se coloca la malla que mejor se ajuste al tamaño de los clastos sobre un afloramiento de conglomerado y se registra la litología y la longitud de cada uno de los clastos que se encuentran en los cruces de los hilos de la malla y se repite el conteo hasta obtener la litología de entre 50 y 200 clastos. Con estos datos se realizó una estadística para conocer la naturaleza y abundancia de los clastos que componen al conglomerado y se puede calcular la proporción entre clastos y matriz. También sirve para determinar el ambiente de depósito de una formación y registrar cambios en la procedencia de los clastos en una o más formaciones.

3.1.2. Muestreo

Para la identificación y descripción de las diferentes formaciones carbonatadas que se encuentran dentro de la cuenca se realizó un muestreo de rocas calizas y dolomías, areniscas, limolitas y lutitas de las Formaciones Angostura, Lomut, Mompuyil y Grupo Modelo. Se obtuvieron muestras de entre 15 y 20 cm de longitud y se tomó en cuenta que tuvieran muy bajo grado de alteración y recristalización, además de un considerable porcentaje de aloquímicos (fósiles, ooides, pellets, intraclastos y extraclastos).

3.1.3. Colecta de datos estructurales

Para el análisis estructural de la cuenca se llevó a cabo una medición sistemática de datos estructurales. Los planos que se midieron fueron estratificación, estitlolitas, fracturas, fallas,

clivajes y planos axiales de pliegues. También se midieron algunos ejes de pliegues e indicadores cinemáticos sobre los planos de falla como estrías y fibras de calcita.

Durante la medición de datos se tomó en cuenta la formación y litología en las que se tomaron los datos, así como la ubicación de los afloramientos en donde fueron tomados. También se realizaron esquemas y descripciones de las estructuras que se midieron y las relaciones de corte que existen entre éstas. Estos datos estructurales fueron posteriormente dibujados en la carta geológica y fueron analizados por áreas con algunos métodos geoestadísticos para poder interpretarlos.

3.1.4. Cartografía y secciones geológicas

Una de las principales metas del trabajo fue la de realizar una carta geológico-estructural a detalle del área de estudio para observar la distribución espacial de las estructuras y las formaciones dentro de la cuenca. Para realizar esta carta se llevó a cabo una recopilación bibliográfica y una síntesis de los trabajos previos realizados en la Provincia de Fallas transcurrentes, basándose especialmente en los artículos de Meneses-Rocha (2001) y aquel de Quezada-Muñetón (1987). Aunado a esto se realizó una carta base tomando en cuenta la cartografía reportada anteriormente por Meneses-Rocha (2001), el modelo digital de elevaciones (DEM) del INEGI y el programa Google Earth.

Durante las tres visitas al área de estudio, se realizó una cartografía geológica a detalle. En ésta se establecieron las relaciones estratigráficas y estructurales entre cada unidad litoestratigráfica y se trazaron los contactos entre cada una de éstas a través de caminamientos y la observación en vistas panorámicas. También se apoyó la cartografía en la petrografía, en mapas topográficos y en los Modelos Digitales de Elevación del INEGI. Con la carta obtenida, los datos estructurales colectados y las observaciones en campo se realizó un sección transversal de la cuenca para interpretar su geometría.

3.2. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio se dividió en la petrografía de rocas calcáreas y el procesamiento de los datos estructurales por métodos geoestadísticos para el análisis de la estructura de la cuenca. A continuación, se describen en que consiste cada uno de estos métodos y se mencionan los programas que se utilizaron.

3.2.1. Petrografía

Debido a los abruptos cambios de facies y la variabilidad de litologías encontradas en cada formación se realizaron veinticinco láminas delgadas de 30 μm de espesor en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Las rocas que se laminaron fueron calizas y dolomías de las Formaciones Angostura, Lomut, Mompuyil y Grupo Modelo. Estas láminas permitieron realizar un análisis petrográfico para identificar los principales componentes de las rocas de cada formación. También se realizó un análisis de microfacies cualitativo de estas rocas para determinar los diferentes ambientes de depósito que tuvieron lugar en la cuenca y su variación en el tiempo.

El análisis de microfacies consistió en realizar una descripción petrográfica de las láminas delgadas tomando en cuenta la textura, cantidad de matriz, cementante y aloquímico, así como la naturaleza, tamaño y abundancia de estos. También se tomó en cuenta las descripciones que se realizaron en campo sobre la litología y estructuras primarias. Finalmente se compararon estos datos con tablas que se han realizado para otorgar un nombre y ambiente de depósito a las rocas carbonatadas de acuerdo con sus características petrográficas. En el apartado de resultados se enlistan los rasgos descritos para cada formación y el ambiente sedimentario que se determinó para cada una de estas (Figura 3.3).

3.2.2. Análisis estructural

Las rocas que afloran en el área preservan rasgos de haber sido deformadas. Sin embargo, estos rasgos son el resultado final de una historia de deformación que ha ocurrido en diferentes fases y bajo diferentes estados de esfuerzos. El análisis estructural está basado en diferentes métodos geoestadísticos y pretende analizar cuáles son las principales estructuras identificadas de acuerdo con su cinemática basándose en modelos analógicos y temporalidad considerando la estratigrafía local. Finalmente se propone una historia de deformación para la cuenca.

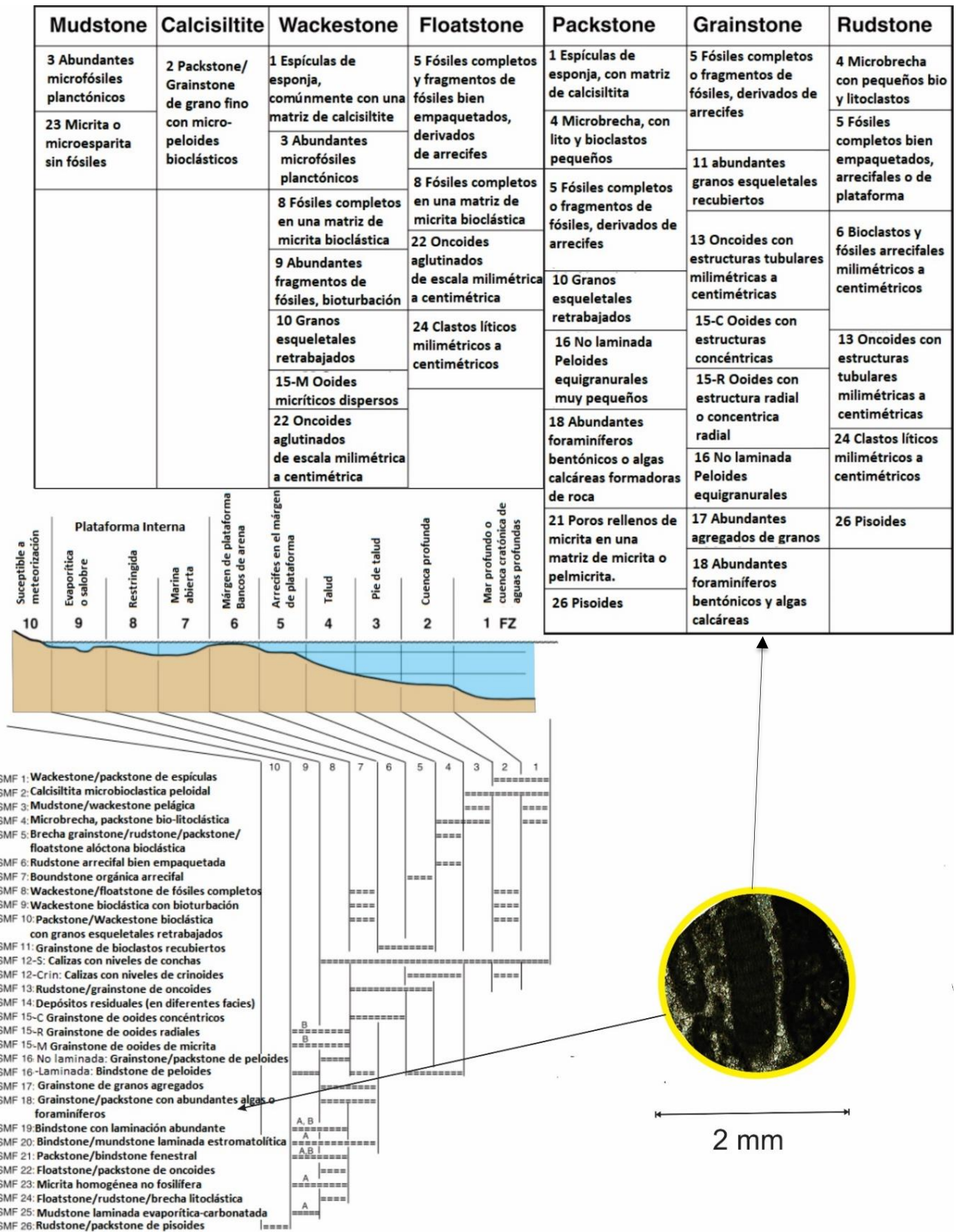


Figura 3.3. Tablas utilizadas para el análisis de microfacies. La tabla de arriba muestra las diferentes litologías que se identifican en lámina delgada. La tabla de abajo indica los ambientes a los cuales puede corresponder cada litología. La fotografía es de una grainstone con algas rojas y foraminíferos (Flügel, 2010).

Para identificar y caracterizar a las diferentes familias de fallas y fracturas que están presentes en el área de Ixtapa, se realizaron rosetas de fracturas asociadas con fallas. Las rosetas de fracturamiento son una representación gráfica-polar de la orientación preferencial que tienen las fracturas y fallas, permiten observar las distintas orientaciones preferenciales y distinguir las principales familias de estas estructuras. Cada roseta se realizó en un área específica para comparar las variaciones orientación en el espacio. Se tomó en cuenta la cinemática de las fallas y fracturas medidas, sus relaciones de corte y a las formaciones que afectan. Las rosetas se realizaron con el programa **Stereonet 10** (Allmendinger, 2012).

Para el análisis y caracterización de los pliegues se realizó un análisis de polos. El análisis de polos consistió en tomar datos estructurales a planos de estratificación alrededor de capas plegadas. Estos datos se analizaron para cada formación y a un pliegue en particular. Los polos de los planos se proyectaron en una red estereográfica en el programa **Stereonet 10** (Allmendinger, 2012) y posteriormente se generó un diagrama de distribución de contornos a partir de los polos. Finalmente se interpretaron estos diagramas para determinar la geometría y orientación de estos pliegues de acuerdo con (Rowland, 2013).

Con el fin de hacer un análisis cinemático de las fallas se utilizó el método de análisis de conjuntos de datos de falla por inversión de estrías propuesto por Jaques Angelier (1979). Este método consiste en determinar el mecanismo focal correspondiente al tensor de esfuerzos bajo el cual se formaron una serie de fallas basado en la orientación y cinemática de las estrías de falla y fibras de calcita que se encuentran sobre planos de falla (Capítulo 7.2). Este método es efectivo en fallas recientes, requiere de varias fallas contemporáneas y que las estrías medidas correspondan con el último desplazamiento. Además, se debe tomar una cantidad representativa de mediciones para que el método tenga mayor precisión. Los datos medidos se organizan en una tabla con tres columnas que corresponden con el rumbo, echado y dirección de las estrías, luego se proyectaron en una red estereográfica y se obtuvo el mecanismo focal que pudo haber generado estas fallas a través del programa **FaultKin** (Marrett y Allmendinger, 1990; Allmendinger *et al.*, 2012).

3.3. Trabajo de Gabinete

Durante la realización del trabajo de campo y de laboratorio se llevó a cabo trabajo de gabinete que consistió en: revisión de la estratigrafía y estructura del área, revisión de modelos analógicos y ejemplos en el mundo de cuencas *pull-apart*, investigación sobre los

principios de los métodos que se utilizaron para el análisis estructural y estratigráfico, así como la generación de mapas morfométricos para la identificación de estructuras.

Al finalizar el trabajo de campo y de laboratorio, siguió otra etapa de gabinete. Durante esta etapa se sintetizaron los resultados obtenidos y se seleccionó el material más importante para analizar el origen y desarrollo de la cuenca. También se digitalizaron las columnas, secciones y el mapa con los programas ArcGIS 10.1 y CorelDRAW 2018. Finalmente se analizaron los resultados obtenidos y se compararon con diferentes modelos geológicos y tectónicos para proponer una historia de deformación y de evolución de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa.

4. Resultados

4.1 Análisis de la estratigrafía de la cuenca de Ixtapa

Como se mencionó en el marco geológico regional, la cuenca de Ixtapa contiene el registro estratigráfico mejor preservado de la Provincia de Fallas Transcurrentes de la Sierra de Chiapas. Este registro consta de 15 km de espesor aparente y lo conforman rocas sedimentarias y volcánicas depositadas entre el Albiano y el Pleistoceno. Las rocas que van del Albiano al Paleoceno bordean la cuenca lateral y verticalmente. Mientras que los depósitos que van del Eoceno medio al Pleistoceno son propios de la cuenca, con las rocas más antiguas concentradas al NW de la cuenca y las más jóvenes en la porción SE.

El gran espesor de la columna estratigráfica que se encuentra rellenando la cuenca está asociado a altas tasas de subsidencia y sedimentación. Sin embargo, el factor que asistió el depósito de estas formaciones de gran espesor fue la migración del depocentro de la cuenca en hacia el SE. Esta migración dispuso a los estratos con una geometría de persiana veneciana, en donde los estratos se acuñan hacia la parte inferior y superior, logrando acumular un gran espesor de sedimentos de manera lateral.

Para la descripción de la estratigrafía del Cenozoico en el área, se agruparon las formaciones en 5 grupos de acuerdo con su ambiente de depósito y con las discordancias que separan temporalmente a ciertas formaciones (Figura 4.1).

4.1.1. Grupo 1

Este grupo está conformado por la Fm. Soyaló del Paleoceno. Esta unidad consiste de un paquete de estratificación rítmica de arenisca y lutita, con caliza a la base de la unidad. Los depósitos se encuentran dispuestos en estratos tabulares de 1 a 20 cm. La formación presenta estructuras primarias como laminación cruzada y paralela, bioturbación y *slumps* y contiene esporádicos microfósiles (microforaminíferos). De acuerdo con algunos criterios estratigráficos se ha establecido que esta formación se depositó en un ambiente de talud (Capítulo 7.3.2).

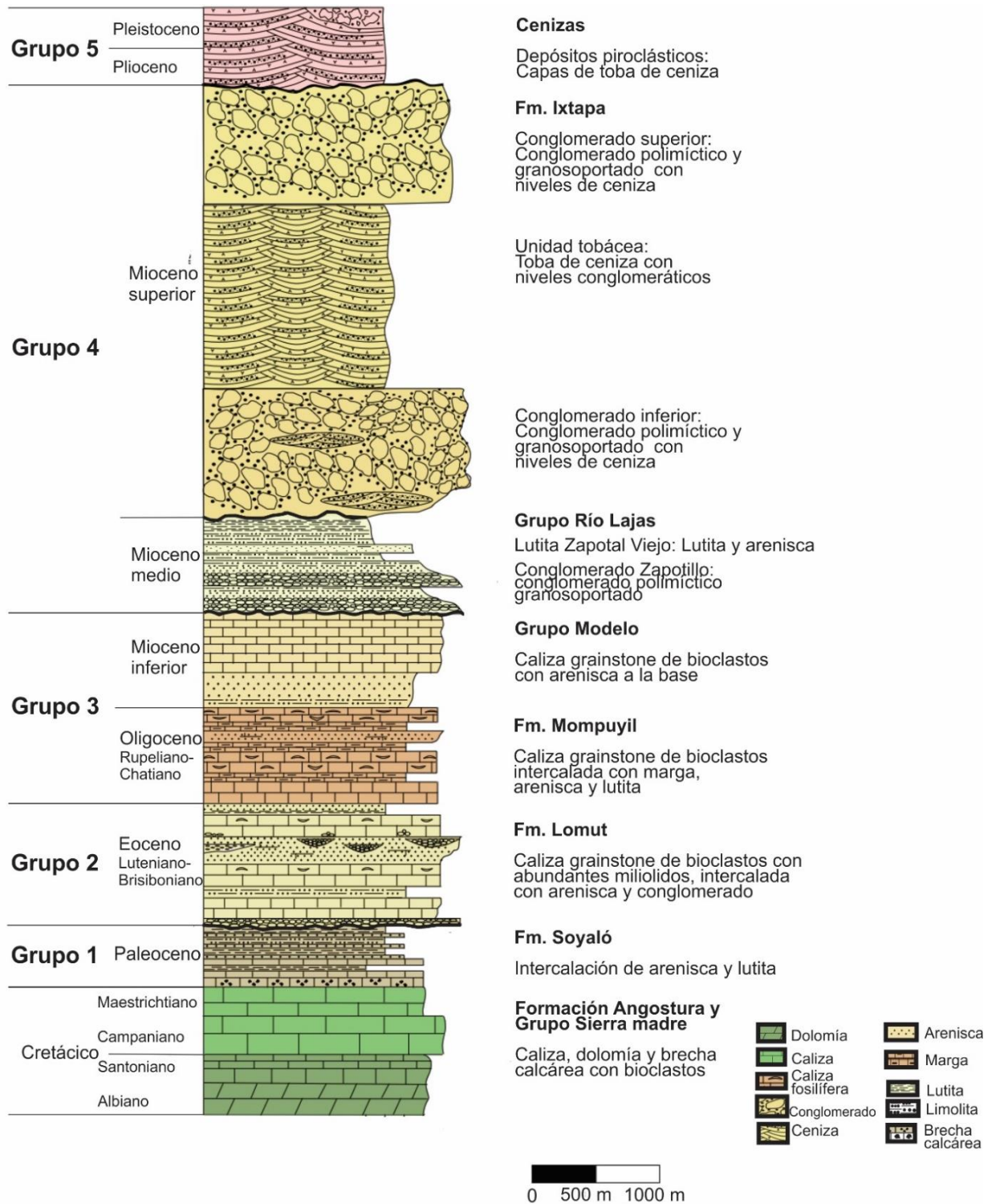


Figura 4.1. Columna estratigráfica de la cuenca de Ixtapa del Cretácico al Pleistoceno. A la derecha se indican las divisiones que se realizaron para el análisis de la estratigrafía.

4.1.2. Grupo 2

Este grupo está conformado por la Fm. Lomut del Eoceno medio a superior. Consiste de una intercalación de paquetes gruesos de caliza grainstone y de paquetes de arenisca con conglomerado. La caliza está soportada por cementante calcáreo color crema y contiene miliólidos, algas rojas, gasterópodos, pelecípodos, equinodermos, corales y bivalvos, además de esporádicas gravas redondeadas de cuarzo y arenisca. La arenisca está soportada por una matriz limoarcillosa y clastos de grano medio a muy grueso, redondeados, moderadamente bien seleccionados y están compuestos por abundante cuarzo lechoso, feldespatos y fragmentos líticos de arenisca. Por sus características petrográficas y su contenido fósil se interpretó un ambiente de plataforma interna restringida con influencia carbonatada y siliciclástica. Esta formación presenta variaciones de facies y de espesor a lo largo y ancho de la cuenca. Hacia los bordes de la cuenca la unidad se vuelve más siliciclástica y tiene un espesor menor, mientras que hacia el centro, se vuelve más carbonatada e incrementa el espesor de los estratos (Capítulo 7.3.3).

4.1.3 Grupo 3

Está conformado por la Fm. Mompuyil y el Grupo Modelo que corresponden con el Oligoceno y el Mioceno inferior respectivamente. Estas unidades consisten de una intercalación de estratos gruesos de caliza y paquetes gruesos de margas, arenisca carbonatada, limolita, lutita y conglomerado. La caliza varía entre packstone, grainstone y boundstone y sus aloquímicos están compuestos por bioclastos de miliólidos, numulites, equinodermos, gasterópodos, corales, algas rojas y conchas de ostréidos. Se interpretó un ambiente de depósito de plataforma interna restringida y de margen de plataforma. Estas unidades presentan variaciones de facies a lo largo de la cuenca.

A la base del Grupo Modelo se encuentra un paquete grueso de estratos de arenisca y conglomerado, sin influencia carbonatada, con estratificación cruzada, rizaduras y con restos vegetales de troncos y hojas. Los clastos de los conglomerados van de 2 a 5 mm y están compuestos por fragmentos de arenisca, cuarzo lechoso y feldespatos potásicos. Para este paquete se ha interpretado un ambiente fluvial (Capítulos 7.3.4 y 7.3.5).

4.1.4. Grupo 4

Incluye al Grupo Río Hondo y la Fm. Ixtapa del Mioceno medio y superior respectivamente. El Grupo Río Hondo está conformado por dos unidades. La inferior es el Conglomerado Zapotillo y consiste de estratos gruesos a masivos de conglomerado y arenisca de grano grueso. Los clastos que conforman el conglomerado van de 2mm a decenas de centímetros, son redondeados y están compuestos de granodiorita, diorita, cuarcita, arenisca, filita, metabasita, gneiss y granito. La unidad superior es la Lutita Zapotal Viejo y consiste de una intercalación de estratos delgados de arenisca de grano fino y lutita calcárea con laminación paralela y restos de troncos y foraminíferos (Capítulo 7.3.6).

La Fm. Ixtapa consiste de capas de conglomerado, arenisca y limolita intercaladas con paquetes masivos y lentes de toba volcánica. La arenisca y el conglomerado presentan diversas estructuras primarias como estratificación lenticular, acanalada, cruzada, planoparalela, uniforme y rítmica; laminación planoparalela y cruzada, gradación normal, imbricación de clastos, superficies erosivas y fallas sinsedimentarias y contiene gasterópodos y restos vegetales carbonizados. Esta unidad se depositó en diversos ambientes sedimentarios continentales e incluyen abanicos aluviales, ambiente fluvial y lacustre (Capítulo 7.3.7).

4.1.5. Grupo 5

Esta unidad está conformada por depósitos piroclásticos, producto de la actividad de los volcanes Huitepec y Navenchauc al SE de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa. Consiste de toba de ceniza fina color blanco con fragmentos de minerales ferromagnesianos y pómez en pseudoestratos de 2 a 20 cm, también contiene paleocanales de depósitos de lahar. Esta unidad se depositó en un ambiente lacustre y fluvial (Capítulo 7.3.8).

Para establecer la ubicación de la estratigrafía en el área, ésta se dividió en 3 bloques limitados por las fallas Malpaso-Aztlán y Chicoasén-San Cristóbal: (A) **Bloque Bochil**, (B) **Cuenca de Ixtapa** y (C) **Bloque Sumidero** (Figura 4.2).

El **Bloque Bochil** (A) se encuentra al norte de la Falla Chicoasén-San Cristóbal y contiene sucesiones de rocas que van del Albiano (Cretácico) al Paleoceno en todo el bloque. De manera local, en algunas partes del bloque, se depositaron de forma concordante rocas de la Fm. El Bosque (Eoceno inferior) y del grupo 3 (Oligoceno-Mioceno inferior). Finalmente, en la porción sur de este bloque se encuentran algunos depósitos piroclásticos producto de

los volcanes Navenchauc y Huitepec del Plioceno-Pleistoceno. En este bloque no hay una discordancia entre el Paleoceno y el Eoceno medio, en su lugar se depositaron rocas de la Formación El Bosque del Eoceno inferior a Medio. También, en la porción SE del bloque, se encuentra un lente de yeso de algunas decenas de metros de espesor que se depositó durante el Oligoceno.

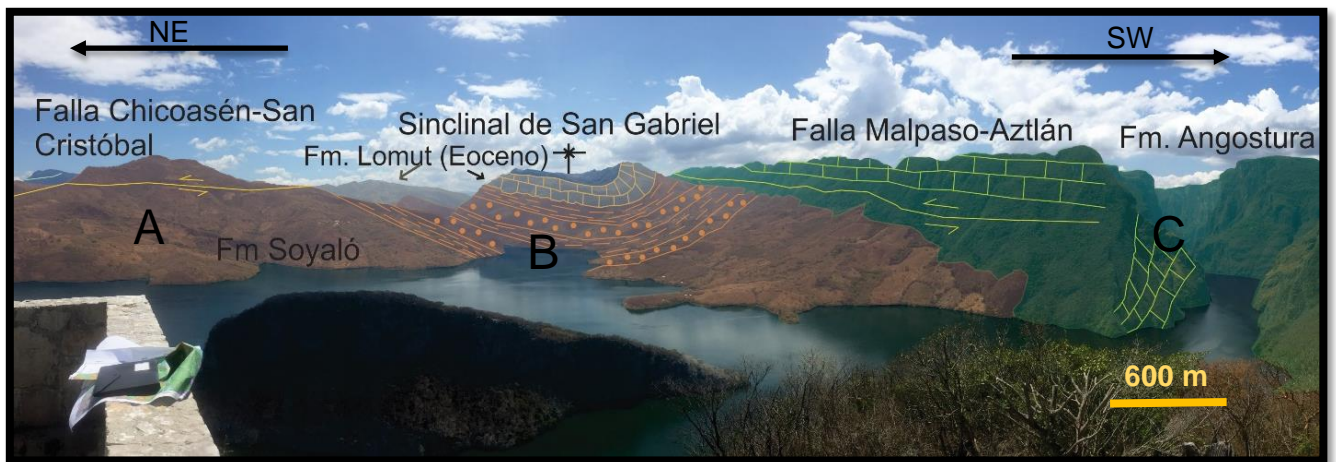
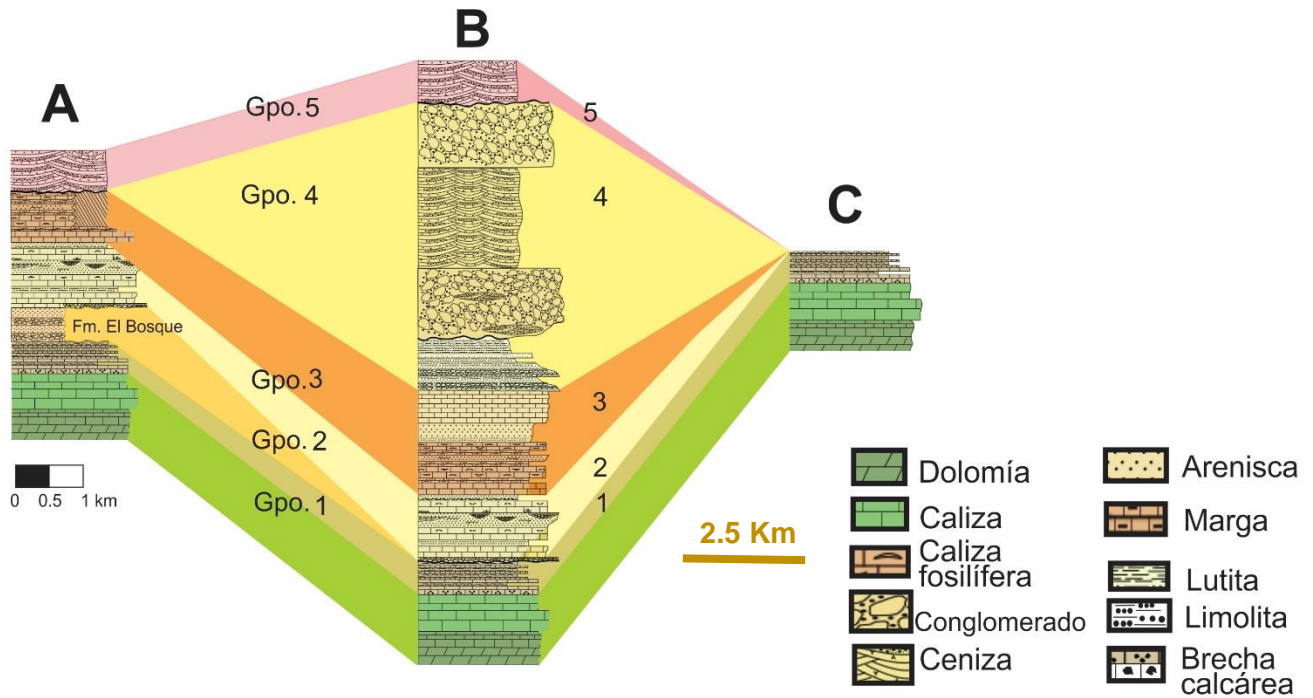


Figura 4.2. Comparación de tres columnas estratigráficas en donde se puede observar la variación de las formaciones que se encuentran en los bloques (A) Bloque Bochil, (B) Cuenca de Ixtapa y (C) Bloque Sumidero.

En el **Bloque Ixtapa** (B) que corresponde con la cuenca de Ixtapa, se encuentran rocas que van del Albiano al Pleistoceno con una gran variabilidad vertical y lateral de facies. Dentro de este bloque se encuentran 3 principales discordancias en los límites Paleoceno-Eoceno medio, Mioceno inferior y medio y Mioceno superior-Plioceno medio.

El **Bloque Sumidero** (C) se localiza al sur de la falla Malpaso-Aztlán. En este bloque únicamente se encuentran rocas de las unidades cretácicas y del grupo 1 (Albiano-Paleoceno). Localmente se pueden encontrar algunos depósitos de areniscas micáceas de ambiente continental que pertenecen a la Formación El Bosque (Eoceno inferior).

En el **Anexo 3** (Capítulo 7.3) se describen los resultados obtenidos de la descripción de afloramientos en campo, conteo de puntos de unidades conglomeráticas, levantamiento de columnas estratigráficas y descripción de láminas delgadas de las unidades carbonatadas que se realizó para caracterizar algunas de las formaciones que componen la cuenca.

4.2 Análisis estructural de la cuenca de Ixtapa

En cuanto a la Geología Estructural, se realizó un mapa geológico-estructural a detalle en donde se resaltan las estructuras de primer orden que controlan la geometría del área y se observa la disposición general de las formaciones que afloran (Figura 4.3). Las estructuras que acomodan la deformación en el área son grandes zonas de falla, fallas normales e inversas, fallas sinsedimentarias, pliegues de escala kilométrica y pliegues de escala métrica. Más adelante se mencionan las principales características y la orientación de estas estructuras, así como su temporalidad.

Las dos estructuras que controlan la geometría actual de la cuenca son las fallas Malpaso-Aztlán y Chicoasén-San Cristóbal. Estas fallas son fallas transcurrentes de cinemática izquierda y tienen un rumbo general de N50°W. Se caracterizan por ser grandes zonas de falla con algunos sistemas de fallas, fracturas y pliegues asociados.

4.2.1. Falla Malpaso-Aztlán

La Falla Malpaso Aztlán limita al sur a la cuenca *pull-apart* de Ixtapa y es una zona de falla lateral que tiene una longitud de alrededor de 65 km y un rumbo general de N55°W. Esta falla corre desde la porción sur de la presa Malpaso hasta las inmediaciones del poblado de Zequentic, al sureste de Zinacantán. En general la zona de falla Malpaso-Aztlán se caracteriza por presentar una traza rectilínea y discreta que corta a las calizas de la

Formación Angostura. De acuerdo con mecanismos focales de sismos someros que han ocurrido recientemente sobre la traza de esta falla se ha determinado que la cinemática de esta falla es lateral izquierda (Figura 5.4, Catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional UNAM). Sobre algunos planos de falla medidos sobre la traza de la Falla Malpaso Aztlán se observan estrías horizontales de cinemática izquierda que concuerdan con los mecanismos focales reportados para esta zona de falla. Sin embargo, también se puede observar que algunas de estas estrías de cinemática izquierda, se encuentran sobrepuestas a otro sistema de estrías laterales de cinemática dextral.

La zona de falla tiene un espesor de 100 a 150 m que afecta a las rocas que se depositaron dentro de la cuenca de Ixtapa. Asociadas a la zona de falla se pueden observar estructuras en flor positiva, formadas por fallas oblicuas, inversas y laterales izquierdas. Estas fallas limitan bloques de estratos de las Formaciones Soyaló, Lomut, Mompuyil, Grupo Modelo, Grupo Río Hondo e Ixtapa. Dentro de estos bloques, los estratos se encuentran volcados a una posición subvertical y sobre los planos de estratificación se observan estrías subverticales y subhorizontales que indican cizalla capa a capa. Debido a esta cizalla, parte del desplazamiento lateral y vertical de la zona de falla está localizada en los planos de estratificación.

4.2.2. Falla Chicoasén-San Cristóbal

Por otra parte, la Falla Chicoasén-San Cristóbal limita al norte a la cuenca *pull-apart* de Ixtapa y es una falla lateral de 135 km de longitud y que se ha dividido en dos tramos por la variación en su rumbo. El primer tramo tiene una orientación E-W, mide alrededor de 87 km de longitud, tiene una traza rectilínea y comienza al sur del poblado de Altamirano, Chis. y termina cerca del poblado de Francisco Romo Serrano, al SE del área de estudio. El segundo segmento tiene una orientación general N60W y va del poblado de Francisco Romo Serrano y termina al NW de la presa Chicoasén, en esta zona la fallas se trunca de manera oblicua sobre la Falla Malpaso-Aztlán. Este segmento se caracteriza por estar formado por varias fallas de relevo de 5 a 15 km con diferentes orientaciones pero que siguen una misma tendencia NW-SE.

Al igual que la Falla Malpaso-Aztlán, se han reportado mecanismos focales de sismos someros que han ocurrido cerca de la traza de la falla que indican una cinemática lateral izquierda (Catálogo de sismos del SSN UNAM, Guzmán-Speziale, 2000; Ellis *et al.* 2019)

(Figura 5.4). Aunado a esto, se encontraron estrías de falla de cinemática izquierda sobre algunos planos de falla, lo cual es consistente con los mecanismos focales reportados para esta falla. Sin embargo, al igual que en la Falla Malpaso-Aztlán, se ha encontrado un sistema de estrías subhorizontales de cinemática dextral al que se sobrepone el sistema de estrías de cinemática siniestral.

4.2.3. Sistemas de fallas

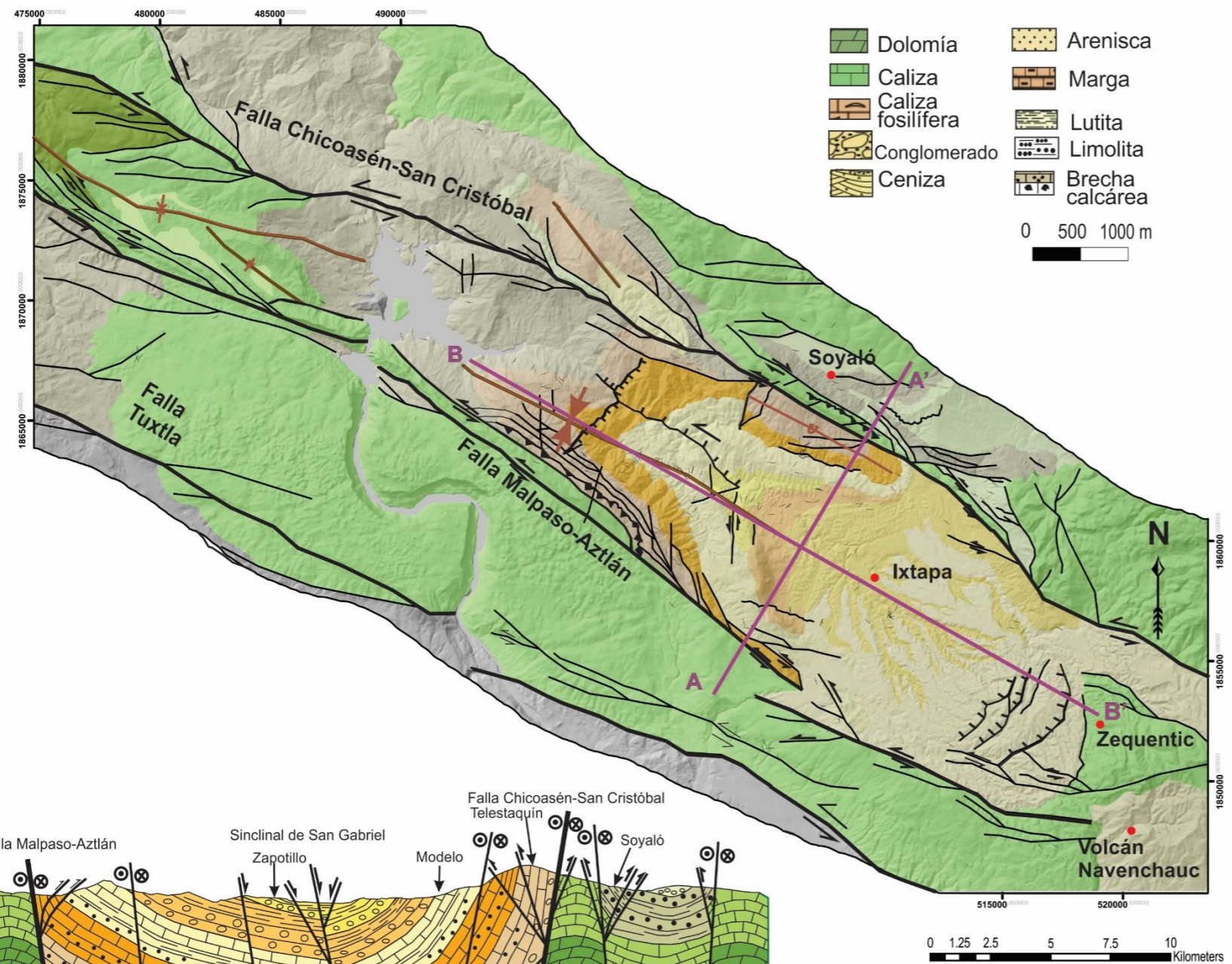
Dentro de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa, la mayor parte de la deformación está acomodada en diversos sistemas de fallas y fracturas. Estos sistemas parecen estar asociados con la apertura e inversión de la cuenca, por lo que se realizó un mapeo a detalle de fallas y fracturas y se levantaron rosetas de fracturamiento en diferentes zonas. Con esto se logró caracterizar la distribución y orientación de estas fallas. A continuación, se describen los principales sistemas de fallas y fracturas observados en campo y analizados en las rosetas de fracturamiento (Figuras 4.6 y 5.1).

Fallas Normales

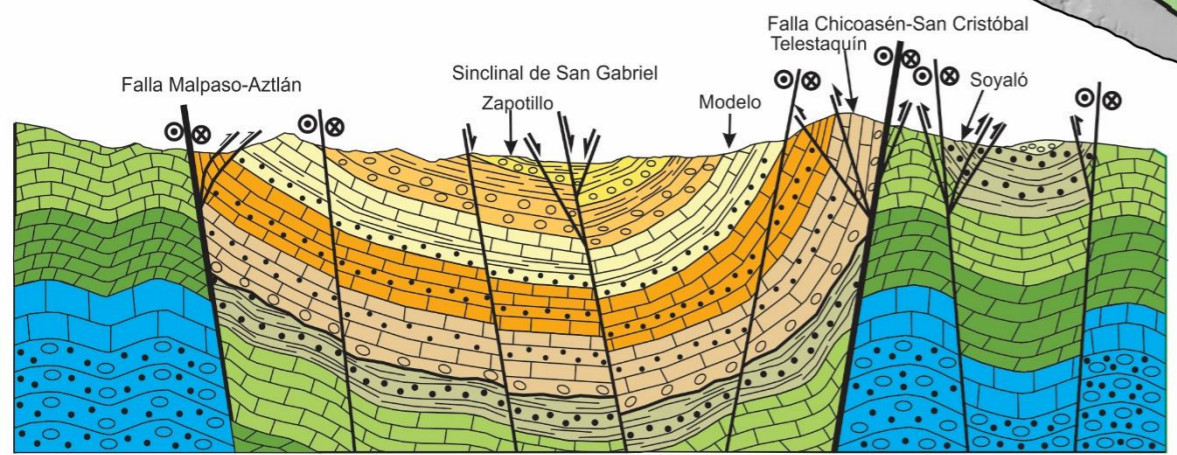
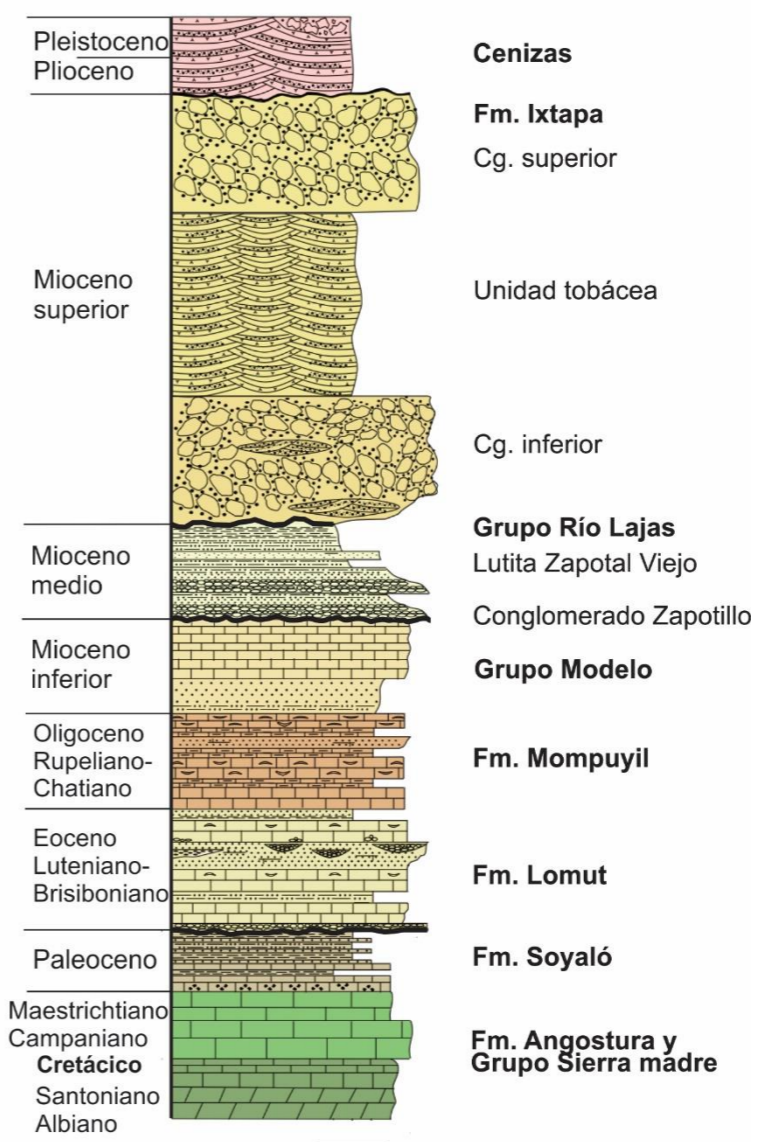
En el área se pueden observar dos familias de fallas normales. La primera con orientación **N-S** y la segunda **N45°E** (Figuras 4.3, 4.6 y 5.1). Las fallas con orientación N-S tienen buzamientos predominantemente hacia el SE y afecta a las rocas que van de los grupos 1, 2 y 3. Las fallas que pertenecen a este sistema se caracterizan por estar localizadas en planos discretos, con desplazamientos de algunos metros y presentan estrías de falla y fibras de calcita subverticales de cinemática normal. Algunas de estas fallas parecen estar afectando solo a algunos paquetes de estratos, sin propagarse hacia los estratos superiores y no forman ninguna brecha ni salbanda de falla, por lo que se consideraron como fallas sinsedimentarias.

El otro sistema de fallas normales que se observó en el área se encuentra afectando a todas las unidades y se encuentra cortando al sistema de fallas de orientación N-S, por lo que es más joven. Este sistema tiene una orientación preferencial N45E y las fallas se inclinan hacia el NW. Estas fallas forman grandes escarpes de falla y afectan de forma preferencial a las rocas que afloran en la porción sur del área (Figura 4.4).

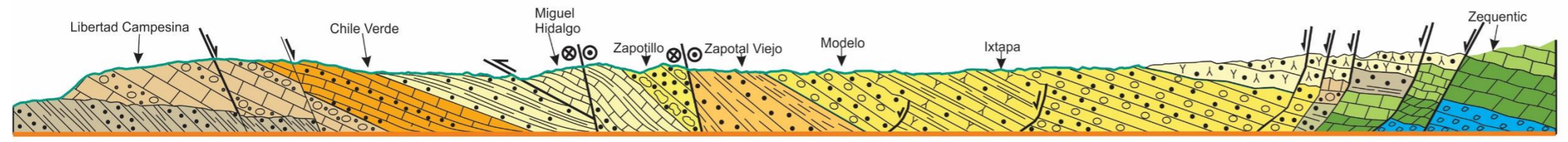
Finalmente se registraron algunos desplazamientos verticales con cinemática normal sobre la traza de las fallas principales y se reconocieron otros tres sistemas de falla normal de menor orden y con orientación **N30°W**, **N60°E** y **E-W**.



- | | |
|-------------------|-----------------|
| Dolomía | Arenisca |
| Caliza | Marga |
| Caliza fosilífera | Lutita |
| Conglomerado | Limolita |
| Ceniza | Brecha calcárea |



0 0.75 1.5 3 Kilometers
Escala de sección



- ### Simbología
- | | | |
|------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Localidad | Cenizas (Pleistoceno) | Fm. Soyalo (Paleoceno) |
| Falla de primer orden | Fm. Ixtapa (Mioceno sup.) | Fm. Angostura (Maes.-Camp.) |
| Falla de segundo orden | Lutita Z. V. (Mioceno med.) | Gpo. Sierra Madre (Alb.-Sant.) |
| Falla lateral | Conglomerado Z. (Mioceno med.) | Depósitos Jurásicos |
| Falla inversa | Gpo. Modelo (Mioceno inf.) | |
| Falla normal | Fm. Mompuyil (Oligoceno) | |
| Sinclinal | Fm. Lomut (Eoceno) | |
| Anticlinal | Fm. El Bosque (Eoceno) | |

Figura 4.3. Mapa geológico estructural del área de Ixtapa, con dos secciones una transversal A-A' y una longitudinal B-B'.

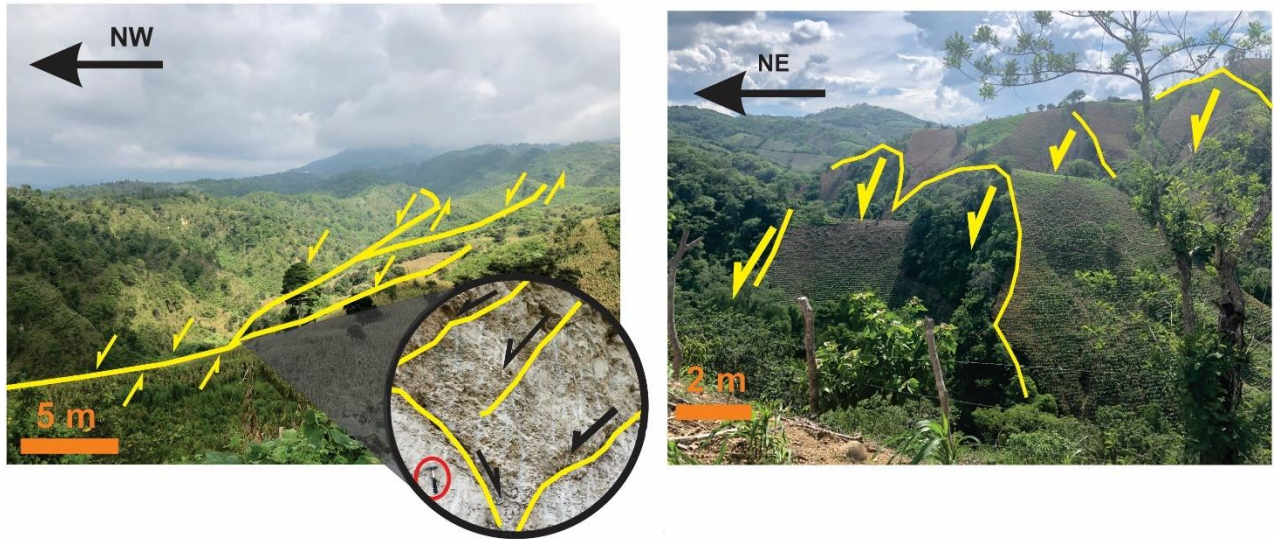


Figura 4.4. Fotografías de fallas normales expuestas dentro de la cuenca de Ixtapa. Sistema de fallas normales de orientación $N45^{\circ}E$ que disectan a bloques de cenizas pleistocénicas cerca de Zequentic (izquierda). Fallas normales paralelas a las fallas FMA y FCSC afectando a rocas de la unidad Conglomerado Zapotillo (derecha).

Fallas inversas

En el área se pueden reconocer dos sistemas de fallas inversas, uno de orientación **N-S** y uno de orientación **$N45^{\circ}W$** , paralelo a las fallas principales (Figura 4.4). Ambos sistemas afectan únicamente a las formaciones de los grupos 1, 2 y 3 y a las unidades cretácicas. El primer grupo de fallas inversas de orientación N-S son fallas de bajo ángulo y de algunas decenas de metros de longitud.

El segundo sistema, de orientación $N45^{\circ}W$, es paralelo a las fallas principales (FMA y FCSC) y se localiza únicamente en las grandes zonas de fallas laterales. Este sistema se localiza principalmente en zonas de cizalla capa a capa entre los estratos de caliza y en las formaciones arcillosas se desarrollan fábricas anastomosadas que indican una cinemática inversa (Figura 4.5). Estas fallas acumulan la mayor parte del desplazamiento vertical inverso y en general tiene una componente lateral con cinemática izquierda.

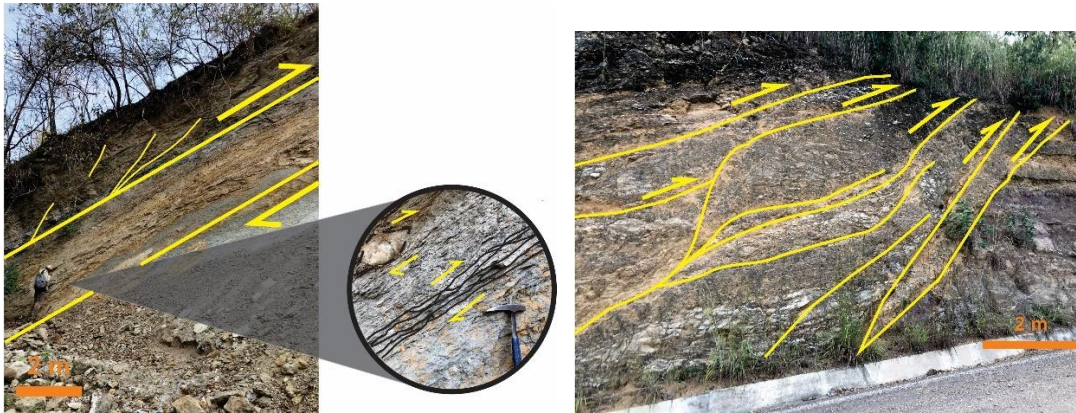


Figura 4.5. Fotografías de afloramientos en donde se observan fallas inversas afectando a las unidades Grupo Modelo (izquierda) y Lomut (derecha). En la imagen de la izquierda se destaca un paquete de arenisca de grano fino con una fábrica anastomosada y un lente de caliza deformado, que en su conjunto acusan una cinemática inversa.

Fallas laterales derechas

En el área se identificaron dos sistemas de fallas laterales derechas, uno con orientación **N70°W** subparalelo a las fallas FMA y FCSC y otro de orientación **N35°E** (Figuras 4.3, 4.6 y 5.1). El primer sistema, subparalelo a las fallas principales, se encuentra afectando a rocas de los grupos 1, 2 y 3 y a las unidades cretácicas. El sistema se encuentra distribuido ampliamente en el área sobre las unidades mencionadas, pero se vuelve más común en las zonas de falla FMA y FCSC, en donde se observan planos de falla con estrías de cinemática dextral con estrías sobrepuestas de cinemática sinistral y normal (Figura 4.7).

El sistema de fallas de orientación **N35°E** afecta a todas las unidades que afloran en el área y se observa cerca de las zonas de falla principales. Estas fallas se presentan como zonas de falla de algunos cientos de metros de longitud y en general presentan una componente normal asociada. Cerca de la localidad de Chingtón se observan las fallas de esta orientación formando estructuras de flor positiva de decenas de metros. Finalmente se identificaron otros dos sistemas de fallas dextrales de orientación **N15°W** y **N75°E**.

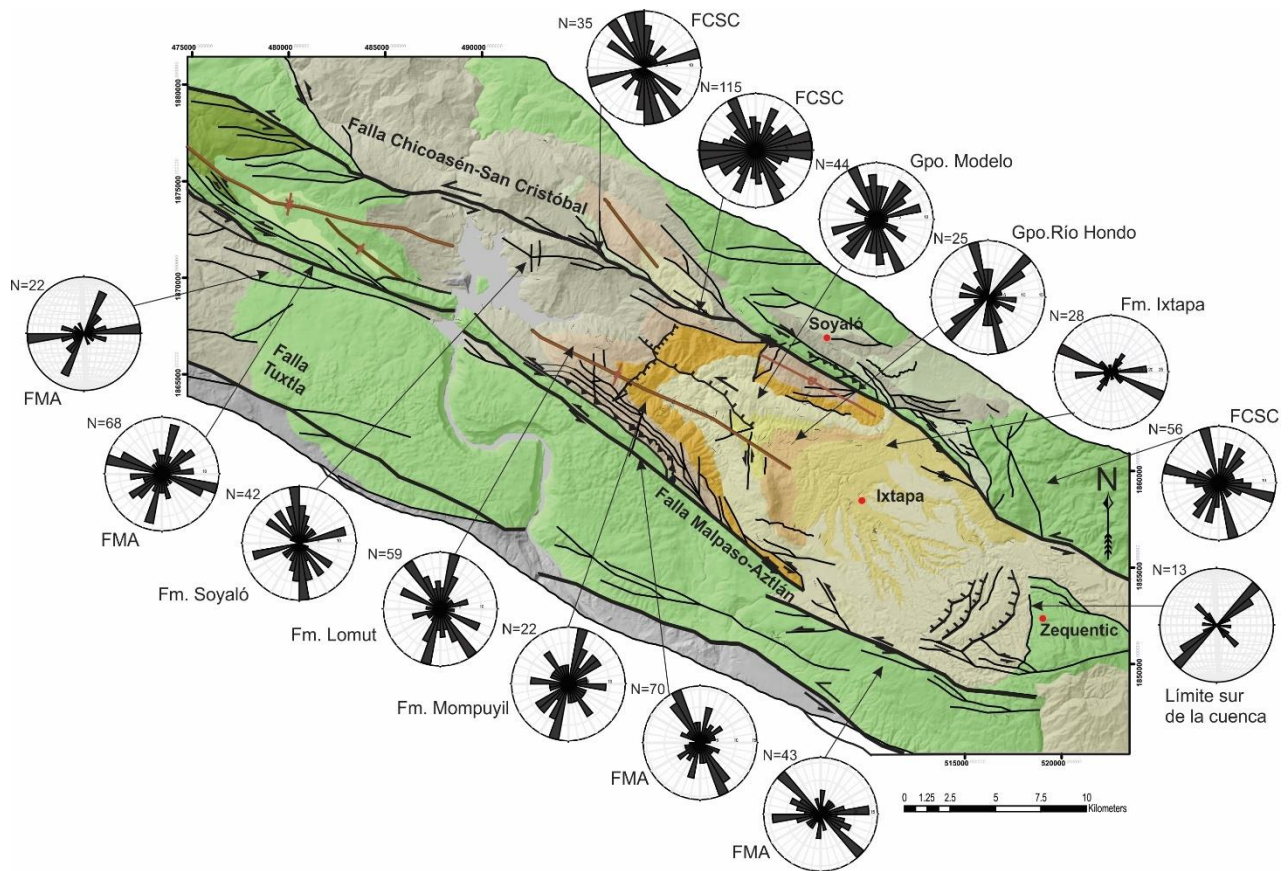


Figura 4.6. Carta en donde se indica los sitios en donde se levantaron las rosetas de fracturamiento y las rosetas resultantes de este análisis.

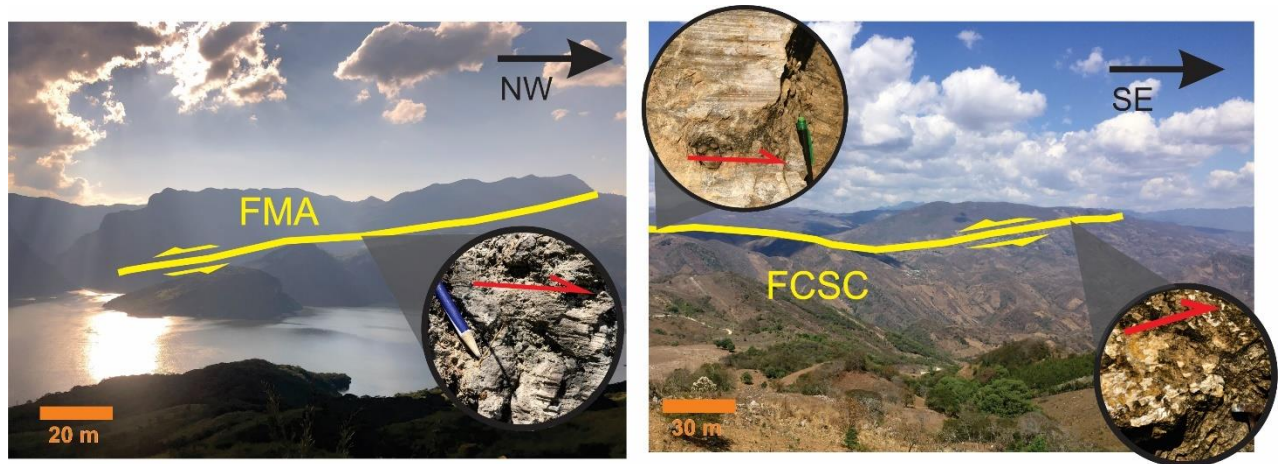


Figura 4.7. Fotografías de indicadores cinemáticos que sugieren desplazamientos de cinemática derecha sobre las fallas FMA y FCSC. Se muestran estrías de falla sobre un plano de la Falla Malpaso-Aztlán (izquierda) y estrías de fallas y fibras de calcita sobre la traza de la Falla Chicoasén-San Cristóbal (derecha).

Fallas laterales izquierdas

Las fallas laterales izquierdas son las más abundantes en el área y para su estudio se agruparon en cinco grupos de orientación: **N50°W**, **N20°W**, **E-W**, **N45°E** y **N-S** (Figuras 4.3, 4.4 y 5.1). Las fallas de orientación N50°W corresponden con la traza de las fallas FMA y FCSC. Este sistema se encuentra distribuido en toda el área y se sobrepone o es contemporáneo a los otros sistemas de fallas. Estas fallas se pueden observar cómo grandes escarpes de falla, brechas de falla, fallas y rampas de relevo en lentes de constricción y formando estructuras en flor positiva (Figura 4.8). También se encuentran bordeando paquetes de estratos que acumulan desplazamientos sinistres entre los planos de estratificación.

Los sistemas de fallas de orientación N20°W y E-W son contemporáneos a las fallas de orientación N50°W y son subsidiarias a este sistema. Estas fallas se encuentran restringidas a las zonas de falla principales y se observan como fallas de algunas decenas o cientos de metros que se ramifican y junto con las fallas del sistema N50°W forman lentes de constricción y estructuras de cola de caballo. Los sistemas de orientación N45°E y N-S se encuentran solo afectando a las unidades de los grupos 1, 2 y 3 y se extienden por algunas decenas de metros.



Figura 4.8. Fotografías de estructuras en flor positiva en la zona de falla FCSC afectando a paquetes de dolomía de la Fm. Angostura. En la imagen izquierda se destaca la presencia de estrías de falla horizontales que sugieren un desplazamiento de cinemática sinistral.

4.2.4. Pliegues

En el área se pueden observar algunos pliegues afectando las rocas que van del Cretácico al Mioceno medio. Estos pliegues tienen diferentes características en cuanto a su orientación, tamaño y geometría, por lo que se han dividido en dos grupos de pliegues de acuerdo con su

temporalidad y las rocas en las que se encuentran. A continuación se describen las particularidades de cada grupo de pliegues (Figura 4.10).

El primer grupo de pliegues se encuentra afectando a las rocas de las Formaciones Sierra Madre, Angostura, Soyaló, Lomut y Mompuyil (Cretácico-Oligoceno). Estos pliegues tienen una orientación general N65W, es decir, son subparalelos a las fallas Malpaso-Aztlán y Chicoasén-San Cristóbal. Los pliegues tienen longitudes de onda de 1.5 a 3.2 km y amplitudes de onda de alrededor de 500 m. En general, estos pliegues son abiertos, con un ángulo interflanco de 90 a 110 °, y se caracterizan por ser pliegues verticales, con ejes buzando al SE, son simétricos y tienen charnelas redondeadas (Figura 4.9).

Estos pliegues no presentan un clivaje de plano axial. Sin embargo, se pueden observar evidencias de cizalla capa a capa. Esta cizalla se encuentra localizada en los niveles limo-arcillosos están intercalados con los estratos de caliza de las Formaciones Sierra Madre y Angostura. Algunas de estas evidencias son nano-cubiertas de arcillas, estructuras de brocha, una fábrica anastomosada en las arcillas y fibras de calcita en las capas de caliza, las cuales son perpendiculares al eje del pliegue.

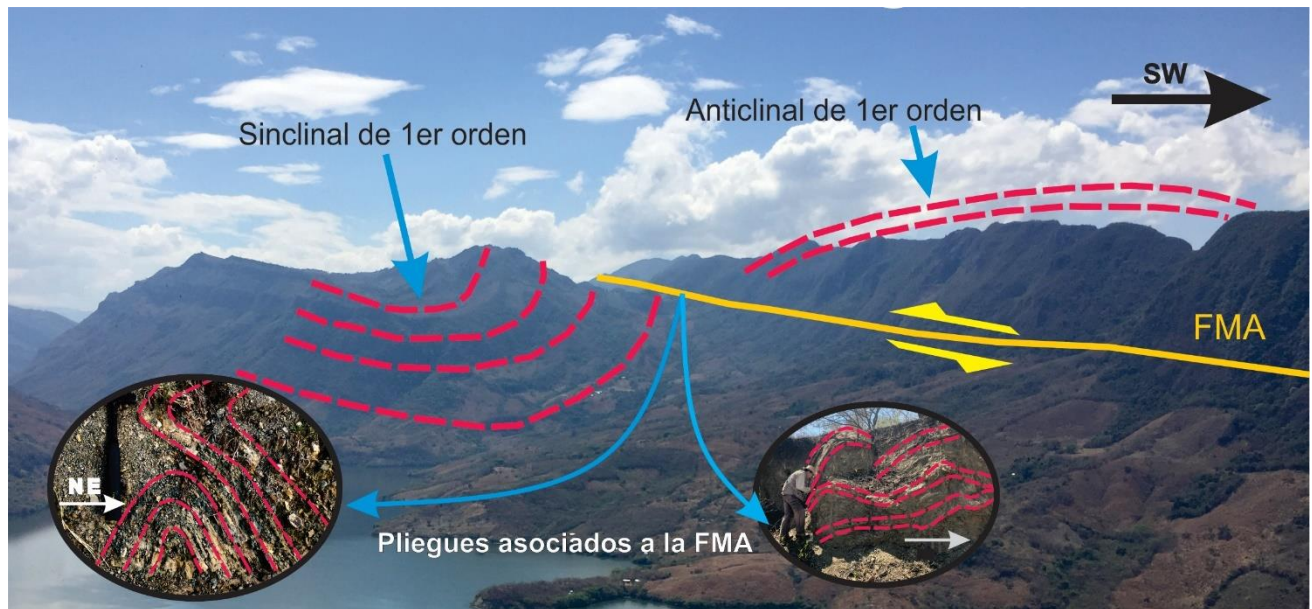


Figura 4.9. Pliegues de primer orden disectados en sus puntos de inflexión por la FMA y pliegues de segundo orden asociados a la actividad de la FMA.

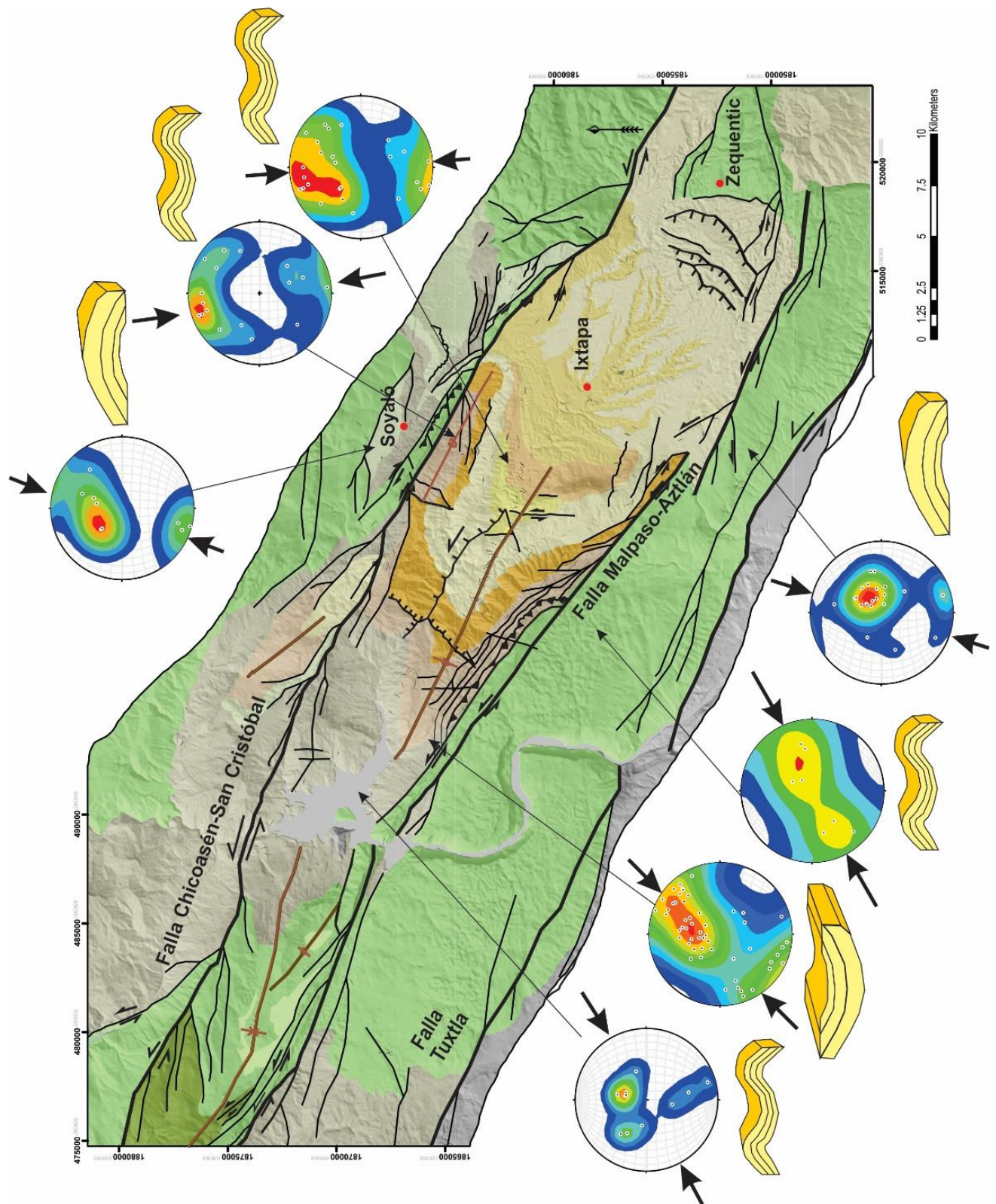


Figura 4.10. En la figura se pueden observar los diagramas de polo que se obtuvieron, así como su ubicación, la dirección de acortamiento y un esquema del tipo de pliegue correspondiente.

Para caracterizar estos pliegues se realizaron diagramas de polo en los grupos 2 y 3 (Eoceno-Mioceno inferior) en donde se puede observar la geometría de los pliegues y las direcciones de máximo acortamiento y extensión durante el plegamiento. Cabe destacar que donde los flancos de los pliegues se encuentran cerca de las fallas Malpaso-Aztlán y Chiocásen-San Cristóbal los estratos están volcados hasta una posición subvertical, por lo que los pliegues pueden aparentar ser muy cerrados. Esto se puede observar en los esquemas de la figura 4.10.

Por otra parte, el segundo grupo de pliegues involucra a rocas de los grupos 1, 2, 3 y 4 (Paleoceno-Mioceno medio). Estos pliegues tienen una orientación variable que va de N50W a N15W. Se encuentran restringidos a las zonas aledañas a las fallas Malpaso Aztlán y Chicoasén-San Cristóbal. Estos pliegues tienen longitudes de onda menor que los del primer grupo y van de algunos metros hasta 2 km. En general estos pliegues son más cerrados, con ángulos interflanco de 60 a 80°, sus planos axiales son verticales e inclinados, son cilíndricos, tienen charnelas redondeadas, son pliegues paralelos y no presentan clivaje de plano axial. Por sus características, estos pliegues pueden asociarse a la actividad de las fallas, ya que se localizan en zonas de transpresión.

4.2.6. Análisis de Angelier

Los diferentes sistemas de fallas y fracturas que se identificaron en el área fueron agrupados de acuerdo con su orientación y temporalidad en diferentes puntos de área de estudio y se analizaron mediante el método de inversión de estrías de Angelier (Anexo 2). De este análisis se observó que de los sistemas de fallas analizados en los grupos 1, 2 y 3 se obtuvieron pelotas de playa que corresponden con mecanismos focales de cinemática derecha y normal. Mientras que de los sistemas de fallas que afectan a las rocas de los grupos 1, 2, 3, 4 y 5 se obtuvieron pelotas de playa con cinemática izquierda, inversa y normal (Figura 4.11).



Figura 4.11. Pelotas de playa resultado del análisis de inversión de estrías de Angelier en las fallas FMA y FCSC indicando la cinemática correspondiente las fallas.

5. Discusión

La cuenca *pull-apart* de Ixtapa es una cuenca invertida que se encuentra en la porción central del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra de Chiapas. Esta estructura es de gran importancia debido a que preserva una columna estratigráfica que contiene a rocas que van del Albiano (Cretácico medio) al reciente, lo cual no ocurre en ningún otro lugar del CPCC. Como algunas de estas rocas se depositaron contemporáneas con la deformación, éstas son una fuente de información directa sobre la evolución tectónica de la cuenca.

5.1. Evento de deformación del Paleoceno-Eoceno en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas (CPCC)

El primer evento de deformación que tuvo lugar en el CPCC se interpretó a partir de los análisis de pliegues que afectan a capas de rocas del Cretácico, Paleoceno y Eoceno, los cuales tienen ejes paralelos a las fallas FMA y FCSC. Los ejes de estos pliegues tienen una orientación general NW-SE, por lo que el acortamiento relacionado con estos pliegues tiene una orientación general NE-SW (Figura 4.10), el cual es incompatible con el acortamiento asociado con el fallamiento dextral o sinistral en el área (Figura 4.11). Este evento generó pliegues suaves, con charnelas redondas, simétricos, muy abiertos y de escala kilométrica, los cuales causaron una perturbación en la estratigrafía regional y localmente. El inicio de este evento, quizás ocurrió en el Paleoceno, y está marcado por un cambio en la sedimentación. Durante el Cretácico, la sedimentación en el área de Ixtapa se encontraba dominada por la precipitación de carbonatos de ambiente de plataforma somera (Quezada-Muñetón, 1987), sin aporte considerable de terrígenos (Figura 5.2 A). En el límite K-Pg ocurrió un cambio en la sedimentación y una profundización de la cuenca. Este cambio está indicado por un paquete de brecha calcárea que se encuentra a la base del Paleoceno, la cual se depositó de forma caótica, y se asocia al deslizamiento de bloques de caliza desde la plataforma a un ambiente de talud, seguida por el depósito de turbiditas de ambiente relativamente profundo (Fm. Soyaló) en el Paleoceno, cuyos detritos incluyen fragmentos de la Fm. Santa Rosa (Pérmico), del complejo Chuacús (Meneses-Rocha, 2001) y al Macizo de Chiapas (Witt, 2012), lo cual sugiere que, durante este periodo, el sur de Chiapas y Guatemala fueron emergidos (Figura 5.2 B).

Algunas otras evidencias estratigráficas que registran este evento de deformación es la discordancia local que existe en el área de Ixtapa entre depósitos del Paleoceno (Fm. Soyaló) y del Eoceno medio (Fm. Lomut). Además, este evento ha sido recientemente documentado en todo

el CPCC, y su edad constreñida entre 50 y 35 Ma mediante el fechamiento Ar/Ar de illita (Hernandez-Vergara *et al.*, 2020).

Más aún, las edades de enfriamiento obtenidas del análisis de trazas de fisión en apatitos de capas de las Formaciones Soyaló y El Bosque, así como muestras del macizo de Chiapas por Witt *et al.* (2012) y por Villagómez y Pindel (2020), las cuales fueron usadas en modelos de enfriamiento de la región, sugieren un primer episodio de enfriamiento/levantamiento durante el Eoceno tardío y el Oligoceno, seguido por un enfriamiento lento, y luego un enfriamiento rápido y de mayor magnitud durante el Mioceno.

5.2. Apertura de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa

El régimen tectónico bajo el cual se formó la cuenca de Ixtapa y su temporalidad, no han sido del todo esclarecidos por lo que en este apartado se propone analizar esta parte de su historia. Anteriormente se había propuesto que durante el Paleoceno se depositaron flujos de escombros de ambiente de talud exclusivamente en el área de Ixtapa, y que ello podría indicar que durante este periodo se formaron fallas normales, las cuales coinciden con los límites de la cuenca. Se especuló que durante el Oligoceno y el Mioceno inferior, ocurrió un evento extensional dominado por fallas normales, el cual permitió la formación de pequeñas cuencas en el CPCC, entre ellas la cuenca de Ixtapa, la cual se interpretó como un *graben* por Meneses-Rocha (2001). De acuerdo el análisis estructural de las zonas de falla y las características y distribución de algunos niveles estratigráficos, se considera que la apertura de la cuenca de Ixtapa está asociada con la formación y desarrollo de las fallas FMA y FCSC, las cuales son fallas de alto ángulo, sobre las cuales se documentaron estrías predominantemente con cinemática dextral y sinistral, siendo la primera anterior a la segunda, basado en sus relaciones de corte.

Además, se identificó a un conjunto de familias de fallas y fracturas que solo afectan a las unidades previas al Mioceno medio, las cuales se analizaron a detalle. Este conjunto está integrado por: fallas laterales izquierdas de orientación N-S y N45°W, fallas laterales derechas de orientación N15°W y N75°E, fallas normales de orientación N-S y fallas inversas de orientación N45°W. Si consideramos a las zonas de falla FMA y FCSC como principales, al resto como subsidiarias y analizamos su cinemática a la luz del modelo de Riedel, vemos que todas ellas en su conjunto coinciden con una cinemática dextral (Figura 5.1). Dicha hipótesis es consistente con los resultados obtenidos mediante el método de Angelier (Figura 4.11), mediante el cual se obtuvieron pelotas de playa que sugieren una orientación ~N-S para σ_1 y ~E-W para σ_3 .

Apertura e inversión de la cuenca de Ixtapa

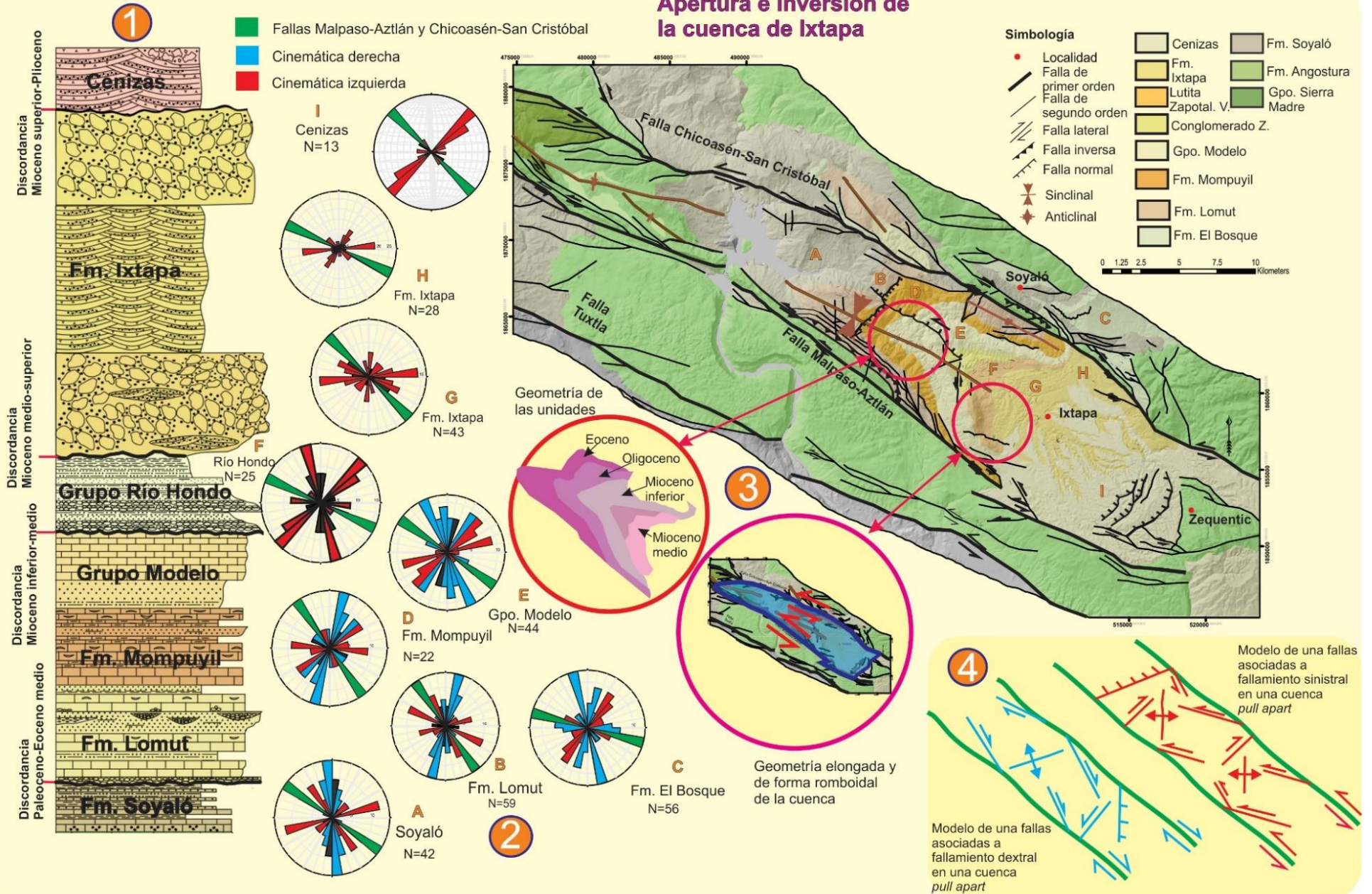


Figura 5.1. Algunas de las evidencias de los sistemas de fallas y su cinemática durante la apertura e inversión de la cuenca de Ixtapa y el reflejo de su actividad en la estratigrafía. 1) Discordancias locales en el Paleoceno-Eoceno medio, Mioceno inferior a medio, Mioceno medio-superior y Mioeno superior-Plioceno, 2) En la parte inferior se colocaron las rosetas de fracturamiento en donde se representan a las familias de fallas que solo se afectan a las unidades previas al Mioceno inferior, las cuales corresponden con la apertura de la cuenca y con una cinemática dextral. En la parte superior se encuentran las rosetas en donde se indican las familias de fallas que se desarrollaron durante la inversión de la cuenca y que corresponden con una cinemática sinistral. 3) La geometría romboidal y elongada de la cuenca y los límites marcados por dos fallas laterales. También se observa la geometría lenticular de las unidades cenozoicas y su ensanchamiento al NW y adelgazamiento al SE 4) Esquema de la geometría y orientación de las fallas que se formarían dentro de una cuenca *pull apart* limitada por fallas dextrales y sinistrales.

Adicionalmente, para poder analizar el efecto de esta actividad tectónica en la sedimentación de la cuenca, se analizó la estratigrafía del Eoceno al Mioceno inferior. Un rasgo notable es que a diferencia de las unidades paleocénicas y cretácicas, las cuales tienen una distribución regional y con pocas variaciones de facies, las unidades posteriores tienen distribución local y muestran cambios de facies abruptos, en general, la forma del depósito es lenticular con engrosamiento al centro de la cuenca, acúñamientos hacia la periferia, y están inclinadas hacia el SE, hacia donde se adelgazan y a sucesión se vuelve más joven.

Sin embargo, las Formaciones Eocénicas Lomut y El Bosque tienen una distribución tan amplia como el CPCC, contienen el mayor aporte de terrígenos del sur y los cambios de facies que muestran van de marinas someras a continentales. Por lo cual, estas unidades se han asociado al evento de acortamiento y levantamiento de extensión regional.

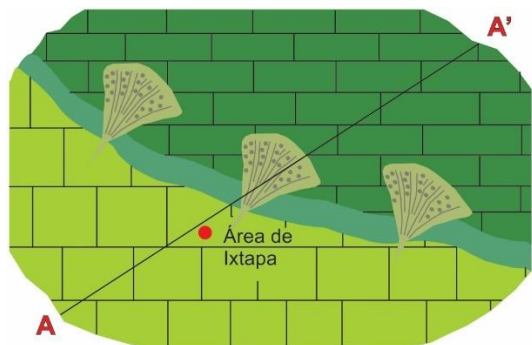
En cuanto a la Formación Mompuyil y el Grupo Modelo, estas unidades si están restringidas por las fallas FMA y FCSC en el área de Ixtapa y también se encuentran en pequeños paquetes limitados por fallas en el bloque Bochil. Además, estas unidades forman isoclinas que apuntan hacia el SE indicando una migración del depocentro de la cuenca en esta dirección. En cuanto a la litología, consiste de una estratificación cíclica de caliza de plataforma con margas y areniscas con niveles de conglomerado, con drásticos cambios verticales y laterales de facies y de espesor. Finalmente, en estas unidades se observan fallas normales sinsedimentarias con orientación N-S, las cuales podrían corresponder con fracturas tipo T de Riedel, consistentes con cinemática dextral para las fallas limítrofes de la cuenca (FMA y FCSC). Aunado a estos rasgos, la migración del depocentro de la cuenca de Ixtapa hacia el SE, la ciclicidad en la estratigrafía, las variaciones de espesor y de facies y su distribución local (Figura 5.1), son características típicas de cuencas *pull-*

apart establecidas para identificar antiguas cuencas *pull-apart* asociadas a fallamiento lateral (Nielsen, 1995). A partir de la asociación entre la estructura y la sedimentación, se puede sustentar que la cuenca de Ixtapa se desarrolló entre las fallas FMA y FCSC bajo un régimen de extensión oblicua durante el Oligoceno y el Mioceno temprano (Figuras 5.2 D y 5.3 E).

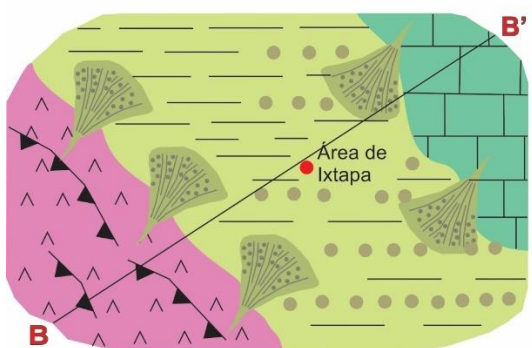
5.3. Cierre e inversión de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa

La inversión de la cuenca de Ixtapa es el proceso mediante el cual ésta pasó de ser una cuenca marina, emerger más de 2000 metros y ser fuente de detritos. Para explicar esta etapa de la evolución de la cuenca, Meneses-Rocha (2001) propuso que durante el Mioceno medio las fallas que la limitan tuvieron cinemática sinistral, lo cual produjo la extensión de la cuenca durante el Mioceno tardío al Plioceno temprano. Posteriormente, se dio la inversión de la cuenca durante el Plioceno tardío, debido a plegamiento relacionado con transpresión, por el crecimiento e intersección de las fallas FMA y FCSC. Considerando la estructura, estratigrafía y la termocronología publicada en años recientes para el área de estudio, en este trabajo se propone que la inversión de la cuenca de Ixtapa ocurrió durante el Mioceno medio a tardío, debido a una reactivación de las fallas FMA y FCSC, pero ahora con una cinemática izquierda. Al mismo tiempo se dio una rápida exhumación del Macizo de Chiapas, lo cual contribuyó con el levantamiento de la Sierra de Chiapas (Figura 5.3 F y G).

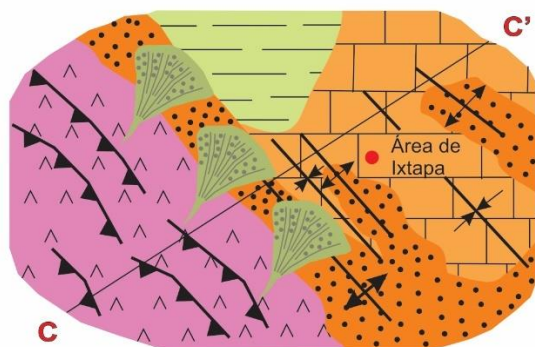
Una observación importante para diferenciar este evento es el cambio abrupto en la estratigrafía del área para el Mioceno medio, el cual está marcado por el depósito de un paquete masivo de conglomerado y arenisca en ambiente deltáico (Langenheim, 1965), el cual contiene clastos de granodiorita, diorita, gneiss, filita, cuarcita y arenisca, derivados del Macizo de Chiapas (Witt *et al.*, 2012), o producto de la erosión de la Fm. Todos Santos. La edad de este depósito coincide con un episodio de rápido enfriamiento relacionado con la exhumación del Macizo de Chiapas, y de las unidades del Paleoceno-Eoceno en el interior del CPCC entre los 15 y 9 Ma (Witt *et al.*, 2012). A partir del Mioceno medio la sedimentación en la cuenca de Ixtapa es continental y posiblemente ocurrió durante la inversión de la cuenca, debido a que este bloque (delimitado por las fallas FMA y FCSC) experimentó un levantamiento relativamente más bajo que los dos bloques adyacentes.



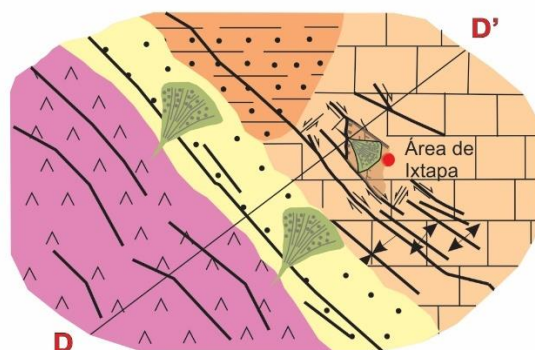
Campaniano-Maestrichtiano



Paleoceno



Eoceno



Oligoceno

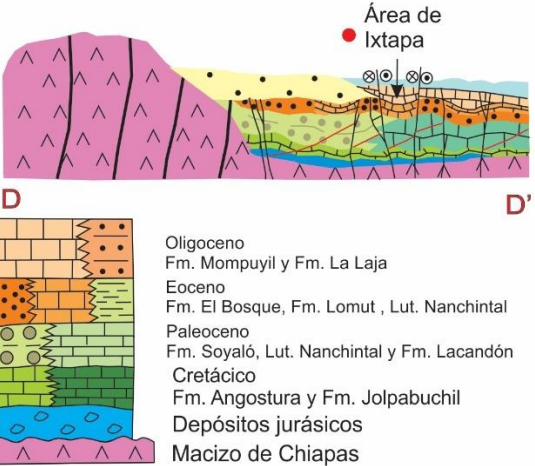
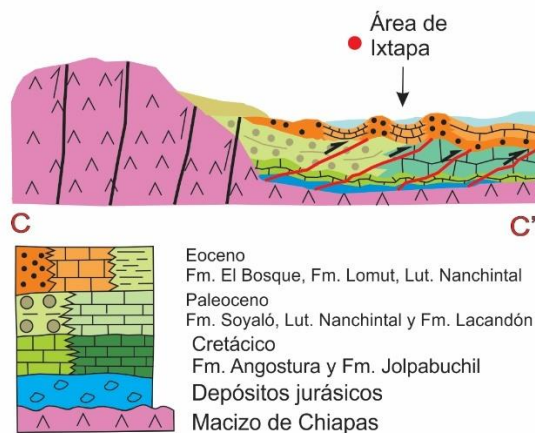
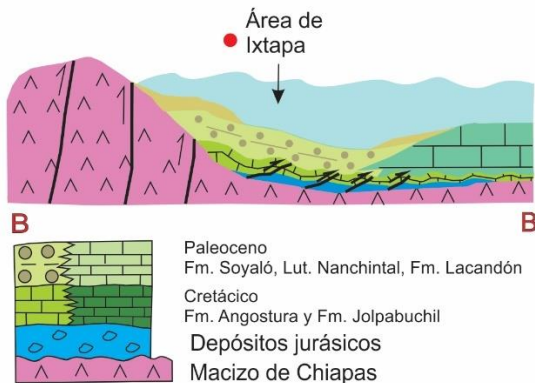
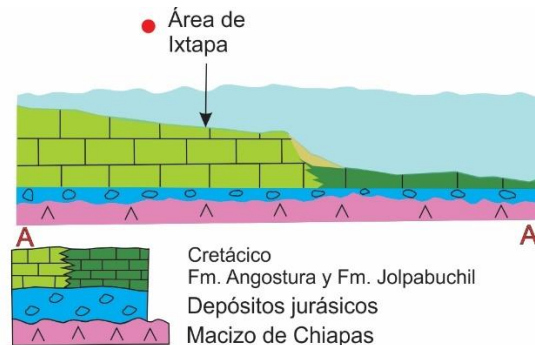


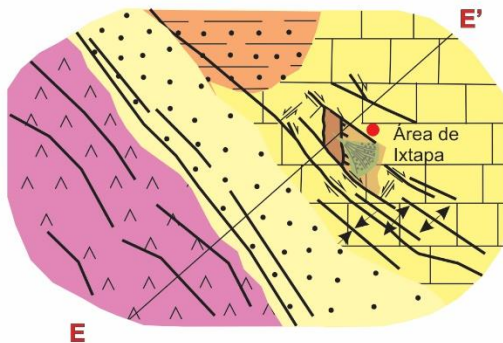
Figura 5.2 Evolución de la cuenca durante el Cretácico Tardío y el Oligoceno. A) Durante el Cretácico la sedimentación estuvo dominada por carbonatos de plataforma en el área de Ixtapa bajo un régimen tectónico estable. B y C) Para el Paleoceno-Eoceno ocurrió un primer levantamiento del Macizo de Chiapas, que se refleja en los depósitos turbidíticos de la Fm. Soyaló y en un plegamiento suave con ejes orientados en dirección NW-SE. D) Durante el Oligoceno comenzó el desarrollo y actividad de las fallas Malpaso-Aztlán y Chicoasén-San Cristóbal con una cinemática dextral, y a partir de la formación e interacción de estas fallas comenzó la apertura de la cuenca *pull-apart* de Ixtapa.

Las evidencias estructurales que apoyan esta idea incluyen: 1) la presencia de estrías izquierdas, sobrepuestas a las derechas sobre las FMA y FCSC. 2) Las fallas y fracturas más recientes, incluidas aquellas que forman flores positivas y negativas sobre las fallas maestras, acusan movimiento sinistral (Figura 5.1). 3) La presencia de una serie de pliegues de escala métrica sobre las fallas de orientación N-S, los cuales solo se observan en las unidades pre-pliocénicas, y se caracterizan por ser cerrados y por estar restringidos a las zonas de falla (Figura 4.10). Finalmente, 4) al realizar el análisis de estrías de falla por el método de Angelier, se obtuvieron pelotas de playa, cuyos estados de esfuerzos coinciden con aquellos relacionados con sismos recientes documentados sobre estas fallas.

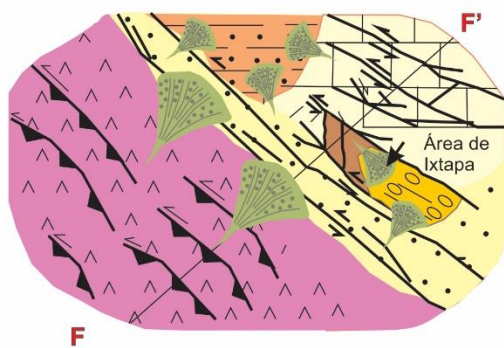
5.4. Actividad de las fallas FMA y FCSC del Plioceno a la actualidad

Durante el Plioceno finalizó el proceso de la inversión de la cuenca, debido a que la FCSC se volvió subsidiaria de la FMA, cerrando a la cuenca en la porción NE y dominando un régimen general de transpresión (Meneses-Rocha, 2001). Este fenómeno, ocurrió a escala de toda la Provincia de Fallas Transcurrentes, dando paso a la formación de distintas bandas de constricción alineadas, las cuales se formaron debido al traslape de las fallas y a altas tasas de desplazamiento.

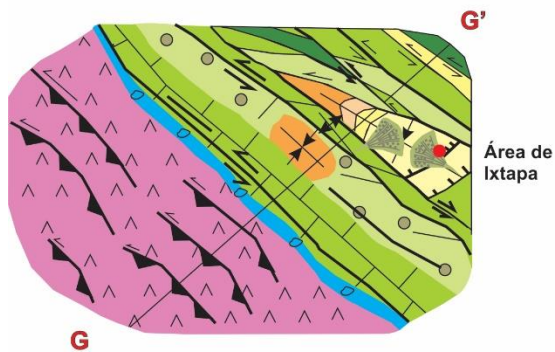
Durante este periodo se formaron rampas de relevo asociadas a las fallas laterales, como las propuestas en los modelos de Peacock (1995), en donde bloques de estratos segmentados por fallas fueron rotando hasta una posición subvertical. Durante esta etapa, algunos de los pliegues preexistentes, pudieron haber rotado con el movimiento de las fallas, por lo que estos sus ejes se orientan actualmente subparalelos a las fallas FMA y FCSC o son desplazados por sus fallas subsidiarias hacia el sur.



Mioceno inferior



Mioceno medio



Mioceno superior-Plioceno

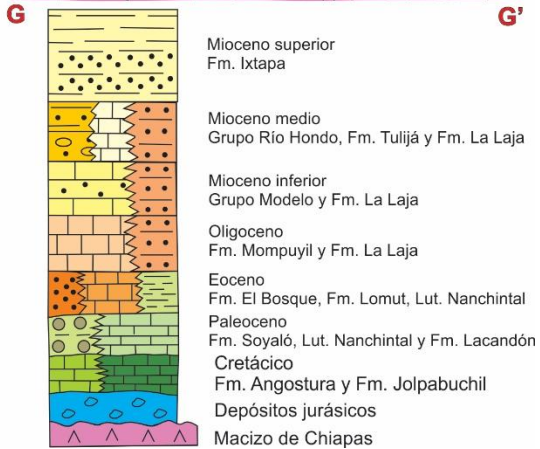
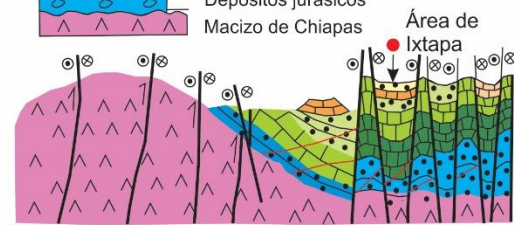
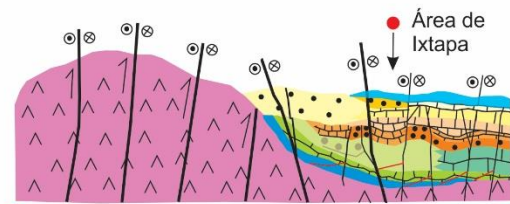
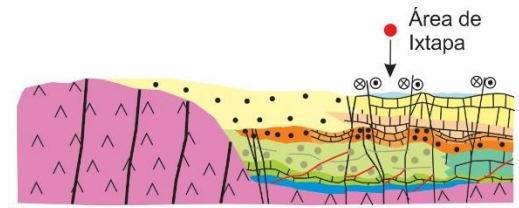


Figura 5.3. Evolución de la cuenca durante el Mioceno temprano al Mioceno tardío-Plioceno. E) Durante el Mioceno temprano la cuenca se encontraba limitada por fallas de orientación NW-SE de cinemática dextral que generaron un ambiente de extensión oblicua que favoreció la extensión de la cuenca de Ixtapa y la migración de su depocentro al SE. F) Durante el Mioceno medio, hubo un cambio de ambiente en la cuenca de facies de plataforma carbonatada a facies deltáicas. Además, los sistemas de fallas que limitaban a la cuenca invirtieron su cinemática a una sinistral. G) Durante el Mioceno tardío continuó la actividad de las fallas FMA y FCSC con una cinemática sinistral, esta actividad estuvo acompañada de una rápida exhumación del Macizo de Chiapas, lo cual generó la inversión de la cuenca y del CPCC durante este periodo.

En la estratigrafía, este periodo está registrado por una discordancia angular entre los depósitos de la Fm. Ixtapa y los depósitos volcánoclasticos del Plioceno tardío-Pleistoceno (Meneses-Rocha, 2001). Los depósitos de este periodo, en el área de Ixtapa tienen su origen en los volcanes Huitepec y Navenchauc (Damon y Montesinos, 1978). De acuerdo con Mora (2007) estos depósitos tienen una firma geoquímica de arco volcánico, por lo cual se ha relacionado este volcanismo con la subducción de la placa de Cocos por debajo de la Norteamericana. Estos volcanes pertenecen al Arco Volcánico Chiapaneco, una franja de volcanes de orientación NW-SE que se despliega a lo largo de la Sierra de Chiapas y que se caracteriza por erupciones explosivas y freatomagmáticas. Por la alineación de esta franja en dirección NW, se ha interpretado que los sistemas volcánicos utilizaron esta serie de fallas de la Provincia de Fallas Transcurrentes como conductos del magma a la superficie (Mora, 2007).

Después de la inversión de la cuenca, las zonas de falla FMA y FCSC continuaron su actividad hasta la actualidad, formando grandes escarpes de falla que limitan al bloque de la cuenca de Ixtapa. Se han registrado varios sismos someros (<30 km) sobre la traza de ambas fallas en los últimos 50 años (catálogo de sismos del SSN UNAM), lo cual sugiere que todavía es una falla activa. De algunos de estos sismos se han calculado sus mecanismos focales y se han obtenido en general fallas de cinemática izquierda (Guzmán-Speziale, 2000; Ellis *et al.* 2019), por lo que ésta se ha mantenido constante desde el Mioceno medio (Figura 5.4). Durante esta última etapa, la cuenca se ha encontrado en un periodo de constante erosión. La erosión está dada por una serie de ríos de orientación N50°W (paralelos a las fallas FMA y FCSC), los cuales fluyen de SE a NW. Al NW se depositan actualmente estos sedimentos en la presa Chicoasén, el punto topográfico más bajo del área. Por otra parte, la extensión está asistida por un sistema de fallas normales de orientación N45°E y un sistema de fallas derechas normales de orientación N20°E, asociados a los sistemas de falla FMA y FCSC.

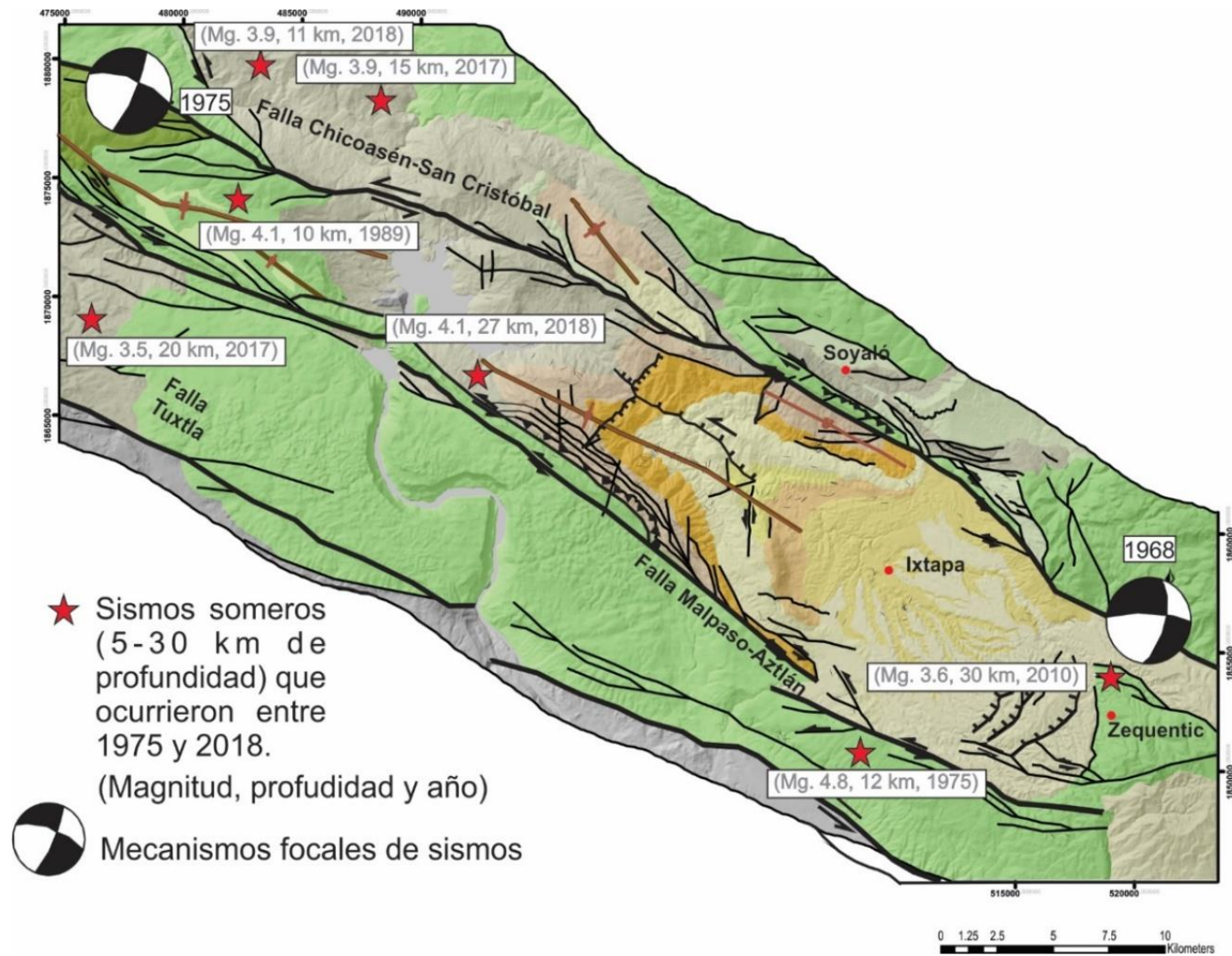


Figura 5.4. Sismos recientes y mecanismos focales registrados históricamente en el área. Del catálogo histórico de sismos del Servicio Sismológico Nacional y Gúzmal-Speziale, (2000).

6. Conclusiones

La cuenca de Ixtapa es una cuenca de tipo *pull-apart* limitada por dos grandes fallas laterales izquierdas: La Falla Malpaso Aztlán y la Falla Chicoasén-San Cristóbal. Esta cuenca contiene el registro más completo y mejor preservado de la estratigrafía de la Sierra de Chiapas, por lo que su estudio es de gran importancia para entender su evolución. El área tiene una historia tectónica compleja que comenzó en el Paleoceno, y en donde la estratigrafía refleja una serie de cambios que corresponden con algunos eventos de apertura y levantamiento de la cuenca. A través del análisis estructural y estratigráfico del área se realizó una interpretación sobre su evolución tectónica y se buscó responder los mecanismos y la edad de la apertura y el cierre de la cuenca.

Se interpretó de acuerdo con observaciones de campo sobre las relaciones de corte de los sistemas de fallas, la observación y análisis cinemático de las fallas, la descripción e interpretación de algunos rasgos en la estratigrafía, y la revisión y comparación con modelos analógicos, que la apertura de la cuenca de Ixtapa tuvo lugar durante el Oligoceno al Mioceno inferior, y que ésta se debió a la formación y desarrollo de las fallas Malpaso-Aztlán (FMA) y Chicoasén San Cristóbal (FCSC). Estas fallas originalmente tenían una cinemática lateral dextral, que favoreció un régimen de transtensión local en el área que permitió la formación y evolución de la cuenca. Durante este periodo el ambiente de sedimentación de la cuenca era principalmente de plataforma carbonatada con influencia de terrígenos.

Posteriormente, durante el Mioceno medio al tardío, las fallas FMA y FCSC tuvieron una reactivación, pero ahora con una cinemática sinistral. Durante este periodo, también se llevó a cabo la exhumación rápida del Macizo de Chiapas (Witt, 2012), lo cual favoreció también el levantamiento de la Sierra de Chiapas. Durante este periodo el ambiente de depósito dentro de la cuenca cambió varias veces a ambientes transicionales y continentales y estuvieron influenciados por una fuerte actividad volcánica. Durante este periodo, la actividad de las fallas generó una serie de bandas de constricción y de relajación que promovieron el cierre e inversión de la cuenca durante este periodo.

La historia de la cuenca se ha resumido en 4 etapas principales en donde interactúan procesos de deformación y el reflejo de estos procesos en la sedimentación.

1. Entre el Paleoceno y el Eoceno ocurrió un primer evento orogénico, debido al levantamiento del Macizo de Chiapas (Meneses-Rocha, 2001; Witt et al., 2012). En el área de Ixtapa, este evento quedó registrado por un plegamiento suave con una dirección de acortamiento NE-SW, que coincide con las edades reportadas por Hernandez-Vergara (2020) de fechamiento de illita y las edades de enfriamiento del Macizo de Chiapas determinadas por (Witt, 2012). En la estratigrafía, este evento está marcado por un cambio en el ambiente de depósito de un ambiente de plataforma a un ambiente de talud. También por una discordancia local en las áreas de Ixtapa y Copoya entre rocas del Paleoceno y del Eoceno medio (Meneses-Rocha, 2001), y finalmente por los gruesos depósitos continentales de la Fm. El Bosque y la fuerte influencia de terrígenos en la Fm. Lomut.
2. Entre el Oligoceno y el Mioceno temprano se generó un sistema de fallas laterales dextrales con algunas fallas subsidiarias. Estas fallas limitaron la cuenca de Ixtapa durante este periodo y la actividad de estas fallas generó un régimen transtensivo que favoreció la apertura y el desarrollo de la cuenca. Este periodo quedó registrado por una gran variabilidad de facies y espesores en la estratigrafía, una repetición cíclica de litofacies, la presencia de fallas sinsedimentarias dentro de los estratos y principalmente la migración del depocentro de la cuenca al SE.
3. Entre el Mioceno medio y el Plioceno temprano, las fallas preexistentes fueron reactivadas con una cinemática izquierda. Durante este periodo ocurrieron algunos episodios de transtensión y transpresión locales, lo cual favoreció el desarrollo de la cuenca de Ixtapa durante este periodo y su cierre e inversión. En la estratigrafía, se registraron dos cambios en el ambiente de depósito: uno en el límite del Mioceno medio y superior de facies de plataforma carbonatada a un ambiente deltáico y otro entre el Mioceno medio y superior de ambiente deltáico a depósitos continentales (Meneses-Rocha, 2001; Langenheim, 1974). Además, la cíclicidad de facies en la estratigrafía, la migración del depocentro en dirección NW y la presencia de fallas sinsedimentarias (Meneses-Rocha, 2001), permiten inferir que esta cuenca fue de tipo *pull-apart* de limitada por fallas laterales sinistralas. Esta etapa coincide en edad con las etapas de levantamiento rápido del Macizo de Chiapas reportadas por Witt (2012) y con la actividad del Sistema de Fallas Polochic Motagua en el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe (Authemayou, 2011).

4. Durante el Plioceno-Pleistoceno, finalizó la inversión de la cuenca debido al cierre de esta y al dominio general de un régimen transpesivo. Este periodo se caracterizó principalmente por una intensa actividad de los volcanes Huitepec y Navenchauc, del Arco Volcánico Chiapaneco, asociado a la zona de subducción en la Trinchera Mesoamericana (Mora, 2007). El registro de este periodo en la estratigrafía, se puede interpretar a partir de la discordancia angular que existe entre los estratos de Fm. Ixtapa y los depósitos volcánoclasticos del Plioceno. Actualmente las fallas FMA y FCSC siguen activas, produciendo sismos someros sobre la traza de éstas.

Con la información obtenida a partir de este trabajo se busca realizar aportes al conocimiento de la evolución tectónica de la Provincia de Fallas Transcurrentes y del CPCC. Así mismo, se busca reconocer las estructuras que caracterizan a las cuencas y sus efectos en la estratigrafía durante el desarrollo de la Sierra de Chiapas en el Cenozoico; esta configuración puede funcionar como un análogo a la de las cuencas que conforman algunos de los sistemas petroleros del SE mexicano en Tabasco y Campeche que probablemente coinciden en su historia y evolución tectónica. Finalmente, a partir de la carta obtenida en este trabajo, se podrán realizar estudios para identificar áreas potenciales de riesgo geológico asociado con la actividad de las fallas FMA y FCSC.

7. Anexos

7.1. Anexo1: Marco teórico Tectónica de Transcurrencia

7.1.1. Fallas laterales y mecanismos de fallamiento lateral

Las fallas laterales son fallas cuyo vector de desplazamiento es paralelo a la superficie terrestre. Mientras que las zonas de cizalla lateral son zonas que se forman a profundidad en la corteza y tienen un comportamiento predominantemente plástico (Figura 3.1).

Éstas fallas son típicamente más inclinadas que otros tipos de fallas y en vista de perfil presentan inclinaciones subverticales y muestran trazas rectilíneas en vista de planta. Existen irregularidades y curvaturas a lo largo de las fallas laterales, sobre todo sobre el plano de falla, lo cual tiene implicaciones en la cinemática de las estructuras asociadas al fallamiento lateral.

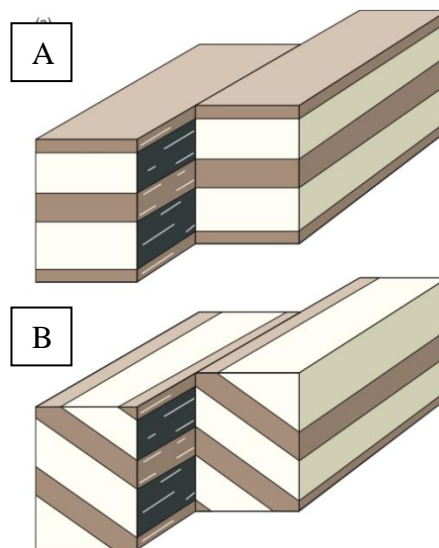


Figura. 7.1. Fallas laterales izquierda. En la imagen se puede observar que en una sección transversal no se observa un cambio de fase en la estratificación por lo que es difícil identificarlas en secciones sísmicas. (Fossen, 2010)

Una falla lateral puede ser sinistral (izquierda) o dextral (derecha) e idealmente no involucra desplazamiento vertical. A diferencia de las fallas normales e inversas, que están limitadas en extensión y desplazamiento por el espesor de la corteza, las fallas laterales podrían extenderse, desde un punto de vista teórico, alrededor de todo el planeta. Aunque estas fallas nunca se han encontrado, esta idea ilustra el hecho de que las fallas laterales pueden acumular un gran

desplazamiento que puede alcanzar cientos o incluso miles de kilómetros. Las fallas laterales se han dividido en dos grupos: las fallas de transferencia o fallas transformantes y por otra parte las fallas transcurrentes.

7.1.2. Fallas de transferencia y fallas transformantes

Las fallas de transferencia son aquellas que transfieren el desplazamiento de una falla a otra. El término se utiliza para un tipo de fallas laterales en particular cuyas colas terminan en contra de otra falla o fractura. Por ello estas fallas no pueden crecer libremente, lo cual tiene implicaciones para su relación longitud/desplazamiento. Las fallas de transferencia ocurren a todas las escalas y pueden conectar diversas estructuras, tales como fallas normales, inversas y oblicuas, fracturas de tensión y diques (Figura 3.2).

Las fallas transformantes son fallas de transferencia de escala kilométrica que segmentan a placas tectónicas o crean límites de placas. Estas fallas fueron descubiertas cuando se observó que las dorsales oceánicas se encuentran desplazadas por grandes fallas laterales. Estas fallas también pueden conectar dorsales oceánicas con límites de placas convergentes o separar una zona de subducción en dos segmentos. Las fallas transformantes que forman límites de placas pueden llegar a ser muy grandes, especialmente las que ocurren en la corteza continental. El ejemplo más famoso es la Falla de San Andreas en California que forma un límite entre las placas Norteamericana y la del Pacífico y tiene una longitud de 1200 Km.

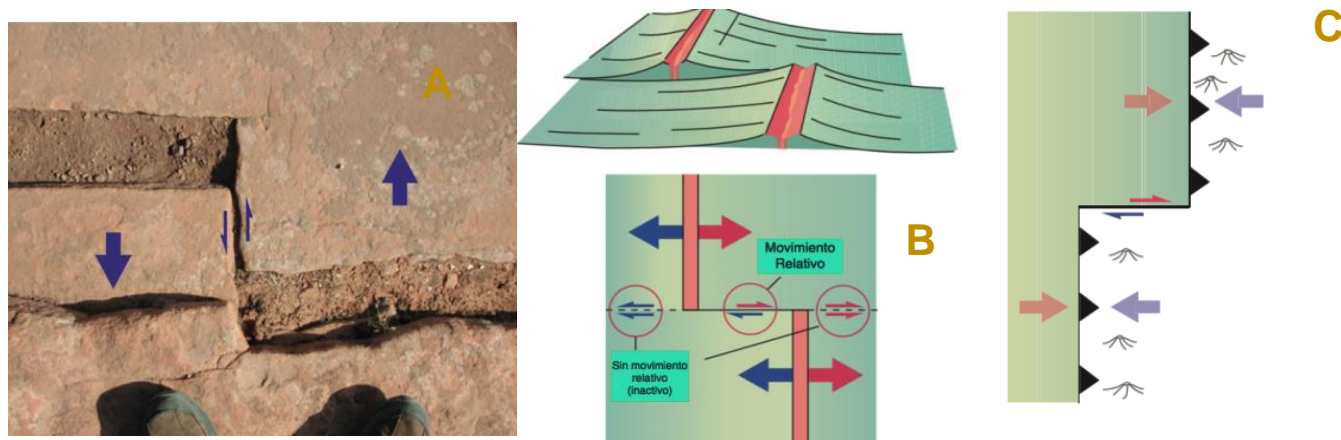


Figura 7.2. Ejemplo de la formación de fallas de transferencia. (A) Fotografía de una falla de tranferencia conectando dos fracturas de tensión. (B) Ejemplo de una falla transformante conectando una dorsal oceánica. (C) Zona de subducción separada en dos segmentos por una falla transformante. (Fossen, 2010)

7.1.3. Fallas Transcurrentes

Las fallas de transurrencia o fallas transcurrentes son aquellas que ocurren en la corteza continental y cuyas terminaciones o colas no se encuentran limitadas por ninguna otra estructura. Por esta condición, la longitud de las fallas aumenta a medida que éstas acumulan desplazamiento. Debido a esto, estas fallas tienen una relación proporcional entre la longitud y la cantidad de desplazamiento que han acumulado.

A diferencia de las fallas normales en una zona de *rift* o las fallas inversas en un cinturón de pliegues y cabalgaduras, las fallas transcurrentes no dominan áreas extensas. En cambio, la influencia de las fallas transcurrentes está restringido a las zonas de falla y tienden a incrementar su espesor a medida que se acumula desplazamiento.

Estas fallas intersectan la superficie terrestre, mientras que a profundidad, pueden terminar contra diversas estructuras como cabalgaduras, fallas normales, zonas de subducción o pueden penetrar la transición frágil-dúctil y continuar como zonas de cizalla.

Las fallas transcurrentes se forman dentro de las placas por lo que se consideran fallas intraplaca. En cambio las fallas transformantes, que se encuentran a lo largo de los límites de placa, se consideran fallas interplaca.

7.1.4. Desarrollo y anatomía de las fallas laterales

7.1.4.1. Fallas individuales (cizalla simple)

Las fallas laterales se forman cuando partes individuales de la corteza se mueven a diferentes tasas de desplazamiento a lo largo de la superficie terrestre.

En 1929, W. Riedel realizó algunos experimentos con capas de arcillas para entender con detalle el desarrollo de las zonas de falla lateral. El arreglo de estos experimentos consistía en dos bloques rectangulares de madera cubiertos por una capa homogénea de arcilla. Estos bloques se deslizan de manera paralela, uno con respecto del otro, y el esfuerzo es transferido a la capa de arcilla.

Riedel notó que en lugar de un solo plano de falla, entre los bloques se formaban una serie de fracturas, a las cuales clasificó de acuerdo con su orientación y dirección de desplazamiento.

Las primeras fracturas en formarse son las fracturas de cizalla de Riedel o fracturas R, y tienen un ángulo bajo respecto a la orientación de la falla y comparten su cinemática. Después de la

formación de las fracturas R se desarrollan las fracturas P, y posteriormente unas fracturas llamadas antitéticas o fracturas R', que hacen un ángulo alto con respecto a la zona de falla y están menos desarrolladas que las fracturas R y tienen cinemática opuesta.

Además de las fracturas R, R' y P, también se forman fracturas de extensión o fracturas T perpendiculares al eje de acortamiento máximo instantáneo. En grandes zonas de falla lateral se forman fallas normales con el mismo rumbo que las fracturas T (Figura 3.3).

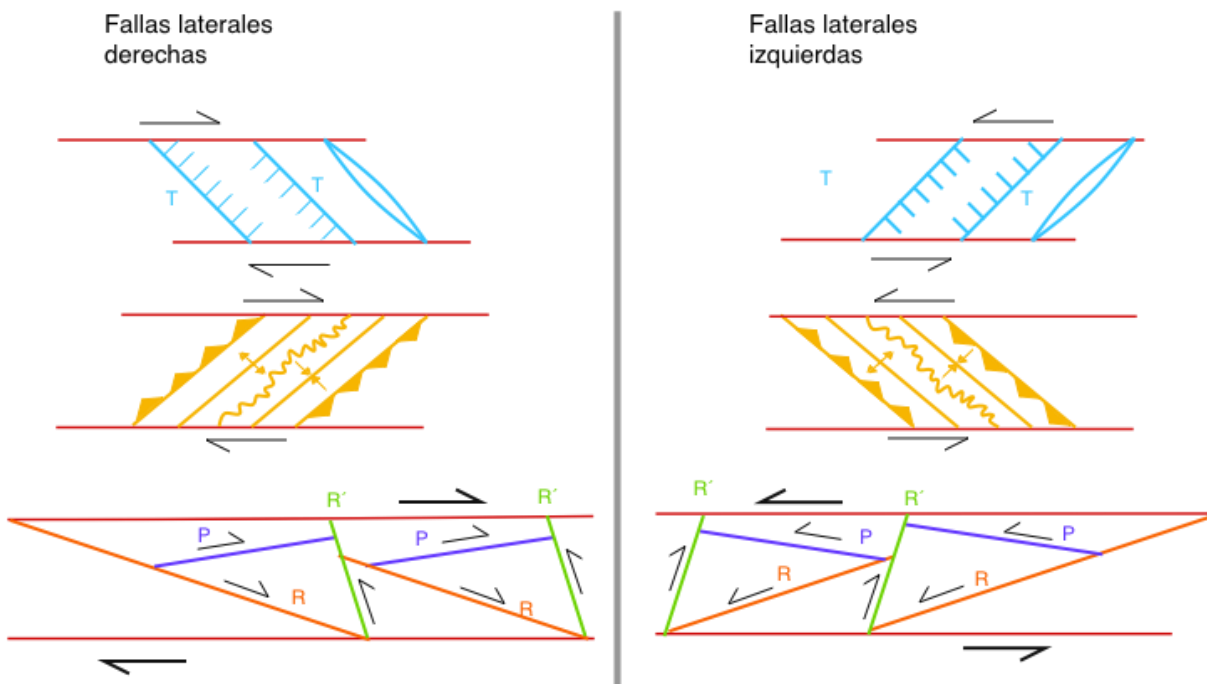


Figura 7.3. Esquema comparativo de la orientación de las diferentes estructuras que se forman en una zona de falla lateral derecha e izquierda de acuerdo al modelo de Riedel.

7.1.4.2. Pares conjugados de fallas laterales (cizalla pura)

Las fallas laterales se forman, por lo general, como estructuras individuales o como una serie de fallas paralelas. Sin embargo, también se pueden generar como pares conjugados, implicando que se formaron al mismo tiempo y bajo el mismo campo de esfuerzos dominantes.

Los pares conjugados de fallas laterales se ajustan al modelo de Anderson's y al criterio de fractura Mohr-Coulomb. Esto quiere decir que el ángulo agudo entre las dos fracturas es bisectado por σ_1 , y este ángulo está influenciado por el ángulo de fricción interna de la roca. Desde el punto de vista cinemático, estas fallas son resultado de cizalla pura en el plano horizontal, en donde el

acortamiento en una dirección es compensado por extensión perpendicular en la otra. En este modelo no hay extensión ni acortamiento en dirección vertical.

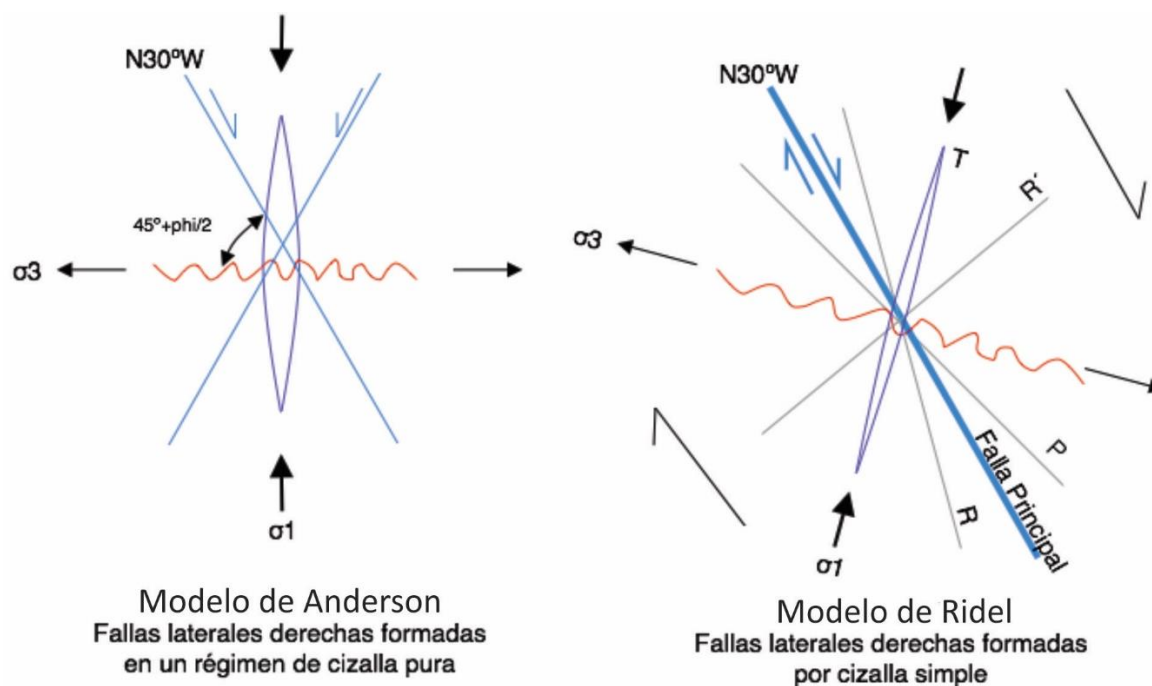


Figura 7.4. Comparación entre la formación de fallas laterales dominadas por cizalla pura y cizalla simple.

7.1.5. Tectónica de transcurrencia

La geometría y el estilo de las estructuras asociadas al fallamiento lateral varían a lo largo de la traza de las fallas y durante sus diferentes episodios de desplazamiento. Éstos, además, dependen de varios factores como: los diferentes tipos de roca deformada, la configuración de las estructuras pre-existentes, la cantidad de desplazamiento horizontal, el desplazamiento acumulado por la componente vertical y la tasa de deformación, la cual es especialmente importante en zonas ricas en arcilla (Sylvester, 1988)

El factor que controla en mayor medida a las zonas de compresión y extensión oblicua en una zona de fallamiento lateral es la geometría curvada que tiene el trazo de la falla en planta, así como los segmentos individuales de falla que se sobrepone o conectan. Esta geometría de las fallas, en donde algunos segmentos convergen o divergen en su movimiento relativo promueve la formación de bandas o *stepovers* de falla.

En donde el movimiento de la falla converge, domina la transpresión y se forman lentes de constricción (*restraining bends*) con un engrosamiento vertical y el levantamiento de bloques. En estos lentes también se forman estructuras como fallas inversas, pliegues y estructuras en flor positiva. En cambio, cuando el movimiento relativo de la falla diverge, se genera extensión oblicua o transtensión y se forman lentes de liberación o extensión (*releasing bends*) y se produce un adelgazamiento de la corteza, subsistencia y formación de cuencas *pull-apart* (Figura 3.5).

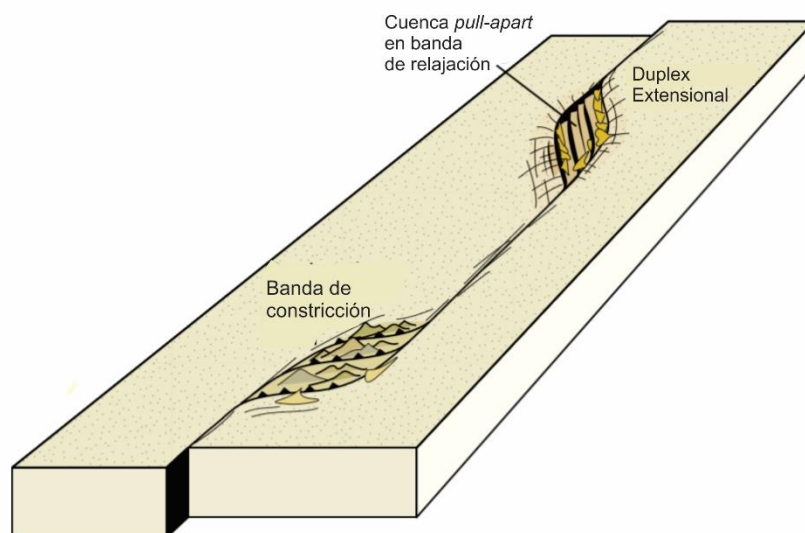


Figura 7.5. Geometría de las zonas con geometrías oblicuas y zonas de extensión y compresión oblicua asociadas a fallas transcurrentes (Fossen, 2010).

7.1.6. Las Cuencas *pull-apart*

Las fallas laterales pueden localizar deformación por extensión o por compresión en márgenes continentales, arcos de islas y en zonas intracontinentales. En zonas en donde la cinemática las fallas diverge, se acomoda extensión oblicua, y se pueden llegar a formar cuencas sedimentarias. A estas cuencas se les ha llamado cuencas *pull-apart*, de desgarre o laterales (*strike-slip basins*), siendo este último término el más empleado para denominar a todo el espectro de cuencas que se pueden asociar a fallamiento lateral (Noda, 2013).

Las cuencas *pull-apart* son depresiones profundas, elongadas y con formas romboidales, limitadas y controladas por dos fallas laterales subparalelas que se traslapan. Generalmente, estas cuencas terminan con fallas normales (de transferencia) perpendiculares u oblicuas a las fallas laterales principales y que además las conectan (Sylvester, 1987). Algunos autores consideran que las dos fallas maestras que limitan a la cuenca se encuentran conectadas en profundidad en una sola falla

(Kingma, 1958; Clayton, 1966; Sharp y Clark, 1972), mientras que otros autores dicen que cada falla se comporta de manera individual y continúan de manera vertical en profundidad como aquellas que limitan a la cuenca del Mar Muerto (Manspeizer, 1985, Eyal, et al., 1986; Sylvester, 1987).

El tamaño de estas cuencas puede ir desde pequeños lagos tectónicos (*sag ponds*) a lo largo de la falla hasta cuencas sedimentarias de formas romboidales de 500 km de largo por 100 km de ancho, como la que se encuentra en la Fosa del Caimán en el límite norte entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana.

7.1.6.1. Geometría de las cuencas *pull-apart*

La formación de cuencas *pull-apart* está asociada con regímenes locales de transtensión. En un régimen transtensivo, el escalonamiento de los sistemas de fallas y las curvaturas en sus trazas generan zonas de extensión oblicua que dan paso a la formación de cuencas *pull-apart*. A medida que estas cuencas evolucionan se vuelven más elongadas y paralelas al eje principal de desplazamiento de las fallas que las limitan. Algunos de los parámetros que controlan la geometría de estas cuencas (largo, ancho y profundidad) se mencionan a continuación:

- A) El grado de curvatura lateral y vertical de las principales zonas de falla.
- B) La profundidad del límite frágil-dúctil en la corteza.
- C) La tasa de desplazamiento a lo largo de las fallas principales y secundarias.
- D) La edad de la cuenca con respecto a la edad de las zonas de desplazamiento.
- E) El espaciamiento entre las fallas escalonadas.
- F) La longitud de la zona de falla y del traslape entre relevos de fallas.

Desafortunadamente, no todos estos parámetros han sido cuantificados de manera exhaustiva para poder un modelo que se aplique para todas las cuencas *pull-apart*. Sin embargo, se ha llegado a la conclusión de que la litología del basamento y su profundidad juegan un papel clave en la configuración estas cuencas. Cuando el basamento es somero, está formado por rocas masivas y cristalinas (ígneas y metamórficas) y la secuencia estratigráfica que rellena la cuenca tiene poco espesor, se forman cuencas muy elongadas, bien definidas y limitadas por fallas subverticales (Avraham, 1985). En cambio, cuando el basamento está conformado por un grueso paquete de rocas sedimentarias o rocas metamórficas foliadas y susceptibles a ser deformadas y el relleno de la cuenca consiste en un grueso paquete de estratos de rocas sedimentarias, los *pull-apart* que se

forman no se encuentran bien definidos y las fallas que los limitan son fallas lístricas de bajo ángulo y de cinemática oblicua (normal o inversa).

Debido a que dentro de las cuencas *pull-apart* con basamento deformable se acumula una gran cantidad de sedimentos, éstas se vuelven mucho menos definidas en superficie de lo que son en el subsuelo. Las fallas y fracturas que se forman a profundidad por lo general no se reflejan en superficie y los pliegues dejan de propagarse hacia la parte superior de la columna estratigráfica.

La geometría inicial de las cuencas *pull-apart* parece estar asociada a bandas de deformación por extensión oblicua (*releasing bends*) o a fallas maestras no paralelas. A medida que éstas evolucionan adquieren una geometría de cuencas con forma de “z” o con forma de “s” que evolucionan a cuencas con formas romboidales llamadas rombochasmas (*rhombochasms*) (Mann *et al.*, 1983). Existen lugares en donde la corteza llega a extenderse y adelgazarse lo suficiente para que el manto comience a sufrir descompresión y genere nueva corteza oceánica, como es el caso de la Fosa del Caimán. En estos casos, la longitud llega a ser incluso tres veces el ancho de la cuenca.

7.1.6.2. Sedimentación en cuencas *pull-apart*

El relleno sedimentario de una cuenca *pull-apart* puede llegar a ser muy variable y complejo, dependiendo de si la cuenca es submarina, subaérea, sublacustre, una combinación de estas o si ha variado en el tiempo y espacio.

De acuerdo con varios autores que han estudiado la estratigrafía de las cuencas *pull-apart*, algunas de los principales rasgos que caracterizan a estas cuencas y que permiten identificarlas son: altas tasas de sedimentación, poca actividad ígnea y metamórfica asociada, cambios de facies abruptos, un gran engrosamiento de las secuencias de estratos en poca distancia, numerosas discontinuidades locales debido a la sedimentación sintectónica, y la presencia de algunos depósitos locales de brechas en cuerpos con geometrías de abanicos aluviales con canales torcidos y localizados en los márgenes de las fallas que limitan a las cuencas (Crowell, 1974a, 1974b; Mitchell y Reading, 1978; Hempton *et al.* 1983; Dunne y Hempton, 1985; Nilsen y McLaughlin, 1985; Sylvester, 1988).

Los depósitos que se encuentran en las márgenes de las cuencas y que consisten en rocas de grano grueso, forman delgadas bandas paralelas a las fallas laterales. Estos paquetes se encuentran interdigitados con depósitos de rocas de grano fino de ambientes lacustres, fluviales y

de llanuras de inundación al centro de la cuenca y tienen un espesor considerablemente mayor. Además, estos sedimentos fueron transportados mayores distancias por corrientes de turbidez.

La principal característica estratigráfica de las cuencas *pull-apart* es el *onlap* (acuñamiento hacia arriba) consecutivo de secuencias gruesas de estratos. Esto se da debido a la migración del depocentro que ocurre cuando hay depósito sintectónico asociado a fallas transcurrentes (Crowel, 1974; Sylvester, 1988). El depocentro migra en dirección opuesta del movimiento lateral de las fallas, debido a esto, la cuenca crece a medida que evoluciona. Por lo tanto, la geometría de los estratos forma un *onlapping* en donde los estratos asemejan a una persiana veneciana y se vuelven más jóvenes hacia la dirección de migración del depocentro (Crowell, 1982; Hempton y Dunne, 1984; Sylvester, 1988). Esta geometría provoca que parezca que el espesor de la columna estratigráfica tenga un espesor considerable, mientras que el espesor real de cada pozo que se realice en la cuenca es menor. Por ejemplo, en la Cuenca de Hornelen al oeste de Noruega, se depositó una secuencia sedimentaria del Devónico con un espesor de 25 km en una cuenca de 60 a 70 km de largo por 15 a 25 km de ancho. Sin embargo el espesor real de la secuencia en cualquier punto de la cuenca es de menos de 8 km (Steel y Gloppen, 1977 y 1989; Sylvester, 1988) (Figura 3.6).

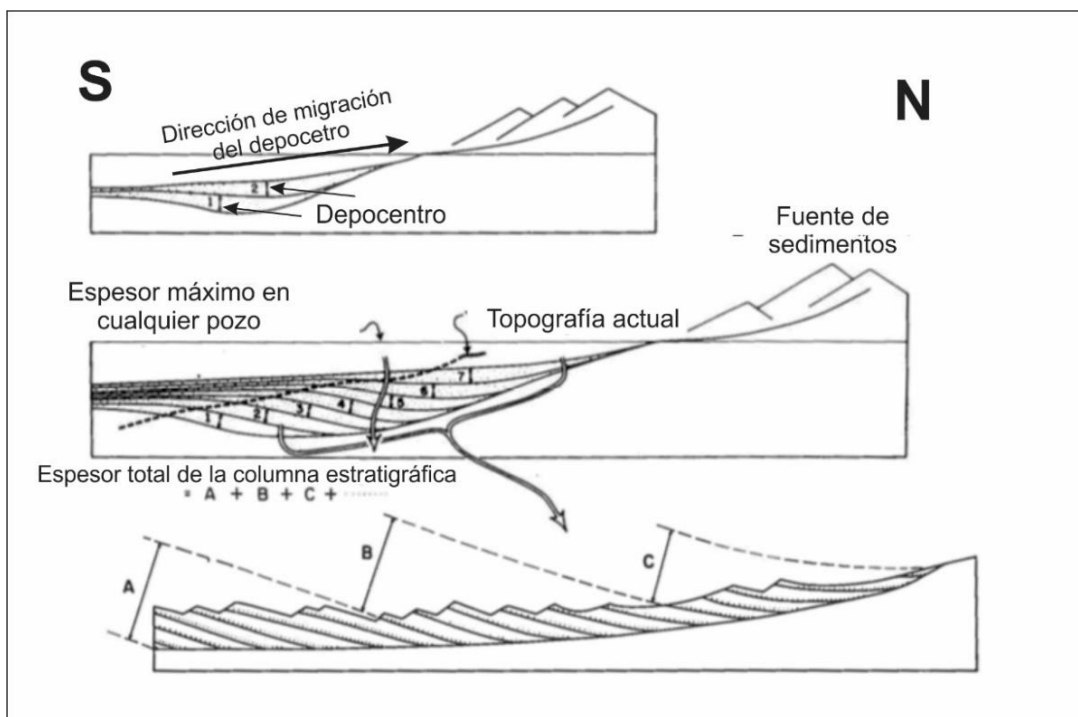


Figura 7.6. Configuración tectónica de la Cuenca de La González, Venezuela. Schubert (1980).

7.1.6.3. Reconocimiento de cuencas *pull-apart* antiguas

La identificación de depósitos sedimentarios formados en cuencas *pull-apart* antiguas es una tarea difícil debido a algunas de las características que tienen este tipo de cuencas, tales como: su compleja evolución estructural y estratigráfica, la rotación y el desplazamiento de bloques de la cuenca o de la cuenca entera, la erosión del registro estratigráfico y de las estructuras debido a diversos episodios de levantamiento y subsidencia, su similitud en planta y en secciones con cuencas asociadas a *rifting* y la reactivación de las fallas con diferentes cinemáticas como fallas inversas, normales u oblicuas.

Para lograr reconocer antiguas cuencas *pull-apart* se deben considerar algunos criterios a partir del patrón que forman los estratos, la naturaleza de los estratos y el mecanismo de relleno de la cuenca. La principal característica que distingue una secuencia estratigráfica que se depositó en una cuenca asociada a fallamiento lateral es la migración del depocentro de manera paralela a los ejes de desplazamiento de las fallas que la limitan (Nielsen y McLaughlin, 1985; Nilsen y Sylvester, 1995). En otras cuencas, el depocentro tiende a migrar en dirección transversal a la apertura de la cuenca, se desplaza hacia o desde alguna de las fallas principales que la limitan o simplemente se mantiene en el mismo lugar. En cambio en las cuencas *pull-apart* el depocentro migra de manera lateral y paralelo a las fallas laterales que limitan la cuenca. A través de este mecanismo, estas cuencas pueden crecer en longitud sin ensancharse mucho y acumular una gran cantidad de sedimentos con abruptos cambios de facies laterales y verticales y de variaciones litológicas a lo largo de la cuenca. Algunas características que también permiten distinguir depósitos formados dentro de una cuenca *pull-apart* se enlistan a continuación:

- a) Desplazamiento lateral del depocentro.
- b) Las fuentes de sedimentos se encuentran desplazadas lateralmente de los depósitos que formaron, y este desplazamiento corresponde con la dirección de movimiento de las fallas.
- c) La presencia de depósitos de abanico aluvial de grano grueso, de ambiente deltáico, escarpes submarinos o sublacustres y depósitos asociados paralelos a los límites de la cuenca.
- d) La presencia de secuencias sedimentarias caracterizadas por una alta tasa de sedimentación, de gran espesor pero restringidas lateralmente.
- e) Las discordancias locales y de la misma edad que se observan dentro de la columna sedimentaria, producidas por los ciclos de levantamientos, erosión y subsidencia que ocurren en estas cuencas.

- f) Variaciones laterales de facies que ocurren de manera abrupta.
- g) La presencia de fallas laterales en al menos uno de los flancos de la cuenca.
- h) El desarrollo de depósitos granocrecientes en toda la cuenca en respuesta a la inmersión de la cuenca inducida por procesos tectónico.

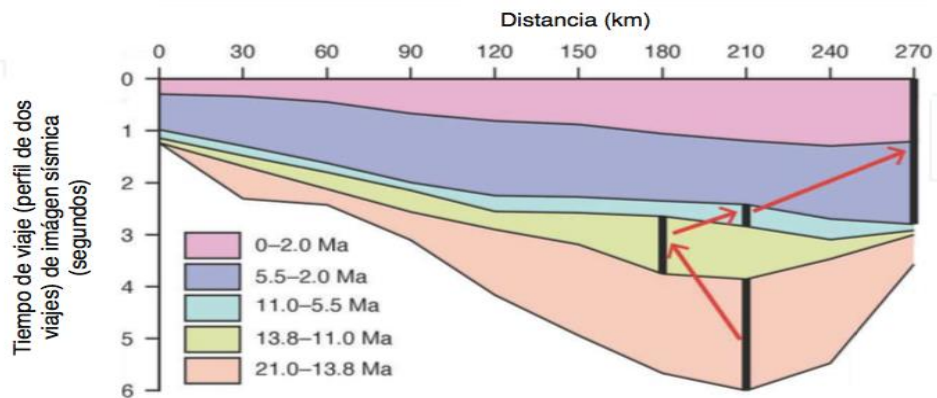


Figura 7.7. Perfil sísmico de la cuenca de Yinggehai en donde se observa el relleno de la cuenca. Las flechas rojas indican la migración del depocentro en la cuenca, basado en las porciones de mayor espesor en cada unidad litoestratigráfica. Modificado de Clif y Sun (2006).

7.2 Anexo 2: Análisis de fallas por conjuntos de datos e inversión de estrías

Los sistemas de fallas y fracturas expuestas en superficie generalmente se encuentran bien desarrollados incluso en sitios en donde la cantidad de deformación ha permanecido mínima. Si existen condiciones favorables en la litología y en las condiciones del afloramiento, se pueden observar grandes poblaciones de familias de fallas con estrías en sus superficies, con rasgos asociados como fracturas de tensión, juntas y estilolitas. La medición de estas estructuras en diferentes sitios nos permite describir correctamente la geometría de los sistemas de fallas y la deformación a nivel local y regional.

A continuación se describen los principios básicos del método de análisis de fallas de Angelier, el cual se desarrolló para reconstruir paleoesfuerzos a partir de la medición de estrías sobre planos de falla. Con este método se puede obtener la orientación de los esfuerzos principales del tensor de esfuerzos que existía cuando se formó un sistema de fallas.

7.2.1. Análisis de pares conjugados

Inicialmente se realizaba el análisis cinemático de las fallas basándose en el estudio realizado por Anderson (1942), el cual se basaba en la orientación de los esfuerzos principales con respecto a pares conjugados de fallas observados en ensayos de mecánica de rocas. Posteriormente se desarrollaron nuevos métodos para caracterizar con mayor precisión los procesos de fallamiento tectónico (Price, 1966) así que se consideraron las estilolitas (Arthaud and Mattaeur, 1969) y el análisis geométrico de fallas laterales (Arthaud and Choukroune, 1972). La limitación de estos métodos basados en pares conjugados de fallas y fracturas, se debe a que el deslizamiento ocurre generalmente de forma oblicua sobre los planos de falla. Mientras que estos métodos asumen que el par conjugado de fallas tiene estrías y que convergen en la intersección del par de fracturas, para que la deformación se distribuya de manera simétrica en los dos planos de falla y que la relación angular entre los dos sistemas de fallas y los obtenidos a partir de ensayos de mecánica de rocas sea consistente ($\sim 60^\circ$) (Figura 3.7).

7.2.2. Método de Jaques Angelier

El método de Angelier (1979) de análisis tectónico de fallas por inversión de estrías tiene como objetivo encontrar la orientación de los ejes principales del tensor de esfuerzos, es decir, la dirección (rumbo y echado) de los tres esfuerzos principales contemporáneos a la formación de

las fallas, a través de poblaciones de planos de fallas con indicadores cinemáticos como estrías o fibras de calcita. Este método fue desarrollado mientras Angelier desarrollaba un estudio sobre la evolución neotectónica del Arco Helénico. Durante el desarrollo de este método no se tomaron en cuenta otras estructuras relacionadas al fallamiento como fracturas de tensión, juntas, estilolitas y fracturas de Riedel.

El método de inversión de estrías considera que cada población de fallas medidas corresponden a un solo evento tectónico, regido por el mismo tensor de esfuerzos. Debido a esto es necesario realizar un trabajo de campo detallado y hacer una distinción preliminar entre los diferentes eventos de deformación con base en criterios estratigráficos y estructurales.

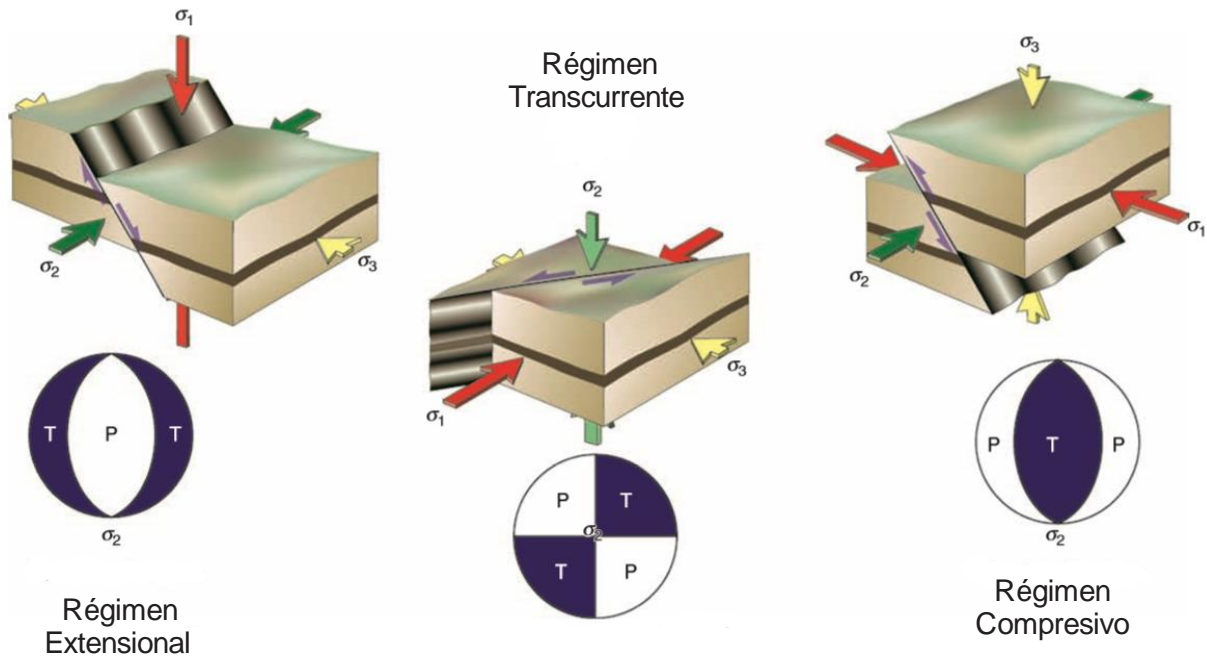


Figura 7.8. Relación entre la orientación de los esfuerzos principales (estado de esfuerzos) y el régimen tectónico de acuerdo con Anderson (1951). Las redes estereográficas que se muestran abajo representan los campos de compresión (P) y extensión (T) para cada régimen. Fossen (2010).

7.2.4. Método gráfico

Una sofisticación del método de Angelier, es el método gráfico, el cual permite calcular el mecanismo focal y la orientación de los esfuerzos principales del tensor de esfuerzos que

correspondiente a una familia de fallas con estrías. Este método gráfico para calcular las pelotas de playa a partir de fallas (no de esfuerzos liberados durante sismos) sigue los siguientes pasos.

1. Se colectan datos de orientación (rumbo y echado) de planos de falla con indicadores cinemáticos como estrías o fibras de calcita, así como la orientación de estas estructuras (*pitch* o dirección y buzamiento) y su dirección de movimiento.
2. Se debe realizar una tabla por cada familia de fallas anotando por separado: el número de dato, rumbo, echado, orientación de la estría o fibra de calcita y la cinemática de la falla. (P. ej. Figura 3.8)

Plano de Falla	Rumbo	Echado	Indicador Pitch	Cinemática
1	345	72	10° del NW	Lateral Izquierda
2	350	76	12° del NW	Lateral izquierda
3	347	69	9° del NW	Lateral Izquierda

Figura 7.9. Ejemplo de tabla en donde se registran los datos de campo para poder realizar un análisis de fallas con el método de Angelier.

3. Se dibuja en una red estereográfica la traza del plano de falla (F), su polo (Pf) y la línea correspondiente a la estría (E) indicando la cinemática del bloque de techo con una flecha (Figura 3.9a).
4. Luego se traza un plano en un círculo mayor que contenga al polo del plano de falla y a la estría (S), y también se traza el polo de este plano (Ps) el cual debe ubicarse sobre el plano de falla (Figura 3.9b).
5. Se traza el plano auxiliar a la falla (Af) uniendo el polo del plano de falla (Pf) y el polo del plano S (Ps) (Figura 3.9c).
6. Sobre el plano S se miden 45° entre el plano de falla F y el plano auxiliar Af hacia ambos lados y se trazan las líneas correspondientes a P (esfuerzo principal máximo) y T (esfuerzo principal mínimo) y se borra el plano S (Figura 3.9c)
7. El cuadrante al que señala la flecha, representa a la estría, y su cuadrante opuesto (T) representan el Diedro T o Diedro de tensión y el eje que representa al esfuerzo principal menor. Estos cuadrantes se representan con un color oscuro (Figura 3.9d).
8. Los espacios restantes corresponden con el Diedro P o Diedro de compresión y representan la dirección del esfuerzo principal mayor, como en las pelotas de playa de los mecanismos focales de los sismos.

Finalmente se realizan estos mismos pasos por áreas estratégicas y con fallas que pertenezcan a la misma familia para poder constreñir correctamente los diedros T y P para cada evento de actividad de las fallas. Finalmente se hace un análisis regional de las mismas.

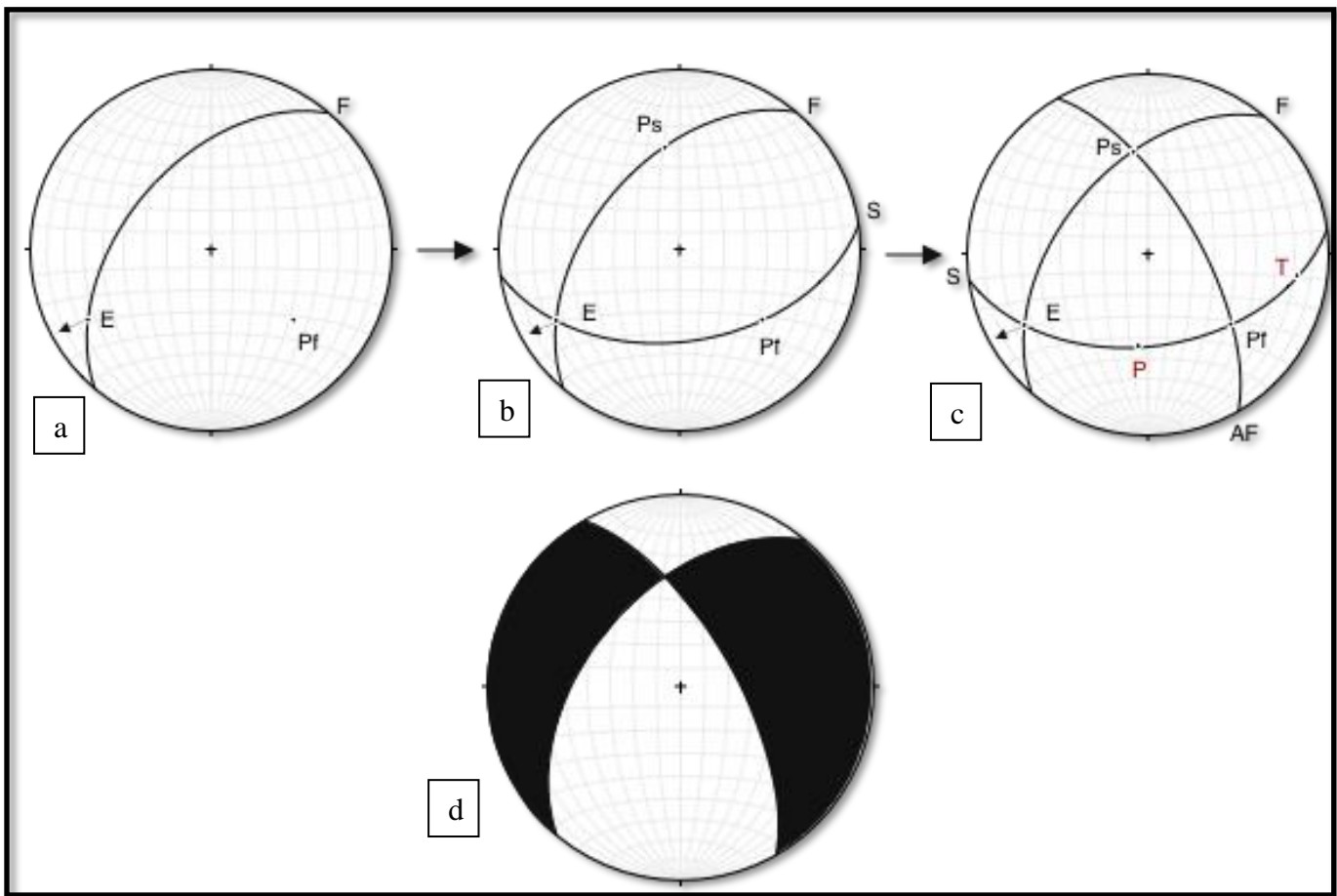


Figura 7.10. Método gráfico de Angelier de análisis de fallas por inversión de estrías. (F) plano de falla, (Af) Plano auxiliar de falla, (e) estría, (pf) Polo del plano de falla, (S) Plano que contiene a E y a Pf y sobre el cual se trazan los ejes del tensor de esfuerzos, (ps) Polo del plano s, (P) y (T) ejes máximos de compresión y tensión.

7.3. Anexo 3: Descripción de las unidades litoestratigráficas

7.3.1. Formación Angostura (Campaniano-Maestrichtiano)

En el área de Ixtapa esta formación está compuesta de estratos delgados a gruesos de caliza, caliza dolomitizada y brecha calcárea. Los estratos más delgados van de 10 a 25 cm, tienen geometrías tabulares y lenticulares con superficies de estratificación onduladas. En algunas zonas la caliza se encuentra intercalada con lentes delgados (3-8 cm) de lutita. En muestra de mano la roca es color crema y se encuentra parcialmente dolomitizada y recrystalizada, por lo que tiene una textura sacarosa. La caliza es un wackestone biogénico y se pueden observar restos de gasterópodos, rudistas, pelecípodos, braquiopodos y bivalvos.



Figura 7.11. Afloramientos de estratos de dolomía de la formación Angostura. (Cretácico Superior).



Figura 7.12. Fósiles encontrados en la Formación Angostura (Campaniano-Maestrichtiano). (A) Pelecípodo en una caliza tipo grainstone vista al microscopio con luz paralela. (B) Fragmento de 6 cm de coral dentro de una brecha calcárea en el bloque Sumidero. (C) Fragmento de concha de braquiópodo.

7.3.2. Formación Soyaló (Paleoceno)

Esta unidad se caracteriza por presentar una estratificación tipo flysch conformada por una intercalación rítmica de lutita y arenisca y con algunos lentes masivos de caliza. Los estratos son delgados (2-15 cm), de geometría tabular y sus superficies de estratificación son onduladas y erosivas. Algunas de las estructuras primarias que se observan en la formación son bioturbaciones rellenas de calcita, marcas de carga y *slumps* (pliegues sinsedimentarios).

La arenisca presenta un color marrón amarillento, es de grano fino a medio y está compuesta por granos subredondeados de cuarzo, feldespato potásico y óxidos de Fe; está soportada por una matriz arcillosa, la cual en algunos niveles es carbonatada. Los lentes de caliza consisten de caliza grainstone de miliolidos y contiene extraclastos de cuarzo y fragmentos líticos.

En el área, esta unidad se encuentra distribuida principalmente en los alrededores de la presa de Chicoasén, en las inmediaciones del poblado de Soyaló y en la porción NW del Bloque Sumidero.



Figura 7.13. Fotografías de la Fm. Soyaló. (A) Afloramiento de estratos de arenisca y lutita de la Fm. Soyaló. (B) Marcas de bioturbación en lutita.

7.3.3. Formación Lomut (Eoceno medio-Eoceno-superior)

Esta formación se caracteriza por una intercalación de paquetes gruesos de arenisca y conglomerado con bloques masivos de calizas y niveles esporádicos de bentonita. Los estratos de arenisca van de 20 a 70 cm de espesor y tienen una geometría tabular, mientras que los de conglomerado tienen una geometría acanalada y tabular y su espesor va de 0.15 a 1.5 m. Los paquetes de caliza tienen una geometría irregular y un espesor que va de 3 a 100 m. Las

superficies de estratificación son irregulares y netas y presentan estructuras de carga. Esta unidad es principalmente carbonatada con cambios de facies a rocas siliciclásticas hacia los bordes de la cuenca.

En muestra de mano, la caliza se clasificó como grainstone y esta soportada por un cementante calcáreo con niveles de conglomerado y un esqueleto conformado por miliolidos, equinodermos y conchas de ostréidos. Por otra parte, el conglomerado es polimíctico y clastosoportado. La matriz está compuesta por una arenisca arcillosa de grano fino a medio con abundante mica, feldespato, cuarzo y fragmentos líticos de arenisca y pizarra. Los clastos van de 2 a 8 mm, y están compuestos por fragmentos de pizarra, cuarzo lechoso y cuarzoarenitas.



Figura 7.14. Afloramientos de la Formación Lomut. A) Areniscas de grano fino a medio intercaladas con algunos estratos gruesos de caliza grainstone en la parte norte de la cuenca. B) Calizas grainstone de bioclastos con niveles conglomeráticos.

Petrografía: La caliza es un grainstone de bioclastos y consiste de un 60% de aloquímicos y un 40% ortoquímicos. Los aloquímicos consisten de un cementante de cristales subedrales de esparita de 30 a 50 μm . Mientras que los ortoquímicos son bioclastos que van de 50 a 250 μm compuestos por miliolidos, espículas de equinodermos, gasterópodos, algas rojas, fragmentos de bivalvos y numulítes; además de algunos de cuarzo y arenisca. De acuerdo con el análisis de microfacies, esta formación se depositó en un ambiente de plataforma proximal restringida con aporte de terrígenos.

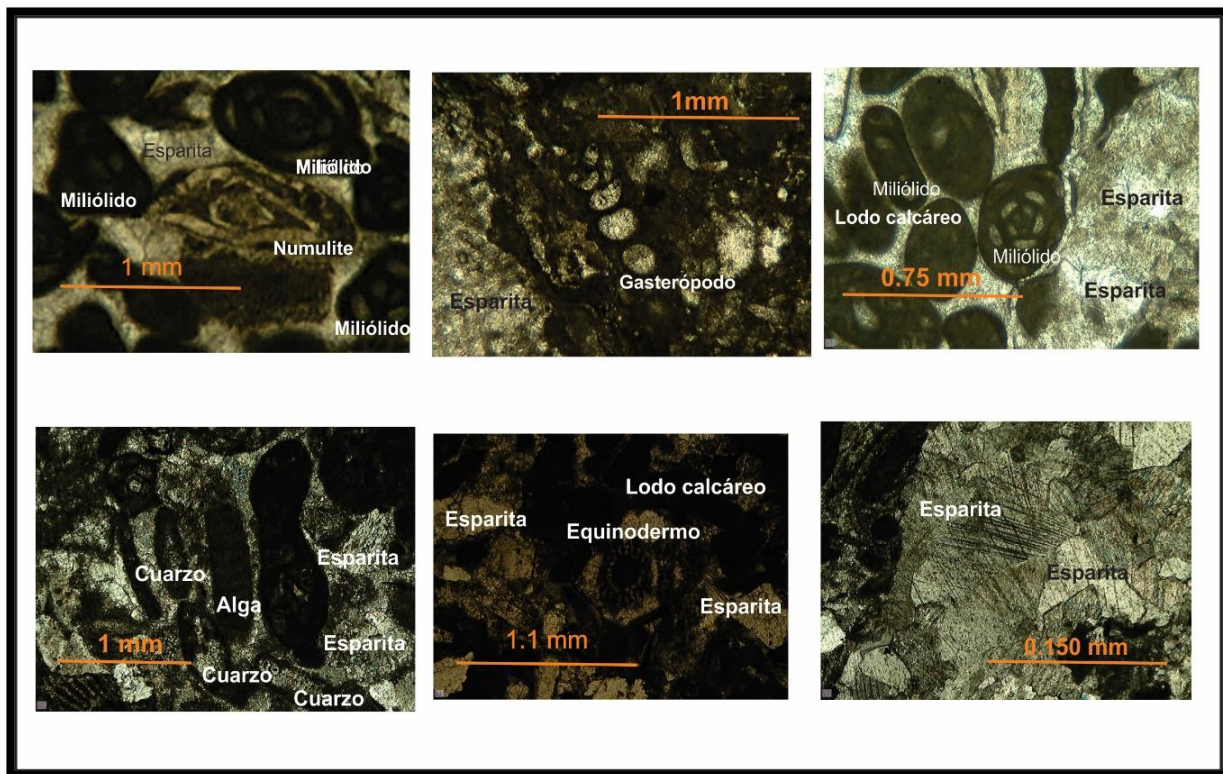


Figura 7.15. Microfotografías de las calizas de la formación Lomut en luz paralela. Se pueden observar calizas grainstone de bioclastos con miliolidos, numulites, equinodermos, gasterópodos y algas rojas.

7.3.4. Formación Mompuyil (Oligoceno)

En el área de estudio, esta unidad consiste de una secuencia de caliza intercalada con arenisca, marga y limolita. Y con marcados cambios de facies laterales y verticales. La caliza está dispuesta en estratos de 0.6 a 1m de espesor, con una geometría lenticular y tabular y superficies irregulares. Mientras que los paquetes de limolita, arenisca y marga se encuentran en estratos tabulares 1 a 25 cm.

La caliza varía de textura vertical y lateralmente y en general es una caliza boundstone, grainstone y rudstone de bioclastos. En muestra de mano tiene un color crema amarillento y por lo general está constituida por un cementante calcáreo y fragmentos de conchas, equinodermos, corales, moluscos, gasterópodos, ostréidos, miliolidos y macroforaminíferos bentónicos de <1mm a 30 cm. En cuanto a la arenisca, es cuarzo-feldespática, de grano medio a muy fino y con clastos subredondeados. Presenta laminación cruzada y planoparalela, marcas de carga, y contiene

restos vegetales y marcas de bioturbación. De acuerdo con el análisis de microfacies, se determinó que el ambiente de depósito de esta formación es de plataforma proximal restringida.



Figura 7.16. Afloramientos de la Formación Mompuyil (Oligoceno) en las inmediaciones del poblado de Chile Verde. En las imágenes se puede observar una intercalación de calizas con limolitas y margas.

Petrografía: Se describieron calizas wackestone y packstone. La roca está soportada por un cementante calcáreo que ocupa del 20 al 60% está constituido por parches de micrita y fragmentos de lodo calcáreo. Por otra parte, el 30 al 70% restante de la roca está compuesta por bioclastos de fragmentos de algas rojas, corales, numulites, bivalvos, equinodermos, miliólidos, conchas recristalizadas y foraminíferos. Algunos aloquímicos están constituidos por intraclastos, clastos subangulosos de cuarzo, pisoides, ooides y pellets.

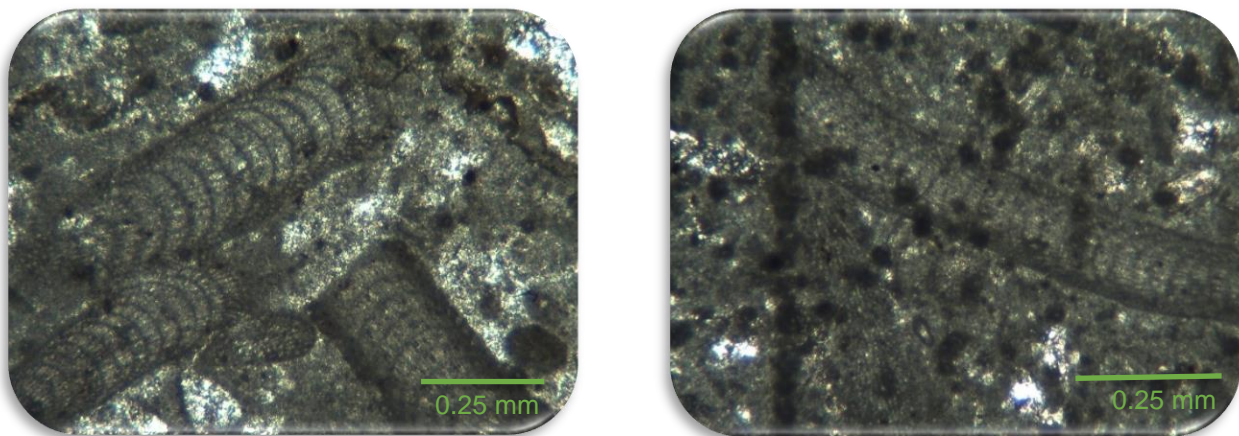


Figura 7.17. Microfotografías de calizas de la formación Mompuyil en luz paralela 10x. Se pueden observar bioclastos de algas rojas en una matriz de micrita y microesparita.

7.3.5. Grupo Modelo (Mioceno inferior)

Esta unidad se dividió en dos miembros debido a un cambio marcado en la litología y el ambiente de depósito. A continuación, se mencionan las características de cada unidad.

Miembro inferior

El miembro inferior del Grupo Modelo consiste de estratos medianos (35-90 cm) de arenisca, limolita y conglomerado de ambiente fluvial. La arenisca es de grano medio a muy grueso y tiene algunos niveles conglomeráticos. Los clastos están compuestos por cuarzo, feldespato, fragmentos líticos, óxidos de hierro y mica blanca. El conglomerado está compuesto por clastos de 2 a 8 mm de cuarzo y fragmentos de cuarcita y arenisca. Los estratos presentan laminación cruzada, estratificación cruzada, rizaduras, marcas de carga y restos de hojas y troncos.

Miembro superior

Esta unidad consiste de una intercalación de estratos tabulares (~1.5 m de espesor) de caliza y estratos delgados (~20 cm) de arenisca, limolita y conglomerado. La parte central de este miembro está conformada por caliza baoundstone y rudstone con abundantes corales. Mientras que el resto de la unidad consiste de caliza packestone y grainstone de bioclastos, presenta un color crema y está soportada por un cementante calcáreo con abundantes bioclastos. Los bioclastos van de ~1 mm a 25 cm y están cpnformados por fragmentos de numulítes, equinodermos, gasterópodos y corales. También se pueden observar algunos clastos subangulosos de cuarzo lechoso y fragmentos líticos.

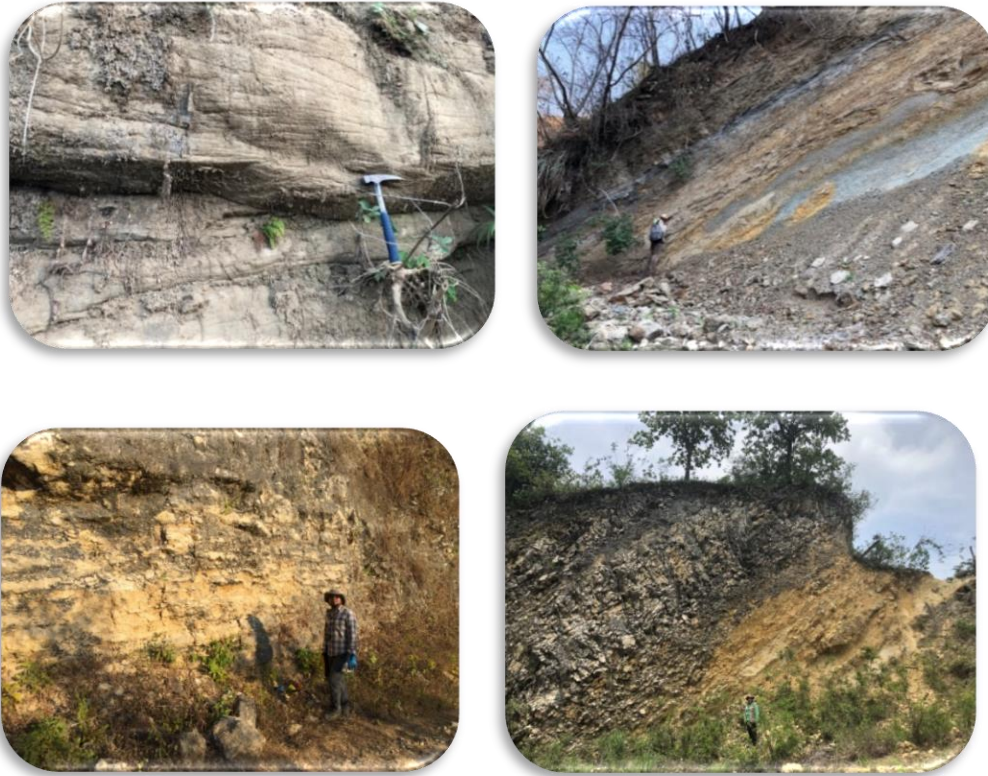


Figura 7.18. Afloramientos del grupo Modelo del Mioceno inferior. En la parte superior se encuentran areniscas y limolitas del miembro inferior. Y en la parte inferior una intercalación de caliza fosilífera y arenisca del miembro superior.

Petrografía: Se describieron láminas de caliza packstone y grainstone de bioclastos. La matriz está conformada por ~80% de cristales de esparita y ~20% de lodo calcáreo (micrita). Los ortoquímicos son bioclastos, pellets, ooides y extraclastos de cuarzo y feldespato. Los bioclastos son fragmentos de (>50%) numulites de 0.5 a 7 mm, gasterópodos (0.2-3 cm), algas rojas (0.2-0.7 mm), pelecípodos (0.4-1 mm), equinodermos (0.05-0.2 mm) y corales (0.5-12 mm).

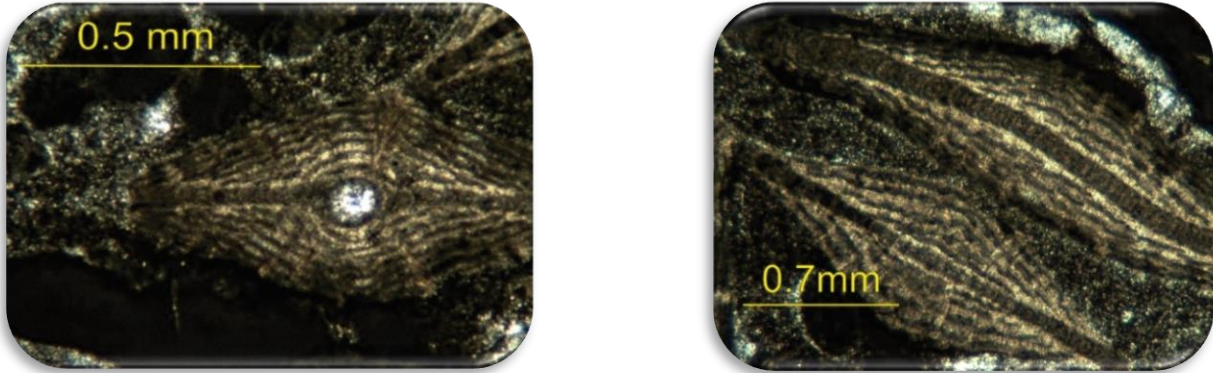


Figura 7.19. Microfotografías en luz paralela de caliza packstone del grupo Modelo en donde se pueden observar numulítes en una matriz calcárea de micrita.

7.3.6. Grupo Río Hondo

El Grupo Río Hondo fue dividido en dos miembros (Frost y Langenheim, 1959): el Conglomerado Zapotillo (inferior) y la Lutita Zapotal Viejo (superior). Ambos se depositaron en un ambiente transicional y deltáico.

Conglomerado Zapotillo

El conglomerado Zapotillo consiste en paquetes gruesos a masivos de conglomerado intercalado con cuerpos lenticulares y masivos de arenisca de grano grueso. El conglomerado es clastosoportado y polimíctico; la matriz está compuesta por arenisca de grano a grueso con abundante cuarzo, feldespato y mica; y los clastos que lo componen van de 2 a 12 cm, son subredondeados y están formados en orden de abundancia por diorita, granodiorita, cuarcita, pizarra, arenisca, filita, cuarzo lechoso, dacita, metabasita, diabasa y toba vítrea. Las areniscas presentan estratificación cruzada y contienen restos vegetales.

Lutita Zapotal Viejo

Esta unidad consiste de estratos delgados (<10 cm) de lutita con niveles de limolita, arenisca de grano fino y caliza mudstone. En algunos niveles la lutita es calcárea y en otros no tiene influencia de carbonatos. La unidad presenta laminación planoparalela y cruzada, marcas de arrastre, bioturbación y marcas de carga y contiene microfósiles y restos de troncos y hojas.

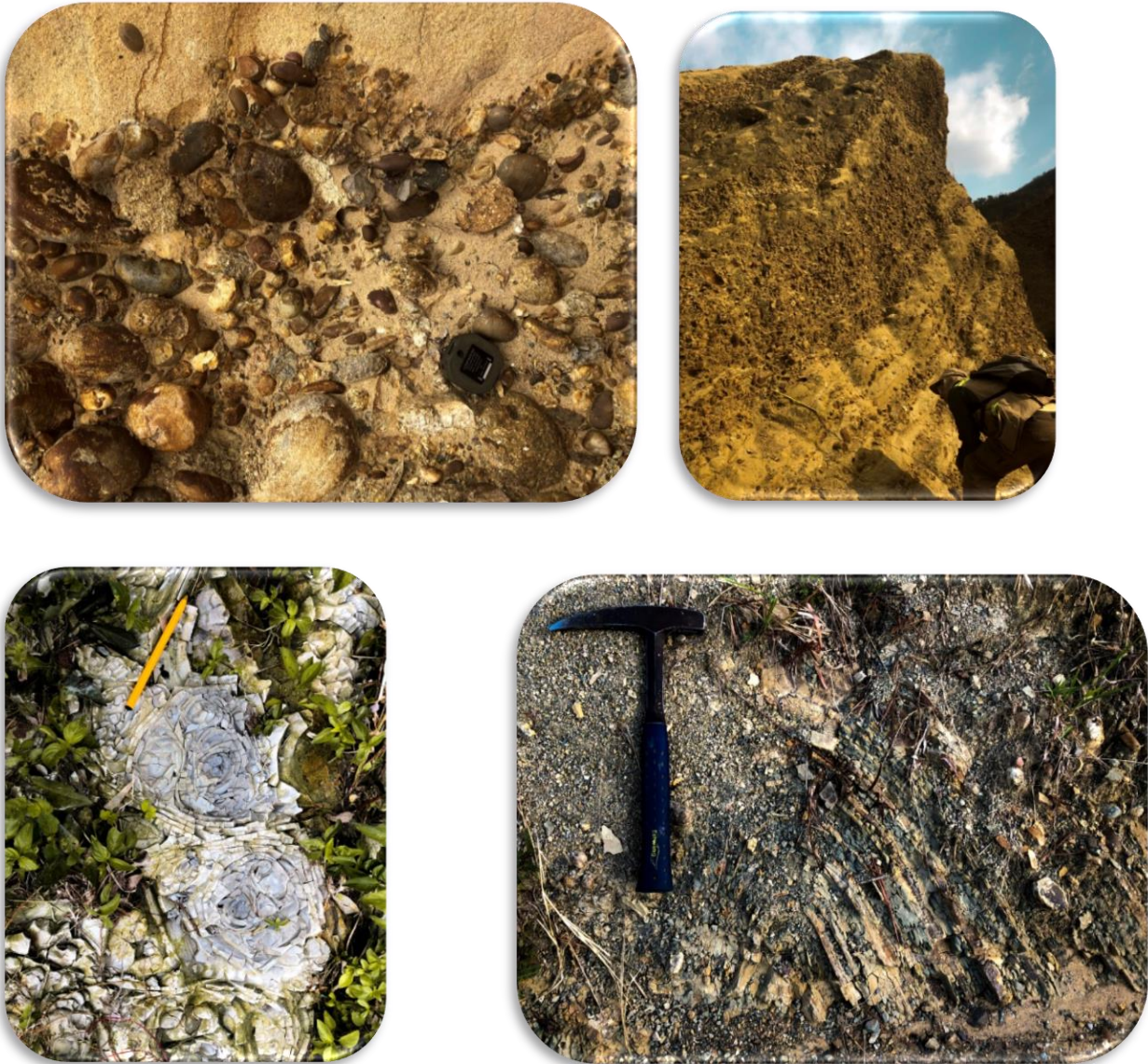
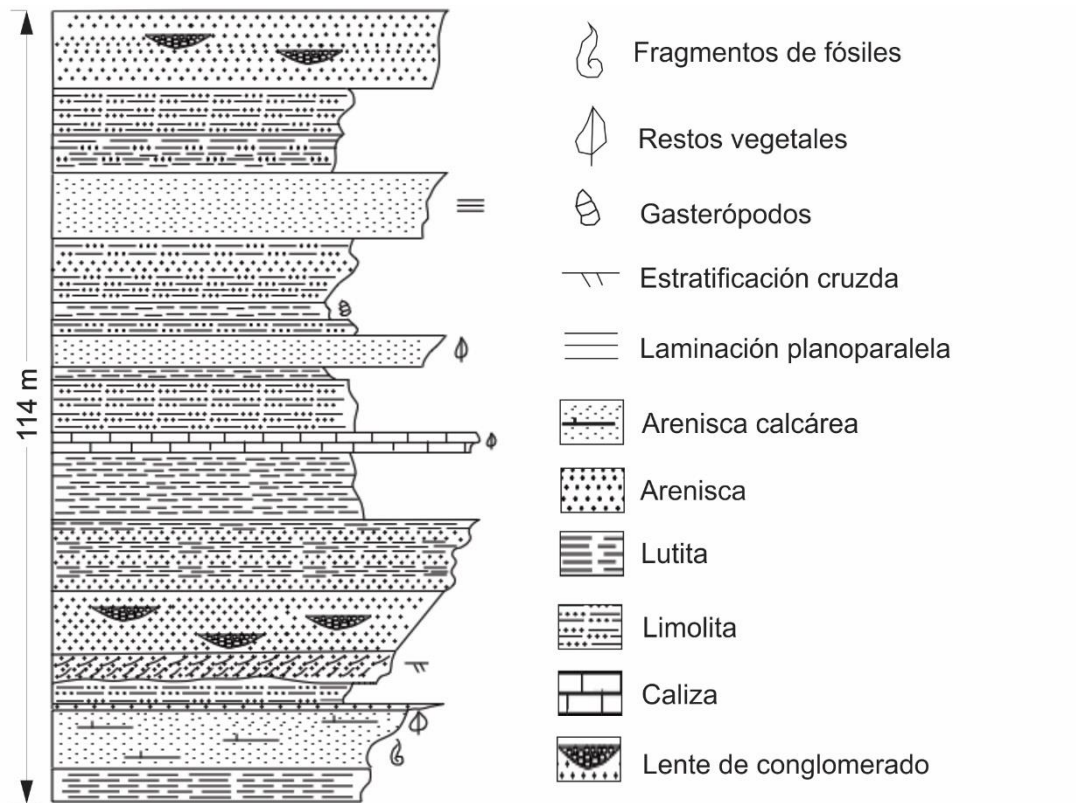


Figura 7.20. Fotografías de aflormientos de las unidades Conglomerado Zapotillo (parte superior) y Lutita Zapotal Viejo (parte inferior).

7.3.7. Formación Ixtapa

Esta unidad presenta grandes cambios de facies a lo largo de la cuenca, por lo que ha sido agrupada por distintos autores en miembros y megasecuencias de acuerdo con criterios sedimentológicos y litoestratigráficos. En este trabajo se hablara del aspecto general de la Fm. Ixtapa para su distinción en campo. Esta unidad consiste de estratos delgados a gruesos de conglomerado y arenisca intercalados con paquetes gruesos de ceniza y lutita.



Conteo de clastos y matriz en la Fm. Ixtapa

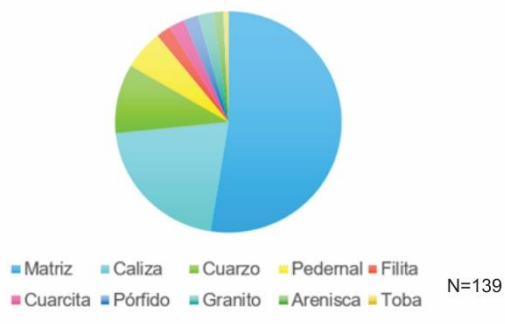


Figura 7.21. Columna estratigráfica, conteo de clastos y fotos de afloramiento de la Fm. Ixtapa

El conglomerado es clastosoportado y polimíctico y contiene clastos subredondeados de 2 a 20 cm de caliza wackestone, packstone y grainstone, arenisca, andesita, diorita, granodiorita, pizarra y cuarcita. La toba volcánica consiste de fragmentos de vidrio, minerales ferromagnesianos, pómez, feldespato y plagioclasa. Algunas de las estructuras primarias que se pueden reconocer son: estratificación cruzada, laminación planoparalela, gradación normal e imbricación de clastos. También se pueden encontrar gasterópodos de ambientes continentales y restos de troncos y hojas. Se ha interpretado que esta unidad se depositó en distintos ambientes continentales, principalmente fluvial, lacustre y de abanico aluvial.

7.3.8. Depósitos volcánicos y volcanoclásticos

Esta unidad se extiende sobre la porción SE del área de Ixtapa cubriendo a la Fm. Ixtapa y a las demás unidades que afloran en esta zona, formando una gran planicie. Estos depósitos se encuentran dispuestos en estratos subhorizontales de 2 cm a 3 m de espesor y están conformados por toba de ceniza, brecha volcanoclástica y depósitos de cenizas y bloques. La ceniza es de composición félsica, por lo que presenta un color crema amarillento y contiene fragmentos subangulosos de pómez blanca, obsidiana, cuarzo, feldespato, plagioclasa, anfíbol, clorita y carbonato de calcio y presenta laminación planoparalela y cruzada. Por otra parte, los bloques consisten de fragmentos de 5 a 30 cm de arenisca, filita, cuarcita, caliza grainstone y wackestone, andesita, dacita, granito, toba y dolomía. La unidad se depositó en un ambiente lacustre y se identificaron algunos depósitos de caída y lahares



Figura 7.22. Fotografías de afloramientos de los depósitos de cenizas y lahares del Pleistoceno, producto de los volcanes Navenchauc y Huitepec.

Referencias

- Alcudia, M. T. (1987). *Prospecto Simojovel I. Informe Geológico No. 920*. Petróleos Mexicanos, Inédito.
- Alencáster, G. (1971). *Rudistas del Cretácico superior de Chiapas 1*. Ciudad de México: Paleontología Mexicana. Vol. 34 p. 1-91.
- Alencaster, G. (1974). *Estudio de rudistas y gasterópodos de la Formación Angostura en El Coyol, Chiapas*. Inédito. Petróleos Mexicanos.
- Allmendinger, R. W. (2012). *Structural Geology Algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge, Inglaterra: Cambridge University Press.
- Anderson, E. M. (1942). *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain*. Edimburgo, Escocia: Oliver and Boyd.
- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal stresses for a given fault population. *Tectonophysics* 56, p. 17-26.
- Arthaud, F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr. Vol. 7 Sér. 11*, p. 729-737.
- Arthaud, F. y. (1972). Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitane. *Rev. Inst. Petrole. Fr. Vol. 27*, p. 715-732.
- Authemayou, C. B. (2011). The Caribbean. North America-Cocos Triple junction and the dynamics of the Polochic-Motagua fault systems: Pull-up and zipper models. *Tectonics*, vol. 30. P. 1-35.
- Aydin, A. N. (1982). Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics* vol. 1, p. 91-105.
- Basile, C. y. (1999). Transensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology* vol. 21, p. 23-37.
- Ben-Avraham, Z. (1985). Structural Framework of the Gulf of Elat (Aqaba), Northern Red Sea. *Journal of Geophysical Research* Vol. 90, p. 703-726.
- Blair, T. C. (1987). Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine basin sedimentation, Jurassic-lower-most Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* vol. 57, p. 845-862.

- Castro, M. M. (1975). Estratigrafía y Micofacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XXVII, p. 19-35.
- Centro de Escritura Javeriano. (2013). *Normas APA*. Cali, Colombia: Pontificia Universidad Javeriana.
- Clayton, L. (1966). Tectonic depressions along the Hope fault, a transcurrent fault in east Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* vol. 9, p. 95-104.
- Clift, P. D. (2006). The sedimentary and tectonic evolution of the Yinggehai-Song Hong basin and the southern Hainan margin, South China Sea: Implications for Tibetan uplift and monsoon intensification. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111.
- Cronan, D. (1980). *Underwater Minerals*. London: Academic Press.
- Crowell, J. C. (1974b). Origin of Late Cenozoic basins in southern California. *Tectonics and sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 22*, p. 190-204.
- Crowell, J. C. (1974a). Sedimentation along the San Andreas Fault, California. *Society of Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 19*, 292-303.
- Cunningham, W. D. (2007). *Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends*. Special publications of The Geological Society of London vol 290. Londres, Inglaterra: The Geological Society of London.
- Damon, P. y. (1978). Late Cenozoic Volcanism and Metallogenesis over an Active Benioff Zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest Vol XI*, p. 155-168.
- De la Cruz, R. V., & H., P. R. (1991). *Prospecto Villahermosa*. PEMEX, Informe Geológico No. 948.
- Dunne, L. A. (1984). Strike-slip basin sedimentation at Lake Hazar (eastern Taurus Mountains). *Geology of the Taurus Bel International Symposium*, p. 229-235.
- Edwards, R., & Atkinson, K. (1986). *Ore deposit geology and its influence on mineral exploration*. London: Chapman and Hall.
- Eyal, Y. E. (1986). The Origin of the Big Zreir rhomb-shape graben, eastern Sinai. *Tectonics* vol. 5, p. 267-277.
- Ferrusquía-Villafranca, I. A.-A. (2000). First Paleogene Schelifauna of the middle American-Caribbean-Antillean region, La Mesa de Copoya, west-central Chiapas; geologic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas Vol. 17*, p. 1-23.
- Flügel, E. (2010). *Microfacies of Carbonate Rocks*. Heidelberg, Alemania: Springer.

- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Frost, S. H. (1974). *Cenozoic reef biofacies: Tertiary corals from Chiapas, Mexico*. Urbana, Illinois: Northern Illinois Press.
- González, A. J. (1963). *Exploración Geológica del Área Tumbalá-Chilón, Chiapas, México*. Inédito. Petróleos Mexicanos, Zona Sur.
- González, A. J. (1967). *Informe Geológico del Área Teopisca-Chiapa de Corzo, Chiapas*. Inédito. Petróleos Mexicanos, Zona Sur.
- González, J. A. (1965). *Informe Geológico el área Ixtapa-San Cristóbal*. Inédito, Petróleos Mexicanos.
- Gutiérrez, G. R. (1949). *Informe Geológico de la Región de Buenavista-Las Palmas, Salto de Agua-Simojovel-Soyaló*. Inédito, Petróleos Mexicanos.
- Guzmán Speziale, M. M. (2000). The North America-Caribbean Plate boundary west of the Polochic fault system: A fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 13, p. 459-468.
- Guzmán Speziale, M. P. (1989). The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean Plates: Seismicity and tectonics. *Tectonics* vol. 8, 981-999.
- Ham-Wong, J. M. (1979). *Prospecto Nazareth, Chiapas. Informe Geológico No. 745*. Inédito. Petróleos Mexicanos.
- Healy, D. S. (2012). Stress, faulting, fracturing and seismicity: the legacy of Ernest Masson Anderson. *Faulting, Fracturing and Igneous Intrusion in the Earth's Crust. Geological Society of London, Special Publications No. 367*, p. 1-6.
- Hempton, M. R. (1983). Evolution of thought concerning sedimentation in pull-apart basins. Boardman, S. J. (eds) *Revolution in the Earth Sciences*, Kendall/Hunt Publishers, Dubuque, Iowa, 167–180.
- Hernandez-Vergara, R. Fitz-Díaz, E.; Morán-Zenteno, D.; Brocard, G. (2020). ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of Eocene deformation in the Chiapas Fold and Thrust Belt, southern Mexico. *Geological Society of London Special Publications No. 504*. Londres, Reino Unido.
- Hinojosa, G. A. (1964). *Informe Geológico del Área Copainalá-Ixtapa*. Informe Geológico No. 497 Petróleos Mexicanos. Inédito.
- Howard, J. (1993). The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. *The Journal of the International Association of Sedimentologists Vol 40*.

- Kingma, J. T. (1958). Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand . *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* vol. 1, P. 269-274.
- Langenheim, R. L. (1965). Paleocene through Pliocene sequence in the Ixtapa-Soyaló region, Chiapas, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs, Special Paper 115*, p. 92.
- Licari, G. R. (1960). *Geology and amber deposits in the Simojovel Area, Chiapas, Mexico*. . Berkeley, California: University of California.
- Mandujano, J. y. (1996). Reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas . *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, p. 45.
- Mann, P. H. (1983). Development of pull-apart basins . *Journal of Geology* vol. 91, p. 529-554.
- Manspeizer, W. (1985). The Dead Sea rift: Impact of climate and tectonism on Pleistocene and Holocene sedimentacion. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37*, p. 143-158.
- Marrett, R. A.; Allmendinger, R. (1990). Kinematic analysis of a fault-slip data. *Journal of Structural Geology*vol. 12, p. 973-986.
- Meneses Rocha, J. (1985). *Tectonic evolution of the Strike-slip Fault province of Chiapas, México: Master's thesis* . Austin, Texas: University of Texas at Austin.
- Meneses-Rocha, J. (1991). *Tectonic development of the Ixtapa Graben, Chiapas, Mexico. Ph.D. disertation*. Austin, Texas: University of Texas, at Austin.
- Meneses-Rocha, J. (2001). Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an Example of a Stricke -slip Basin of Southeastern Mexico: Implications for Regional Petroleum Systems. *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basin and petroleum systems: AAPG Memoir* vol. 75, 183-216.
- Mial, A. D. (1978). A reviewof the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews* v. 13, p. 1-62.
- Mitchell, A. H. (1978). *Sedimentation and tectonics*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Scientific Publications.
- Mora, J. C.-V.-M.-M. (2007). Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan Volcanic Arc (Central Area), Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* vol. 162, p. 43-72.
- Nilsen, T. H. (1995). Strike-slip basins. *Busby, C. J. and Ingersoll, R. V., Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Scientific Publications* p. 425-457.

- Nilsen, T. H. (1985). Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California. *Diddle, K. T. and Christie-Blick, N. Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation Special Publication No. 37*, p. 79-103.
- Noda, A. (2013). Strike-slip basin - Its Configuration and Sedimentary Facies. *Mechanism of Sedimentary Basin Formation. Del libro de Yasuto Itoh Mechanism of sedimentary basin formation: Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*, 27-57.
- Palmer, R. H. (1927). Geology of eastern Hidalgo and adjacent parts of Veracruz, México. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 11 (12)*, 1173-1220.
- Peacock, D. C. (1995). Strike-slip relay ramps. *Journal of Structural Geology vol. 17*, p. 1351-1360.
- Pindell, J. C. (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, Vol. 155 p. 128-131.
- Price, N. J. (1966). *Fault and joint development in brittle and semibrittle rocks*. Londres: Pergamon.
- Quezada-Muñetón, J. M. (1987). El Cretácico Medio-Superior, y el Límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Vol. XXXIX*, p. 1-98.
- Riedel, W. (1929). Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. f. Mineral. u. Pal.*, p. 354-368.
- Ross, M. I. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico. *Tectonophysics Vol. 155*, 139-168.
- Rowland, S. M. (2013). *Structural Analysis and Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology*. Nueva Jersey, EUA: John Wiley & Sons.
- Rust, B. R. (1978). Depositional facies for braided alluvium. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5*, p. 605-625.
- Salas, G. P. (1949). El Cretácico en la Cuenca de Macuspana y su Correlación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana vol. 14*, p. 49-65.
- Sánchez montes de Oca, R. (1979). Geología Petrolera de la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros vol. 31*, p. 67-97.
- Sanchez-M. de O., R. (1967). *Informe Geológico del Área Suchiapa-Cintalapa, Chiapas*. Inédito. Petróleos Mexicanos.

- Sánchez-M. de O., R. (1969). *Proyecto Mesozoico de Chiapas. Informe Geológico No. 536.* Petróleos Mexicanos, Zona Sur. Inédito.
- Santamaría-Orozco, D. A.-P.-H. (1990). *Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las cuencas mesozoicas de México.* p. 102-106: (Etapa 1: Zona norte, Cretácico) Proyecto CAO 3052 Instituto Mexicano del Petróleo.
- Schubert, C. (1980). Late-Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuelan Andes. *Journal of Structural Geology Vol. 2*, p. 463-468.
- Sharp, R. V. (1972). Geologic evidence of previous faulting near the 1968 rupture on the Coyote Creek Fault. *U. S. Geological Survey Professional Paper 787*, p. 131-140.
- Steel, R. J. (1977). Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway: Sedimentary response to tectonic events. *Geological Society of America Bulletin Vol. 88*, p. 1124-1134.
- Steel, R. J. (1980). Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: Signs of Strike-slip tectonics during infilling. *Ballance, P. F. and Reading, H. G. Sedimentation in oblique-slip mobile zones: International Association of Sedimentologists: Special Publication 4*, p. 79-103.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin v. 100*, p. 1666-1703.
- ten Brink, U. B.-A. (1989). The anatomy of a pull-apart basin: seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. *Tectonics, Vol. 8*, P. 333-350.
- Viniegra, O. F. (1971). Age and evolution of salt basins in southeastern Mexico. *AAPG Bulletin vol. 55*, p. 478-494.
- Weber, B. I. (2007). New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE Mexico: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Sciences vol. 96*, p. 253-269.
- Wilcox, R. E. (1972). Basic Wrench Tectonics. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin vol. 57*, p. 74-96.
- Witt, C. B. (2012). New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south of Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronology. *Tectonics Vol. 31*, p. 1-15.